



1506
UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI URBINO
CARLO BO

DIPARTIMENTO DI SCIENZE PURE ED APPLICATE (DiSPeA)

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DI BASE E APPLICAZIONI

Curriculum – Scienze della Terra

XXXII CICLO

SISMOTETTONICA E GEODINAMICA DELL'AREA MARCHIGIANA E ADRIATICA

Settore Scientifico Disciplinare: GEO/03

RELATORE

Chiar.mo Prof. MARCO MENICHETTI

DOTTORANDO

Dott.ssa Emanuela Tirincanti

ANNO ACCADEMICO 2018/2019

*Il gioco della scienza è, in linea
di principio, senza fine.*

Karl Popper

INDICE

RIASSUNTO	I
ABSTRACT	III
Ringraziamenti	V
1. INTRODUZIONE.....	1
1.1. Contesto ed obiettivo della tesi.....	1
1.2. Struttura dell'elaborato	3
2. INQUADRAMENTO DELL'AREA DI STUDIO.....	5
2.1. Assetto geologico e stratigrafico.....	6
2.2. Assetto tettonico	9
2.3. Sismicità.....	11
3. GEOLOGIA E ASSETTO STRUTTURALE DELL'AREA	16
3.1. I dati sismici.....	16
3.1.1. Analisi dei dati di pozzo	17
3.1.2. Analisi ed interpretazione dei profili sismici.....	23
3.2. Interpretazione strutturale	35
3.2.1. Costruzione di una carta strutturale	36
3.2.2. Costruzione di sezioni geologiche bilanciate	38
3.2.2.1. Sezione geologica Elcito-Conero-Adriatic offshore.....	39
3.2.2.2. Sezione geologica Serra San Quirico-Montemarciano-Adriatic offshore..	41
3.2.2.3. Sezione geologica Pergola-Mondolfo-Adriatic offshore.....	44
3.2.2.4. Sezione geologica Trasanni-Colle San Bartolo-Adriatic offshore	44
3.3. Costruzione di un modello tridimensionale dell'area	47
4. SISMICITÀ DELL'AREA COSTIERA.....	52
4.1. Adriatic coastal seismicity analysis between Ancona and Rimini in the light of the results of a seismicity relocation.....	52
4.1.1. Abstract	52
4.1.2. Introduction	52

4.1.3. Study area and geological setting.....	54
4.1.4. Data	56
4.1.4.1. Recent and past seismicity	56
4.1.4.2. The catalogue	58
4.1.4.3. Seismic swarms.....	59
4.1.5. Methodology	61
4.1.5.1. NonLinLoc locations.....	61
4.1.5.1.1. Unidimensional velocity model.....	62
4.1.5.1.2. Three-dimensional velocity model	62
4.1.5.1.3. Implementing a “mixed” three-dimensional crustal model.....	63
4.1.5.2. Double Differences (DD) location	66
4.1.5.3. Focal mechanisms calculation	66
4.1.6. Results and discussion.....	67
4.1.6.1. Locations and their accuracy and uncertainty	67
4.1.6.2. Focal mechanisms.....	72
4.1.6.3. Comparison with previous seismotectonic studies.....	74
4.1.7. Conclusions	75
5. DISCUSSIONE	76
6. CONCLUSIONI	91
Bibliografia.....	95
ALLEGATI	106
A. Carta geologico strutturale dell’area.....	106
B. Sezione geologica Elcito-Conero-Adriatic offshore.....	107
C. Sezione geologica Serra San Quirico-Montemarciano-Adriatic offshore	108
D. Sezione geologica Pergola-Mondolfo-Adriatic offshore.....	109
E. Sezione geologica Trasanni-Colle San Bartolo-Adriatic offshore.....	110
F. Modello tridimensionale dell’area.....	111
G. Earthquake locations obtained with HypoDD	112
H. Calculated focal mechanisms	122

RIASSUNTO

L'area costiera e offshore marchigiano-romagnola fa parte del sistema catena-avanfossa-avampaese dell'Appennino umbro-marchigiano. La stratigrafia presente è dunque quella tipica del settore umbro-marchigiano della catena, con una successione di avanfossa neogenica che mostra una grande variabilità di facies e una discrepanza temporale, tra le porzioni interna ed esterna, risultato della progressiva migrazione del bacino di avanfossa verso l'avampaese (Ricci Lucchi, 1987; Menichetti et al., 1991). Se per l'area appenninica sono disponibili in letteratura molti dati strutturali, stratigrafici e modelli geodinamici, per l'area offshore mancano ancora studi integrati di sismotettonica. I lavori più recenti (Kastelic et al., 2013; Mazzoli et al., 2014) sono incentrati sulla caratterizzazione strettamente sismogenetica dell'area, mentre ben pochi sulla sua interpretazione strutturale e geodinamica (Chicco et al., 2019; Maesano et al., 2013; Santini et al., 2016; Bally et al., 1986; Argnani & Gamberi, 1995; Argnani 1998). L'avanfossa adriatica di questa porzione di territorio, raggiunge spessori importanti di sedimenti plio-pleistocenici con grosse variazioni laterali. La complessità strutturale e stratigrafica di quest'area, unitamente a modelli di velocità delle onde sismiche 1D calibrati per le aree più interne, rende difficile la localizzazione dei terremoti e poco vincolata la loro profondità, specialmente se questi eventi sono localizzati all'esterno della rete sismografica e quindi in aree offshore.

L'obiettivo principale di questo studio è stato quello di chiarire l'assetto strutturale, geologico e sismologico dell'avanfossa dell'Appennino marchigiano-romagnolo così da pervenire a una lettura in chiave sismotettonica e sismogenetica dell'area. Per i motivi suddetti però, effettuare uno studio sulle relazioni ipocentro-struttura, identificando le faglie sismologicamente attive e i relativi meccanismi focali, ha necessitato dati di base di qualità e soprattutto buoni modelli crostali, adatti all'area investigata. Dall'analisi di un buon numero di profili sismici, calibrati con i dati dei log di pozzo, è stata creata una carta geologico-strutturale dei lineamenti tettonici. Da questa sono state costruite una serie di sezioni geologiche bilanciate, dalla cui digitalizzazione in un software di modellazione è stato possibile creare un modello 3D dell'area indagata che validasse le geometrie e le relazioni in profondità tra le strutture e gli orizzonti. Questo è stato poi la base per l'implementazione di un modello di velocità delle onde sismiche 3D che tenesse in considerazione i dati di sottosuolo e, quindi, le variazioni laterali e di spessore dei sedimenti lenti plio-pleistocenici.

Da un punto di vista evolutivo la struttura ad anticlinali e sinclinali NE-vergenti, bordate da thrusts immergenti a SO, relativi backthrusts e tagliate infine da faglie trascorrenti N-S, può essere derivata da una prima fase in cui, dopo la compattazione e l'inizio della fase compressiva,

si formano per buckling le anticlinali. Queste vengono tagliate sul fianco esterno da una faglia inversa e sul fianco interno dal relativo backthrust. Con la prosecuzione degli sforzi compressivi queste thrust related folds vengono tagliate ancora una volta, in questo caso da delle faglie trascorrenti che sono quindi successive. L'assetto strutturale riconosciuto in profondità è riconducibile a uno stile deformativo thick-skinned poiché la deformazione compressiva coinvolge anche il basamento. Non tutta la successione risulta però, interessata allo stesso modo dalla deformazione. Il multilayer mio-pliocenico è quello maggiormente deformato e al suo interno sono riconoscibili anche alcuni scollamenti minori, mentre nella porzione più antica della successione umbro-marchigiana si riscontrano strutture più semplici ma con rigetti e lunghezze d'onda maggiori. In sezione sono anche ben visibili le classiche strutture a fiore che caratterizzano le faglie transpressive plio-quadernarie. Le sezioni bilanciate hanno permesso di valutare il raccorciamento dell'avanfossa appenninica in un range che va da 25,7% a 31%. I valori di raccorciamento aumentano gradualmente dalle sezioni più settentrionali a quelle più meridionali compatibilmente con il regime di stress compressivo rilevato dai dati di letteratura. L'utilizzo di un modello di velocità calibrato sulla zona di studio, che preveda, dunque, velocità basse per i sedimenti più recenti e, in concomitanza, l'utilizzo di software innovativi come NonLinLoc e HypoDD, ha permesso di ottenere localizzazioni più vincolate e migliori in termini di errori calcolati. La sismicità dell'area offshore di Rimini mostra una distribuzione NO-SE con profondità tra i 10 e i 15 km e meccanismi focali in genere poco vincolati data la bassa frequenza di accadimento dei terremoti in questa zona e, almeno per l'intervallo di tempo considerato, la loro bassa magnitudo. Per l'area di Senigallia-Falconara otteniamo invece tre raggruppamenti di eventi con profondità variabili da 5 a 20 km. I meccanismi focali sono inversi, orientati NNO-SSE come il thrust che poco più a Sud determina l'anticlinale asimmetrica del Monte Conero, e strike-slip orientati N-S e perfettamente posizionati laddove erano state riconosciute due faglie trascorrenti. Queste sarebbero dunque le strutture sismologicamente attive nel settore centrale onshore-offshore dell'area investigata. La zona del Monte Conero conta, invece, una distribuzione di epicentri NO-SE con profondità tra 4 e 10 km con una leggera tendenza all'approfondimento verso SE. Essa è quindi la sequenza più superficiale. I meccanismi focali danno soluzioni focali per lo più inverse orientate NNO-SSE. I tre eventi principali della sequenza dell'estate 2013 sono inversi, puri o con una minima componente obliqua, con orientazione NNO-SSE, dip tra 15° e 25° e rake intorno a 100°. Questi mostrano una pressoché perfetta corrispondenza con un backthrust NO-SE che è stato riconosciuto sul fianco interno di una importante struttura anticlinalica nell'offshore del Conero. Esso viene ipotizzato rilasci gli sforzi maggiori associati al relativo thrust.

ABSTRACT

The Adriatic coastal and offshore area is part of the chain-foredeep-foreland system of the Umbria-Marche Apennines. The stratigraphic succession present is therefore that typical of the Umbrian-Marche sector of the chain, with a succession of neogenic foredeep that shows a great variability of facies and a temporal discrepancy between the inner and outer portions resulting from the progressive migration of the foredeep basin towards the foreland (Ricci Lucchi, 1987; Menichetti et al., 1991). If many structural, stratigraphic and geodynamic models are available in the Apennine area, integrated studies of seismotectonics are still lacking for the offshore one. The most recent works (Kastelic et al., 2013; Mazzoli et al., 2014) focus on the strictly seismogenic characterization of the area, while very few on its structural and geodynamic interpretation (Chicco et al., 2019; Maesano et al., 2013; Santini et al., 2016; Bally et al., 1986; Argnani & Gamberi, 1995; Argnani 1998). The Adriatic foredeep of this portion of territory, reaches important thicknesses of Plio-Pleistocene sediments with large lateral variations. This structural and stratigraphic complexity, together with 1D seismic wave velocity models calibrated for the innermost areas, makes earthquake location difficult and their depth not constrained, especially if these events are located outside the seismographic network and therefore offshore.

The main objective of this study was to clarify the structural, geological and seismological structure of the foredeep part of the Marche-Romagna Apennines to arrive at a seismotectonic and seismogenic interpretation of the area. For these reasons, carrying out a study on hypocentral-structure relationships, identifying the seismologically active faults and the related focal mechanisms, has required basic quality data and, above all, good crustal models suitable for the investigated area. From the analysis of a good number of seismic profiles, calibrated with the well logs data, a geological-structural map of the tectonic features was created, and a series of balanced geological sections were constructed. From the digitalisation in a three-dimensional modelling software it was possible to create a 3D model of the investigated area that validated the geometries and the relationships in depth between the structures and the horizons. This three-dimensional model was then used for the implementation of a 3D seismic wave velocity model that took into account the subsurface data and the lateral and thickness variations of the slow plio-pleistocene sediments.

From an evolutionary point of view, the general structure of NE-vergent anticlines and synclines bordered by thrusts, relative backthrusts and finally cut by NS strike-slip faulting, can be derived from a first phase in which, after compaction and beginning of compressive stress, anticlines are formed by buckling and a phase in which these are cut by a reverse fault on the

outer side and by a backthrust on the inner side. These thrust related folds are then cut from the following transpressive faults. The structural structure recognized in depth is due to a thick-skinned deformation style since the compressive deformation also involves the basement. However, not the whole succession is affected by the deformation in the same way. The miopliocene multilayer is in fact the most deformed one and inside it are also recognizable some minor detachments, while in the oldest part of the Umbria-Marche succession there are simpler structures but with greater displacements and wavelengths. The classical flower structures of the plio-quadernary transpressive faults are also clearly visible in section. The balanced sections made it possible to evaluate the shortening of the Apennine foredeep in a range ranging from 25.7% to 31%. The shortening values gradually increase from the northernmost to the southernmost sections compatibly with the compressive stress regime detected by the literature data.

Using a velocity model calibrated on the study area that provides low speeds for the most recent sediments and, innovative softwares such as NonLinLoc and HypoDD, has allowed us to obtain more restricted and better locations in terms of calculated errors. The seismicity of the Rimini offshore shows a NW-SE distribution with depths between 10 and 15 km and focal mechanisms generally not very constrained since the seismicity of the area isn't frequent and, at least for the time interval considered, at very low magnitude. For the Senigallia-Falconara area we obtain three groups of events with depths ranging from 5 to 20 km. The focal mechanisms are reverse, NNW-SSE oriented like the thrust that determines the asymmetric anticline of the Monte Conero, and oriented N-S strike-slip perfectly positioned where two strike-slip faults were recognized. These would be the seismologically active structures in the central onshore-offshore sector of the investigated area. The seismicity of Monte Conero counts a distribution of NW-SE epicenters with a depth between 4 and 10 km and a slight tendency to deepen towards SE. Focal mechanisms give mostly reverse focal NNW-SSE solutions. The three main events of the summer 2013 sequence are reverse, pure or with a minimal oblique component, with NNW-SSE strike, 15° to 25° dip and an around 100° rake. These show an almost perfect correspondence with a NW-SE backthrust that has been recognized on the inner flank of an important Conero offshore anticline structure. It is assumed to release major stresses associated with the related thrust.

Ringraziamenti

Desidero esprimere il mio sincero ringraziamento a tutti coloro che hanno contribuito a questa tesi.

In primo luogo, vorrei esprimere la mia gratitudine al mio relatore Prof. Marco Menichetti per gli insegnamenti, il supporto al mio studio, per la sua pazienza e motivazione.

Simile, profonda gratitudine va al dottor Giancarlo Monachesi e al dottor Marco Cattaneo che mi hanno insegnato tanto con grande disponibilità e generosità, spronandomi a dare il meglio, nonché mettendomi a disposizione i software e i dati sismologici necessari.

Vorrei ringraziare anche Andrea Tamburini, Elisa Droghini e Michele Curuzzi che, in questo periodo, mi hanno supportato con allegria e consigli, specialmente nelle tante serate passate fino a tardi in studio. Mi hanno fatto sentire la loro vicinanza in modo speciale, e mi hanno aiutato ad affrontare gli ostacoli con un atteggiamento positivo.

Vorrei inoltre ringraziare la dottoressa Daniela Piacentini per i tanti consigli, l'appoggio e il supporto dimostratomi in questi tre anni.

Un grazie va anche al dottor Sauro Teodori che ha accolto me e i miei colleghi col sorriso facendoci sentire parte fondamentale di quel piccolo universo che era il nostro studio.

