



QUADERNI di GEOFISICA

Dati sismostratigrafici sul margine continentale della Campania tra Ischia, Capri ed il bacino del Volturno (Tirreno meridionale, Italia) in base al processing sismico ed all'interpretazione geologica di profili sismici a riflessione multicanale



ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

149

Direttore Responsabile

Silvia MATTONI

Editorial Board

Luigi CUCCI - Editor in Chief (luigi.cucci@ingv.it)
Raffaele AZZARO (raffaele.azzaro@ingv.it)
Christian BIGNAMI (christian.bignami@ingv.it)
Mario CASTELLANO (mario.castellano@ingv.it)
Viviana CASTELLI (viviana.castelli@ingv.it)
Rosa Anna CORSARO (rosanna.corsaro@ingv.it)
Domenico DI MAURO (domenico.dimauro@ingv.it)
Mauro DI VITO (mauro.divito@ingv.it)
Marcello LIOTTA (marcello.liotta@ingv.it)
Mario MATTIA (mario.mattia@ingv.it)
Milena MORETTI (milena.moretti@ingv.it)
Nicola PAGLIUCA (nicola.pagliuca@ingv.it)
Umberto SCIACCA (umberto.sciacca@ingv.it)
Alessandro SETTIMI (alessandro.settimi1@istruzione.it)
Andrea TERTULLIANI (andrea.tertulliani@ingv.it)

Segreteria di Redazione

Francesca DI STEFANO - Referente
Rossella CELI
Barbara ANGIONI

redazionecen@ingv.it

REGISTRAZIONE AL TRIBUNALE DI ROMA N.174 | 2014, 23 LUGLIO

© 2014 INGV Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia
Rappresentante legale: Carlo DOGLIONI
Sede: Via di Vigna Murata, 605 | Roma



ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

QUADERNI di GEOFISICA

Dati sismostratigrafici sul margine continentale della Campania tra Ischia, Capri ed il bacino del Volturno (Tirreno meridionale, Italia) in base al processing sismico ed all'interpretazione geologica di profili sismici a riflessione multicanale

Seismostratigraphic data on the Campania continental margin between Ischia, Capri and the Volturno basin (Southern Tyrrhenian Sea, Italy) based on seismic processing and geologic interpretation of multichannel reflection profiles

Gemma Aiello^{1*}, Anna Giuseppa Cicchella²

¹ISMAR - CNR | Istituto di Scienze Marine, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Sezione di Napoli

²Collaboratore esterno, Dottore di Ricerca in Scienze ed Ingegneria del Mare, Università degli Studi di Napoli "Federico II", Napoli

*Autore corrispondente

Accettato 28 settembre 2018 | Accepted 28 September 2018

Come citare | How to cite Aiello G. et al., (2019). Sismostratigrafia del margine continentale della Campania. Quad. Geofis., 149: 1-52.

In copertina Carta geologica schematica del margine occidentale dell'Appennino campano | Cover Geologic sketch map of the western margin of the Campania Apennines

INDICE

Riassunto	7
<i>Abstract</i>	8
Introduzione	9
1. Inquadramento geologico	10
2. Acquisizione e processing dei profili sismici a riflessione multicanale	14
2.1 Acquisizione dei dati sismici	14
2.2 Processing dei dati sismici	15
3. Interpretazione geologica dei profili sismici a riflessione multicanale	20
3.1 Concetti della stratigrafia sismica e della stratigrafia sequenziale	20
3.2 Interpretazione geologica dei profili sismici	23
3.2.1 Profilo sismico Sister4_2	23
3.2.1.1 La scarpata continentale di Capri-Bocca Piccola	24
3.2.1.2 L'offshore di Procida e l'alto strutturale di Ischia	25
3.2.1.3 Il Bacino del Volturno	25
3.2.2 Profilo sismico Sister9_1	26
3.2.2.1 Il Bacino del Magnaghi	26
3.2.2.2 Il Banco di Fuori e il canyon Dohrn	27
3.2.2.3 L'alto strutturale di Capri e la Valle di Salerno	28
3.2.3 Profilo sismico Sister7_2	29
3.2.3.1 Il Bacino di Capri	30
3.2.3.2 Il thalweg del canyon Dohrn e il Banco di Fuori	30
3.2.3.3 La piattaforma esterna del Golfo di Napoli	30
4. Discussione	31
4.1 Il Bacino del Volturno	31
4.2 La scarpata continentale di Capri-Bocca Piccola	33
4.3 L'offshore di Procida, il Bacino del Magnaghi e l'alto strutturale di Ischia	34
4.4 Il Banco di Fuori e il canyon Dohrn	35
4.5 L'alto strutturale di Capri, il Bacino di Capri e la Valle di Salerno	36
5. Conclusioni	37
Bibliografia	38

Dati sismostratigrafici sul margine continentale della Campania tra Ischia, Capri ed il bacino del Volturno (tirreno meridionale, Italia) in base al processing sismico ed all'interpretazione geologica di profili sismici a riflessione multicanale

Alcuni profili sismici multicanale sul margine continentale della Campania sono stati elaborati ed interpretati con lo scopo di fornire nuove evidenze geologiche sull'assetto tettono-stratigrafico di questo settore del margine tirrenico dell'Italia meridionale. In particolare, i profili sismici interpretati hanno attraversato le strutture geologiche delle Isole di Ischia e Capri e l'*offshore* del Volturno.

La struttura geologica regionale del margine continentale della Campania è caratterizzata da varie strutture geologiche e dalle corrispondenti unità sismiche, di natura sia vulcanica che sedimentaria. Le sezioni sismiche interpretate sono state suddivise in settori differenti in base alla diversa riflettività, rispettivamente buona presso la Penisola Sorrentina e la foce del Volturno e scarsa presso il *canyon* Magnaghi e l'alto strutturale di Ischia per la presenza di livelli vulcanici e vulcanoclastici.

La scarpata continentale dell'Isola di Capri-Bocca Piccola è contraddistinta dalla presenza di una struttura carbonatica controllata dall'unità sismica carbonatica profonda, geneticamente collegata, ricoperta da spesse unità sismiche sedimentarie, rappresentate da cunei progradanti relitti, di probabile età medio-tardo pleistocenica. Queste unità sono a loro volta ricoperte da un sottile drappaggio di depositi olocenici, che suggerisce una sotto-alimentazione della scarpata continentale al largo di Bocca Piccola durante il tardo Quaternario, quando quest'area era un alto strutturale, caratterizzato da carbonati meso-cenozoici inclinati verso nord-ovest, che rappresentavano il proseguimento in mare dell'alto strutturale di Capri. Facies sismiche acusticamente trasparenti sono state osservate nel settore del *canyon* Magnaghi-*offshore* di Ischia, localizzato in corrispondenza dell'alto strutturale vulcanico di Ischia. L'interpretazione sismica ha mostrato che l'incisione del *canyon* Magnaghi, caratterizzato da una profondità di massima incisione di 450 m, ha prevalentemente coinvolto i depositi vulcanici, mancanti di riflettività interna. Un altro settore principale è rappresentato dal Bacino del Volturno, dove sono state identificate tre unità sismiche, che formano il riempimento del bacino. Queste unità sono state rispettivamente interpretate come argille costiere pleistoceniche in alternanza con depositi vulcanoclastici, come depositi marini e deltizi del Pleistocene medio e come depositi miocenici di flysch, geneticamente collegati con il Flysch di Frosinone *Auct.* Il Bacino del Magnaghi, qui riconosciuto e precedentemente non noto, è un piccolo bacino sedimentario localizzato nell'*offshore* di Ischia, il cui riempimento è caratterizzato da riflettori sismici paralleli e continui. Un alto morfo-strutturale ("Banco di Fuori" o "Banco di Bocca Grande"), che delimita verso sud il Golfo di Napoli, alto circa 800 m, è caratterizzato dalla presenza dell'unità sismica carbonatica

profonda, che ne rappresenta l'ossatura stratigrafica. Mentre il suo fianco nord-occidentale è contraddistinto dall'esistenza di spessi cunei progradanti relitti, quello sud-orientale è ribassato dalla faglia diretta Acerra-canyon Dohrn, una delle faglie regionali anti-appenniche (NE-SW) più significative nel controllo della struttura geologica regionale del Golfo di Napoli. L'alto è delimitato lateralmente dal canyon Dohrn nella sua parte meridionale e dal canyon Magnaghi nella sua parte settentrionale. L'alto strutturale di Capri è distinto da riflettori marcati, paralleli e continui, interpretati come il cuneo progradante relitto superiore (unità B), che ricopre il cuneo progradante relitto inferiore (unità A). Entrambi i cunei ricoprono in discordanza l'unità carbonatica profonda. Il passaggio alla Valle di Salerno avviene attraverso la faglia diretta regionale Capri-Sorrento, con andamento NNW-SSE, caratterizzata da un rigetto di circa 1 km ed attiva durante il Pleistocene. Questa faglia separa il Golfo di Salerno dal Golfo di Napoli. La Valle di Salerno è riempita da quattro unità sismiche. La più recente presenta riflettori sismici continui e paralleli ed è stata messa in relazione con depositi marini e continentali del Quaternario, che ricoprono depositi pleistocenici che mostrano le stesse caratteristiche sismiche e rappresentano la seconda unità sismica. La terza unità mostra riflettori discontinui interpretati come depositi miocenici di flysch, geneticamente collegati con il Flysch del Cilento Auct., mentre l'unità più profonda è stata interpretata come costituita dai carbonati meso-cenozoici.

Seismostratigraphic data on the Campania continental margin between Ischia, Capri and the Volturno basin (Southern Tyrrhenian Sea, Italy) based on seismic processing and geologic interpretation of multichannel reflection profiles

Deep multichannel profiles located on the Campania continental margin have been processed and interpreted with the aim to highlight new evidence on the tectono-stratigraphic setting of this sector of Southern Italy Tyrrhenian margin. In particular, the interpreted seismic profiles have crossed the geological structures of the Ischia and Capri Islands and the Volturno offshore.

The regional geological structure of the Campania continental margin is characterized by several geological structures and corresponding seismic units, both volcanic and sedimentary in nature. The interpreted seismic sections have been divided in different sectors due to their different reflectivity, respectively good next to the Sorrento Peninsula and to the Volturno river mouth and low next to the Magnaghi canyon and the Ischia structural high due to volcanic and volcanoclastic layers.

The continental slope of Capri Island-Bocca Piccola is distinguished from the occurrence of a carbonate structure controlled by the related deep carbonatic seismic unit, overlain by thick sedimentary seismic units, represented by relict prograding wedges, probably Middle-Late Pleistocene in age. These units, are, in turn, overlain by a thin Holocene drape, suggesting a starvation on the continental slope off

Bocca Piccola during the Late Quaternary, when this area was a structural high, characterized by Mesozoic carbonates northwestwards dipping and representing the seawards prolongation of the Capri structural high. Acoustically-transparent seismic facies have been observed in the Magnaghi canyon-Ischia offshore sector, located in correspondence to the volcanic Ischia structural high. Seismic interpretation has shown that the incision of the Magnaghi canyon, characterized by a depth of maximum cut of 450 m, has mainly involved the volcanic deposits, lacking of internal reflectivity. Another main sector is represented by the Volturino basin, where three seismic units have been identified, representing the basin filling. They have been respectively interpreted as Pleistocene coastal shales alternating with volcanoclastic deposits, as Middle Pleistocene deltaic and marine deposits and as Miocene flysch deposits, genetically related with the Frosinone Flysch. The Magnaghi basin, herein recognized and previously unknown, is a small basin located in the Ischia offshore, whose infilling is characterized by parallel and continuous seismic reflectors.

A morpho-structural high ("Banco di Fuori" or "Banco di Bocca Grande"), bounding southwards the Naples Bay and high about 800 m, is characterized by the occurrence of the deep carbonate seismic unit, representing its stratigraphic bulk. While its north-western flank is characterized by the occurrence of thick relict prograding wedges, the south-eastern one is downthrown by the Acerra-Dohrn canyon normal fault, one of the most significant counter-Apenninic (NE-SW) trending regional faults controlling the structure of the Naples Bay. The high is laterally bounded by the Dohrn canyon in its southern part and by the Magnaghi canyon in its northern part. The Capri structural high is characterized by marked reflectors, parallel and continuous, interpreted as the upper relict prograding wedge (B unit), overlying the lower relict prograding wedge (A unit). Both the wedges unconformably overlie the deep carbonate unit. The passage to the Salerno Valley happens through the Capri-Sorrento regional normal fault, NNW-SSE trending, characterized by a throw of about 1 km and active during the Pleistocene. This fault separates the Salerno Bay from the Naples Bay. The Salerno Valley is filled by four seismic units. The most recent one is characterized by continuous and parallel seismic reflectors and has been put in relationships with Quaternary marine and continental deposits, overlying Pleistocene deposits, showing the same seismic characteristics and representing the second seismic unit. The third unit shows discontinuous reflectors interpreted as Miocene flysch deposits, genetically related with the Cilento Flysch, while the deepest one has been interpreted as Mesozoic carbonate deposits.

Introduzione

L'attività di ricerca presentata in questo lavoro consiste nell'analisi sismo-stratigrafica e nell'elaborazione di alcuni sismici a riflessione multicanale localizzati nel Golfo di Napoli con lo scopo di studiare le caratteristiche geologico-strutturali del margine tirrenico della Campania e di fornire ulteriori conoscenze sulle relazioni stratigrafiche tra le unità sismiche vulcaniche e sedimentarie nel Quaternario superiore.

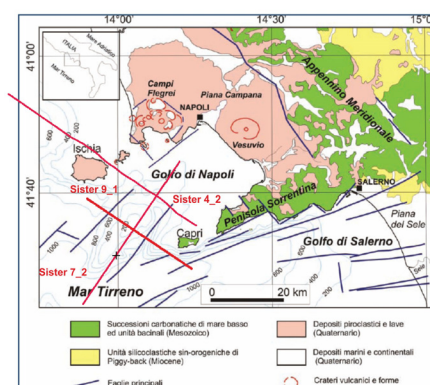
Il margine tirrenico della Campania è stato l'oggetto di numerosi studi stratigrafico-strutturali basati sulla sismica a riflessione multicanale calibrata con i dati sismici e di pozzo sia a terra che a mare. L'età di formazione del bacino sedimentario del Golfo di Napoli, la sua architettura stratigrafica e la calibrazione delle sequenze sismiche che lo caratterizzano sono state l'oggetto di un acceso dibattito geologico e geofisico [D'Argenio et al., 1973; Ippolito et al., 1973; Finetti e Morelli, 1974; Ortolani e Aprile, 1978; Fabbri et al., 1981; Bartole, 1983; Bartole et al., 1984; Trincardi e Zitellini, 1987; Mariani e Prato, 1988; Patacca et al., 1990; Fusi et al., 1991; Fusi, 1996; Berrino et al., 1998; Milia et al., 1998a; 1998b; Milia e Torrente, 1999; Bruno et al., 2003; Milia e Torrente, 2003; Zollo et al., 2003; Aiello et al., 2005; Ruggieri et al., 2007; Aiello et al., 2011a; 2011b; Conti et al., 2017].

Il metodo sismico a riflessione risulta estremamente versatile per lo studio delle caratteristiche stratigrafico-strutturali del Golfo di Napoli, caratterizzato dalla coesistenza di unità

sismostratigrafiche di natura sedimentaria e vulcanica. Le indagini sismiche descritte in questo lavoro hanno consentito di tracciare un quadro della struttura profonda delle aree investigate e di delineare l'andamento morfologico e strutturale del basamento carbonatico in profondità, laddove questo è presente. Inoltre, l'interpretazione geologica dei profili sismici ha consentito di studiare la sismostratigrafia di strutture geologiche presenti nel settore marino tra Ischia e Capri come il Bacino di Capri ed il Bacino del Magnaghi, precedentemente non note in dettaglio. Sono stati inoltre identificati lineamenti tettonici di carattere regionale (faglia Acerra-canyon Dohrn e faglia Capri-Sorrento), che controllano la struttura geologica regionale del Golfo di Napoli. In particolare, sono state elaborate tre linee sismiche localizzate nel Golfo di Napoli, utilizzando algoritmi moderni ed avanzati e *software* dedicati. Data l'alta qualità dei dati sismici il flusso di elaborazione consiste in un semplice *processing* di dati sismici a riflessione multicanale. I passaggi seguiti sono l'applicazione della geometria, l'*editing* delle tracce, l'analisi spettrale del segnale sismico e l'applicazione di filtri passa-banda, l'analisi di velocità e la correzione di *normal move-out* (NMO), la deconvoluzione, sia *spiking* che predittiva, ed infine lo *stack* [Cicchella, 2009]. Durante l'elaborazione dei dati è stata dedicata una particolare attenzione ai processi applicabili per la rimozione del segnale multiplo, che caratterizzava fortemente i dati sismici. Infatti, i processi che hanno migliorato i dati e ridotto il segnale multiplo esistente nei dati sismici comprendono una dettagliata analisi di velocità e la deconvoluzione predittiva. La localizzazione dei profili sismici sovrapposta alla carta geologica schematica dell'Appennino meridionale è riportata in Fig. 1. I tre profili sismici sono localizzati nel Golfo di Napoli; due di essi terminano in corrispondenza del margine continentale campano-laziale (profilo sismico Sister4_2 e profilo Sister7_2; Fig. 1), mentre l'altro termina in corrispondenza del Golfo di Salerno (Sister9_1; Fig. 1).

Figura 1 Carta geologica schematica del margine occidentale dell'Appennino campano, su cui è stata riportata la localizzazione dei profili sismici multicanale (in rosso nella figura; modificato da Cicchella, 2009).

Figure 1 Geologic sketch map of the western margin of the Campania Apennines, on which the location of multichannel seismic profiles has been superimposed (in red in the figure; modified after Cicchella, 2009).



1. Inquadramento geologico

Il Golfo di Napoli rappresenta uno dei principali bacini neogenico-quadernari dell'area peritirrenica. Questo settore occupa un'area di cerniera tra la catena sud-appenninica ed il bacino tirrenico, il cui assetto tettonico è strettamente connesso con l'evoluzione geodinamica del sistema bacino di retroarco-catena appenninica-avanfossa durante il Neogene superiore-Quaternario. In questo periodo i processi estensionali nell'area tirrenica risultano attivi contemporaneamente alle fasi compressive, che hanno portato all'individuazione della catena appenninica ed alla migrazione del sistema catena-avanfossa verso l'avampaese apulo [Malinverno e Ryan, 1986; Oldow et al., 1993; Ferranti et al., 1996; Caiazza et al., 2006; Casciello et al., 2006; Patacca e Scandone, 2007; Mazzoli et al., 2008; Vezzani et al., 2010; Critelli et al., 2011].

Studi recenti evidenziano che l'area peritirrenica, in particolare lungo il margine tirrenico campano-laziale, è caratterizzata da una serie di bacini sedimentari, per lo più trasversali alla catena, che si individuano in corrispondenza di faglie ad andamento NE-SW [Bartole et al., 1984;

Mariani e Prato, 1988; Sacchi et al., 1994; Acocella et al., 1999; Aiello et al., 2000; Milia e Torrente, 2003; Acocella e Funicello, 2006; Torrente e Milia, 2013; Conti et al., 2017].

L'assetto strutturale dei bacini sedimentari del margine tirrenico della Campania e la loro subsidenza sono stati oggetto di studi dettagliati basati sulla geologia di terreno e sui dati sismici e di pozzo, sia a terra che a mare [D'Argenio et al., 1973; Finetti e Morelli, 1974; Ippolito et al., 1973; Ortolani e Aprile, 1978; Fabbri et al., 1981; Bartole, 1983; Bartole et al., 1984; Trincardi e Zitellini, 1987; Mariani e Prato, 1988; Milia, 2010; Torrente e Milia, 2013; Conti et al., 2017]. Nonostante ciò, la relativa scarsità di dati sismici recenti e l'assenza di pozzi profondi nel Golfo di Napoli rendono complessa la ricostruzione dell'età di formazione del bacino e la calibrazione delle sequenze sismiche che lo caratterizzano. Recentemente il pozzo profondo circa 500 m perforato nell'ambito del progetto di ricerca *Campi Flegrei Deep Drilling Project* (CFDDP) ha fornito nuovi dati stratigrafici e nuove datazioni geocronologiche $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ che forniscono ulteriori dettagli per la definizione delle strutture da collasso e dell'evoluzione della caldera dei Campi Flegrei [De Natale et al., 2016].

Il Golfo di Napoli è limitato a sud dalla Penisola Sorrentina, ad est dalla parte meridionale della Piana Campana ed a nord-ovest dai Campi Flegrei (Fig. 1). La Penisola Sorrentina, con l'isola di Capri, costituisce un alto morfo-strutturale con direzione WSW-ENE, interposto tra il *graben* del Golfo di Napoli-Piana Campana a nord ed il Golfo di Salerno-Piana del Sele a sud [Perrone, 1988; Fusi e Garduno, 1992; Russo e Belluomini, 1992; Cinque et al., 2009; Pappone et al., 2009; Aucelli et al., 2012; Amato et al., 2013; Santangelo et al., 2017]. L'alto morfo-strutturale è costituito principalmente da rocce carbonatiche del Mesozoico ricoperte da sedimenti terrigeni miocenici [Scandone e Sgrosso, 1965; Perrone, 1988; Cinque et al., 2009; Pappone et al., 2009]. La Piana Campana è una depressione colmata da oltre 3000 m di depositi alluvionali e da prodotti vulcanici dell'attività dei Campi Flegrei, del Somma-Vesuvio e dell'isola di Ischia [Carrara et al., 1974; Ortolani e Aprile, 1978; Aprile e Ortolani, 1979; Florio et al., 1999; De Vivo et al., 2001; Rolandi et al., 2003; Aprile et al., 2004; Santangelo et al., 2010; 2017; Aucelli et al., 2017; Vitale e Ciarcia, 2018].

Il Golfo di Napoli rappresenta un eccellente laboratorio naturale, in cui il riempimento sedimentario ha registrato le interazioni tra tettonica, vulcanismo e processi deposizionali ed erosionali, unitamente al sollevamento tettonico ed alla deformazione delle aree retrostanti durante il Pleistocene. L'attività vulcanica (Campi Flegrei, Somma-Vesuvio e isole di Ischia e Procida) [Rosi e Sbrana, 1987; Santacroce, 1987; Vezzoli, 1988; Barberi et al., 1991; Scandone et al., 1991; Orsi et al., 1996; Di Vito et al., 1999; Morhange et al., 1999; Orsi et al., 1999a; Deino et al., 2004; Acocella et al., 2004; Perrotta et al., 2006; Bodnar et al., 2007; Acocella, 2008; 2010; Amoroso et al., 2008; Lima et al., 2009; Del Gaudio et al., 2010; Woo e Kilburn, 2010; Troiano et al., 2011; Capuano et al., 2013; De Martino et al., 2014; Piochi et al., 2014; Vitale e Isaia, 2014; Carlino et al., 2016; De Natale et al., 2016; Di Vito et al., 2016; Kilburn et al., 2017; Moretti et al., 2017] ha creato una notevole complessità nell'organizzazione delle unità sismiche sedimentarie e vulcaniche e quindi, una complessità interpretativa dei dati sismici. Il settore occidentale del Golfo di Napoli è prevalentemente caratterizzato da unità sismiche vulcaniche, frequentemente associate con anomalie magnetiche positive, mentre il settore orientale è contraddistinto dalla presenza di unità sismiche sedimentarie [Fusi et al., 1991; Milia, 1996; Aiello et al., 2004; 2016a; 2016b].