Infine, vorrei ringraziare Matteo, che ha condiviso con me, letteralmente e in tutto e per tutto, gioie e crucci di questo percorso, e mi ha sempre ispirato a migliorarmi e a credere in me stessa. Ringrazio, inoltre, la mia famiglia e i miei amici per il continuo, incondizionato ed affettuoso incoraggiamento.

1. INTRODUZIONE

1.1. Contesto ed obiettivi della tesi

La geodinamica dell'area Umbro-Marchigiana-Romagnola è caratterizzata da almeno tre fasi tettoniche che si sono succedute nel tempo e migrato nello spazio da ovest verso est e che sono registrate nella successione stratigrafica.

I processi geodinamici collisionali che coinvolgono l'avampaese adriatico e il margine sardo-corso sono responsabili della progressiva migrazione verso NE dell'intero sistema orogenico catena/avanfossa dell'Appennino umbro-marchigiano e della relativa porzione adriatica. A partire dai domini più interni toscani nell'Oligocene, la deformazione migra progressivamente verso NE fino a raggiungere le aree adriatiche nel Pliocene. Nel Plio-Pleistocene la fase tettonica estensionale migra anch'essa da Ovest verso Est, determinando la formazione di una serie di bacini intramontani bordati da faglie distensive che interessano tutto il sistema a pieghe e fronti di accavallamento (Menichetti, 1991; Lavecchia et al., 1994).

L'area è dunque il risultato di una storia deformativa assai complessa che inizia nel Mesozoico con una fase tettonica estensionale che interessa il margine meridionale della Tetide. A partire dal Cenozoico, una nuova fase tettonica compressiva si sovrappone alle strutture preesistenti sviluppando, nell'avampaese, un sistema a pieghe NE vergenti e fronti di accavallamento che complica l'assetto geologico-strutturale della zona adriatica (Bally et al., 1986). L'area offshore adriatica essendo l'avampaese di due catene montuose (Appennini e Dinaridi che hanno agito in tempi diversi: i primi nell'Adriatico nel Pliocene inferiore mentre le Dinaridi nell'Oligocene) è interessata, già dal Miocene, da una tettonica che condiziona anche la sedimentazione dell'avanfossa (Ori et al., 1986; Doglioni et al., 1999). Nella zona marchigiano-romagnola sono descritte strutture a pieghe e sovrascorrimenti vergenti a ENE e faglie sinsedimentarie riattivate nelle diverse fasi tettoniche mentre, dal punto di vista stratigrafico, a fianco della classica successione stratigrafica meso-cenozoica umbro-marchigiana, sono descritte in letteratura, alcune piattaforme carbonatiche isolate che perdurano fino al Miocene.

Esiste un accordo generale sulla presenza di alcuni possibili livelli di scollamento principali situati a diverse profondità nella successione stratigrafica meso-cenozoica (Maesano et al., 2012; Calamita et al., 1994; Barchi et al., 1998; Coward et al., 1999) e al di sopra dei quali si è sviluppata la struttura a pieghe. Dati geofisici confermano che lo scollamento principale si trova nelle anidriti triassiche, uno intermedio corrisponde alle formazioni del Cretaceo superiore delle Marne a Fucoidi e della Scaglia Cinerea paleogenica, mentre il più superficiale si trova nelle evaporiti messiniane. Lo scollamento più profondo, situato a 6-10 km di profondità, sarebbe il

principale fattore di controllo della geometria delle anticlinali maggiori. Lo scollamento più superficiale, che è uno dei fattori di controllo dello sviluppo di strutture minori, è invece localizzato nei gessi messiniani che hanno registrato abbastanza bene l'evoluzione dell'avanfossa e la distribuzione dei sedimenti plio-pleistocenici.

Se per l'area appenninica sono disponibili in letteratura molti dati strutturali, stratigrafici e modelli geodinamici, per l'area offshore mancano ancora studi integrati di sismotettonica. I lavori più recenti (Kastelic et al., 2013; Mazzoli et al., 2014) sono incentrati sulla caratterizzazione strettamente sismogenetica dell'area, mentre ben pochi sulla sua interpretazione strutturale e geodinamica (Chicco et al., 2019; Maesano et al., 2013; Santini et al., 2016; Bally et al., 1986; Argnani & Gamberi, 1995; Argnani 1998).

Dal punto di vista strettamente sismico l'area umbro-marchigiana e adriatica è caratterizzata da una sismicità abbastanza frequente e diffusa (Macchiavelli et al., 2012). Secondo il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Rovida et al., 2016) dall'anno 1000 al 2014 l'area umbro-marchigiana è stata interessata da più di 1730 eventi di cui circa una cinquantina con intensità massima superiore o uguale a 10.

Nelle Marche la sismicità più frequente si concentra lungo la catena appenninica dove i terremoti sono eventi crostali (20 km) in distensione (Lavecchia et al., 1994; Boncio et al., 1998; 2000, Collettini et al., 2003; Lavecchia et al., 2004; Lavecchia et al., 2016a e i lavori citati nelle bibliografie). La sismicità dell'area costiera esterna è meno frequente e i valori massimi di magnitudo raggiunti sono sicuramente inferiori rispetto a quelli registrati nell'area appenninica (Lavecchia et al., 1994).

Secondo il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Rovida et al., 2016) dall'anno 1000 al 2014 l'area costiera è stata interessata da più di 70 eventi con default moment magnitudes che vanno da 3,70 a 5,83. I meccanismi focali sono generalmente di tipo compressivo e transpressivo mentre, riguardo la profondità occorre fare attenzione nell'utilizzo dei risultati ottenuti.

L'obiettivo principale di questo progetto è stato quello di chiarire il contesto strutturale e geologico dell'avanfossa appenninica romagnolo-marchigiana nella fascia costiera compresa tra le località di Rimini ed Ancona e nel relativo offshore adriatico. L'integrazione in un modello strutturale e sismotettonico tridimensionale dei dati geologici, geofisici e sismologici, disponibili per l'area pede-appenninica e adriatica, è poi stata utile per pervenire ad una ricostruzione spazio/temporale dell'evoluzione del sistema catena/avanfossa, descrivendo la zona dall'area di catena a quella di avampaese, e ad una individuazione delle strutture geologiche ancora attive. Il modello crostale così ottenuto è poi stato utilizzato per definire

l'evoluzione cinematica dell'area nonché i rapporti spazio/temporali tra eventi sedimentari e tettonici.

Lo studio delle sequenze sismiche principali ha poi permesso di fornire indicazioni sulle relazioni tra ipocentri e assetto strutturale, identificando così le strutture sismologicamente attive, nonché i relativi meccanismi di rottura. L'area di avampaese, e in particolare l'offshore adriatico, in questo senso necessita, per diverse ragioni, di un modello crostale che integri dati geofisici e geologici andando così a descrivere le variazioni laterali di spessore dei sedimenti recenti plio-pleistocenici e le relative velocità delle onde sismiche al loro interno.

1.2. Struttura dell'elaborato

Questo elaborato include:

- Riassunto ed abstract: in questo capitolo è riportato un riassunto del contesto in cui nasce questo studio, degli obiettivi, delle metodologie utilizzate e dei risultati ottenuti;
- Ringraziamenti;
- Capitolo 1: riporta il contesto e gli obiettivi principali di questo studio nonché la struttura generale dell'elaborato;
- Capitolo 2: riporta un inquadramento generale dell'area dal punto di vista geologico, stratigrafico, strutturale e sismologico;
- Capitolo 3: qui viene ricostruito l'assetto geologico-strutturale dell'area attraverso diverse fasi. La prima di queste fasi ha riguardato l'analisi dettagliata dei dati sismici come i profili dei pozzi esplorativi e le linee sismiche a riflessione. Queste informazioni sono poi confluite in una carta strutturale dell'area e nella costruzione di alcune sezioni perpendicolari alle principali strutture, in modo da descrivere l'assetto della zona dall'area di catena all' offshore adriatico. Queste sono state poi bilanciate per calcolarne il raccorciamento. Infine, è stato costruito un modello tridimensionale dell'area che chiarisca il contesto geologico e strutturale dell'avampaese appenninico;
- Capitolo 4: riporta l'analisi della sismicità della fascia costiera marchigiano-romagnola approssimativamente tra Rimini e Porto Sant'Elpidio e registrata tra Dicembre 1996 a Dicembre 2015. Questa area necessita, più di altre, di dati di base di qualità e di modelli crostali vicini alla realtà per ottenere localizzazioni quanto più possibile vincolate, anche in profondità. Per far questo si è utilizzato il modello strutturale precedentemente costruito per ottenere un modello di velocità delle onde sismiche tridimensionale che, unitamente a sistemi di

localizzazione innovativi, potesse dare localizzazioni epi-ipocentrali migliorate, in termini di errori. Di questi eventi sono state calcolate anche le soluzioni focali;

- Capitolo 5: riporta la discussione dei dati e loro interpretazione nel contesto strutturale dell'avampaese della catena;

- Capitolo 6: riporta una sintesi delle conclusioni generali ottenute e i possibili sviluppi futuri;

- Bibliografia

- Allegati

2. INQUADRAMENTO DELL'AREA DI STUDIO

L'area investigata si estende per circa 12.000 km² (Figura 2.1) lungo la porzione centro-settentrionale della costa adriatica italiana tra Rimini e il M. Conero a sud di Ancona. La zona è quasi interamente compresa all'interno del territorio della regione Marche ad eccezione della parte più settentrionale che si trova nella regione Emilia-Romagna e della parte più sud-occidentale che invece è situata nella regione Umbria. Lo studio ha poi interessato anche l'offshore adiacente a questa porzione di costa estendendo la zona di studio per circa 44 miglia nel mare Adriatico. Molte sono le località e cittadine che ricadono in quest'area. Le principali sono situate lungo la costa, spesso in corrispondenza della foce di alcuni fiumi e alcune di esse sono mostrate in figura. Tra queste Ancona rappresenta anche il capoluogo di regione per le Marche mentre il comune marchigiano (lungo la costa) con estensione maggiore è quello di Pesaro con ben 126,77 km² di superficie e 94237 abitanti. Il comune di Ancona si estende invece per 123,71 km² ed ha una popolazione di 100497 abitanti. Per quanto riguarda invece la porzione di regione Emilia-Romagna considerata in questo studio, il comune più importante per estensione e popolazione è sicuramente quello di Rimini con i suoi 135,71 km² ed i suoi 151229 abitanti.

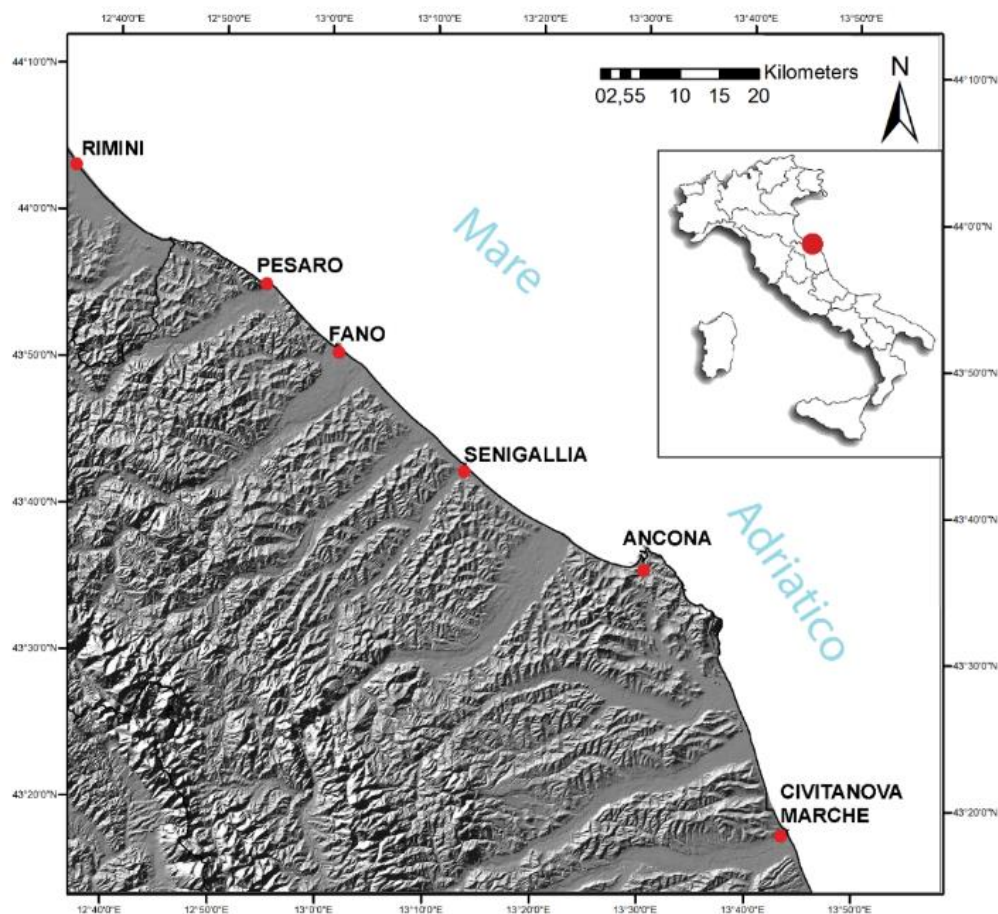


Fig. 2.1- Area di studio con l'indicazione delle località costiere principali.

Dal punto di vista sismico l'area è considerata sismica come la maggior parte del territorio italiano. La pericolosità sismica viene espressa in termini di accelerazione massima del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli rigidi. In particolare, la classificazione sismica ufficialmente adottata dalla regione Marche è fondata sul livello di scuotimento del terreno (*Peak Ground Acceleration* = PGA), in base al quale sono definite le classi sismiche di riferimento (Figura 2.2). Nel dettaglio, le quattro zone sismiche sono separate dai valori di PGA = 0.25g, 0.15g e 0.05g (Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3519 del 28/4/2006). L'intero territorio in esame ricade, come si può vedere dalla figura 2.2 tra i valori di PGA di 0.150 e di 0.200

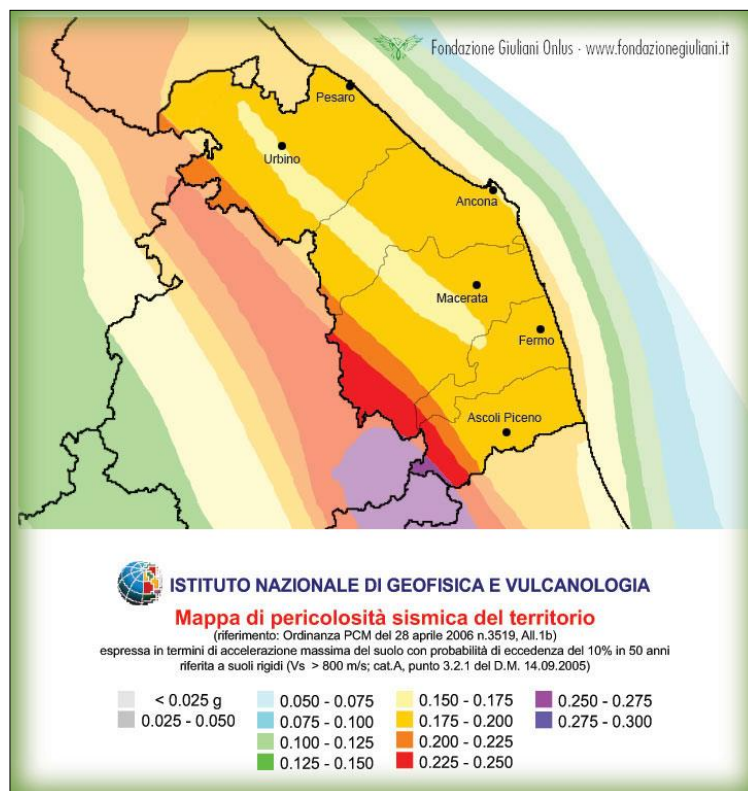


Fig. 2.2- Mappa di pericolosità sismica del territorio marchigiano-romagnolo.

2.1. Assetto geologico e stratigrafico

L'area investigata fa parte del sistema catena-avanfossa-avampaese dell'Appennino umbro-marchigiano ovvero di una catena a pieghe e sovrascorrimenti nord-est-vergente che ha avuto origine nel Miocene medio a causa dell'interazione tettonica tra placca africana e placca Europea e che risulta tutt'ora in atto (Pialli et al., 1998; Vai e Martini, 2001).

L'evoluzione generale del sistema ha visto una prima fase estensionale giurassico-paleogenica avvenuta prima della formazione della catena, una seconda fase compressiva sin-orogonica dall'Oligocene-Miocene fino al Quaternario ed una fase nuovamente estensionale post-orogonica

che dal Pliocene (per la porzione più interna della catena) è andata ad interessare via via le zone più orientali, determinando così una contemporaneità di regime tettonico: estensionale per le zone più interne e compressivo per quelle più esterne della catena (Chicco et al., 2019; Barchi, 2010; Elter et al., 1975).

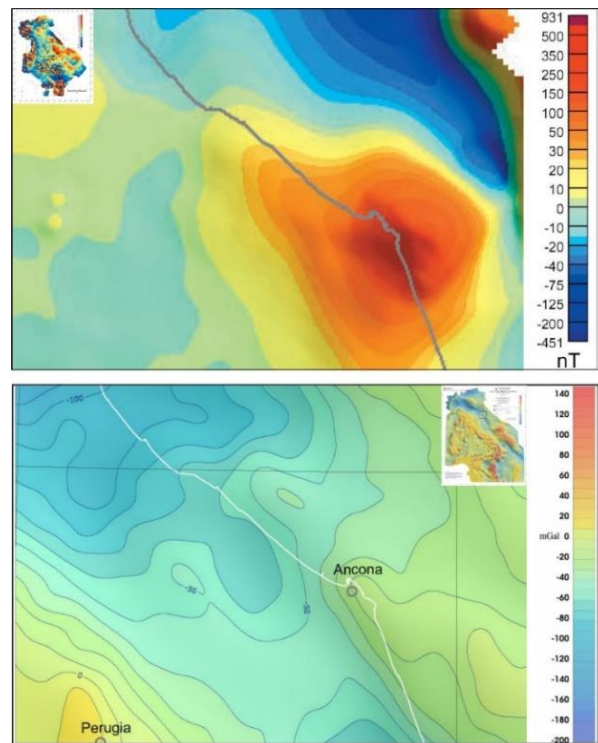


Fig. 2.3– Sopra: estratto della carta aeromagnetica a scala 1:1.500.000 (Caratori Tontini et al., 2004); sotto: estratto della carta gravimetrica d'Italia a scala 1:1.250.000 (Bonci et al. 2005).

Analizzando l'area di studio in dettaglio sulla carta aeromagnetica d'Italia (revisionata da Tontini et al., 2004) si possono notare due importanti anomalie: una anomalia negativa a NE ed una positiva nella zona del Monte Conero (Figura 2.3). Quest'ultima in particolare è stata interpretata da alcuni Autori come la presenza, in profondità, di un corpo igneo di età presumibilmente cenozoica posto almeno 5 km al di sopra del basamento cristallino (Bally et al., 1986) mentre altri autori l'hanno attribuita all'esumazione della serie mesozoica carbonatica a causa dei thrust costieri (Maesano et al., 2013) e quindi ad una minor profondità del basamento crostale in quella zona.

Anche la carta gravimetrica d'Italia (Bonci et al., 2005) (Figura 2.3) mostra una distribuzione di anomalie positive nei settori più interni ed una graduale diminuzione delle anomalie positive verso la costa, cosa che si accentua nella porzione romagnola e nord-marchigiana in accordo con gli ampi spessori di coperture costituite da sedimenti plio-quadernari.

L'area appartiene, come è già stato detto, al sistema a pieghe e fronti di accavallamento della catena appenninica e dunque la successione stratigrafica presente è quella tipica del settore umbro-marchigiano della catena (Figura 2.4). La porzione inferiore della successione stratigrafica è caratterizzata dalle evaporiti Triassico-superiori delle Anidriti di Burano (Martinis e Pieri, 1964) che poggiano su di un basamento cristallino Paleozoico-Triassico costituito da rocce clastiche e meta-sedimentarie (Mirabella et al., 2008). Entrambe le formazioni non affiorano in superficie nell'area di studio ma sono state identificate in alcuni pozzi situati nell'area interna della catena (Anelli et al., 1994; Bally et al., 1986; Barchi et al., 1998). La successione sedimentaria successiva alle Anidriti di Burano è composta da un multilayer calcareo e marnoso giurassico-paleogenico pressoché continuo (spessore variabile da 1500 a 2000 m) (Cresta et al., 1989) che affiora poi al nucleo delle principali anticlinali dell'area di catena interna.

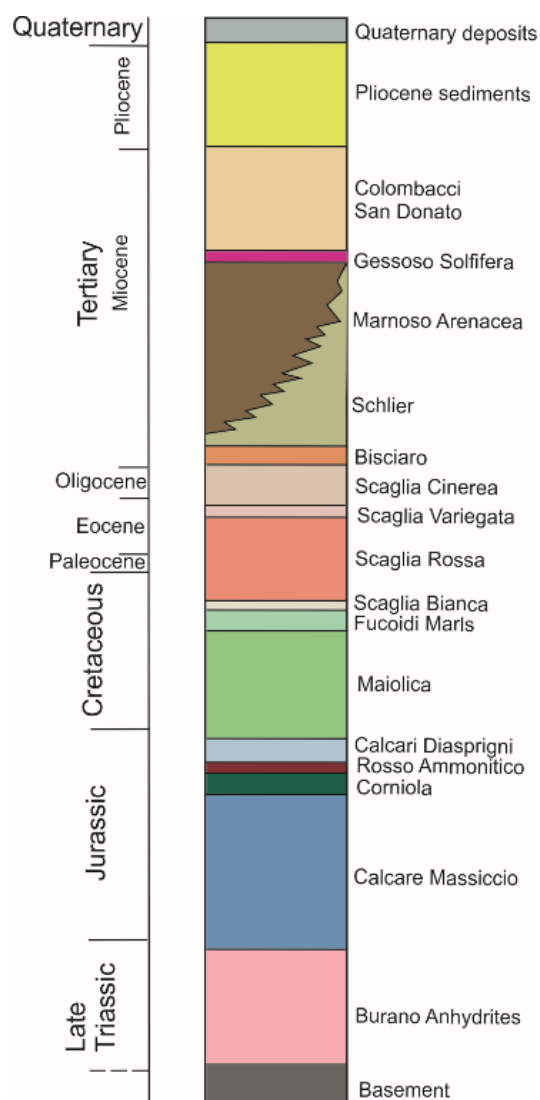


Fig. 2.4 – Schema stratigrafico della successione umbro-marchigiana.

Al di sopra di esso poggia una successione neogenica-quadernaria prevalentemente terrigena che include anche depositi evaporitici messiniani e che rappresenta le torbiditi dell'avanfossa della catena (Cresta et al. 1989) e il cui spessore può raggiungere i 3 km (Centamore et al., 1978). Questa successione di avanfossa neogenica mostra un'ampia variabilità di facies e una diacronia tra le porzioni interna ed esterna della catena. Questa discrepanza temporale è fondamentalmente dovuta alla progressiva migrazione del bacino di avanfossa verso l'avampaese (Ricci Lucchi, 1987; Menichetti et al., 1991). Sono infatti presenti ben tre depocentri dell'avanfossa: la formazione Marnoso Arenacea (Langhiano-Messiniano inferiore) nel settore interno, la formazione di San Donato (tardo Messiniano) nella zona intermedia e infine i depositi pliocenici per lo più seppelliti sotto il mar Adriatico (Roveri et al., 2005). Nella porzione interna della catena la successione di avanfossa risulta completamente scollata da

quella giurassica-paleogenica (De Feyter et al., 1986; Menichetti e Pialli, 1986; Invernizzi e Ridolfi, 1992), mentre nelle zone esterne sono sostanzialmente in continuità. All'interno della successione di avanfossa troviamo poi dei depositi tardo-messiniani-quadernari che affiorano lungo la struttura adriatica costiera dove è stata, col tempo, ampiamente erosa. Nelle aree offshore del mar Adriatico invece questi depositi sono ancora conservati (Bigi et al., 1999; Calamita et al., 1999).

2.2. Assetto tettonico

L'Appennino umbro-marchigiano e la relativa avanfossa marchigiano-romagnola costituiscono, nel settore sud-orientale dell'Appennino settentrionale, una tipica catena a pieghe e sovrascorrimenti.

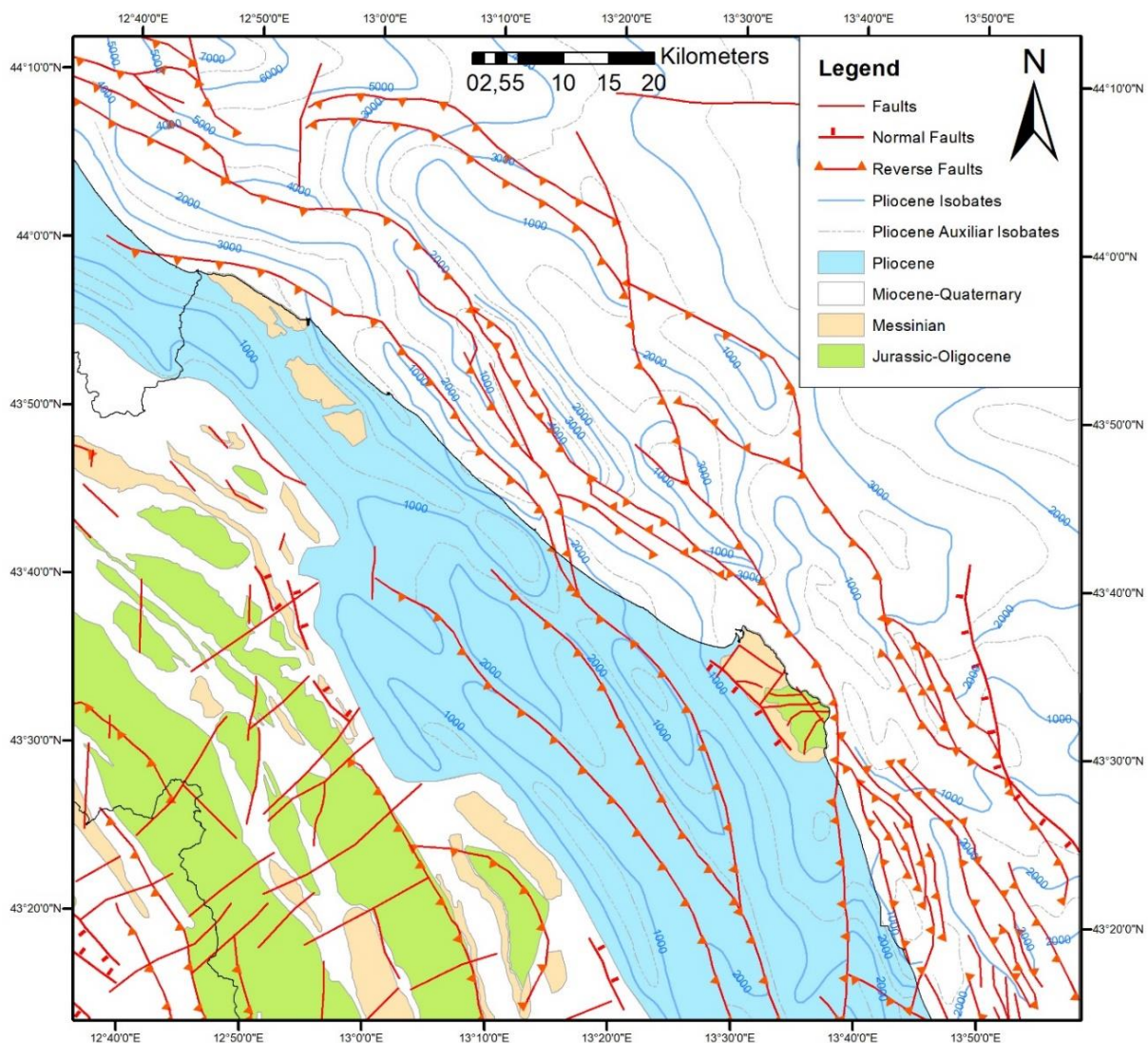


Fig. 2.5- Carta geologico-strutturale dell'area di studio (Bigi et al., 1983- colori modificati).

La catena è costituita da una serie di anticlinali asimmetriche orientate NO-SE legate a dei thrust arcuati con la stessa orientazione ed immergenti a SO (Calamita e Deiana, 1987) (Figura 2.5). Questo determina una geometria delle faglie inverse ad alto angolo negli orizzonti superficiali e poi via via più a basso angolo in quelli più profondi (Mazzoli et al., 2005). Il fianco occidentale di queste anticlinali è spesso dislocato da faglie estensionali immergenti a SO.

Lo stile deformativo, così come la sua intensità, cambia progressivamente verso Est: nei settori più interni la deformazione è intensa con una serie di ampie anticlinali associate a thrust orientati NNO-SSE; nel settore pedeappenninico la deformazione è meno intensa con l'eccezione della struttura costiera che, coinvolgendo i carbonati mesozoici, affiora al Monte Conero; nella porzione adriatica si possono invece distinguere le pieghe costiere derivate da thrust e le pieghe minori associate a strutture inverse cieche del tardo Pliocene o del Pleistocene inferiore dell'area offshore (Ori et al., 1986). Alcuni autori hanno attribuito questa disomogeneità e non linearità nello stile deformativo ad un forte controllo da parte della stratigrafia e tettonica mesozoica (Argnani e Gamberi, 1995; Argnani, 1998) e miocenica (Scisciani et al., 2001a; 2001b; 2002).