Negli ultimi vent'anni il Golfo di Napoli è stato oggetto di numerose indagini di sismica a riflessione, rappresentate soprattutto dalla sismica monocanale registrata con la sorgente Sparker dall'Istituto di Oceanologia dell'Istituto Universitario Navale di Napoli [Latmiral et al., 1971; Pescatore et al., 1984; Fusi et al., 1991; Milia, 1996; Milia, 1998; Milia e Torrente, 1999; Milia, 2000; Milia et al., 2003; Corradi et al., 2009; Aiello et al., 2012b; 2012c; Aiello, 2018], ma anche di sismica multicanale acquisita dall'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste [Finetti e Morelli, 1974; Bruno et al., 2003].

La piattaforma continentale del Golfo di Napoli presenta un'ampiezza variabile, compresa tra 2.5 km al largo del settore occidentale dell'Isola di Capri e circa 10-15 km al largo della costa di Sorrento. Una tale fisiografia è controllata dalle interazioni tra il vulcanismo subaereo e sottomarino, che ha fortemente interessato il Golfo di Napoli durante il Pleistocene superiore e l'erosione lineare operata dai *canyons* Dohrn e Magnaghi e dai loro canali tributari (Fig. 2). La piattaforma continentale del Golfo di Napoli è drappeggiata dai depositi olocenici relativi all'ultimo stazionamento alto del livello marino [Aiello et al., 2001]. Il settore occidentale è caratterizzato dalla presenza di anomalie magnetiche positive associate a numerosi banchi vulcanici [Calligaris et al., 1972; Napoleone et al., 1984; Aiello et al., 2004; Aiello e Marsella, 2016a], alcuni dei quali situati all'interno della piattaforma continentale (Banco di Pentapalumbo, Banco di Nisida, Banco di Miseno), altri all'imbocco della scarpata del Golfo di Napoli e nella zona mediana tra i *canyons* Dohrn e Magnaghi (Banco Gaia e tre banchi minori ubicati ad ovest dello stesso). Relitti di apparati vulcanici sottomarini sono presenti tra le isole di Procida e Ischia (Formiche di Vivara, La Catena e Banco di Ischia) [Latmiral et al., 1971; Di Girolamo e Rolandi, 1975; de Alteriis e Toscano, 2003; Aiello et al., 2012b; Aiello, 2018].

Figura 2 Fisiografia schematica del Golfo di Napoli (modificata da Aiello et al., 2001).

Figure 2 Sketch physiography of the Gulf of Naples (modified after Aiello et al., 2001).



Numerosi sono gli studi geologici eseguiti sui delta dei fiumi Tevere ed Arno [Bellotti et al., 1994; 1995; 2011; 2012; Amorosi e Milli, 2001; Aguzzi et al., 2005; Amorosi et al., 2009; Bicket et al., 2009; Grippa et al., 2011; Rossi et al., 2011; Amorosi et al., 2013; Milli et al., 2013], mentre il delta del Volturno è stato relativamente poco studiato, tranne che per gli studi stratigrafici recenti eseguiti a terra in base ai dati di carotaggio [Amorosi et al., 2012; 2013] e nella zona del Lago Patria [Sacchi et al., 2014].

L'architettura stratigrafica del riempimento della valle del Volturno è caratterizzata dalle seguenti sei associazioni di facies [Amorosi et al., 2012; 2013], di età olocenica, che ricoprono in discordanza depositi alluvionali del Pleistocene superiore e che, a loro volta, ricoprono un basamento acustico rappresentato dall'Ignimbrite Campana [Barberi et al., 1978; Fitsimmons et al., 2013]. 1) L'associazione di facies di palude è composta da argille con abbondanti intercalazioni vulcaniche. 2) L'associazione di facies di laguna-estuario è caratterizzata da argille siltose con intercalazioni sabbiose. 3) L'associazione di facies trasgressiva di barriera è costituita da sabbie sottili passanti verso l'alto a sabbie siltose e silt. 4) L'associazione di facies di prodelta, riconosciuta in corrispondenza della foce attuale del Volturno, che si estende probabilmente verso mare nella piattaforma continentale interna del Volturno (offshore di Cuma) [Iorio et al., 2014; Aiello et al., 2017] è composta da argille siltose con locali intercalazioni siltose e sabbiose [Amorosi et al., 2012; 2013]. 5) L'associazione di facies di spiaggia è composta da sabbie silicee con abbondanti frammenti di gusci di organismi marini ed affiora a terra in corpi sedimentari allungati parallelamente alla linea di costa. Il top della successione olocenica è composto da 6) depositi di piana alluvionale attuale, consistenti di argille e di argille siltose con abbondanti frammenti di piante e pomici.

L'assetto stratigrafico dei depositi del Lago Patria è stato recentemente descritto in base ai dati sedimentologici di carotaggio [Sacchi et al., 2014]. La successione del Quaternario superiore del Lago Patria è caratterizzata da quattro principali unità stratigrafiche, rispettivamente composte da: 1) silt sabbiosi e siltosi di ambiente transizionale, 2) sabbie e sabbie siltose (spiaggia emersa e sommersa e barre costiere), 3) lapilli cineritici e sabbie siltose (depositi vulcanoclastici post-Ignimbrite Campana e paleosuoli collegati), 4) ceneri, lapilli, scorie e tufi pomicei (Ignimbrite Campana). La stratigrafia della successione olocenica, caratterizzata da ambienti deposizionali da marini a lagunari, è composta da silt sabbiosi con tessitura omogenea (età AD 713 cal, datazioni al radiocarbonio) e infine, da ceneri scoriacee, pomici e lapilli con litici (4800-6000 B.P. cal., datazioni al radiocarbonio) [Sacchi et al., 2014]. Un paleosuolo principale, di età compresa tra 6000 e 8000 anni B.P. è stato interpretato come un intervallo pedogenetico, che ha evidenziato una fase di quiescenza durante l'attività dei Campi Flegrei, corrispondente al paleosuolo B [Di Vito et al., 1999] delle sequenze dei Campi Flegrei.

I depositi di prodelta del fiume Volturno sono stati recentemente studiati in base all'interpretazione sismica calibrata con dati sedimentologici e petrofisici di carotaggio [Iorio et al., 2014; Aiello et al., 2017]. L'analisi tefrostratigrafica ha suggerito che un riflettore continuo identificato nella piattaforma continentale del Volturno è rappresentato dai depositi del Tufo Giallo Napoletano (NYT) [Aiello et al., 2017]. L'analisi sismostratigrafica dei profili *Subbottom Chirp* ha consentito l'identificazione di un cuneo progradante tardo-pleistocenico, delimitato alla sua sommità da una superficie di *ravinement*, che rappresenta un *marker* stratigrafico regionale [Correggiari et al., 1992]. Questa superficie erosiva rappresenta anche la base dei depositi olocenici trasgressivi, mentre i depositi di prodelta olocenici di *highstand* ricoprono una superficie di massimo annegamento (*maximum flooding surface*; MFS) [Mitchum et al., 1977; Vail et al., 1977]. L'assetto cronostratigrafico della parte sommitale dei depositi di prodelta del Volturno fino a circa 2300 anni B.P. è stato recentemente ricostruito in base alla correlazione stratigrafica di alta risoluzione dei parametri di cromaticità dei sedimenti [Iorio et al., 2014]. Dieci unità litologiche/petrofisiche sono state riconosciute dalle analisi sedimentologiche e petrofisiche di carotaggi e supportate dall'interpretazione sismica. Un lento scorrimento delle unità sommitali di età olocenica è stato evidenziato dall'interpretazione sismica, che ha suggerito la presenza di una significativa deformazione interna dei riflettori sismici. L'assetto stratigrafico-sequenziale delle sequenze sismiche che rappresentano la parte sommitale dei depositi di prodelta del Volturno è stato ricostruito tenendo conto dei criteri stratigrafico-sequenziali recenti [Zecchin e Catuneanu, 2013].

Nuovi dati geologico-ambientali sono stati recentemente acquisiti alla foce del Volturno [Ferraro et al., 2017; Misuraca et al., 2018]. La stratigrafia del sottofondo è caratterizzata da diverse unità sismiche riconosciute in base all'interpretazione geologica dei profili *Subbottom Chirp* e *Sparker* [Ferraro et al., 2017]. Procedendo da terra verso mare, la prima unità è caratterizzata da configurazioni di *toplap* e si assottiglia verso terra, passando ad un'unità cuneiforme delimitata alla base da una superficie di massimo annegamento (MFS), che rappresenta un *marker* stratigrafico in tutta l'area in studio. Quest'ultima passa a sua volta ad un'unità sismica con geometria irregolare, delimitata alla base da una superficie erosiva, correlabile con la superficie di esposizione subaerea che si è prodotta in corrispondenza del picco regressivo dell'ultima fase glacio-eustatica. Sono state inoltre riconosciute altre due unità, rispettivamente correlabili con i depositi di basso stazionamento e con un ampio cuneo progradante, che comprende diverse sequenze deposizionali [Torrente e Milia, 2013; Ferraro et al., 2017].

L'interpretazione geologica dei profili *Sparker* ha mostrato la presenza di nove unità sismiche principali alla foce del Volturno [Misuraca et al., 2018]. Le terminazioni a *downlap* della prima unità (U1), caratterizzata da una geometria esterna cuneiforme, giacciono su un riflettore sismico di alta ampiezza, denominato H1. Al di sotto di questo riflettore, riflettori sub-paralleli di bassa ampiezza mostrano terminazioni a *downlap* al di sopra del riflettore ondulato denominato H2.

Sono presenti corpi lenticolari con una configurazione esterna retrogradante ed uno spessore che aumenta verso terra. Un riflettore piatto e debolmente inclinato verso terra (H3) taglia i profili osservati, producendo terminazioni a *toplap* e troncature erosive al di sopra delle principali unità sismiche riconosciute. Sono stati identificati pattern aggradazionali seguiti da una pronunciata progradazione dei riflettori sismici, localizzati alla foce del Volturno [Misuraca et al., 2018].

2. Acquisizione e processing dei profili sismici a riflessione multicanale

2.1 Acquisizione dei dati sismici

La campagna oceanografica di sismica a riflessione multicanale Sister 99 (*Seismic investigations in South Tyrrhenian extensional regions*) ha avuto come principale obiettivo scientifico lo studio geologico-strutturale del Tirreno meridionale attraverso l'acquisizione di 2400 km di profili sismici a riflessione multicanale. Nel Golfo di Napoli la qualità dei dati sismici ottenuti è stata buona grazie all'impiego di strumentazioni e tecniche avanzate, anche in presenza di unità sismiche vulcaniche e piroclastiche che producono un'elevata dispersione del segnale sismico. Sono stati utilizzati due *Airgun*, un cavo sismico a 48 canali ed un sistema di acquisizione e *processing* dei dati (Geometrics Inc.).

L'*Airgun* è una sorgente sismica impiegata in ambiente marino, che libera in mare aria compressa a pressioni elevate. Questa sorgente sismica è composta da due camere, una camera superiore di caricamento ed una camera inferiore di scarico, che sono sigillate da un doppio pistone ad albero. L'aria compressa viene fornita direttamente dai compressori che sono alloggiati sulla nave ed arriva direttamente alla camera superiore, distribuendosi in quella inferiore attraverso il pistone cavo. Dopo che la pressione raggiunta nelle due camere di scoppio è quella indicata, si attiva un solenoide che genera un campo magnetico, che solleva il pistone e produce uno sfogo libero dell'aria compressa. La sorgente *Airgun* produce mediamente emissioni di aria ogni 10-15 secondi. Questa sorgente sismica è stata costruita in vari modelli, che coprono uno spettro di possibili volumi d'aria fino a 2250 c.i., generando pressioni fino a 2000 psi. L'impulso e lo spettro dell'*Airgun* sono influenzati da alcuni parametri, che includono il volume della camera di scarico, la pressione di esercizio, la profondità di collocazione in mare ed il numero e la combinazione di *Airgun* aventi differenti volumi in un'unica batteria. La localizzazione delle linee sismiche elaborate, che misurano complessivamente una lunghezza di 160 chilometri è riportata in Fig. 1. Lo schema di acquisizione dei dati sismici è riassunto in Fig. 3. I parametri di acquisizione sono riassunti in Tab. 1, mentre le lunghezze ed i CDP (*Common Depth Point*) dei profili sismici elaborati sono schematizzati in Tab. 2.

Tipo di sorgente	n. 2 <i>Airgun</i> GI gun SI/Sodera (210 c.i.)
Lunghezza del sismogramma	5 sec
Intervallo di campionamento	1 msec
Distanza tra le sorgenti	25 m
Distanza tra gli idrofoni	12.5 m

Tabella 1 Parametri dell'acquisizione sismica.
Table 1 Seismic acquisition parameters.

Profilo sismico	Lunghezza (km)	Numero di CDP	Direzione
Sister 4_2	64	2560	NW-SE
Sister 9_1	36.5	1460	NW-SE
Sister 7_2	48.5	1940	NE-SW

Tabella 2 Caratteristiche dei profili sismici elaborati.

Table 2 Characteristics of the processed seismic profiles.

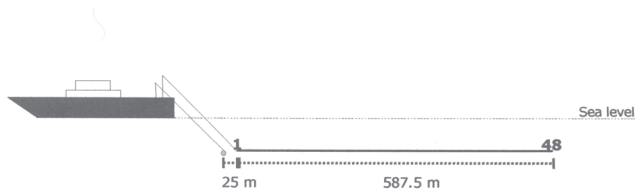


Figura 3 Geometria di acquisizione dei dati sismici multicanale.

Figure 3 Acquisition geometry of the multichannel seismic data.

2.2 Processing dei dati sismici

Le tecniche di *processing* utilizzate hanno consentito di effettuare una buona attenuazione delle multiple di fondo mare e di ottenere buone analisi di velocità, finalizzate ad ottenere sezioni *stack*, sulle quali è stata eseguita l'interpretazione geologica. Il *processing* dei dati sismici è descritto in un unico diagramma di flusso generale, relativo ai tre profili sismici multicanale elaborati (Fig. 4).

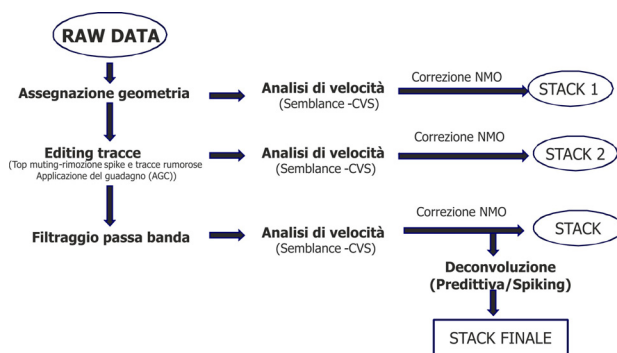


Figura 4 Flusso di elaborazione dei dati sismici multicanale.

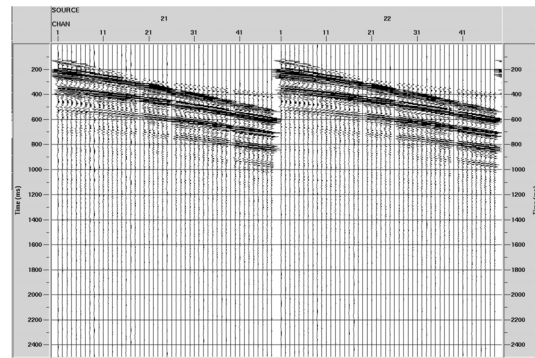
Figure 4 Multichannel seismic data processing flux diagram.

Il *processing* dei dati è stato effettuato utilizzando sia il software *Promax2D* (*Landmark*) che il software *Seismic Unix* (*Colorado School of Mines*). Ad un flusso di elaborazione di base sono stati applicati alcuni processi avanzati, che hanno consentito di esaltare il segnale utile presente nei dati sismici [Yilmaz, 1988; Sheriff e Geldart, 1995]. L'elaborazione *post-stack* ha coinvolto il filtro sugli auto-vettori, che non ha prodotto un significativo miglioramento delle sezioni *stack*. Conseguentemente, con questo filtro sono state eseguite solo alcune prove di elaborazione, ma, tenendo conto dei risultati ottenuti, questo non è stato applicato nella fase finale di elaborazione dei dati sismici. Durante la fase di *pre-processing* dei dati sismici multicanale è stata assegnata la geometria di acquisizione ai dati sismici multicanale (Tab. 1). In seguito, sono state eliminate le tracce ritenute eccessivamente rumorose (*trace kill*) o che risultavano non utilizzabili.

Alcune di queste tracce sismiche sono state ottenute da operazioni di calibrazione. Il *muting* dei primi arrivi è finalizzato ad eliminare tutto il rumore sismico al di sopra dei primi arrivi e ad eliminare gli impulsi (*spikes*) indesiderati nei sismogrammi. Nel caso degli *spikes* sono state approssimate a zero le zone dei sismogrammi sulle quali va praticata un'extrapolazione di dati, che permette di avere una continuità di ampiezza nei sismogrammi. In questo modo sono stati evitati possibili errori, quando sono state effettuate operazioni tra le tracce sismiche. L'applicazione del guadagno (*gain*) può essere definita come la compensazione del decadimento del segnale sismico, causata dall'assorbimento, dallo *scattering* e dal decadimento dell'ampiezza. Questa applicazione è necessaria per ripristinare parte del segnale sismico perso ed ottenere livelli di ampiezza simili e correlabili attraverso tutti i dati sismici. Il processo finalizzato ad ottenere questo risultato è rappresentato dal controllo automatico del guadagno (*Automatic Gain Control*). Questa tecnica varia il guadagno delle tracce sismiche in funzione dell'ampiezza presente all'interno di una data finestra temporale. L'estensione della finestra temporale viene determinata attraverso un operatore di lunghezza definito in sede di elaborazione dei dati sismici. L'*Automatic Gain Control* (AGC) sposta questa finestra temporale verso il basso per ogni campione attraverso il calcolo di un fattore di scala relativo ad ogni posizione. Il fattore di scala, così definito, può essere uguale all'inverso della media, della mediana e del RMS dell'ampiezza del segnale sismico, contenuto nella finestra temporale. Dopo l'esecuzione di alcune prove sui dati sismici, è stata definita una finestra temporale di 2000 msec per l'applicazione dell'*Automatic Gain Control* (AGC). Un esempio degli *shot records* tipici dei dati sismici elaborati è rappresentato in Fig. 5, in cui sono presenti le iperboli di riflessione investigate in fase di elaborazione dati.

Figura 5 Esempio di scoppi registrati tipico dei dati sismici multicanale.

Figure 5 Example of shot records typical of the multichannel seismic data.



Il *sorting* è rappresentato dalla riorganizzazione delle tracce da *shot* a CDP o punto di riflessione comune (*Common Depth Point*). Le tracce sismiche possono essere ordinate in gruppi di vario tipo, che sono:

- Common Shot Gather* (registrazione di campagna);
- Common Receiver Gather* (gruppi di tracce sismiche relative ad uno stesso canale di acquisizione);
- Common Offset Gather* (riordino delle tracce sismiche in base alla distanza tra sorgente e ricevitore);
- CMP- Stacked Section* (sezione interpretabile).

Dopo aver ordinato i dati sismici in CDP (*Common Depth Point*), è stata eseguita l'analisi di velocità, con lo scopo di produrre una prima sezione sismica *stack*. L'analisi di velocità è stata ripetuta varie volte, dopo aver applicato nuovi processi di elaborazione ai dati sismici, con lo scopo di comprendere se i processi di elaborazione adottati producevano o meno miglioramenti dei dati sismici stessi. L'analisi di velocità è di fondamentale importanza per applicare la correzione di *Normal Move Out* (NMO), in quanto è necessaria per rendere orizzontali le iperboli di riflessione prima di eseguire la somma (*stack*) delle tracce. Attraverso l'analisi di velocità si ricavano informazioni sulla velocità dei riflettori presenti nella sezione sismica.

Diverse tecniche possono essere applicate per eseguire l'analisi di velocità. Una delle più usate

è rappresentata dalla *Constant Velocity Stack*, che viene successivamente confrontata con la *semblance*. La *Constant Velocity Stack* si effettua selezionando, di volta in volta, una parte di dato sismico, consistente da un minimo di 5 ad un massimo di 25 CMP, generando una serie di pannelli *stack*. Ogni pannello è ottenuto usando diversi valori di velocità per la correzione di *Normal Move Out* (NMO), variabili tra il più basso ed il più alto valore di velocità, che viene ipotizzato in base ad una prima analisi dei dati sismici. Dopo aver effettuato l'individuazione di vari pannelli, che vengono corretti per il NMO e sommati, le zone che risultano meglio corrette, basandosi sulla velocità indicativa nel pannello, sono state ricostruite in funzione della variazione di velocità con la profondità. I valori di velocità, precedentemente definiti con tale tecnica, sono stati conseguentemente revisionati utilizzando gli spettri di velocità (*semblance*), in cui si considera un CMP *gather*, mentre la *semblance* viene definita come il rapporto tra l'energia all'interno di un dato intervallo temporale t , in funzione del numero di tracce sismiche N , dell'ampiezza dei canali e dell'energia sismica a questi associata [Yilmaz, 1998]. Conseguentemente, maggiore sarà la *semblance* e migliore sarà la velocità di *stacking* utilizzata. Dopo l'analisi di velocità va effettuata la correzione delle iperboli di riflessione. Per introdurre il concetto di *Normal Move Out* (NMO) è indispensabile chiarire la geometria di tale correzione. Con sistemi di sismica multicanale caratterizzati da aperture angolari grandi, è necessario posizionare correttamente le superfici, eseguendo il *Normal Move Out*, cioè la correzione dei dati sismici in modo da ottenere la posizione reale degli orizzonti sismici. In pratica, il *Normal Move Out* rappresenta la correzione dei tempi di percorrenza della sismica multicanale. Ad ogni sparo corrisponde l'acquisizione di più tracce sismiche provenienti da idrofoni diversi.