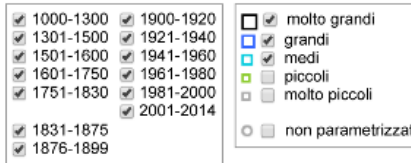
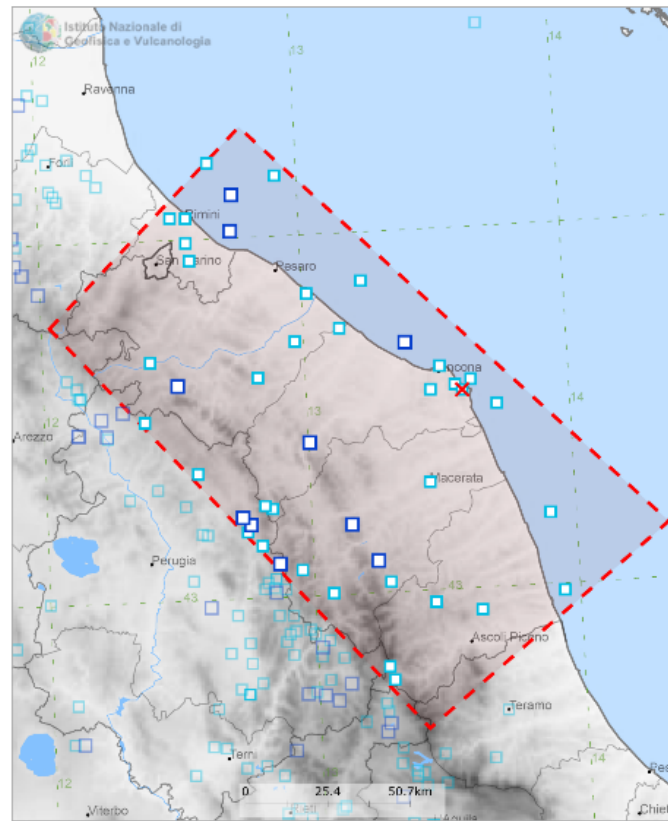
I dati GPS disponibili per il settore costiero dell'area mostrano un trend di velocità orizzontali generalmente orientato NE-SW (D'Agostino et al., 2008; Devoti et al., 2008,2011), risultanti da compressione attiva (Bennet et al., 2012). I meccanismi focali (Frepoli & Amato,1997; Gasparini et al., 1985; Santini, 2003; Pondrelli et al., 2006,2011) e i dati di geologia strutturale mostrano che il movimento all'interno di questa porzione dell'area di studio è per lo più inverso e strike-slip, con un campo di stress omogeneo caratterizzato da compressione orizzontale orientata NE-SW (Frepoli & Amato, 2000). I principali elementi tettonici nel settore costiero e offshore risultano sepolti, perciò la loro caratterizzazione è basata sulla documentazione raccolta per la ricerca di idrocarburi. Tali dati suggeriscono che la parte esterna dell'Appennino, che si estende dal pedeappennino marchigiano all'Adriatico, è formato da strutture compressive sepolte più o meno parallele alla linea di costa e lineamenti trascorrenti che vanno ad accomodare la deformazione tra i fronti dei principali thrust (Kastelic et al., 2013).

Per quanto riguarda lo stile deformativo della regione, nel corso degli anni, sono stati proposti diversi modelli. Il primo che è stato proposto è quello thin-skinned (Rodgers 1949) nel quale le strutture compressive risultano scollate dal basamento indeformato. Questo scollamento varierebbe la sua profondità da 5 km nel settore esterno adriatico, 8 km lungo la fascia costiera fino a circa 13-14 km nell'area di catena appenninica (Bally et al., 1986). Un altro modello di stile deformativo, proposto da vari autori, è quello thick-skinned nel quale anche il basamento sarebbe coinvolto nella deformazione causata dai thrust principali che potrebbero aver riattivato

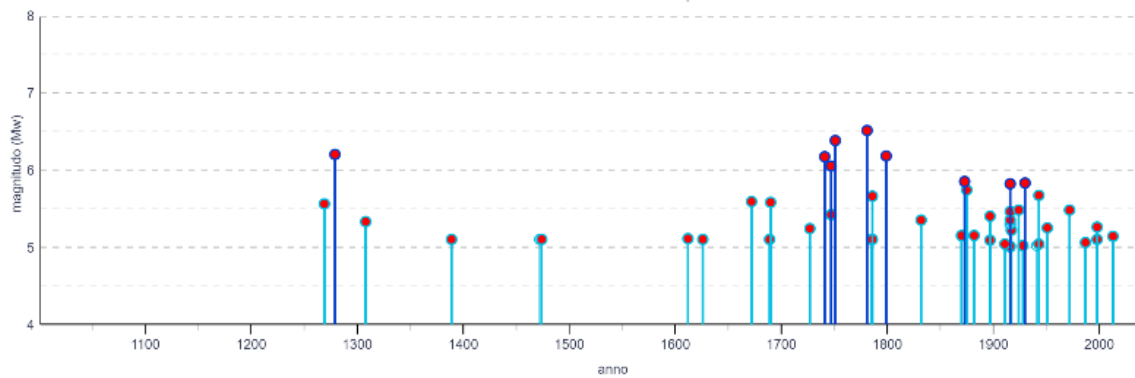
delle faglie triassiche preesistenti (Coward et al., 1999; Lavecchia et al., 2003). A conciliare queste due visioni opposte, è un modello di stile deformativo che combina le precedenti e nel quale il basamento sarebbe solo parzialmente coinvolto nella deformazione compressiva e vari altri livelli di scollamento, a differenti profondità, controllerebbero lo sviluppo delle strutture (Barchi et al., 1998). È stato infine raggiunto un buon accordo (Calamita et al., 1994; Barchi et al., 1998; Coward et al., 1999) circa la possibile presenza di due principali livelli di scollamento all'interno del prisma di accrezione: il più profondo corrisponde alla base delle evaporiti Triassiche da cui si originano la maggior parte dei principali sovrascorrimenti, mentre il più superficiale corrisponde alla Scaglia Cinerea o alle Marne a Fucoidi da cui si originano i thrust minori. Dunque, lo stile deformativo della regione dell'Umbria-Marche è caratterizzato da due livelli strutturali diversi: il più profondo consistente in profonde e ampie anticlinali che deformano la successione carbonatica mesozoica e paleogenica, il secondo e più superficiale consistente in anticlinali a più piccola scala sviluppate nei sedimenti di avanfossa neogenici (Kastelic et al., 2013). Recentemente sono stati proposti modelli alternativi secondo i quali, oltre che dalla presenza di orizzonti di scollamento multipli, la struttura delle zone esterne della catena umbro-marchigiana ed abruzzese sarebbe controllata dall'estrusione verticale di cunei tettonici dovuti alla riattivazione di importanti faglie dirette pre-orogeniche, in un contesto di tettonica da inversione (Scisciani et al., 2019; Tavarnelli et al., 2019).

2.3. Sismicità

L'area marchigiano-romagnola è interessata da una sismicità con frequenza e magnitudo moderate. L'Archivio Storico Macrosismico Italiano (che comprende anche il CPTI15- Rovida et al., 2016) dall'anno 1000 al 2014 riporta ben 52 eventi con una magnitudo momento maggiore o uguale a 5, di cui 6 eventi che eguagliano o superano la magnitudo 6 (figura 2.6). La distribuzione spaziale e temporale dei terremoti dell'ultimo millennio ha consentito l'identificazione di aree sismologicamente omogenee. Per la regione Marche la sismicità più rilevante e frequente si concentra lungo la catena appenninica. In questa fascia ricadono alcuni dei sismi più distruttivi dell'intera area marchigiana. Tutti gli Autori (Lavecchia et al., 1994; Boncio et al., 1998; 2000, Collettini, 2002; Collettini et al., 2003; Lavecchia et al., 2004) concordano a definire i terremoti in questa area come eventi crostali (20 km) con meccanismi focali prevalentemente distensivi. Pochi sono gli eventi sub crostali in genere caratterizzati da meccanismi focali compressivi o transpressivi.



- 1000-1300
- 1301-1500
- 1501-1600
- 1601-1750
- 1751-1830
- 1831-1875
- 1876-1899
- 1900-1920
- 1921-1940
- 1941-1960
- 1961-1980
- 1981-2000
- 2001-2014



Year	Mo	Da	Ho	Mi	Se	Epicentral area	NMDP	Lat	Lon	Io	Mw
1269	09					Costa anconetana	2	43.566	13.567	8	5.56
1279	04	30	18			Appennino umbro-marchigiano	17	43.093	12.872	9	6.20
1308	01	25	17	15		Rimini	1	44.059	12.588	7.8	5.33
1389	04					Fano	1	43.837	13.019	7	5.10
1472						Rimini	1	44.059	12.588	7	5.10
1474	08	18				Ancona	1	43.819	13.513	7	5.10
1612	10	14				Appennino umbro-marchigiano	7	43.246	12.853	7	5.11
1626	05	12				Macerata	1	43.300	13.453	7	5.10
1672	04	14	15	46		Riminese	92	43.941	12.576	8	5.58
1689						Montefeltro	1	43.664	12.411	7	5.10
1690	12	23	00	20		Costa anconetana	16	43.550	13.594	8	5.58
1727	12	14	19	45		Valle del Metauro	32	43.610	12.819	7	5.24
1741	04	24	09	20		Fabianese	135	43.425	13.005	9	6.17
1747	04	17				Appennino umbro-marchigiano	63	43.204	12.786	9	6.05
1747	08	22				Appennino umbro-marchigiano	11	43.255	12.826	7.8	5.42
1751	07	27	01			Appennino umbro-marchigiano	66	43.225	12.739	10	6.38
1781	08	03				Cagliese	157	43.556	12.512	10	6.51
1785	05	03	02	30		Appennino umbro-marchigiano	11	43.073	12.955	7	5.10
1786	01	15				Bacino di Gubbio	1	43.351	12.577	7	5.10
1786	12	25	01			Riminese	90	43.991	12.585	8	5.68
1799	07	26	22	05		Appennino marchigiano	70	43.163	13.151	9	6.18
1832	12	04	19			Appennino umbro-marchigiano	6	43.005	13.070	7.8	5.35
1870	02	08				Anconetano	10	43.555	13.473	7	5.15
1873	03	12	20	04		Appennino marchigiano	195	43.085	13.244	8	5.85
1875	03	17	23	51		Costa romagnola	144	44.208	12.658	8	5.74
1882	08	16				Costa ascolana	13	42.982	13.941	7	5.15
1897	09	21				Marche settentrionali	44	43.705	12.956	7	5.40
1897	12	18	07	24	20.00	Alta Valterrina	132	43.496	12.382	7	5.09
1911	03	26	13	51		Riminese	9	44.061	12.508	5	5.04
1916	05	17	12	50		Riminese	132	44.119	12.748	8	5.82
1916	08	15	07	35		Riminese		44.167	12.917	6	5.00
1916	08	15	07	48		Riminese		44.167	12.917	6	5.00
1916	08	15	09	17		Riminese		44.167	12.917	6	5.34
1916	08	15	13	59		Riminese		44.167	12.917	6	5.35
1916	08	15	16	37		Riminese		44.167	12.917	5	5.31
1916	08	15	21	03		Riminese		44.167	12.917	6	5.01
1916	08	16	07	06	14.00	Riminese	257	44.019	12.737	8	5.82
1916	08	16	08	15		Riminese		44.167	12.917	6	5.46
1916	08	16	09	44		Riminese		44.167	12.917	5	5.30
1917	11	05	22	47		Costa anconetana	29	43.576	13.628	6	5.22
1924	01	02	08	55	13.00	Senigallia	75	43.737	13.138	7.8	5.48
1928	05	30	20	01		Senigallia	17	43.865	13.229	5	5.02
1930	10	30	07	13		Senigallia	259	43.689	13.385	8	5.83
1941	12	19				Monti Sibillini	30	42.758	13.283	7	5.02
1943	01	16				Monti Sibillini	22	42.756	13.287	6-7	5.04
1943	10	03	08	28	29.00	Ascolano	173	42.940	13.626	8	5.87
1951	09	01				Monti Sibillini	80	43.029	13.298	7	5.25
1972	11	26	16	03		Marche meridionali	73	42.967	13.454	8	5.48
1987	07	03	10	21	57.64	Costa Marchigiana	359	43.198	13.902	7	5.06
1998	03	26	16	28	17.03	Appennino umbro-marchigiano	409	43.145	12.805		5.26
1998	04	03	07	26	36.37	Appennino umbro-marchigiano	14	43.185	12.756		5.10
2013	07	21	01	32	24.24	Costa anconetana		43.508	13.722		5.14

Fig.2.6 – Archivio storico macrosismico italiano per un'area poligonale comprendente grossomodo la regione Marche e parte della Romagna (ultimo accesso: 9 Ottobre 2019).

La sismicità che ha interessato l'area costiera è di certo meno frequente e presenta magnitudo minori rispetto ai valori massimi che si registrano per la porzione appenninica della regione (Lavecchia et al., 1994). I meccanismi focali disponibili sono generalmente di tipo compressivo e transpressivo (Lavecchia et al. 2004; Mazzoli et al., 2014; Gasparini et al. 1985). Intermedia tra la zona appenninica e quella costiera è presente la fascia pedeappenninica, all'interno della quale gli eventi storici sono pochi. Sostanzialmente la sismicità di background registrata negli ultimi anni evidenzia come la maggior parte degli eventi sia localizzata a profondità comprese tra i 20 e i 28 km e come sia principalmente concentrata in un'ampia area tra le province di Fermo e Macerata. Pochi sono gli eventi 'superficiali'. I terremoti nell'area fermano maceratese sono caratterizzati da meccanismi focali di tipo transpressivo o compressivo (De Luca et al. 2009) perché vengono considerati rispetto alla slab in subduzione. Il mare Adriatico è stato invece a lungo considerato un blocco crostale e un'area di avampaese dell'Appennino relativamente indeformato (Channell et al., 1979; Anderson e Jackson, 1987) anche se i risultati di studi di crosta profonda evidenziano una grande complessità del basamento (Barchi et al., 2003; Finetti, 2005). La maggior parte dei terremoti per i quali si dispone di dati strumentali, per la regione Marche, sono distribuiti lungo le coste e nell'entroterra, mentre il record sismico per l'offshore è meno completo a causa di una rete sismica che si trova esclusivamente a terra. Fino a non molti anni fa, quando alcuni autori hanno spostato la loro attenzione anche verso le aree offshore (Fantoni e Franciosi, 2010), si disponeva di pochissimi dati in questo settore del sistema orogenico appenninico. Nuove informazioni, provenienti principalmente dai profili sismici a riflessione effettuati per attività di esplorazione petrolifera e dai relativi dati dei pozzi, hanno messo in luce la presenza di un assetto strutturale complesso, mentre le sequenze di terremoti di moderate dimensioni, che hanno interessato l'area offshore negli ultimi decenni, hanno confermato l'attività sismogenetica delle faglie del dominio adriatico (Kastelic et al., 2013).

Una faglia attiva e capace di accumulare stress e rilasciarlo tramite terremoti è comunemente definita sorgente sismogenetica. Le sorgenti sismogenetiche riconosciute in Italia e nelle aree limitrofe sono raccolte e catalogate nella nuova versione 3.2.1 del DISS (Database of Individual Seismogenic Sources), un database che appunto raccoglie tutte le sorgenti individuali dei terremoti con magnitudo superiore a 5.5 (DISS Working Group, 2010). Il database DISS è una raccolta georeferenziata delle sorgenti sismogenetiche dove queste ultime sono rappresentate sia in forma grafica che tabulare. Ogni sorgente è completamente parametrizzata con localizzazioni e geometria tridimensionale nonché con cinematica e attività. Inoltre, per una

completa descrizione della sorgente, vi sono allegati numerosi dati geologici, geodinamici e geomorfologici derivanti da oltre 25 anni di lavori di ricerca.

L'area di studio si sviluppa lungo la costa adriatica, nell'adiacente offshore e comprende anche parte della catena interna approssimativamente tra la latitudine di Cesenatico e quella di Porto Sant'Elpidio e tra la longitudine di Gubbio e i 14° di longitudine. L'area comprende un totale di 12 sorgenti sismogenetiche singole e 14 sorgenti composite anche se non tutte queste sono comprese interamente nell'area di studio (Figura 2.7).