Uno dei principali obiettivi della correzione di NMO è rappresentato dall'eliminazione del ritardo temporale delle forme d'onda, che sono riflesse dalle varie interfacce presenti nella sezione sismica. Infatti, considerando un pannello CDP, che deriva da un modello a strati piani, paralleli ed orizzontali, il tempo di arrivo delle singole forme d'onda dalla sorgente sismica al ricevitore dipende dalla distanza sorgente-ricevitore (*offset*) e dalla velocità degli strati sovrastanti [Castle, 1994; Mazzotti et al., 2005; Starr, 2006]. Dopo aver applicato la correzione si ottiene un pannello CDP in cui le tracce sismiche presenti sono state ridotte a *zero offset*. La finalità ottenuta è quella di un significativo miglioramento del rapporto segnale/disturbo durante lo *stack* delle sezioni sismiche. Uno dei punti critici della correzione di NMO è l'introduzione di distorsioni durante la correzione di sismogrammi acquisiti a rapporti *offset*-profondità elevati [Buchholtz, 1972]. Sono stati quindi introdotti metodi alternativi alla correzione di NMO, come il metodo basato sulle correzioni parziali [Mazzotti et al., 2005]. Tale metodo si basa sulla correzione parziale ed iterativa dei segnali riflessi nel pannello CDP, eliminando le distorsioni introdotte in questa fase tramite un filtro di Wiener. Le sezioni *stack* che vengono ottenute utilizzando questo nuovo algoritmo presentano un maggiore contenuto in frequenze e conseguentemente, una migliore risoluzione. La correzione di NMO è stata effettuata inserendo un valore di velocità precedentemente ricavato attraverso l'analisi di velocità (Fig. 6, a). Se il valore di velocità calcolato è esatto, le tracce sismiche si allineano correttamente (Fig. 6, b). Utilizzando valori di velocità maggiori, è stato ottenuto un valore di correzione minore e conseguentemente, le tracce sismiche mostrano una curvatura residua (Fig. 6, d). Al contrario, se la velocità usata è troppo bassa si ottiene una sovra-correzione dei tempi di arrivo e l'effetto è che le tracce presentano una curvatura opposta (Fig. 6, c).

La sezione sismica *stack*, che rappresenta il prodotto finale dell'elaborazione dei dati sismici, è costituita da tracce, che rappresentano la somma in fase (*stack*) delle tracce sismiche provenienti da uno stesso CDP. Lo *stacking* consente di aumentare il rapporto segnale-rumore (*signal to noise ratio*), riducendo il rumore casuale presente nei dati sismici. Il prodotto finale della sequenza di elaborazione convenzionale è rappresentato da una sezione sismica *stack*, che contiene informazioni su struttura e stratigrafia della zona esplorata. A partire dall'analisi di un profilo sismico, la successiva operazione di interpretazione geologica è finalizzata a risalire alla presenza

Figura 6 Variazione dell'iperbole di un riflettore sismico ottenuta con il cambiamento dei valori di velocità applicati nella correzione di Normal Move Out.

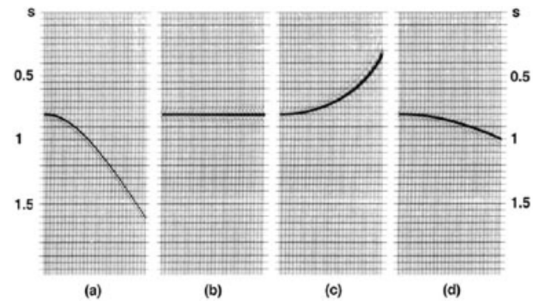


Figure 6 Variation of the hyperbola of a seismic reflector obtained changing the velocity values applied during the NMO correction.

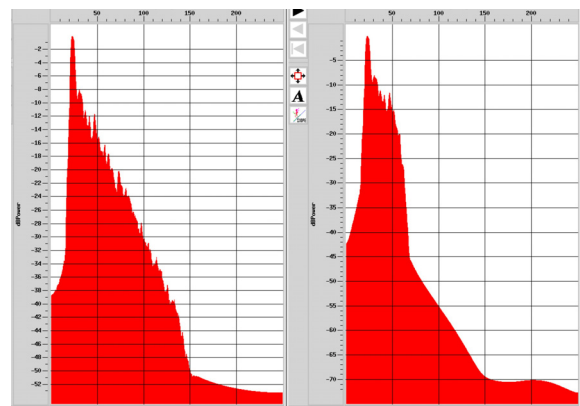
ed alla posizione delle discontinuità nel terreno e possibilmente, anche alle informazioni sulle proprietà fisiche dei mezzi che compongono il terreno (ossia, in senso lato, litologia, porosità, eventuale presenza di fluidi). Durante lo *stacking* il segnale coerente tenderà ad aumentare la sua ampiezza, per interferenza costruttiva, di un fattore equivalente alla copertura dei dati sismici. Contemporaneamente, il rumore casuale tenderà a sommarsi ad un altro rumore, accrescendo di poco la sua ampiezza. Il contenuto in frequenza del segnale sismico riveste una particolare importanza nell'analisi del segnale sismico. Dato un segnale $f(t)$ ed assumendo che t rappresenta una variabile continua, la trasformata continua di Fourier standard fornisce una rappresentazione del contenuto in frequenza che si definisce come:

$$f(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cdot e^{-i\omega t} \cdot dt \quad (1)$$

L'analisi di Fourier viene pertanto applicata alle tracce sismiche con lo scopo di identificare i contenuti di frequenza del segnale sismico presente nei vari sismogrammi e di applicare un filtro passa-banda, che permette di esaltare le sequenze di interesse [Bracewell, 1965]. Il filtraggio consiste nella modifica di una serie temporale applicando un'altra serie temporale filtro, che viene opportunamente costruita. L'applicazione di un filtro consiste nella convoluzione del filtro stesso con il sismogramma. Un generico filtro passa-banda ha una risposta in ampiezza pari alle sequenze comprese tra p e q (intervallo banda-passante). Tali valori di frequenza sono calcolati in corrispondenza dei punti in cui l'ampiezza A del filtro è di 3 dB inferiore alla banda passante. Il filtro applicato consiste nell'inserimento dei valori di frequenza, che individuano i vertici di un trapezio e un parametro che gestisce la pendenza dei lati del trapezio. Quest'ultimo parametro, che è espresso in decibel per ottava, è essenziale per riconoscere di quanto si sono ridotte le frequenze esterne alla banda passante, dopo l'applicazione del filtro. La scelta del filtro è stata effettuata dopo l'analisi del contenuto in frequenze del dato, con lo scopo di individuare l'intervallo di frequenze in cui si era concentrato il segnale utile. Il filtro scelto è stato conservativo (0-20-50-70 Hz), permettendo, in ogni caso, di eliminare il rumore ad alta frequenza presente nei dati sismici. In Fig. 7 è rappresentato uno spettro di frequenza prima e dopo il filtraggio passa-banda.

Figura 7 Esempio di spettro di frequenza ottenuto prima e dopo l'applicazione del filtraggio passa-banda.

Figure 7 Example of frequency spectrum obtained before and after the application of the bandpass filter.



Nelle sezioni sismiche processate le multiple sono state attenuate attraverso lo *stacking* e la deconvoluzione predittiva. Lo *stacking* ha consentito di discriminare il *moveout* tra le riflessioni primarie e le riflessioni multiple e di definire una corretta funzione di velocità delle riflessioni primarie. In questo caso, il rumore coerente sotto-corretto viene attenuato nella somma non in fase degli eventi sismici ad esso relativi [Marr e Zagst, 1967]. L'efficacia dello *stacking* migliora con l'aumento della copertura e del massimo *offset*, incrementando il numero di tracce da sommare nel *CMP-gather*. Conseguentemente, è stata applicata la deconvoluzione predittiva ai dati sismici, con lo scopo di eliminare o ridurre ulteriormente il segnale multiplo presente sulle sezioni sismiche. La deconvoluzione rappresenta un passaggio fondamentale nell'elaborazione dei dati sismici, dato che permette di recuperare le alte frequenze, di attenuare le multiple e di ricostruire la forma d'onda. Tale processo avviene nel dominio temporale e ha come scopo principale quello di rimuovere gli effetti della convoluzione dai dati sismici registrati. Il principio di base della deconvoluzione è quello della rimozione degli effetti di un filtro precedente, rappresentato dalla terra, che riduce le alte frequenze. La deconvoluzione *spiking* consente di rimuovere gli effetti dell'ondina della sorgente dal sismogramma e causa un ampliamento ed un appiattimento dello spettro delle frequenze. La deconvoluzione predittiva predice ed elimina le riverberazioni presenti nel segnale sismico, come le multiple. I parametri considerati per costruire il filtro necessario alla deconvoluzione sono la finestra di applicazione, che rappresenta la finestra del dato a cui si applica l'autocorrelazione, la distanza di predizione (*gap*), che costituisce la parte dell'ondina da conservare e rappresenta il ritardo prima della multipla o della riverberazione da eliminare ed infine la lunghezza dell'operatore, che è direttamente collegata alla lunghezza del filtro ed è definita dal numero di riverberazioni da eliminare in fase di *processing* dei dati sismici. Ai profili sismici elaborati sono state applicate sia la deconvoluzione *spiking* che la deconvoluzione predittiva. L'applicazione della deconvoluzione *spiking* è schematizzata in Fig. 8. Nella sezione sismica in alto in Fig. 8 il segnale appare più compresso ("spike") e conseguentemente, i riflettori sismici possono essere più facilmente definiti in fase di interpretazione geologica dei dati (Fig. 8).

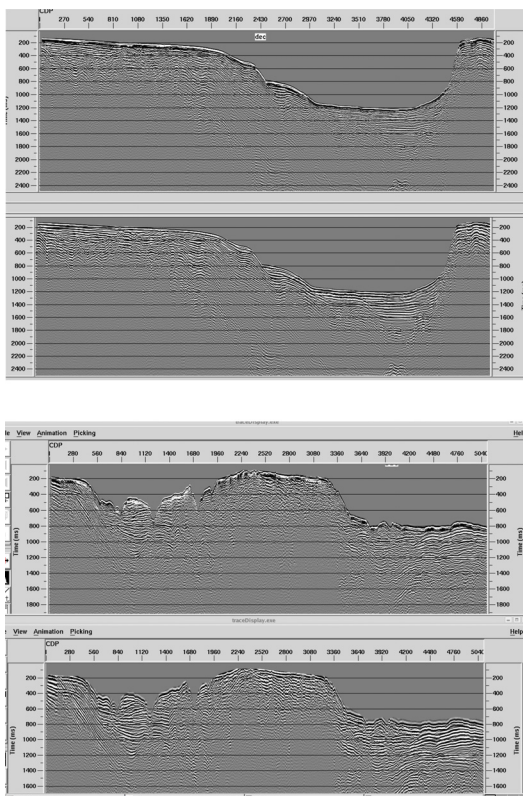


Figura 8 Sezioni sismiche mostranti un esempio di deconvoluzione *spiking* applicato ai dati sismici multicanale elaborati (in alto nella figura la sezione sismica prima della deconvoluzione, in basso nella figura la sezione sismica dopo la deconvoluzione).

Figure 8 Seismic sections showing an example of *spiking* deconvolution applied to the processed multichannel seismic data (in the upper part of the figure the seismic section before the deconvolution, in the lower part of the figure the seismic section after the deconvolution).

3. Interpretazione geologica dei profili sismici a riflessione multicanale

3.1 Concetti della stratigrafia sismica e della stratigrafia sequenziale

In passato l'analisi stratigrafica si basava prevalentemente su indagini di campagna, misura di sezioni stratigrafiche, descrizioni litologiche e paleontologiche di dettaglio e ricerche nel sottosuolo, complessivamente finalizzate alla correlazione stratigrafica delle sequenze sedimentarie ed alla ricostruzione geologica in termini attualistici degli ambienti deposizionali. Nel corso degli ultimi anni i metodi dell'analisi stratigrafica sono stati integrati con la stratigrafia sismica e la paleo-oceanografia. La sismo-stratigrafia consente di ottenere dettagliate radiografie delle successioni stratigrafiche mediante l'uso delle tecniche di sismica a riflessione di alta risoluzione. Invece, la paleo-oceanografia consente di comprendere i principali cambiamenti nell'evoluzione dei bacini sedimentari e nella distribuzione del clima. Questa metodologia si è sviluppata essenzialmente negli ultimi trenta anni per il contributo dei ricercatori delle compagnie petrolifere [Mitchum et al., 1977; Vail et al., 1977; Anstey, 1982]. L'approccio alla sismo-stratigrafia si basa sul principio che le riflessioni sismiche (orizzonti riflettenti) e le loro geometrie si possono paragonare ai piani di strato oppure ad altre discontinuità che hanno un significato cronostratigrafico. Le superfici di strato rappresentano antiche superfici deposizionali, geologicamente sincrone nelle aree di deposizione. Le discontinuità rappresentano antiche superfici di erosione o di non-deposizione, che corrispondono a lacune stratigrafiche significative. Queste discontinuità, pur rappresentando eventi variabili nel corso del tempo geologico, corrispondono a superfici di strato oppure ad altre discontinuità che presentano un significato cronostratigrafico. I riflettori sismici si rinvergono in corrispondenza con contrasti significativi di impedenza acustica, che rappresenta un parametro significativo in sismo-stratigrafia. Quando un'onda acustica incontra l'interfaccia che separa due mezzi che hanno un'impedenza acustica diversa, una parte dell'onda è trasmessa all'altro mezzo, mentre un'altra parte è riflessa all'interfaccia tra i due mezzi con impedenza acustica diversa. Il concetto di impedenza acustica consente di calcolare la quantità di energia acustica trasmessa e riflessa. Considerando U , che rappresenta l'energia dell'onda che attraversa i mezzi M_1 e M_2 e supponendo che Z_1 è l'impedenza acustica del mezzo M_1 e Z_2 è l'impedenza acustica del mezzo M_2 , l'energia trasmessa U_t può essere calcolata con la seguente equazione:

$$U_t = \frac{2Z_1}{Z_1 + Z_2} U \quad (2)$$

mentre l'energia riflessa U_r può essere calcolata con la seguente equazione:

$$U_r = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_1 + Z_2} U \quad (3)$$

I contrasti di impedenza acustica che controllano l'individuazione dei riflettori sismici sono localizzati lungo superfici che corrispondono a superfici di strato o ad altre discontinuità che hanno un significato cronostratigrafico. Le superfici di strato rappresentano le antiche superfici di deposizione e, conseguentemente, sono coeve nell'area deposizionale. Le discontinuità sono antiche superfici erosive o non-deposizionali corrispondenti a lacune stratigrafiche significative. Anche se tali superfici rappresentano eventi che variano nel corso del tempo geologico, le discontinuità rappresentano superfici cronostratigrafiche, dato che tutti gli strati che ricoprono la discontinuità sono più recenti degli strati sottostanti [Mitchum et al., 1977; Vail, 1977; Vail et al., 1977; Pitman, 1978; Bott, 1979; Hardenbol et al., 1981; Vail e Todd, 1981; Ricci Lucchi et al., 1982; Vail et al., 1984].

I passaggi principali dell'analisi sismo-stratigrafica sono rappresentati dall'identificazione delle discontinuità e conseguentemente, delle sequenze deposizionali, dalla ricostruzione delle geometrie originarie dei corpi sedimentari e degli ambienti deposizionali a questi collegati e dalla correlazione cronostratigrafica [Mitchum et al., 1977; Vail, 1977; Vail et al., 1977; 1984]. L'analisi della sequenza sismica consente l'identificazione delle sequenze deposizionali. Le relazioni geometriche tra le terminazioni laterali degli strati e le discontinuità, o le concordanze a queste correlabili, definiscono i limiti delle sequenze deposizionali [Mitchum et al., 1977; Fig. 9]. Le terminazioni laterali degli strati rispetto ai limiti di sequenza individuano le configurazioni geometriche di *onlap*, *downlap* e continuità (limiti inferiori) e di troncatura erosiva, *toplap* e continuità (limiti superiori) [Mitchum, 1977; Mitchum et al., 1977; Vail, 1977; Vail et al., 1977; 1984].

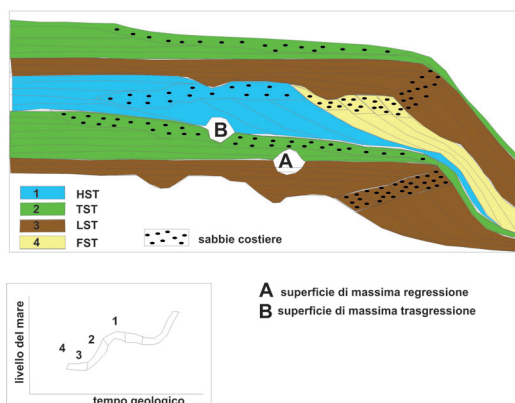


Figura 9 Diagramma teorico che rappresenta due sequenze deposizionali, i relativi limiti di sequenza (A e B) ed i system tracts a questi collegati. Legenda: HST: Highstand System Tract; TST: Transgressive System Tract; LST: Lowstand System Tract; FST: Forced Regressive System Tract.

Figure 9 Theoretical diagram showing two depositional sequences, the related sequence boundaries (A and B) and the related system tracts. Key: HST: Highstand System Tract; TST: Transgressive System Tract; LST: Lowstand System Tract; FST: Forced Regressive System Tract.

L'analisi della facies sismica riguarda sia l'individuazione che l'interpretazione geologica della geometria, della continuità, dell'ampiezza, della frequenza e della velocità dei riflettori sismici, oltre che della forma esterna dei corpi sedimentari e delle associazioni di facies sismiche in una sequenza deposizionale [Mitchum et al., 1977; Roksandic, 1978; Dumay e Fournier, 1988; West et al., 2002; Coleou et al., 2003; De Matos et al., 2007; Marroquin et al., 2009]. Negli sviluppi moderni di tale metodologia, uno scopo è rappresentato dal riconoscimento dei *clusters* o gruppi, rappresentativi delle variazioni significative delle proprietà delle rocce, della litologia e del contenuto in fluidi. La *cluster analysis* offre uno strumento significativo per eseguire la classificazione delle forme delle tracce sismiche raggruppandole in *clusters*, spesso senza effettuare un precedente riconoscimento ("processo senza supervisione") [Coleou et al., 2003; De Matos et al., 2007; Marroquin et al., 2009].

L'analisi delle fluttuazioni relative del livello del mare è basata sulla costruzione di diagrammi cronostratigrafici e di curve dei cicli di variazione relativa del livello del mare [Mitchum, 1977; Vail, 1977; Vail et al., 1977; Vail e Todd, 1981; Hardenbol et al., 1981]. In una sezione cronostratigrafica, che riporta le unità cronologiche nelle ordinate del grafico, ogni strato ha un'uguale durata temporale. Sia gli hiatus erosionali che quelli deposizionali possono essere riconosciuti tra le superfici temporali corrispondenti agli strati delle sequenze deposizionali. I diagrammi cronostratigrafici di Wheeler rappresentano un utile strumento nell'interpretazione geologica delle sezioni sismiche [de Bruin et al., 2007; Qayyum et al., 2012]. Mentre i diagrammi di Wheeler convenzionali mostrano l'estensione delle sequenze cronostratigrafiche, nuovi metodi sono stati recentemente sviluppati per costruire un diagramma di Wheeler per un volume sismico tridimensionale [de Bruin et al., 2007; Qayyum et al., 2012].

I concetti di sequenza deposizionale, limiti isocroni e correlazione stratigrafica di geometrie caratteristiche, che sono stati tipicamente sviluppati in stratigrafia sequenziale, possono

essere applicati all'analisi stratigrafica di affioramenti (stratigrafia sequenziale). I concetti della stratigrafia sequenziale sono stati proficuamente applicati ad affioramenti di piattaforme carbonatiche triassiche delle Dolomiti (Italia settentrionale) [Bosellini, 1984]. Vari tipi di geometrie progradazionali sono stati riconosciuti alla scala di affioramento, comparabile con quella delle sezioni sismiche. Nelle Dolomiti, un meccanismo di progradazione episodica delle piattaforme carbonatiche è stato suggerito in base all'analisi geologica degli affioramenti. Durante i periodi di elevato apporto detritico, si è verificata la progradazione della piattaforma carbonatica, evidenziata dall'ampliamento degli ambienti deposizionali carbonatici di acque basse. Al contrario, durante i periodi di basso apporto detritico, la sedimentazione bacinale era prevalente rispetto a quella carbonatica. L'*onlap* delle facies bacinali al piede della scarpata carbonatica è stato chiaramente osservato in affioramento. Le geometrie progradazionali sono state interpretate in accordo con due differenti modelli, denominati come due piani del Trias. Nel modello Ladinico la progradazione e l'aggradazione della piattaforma carbonatica hanno avuto luogo contemporaneamente, indicando un sollevamento relativo del livello del mare. Nel modello Carnico geometrie di *toplap* sono state osservate nella piattaforma carbonatica, indicando una stasi relativa del livello marino [Bosellini, 1984]. I concetti della stratigrafia sequenziale applicati alle sequenze silicoclastiche includono l'identificazione delle superfici stratigrafiche, come la superficie trasgressiva, la superficie di massimo annegamento, la superficie di *ravinement* e molte altre superfici stratigrafiche significative, con il loro specifico significato geologico [Posamentier e Allen, 2000]. I fattori di controllo sulla deposizione di sequenze e *system tracts*, che includono le fluttuazioni relative del livello marino, l'apporto sedimentario e lo spazio di accomodamento sono stati considerati in dettaglio [Posamentier e Allen, 2000]. Numerose sono le applicazioni della stratigrafia sequenziale in ambienti silicoclastici, incluso l'uso integrato di sezioni sismiche e *log* di pozzo e di dati biostratigrafici [Mitchum et al., 1993]. L'integrazione di tali metodi stratigrafici è stata applicata al Golfo del Messico e ha consentito la predizione di *reservoirs* e *source rocks*, utili nell'esplorazione petrolifera. L'architettura stratigrafica ha evidenziato la presenza di una sequenza deposizionale completa, formata dal *lowstand system tract* (LST), dal *transgressive system tract* (TST) e dal *highstand system tract* (HST), la cui espressione stratigrafica è stata identificata in base all'interpretazione dei *log* di pozzo, condotta anche in chiave paleo-batimetrica e biostratigrafica [Mitchum et al., 1993]. Numerose sono le implicazioni recenti degli studi stratigrafico-sequenziali [Catuneanu et al., 2009], che hanno sottolineato la tendenza all'uso *standard* delle terminologie e dei concetti stratigrafico-sequenziali. Nonostante il suo ampio uso in stratigrafia, la stratigrafia sequenziale non è ancora stata inclusa in un alcun codice o guida stratigrafica. Questa mancanza di "standardizzazione" riflette l'esistenza di approcci o modelli contrastanti e di terminologie stratigrafiche che sono spesso in contrasto tra loro. La "standardizzazione" della stratigrafia sequenziale richiede la definizione di concetti fondamentali, indipendenti dal modello. Un assetto stratigrafico-sequenziale include unità genetiche che risultano dalle interazioni tra sedimentazione e spazio di accomodamento (unità di regressione forzata, di *lowstand*, trasgressive e di *highstand*), che sono delimitate da superfici stratigrafico-sequenziali. Ogni unità genetica è definita da uno specifiche geometrie interne e superfici limite e consiste di un tratto di sistemi deposizionali correlabili e lateralmente coevi (*system tract*). La rappresentazione cartografica dei *system tracts* e delle superfici stratigrafico-sequenziali dipende dall'ambiente deposizionale e dai tipi di dati disponibili per l'analisi (Fig. 9). Questo alto grado di variabilità nell'espressione precisa delle unità stratigrafico-sequenziali e delle superfici limite richiede l'adozione di una metodologia flessibile. L'integrazione di dati di affioramento, di carote, di *log* di pozzo e di sezioni sismiche rappresenta un approccio ottimale per l'applicazione della stratigrafia sequenziale [Catuneanu et al., 2009].