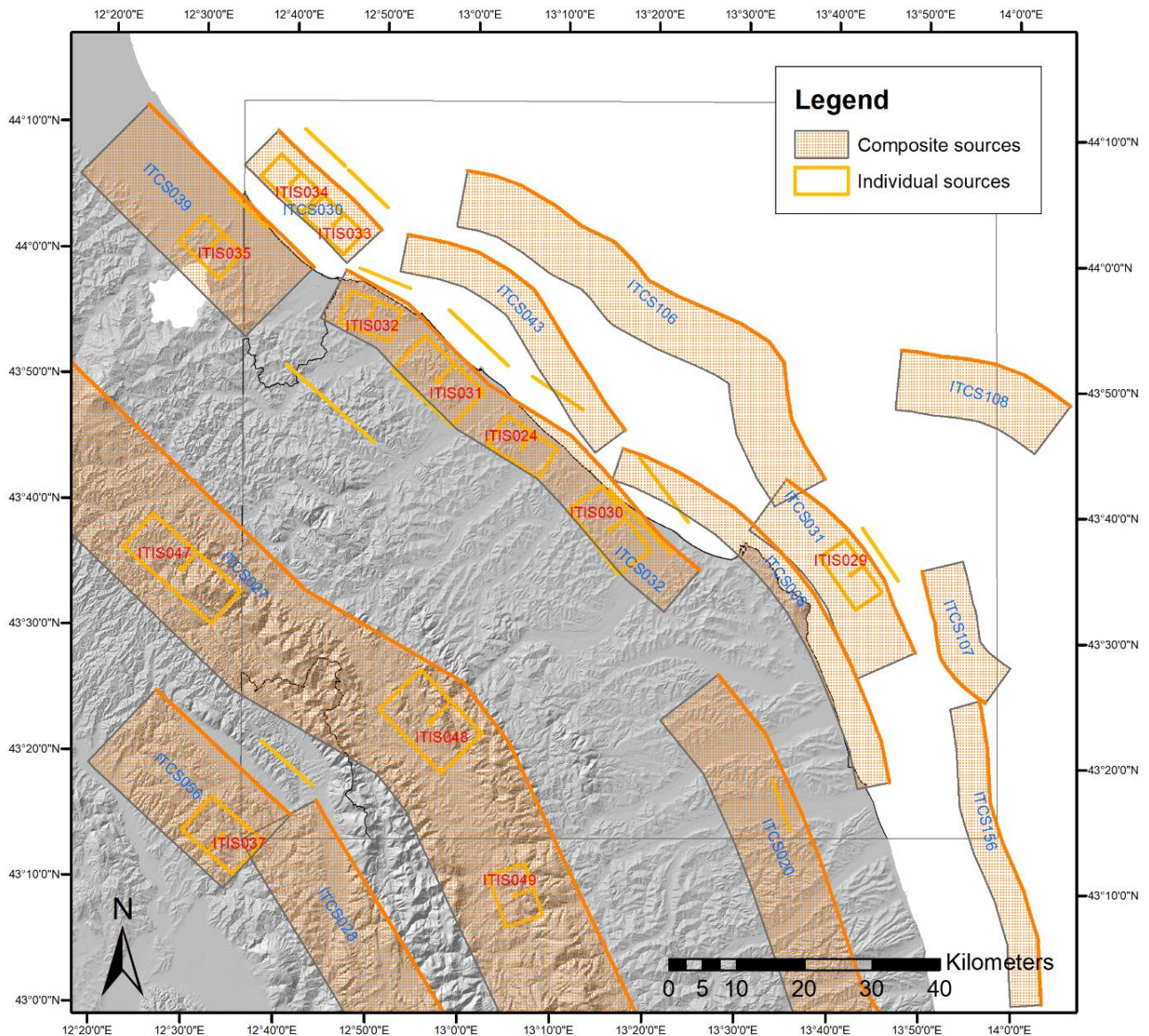


Fig. 2.7 - Rappresentazione delle sorgenti sismogenetiche individuali e composite che interessano l'area di studio (indicata dal quadrato a bordo nero). Da DISS versione 3.2.1.

La maggior parte delle sorgenti riconosciute nell'area (Figura 2.8) sono localizzate nella crosta superficiale. La profondità massima parametrizzata è di 22 km per la sorgente ITCS027 Bore-Montefeltro-Fabriano-Laga. Per quanto riguarda le magnitudo, la maggiore (6.5) è stata

assegnata alla sorgente ITCS028 ovvero la Colfiorito-Campotosto. I parametri maggiori, sia di profondità che di magnitudo, si riscontrano quindi nelle sorgenti ubicate nella porzione più interna che infatti rientrano in un contesto di catena. Tutte le sorgenti ubicate invece nell'area di avampaese adriatico hanno profondità minori e magnitudo massima variabile tra 5.5 e 6.1.

Individual Seismogenic Sources

IDSource	SourceName	Length	Width	MinDepth	MaxDepth	Strike	Dip	Rake	AverageDisplacement	RecurranceIntervalMin	RecurranceIntervalMax	LatestErquake	MaxMag
ITIS024	Mondolfo	8,9	5,9	4	7	122	30	90	0,20	556	833	02 Jan 1924	5,6
ITIS029	Conero offshore	9,4	6	2,5	6,4	145	40	90	0,40	440	816	23 Dec 1690	5,9
ITIS030	Senigallia	12	6,9	4	7,5	142	30	90	0,40	1111	1667	30 Oct 1930	5,9
ITIS031	Fano Ardizio	12	8	3	7	132	30	90	0,60	1667	2500	Unknown	6,1
ITIS032	Pesaro San Bartolo	8	6	2,5	5,9	110	35	90	0,42	1167	1750	Unknown	5,8
ITIS033	Rimini offshore South	8	5	3	5,5	132	30	90	0,26	520	2600	16 Aug 1916	5,6
ITIS034	Rimini offshore North	8	5	3	5,5	132	30	90	0,36	720	3600	17 May 1916	5,7
ITIS035	Rimini	8	6	3	6	132	30	90	0,21	420	2100	25 Dec 1786	5,6
ITIS037	Gubbio South	10	7	4	6,4	130	20	270	0,50	500	5000	29 Apr 1984	6,0
ITIS047	Cagli	17,2	7,5	17	20,8	130	30	90	0,50	1000	5000	03 Jun 1781	6,2
ITIS048	Fabriano	13	9	14	17,1	135	20	90	0,55	1100	5500	24 Apr 1741	6,2
ITIS049	Camerino	8	6	14	16,1	160	20	90	0,40	800	4000	28 Jul 1799	5,8

Composite Seismogenic Sources

IDSource	SourceName	MinDepth	MaxDepth	StrikeMin	StrikeMax	DipMin	DipMax	RakeMin	RakeMax	SlipRateMin	SlipRateMax	MaxMag
ITCS008	Conero onshore	3	6,5	110	160	30	45	80	100	1,0	1,4	5,8
ITCS020	Southern Marche	3,5	13	140	175	35	50	80	100	0,2	0,4	5,9
ITCS027	Bore-Montefeltro-Fabriano-Laga	12	22	90	160	20	55	70	110	0,1	0,5	6,2
ITCS028	Colfiorito-Campotosto	2,5	14	130	150	35	55	260	280	0,1	1,0	6,5
ITCS030	Riminese offshore	3	7	120	140	25	35	80	100	0,2	0,5	6,1
ITCS031	Conero offshore	1,5	7	125	155	25	40	80	100	0,5	0,9	5,9
ITCS032	Pesaro-Senigallia	3	7,5	105	145	25	35	80	100	0,2	0,5	6,1
ITCS039	Riminese onshore	2	10	120	140	25	35	80	100	1,0	1,1	5,9
ITCS043	Pesaro-Senigallia offshore	2,5	6,5	110	150	30	45	80	100	0,2	0,5	5,5
ITCS056	Gubbio Basin	2	7	120	140	15	25	260	280	0,1	1,0	6,0
ITCS106	Pesaro mare-Cornelia	2	7	120	160	25	40	80	100	0,2	0,5	5,5
ITCS107	Colosseo	1,5	8,0	315	345	40	55	80	100	0,4	0,5	5,5
ITCS108	Clara	2	8	95	120	30	40	80	100	0,3	0,4	5,5
ITCS156	Conrad	2,1	6,5	158	177	41	48	80	100	0,2	0,2	5,8

Fig.2.8 - Sorgenti individuali e composite presenti nel DISS per l'area di studio con relativi parametri (length, width e depth sono espresse in chilometri; strike, dip e rake sono espressi in gradi; average displacement espresso in metri; recurrence interval in anni e slip rate calcolato in millimetri all'anno).

3. GEOLOGIA E ASSETTO STRUTTURALE DELL'AREA

3.1. I dati sismici

Lo studio dell'assetto strutturale e geologico di una determinata area, specialmente se offshore, richiede un'analisi approfondita delle indagini geofisiche e quindi dei dati sismici disponibili per la zona. Per dati sismici si intendono i log di pozzo e i profili sismici a riflessione.

La registrazione di log di pozzo è una particolare tecnica geofisica usata principalmente dalle compagnie petrolifere per misurare, direttamente in loco, le proprietà chimiche, fisiche e geologiche delle rocce del sottosuolo. Essa consiste in perforazioni più o meno profonde che risultano essere uno strumento utile, non solo alla ricerca di livelli mineralizzati a idrocarburi, ma anche a studi di tipo stratigrafico, strutturale e sedimentologico. I dati di pozzo sono infatti di fondamentale interesse, tra le altre cose, anche per la taratura della sommità e della base della sequenza stratigrafica e per la calibrazione delle linee sismiche a riflessione.

La sismica a riflessione è una metodologia di indagine geofisica attiva che trova applicazione principalmente nell'esplorazione per l'identificazione dei giacimenti di idrocarburi nel sottosuolo e per il riconoscimento dell'assetto stratigrafico e strutturale dei corpi geologici, sfruttando le proprietà elastiche delle rocce. Questa metodologia si è sviluppata velocemente a partire dagli anni '50 con il sostegno delle grandi compagnie petrolifere ma, con il tempo e l'abbattimento dei costi della strumentazione necessaria, ha trovato poi utilizzi in svariati campi. La tecnica si basa sulla registrazione dei tempi che intercorrono tra l'istante in cui l'impulso acustico viene generato dalla sorgente e l'istante in cui viene registrato in superficie, dopo aver subito una o più riflessioni su altrettante superfici riflettenti. Ogni superficie che marca un passaggio litologico, sia essa di carattere stratigrafico o tettonico, infatti, rappresenta una discontinuità elastica in grado di riflettere parte dell'energia sismica, generata da una sorgente, che si propaga nel sottosuolo. I segnali riflessi, registrati in superficie da appositi sensori, permettono di produrre i profili sismici che, opportunamente analizzati, sono in grado di fornire utili informazioni sull'assetto strutturale dell'area indagata. I profili sismici sono costituiti da un insieme di riflettori e mostrano la presenza o meno di discontinuità varie come ad esempio strati, contatti litologici o tettonici. La scala verticale è in tempi doppi (TWT) e non in metri, perché non rappresenta la profondità dei diversi riflettori ma il tempo di andata e ritorno delle onde sismiche dalla superficie al riflettore e viceversa. Di conseguenza, per risalire alla profondità o agli spessori dei diversi corpi litologici individuati, occorre conoscere le relative velocità di propagazione delle onde sismiche all'interno dei diversi mezzi attraversati (le formazioni geologiche) ed ogni interpretazione geologica fatta sui profili sismici deve essere convalidata dai dati di pozzo, opportunamente posizionati e proiettati.

L'area investigata, essendo stata oggetto di esplorazione petrolifera fin dagli anni '50, è stata col tempo fittamente indagata tramite un elevato numero di pozzi esplorativi e profili sismici. A partire dall'anno 2009 è stato attuato, da parte del Ministero dello sviluppo economico, il progetto ViDEPI per la visibilità dei dati afferenti all'attività di esplorazione petrolifera in Italia. Grazie ad esso, tutta la documentazione riguardante i titoli minerari cessati, e pertanto pubblica, depositata a partire dal 1957 presso l'UNMIG (Ufficio Nazionale Minerario per gli Idrocarburi e le Georisorse) del Ministero dello sviluppo economico, è stata resa facilmente accessibile online (<https://www.videpi.com/videpi/videpi.asp>).

3.1.1. Analisi dei dati di pozzo

L'area di studio è stata intensamente indagata, nel corso degli anni, dalle compagnie oil & gas con un totale di 135 pozzi esplorativi la cui posizione è indicata in figura 3.1. La loro distribuzione riflette soprattutto quella delle principali strutture anticlinali che notoriamente rappresentano ottime trappole per idrocarburi.

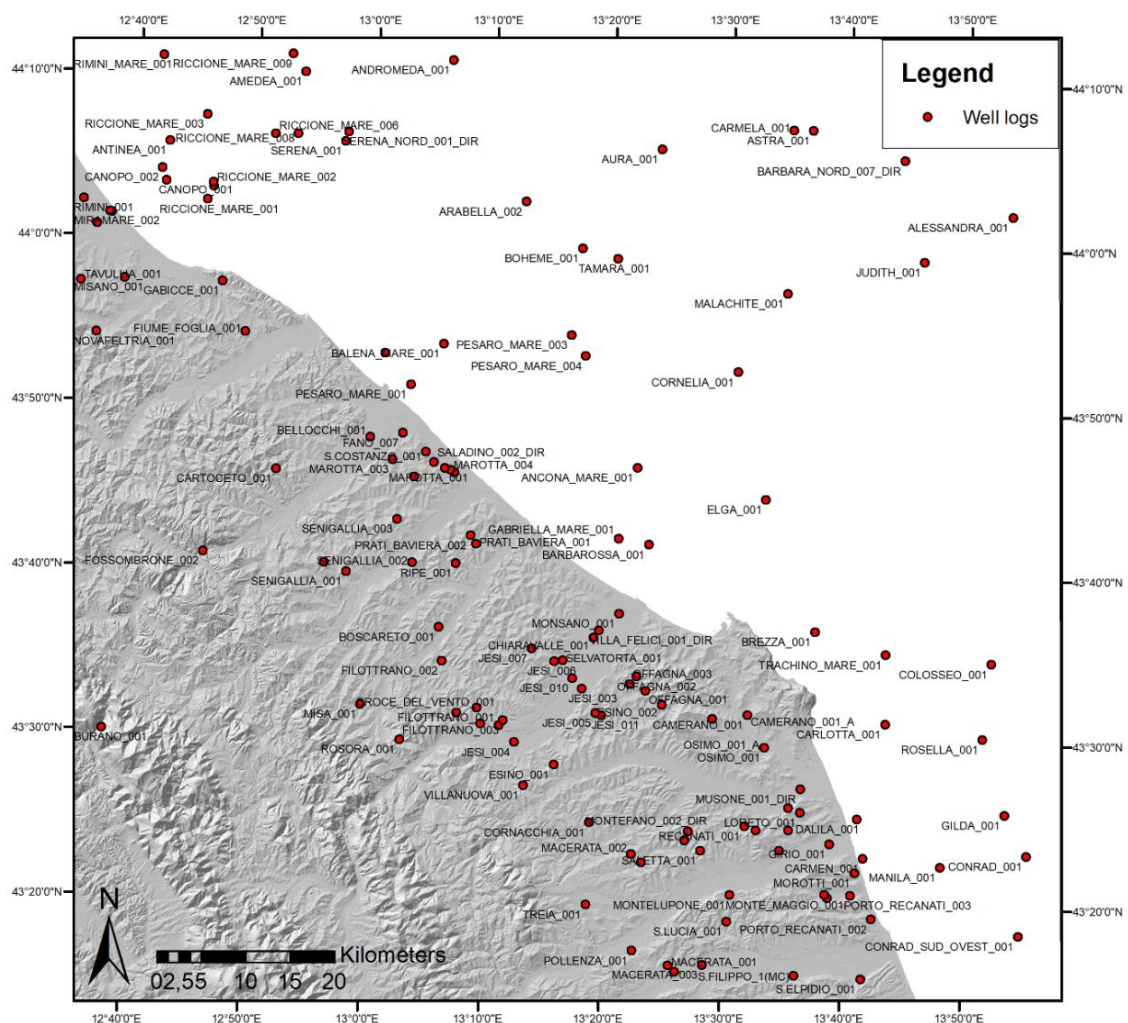


Fig. 3.1- Database pozzi esplorativi ubicati nell'area di studio (da progetto ViDEPI).

Questi pozzi sono stati utilizzati per compilare un database della stratigrafia e di tutte le altre informazioni di pozzo. Al suo interno sono stati dunque inseriti: l'ubicazione in coordinate UTM, la profondità del top delle litologie attraversate, la denominazione del pozzo, la formazione litologica incontrata (quando riconosciuta) e infine l'intervallo cronostratigrafico (Figura 3.2).

Coordinate UTM	Profondità	Denominazione	Formazione Litologica	Intervallo Cronostratigrafico
369488.69 4803869.75	0	MONTECASSIANO_001	Argille azzurre	Pliocene superiore quaternario
369488.69 4803869.75	-584	MONTECASSIANO_001	Argille azzurre	Pliocene medio
369488.69 4803869.75	-728	MONTECASSIANO_001	Argille azzurre	Pliocene inferiore
369488.69 4803869.75	-810	MONTECASSIANO_001	Colombacci	Messiniano superiore
369488.69 4803869.75	-914	MONTECASSIANO_001	Gessoso Solfifera	Messiniano
369488.69 4803869.75	-942	MONTECASSIANO_001	Schlier	Miocene
369488.69 4803869.75	-1181	MONTECASSIANO_001	Bisciaro	Miocene
369488.69 4803869.75	-1245	MONTECASSIANO_001	Scaglia Cinerea	Oligocene
369488.69 4803869.75	-1418	MONTECASSIANO_001	Scaglia Rossa e Bianca	Cretaceo superiore-Paleogene inferiore e medio
369488.69 4803869.75	-1810	MONTECASSIANO_001	Marne a Fucoidi	Aptiano-Albiano
369488.69 4803869.75	-1880	MONTECASSIANO_001	Maiolica	Giurassico superiore-Cretaceo inferiore
369488.69 4803869.75	-2295	MONTECASSIANO_001	Calcarei ad Aptici	Giurassico medio
369488.69 4803869.75	-2330	MONTECASSIANO_001	Calcarei Diasprigni	Giurassico medio inferiore
369488.69 4803869.75	-2760	MONTECASSIANO_001	Rosso Ammonitico	Giurassico inferiore e medio
369488.69 4803869.75	-2910	MONTECASSIANO_001	Corniola	Giurassico inferiore
369488.69 4803869.75	-3240	MONTECASSIANO_001	Calcare Massiccio	Giurassico inferiore
369488.69 4803869.75	-3352,5	MONTECASSIANO_001	Fondo Pozzo	

Fig. 3.2- Database dei pozzi esplorativi: un esempio del pozzo MONTECASSIANO_001.

Le profondità di questi log di pozzo variano, anche significativamente, da meno di 500 metri fino a più di 6000 m a seconda dei diversi obiettivi di indagine e della posizione strutturale in cui sono ubicati. Le profondità comunque più frequenti sono comprese tra i 1000 e i 2000 metri. Meno della metà dei 135 pozzi analizzati, ma comunque la percentuale in relazione alle altre maggiore (45%), attraversa solo i terreni pliocenici con una profondità media di 1100 metri, mentre il 30% circa dei pozzi raggiunge le litologie comprese tra la base del Pliocene ed il top del Messiniano evaporitico con profondità medie intorno ai 1600 metri. Il restante 25% dei pozzi si divide variamente tra quelli che non attraversano altro se non il Quaternario (2%), quelli che non arrivano a raggiungere il top delle Marne a Fucoidi (7%), quelli che non arrivano al top del Calcare Massiccio (10%) e infine quelli che lo attraversano (6%). Tra questi, tre terminano in corrispondenza della formazione triassica delle Anidriti di Burano. Le profondità medie ovviamente aumentano al raggiungimento delle litologie più vecchie.

L'analisi degli spessori delle Formazioni, specialmente le più recenti, può dare importanti informazioni riguardo l'evoluzione e la geometria dell'avanfossa e permette di datare le diverse strutture (Savelli & Wezel, 1978) tettoniche e le loro tempistiche dato che gli spessori spesso riflettono la geometria e la profondità delle strutture (Bigi et al., 1991).

Nell'area investigata, lo spessore del Pliocene (Figura 3.3- ottenuta tramite il calcolo dell'Inverse Distance Weighted in un software Gis) è molto articolato e varia da un minimo di 104 metri del pozzo CORNELIA_001 (posizionato a circa 29 km a largo di Senigallia) fino ad un massimo di 3080 metri del pozzo BOSCARETO_001 (posizionato a SO di Senigallia). In

generale l'andamento degli spessori del Pliocene mostra un massimo nella zona a Ovest-Sud-Ovest di Senigallia, in un'area compresa approssimativamente tra Fossombrone, Jesi, Falconara e Fano, per poi diminuire gradualmente nel suo intorno e avere un ulteriore picco nell'offshore di Riccione con il pozzo AMEDEA_001 e i suoi 2545 metri di Pliocene. Un totale di 11 pozzi è stato escluso dal calcolo dell'IDW (Inverse Distance Weighted) mostrato in figura perché attraversano solo le formazioni più antiche o perché in qualche modo il Pliocene risultava completamente eroso da faglie o unconformities di vario genere. Le zone con spessori maggiori di sedimenti pliocenici corrispondono alle depressioni batimetriche in corrispondenza dei fronti di accavallamento più attivi, dove la subsidenza tettonica agiva in maniera più importante.

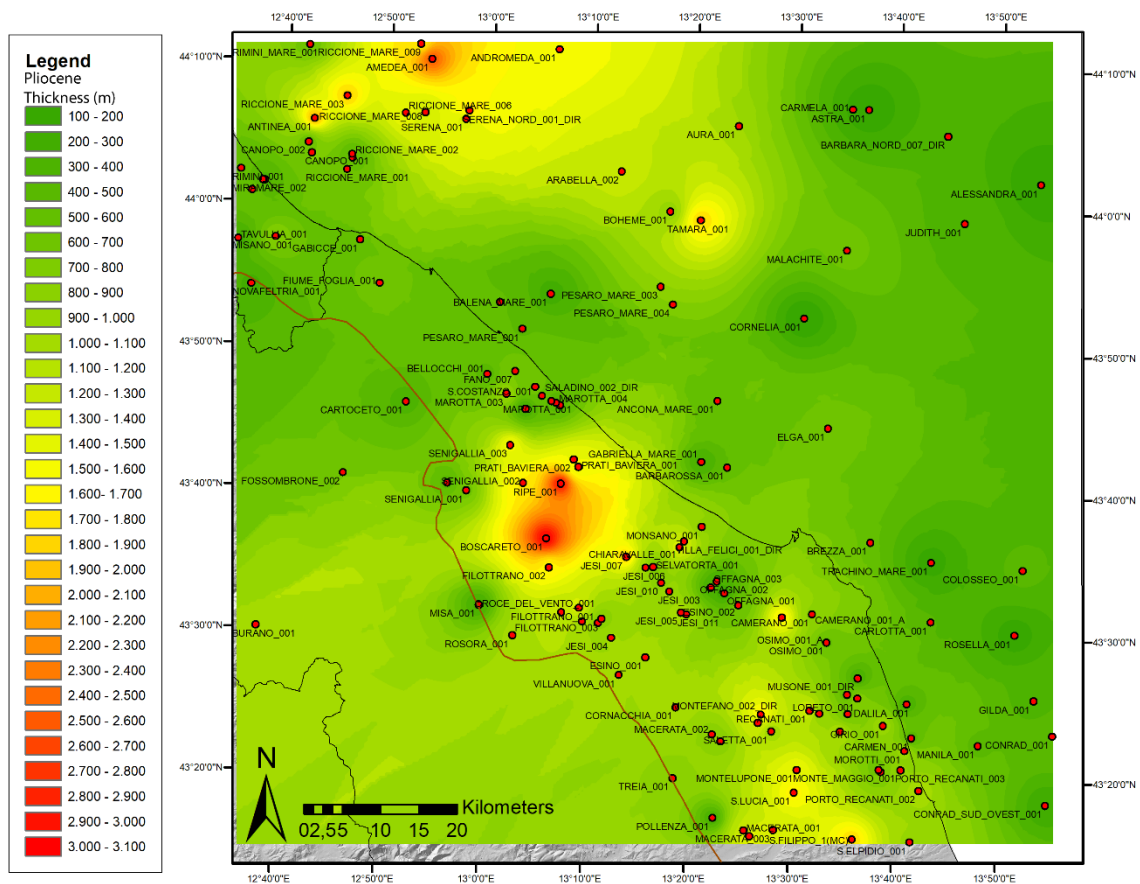


Fig.3.3- Mappa dello spessore del Pliocene generata tramite interpolazione multivariata IDW (Inverse Distance Weighted). In rosso è indicato il limite di affioramento del Pliocene a terra ricavato dal modello strutturale di Bigi et al., 1983.

Lo spessore invece del Pleistocene (Figura 3.4) varia da un minimo di 10 metri nel pozzo JESI_006 fino ad un massimo di 1857 metri del pozzo AMEDEA_001 (nell'offshore di Rimini). L'andamento degli spessori in questo caso risulta molto più regolare con un minimo registrabile, per l'area onshore nell'intorno di Jesi e di Filottrano, mentre per l'offshore nel pozzo CARLOTTA_001, con solo 73 metri di Pleistocene, e nel pozzo BONVENTURA_001

con 81 metri. Lo spessore aumenta gradualmente dalle aree interne all'offshore adriatico fino a raggiungere i valori maggiori che superano abbondantemente i 1500 m di spessore. Anche in questo caso un totale di 53 pozzi, tutti ubicati onshore, è stato escluso dal calcolo dell'IDW (Inverse Distance Weighted) perché attraversano terreni e litologie precedenti al Pleistocene. Quello che si può evincere dalla distribuzione degli spessori del Quaternario è che, laddove si riscontrano spessori minimi di sedimenti Pleistocenici, le strutture anticlinali presenti possano aver avuto una fase di crescita importante proprio durante il Pleistocene e perciò nulla esclude che possano essere le strutture responsabili della tettonica attuale o recente.

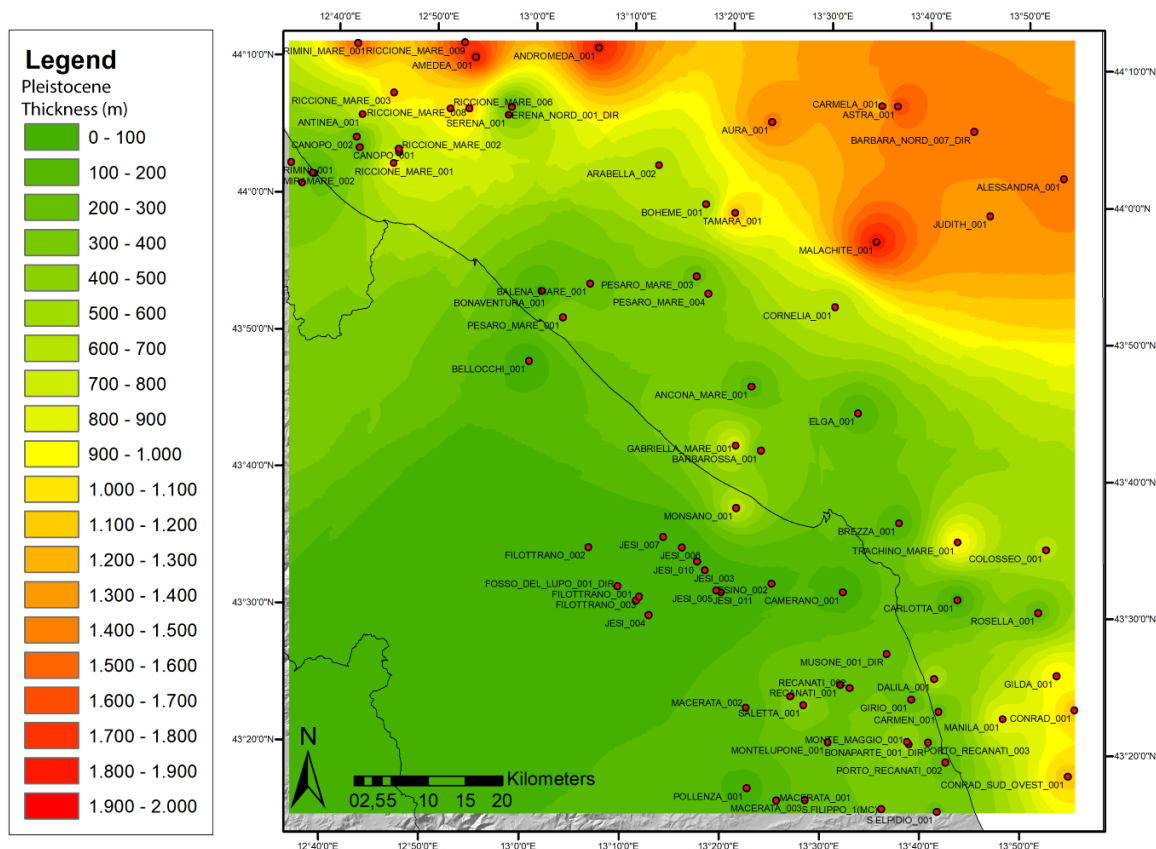


Fig. 3.4- Mappa dello spessore del Pleistocene generata tramite interpolazione multivariata IDW (Inverse Distance Weighted).

Il Messiniano ha spessori molto variabili a partire da 10 m del pozzo COLOSSEO_001 fino a 1487 m del pozzo TAVULLIA_001. I sedimenti messiniani spesso mancano completamente dal record della serie stratigrafica ad indicare che quella struttura si trovava in fase di emersione quando nelle aree circostanti avveniva la deposizione dei sedimenti messiniani.

Data la lontananza di molti pozzi dalla traccia delle sezioni che si è voluto costruire nel proseguo di questo studio, non è stato ovviamente possibile tener conto della totalità dei pozzi analizzati, ma la scelta è ricaduta su 30 pozzi (mostrati in figura 3.5) dei quali sono disponibili informazioni complete.