3.2 Interpretazione geologica dei profili sismici

3.2.1 Profilo sismico Sister4_2

Il profilo sismico Sister4_2 presenta una lunghezza di circa 66 chilometri e decorre con una direzione SE-NW dalla scarpata continentale di Bocca Piccola (Isola di Capri) attraverso l'*offshore* settentrionale di Ischia, fino ad arrivare al Bacino del Volturno. La linea sismica Sister4_2 mostra l'architettura stratigrafica del margine continentale della Campania, con particolare riferimento al Golfo di Napoli ed al Bacino del Volturno. L'interpretazione dei dati sismici ha consentito di distinguere unità sismostratigrafiche sia sedimentarie che vulcaniche, che verranno di seguito descritte in dettaglio (Fig. 10).

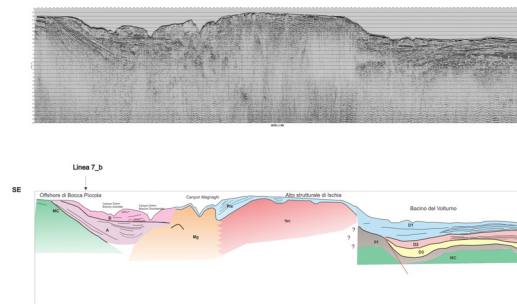


Figura 10 Profilo sismico Sister4_2 e corrispondente interpretazione geologica.

Figure 10 Seismic profile Sister4_2 and corresponding geologic interpretation.

La risposta sismica si presenta estremamente variabile nell'area attraversata dal profilo sismico Sister4_2. L'*offshore* della Penisola Sorrentina e dell'Isola di Capri presenta una risposta sismica caratterizzata da una buona riflettività, mentre l'*offshore* delle isole di Procida (scarpata continentale del canyon Magnaghi) e di Ischia (alto strutturale di Ischia) presenta una riflettività scadente, dovuta ad una forte dispersione del segnale sismico, determinata dalla presenza di numerosi livelli vulcanici e vulcanoclastici, intercalati all'interno della successione sedimentaria. Da un punto di vista geologico-interpretativo è risultato conveniente suddividere la sezione sismica in tre settori principali, rispettivamente caratterizzati da una diversa risposta sismica e da una diversa fisiografia degli elementi morfo-strutturali affioranti al fondo mare. Il primo settore sud-orientale è compreso tra i CDP 1 e 740; il secondo settore centrale è compreso tra i CDP 740 e 1680, mentre il terzo settore è compreso tra il CDP 1740 e la parte finale della sezione sismica.

L'interpretazione geologica della linea sismica, che decorre dall'*offshore* di Bocca Piccola (Capri) verso sud-est al Bacino del Volturno verso nord-ovest è stata schematizzata in Fig. 10. L'interpretazione geologica del profilo sismico ha evidenziato la presenza di varie unità sismiche, sia vulcaniche che sedimentarie. Procedendo da Capri verso il Volturno, sono state riconosciute tre unità di natura sedimentaria, che sono rappresentate, rispettivamente, dall'unità MC e dalle unità A e B (Fig. 10). L'unità MC, caratterizzata da una facies acustica trasparente, evidenzia la struttura monoclinale dei carbonati meso-cenozoici nel Golfo di Napoli, inclinata da sud-est verso nord-ovest. Tale unità è ricoperta, attraverso una discordanza regionale, dalle unità sedimentarie A e B, che costituiscono, nel loro complesso, un cuneo progradante medio-tardo pleistocenico, che rappresenta un componente fondamentale nell'architettura stratigrafica del Golfo di Napoli. L'unità sismica B, appartenente al cuneo progradante medio-tardo pleistocenico, è incisa dal canyon Dohrn, di cui sono stati identificati sia il braccio orientale che il braccio occidentale.

Nel settore da Capri verso Ischia sono state riconosciute due spesse ed importanti unità sismiche vulcaniche, rispettivamente rappresentate dall'unità Mg e dall'unità Isc, caratterizzate entrambe da una facies acustica trasparente (Fig. 10). Mentre l'unità Mg è rappresentata da depositi vulcanici geneticamente correlabili con i prodotti vulcanici eruttivi dell'Isola di Procida, di età

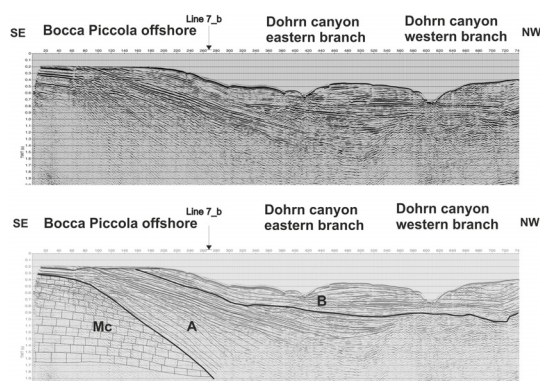
compresa tra 55 e 18 ky B.P., incisi, nella parte sommitale della linea sismica, dal *canyon* Magnaghi (da qui il nome dell'unità Mg), l'unità Isc (nominata da Ischia) rappresenta una spessa unità sismica di natura vulcanica, presente in corrispondenza dell'alto strutturale di Ischia (Fig. 10). In corrispondenza del fondo mare ed al di sopra del *canyon* Magnaghi è presente un drappeggio di depositi olocenici (Fig. 10). Tale drappeggio olocenico, caratterizzato da riflettori sismici piano-paralleli, si rinviene anche sull'alto strutturale di Ischia, con spessori crescenti. Inoltre, il fianco sud-orientale dell'alto strutturale di Ischia è ricoperto in discordanza dall'unità Pls, che rappresenta un cuneo progradante di età pleistocenica. Al di sopra della superficie erosiva policiclica che incide la parte superiore dell'unità sismica vulcanica sono localmente presenti riempimenti bacinali, caratterizzati da riflettori sismici piano-paralleli. Procedendo da Ischia verso il Volturno, è stato identificato un ampio bacino sedimentario, rappresentato dal Bacino del Volturno. Tale bacino è caratterizzato da tre unità sismiche (D1, D2 e D3 in Fig. 10), che ricoprono un basamento acustico presumibilmente correlabile con il *Flysch* di Frosinone Auct. (unità Ff in Fig. 10). Tale basamento acustico si presenta deformato da faglie dirette. Le unità sismiche del Bacino del Volturno verranno discusse in dettaglio in seguito.

3.2.1.1 La scarpata continentale di Capri-Bocca Piccola

La scarpata continentale di Capri-Bocca Piccola è caratterizzata da una buona riflettività del segnale sismico. In particolare, nella prima parte della sezione sismica (CDP 1-80; Fig. 11) si riconosce un'area di scarsa penetrazione del segnale sismico, associata con la presenza dei carbonati meso-cenozoici (unità sismica MC). Procedendo verso nord-ovest, sono state riconosciute due spesse unità sismiche, rispettivamente denominate unità sismica A e unità sismica B, che sono state interpretate come due cunei progradanti tra loro sovrapposti (Fig. 11).

Figura 11 Dettaglio del profilo sismico Sister4_2, mostrante la scarpata continentale di Capri-Bocca Piccola e corrispondente interpretazione geologica.

Figure 11 Detail of the seismic profile Sister4_2, showing the Capri-Bocca Piccola continental slope and corresponding geologic interpretation.



Il primo cuneo progradante (A in Fig. 11), che ha probabilmente un'età del Pleistocene inferiore-medio, è caratterizzato da riflettori continui, fortemente inclinati, delimitati superiormente da una discordanza erosiva. Il secondo cuneo progradante (B in Fig. 11) è caratterizzato da riflettori continui e sub-paralleli, presumibilmente del Pleistocene medio-superiore. Il cuneo B è sovrapposto al primo cuneo progradante e si sviluppa lungo la scarpata continentale. In quest'area il cuneo progradante B è profondamente inciso dal *canyon* Dohrn, che si sviluppa lungo due bracci principali, entrambi visibili sulla sezione sismica (Fig. 11). I depositi relitti del secondo cuneo progradante sono stati probabilmente alimentati dal fiume Sarno, durante periodi di abbassamento del livello marino. Tale evidenza è suggerita dalla localizzazione di due relitti morfologici pleistocenici, stratigraficamente correlabili con l'unità sismica B nel settore centrale del Golfo di Napoli, dove era localizzata la linea di costa del golfo durante periodi di abbassamento eustatico del Quaternario superiore [Aiello et al., 2001].

3.2.1.2 L'offshore di Procida e l'alto strutturale di Ischia

L'*offshore* di Procida-Ischia, dove si localizzano il *canyon* Magnaghi e l'alto strutturale di Ischia è caratterizzato dalla presenza di spesse unità sismiche di natura vulcanica, acusticamente trasparenti (unità sismiche Mg e Isc; Fig. 12). Mentre l'unità sismica Mg è probabilmente rappresentata dai depositi vulcanici ascrivibili alle fasi eruttive dell'isola di Procida, l'unità Isc è correlabile con i depositi vulcanici dell'Isola di Ischia, anche se non è possibile procedere con una precisa correlazione stratigrafica di tali depositi, data l'assenza di un controllo stratigrafico e litologico diretto sulle sequenze sismiche in oggetto.

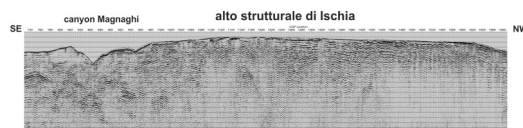


Figura 12 Dettaglio del profilo sismico Sister4_2 mostrante l'offshore di Ischia e Procida e corrispondente interpretazione geologica.

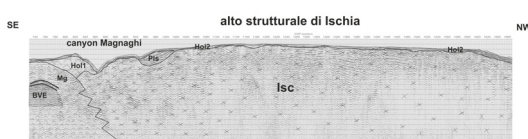


Figure 12 Detail of the seismic profile Sister4_2 showing the Ischia-Procida offshore and corresponding geologic interpretation.

All'interno dell'unità sismica vulcanica Mg è stato identificato un edificio vulcanico sepolto (BVE in Fig. 12). La facies sismica appare composta da riflettori sismici discontinui, mentre la geometria esterna è di tipo *mounded*. Data la stratificazione sismica osservata, anche relativamente alle unità sismiche vulcaniche Mg e Isc, si può ipotizzare che si tratti di un edificio vulcanico di natura piroclastica. Sul fianco sud-orientale del canyon Magnaghi l'unità sismica Mg è ricoperta in discordanza da una spessa unità sismica composta da depositi marini e di probabile età olocenica (Hol1 in Fig. 12). La facies sismica, caratterizzata da riflettori sismici discontinui, suggerisce che si tratti di depositi torbiditici in facies di argine-canale (*channel-levee complexes*) frequentemente diffusi nelle zone circostanti i *canyons* sottomarini [Pratson e Coakley, 1996]. L'unità olocenica Hol1 è ricoperta, alla sua sommità, dall'unità sismica corrispondente al drappeggio olocenico relativo all'ultimo episodio di stazionamento alto del livello marino (Hol2 in Fig. 12). In base alla sezione sismica interpretata, la massima profondità di incisione del canyon Magnaghi nell'*offshore* di Procida appare di circa 450 m. Inoltre, non sembra evidente un controllo strutturale da parte di faglie dirette in corrispondenza dell'alto strutturale di Ischia, data l'assenza di lineamenti tettonici significativi (Fig. 12). Piccoli cunei progradanti sono stati identificati sul fianco nord-occidentale del canyon Magnaghi (Pls in Fig. 12). Questi sono probabilmente correlabili con i depositi di *lowstand* della sequenza deposizionale tardo-quadernaria.

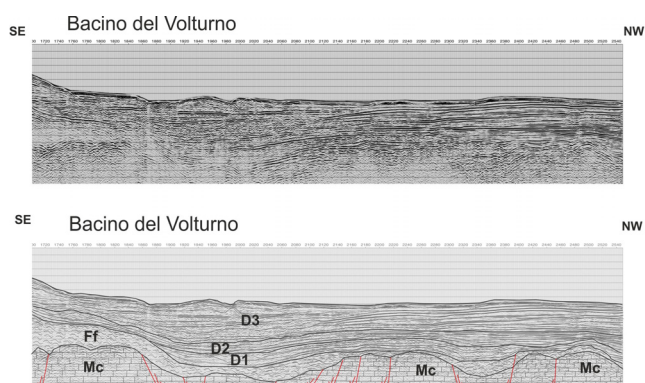
3.2.1.3 Il Bacino del Volturno

Il terzo settore analizzato è rappresentato dal Bacino del Volturno (CDP 1740-2550; Fig. 13). L'interpretazione geologica del profilo sismico ha consentito di identificare cinque unità sismiche principali (D1, D2, D3, Ff, MC; Fig. 13).

Procedendo dal basso verso l'alto nel riempimento del bacino sedimentario sono state distinte tre unità sismiche principali (D1, D2, D3; Fig. 13). La terza unità sismica (D3 in Fig. 13), affiorante al fondo mare, è caratterizzata da riflettori sismici piano-paralleli. La correlazione con le sezioni sismiche a terra nel settore adiacente [Mariani e Prato, 1988], consente di effettuare un'attribuzione litostratigrafica, seppur qualitativa, di questa unità sismica, come pure delle unità sismiche sottostanti, relativamente al riempimento del bacino. Si tratta di argille costiere, di età

Figura 13 Dettaglio del profilo sismico Sister4_2 mostrante il Bacino del Volturno e corrispondente interpretazione geologica.

Figure 13 Detail of the seismic profile Sister4_2 showing the Volturno Basin and corresponding geologic interpretation.



probabilmente pleistocenica, alternate a sedimenti vulcanoclastici. In questo settore sono stati identificati alcuni rigonfiamenti del riflettore sismico affiorante al fondo mare, che sono associate con *mound* di natura vulcanica.

La seconda unità sismica (D2 in Fig. 13) è contraddistinta da riflettori sismici continui ma con minore ampiezza rispetto all'unità sismica sovrastante. La continuità dei riflettori sismici sembra comunque diminuire tra i CDP 1820 e 2160. In accordo con i dati sismostratigrafici di Mariani e Prato [1988] l'unità sismica D2 è interpretata come composta da sedimenti marini e deltizi, presumibilmente del Pleistocene medio. La prima unità sismica (D1 in Fig. 13) è contraddistinta da riflettori sismici con bassa ampiezza e lateralmente discontinui. In accordo con i dati litostratigrafici di Mariani e Prato [1988] l'unità sismica D1 viene interpretata come sedimenti marino-costieri del Pleistocene inferiore, complessivamente caratterizzati dall'*onlap* sull'unità sismica sottostante (Ff in Fig. 13).

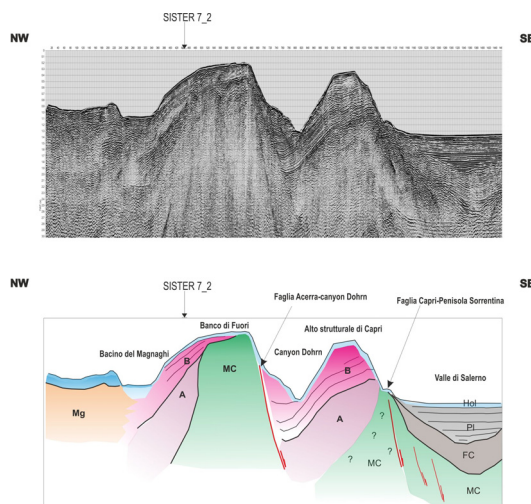
L'unità sismica Ff è caratterizzata da riflettori discontinui e da una scarsa penetrazione del segnale sismico. Si tratta di un'ampia unità sismica, geneticamente correlabile con il Flysch di Frosinone Auct. [Bigi et al., 1992]. L'unità sismica Ff poggia in discordanza sul basamento acustico carbonatico meso-cenozoico (MC in Fig. 13), che si presenta intensamente dislocato da faglie dirette.

3.2.2 Profilo sismico Sister9_1

Il profilo sismico Sister9_1 è lungo circa 38 chilometri e presenta un andamento NE-SW tra l'*offshore* meridionale dell'Isola d'Ischia a nord-est e l'*offshore* sud-occidentale dell'Isola di Capri a sud-ovest. In particolare, il profilo sismico termina in corrispondenza della Valle di Salerno, delimitata dalla faglia regionale Capri-Sorrento [Bartole et al., 1984; Aiello et al., 2009; D'Argenio et al., 2011]. Il profilo sismico ha attraversato alcune importanti morfo-strutture regionali, come il Bacino del Magnaghi, adiacente al *canyon* Magnaghi e precedentemente non noto, il Banco di Fuori, che rappresenta un'importante morfo-struttura regionale che delimita verso sud il Golfo di Napoli, il *canyon* Dohrn, un'importante lineamento erosivo, la cui impostazione appare in parte controllata dalla faglia anti-appenninica che culmina nel *graben* di Acerra (faglia Acerra-*canyon* Dohrn), fino ad arrivare alla Valle di Salerno. Questa linea sismica ha quindi attraversato importanti faglie di carattere regionale, come la faglia regionale Capri-Penisola Sorrento e la faglia regionale Acerra-*canyon* Dohrn (Fig. 14).

3.2.2.1 Il Bacino del Magnaghi

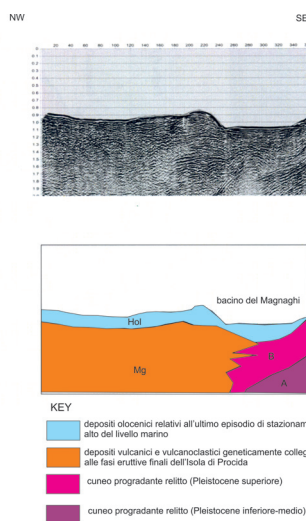
Nell'*offshore* di Ischia (CDP 1-230) è stata identificata un'unità sismica denominata unità Mg, caratterizzata da una facies sismica caotica, attribuita alla presenza di depositi vulcanici e vulcanoclastici (Fig. 15). Tale unità, presumibilmente di natura vulcanica e sub-affiorante al fondo



SE **Figura 14** Profilo sismico Sister9_1 e corrispondente interpretazione geologica.

Figure 14 Seismic profile Sister9_1 and corresponding geologic interpretation.

mare, è ricoperta in discordanza da una sottile unità sismica caratterizzata da riflettori sismici piano-paralleli e continui, interpretabile come un drappoggio olocenico recente. Poco più a sud-est (CDP 250-360) è stato identificato un bacino sedimentario di piccole dimensioni, precedentemente non noto e nominato come Bacino del Magnaghi per la sua vicinanza al *canyon* Magnaghi (Fig. 15). Il bacino è caratterizzato da un riempimento di natura sedimentaria, con riflettori sismici piano-paralleli e lateralmente continui. L'unità Mg ricopre la parte sommitale di un'unità sismica, caratterizzata da riflettori obliqui, interpretabile come la parte sommitale dei cunei progradanti pleistocenici (unità sismiche A+B).



SE **Figura 15** Dettaglio del profilo sismico Sister9_1 mostrante il Bacino del Magnaghi e corrispondente interpretazione geologica.

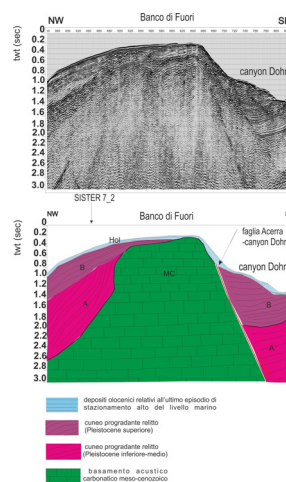
Figure 15 Detail of the seismic profile Sister9_1 showing the Magnaghi basin and corresponding geologic interpretation.

3.2.2.2 Il Banco di Fuori ed il canyon Dohrn

Il secondo settore del profilo sismico è caratterizzato dalla presenza di importanti morfostrutture regionali, rispettivamente rappresentate dal Banco di Fuori e dal *canyon* Dohrn (CDP 360-840; Fig. 16). Il Banco di Fuori è rappresentato da un rilievo sottomarino alto circa 800 metri. Tale rilievo risulta delimitato lateralmente dal *canyon* Dohrn nel settore meridionale e dal *canyon* Magnaghi nel settore settentrionale. Il fianco meridionale del Banco è caratterizzato da una faglia anti-appenninica (NE-SW), denominata faglia di Acerra-*canyon* Dohrn, che rappresenta una delle principali direttrici tettoniche del Golfo di Napoli. Il fianco meridionale del Banco di Fuori è controllato tettonicamente e quindi appare molto più acclive del fianco settentrionale.

Figura 16 Dettaglio del profilo sismico Sister9_1 mostrante le strutture del Banco di Fuori e del canyon Dohrn e corrispondente interpretazione geologica.

Figure 16 Detail of the seismic profile Sister9_1 showing the Banco di Fuori and the Dohrn canyon structures and corresponding geologic interpretation.



Nel settore centrale il banco presenta una facies sismica acusticamente sorda, per la scarsa penetrazione del segnale sismico, dovuta alla presenza di un'unità sismica profonda, che rappresenta il basamento acustico carbonatico meso-cenozoico (MC in Fig. 16). Quest'unità sismica, geneticamente correlabile con i carbonati meso-cenozoici, costituisce l'ossatura stratigrafica del banco stesso. Partendo dalla sommità del Banco di Fuori e procedendo verso nord-ovest, sono state identificate due unità sismiche (unità A e B), che corrispondono con i cunei progradanti relitti, rispettivamente del Pleistocene inferiore-medio e del Pleistocene superiore (Fig. 16). In tutta l'area in studio è presente un sottile drappeggio di depositi olocenici.

3.2.2.3 L'alto strutturale di Capri e la Valle di Salerno

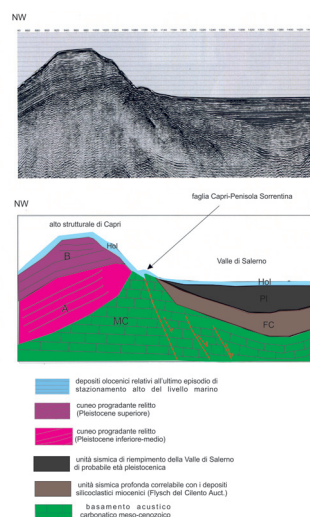
Proseguendo verso sud-est la linea sismica ha attraversato l'alto strutturale di Capri, caratterizzato da riflettori sismici marcati, paralleli e continui, che immergono verso nord-ovest e che sono stati interpretati come l'unità sismica B (Fig. 17), che è stata identificata anche nel profilo sismico Sister4_2.

L'unità sismica B poggia su riflettori caotici, che sono correlati con l'unità A e sono stati interpretati come un cuneo progradante del Pleistocene inferiore-medio. Questo è sovrapposto all'unità MC, che rappresenta il basamento acustico e che si correla con i carbonati meso-cenozoici affioranti a terra nella Penisola Sorrentina (Fig. 17).

La transizione alla Valle di Salerno avviene attraverso la faglia Capri-Sorrento (Fig. 17), che rappresenta una faglia diretta con andamento NNW-SSE [Brancaccio et al., 1988], caratterizzata

Figura 17 Dettaglio del profilo sismico Sister9_1 mostrante l'alto strutturale di Capri e la Valle di Salerno e corrispondente interpretazione geologica.

Figure 17 Detail of the seismic profile Sister9_1 showing the Capri structural high and the Salerno Valley and corresponding geologic interpretation.



da un rigetto di circa 1 km e probabilmente attiva durante il Pleistocene inferiore [Milia e Torrente, 1997]. Questa faglia separa il Golfo di Salerno dal Golfo di Napoli [Bartole et al., 1984; Sacchi et al., 1994; Aiello et al., 2011a; 2011b].

La Valle di Salerno è riempita da due unità sismiche principali (PI e Hol in Fig. 17). Il suo margine nord-occidentale è delimitato da una faglia diretta, che la separa dall'alto strutturale di Capri. Tale faglia rappresenta probabilmente un segmento della direttrice regionale Capri-Sorrento, responsabile del ribassamento dei carbonati meso-cenozoici, estesamente affioranti a terra nell'alto strutturale della Penisola Sorrentina, al di sotto della Valle di Salerno. Tra queste unità sismiche, l'unità sismica più recente (unità Hol in Fig. 17) è caratterizzata da riflettori sismici paralleli e continui. Tale unità è stata interpretata come composta da depositi marini e continentali del Quaternario, che poggiano su sedimenti pleistocenici, che presentano le stesse caratteristiche sismiche (Unità PI in Fig. 17).

L'unità sismica sottostante è caratterizzata da riflettori sismici deboli e poco continui (unità FC in Fig. 17) ed è geneticamente correlabile con il Flysch del Cilento Auct. [Bonardi et al., 1988]. Tale unità ricopre in discordanza il basamento acustico carbonatico meso-cenozoico, che si presenta intensamente dislocato da faglie dirette (faglia Capri-Sorrento; Fig. 17). L'unità carbonatica (MC in Fig. 17) presenta una scarsa penetrazione del segnale sismico, dovuta alla sua composizione litologica e pertanto può essere considerata come il basamento acustico, relativamente alle unità sismiche sovrastanti.

3.2.3 Profilo sismico Sister7_2

Il profilo sismico Sister7_2 ha una lunghezza di circa 50 km e presenta un andamento SW-NE. Il profilo sismico ha attraversato il Bacino di Capri a sud-ovest, fino al Banco di Fuori e procede oltre fino alla piattaforma esterna del Golfo di Napoli verso Posillipo. L'interpretazione geologica del profilo sismico è rappresentata in Fig. 18, evidenziando la presenza di unità sismiche sia vulcaniche che sedimentarie. Le principali unità sismiche distinte sono il basamento carbonatico meso-cenozoico (MC in Fig. 18), che è stato individuato al di sotto del Bacino di Capri ed in corrispondenza del Banco di Fuori, le unità relitte pleistoceniche (A e B in Fig. 18), che sono state riconosciute sul fianco sud-occidentale del Banco di Fuori ed in corrispondenza sia del *canyon* Dohrn che della piattaforma esterna del Golfo di Napoli e l'unità pleistocenica PI, che rappresenta parte del riempimento del Bacino di Capri. Inoltre, sono state distinte varie unità sismiche di probabile età olocenica: procedendo da sud-ovest verso nord-est sono state riconosciute l'unità Hol, rappresentata da depositi olocenici che corrispondono al riempimento del Bacino di Capri, l'unità sismica Ob, probabilmente corrispondente a complessi di argine-canale presenti in corrispondenza del *thalweg* del *canyon* Dohrn e l'unità sismica Oa, presente in corrispondenza della piattaforma esterna del Golfo di Napoli (Fig. 18).

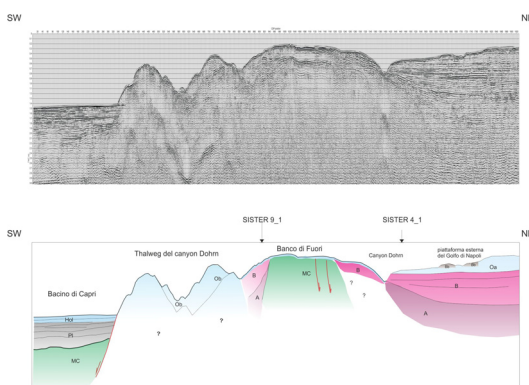


Figura 18 Profilo sismico Sister7_2 ed interpretazione geologica corrispondente.

Figure 18 Seismic profile Sister7_2 and corresponding geologic interpretation.

3.2.3.1 Il Bacino di Capri

Nel Bacino di Capri l'interpretazione geologica ha consentito di distinguere tre unità sismiche (Hol, Pl e MC; Fig. 18). L'unità sismica Hol rappresenta l'unità più recente ed è caratterizzata da riflettori sismici paralleli e continui. Questa si correla probabilmente con i depositi olocenici relativi all'ultimo episodio di stazionamento basso del livello marino. L'unità O poggia in paraconcordanza sull'unità Pl, caratterizzata da riflettori sismici paralleli e continui ed interpretata come composta da depositi pleistocenici, che rappresentano parte del riempimento del Bacino di Capri (Fig. 18). Si può ipotizzare un'età di questa unità sismica del Pleistocene superiore. In base ai dati della sezione sismica il Bacino di Capri si sviluppa ad una profondità d'acqua di 1125 metri. Il riempimento sedimentario del bacino si presenta relativamente indeformato, evidenziando l'assenza di fasi tettoniche significative in corrispondenza di questo settore del margine continentale tirrenico (Fig. 18). L'unità sismica più antica (MC) è stata interpretata come il basamento acustico carbonatico meso-cenozoico, caratterizzato da una scarsa penetrazione del segnale sismico e correlabile con i carbonati meso-cenozoici affioranti a terra nell'Isola di Capri (Fig. 18).

3.2.3.2 Il thalweg del canyon Dohrn ed il Banco di Fuori

Il *thalweg* del *canyon* Dohrn, identificato nel primo tratto della sezione sismica tra i CDP 340 e 840, è caratterizzato da una zona di fondo mare topograficamente molto articolata (Fig. 18). Varie zone di incisione, presumibilmente corrispondenti ai canali tributari del *canyon* Dohrn, sono state identificate sulla sezione sismica (Fig. 18). Corpi caotici intercalati nella successione stratigrafica sedimentaria, che evidenziano la presenza di corpi di frana fossili sono presenti in corrispondenza delle pareti del *canyon* (Fig. 18). Tale evidenza suggerisce l'attività di processi di instabilità gravitativa sottomarina durante il Quaternario superiore, peraltro già suggerita dall'interpretazione di dati sismici e batimetrici nell'*offshore* della Campania [Aiello et al., 2008; Di Fiore et al., 2011].

Il Banco di Fuori è stato attraversato dal secondo tratto della sezione sismica (Fig. 18) e come precedentemente descritto, dal profilo sismico Sister9_1 (Fig. 14; Fig. 16). Le caratteristiche sismiche del Banco di Fuori sono simili a quelle descritte per il profilo sismico Sister9_1 (cf. par. 3.2.2.2; Fig. 14; Fig. 16). Questa assunzione di carattere generale è smentita dalle caratteristiche sismiche dei due fianchi del banco, che, pur essendo caratterizzate dalle unità sismiche A e B (cunei progradanti pleistocenici) presentano una facies sismica complessivamente più caotica rispetto a quella precedentemente analizzata (cf. par. 3.2.2.2). Una possibile spiegazione è rappresentata dalla diversa giacitura dei sedimenti rispetto alla direzione di acquisizione del profilo sismico. In corrispondenza della parte centrale del Banco di Fuori la penetrazione del segnale sismico è piuttosto scarsa. Inoltre, è presente una multipla del fondo mare molto pronunciata, che non è stato possibile rimuovere attraverso il *processing* sismico. L'unità sismica corrispondente è correlabile con il basamento acustico carbonatico meso-cenozoico (unità MC in Fig. 18). Lungo tutta l'area in studio è presente un sottile drappaggio di depositi olocenici (Fig. 18).

3.2.3.3 La piattaforma esterna del Golfo di Napoli

La piattaforma esterna del Golfo di Napoli è caratterizzata dalla presenza di tre unità sismiche principali. Tra queste tre unità sismiche, le due unità più antiche sono state interpretate come unità marine relitte pleistoceniche (A e B; Fig. 18). L'unità sismica B è caratterizzata da riflettori

sismici più marcati rispetto a quelli presenti nell'unità sismica A. Qui i riflettori sismici appaiono più deboli, probabilmente per il fatto che sono più profondi.

L'unità sismica più superficiale (unità Bb) presenta riflettori discontinui e di bassa ampiezza. In alcune zone il fondo mare è caratterizzato da alti morfologici (Banco della Montagna), che in base ai dati di carotaggi [Aiello et al., 2001], sono composti da sabbie vulcanoclastiche alternate a depositi pomicei, di età olocenica. La facies sismica di questi alti morfologici è trasparente e sono frequentemente drappeggiati da depositi olocenici. Tale facies è associata a depositi vulcanoclastici o a flussi fangosi, che si impiantano tra i depositi olocenici, rendendone caotica la distribuzione.

L'unità Bb appare radicata nella parte sommitale di un'ampia unità sismica, di probabile età olocenica (Oa in Fig. 18). Tale unità è caratterizzata da riflettori sismici discontinui e paralleli. L'unità Oa poggia in paraconcordanza sull'unità marina relitta B. Si tratta probabilmente dei depositi olocenici relativi all'ultimo episodio di stazionamento basso del livello marino (Fig. 18).

4. Discussione

4.1 Il Bacino del Volturno

L'acquisizione sismica multicanale nel Bacino del Volturno ha consentito di costruire una sezione geologica interpretata, che mostra i principali rapporti stratigrafici tra le unità sismiche, individuate con i criteri della sismo-stratigrafia (Fig. 19). Le linee sismiche qui presentate consentono di tracciare un quadro geologico della struttura profonda delle aree investigate, con particolare riferimento ai rapporti tra il basamento acustico ed il riempimento sedimentario all'interno del bacino. Sono stati inoltre utilizzati, per integrare i risultati della sismica profonda, i dati litostratigrafici di pozzi profondi localizzati sul margine tirrenico campano-laziale [Ippolito et al., 1973; Ortolani e Aprile, 1978; Fig. 20].

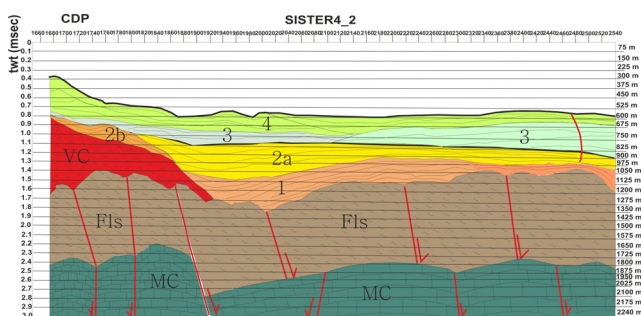


Figura 19 Sezione sismica interpretata di dettaglio del Bacino del Volturno (Sister4_2).

Figure 19 Interpreted detailed seismic section of the Volturno Basin (Sister4_2).

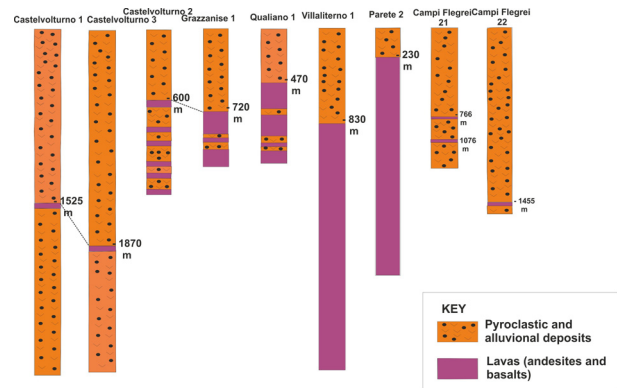
Il Bacino del Volturno occupa il settore settentrionale della Piana Campana, coinvolta da un pronunciato sprofondamento tettonico [Santangelo et al., 2017]. Il bacino è delimitato a N-NW dall'alto strutturale di Monte Massico, che ha un andamento NE-SW [Luiso et al., 2018]; ad est è invece delimitato da una serie di faglie con andamento appenninico (NW-SE), che ribassano i carbonati di piattaforma affioranti nel gruppo del Matese [D'Argenio et al., 1973; Bigi et al., 1992]. Il Bacino del Volturno è delimitato dal complesso vulcanico di Villa Literno ed a ovest, nell'immediato *offshore*, da un alto strutturale di probabile origine vulcanica, parallelo alla costa, che rappresenta un edificio vulcanico sepolto [de Alteriis et al., 2006].

Il massimo sviluppo dei corpi sedimentari nel bacino del Volturno è condizionato dalla presenza dell'alto strutturale del Massico, che delimita il bacino verso NW. Questo produce una geometria tipica di un *fan complex*, con andamento NE-SW. La calibrazione qualitativa delle sequenze sismiche che compongono il bacino sedimentario è stata effettuata attraverso i dati

litostratigrafici del pozzo Canello [Ippolito et al., 1973; Agip, 1977], che ha evidenziato la presenza di frequenti livelli piroclastici e di bancate conglomeratiche di ambiente lagunare e delitizio, che evolvono verso l'alto a sedimenti marini.

Figura 20 Stratigrafie schematiche dei pozzi esplorativi ubicati nella Piana del Volturno e nel settore settentrionale dei Campi Flegrei.

Figure 20 Sketch stratigraphy of the exploration wells located in the Volturno Plain and in the northern sector of the Phlegraean Fields.



L'analisi sismostratigrafica del profilo sismico Sister4_2 ha mostrato le geometrie del riempimento del bacino sedimentario del Volturno, caratterizzato da un basamento acustico, probabilmente corrispondente con il top dei carbonati meso-cenozoici e localizzato a profondità di circa 2.5 secondi. Tale basamento è ricoperto da una spessa sequenza sismica, caratterizzata da una facies acustica trasparente e caratterizzata da una evidente struttura a blocchi fagliati. Il top della sequenza sismica è localizzato a profondità comprese tra 1.5 e 1.7 secondi (tw). Tale sequenza è probabilmente correlabile con i depositi fliscioidi ("Flysch di Frosinone" Auct.), che affiorano estesamente nei corrispondenti settori emersi dell'Appennino campano-laziale [Accordi, 1964; D'Argenio et al., 1973; Accordi et al., 1986; Bigi et al., 1992]. Il riempimento del bacino sedimentario è caratterizzato da geometrie piuttosto complesse. Un'unità sismica con facies trasparente (a sinistra del profilo sismico), che poggia in discordanza sulla sequenza fliscioide è interpretabile come composta da vulcaniti di età quaternaria (pozzo litostratigrafico Villa Literno) [Ippolito et al., 1973; Mariani e Prato, 1988]. L'unità sismica è interessata da una evidente faglia diretta, che disloca anche la sottostante sequenza sismica conglomeratica. Il riempimento sedimentario del Bacino del Volturno è composto da due sequenze sismiche principali; la prima è caratterizzata da riflettori sismici piano-paralleli, mentre la seconda sequenza mostra evidenti geometrie progradazionali, che appoggiano a basso angolo su una superficie di *downlap* (Fig. 19).

I dati sismostratigrafici qui mostrati per il Bacino del Volturno hanno confermato che questo rappresenta un *semi-graben* caratterizzato da blocchi ribassati lungo faglie dirette, che interessano principalmente il top delle sequenze silicoclastiche mioceniche (Fig. 19). Le evidenze sismo-stratigrafiche suggeriscono che il periodo di attività di queste faglie dirette è compreso tra la fine del Miocene superiore (età presunta del Flysch di Frosinone) [Parotto e Praturlon, 1975] ed il Pleistocene inferiore (età presunta della prima sequenza sismica del riempimento del bacino [Mariani e Prato, 1988]. Inoltre, la sequenza basale (1 in Fig. 10) ha evidenziato geometrie di crescita, indicando che questa è stata deposta durante l'attività tettonica del Bacino del Volturno e che pertanto è una sequenza sismica sinsedimentaria.

Essendo un carattere distintivo dei bacini sedimentari dell'*offshore* campano-laziale, i depositi vulcanici sono ben sviluppati e spesso sono interstratificati nel riempimento di natura sedimentaria. Questo è il caso del corpo vulcanico geneticamente collegato con il complesso vulcanico di Villa Literno, che è stato riconosciuto nelle sezioni sismiche discusse e che si correla con le vulcaniti quaternarie perforate dal pozzo Villa Literno 1 [Ippolito et al., 1973; Agip, 1977; Fig. 20]. La messa in posto di questo corpo vulcanico sembra più recente delle fasi tettoniche estensionali nel Bacino del Volturno. Inoltre, non si può escludere che le faglie dirette

rappresentino delle vie preferenziali di risalita dei magmi per il complesso vulcanico VC. In questo senso, esistono strette relazioni tra attività tettonica e vulcanismo, soprattutto per quanto riguarda le fasi più antiche del vulcanismo della Piana Campana.

Vengono qui esposte alcune considerazioni conclusive. Le quattro sequenze sismiche, che corrispondono con le unità sismiche riconosciute a terra [Mariani e Prato, 1988], sono state rappresentate nel Bacino del Volturno in base all'analisi sismostratigrafica dei profili sismici a riflessione multicanale. La loro litologia è stata calibrata qualitativamente con i pozzi esplorativi profondi.

La prima sequenza sismica (1 in Fig. 19) è caratterizzata da riflettori da discontinui a continui, da paralleli a sub-paralleli. La sequenza è composta da sabbie, conglomerati ed argille, con livelli piroclastici, di età del Pleistocene inferiore. L'unità poggia in *onlap* sul fianco dell'unità sismica vulcanica VC, rappresentata da vulcaniti geneticamente collegate con il complesso vulcanico di Villa Literno. Sono state osservate geometrie di crescita, che ne suggeriscono la natura sinsedimentaria. Si può ipotizzare che l'intrusione dell'unità vulcanica VC sia più antica della deposizione dell'unità sismica 1, come suggerito dall'*onlap* della sequenza menzionata sui fianchi delle rocce vulcaniche.

La seconda sequenza sismica (2 in Fig. 19) è stata divisa in due sub-sequenze, rispettivamente identificate sulla piattaforma continentale (2a in Fig. 19) e nel bacino (2b in Fig. 19). La sub-sequenza 2a è distinta da cliniformi progradanti e rappresenta un cuneo progradante relitto, che ricopre in *downlap* il complesso vulcanico VC. La sub-sequenza 2b mostra riflettori sismici da paralleli a sub-paralleli ed è composta da alternanze di sabbie e argille di ambiente deltizio, di età pleistocenica.

La terza sequenza sismica (3 in Fig. 19) è caratterizzata da riflettori sismici da paralleli a sub-paralleli di alta ampiezza. Questa è formata da alternanze di sabbie e argille di ambiente deltizio. La quarta sequenza sismica mostra riflettori sismici da discontinui a continui e da paralleli a sub-paralleli. Questa è formata da argille di ambiente costiero, di età pleistocenica.

4.2 La scarpata continentale di Capri-Bocca Piccola

La comunicazione tra le acque interne e le acque esterne del Mar Tirreno avviene attraverso due principali aperture: la Bocca Grande, che separa le isole di Ischia e Capri, e la Bocca Piccola, localizzata tra Capri e la punta della Penisola Sorrentina (Punta Campanella; Fig. 1). I canali tra Procida e la terraferma (Canale di Procida) e tra Ischia e Procida (Canale di Ischia) hanno rispettivamente soglie di 14 e 12 m. La Bocca Piccola rappresenta il collegamento tra il Golfo di Napoli e quello di Salerno, che avviene attraverso una soglia di 74 m. In corrispondenza della Bocca Grande, invece, si raggiungono anche profondità di 600 e 800 m, presso i *canyons* sottomarini Magnaghi e Dohrn. Il Promontorio di Punta Campanella è separato dall'Isola di Capri, da cui è distante circa quattro miglia nautiche, dal Canale di Bocca Piccola, che rappresenta la terminazione esterna della Penisola Sorrentina e che chiude a sud-est il Golfo di Napoli, separandolo dal Golfo di Salerno. A sua volta, la Penisola Sorrentina è caratterizzata da due versanti, rispettivamente il versante settentrionale, rappresentato dalla Costiera Sorrentina, da Castellammare di Stabia fino a Punta Campanella (Massa Lubrense) ed il versante meridionale, rappresentato dalla Costiera Amalfitana, da Punta Campanella a Salerno.

Da un punto di vista morfo-strutturale la Penisola Sorrentina costituisce un comprensorio fisiografico e geologico unico con la dorsale dei Monti Lattari, che ne rappresenta la prosecuzione verso terra e con l'Isola di Capri. La Penisola Sorrentina è costituita in affioramento da carbonati mesozoici, calcarei e dolomitici [Perrone, 1988] e subordinatamente dall'Ignimbrite Campana [Fisher et al., 1993] e da coperture di suoli argillosi e vulcanici.

Va rilevata una notevole diversità geomorfologica tra la costa sorrentina, che si affaccia sul Golfo

di Napoli e la costa amalfitana, che si affaccia sul Golfo di Salerno. La costiera sorrentina è caratterizzata da falesie più basse, alte da un metro ad alcune decine di metri, mentre la costiera amalfitana presenta falesie erosionali, poste al piede di scarpate di faglia alte centinaia di metri, che presentano un'altezza crescente procedendo da ovest verso est e raggiungendo i valori massimi verso Positano.