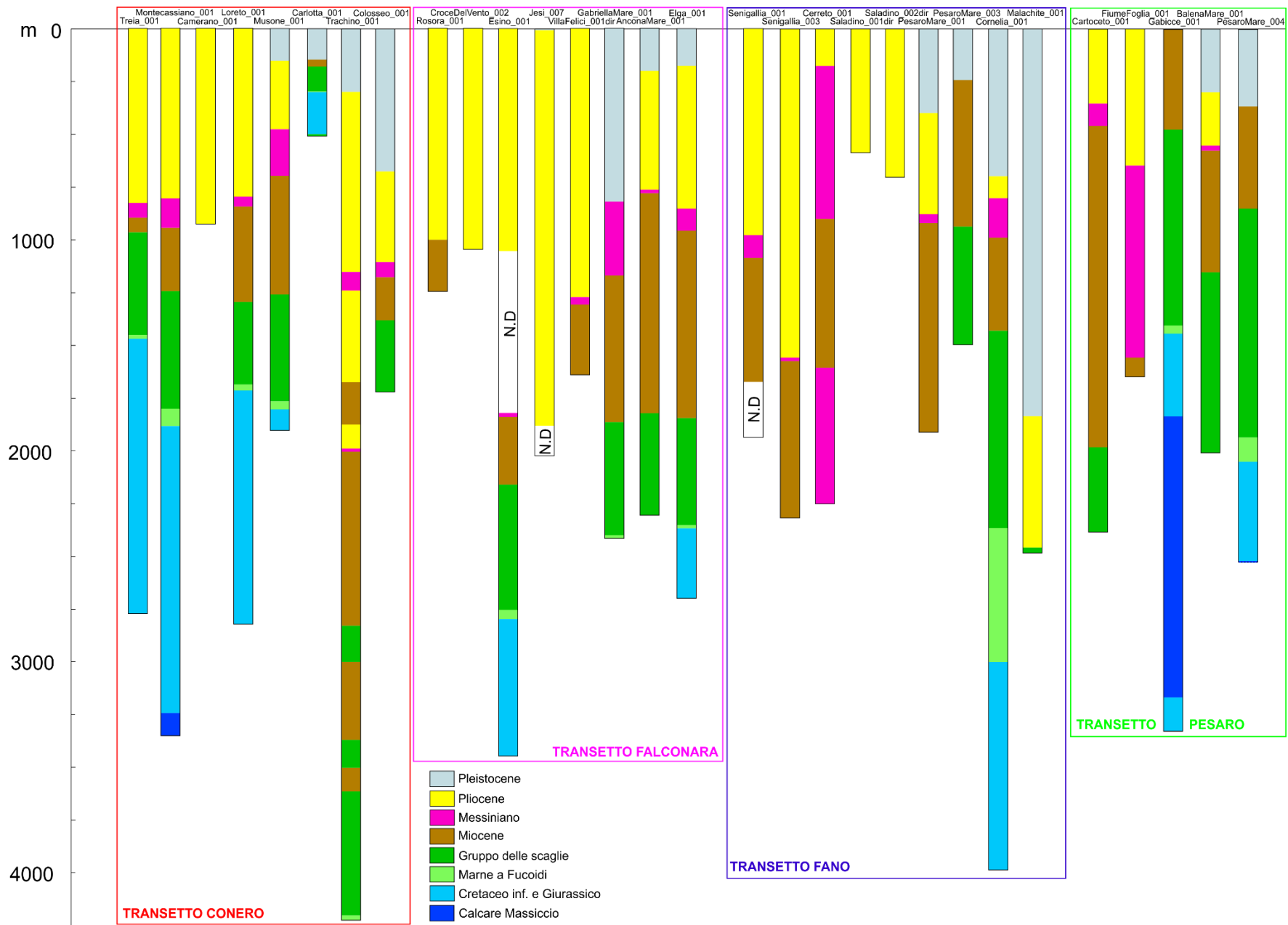


Fig. 3.5 – Rappresentazione dei trenta pozzi che hanno contribuito a calibrare l'interpretazione dei profili sismici e la costruzione delle sezioni bilanciate. Per questo sono stati raggruppati per transetti in base all'ubicazione. Da Sud a Nord: Transetto Conero, Transetto Falconara, Transetto Fano e Transetto Pesaro.

I trenta pozzi analizzati hanno profondità molto eterogenee a seconda dei diversi obiettivi di esplorazione che le compagnie petrolifere avevano intenzione di indagare. Esse variano, infatti, dai 536 m del pozzo CARLOTTA_001 ai 4221 m del pozzo TRACHINO_MARE_001. Entrambi ricadono nel cosiddetto “transetto Conero” ed entrambi presentano delle particolarità rispetto alla maggioranza dei pozzi analizzati. Il primo registra infatti una successione estremamente condensata che vede la mancanza totale del record pliocenico e lo spessore ridotto di tutto il multilayer giurassico-miocenico a causa della presenza di una struttura anticlinale verosimilmente emersa durante il Pliocene. Il secondo invece, attraversando probabilmente una serie di sovrascorrimenti impilati al fianco esterno di una anticlinale, mostra un’alternanza e una ripetizione dei termini cretaceo-miocenici fino ad intercettare le Marne a Fucoidi a più di 4200 m di profondità quando, negli altri pozzi dello stesso transetto, si riscontrano approssimativamente intorno ai 1700 m. Il transetto cosiddetto “Falconara” è caratterizzato da profondità variabili da 1052 m del pozzo CROCE_DEL_VENTO_001 ai 3425 m del pozzo ESINO_001. Tutti i pozzi appartenenti a questo transetto hanno ampi spessori di depositi pliocenici, ad eccezione del pozzo GABRIELLA_MARE_001 in cui, sotto a uno spessore importante di sedimenti pleistocenici si riscontra subito il record messiniano. La formazione delle Marne a Fucoidi in questo caso si rinviene a profondità maggiori ovvero intorno ai 2500 m. Il “transetto Fano” è costituito da 9 pozzi a profondità variabile dai 585 m del pozzo SALADINO_001dir, che attraversa solo terreni pliocenici, ai 3998 m del pozzo CORNELIA_001, che attraversa invece tutta la successione completa, dai termini pleistocenici a quelli giurassici, con ampi spessori di Marne a Fucoidi probabilmente raddoppiati tettonicamente. Altri raddoppi tettonici sono riscontrabili nel pozzo CERRETO_001 che vede alternarsi i termini miocenici messiniani. Particolare anche la sequenza attraversata dal pozzo MALACHITE_001, il più esterno di questo transetto, nel quale, dopo quasi 2000 m di Pleistocene e 500 m di Pliocene, non si rinviene il Miocene. Per quanto riguarda invece il transetto più settentrionale “Pesaro”, la situazione risulta abbastanza complessa: il pozzo GABICCE_001, che è anche il più profondo con i suoi 3350 m, attraversa la sequenza sedimentaria dal Miocene al Calcere Massiccio per poi attraversare la sequenza rovescia giurassica; il pozzo FIUME_FOGLIA_001 attraversa invece quasi 900 m di depositi messiniani e infine nel pozzo PESARO_MARE_004 non si rinviene il record pliocenico.

Analizzando poi i transetti nel loro complesso, si può notare come il Pleistocene sia presente quasi esclusivamente nei pozzi offshore mentre il Pliocene in genere diminuisce il proprio spessore gradualmente verso l’offshore, ad eccezione dei pozzi in cui è verosimilmente raddoppiato tettonicamente e delle aree che potrebbero aver subito una fase di emersione.

tramite modifiche della luminosità e del contrasto, per permettere una migliore lettura degli orizzonti. A questo punto si è potuto procedere alla creazione di un file di testo, uno per ogni linea sismica, che contenesse al suo interno le coordinate in pixel e geometriche UTM dei diversi shot points, compresi inizio e fine della linea sismica, la lunghezza verticale in pixel, lo spessore in tempi doppi TWT (millisecondi) di registrazione della linea e infine una indicazione dell'ubicazione onshore oppure offshore. Questa operazione è stata possibile grazie al software Irfanview che è un visualizzatore grafico compatto e gratuito per Windows. La conversione vera e propria è stata invece fatta grazie alla routine Image2segy pensata per il linguaggio Matlab.

Una volta effettuata la conversione, sulle linee sismiche è stato possibile operare digitalmente ed effettuare modifiche di carattere grafico tramite programmi liberi per Windows come ad esempio SeiSee (Copyright © 1997-2012, DMNG Geophysical Company). I file in formato seg-y, contenendo già le informazioni per la georeferenziazione, possono anche essere digitalizzati all'interno di software di visualizzazione tridimensionale, come 3DMove della Midland Valley (Figura 3.7).

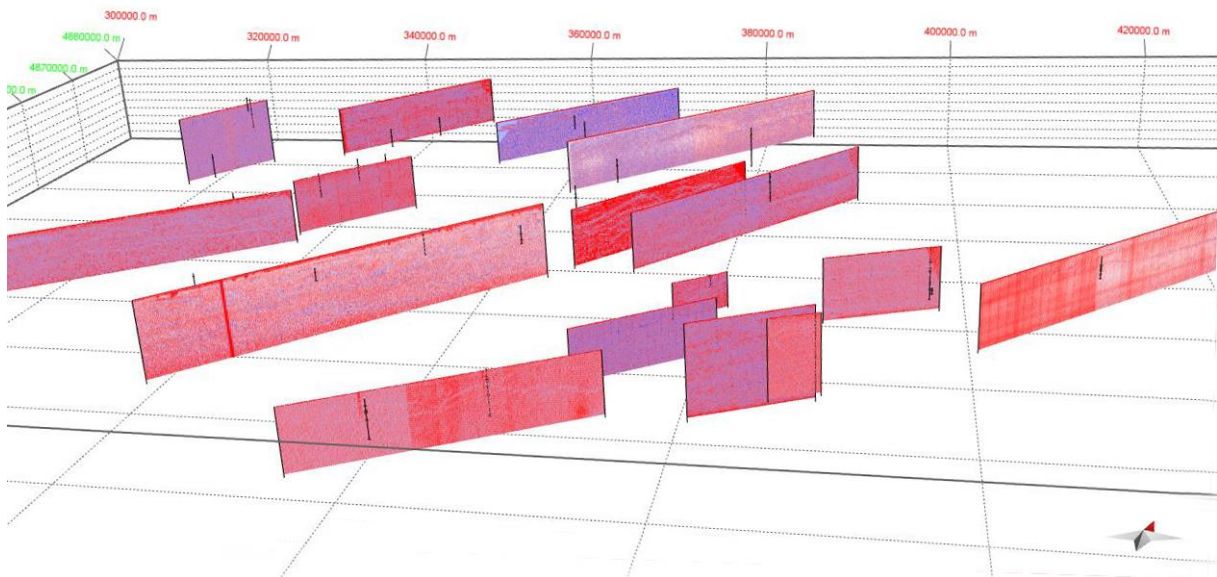


Figura 3.7- Visualizzazione tridimensionale di alcuni dei profili sismici convertiti in formato seg-y e poi inseriti all'interno del software 3DMove

L'analisi generale della totalità delle linee sismiche ha permesso di identificare le facies sismiche riconoscibili in zona (Figura 3.8). La loro identificazione è stata fondamentale perché esse presentano caratteri distintivi differenti da quelle adiacenti (come le velocità) e permettono così una interpretazione geologica degli attributi sismici delle riflessioni anche laddove i dati di sottosuolo sono limitati o a bassa qualità (Porreca et al., 2018).

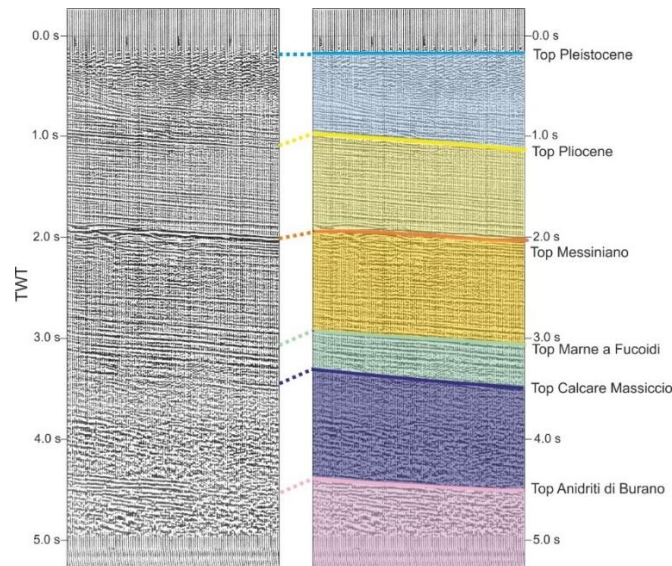


Fig. 3.8 – Colonna stratigrafica delle facies sismiche riconosciute.

La facies stratigraficamente inferiore che è stata riconosciuta rappresenta la formazione triassica delle Anidriti di Burano ed è costituita da riflettori ben visibili al suo top e via via meno distinguibili in profondità. Al di sopra troviamo una facies a configurazione praticamente trasparente di calcari di piattaforma riferibili alla formazione del Calcare Massiccio. Successivamente abbiamo una serie di riflettori continui, ben visibili e variamente spazati che rappresentano l'alternanza dei diversi membri, calcarei e marnosi, delle formazioni che si sono deposte tra il top del Calcare Massiccio ed il top delle Marne a Fucoidi. Quest'ultimo è rappresentato da un riflettore molto ben riconoscibile e continuo. Al di sopra di esso è presente una facies sismica con riflettori ben visibili che corrisponde alle formazioni mioceniche del Bisciaro e dello Schlier e quelle cretaceo-paleogeniche del gruppo della Scaglia. Al tetto di questa facies sismica troviamo il riflettore maggiormente riconoscibile, continuo e ad ampiezza maggiore di tutta la serie sismostratigrafica che corrisponde verosimilmente al Messiniano. Il Pliocene si presenta invece con riflettori estremamente continui, ad alta frequenza e grande ampiezza. Esso, proprio perché interessato dalla deformazione tettonica, è la facies sismostratigrafica che risente maggiormente della formazione di strutture positive con importanti assottigliamenti in loro corrispondenza. La facies stratigraficamente più recente è quella che corrisponde ai depositi Pleistocenici. Essa presenta riflettori continui ad alta frequenza laddove risulta indisturbato, ma può anche mostrare orizzonti discontinui e le sue terminazioni laterali sono spesso in onlap.

Il dataset di sismica a riflessione che è stato analizzato e interpretato, tramite line drawing manuale degli orizzonti principali, è composto da 23 linee sismiche. Venti di queste appartengono ai titoli minerari cessati disponibili su ViDEPI, mentre per una (denominata in

questo lavoro JESI ONSHORE), è stata fatta una reinterpretazione di quella pubblicata in Scarselli et al., 2007 (mostrate in nero nella figura 3.9). Ulteriori 2 linee sismiche sono invece riferibili al progetto di sismica riconoscitiva a mare (in verde nella figura 3.9 e con dicitura Seismic Lines B-area). È stato quindi analizzato un totale di circa 300 chilometri di linee sismiche variamente distribuite onshore ed offshore. L'analisi dei profili sismici non può prescindere dallo studio dei pozzi esplorativi nelle loro vicinanze, perciò nell'immagine sono riportati anche i pozzi che sono stati opportunamente proiettati sui profili.

Dato che nel proseguo del lavoro era prevista fin dall'inizio la costruzione di quattro sezioni bilanciate on-offshore parallele tra loro e circa perpendicolari alle strutture principali, i profili sismici sono stati presi in considerazione a gruppi, in base alla loro localizzazione.