I dati sismostratigrafici qui presentati hanno evidenziato che la scarpata continentale di Capri-Bocca Piccola presenta quattro unità sismostratigrafiche, rispettivamente rappresentate dal basamento acustico carbonatico meso-cenozoico (unità MC), dai cunei progradanti di età medio-tardo pleistocenica (unità sismiche A e B) e dai depositi olocenici. Il sottile spessore dei depositi olocenici suggerisce una sotto-alimentazione (*starvation*) della scarpata continentale localizzata in prossimità di Bocca Piccola (Capri) durante il tardo Quaternario, in cui quest'area rappresentava un alto strutturale caratterizzato da carbonati meso-cenozoici con immersione verso nord-ovest, che rappresentano il proseguimento a mare dell'alto strutturale di Capri. Le evidenze geologiche presentate sono in accordo con quanto suggerito dai dati geologici e sismostratigrafici mostrati nei lavori precedenti. Questi hanno evidenziato che sia l'Isola di Capri che la Penisola Sorrentina rappresentano i settori emergenti di un blocco basculato verso nord-ovest, appartenente ad un semi-graben, che è parzialmente occupato dal Golfo di Napoli [Finetti e Morelli, 1974; Fusi et al., 1991; Fusi, 1996].

I dati sismostratigrafici precedenti hanno mostrato simili unità sismiche, rispettivamente rappresentate dai carbonati meso-cenozoici (unità MC) e da un'ampia unità sismica sedimentaria, denominata unità A [Milia e Torrente, 1999]. L'unità MC è stata correlata con i depositi carbonatici meso-cenozoici, affioranti a terra sia a Capri che nella Penisola Sorrentina. L'unità A ricopre l'unità MC e si estende nell'intero Golfo di Napoli con uno spessore uniforme. La parte sommitale dell'unità è caratterizzata da una superficie erosiva, che si sviluppa in acque basse (*unconformity U1*) [Milia e Torrente, 1999].

La facies sismica tipica dell'unità sismica A è rappresentata da configurazioni parallele, con ampiezza da media ad alta e continuità elevata, che corrispondono a corpi sedimentari di forma tabulare [Milia e Torrente, 1999]. Sia la configurazione interna dei riflettori che la forma esterna dell'unità sismica A hanno evidenziato la deposizione su una piattaforma caratterizzata da una subsidenza uniforme [Mitchum et al., 1977; Vail et al., 1977; Milia e Torrente, 1999]. La facies sismica e la configurazione attuale hanno suggerito che l'unità A è stata deposta orizzontalmente e successivamente ruotata per l'attività tettonica estensionale in corrispondenza di faglie anti-appenniniche (NE-SW).

I dati sismostratigrafici derivanti dall'interpretazione dei profili sismici monocanale, acquisiti nell'ambito del progetto CARG (foglio geologico n. 484 "Isola di Capri") hanno evidenziato informazioni geologiche coerenti con quelle qui presentate [D'Argenio et al., 2011]. I depositi pleistocenici relitti presentano geometrie progradanti, diffuse nel tratto settentrionale ed occidentale di Capri, con coperture oloceniche di spessore inferiore al metro. Tali unità sono riconducibili alle fasi di ampliamento della piattaforma continentale, avvenute durante e dopo il basculamento della dorsale carbonatica [Milia e Torrente, 1999; D'Argenio et al., 2011]. I depositi di scarpata sono prevalentemente pelitici, con intercalazioni di sabbie vulcanoclastiche [D'Argenio et al., 2011].

4.3 L'offshore di Procida, il Bacino del Magnaghi e l'alto strutturale di Ischia

Mentre sia il Golfo di Napoli che il Golfo di Pozzuoli sono stati l'oggetto di numerose indagini di geofisica marina nel corso degli ultimi 30 anni [Latmirel et al. 1971; Finetti e Morelli, 1974; Pescatore et al., 1984; Fusi et al. 1991; Milia e Milia et al., 1996, 1998, 2000; Aiello et al., 2001;

Secomandi et al., 2003; D'Argenio et al., 2004; Aiello et al., 2004; 2005; Ruggieri et al., 2007; Aiello et al., 2008], la stessa considerazione non è valida per l'*offshore* di Procida e Ischia. Infatti, il settore di mare ad ovest dell'asse Banco di Fuori-Napoli ed antistante le isole di Procida e Ischia restava, fino a pochi anni fa ancora relativamente inesplorato da un punto di vista geofisico, data la scarsa caratterizzazione acustica dei corpi ignei, vulcanici e vulcanoclastici e la loro intrinseca caoticità.

Le Isole di Ischia e Procida rappresentano un divisorio fisiografico, oltre che geografico, localizzato tra il Golfo di Gaeta a nord ed il Golfo di Napoli a sud. Infatti, il complesso vulcanico Ischia-Procida-Campi Flegrei è localizzato in corrispondenza di un importante elemento strutturale ENE-WSW, che ha controllato l'allineamento dei principali centri eruttivi [Orsi et al., 1999b]. La fisiografia delle aree in studio è caratterizzata da una piattaforma continentale, compresa tra la linea di costa ed all'incirca le isobate dei - 140/150 m di profondità e la scarpata continentale superiore, posta tra il ciglio della piattaforma continentale e l'isobata dei - 600 m circa; da una scarpata continentale superiore posta tra il ciglio della piattaforma e l'isobata dei - 600 m di profondità; da una scarpata continentale inferiore posta a più di 600 m di profondità. I dati sismostratigrafici qui presentati hanno evidenziato che l'*offshore* di Procida, il Bacino del Magnaghi e l'alto strutturale di Ischia presentano quattro unità sismostratigrafiche, rispettivamente rappresentate dal basamento acustico vulcanico di Ischia (unità Isc), dall'unità sismica vulcanica Mg, presente sotto il *canyon* Magnaghi, da un cuneo progradante di età tardo pleistocenica (unità Pls) e dai depositi olocenici. Mentre l'unità Mg è geneticamente collegata con l'attività eruttiva dell'Isola di Procida, l'unità Isc è geneticamente collegata con l'attività eruttiva dell'Isola di Ischia e può essere tentativamente attribuita ai depositi del 5° ciclo preistorico-attuale, mentre l'unità sismica Mg può essere geneticamente correlata al Tufo Giallo di Solchiaro (18 ky B.P.) [Rosi e Sbrana, 1987; Vezzoli, 1988; De Astis et al., 2004; Sbrana et al., 2011; Fedele et al., 2012].

Per quanto riguarda l'alto strutturale di Ischia, si può suggerire una sotto-alimentazione (*starvation*) dell'alto vulcanico relativamente al suo settore centrale e nord-occidentale, come evidenziato dal sottile spessore dei depositi olocenici. Per quanto riguarda il Bacino del Magnaghi, precedentemente non noto, si tratta di un piccolo bacino sedimentario localizzato nella zona del *canyon*, al limite dell'*offshore* di Ischia. Il bacino è delimitato lateralmente da un argine deposizionale, geneticamente legato all'attività recente di flussi torbidity nella zona del *canyon*. Il riempimento del bacino è caratterizzato da riflettori sismici piano-paralleli, che sono presumibilmente collegati con i depositi di *highstand* della sequenza tardo-quadernaria [Aiello et al., 2012b].

4.4 Il Banco di Fuori ed il *canyon* Dohrn

Il Banco di Fuori ed il *canyon* Dohrn sono due strutture geologiche strettamente collegate. Come precedentemente anticipato, il Banco di Fuori rappresenta un importante rilievo sottomarino, alto circa 800 metri, che è delimitato lateralmente dal *canyon* Dohrn nel suo settore meridionale e dal *canyon* Magnaghi nel settore meridionale. Il *Digital Elevation Model* del Golfo di Napoli ha mostrato il sistema dei *canyons* del Golfo di Napoli (Dohrn e Magnaghi), che taglia la scarpata continentale a profondità comprese tra 250 m e 1100 m [Aiello et al., 2001; D'Argenio et al., 2004; Di Fiore et al., 2011; Aiello e Marsella, 2015]. Le aree di instabilità sottomarina con incipiente individuazione di frane sottomarine sono state cartografate sulla scarpata del Golfo di Napoli attraverso l'interpretazione morfobatimetrica [Ruggieri et al., 2007]. Le aree principali di instabilità sottomarina sono localizzate alla testata del *canyon* Dohrn, sulla scarpata continentale a sud del *canyon* Magnaghi e sulla scarpata nord-orientale del Banco di Fuori. I dati sismostratigrafici qui mostrati hanno evidenziato che il Banco di Fuori rappresenta un alto

strutturale di natura carbonatica, dato che è costituito dall'unità sismica MC (carbonati meso-cenozoici). Inoltre i dati sismici interpretati hanno mostrato chiaramente che il fianco sud-orientale del banco è dislocato dalla faglia regionale anti-Appenninica (NE-SW) *Acerra-canyon Dohrn*. Tale faglia è responsabile del ribassamento dell'unità carbonatica mesozoica al di sotto delle unità marine relitte di età pleistocenica, che sono state individuate su entrambi i fianchi dell'alto strutturale (unità sismiche A e B). L'attività tettonica della faglia regionale *Acerra-canyon Dohrn* in corrispondenza del fianco sud-orientale del banco è stata inoltre suggerita dalla crescita dei riflettori sismici appartenenti alle unità marine relitte pleistoceniche, in corrispondenza del passaggio con il *canyon Dohrn*. Si può quindi ipotizzare che l'individuazione del *canyon Dohrn*, che incide le unità marine relitte pleistoceniche, sia stata controllata dall'attività della faglia regionale anti-appenninica *Acerra-canyon Dohrn*. La natura carbonatica del Banco di Fuori è confermata dai dati magnetometrici sul Golfo di Napoli, che hanno mostrato l'assenza di anomalie magnetiche significative in corrispondenza del banco [Aiello et al., 2004; Aiello e Marsella, 2016a; Aiello, 2018].

I dati sismostratigrafici qui mostrati sono in accordo con gli studi precedenti in letteratura, alcuni dei quali hanno discusso in dettaglio l'origine dei *canyons* del Golfo di Napoli [Milia, 2000]. Durante il Quaternario superiore la scarpata continentale del Golfo di Napoli è stata coinvolta da scivolamenti gravitativi sottomarini e formazione di *canyons*. Pertanto, può essere considerata come un sistema di scarpata di tipo erosivo. Tuttavia la formazione del *canyon Dohrn* non può essere spiegata dai modelli di erosione regressiva adottati per i *canyon* sottomarini da Pratson and Coakley [1986]. Infatti, il *canyon Dohrn* si è formato su una scarpata centrale caratterizzata da un gradiente di pendenza progressivamente decrescente. Inoltre, la formazione del *canyon* è geneticamente collegata alla superficie erosiva che si è formata durante l'abbassamento eustatico di età compresa tra 90 e 35 ky B.P., i cui effetti hanno risentito del sollevamento tettonico della piattaforma esterna.

4.5 L'Alto strutturale di Capri, il Bacino di Capri e la Valle di Salerno

L'alto strutturale di Capri, il Bacino di Capri e la Valle di Salerno rappresentano tre importanti strutture geologiche, tra loro geneticamente collegate.

L'Alto di Capri è un alto strutturale di natura sedimentaria, geneticamente collegato al sollevamento tettonico regionale dei carbonati meso-cenozoici lungo l'allineamento strutturale Isola di Capri-Penisola Sorrentina [Barattolo e Pugliese, 1987]. L'Alto di Capri si può considerare come un relitto morfologico, dato che la sua architettura stratigrafica è composta dalle unità marine relitte pleistoceniche (unità sismiche A e B). Pertanto, tale alto è geneticamente collegabile ai relitti morfologici della piattaforma continentale, che si rinvengono nel settore centrale del Golfo di Napoli [Aiello et al., 2001].

Il Bacino di Capri è localizzato ad ovest della Valle di Salerno ed è delimitato a sud dal *seamount* delle Sirene e dalla relativa scarpata continentale [Bartole et al., 1984]. Questo è rappresentato da un bacino profondo localizzato a sud del Golfo di Napoli, caratterizzato da una coltre sedimentaria di età pleistocenico-olocene, che ricopre un basamento acustico meso-cenozoico di natura carbonatica. I dati sismostratigrafici qui mostrati hanno evidenziato che l'individuazione del Bacino di Capri è stata probabilmente controllata da una faglia diretta, localizzata sul margine sud-occidentale del *thalweg* del *canyon Dohrn*, che rappresenta comunque il proseguimento della faglia regionale anti-appenninica *Acerra-canyon Dohrn*. Il bacino, che si sviluppa a profondità d'acqua superiori ai 1100 m, è riempito da due principali unità sismiche (O e PIs), rappresentate da depositi marini profondi di età compresa tra il Pleistocene superiore e l'Olocene. Tali unità, che individuano il riempimento bacinale, poggiano sul basamento acustico carbonatico meso-cenozoico (unità sismica MC).

La Valle di Salerno è rappresentata da una profonda depressione di forma allungata, con andamento WSW-ENE, delimitata a nord dalla faglia regionale Capri-Penisola Sorrentina e riempita da depositi quaternari con uno spessore complessivo fino a 3300 m (pozzo “Mina 1”) [Agip, 1977]. Sebbene le principali fasi di subsidenza siano comunque avvenute durante il Plio-Quaternario, la presenza di una spessa sequenza trasgressiva del Miocene superiore-Pliocene inferiore alla base della depressione (pozzo “Mina 1”), insieme con l’esistenza di un lembo di Unità Liguridi hanno confermato che la deformazione tettonica pre-data i movimenti tettonici post-orogenici, evidenziati dall’attività delle faglie dirette [Bartole et al., 1984]. I dati sismostratigrafici qui evidenziati hanno mostrato che la Valle di Salerno rappresenta un semi-graben riempito da tre unità sismiche, rappresentate dai depositi marini quaternari [Aiello et al., 2009], che ricoprono un’unità sismica caotica geneticamente collegata al “Flysch del Cilento” Auct. [Bonardi et al., 1988; Aiello e Marsella, 2013].

5. Conclusioni

Mentre una grande quantità di rilievi sismici strettamente spazati sulla piattaforma continentale del Golfo di Napoli è stata acquisita ed illustrata in studi geologici e geofisici precedenti, i dati sismici del presente lavoro forniscono un quadro geologico sui principali bacini sedimentari e gli alti morfo-strutturali tra questi interposti ad una scala dell’intera piattaforma esterna, scarpata e piana batiale sud-tirrenica. Alcuni lineamenti morfo-strutturali identificati non erano stati descritti in dettaglio da studi precedenti. Tra questi si annoverano l’alto vulcanico dell’Isola di Ischia, l’alto sedimentario dell’Isola di Capri ed i Bacini di Capri e di Salerno, la cui stratigrafia sismica ed assetto morfo-strutturale sono tuttora relativamente poco noti. Questo studio è stato facilitato dall’uso di criteri di correlazione terra-mare, che hanno consentito una migliore comprensione geologica delle strutture sismiche studiate.

I risultati del presente lavoro hanno permesso di costruire una carta tettonica del Golfo di Napoli, che evidenzia che la sua struttura geologica è controllata da due faglie dirette principali di carattere regionale con andamento anti-Appenninico (NE-SW), rispettivamente rappresentate dalla faglia Acerra-canyon Dohrn e dalla faglia Capri-Sorrento (Fig. 21). In corrispondenza delle due faglie sono stati osservati forti ribassamenti delle sequenze sedimentarie meso-cenozoiche, che rappresentano il basamento acustico carbonatico.

La scarpata meridionale del Banco di Fuori è ribassata da una faglia diretta con andamento NE-SW, che rappresenta la faglia Acerra-canyon Dohrn, l’importante lineamento anti-appenninico del Golfo di Napoli. La morfo-struttura del Banco di Fuori è caratterizzata da una scarsa penetrazione del segnale sismico. Questa è controllata dalla presenza dell’unità carbonatica profonda (MC).

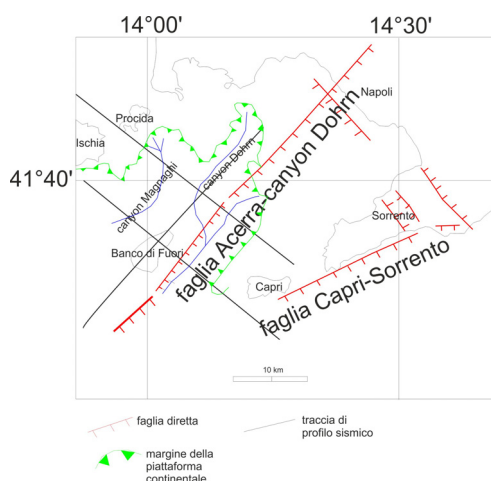


Figura 21 Carta tettonica schematica del Golfo di Napoli.

Figure 21 Tectonic sketch map of the Naples Bay.

La faglia diretta Acerra-canyon Dohrn presenta un rigetto verticale di circa 1.8 s. La faglia ribassa la sommità dell'unità carbonatica profonda MC da 0.8 s (TWT) nel blocco rialzato (Banco di Fuori) a circa 2.8 s (TWT) nel blocco ribassato (canyon Dohrn) in base ai dati dei profili sismici multicanale.

Due spesse unità sismiche che ricoprono il fianco nord-occidentale del Banco di Fuori sono state identificate sulle sezioni sismiche e sono state interpretate come due cunei progradanti pleistocenici relitti (unità sismiche A e B). Un sottile strato di depositi olocenici ricopre tutta l'area.

L'alto strutturale dell'Isola di Capri mostra riflettori continui e paralleli inclinati verso nord-ovest. Tale sequenza è stata interpretata come l'unità B. Essa ricopre l'unità A, cuneo progradante del Pleistocene inferiore-medio, che ricopre l'unità carbonatica profonda di età meso-cenozoica. I carbonati meso-cenozoici affiorano estesamente nell'alto strutturale composto da Penisola Sorrentina-Isola di Capri [Barattolo e Pugliese, 1987; Perrone, 1988].

Verso il Bacino di Salerno il corpo sismico è dislocato da una struttura con andamento NNW-SSE, cioè dalla faglia Capri-Sorrento, che rappresenta una faglia maestra che si è attivata durante il Pleistocene inferiore. Questa faglia assume importante rilevanza di carattere regionale, in quanto separa il Golfo di Napoli dal Golfo di Salerno [Fusi et al., 1991; Fusi, 1996; Aiello et al., 2009]. La faglia regionale Capri-Sorrento appare sulle sezioni sismiche come una gradinata di faglie dirette.

Il riempimento sedimentario del Bacino di Salerno consiste, procedendo dalla sommità verso la base della colonna stratigrafica, di tre unità sismiche principali, che ricoprono in discordanza il substrato carbonatico. L'unità superiore (unità Hol) è caratterizzata da riflettori sismici continui e paralleli ed è ricollegabile ai depositi marini olocenici che ricoprono un'unità stratigraficamente più bassa, associata ai depositi del Pleistocene inferiore medio (unità PI). L'unità sottostante mostra riflettori discontinui di ampiezza elevata. La facies acustica caotica, tipica dei depositi fliscioidi, unitamente con le evidenze degli affioramenti a terra, suggeriscono l'interpretazione di depositi silicoclastici miocenici ("Flysch del Cilento" Auct.).

L'unità sismica più profonda (Unità MC), acusticamente trasparente per una scarsa penetrazione del segnale sismico è interpretata come i carbonati meso-cenozoici, che rappresentano il corpo principale dell'architettura stratigrafica del Golfo di Napoli. L'unità carbonatica appare fortemente dislocata e ribassata da importanti faglie dirette di carattere regionale (faglia Acerra-canyon Dohrn e faglia Capri-Sorrento; Fig. 21). Questa rappresenta una delle unità sismiche più importanti riconosciute nell'intero settore nord-orientale del Golfo di Napoli, dal Banco di Fuori all'alto sedimentario di Capri e fino al Bacino di Salerno.

I dati qui esposti sono in accordo con i precedenti dati sismici sul margine continentale campano-laziale, sia a scala crostale [Milia e Torrente, 2003; Sartori et al., 2004; Aiello et al., 2011a; 2011b; 2012a] che a scala intermedia [Aiello et al., 2009; Conti et al., 2017].

Bibliografia

- Accordi B., (1964). *Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionale*. Memorie della Società Geologica Italiana, 4, 595-633.
- Accordi G., Carbone F., Civitelli G., Corda L., De Rita D., Esu D., Funiciello R., Kotsakis T., Mariotti G., Sposato A., (1986). *Lithofacies map of Latium-Abruzzi and neighbouring areas, scale 1: 250.000*. Progetto Finalizzato Geodinamica, CNR.
- Acocella V., (2008). *Activating and reactivating pairs of nested collapses during caldera forming eruptions: Campi Flegrei, Italy*. Geophysical Research Letters, 35:L17304, DOI: 10.1029/2008GL035078.
- Acocella V., (2010). *Evaluating fracture patterns within a resurgent caldera: Campi Flegrei, Italy*.

- Bulletin of Volcanology, 72, 623-638.
- Acocella V., Funiciello R., (2006). *Transverse systems along the extensional Tyrrhenian margin of central Italy and their influence on volcanism*. *Tectonics*, 25, 1-24.
- Acocella V., Funiciello R., Marotta E., Orsi G., de Vita S., (2004). *The role of extensional structures on experimental calderas and resurgence*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129, 199-217.
- Acocella V., Salvini F., Funiciello R., Faccenna C., (1999). *The role of transfer structures on volcanic activity at Campi Flegrei, Southern Italy*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91, 123-139.
- Agip, (1977). *Temperature sotterranee*. Inventario dei dati raccolti dall'Agip durante la ricerca e la produzione di idrocarburi in Italia. 1390 pp.
- Aguzzi M., Amorosi A., Sarti G., (2005). *Stratigraphic architecture of Late Quaternary deposits in the Lower Arno Plain (Tuscany, Italy)*. *Geologica Romana*, 38, 1-10.
- Aiello G., (2018) *New insights on the Late Quaternary geologic evolution of the Ischia Island coastal belt based on high-resolution seismic profiles*. *Italian Journal of Geosciences*, 137 (1), 87-106, DOI: 10.3301/IJG.2017.19.
- Aiello G., Angelino A., Marsella E., Ruggieri S., Siniscalchi A., (2004). *Carta magnetica di alta risoluzione del Golfo di Napoli*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 123, 333-342.
- Aiello G., Angelino A., Marsella E., Ruggieri S., Siniscalchi A., (2005). *Buried volcanic structures in the Gulf of Naples (Southern Tyrrhenian sea, Italy) resulting from high resolution magnetic survey and seismic profiling*. *Annals of Geophysics*, 48 (6), 883-897.
- Aiello G., Budillon F., Cristofalo G., De Alteriis G., De Lauro M., Ferraro L., Marsella E., Pelosi N., Sacchi M., Tonielli R., (2001). *Marine geology and morphobathymetry in the Bay of Naples*. In: Faranda F.M., Guglielmo L., Spezie G. (Eds.) *Structures and Processes of Mediterranean Ecosystems*, Springer-Verlag Italy, Chapter 1, pp. 1-8.
- Aiello G., Cicchella A.G., Di Fiore V., Marsella E., (2011b). *New seismo-stratigraphic data of the Volturno Basin (northern Campania, Tyrrhenian margin, Southern Italy): implications for tectono-stratigraphy of the Campania and Latium sedimentary basins*. *Annals of Geophysics*, 54 (3), 265-283.
- Aiello G., Insinga D.D., Iorio M., Meo A., Senatore M.R., (2017). *On the occurrence of the Neapolitan Yellow Tuff tephra in the Northern Phlegrean Fields offshore*. *Italian Journal of Geosciences*, 135 (2), DOI: 10.3301/IJG.2017.06.
- Aiello G. and Marsella E., (2013). *The sea bottoms of the continental shelf of the Naples Bay (Southern Italy): inferences of volcanic and sedimentary processes on the stratigraphic architecture*. In: *Continental Shelf: Geographical Distribution, Biota and Ecological Significance* (L. Scanlon and G. Ranieri eds.) pp. 1-121. Nova Science Publishers, Hauppauge, New York.
- Aiello G. and Marsella E., (2015). *Interactions between Late Quaternary volcanic and sedimentary processes in the Naples Bay, southern Tyrrhenian sea*. *Italian Journal of Geosciences*, 134 (2), 367-382.
- Aiello G. and Marsella E., (2016a). *Magnetic Theory and Applications in the Naples Bay (southern Tyrrhenian sea, Italy): magnetic anomaly fields and relationships with morpho-structural lineaments*. *World Journal of Condensed Matter Physics*, 6, 183-216.
- Aiello G. and Marsella E., (2016b). *Marine geophysics of the Naples Bay (Southern Tyrrhenian sea, Italy): principles, applications and emerging technologies*. In: *Geophysics: Principles, Applications and Emerging Technologies* (G. Aiello ed.), *Environmental Remediation Technologies, Regulations and Safety*, Chapter 3, pp. 61-122, Nova Science Publishers, Hauppauge, New York.
- Aiello G., Marsella E., Cicchella A.G., Di Fiore V., (2011a). *New insights on morpho-structures and seismic stratigraphy along the Campania continental margin (Southern Italy) based on deep multichannel seismic profiles*. *Rendiconti Lincei*, 22, 349-373.

- Aiello G., Marsella E., D'Isanto C., (2008). *Sistemi deposizionali di ambiente marino profondo ed instabilità gravitativa sottomarine: esempi di studio sulla scarpata continentale della Campania in base all'interpretazione integrata di dati di geofisica marina*. Atti AIOL (Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia), 19, 9-20.
- Aiello G., Marsella E., Di Fiore V., (2012c). *New seismo-stratigraphic and marine magnetic data of the Gulf of Pozzuoli (Naples Bay, Tyrrhenian sea, Italy): inferences for the tectonic and magmatic events of the Phlegrean Fields volcanic complex*. Marine Geophysical Researches, 33 (2), 93-125.
- Aiello G., Marsella E., Di Fiore V., D'Isanto C., (2009). *Stratigraphic and structural styles of half-graben offshore basins in Southern Italy: multichannel seismic and Multibeam morpho-bathymetric evidences on the Salerno Valley (Southern Campania continental margin, Italy)*. Quaderni di Geofisica, 77, 1-33.
- Aiello G., Marsella E., Giordano L., Passaro S., (2012a). *Seismic stratigraphy and marine magnetics in the Naples Bay (Southern Tyrrhenian sea): the onset of new technologies and methodologies for data acquisition, processing and interpretation*. In: Stratigraphic Analysis of Layered Deposits (O. Elitok ed.), pp. 21-60. Intech, Croatia,
- Aiello G., Marsella E., Passaro S., (2012b). *Stratigraphic and structural setting of the Ischia volcanic complex (Naples Bay, southern Italy) revealed by submarine seismic reflection data*. Rendiconti Lincei, 23, 387-408.
- Aiello G., Marsella E., Sacchi M., (2000). *Quaternary structural evolution of Terracina and Gaeta basins (Eastern Tyrrhenian margin, Italy)*. Rendiconti Lincei, 11, 41-58.
- Amato V., Aucelli P.P.C., Ciampo G., Cinque A., Di Donato V., Pappone G., Petrosino P., Romano P., Roskopf C., Russo Ermolli E., (2013). *Relative sea level changes and paleogeographical evolution of the southern Sele Plain (Italy) during the Holocene*. Quaternary International, 288, 112-128.
- Amorosi A., Milli S., (2001). *Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions*. Sedimentary Geology, 144, 357-375.
- Amorosi A., Pacifico A., Rossi V., Ruberti D., (2012). *Late Quaternary incision and deposition in an active volcanic setting: the Volturno valley fill*. Sedimentary Geology, 282, 307-320.
- Amorosi A., Ricci Lucchi F., Rossi V., Sarti G., (2009). *Climate change signature of small scale parasequences from late Glacial-Holocene trasgressive deposits of the Arno valley fill*. Palaeocl., Palaeoecol., 273, 142-152.
- Amorosi A., Rossi V., Sarti G., Mattei R., (2013). *Coalescent valley fills for the late Quaternary record of Tuscany (Italy)*. Quaternary International, 288, 129-138.
- Amoruso A., Crescentini L., Berrino G., (2008) *Simultaneous inversion of deformation and gravity changes in an horizontally layered half-space: evidences for magma intrusion during the 1982-1984 unrest at Campi Flegrei caldera (Italy)*. Earth Planetary Science Letters, 272, 181-188.
- Anstey N.A., (1982). *Simple Seismics*. Boston: International Human Resource Development and Co.
- Aprile F., Ortolani F., (1979). *Sulla struttura profonda della Piana Campana*. Bollettino Società Naturalisti in Napoli, 88, 1-19.
- Aprile F., Toccaceli R.M., Sbrana A., (2004). *The role of pyroclastic deposits in the chronostratigraphic analysis of the Quaternary terrains in the subsoil of the Campanian Plain (Southern Italy)*. Italian Journal of Quaternary Sciences, 17, 547-554.
- Aucelli P.P.C., Amato V., Budillon F., Senatore M.R., Amodio S., D'Amico C., Da Prato S., Ferraro L., Pappone G., Russo Ermolli E., (2012). *Evolution of the Sele river coastal plain (Southern Italy) during the Late Quaternary by inland and offshore stratigraphical data*. Rendiconti Lincei, 23, 81-102.
- Aucelli P.P.C., Cinque A., Mattei G., Pappone G., (2017). *Late Holocene landscape evolution of the Gulf of Naples (Italy) inferred from geoarcheological data*. Journal of Maps, 13, 2, 300-310.

- Barattolo F. and Pugliese A., (1987). *Il Mesozoico dell'Isola di Capri*. Quaderni dell'Accademia Pontaniana, 8, Napoli, Via Mezzocannone, 80134.
- Barberi F., Innocenti F., Lirer L., Munno R., Pescatore T., Santacroce R., (1978). *The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy)*. Bulletin of Volcanology, 41-1, 10-31.
- Barberi F., Cassano E., La Torre P., Sbrana A., (1991). *Structural evolution of Campi Flegrei caldera in light of volcanological and geophysical data*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 48, 33-49.
- Bartole R., (1983). *Tectonic structure of the Latian-Campanian shelf (Tyrrhenian sea)*. Bollettino di Oceanologia Teorica ed Applicata, Vol. II, n. 3, 197-230.
- Bartole R., Savelli D., Tramontana M., Wezel F.C., (1984). *Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin off Campania, Southern Italy*. Marine Geology, 55 (3-4), 163-180.
- Bellotti P., Chiocci F.L., Milli S., Tortora P., Valeri P., (1994). *Sequence stratigraphy and depositional setting of the Tiber delta: integration of high resolution seismic, well logs and archaeological data*. Journal of Sedimentary Research, B64, 416-432.
- Bellotti P., Calderoni G., Di Rita F., D'Orefice M., D'Amico C., Esu D., Magri D., Preite-Martinez M., Tortora P., Valeri P., (2011). *The Tiber river delta plain (central Italy): coastal evolution and implications for the ancient Ostia Roman settlement*. The Holocene, 21, 1105-1116.
- Bellotti P., Caputo C., Valeri P., (2012). *Delta types along the coast of the Italian Peninsula. Considerations on evolutive factors*. Atti del Quarto Simposio Internazionale Il Monitoraggio Costiero Mediterraneo: problematiche e tecniche di misura. CNR, Istituto di Biometereologia Editore, 205-212.
- Bellotti P., Milli S., Tortora P., Valeri P., (1995). *Physical stratigraphy and sedimentology of the Late Pleistocene-Holocene Tiber delta depositional sequence*. Sedimentology, 42, 617-634.
- Berrino G., Corrado G., Riccardi U., (1998). *Sea gravity in the Gulf of Naples: a contribution to delineating the structural pattern of the Vesuvian area*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 82, 139-150.
- Bicket A.R., Rendell H.M., Claridge A., Rose P., Andrews J., Brown F.S.J., (2009). *A multiscale geoarcheological approach from the Laurentine shore (Castelporziano, Lazio, Italy)*. In: Ghilardi M. et al. (Eds.) *Geoarcheology: human environment connectivity*. Geomorphology: relief, processus, environment, 4, 257-270.
- Bigi G., Bonardi G., Catalano R., Cosentino D., Lentini F., Parotto M., Sartori R., Scandone P., Turco, E., (1992). *Structural model of Italy 1:500.000*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, Roma, Italy.
- Bodnar R., Cannatelli C., De Vivo B., Lima A., Belkin H.E., Milia A., (2007). *Quantitative model for magma degassing and ground deformation (bradyseism) at Campi Flegrei, Italy: implications for future eruptions*. Geology, 35, 791-794.
- Bonardi G., Amore F.O., Ciampo G., de Capoa P., Miconnet P., Perrone V., (1988). *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninca ed i suoi rapporti con l'arco calabro*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 17-35.
- Bosellini A., (1984). *Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy*. Sedimentology, 31, 1-24.
- Bott M.H.P., (1979). *Subsidence mechanisms at passive continental margins*. In: Watkins J.S., Montadert L., Dickerson P.W. (Eds.) *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins*. AAPG Memoire 29, 3-10.
- Bracewell R., (1965). *The Fourier Transform and Its Applications*. 3rd Edition, ISBN-10: 0073039381.
- Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roskopf C., Santangelo N., (1995). *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica*. Memorie della Società Geografica Italiana, 53, 313-336.

- Bruno P.P.G., Rapolla A., Di Fiore V., (2003). *Structural setting of the Bay of Naples (Italy) seismic reflection data: implications for Campanian volcanism*. *Tectonophysics*, 372, 192-213.
- Buchholtz H., (1972). *A note on signal distortion due to dynamic (NMO) correction*. *Geophysical Prospecting*, 2, 395-402.
- Caiazza C., Ascione A., Cinque A., (2006). *Late Tertiary-Quaternary tectonics of the Southern Apennines (Italy): New evidences from the Tyrrhenian slope*. *Tectonophysics*, 421, 23-51.
- Calligaris D., Morelli C., Pisani M., (1972). *Rilievo gravimetrico e magnetico*. *Quaderni de La Ricerca Scientifica*, 83, 72-81.
- Capuano P., Russo G., Civetta L., Orsi G., D'Antonio M., Moretti R., (2013). *The active portion of the Campi Flegrei caldera structure imaged by 3-D inversion of gravity data*. *Geochem. Geophys. Geosystems*, 14 (10), DOI: 10.1002/ggge.20276.
- Carlino S., Kilburn C.R., Tramelli A., Troise C., Somma R., De Natale G., (2016). *Tectonic stress and renewed uplift at Campi Flegrei caldera, southern Italy: New insights from caldera drilling*. *Earth and Planetary Science Letters*, 420, 23-29.
- Carrara E., Iacobucci E., Pinna E., Rapolla A., (1974). *Interpretation of gravity and magnetic anomalies near Naples, Italy, using computer techniques*. *Bulletin of Volcanology*, 38 (2), 458-467.
- Casciello E., Cesarano M., Pappone G., (2006). *Extensional detachment faulting on the Tyrrhenian margin of the southern Apennines contractional belt (Italy)*. *Journal of the Geological Society of London*, 163 (4), 617-629.
- Castle R.J., (1994). *A theory of normal moveout*. *Geophysics*, 59 (6), 983-999.
- Catuneanu O., Abreu V., Bhattacharya J.P., Blum M.D., Dalrymple R.W., Eriksson P.G., Fielding C.R., Fisher W.L., Galloway W.E., Gibling M.R., Giles K.A., Holbrook J.M., Jordan R., Kendall C.G.St.C., Macurda B., Martinsen O.J., Miall A.D., Neal J.E., Nummedal D., Pomar L., Posamentier H.W., Pratt B.R., Sarg J.F., Shanley K.W., Steel R.J., Strasser A., Tucker M.E., Winker C., (2009). *Towards the Standardization of Sequence Stratigraphy*. *Papers in the Earth and Atmospheric Sciences*. 238.
- Cicchella A.G., (2009). *Analisi ed elaborazione di dati sismici a riflessione nel Golfo di Napoli (Tirreno meridionale)*. Tesi di Dottorato in Scienze ed Ingegneria del Mare, XXII ciclo, Università degli Studi di Napoli "Federico II".
- Cinque A., Romano P., Budillon F., D'Argenio B. et al., (2009). *Explanatory Notes to Geological Map of Italy, scale 1:50,000 - Sheet 486 Foce del Sele*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia.
- Coleou T., Poupon M., Azbel K., (2003). *Unsupervised seismic facies classification: A review and comparison of techniques and implementation*. *The Leading Edge*, 22 (10), 942-953.
- Conti A., Bigi S., Cuffaro M., Doglioni C., Scrocca D., Muccini F., Cocchi L., Ligi M., Bortoluzzi G., (2017). *Transfer zones in an oblique back-arc basin setting: Insights from the Latium-Campania segmented margin (Tyrrhenian sea)*. *Tectonics*, 36 (1), 78-107.
- Corradi N., Ferrari M., Giordano F., Giordano R., Ivaldi R., Sbrana A., (2009). *SAM source and D-seismic system: the Use in Marine Geological Mapping C.A.R.G. and P.N.R.A. Projects*. 27th IAS Meeting of Sedimentologists, Alghero (Italy), pp. 85-90, Extended Abstract.
- Correggiari A., Roveri M., Trincardi F., (1992). *Regressioni "forzate", regressioni "deposizionali" e fenomeni di instabilità in unità progradazionali tardo-quaternarie (Adriatico centrale)*. *Giornale di Geologia*, 54 (1), 19-36.
- Critelli S., Muto F., Tripodi V., Perri F., (2011). *Relationships between lithospheric flexure, thrust tectonics and stratigraphic sequences in foreland setting: the Southern Apennines Foreland Basin System, Italy*. *New Frontiers in Tectonic Research - At the Midst of Plate Convergence*, Intech Science Publishers, 121-170.
- D'Argenio B., Aiello G., de Alteriis G., Milia A., Sacchi M., Tonielli R., Budillon F., Chiocci F.L., Conforti A., De Lauro M., D'Isanto C., Esposito E., Ferraro L., Insinga D., Marsella E., Molisso F., Morra V., Passaro S., Pelosi N., Porfido S., Raspini A., Sacchi M., Tonielli R., Violante C., (2004). *Digital Elevation Model of the Naples Bay and surrounding areas, Eastern Tyrrhenian sea*,

- Italy. In: Mapping Geology in Italy, (Pasquarè C. et al., eds.) Atlante di Cartografia Geologica, Convegno Internazionale Firenze 2004.
- D'Argenio B., Barattolo F., Budillon F., Cesarano M., Donadio C., Pappone G., Pugliese A., Putignano M.L., (2011). *Foglio geologico n. 484 "Isola di Capri". Note illustrative alla cartografia geologica*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia.
- D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P., (1973). *Schema geologico dell'Appennino meridionale*. Atti Accademia Nazionale dei Lincei, 183, 49-72.
- de Alteriis G., Toscano F., (2003). *Introduzione alla geologia dei mari circostanti le isole flegree (Ischia, Procida e Vivara)*. In: Gambi M.C., De Lauro M., Jannuzzi F. (Eds.) *Ambiente marino costiero e territorio delle isole Flegree (Ischia, Procida e Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare*. Memorie Accademia Scienze Mat. Fis. e Nat., 5, 3-25, Liguori Editore, Napoli.
- de Alteriis G., Fedi M., Passaro S., Siniscalchi A., (2009). *Magneto-seismic interpretation of subsurface volcanism in the Gaeta Gulf (Italy, Tyrrhenian Sea)*. *Annals of Geophysics*. 49 (4-5), 929-943.
- De Astis G., Pappalardo L., Piochi M., (2004). *Procida volcanic history: new insights into the evolution of the Phlegraean Volcanic District (Campania region, Italy)*. *Bulletin of Volcanology*, 66, 622-641.
- De Bruin G., Hemstra N., Pouwel A., (2007). *Stratigraphic surfaces in the depositional and chronostratigraphic (Wheeler-transformed) domain*. *The Leading Edge*, 26 (7), 883-886.
- Deino A.L., Orsi G., de Vita S., Piochi M., (2004). *The age of Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei caldera, Italy) assessed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91 (2-4), 269-301.
- Del Gaudio C., Aquino I., Ricciardi G., Ricco C., Scandone R., (2010) *Unrest episodes at Campi Flegrei: a reconstruction of vertical ground movements during 1905-2009*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 195, 48-56.
- De Martino P., Tammaro U., Obrizzo F., (2014). *GPS time series at Campi Flegrei caldera (2000-2013)*. *Annals of Geophysics*, 57, S0213.
- De Matos M.C., Osorio P., Johann P., (2007). *Unsupervised seismic facies analysis using wavelet transform and self-organizing maps*. *Geophysics*, 72 (1), P9-P21.
- De Natale G., Troise C., Mark D., Mormone A., Piochi M., Di Vito M.A., Isaia R., Carlino S., Barra D., Somma R., (2016). *The Campi Flegrei Deep Drilling Project (CFDDP): New insight on caldera structure, evolution and hazard implications for the Naples area (Southern Italy)*. *Geochem. Geophys. Geosystems*, 17, 4836-4847, doi: 10.1002/2015GC006183.
- De Vivo B., Rolandi G., Gans P.B., Calvert A., Bohron W.A., Spera F.J., Belkin H.E., (2001). *New constraints on the pyroclastic eruptive history of Campania volcanic Plain (Italy)*. *Mineralogy and Petrology*, 73, 47-65.
- Di Fiore V., Aiello G., D'Argenio B., (2011). *Gravity instabilities in the Dohrn Canyon (Bay of Naples, Southern Tyrrhenian Sea): potential wave and run-up (tsunami) reconstruction from a fossil submarine landslide*. *Geologica Carpathica*, 62 (1), 55-63.
- Di Girolamo P., Rolandi G., (1975). *Vulcanismo sottomarino latitebasaltico-latitico (serie potassica) nel Canale d'Ischia (Campania)*. *Rendiconti Acc. Sc. Fis. e Mat. in Napoli*, 42, 561-596.
- Di Vito M.A., Acocella V., Aiello G., Barra D., Battaglia M., Carandente A., Del Gaudio C., de Vita S., (2016). *Magma transfer at Campi Flegrei caldera (Italy) before the 1538 AD eruption*. *Scientific Reports*, 6, Article Number: 32245 (2016).
- Di Vito, M.A., Isaia R., Orsi G., Southon J., de Vita S., D'Antonio M., Pappalardo L., Piochi M., (1999). *Volcanic and deformational history of the Campi Flegrei caldera in the past 12 ka*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91, 221-246.
- Dumay J., Fournier F., (1988). *Multivariate statistical analyses applied to seismic facies recognition*. *Geophysics*, 53 (9), 1151-1159.
- Fabbri A., Gallignani P., Zitellini N., (1981). *Geologic evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary*

basins. In: *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins* (F.C. Wezel ed.), pp. 101-126, Bologna, Italy.

- Fedele L., Morra V., Perrotta A., Scarpato C., (Isola di Procida), Sbrana A., (Isola di Vivara), aree marine costiere da 0 a -30 m: Putignano M.L., Orrù P.E., Schiattarella M. (Isola di Procida) Putignano, M.L. (Isola di Vivara) aree marine oltre i -30 m: Aiello, G., Budillon, F., Conforti, A., D'Argenio, B. Con i contributi di: aree emerse: Calcaterra, D. (geologia applicata Isola di Procida) per le aree marine costiere (da 0 a -30 m): Sgrosso, A., Vecchio, E. (stratigrafia e biocenosi Isola di Procida) (2012) *Carta Geologica alla scala 1:10000 - Isola di Procida Fogli 465 e 464*. Regione Campania, Assessorato Difesa del Suolo (con note illustrative).
- Ferranti L., Oldow J.S., Sacchi M., (1996). *Pre-Quaternary orogen-parallel extension in the Southern Apennine belt, Italy*. *Tectonophysics* 260, 325-347.
- Ferraro L., Giordano L., Bonomo S., Cascella A., Di Martino G., Innangi S., Gherardi S., Tamburrino, S., Alberico I., Budillon F., Di Fiore V., Punzo M., Tarallo D., Anzalone E., Capodanno M., Cavuoto G., Evangelista L., Ferraro R., Iavarone M., Iengo A., Lirer F., Marsella E., Migliaccio R., Molisso F., Pelosi N., Rumolo P., Scotto di Vettimo P., Tonielli R., Vallefucio M., (2017). *Monitoraggio integrato di un'area marino-costiera: la foce del fiume Volturno (Mar Tirreno centrale)*. *Quaderni di Geofisica*, 146, 1-70.
- Finetti I. and Morelli C., (1974). *Esplorazione sismica a riflessione nei Golfi di Napoli e Pozzuoli*. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 16, 175-222.
- Fisher R.V., Orsi G., Ort M., Heiken G., (1993). *Mobility of a large-volume pyroclastic flow - emplacement of the Campanian Ignimbrite, Italy*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56 (3), 205-220.
- Fitsimmons K.E., Hambach U., Veres D., Iovita R., (2013). *The Campanian Ignimbrite eruption: new data on volcanic ash dispersal and its potential impact on human evolution*. *Plos One*, 8 (6), doi.org/10.1371/journal.pone.0065839.
- Florio G., Fedi M., Cella F., Rapolla A., (1999). *The Campanian Plain and Phlegrean Fields: structural setting from potential field data*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91, 2, 361-379.
- Fusi N., (1996). *Structural setting of the carbonatic basement and its relationships with magma uprising in the Gulf of Naples (Southern Italy)*. *Annals of Geophysics*, 39 (3), <http://dx.doi.org/10.4401/ag-3985>.
- Fusi N., Garduno H., (1992). *Structural analysis of a sector of the Tyrrhenian margin of the Southern Apennines: the horst of Sorrentina peninsula and Lattari mounts (Italy)*. *C.r. Acad. Sci. Paris*, 315, 1747-1754.
- Fusi N., Mirabile L., Camerlenghi A., Ranieri G., (1991). *Marine geophysical survey of the Gulf of Naples (Italy): relationship between submarine volcanic activity and sedimentation*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 47, 95-114.
- Grippa M., Kergoat L., Frappart F., Araud Q., Boone A., (2011). *Land water storage variability over West Africa estimated by GRACE and land surface models*. *Water Resource Researches*, 47 (5), W05549.
- Hardenbol J., Vail P.R., Ferrer J., (1981). *Interpreting palaeoenvironments, subsidence history and sea-level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy*. *Oceanologica Acta*, SP, 33-34.
- Kilburn C.R.J., De Natale G., Carlino S., (2017). *Progressive approach to eruption at Campi Flegrei caldera in southern Italy*. *Nature Communications*, 8:15312, DOI: 10.1038/ncomms15312.
- Iorio M., Capretto G., Petruccione E., Marsella E., Aiello G., Senatore M.R., (2014). *Multi-proxy analysis in defining sedimentary processes in very recent prodelta deposits: the northern Phlegrean offshore example (Eastern Tyrrhenian margin)*. *Rendiconti Lincei*, 25 (2), 237-254.
- Ippolito F., Ortolani F., Russo M., (1973). *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione dei dati di antiche ricerche di idrocarburi*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 15, 227-250.

- Latmiral G., Segre A.G., Bernabini M., Mirabile L., (1971). *Prospezioni sismiche per riflessione nei golfi di Napoli e Pozzuoli ed alcuni risultati geologici*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 2, 90, 163.
- Lima A., De Vivo B., Spera F.J., Bodnar R.J., Milia A., Nunziata C., Belkin H.E., Cannatelli C., (2009). *Thermodynamic model for uplift and deflation episodes (bradyseism) associated with magmatic-hydrothermal activity at Campi Flegrei (Italy)*. Earth Science Reviews, 97, 44-58.
- Luiso P., Paoletti V., Nappi R., La Manna M., Cella F., Gaudiosi G., Fedi M., Iorio M., (2018). *A multidisciplinary approach to characterize the geometry of active faults: the example of Mt. Massico, Southern Italy*. Geophysical Journal International, 213, 1673-1681.
- Malinverno A., Ryan W.B.F., (1986). *Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, 5 (2), 227-245.
- Mariani M., Prato R., (1988). *I bacini neogenici del margine tirrenico: approccio sismico-stratigrafico*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 519-531.
- Marr J.D., Zagst E.F., (1967). *Exploration horizons for new seismic concepts of CDP and digital processing*. Geophysics, 32, 207-224.
- Marroquin I., Brault J., Hart B., (2009). *A visual data mining methodology for seismic facies analysis. Part I - Testing and comparison with other unsupervised clustering methods*. Geophysics, 74 (1), P1-P11.
- Mazzoli S., D'Errico M., Aldega L., Corrado S., Invernizzi C., Shiner P., Zattin M., (2008). *Tectonic burial and "young" (< 10 Ma) exhumation in the southern Apennines fold-and-thrust belt (Italy)*. Geology, 36 (3), 243-246.
- Mazzotti A., Stucchi E., Clementi M., (2005). *Normal moveout through partial corrections*. European Association of Geoscientists and Engineers (EAGE), 67th Conference.
- Milia A., (1996). *Evoluzione tettono-stratigrafica di un bacino peritirrenico: il Golfo di Napoli*. Tesi di Dottorato, Università di Napoli "Federico II", 184 pp.
- Milia A., (1998). *Stratigrafia, strutture deformative e considerazioni sull'origine delle unità deposizionali oloceniche del Golfo di Pozzuoli (Napoli)*. Italian Journal of Geosciences, 117 (3), 777-787.
- Milia A., (2000). *The Dohrn Canyon formation: a response to the eustatic fall and tectonic uplift of the outer shelf (Eastern Tyrrhenian sea margin, Italy)*. Geomarine Letters, 22, 101-108.
- Milia A., (2010). *The stratigraphic signature of volcanism off Campi Flegrei (Bay of Naples, Italy)*. In GropPELLI G. and Viereck-Goette, L. (Eds) *Stratigraphy and Geology of Volcanic Areas*. Geological Society of America Special Paper 464, 155-170, DOI: 10.1130/2010.2464(08).
- Milia A., Mirabile L., Torrente M.M., Dvorak J., (1998a). *Volcanism offshore of Vesuvius volcano in Naples Bay*. Bulletin of Volcanology, 59, 404-413.
- Milia A., Torrente M.M., (1997). *Evoluzione tettonica della Penisola Sorrentina (margine peritirrenico campano)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 116 (3), 487-502.
- Milia A., Torrente M.M., (1999). *Tectonics and stratigraphic architecture of a peri-Tyrrhenian half-graben (Bay of Naples, Italy)*. Tectonophysics, 315, 301-318.
- Milia A., Torrente M.M., (2003). *Late Quaternary volcanism and transtensional tectonics in the Bay of Naples, Campanian continental margin, Italy*. Mineralogy and Petrology, 79, 49-65.
- Milia A., Torrente M.M., Nardi G., (1998b). *Recent tectonic and magmatic features off the coast of Naples*. Giornale di Geologia, serie 3°, 60, 27-39.
- Milia A., Torrente M.M., Zuppetta A., (2003). *Offshore debris avalanches at Somma-Vesuvius volcano: implications for hazard evaluation*. Journal of the Geological Society, 160 (2), 309-317.
- Milli S., D'Ambrogio G., Bellotti P., Calderoni G., Carboni M.G., Celant A., Di Bella L., Di Rita F., Frezza V., Magri D., Pichezzi R.M., Ricci V., (2013). *The transition from wave-dominated estuary to wave-dominated delta. The Late Quaternary stratigraphic architecture of the Tiber river deltaic succession (Italy)*. Sedimentary Geology, 284, 159-180.

- Misuraca M., Budillon F., Tonielli R., Di Martino G., Innangi S., Ferraro L., (2018). *Coastal evolution, hydrothermal migration pathways and soft deformation along the Campania continental shelf (Southern Tyrrhenian sea): insights from high-resolution seismic profiles*. *Geosciences*, 8, 121, doi: 10.3390/geosciences8040121ww.
- Mitchum R.M. Jr., (1977). *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy*. In: Payton, C. E. (ed.), *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 205-212.
- Mitchum R.M., Vail P.R., Sangree J.B., (1977). *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences*. *AAPG Mem.* 26, 117-133.
- Mitchum R.M., Sangree J.B., Vail P.R., Wordnardt W.W., (1993). *Recognizing sequences and system tracts from well logs, seismic data and biostratigraphy. Examples from the Late Cenozoic of the Gulf of Mexico: Chapter 7: Recent Applications to Siliciclastic Sequence Stratigraphy*. *AAPG Special Volumes*, A169, 163-197.
- Moretti R., De Natale G., Troise C., (2017). *A geochemical and geophysical reappraisal of the significance of the recent unrest at Campi Flegrei caldera (Southern Italy)*. *Geochem. Geophys. Geosystems*, 18, 1244-1269.
- Morhange C., Bourcier M., Laborel J., Gialanella C., Goiran J.P., Crimaco L., Vecchi L., (1999). *New data on historical relative sea level movements in Pozzuoli, Phlegrean Fields, Southern Italy*. *Phys. Chem. Earth*, 24 (4), 349-354.
- Napoleone G., Ripepe M., Ruggiero M., (1984). *Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: strutture episupeficiali dedotte dal rilievo magnetico*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 27, 205-211.
- Oldow J.S., D'Argenio B., Ferranti L., Pappone G., Marsella E., Sacchi M., (1993). *Large-scale longitudinal extension in the southern Apennines contractional belt*. *Geology*, 21, 1123-1126.
- Orsi G., de Vita S., Di Vito M.A., (1996). *The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and its configuration*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74, 179-214.
- Orsi G., Petrazzuoli S.M., Wohletz K., (1999a). *Mechanical and thermo-fluid behavior during unrest at the Campi Flegrei caldera (Italy)*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91 (2-4), 453-470.
- Orsi G., Patella D., Piochi M., Tramacere A., (1999b). *Magnetic modeling of the Phlegrean Volcanic District with extension to the Ponza archipelago, Italy*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91 (2-4), 345-360.
- Ortolani F., Aprile F., (1978). *Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana a sud-est del fiume Volturno*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 97, 591-608.
- Pappone G., Casciello E., Cesarano M., D'Argenio B., Conforti A. et al., (2009). *Explanatory Notes to the Geological Map of Italy, scale 1: 50,000 - Sheet 467 Salerno*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia.
- Parotto M., Praturlon A., (1975). *Geological summary of the Central Apennines*. *Quaderni de La Ricerca Scientifica*, 90, 257-311.
- Patacca E., Scandone P., (2007). *Geology of the Southern Apennines*. *Bollettino della Società Geologica Italiana, Special Issue*, 7, 75-112.
- Patacca E., Sartori R., Scandone P., (1990). *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 45, 425-451.
- Perrone V., (1988). *Carta geologica della Penisola Sorrentina*. Università degli Studi di Napoli Federico II.
- Perrotta A., Scarpati C., Luongo G., Morra V., (2006). *The Campi Flegrei caldera boundary in the city of Naples*. In: De Vivo B. (Ed.) *Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites*, 85-96, Elsevier Science Publishers, Amsterdam.

- Pescatore T.S., Diplomatico G., Senatore M.R., Tramutoli M., Mirabile L., (1984). *Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: aspetti stratigrafici e strutturali*. Memorie della Società Geologica Italiana, 27, 133-149.
- Piochi M., Kilburn C.R.J., Di Vito M.A., Mormone A., Tramelli A., Troise C., De Natale G., (2014). *The volcanic and geothermally active Campi Flegrei caldera: an integrated multidisciplinary image of its buried structure*. International Journal of Earth Sciences, 103, 401-421.
- Pitman W.C., (1978). *Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins*. GSA Bulletin, 89, 1389-1403.
- Posamentier H.W., Allen G.P., (2000). *Siliciclastic sequence stratigraphy - concepts and applications*. In: SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology Series, 7, 2000, 210 pp., ISBN 1-56576-070-0.
- Pratson L., Coakley J., (1986). A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. Geological Society of America Bulletin, 108, 225-234.
- Qayyum F., de Groot P., Hemstra N., (2012). *Using 3D Wheeler diagrams in seismic interpretation - the HorizonCube method*. First Break, 30 (3), 103-109.
- Ricci Lucchi F., Colalongo M.L., Cremonini G., Gaspari G., Iaccarino S., Papani G., Raffi S., Rio D., (1982). *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: Cremonini G., Ricci Lucchi F. (Eds.) *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*, 17-46, Bologna, Italy, Guide Geologiche Regionali della Società Geologica Italiana, 1982.
- Roksandic M.M., (1978). *Seismic facies analysis concepts*. Geophysical Prospecting, 26 (2), 383-398.
- Rolandi G., Bellucci F., Heizler M.T., Belkin H.E., De Vivo B., (2003). *Tectonic controls on the genesis of ignimbrites from the Campania volcanic zone, southern Italy*. Mineralogy and Petrology, 79, 3-31.
- Rosi M., Sbrana A., (1987). *Phlegrean Fields*. CNR, Quaderni de La Ricerca Scientifica, Roma.
- Rossi A.P., Van Gasselt S., Pondrelli M., Dohm J., Hauber E.M., Dumke A., Zegers T., Neukum G., (2011). *Evolution of periglacial landforms in the ancient mountain range of the Thaumasia highlands, Mars*. Geological Society of London Special Publication, 352, 69-85.
- Ruggieri S., Aiello G., Marsella E., (2007). *Integrated marine geophysical data interpretation of the Naples Bay continental slope (southern Tyrrhenian sea, Italy)*. Bollettino di Geofisica Teorica Applicata, 48 (1), 1-24.
- Russo F., Belluomini G., (1992). *Outcrops of Tyrrhenian marine deposits along right side of Sele river (Campania, southern Italy)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 111, 25-31.
- Sacchi M., Infuso S., Marsella E., Bally A.W., (1994). *Late Pliocene-early Pleistocene compressional tectonics in offshore Campania (eastern Tyrrhenian sea)*. Bollettino di Geofisica Teorica Applicata, 36, 141-144, 469-482.
- Sacchi M., Molisso F., Pacifico A., Vigliotti M., Sabbarese C., Ruberti D., (2014). *Late Holocene to recent evolution of Lake Patria, South Italy: an example of coastal lagoon within a Mediterranean delta system*. Global and Planetary Change, 117, 9-27.
- Santacroce R., (1987). *Somma-Vesuvius*. CNR, Quaderni de La Ricerca Scientifica, Roma, Italy.
- Santangelo N., Ciampo G., Di Donato V., Esposito P., Petrosino P., Romano P., Russo Ermolli E., Santo A., Toscano F., Villa I., (2010). *Late Quaternary buried lagoons in the northern Campania Plain (southern Italy): evolution of a coastal system under the influence of volcano-tectonics and eustatism*. Italian Journal of Geosciences, 129, 1, 156-175.
- Santangelo N., Romano P., Ascione A., Russo Ermolli E., (2017). *Quaternary evolution of the Southern Apennines coastal plains: a review*. Geologica Carpathica, 68 (1), 43-56.
- Sartori R., Torelli L., Zitellini N., Carrara G., Magaldi M., Mussoni P., (2004). *Crustal features along a W-E Tyrrhenian transect from Sardinia to Campania margins (Central Mediterranean)*. Tectonophysics, 383, 171-192.
- Sbrana A., Toccaceli R.M., Monti L., Faccenna C., Fulignati P., Giudetti G., Marianelli P., Deino A., Bravi S., D'Argenio B., Marsella E., Putignano M.L., de Alteriis G., De Lauro M., Di Martino G., D'Isanto C., Giordano F., Innangi S., Passaro S., Scotto di Vettimo P., Tonielli R., Aiello G.,

- Budillon F., Conforti A., Capodanno M., Molisso F., Ferraro L., (2011). *Foglio geologico 464 Isola d'Ischia della Carta 1:25.000 dell'I.G.M.* ISPRA (Servizio Geologico d'Italia), Regione Campania, Settore Difesa del Suolo, Geotermia e Geotecnica.
- Scandone P., Sgroso I., (1965). *Sulla paleogeografia della Penisola Sorrentina dal Cretacico superiore al Miocene.* Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli, 74, 159-177.
- Scandone R., Bellucci F., Lirer L., Rolandi G., (1991). *The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 48, 1-31.
- Secomandi M., Paoletti V., Rapolla A., Aiello G., Marsella E., Ruggieri S., D'Argenio B., (2003). *Analysis of the magnetic anomaly field of the volcanic district of the Bay of Naples, Italy.* Marine Geophysical Researches, 24, 207-221.
- Sheriff R.E., Geldart R.P., (1995). *Exploration Seismology.* ISBN-10: 0521468264
- Starr J., (2006). *A comparison of NMO curves for application in VTI media.* First Break, 24, 81-84.
- Torrente, M.M. Milia, A. (2013) *Volcanism and faulting of the Campania margin (Eastern Tyrrhenian sea, Italy): a three-dimensional visualization of a new volcanic field off Campi Flegrei.* Bulletin of Volcanology, 75 (6), doi: 10.1007/s00445-013-0719-0.
- Trincardi F. and Zitellini N., (1987). *The rifting of the Tyrrhenian Basin.* Geomarine Letters, 7, 1-6.
- Troiano A., Di Giuseppe M., Petrillo Z., Troise C., De Natale G., (2011). *Ground deformation at calderas driven by fluid injection: modeling unrest episodes at Campi Flegrei (Italy).* Geophysical Journal International, 187, 833-847.
- Yilmaz O., (1988). *Seismic data processing.* Society of Investigation Geophysicists, Investigations in Geophysics, volume 2, ISBN 10: 0931830400.
- Vail P.R., (1977). *Sea Level Changes and Global Unconformities Seismic Sequence Interpretation: A Report of the JOIDES Subcommittee on the Future of Scientific Ocean Drilling,* Woods Hole, March 7-8 1977.
- Vail P.R., Hardenbol J., Todd R.G., (1984). *Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy.* In: Schlee J.S. (Ed.) *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation.* AAPG Mem. 36, 129-144.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S., (1977). *Seismic stratigraphy and global changes of sea level.* In: Payton C.E. (Ed.) *Seismic stratigraphy - application to hydrocarbon exploration.* AAPG Mem. 26, 49-212.
- Vail P.R., Todd R.G., (1981). *Northern North Sea Jurassic unconformities chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy.* In: Illing L.V., Hobson G.D. (Eds.) *Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe:* Heyden and Son Ltd.; 216-235.
- Vezzani L., Festa A., Ghisetti F.C., (2010). *Geology and Tectonic Evolution of the Central-Southern Apennines, Italy.* Geological Society of America Special Paper, 469, DOI: 10.1130/2010.2469.
- Vezzoli L., (1988). *Island of Ischia.* Quaderni de La Ricerca Scientifica, 114, 10, CNR, Roma.
- Vitale S., Ciarcia S., (2018). *Tectono-stratigraphic setting of the Campania region (southern Italy).* Journal of Maps, 14, 2, 9-21.
- Vitale S., Isaia R., (2014). *Fractures and faults in volcanic rocks (Campi Flegrei, southern Italy): insight into volcano-tectonic processes.* International Journal of Earth Sciences, 103, 801-819.
- West B.P., May S.R., Eastwood J.E., Rossen C., (2002). *Interactive seismic facies classification using textural attributes and neural networks.* The Leading Edge, 21 (10), 1042-1049.
- Woo J.Y., Kilburn C.R.J., (2010). *Intrusion and deformation at Campi Flegrei, southern Italy: sills, dikes and regional extension.* Journal of Geophysical Research, 115, B12210.
- Zecchin M., Catuneanu O., (2013). *High resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: units and bounding surfaces.* Marine and Petroleum Geology, 39, 1-25.
- Zollo A., Judenherc S., Auger E., D'Auria L., Virieux J., Capuano P., Chiarabba C., De Franco R., Makris J., Michelini A., Musacchio G., (2003). *Evidence for the buried rim of Campi Flegrei caldera from 3D active seismic imaging.* Geophysical Research Letters, 30 (19), DOI:10.1029/2003GL018173.

QUADERNI di GEOFISICA

ISSN 1590-2595

<http://istituto.ingv.it/le-collane-editoriali-ingv/quaderni-di-geofisica.html/>

I QUADERNI DI GEOFISICA (QUAD. GEOFIS.) accolgono lavori, sia in italiano che in inglese, che diano particolare risalto alla pubblicazione di dati, misure, osservazioni e loro elaborazioni anche preliminari che necessitano di rapida diffusione nella comunità scientifica nazionale ed internazionale. Per questo scopo la pubblicazione on-line è particolarmente utile e fornisce accesso immediato a tutti i possibili utenti. Un Editorial Board multidisciplinare ed un accurato processo di peer-review garantiscono i requisiti di qualità per la pubblicazione dei contributi. I QUADERNI DI GEOFISICA sono presenti in "Emerging Sources Citation Index" di Clarivate Analytics, e in "Open Access Journals" di Scopus.

QUADERNI DI GEOFISICA (QUAD. GEOFIS.) welcome contributions, in Italian and/or in English, with special emphasis on preliminary elaborations of data, measures, and observations that need rapid and widespread diffusion in the scientific community. The on-line publication is particularly useful for this purpose, and a multidisciplinary Editorial Board with an accurate peer-review process provides the quality standard for the publication of the manuscripts. QUADERNI DI GEOFISICA are present in "Emerging Sources Citation Index" of Clarivate Analytics, and in "Open Access Journals" of Scopus.

RAPPORTI TECNICI INGV

ISSN 2039-7941

<http://istituto.ingv.it/le-collane-editoriali-ingv/rapporti-tecnici-ingv.html/>

I RAPPORTI TECNICI INGV (RAPP. TEC. INGV) pubblicano contributi, sia in italiano che in inglese, di tipo tecnologico come manuali, software, applicazioni ed innovazioni di strumentazioni, tecniche di raccolta dati di rilevante interesse tecnico-scientifico. I RAPPORTI TECNICI INGV sono pubblicati esclusivamente on-line per garantire agli autori rapidità di diffusione e agli utenti accesso immediato ai dati pubblicati. Un Editorial Board multidisciplinare ed un accurato processo di peer-review garantiscono i requisiti di qualità per la pubblicazione dei contributi.

RAPPORTI TECNICI INGV (RAPP. TEC. INGV) publish technological contributions (in Italian and/or in English) such as manuals, software, applications and implementations of instruments, and techniques of data collection. RAPPORTI TECNICI INGV are published online to guarantee celerity of diffusion and a prompt access to published data. A multidisciplinary Editorial Board and an accurate peer-review process provide the quality standard for the publication of the contributions.

MISCELLANEA INGV

ISSN 2039-6651

http://istituto.ingv.it/le-collane-editoriali-ingv/miscellanea-ingv.html

MISCELLANEA INGV (MISC. INGV) favorisce la pubblicazione di contributi scientifici riguardanti le attività svolte dall'INGV. In particolare, MISCELLANEA INGV raccoglie reports di progetti scientifici, proceedings di convegni, manuali, monografie di rilevante interesse, raccolte di articoli, ecc. La pubblicazione è esclusivamente on-line, completamente gratuita e garantisce tempi rapidi e grande diffusione sul web. L'Editorial Board INGV, grazie al suo carattere multidisciplinare, assicura i requisiti di qualità per la pubblicazione dei contributi sottomessi.

MISCELLANEA INGV (MISC. INGV) favours the publication of scientific contributions regarding the main activities carried out at INGV. In particular, MISCELLANEA INGV gathers reports of scientific projects, proceedings of meetings, manuals, relevant monographs, collections of articles etc. The journal is published online to guarantee celerity of diffusion on the internet. A multidisciplinary Editorial Board and an accurate peer-review process provide the quality standard for the publication of the contributions.

Coordinamento editoriale e impaginazione

Francesca DI STEFANO, Rossella CELI
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Progetto grafico e impaginazione

Barbara ANGIONI
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

©2019
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia
Via di Vigna Murata, 605
00143 Roma
tel. +39 06518601

www.ingv.it



ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