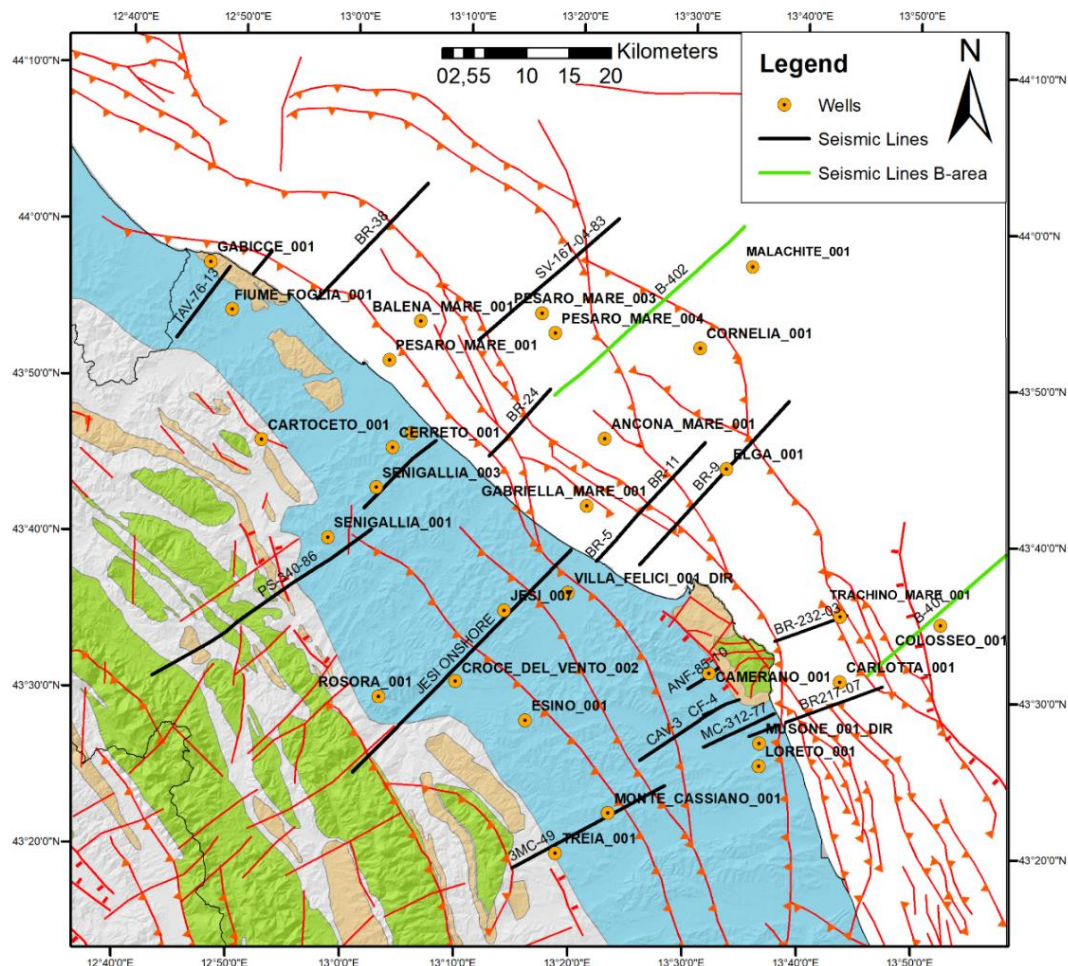


Fig. 3.9 - Dataset delle linee sismiche e dei log di pozzo utilizzati in questo studio (la carta di base è quella di figura 2.5 e si rimanda a quella immagine per la legenda relativa).

Il primo gruppo di profili sismici è quello lungo il transetto più meridionale (tra Cingoli, il M. Conero e il mare Adriatico) che si compone di 10 linee sismiche orientate circa SO-NE per coprire una lunghezza complessiva di circa 70 km e calibrate con 8 pozzi esplorativi (Figura

3.10- Transetto Conero). All'interno della successione sedimentaria sono stati riconosciuti 4 orizzonti principali che dall'alto verso il basso sono:

- Orizzonte A (azzurro): costituisce il top dei depositi pliocenici. Si tratta di un riflettore continuo e ben riconoscibile in tutte le linee sismiche analizzate. Presenta approfondimenti in corrispondenza di zone di bacino e sollevamenti laddove ci sono strutture anticlinali che portano ad un uplift dell'intera sequenza. Indica quindi un substrato articolato e fortemente controllato dalle strutture tettoniche che continuano la loro evoluzione anche nel Pliocene. Questo orizzonte sutura comunque le strutture più recenti modellando esclusivamente la propria geometria in relazione ad esse;
- Orizzonte B (giallo): costituisce il top dei depositi del Messiniano. Si tratta in questo caso del riflettore, tra quelli sottostanti il Quaternario, maggiormente riconoscibile e continuo nella totalità delle linee sismiche. Esso è particolarmente deformato dalla tettonica e in alcune porzioni risulta eliso e quindi in discordanza angolare con la base del Pleistocene. Un esempio di questo caso si può notare in corrispondenza del pozzo CARLOTTA_001 in cui il Messiniano manca completamente e ciò indica che l'anticlinale, su cui si imposta il pozzo, poteva trovarsi in quel periodo in emersione oppure l'intervallo stratigrafico può essere stato eroso;
- Orizzonte C (verde): costituisce il top delle Marne a Fucoidi. Si tratta anche in questo caso di un riflettore importante facilmente individuabile sulle linee sismiche e con una buona continuità laterale. Sei pozzi su otto raggiungono questa formazione per cui non è stato difficile attribuirgli il riflettore adeguato. Questo orizzonte risulta, come il precedente, molto deformato e coinvolto nella formazione di strutture di tipo tettonico quali thrust, backthrust e anche faglie dirette;
- Orizzonte D (blu): costituisce il top della Formazione del Calcere Massiccio del Giurassico. Il riflettore di questo orizzonte risulta meno riconoscibile e presenta deformazioni diverse per geometria ed intensità rispetto ai riflettori precedenti.

Il pozzo esplorativo che raggiunge profondità maggiori è il pozzo TRACHINO_MARE_001 che con i suoi 4221 m attraversa una successione intensamente deformata al fronte del sovrascorrimento principale considerato come la struttura compressiva principale dell'area adriatica appenninica. Gli altri pozzi sono invece ubicati in corrispondenza di anticlinali. Le strutture riconosciute sono quindi thrust SO-immersenti, relativi backthrust o rare faglie dirette che smembrano il fianco interno delle anticlinali. Sono quindi da notare i numerosi bacini di deposizione che si vengono a creare al letto delle faglie inverse e in cui i sedimenti recenti plio-pleistocenici si sono depositi con spessori notevoli.

Transetto Conero

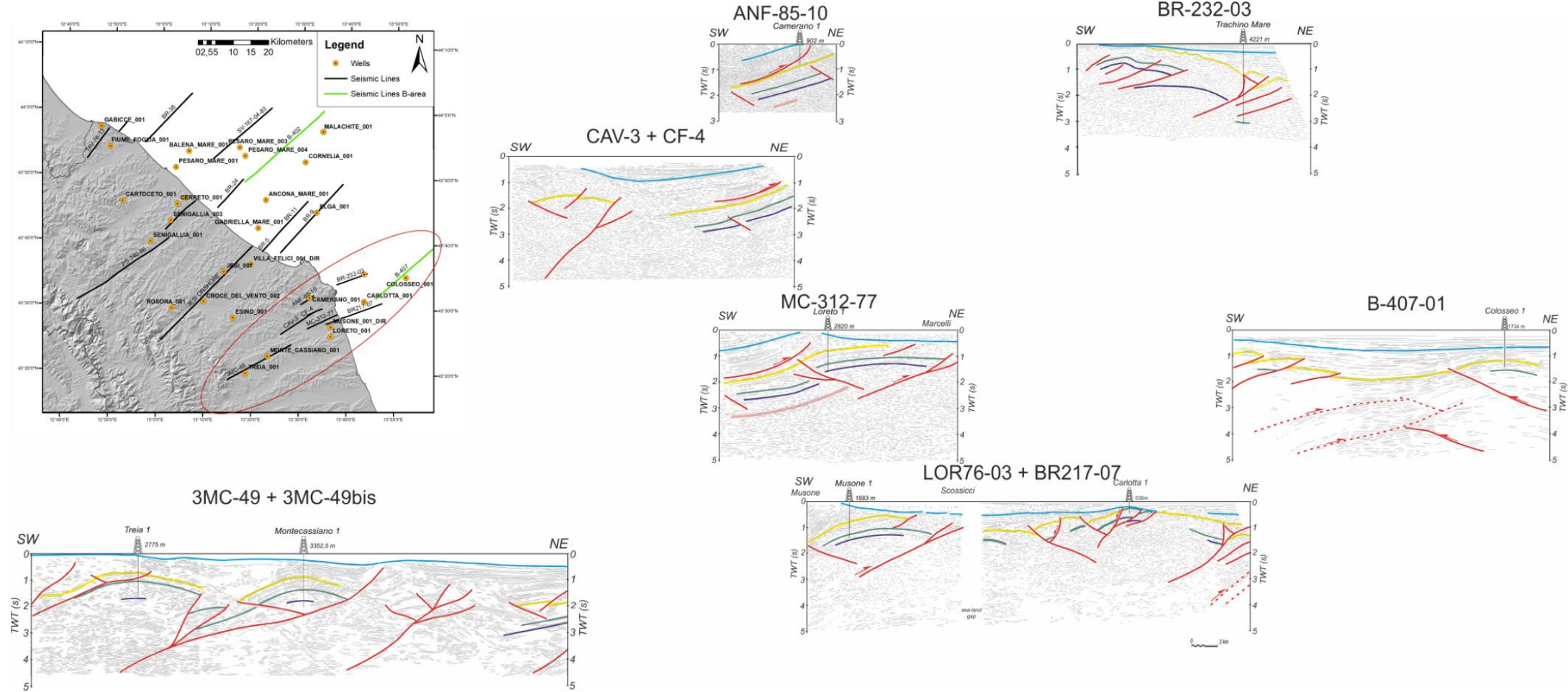


Fig. 3.10 – Linee sismiche e loro interpretazione tramite line drawing per il transetto più meridionale dell'area di studio denominato "transetto Conero". In alto a sinistra l'ubicazione in pianta dei profili e dei pozzi utilizzati.

Proseguendo verso Nord-Ovest, il secondo gruppo di profili sismici (approssimativamente tra Serra San Quirico, Falconara e il mare Adriatico), si compone di 3 linee sismiche orientate SO-NE che coprono una lunghezza complessiva di circa 69 km e che possono essere calibrate con 8 pozzi esplorativi (Figura 3.11- Transetto Falconara). All'interno della successione sedimentaria sono stati riconosciuti 4 orizzonti principali che dall'alto verso il basso sono:

- Orizzonte A (azzurro): costituisce il top dei depositi pliocenici. Si tratta di un riflettore continuo e ben riconoscibile nelle linee sismiche offshore, mentre in quelle onshore il Pleistocene non è presente. Si può notare che questo orizzonte ha un andamento indeformato dalle strutture sottostanti ed abbastanza regolare senza particolari approfondimenti o uplift;
- Orizzonte B (giallo): costituisce il top dei depositi Messiniani. Si tratta in questo caso del riflettore maggiormente continuo e riconoscibile lungo l'intera lunghezza dei profili sismici. Esso risulta particolarmente deformato dalla tettonica, la quale crea locali approfondimenti ed uplift.
- Orizzonte C (verde): costituisce il top delle Marne a Fucoidi. Si tratta anche in questo caso di un riflettore importante per riconoscibilità e continuità laterale. È infatti perfettamente visibile e tracciabile, specialmente nelle sezioni offshore. Questo orizzonte, come i precedenti, è molto deformato dalla formazione di strutture di tipo tettonico quali thrust, backthrust e anche un paio di faglie trascorrenti;
- Orizzonte D (blu): costituisce il top dei calcari giurassici del Calcare Massiccio. Il riflettore di questo orizzonte risulta meno riconoscibile dei precedenti specialmente nelle sezioni a terra mentre in quelle offshore mantiene la propria continuità anche laterale. Come detto per gli altri orizzonti, anch'esso presenta deformazioni dovute alla tettonica.

Il pozzo esplorativo che raggiunge profondità maggiori è il pozzo ESINO_001 che con i suoi 3425 m è ubicato alla sommità di una struttura anticlinalica piuttosto profonda ed attraversa una superficie di discontinuità intrapliocenica che è seguibile per tutta la sezione o quasi. Le strutture tettoniche riconosciute sono quindi thrust SO-immidenti, relativi backthrust minori e alcune faglie trascorrenti successive alla messa in posto dei thrust principali e che, quindi, vanno a tagliare l'intera successione stratigrafica deformata. Anche in questo caso sono da notare numerosi ed abbastanza profondi bacini di deposizione che si vengono a creare al letto delle faglie inverse nei quali i sedimenti recenti plio-pleistocenici raggiungono spessori notevoli fino a circa 3 secondi in tempi doppi (TWT).

Transetto Falconara

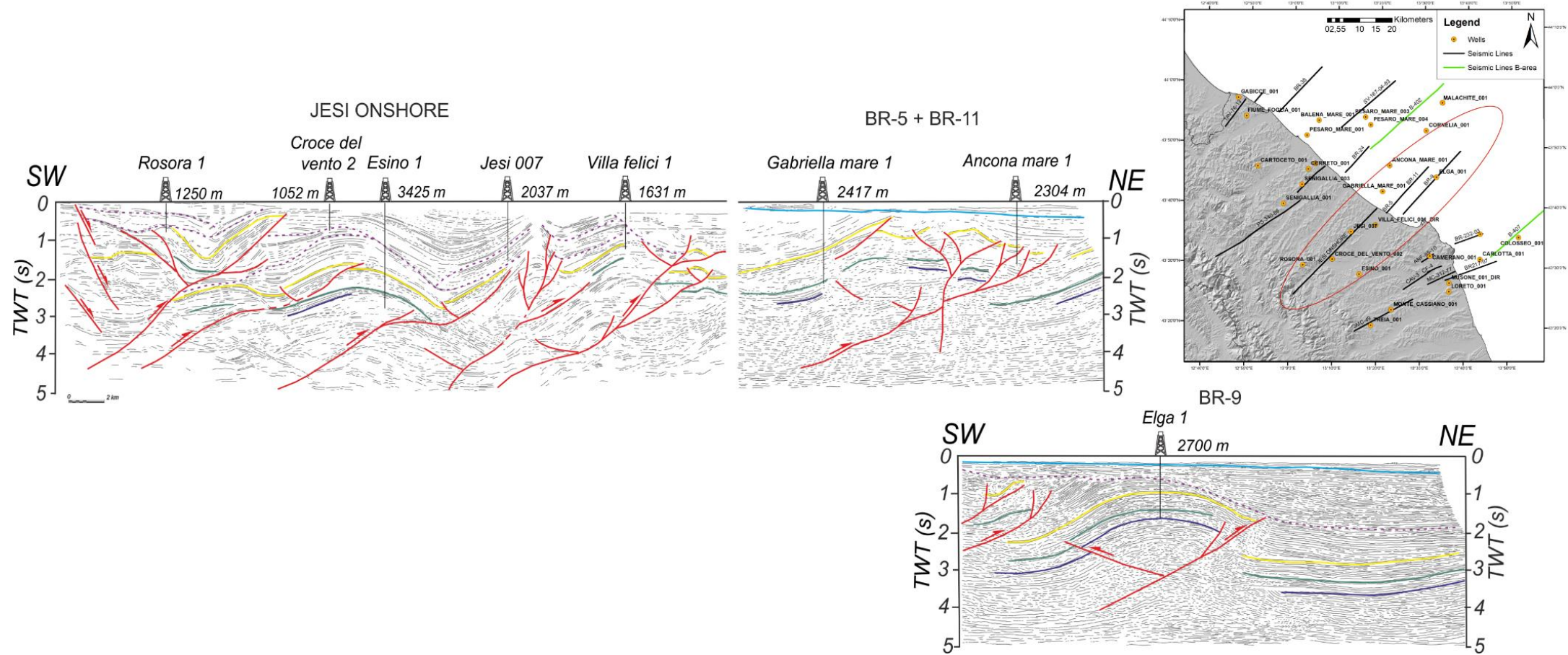


Fig. 3.11 – Linee sismiche e loro interpretazione tramite line drawing per il transetto denominato “transetto Falconara”. In alto a destra l’ubicazione in pianta dei profili e dei pozzi utilizzati.

Proseguendo ulteriormente verso Nord-Ovest, il terzo gruppo di profili sismici preso in esame (tra Pergola, Marotta e il mare Adriatico), si compone di 5 linee sismiche orientate SO-NE per coprire una lunghezza complessiva di circa 70 km e che intercettano 8 pozzi esplorativi (Figura 3.12- Transetto Fano). Per completezza di informazioni occorre ricordare che il profilo sismico PS-340-86 non è stato analizzato interamente perché fuoriusciva dall'area di interesse. All'interno della successione sedimentaria sono stati riconosciuti 4 orizzonti principali che dall'alto verso il basso sono:

- Orizzonte A (azzurro): costituisce il top del Pliocene. Si tratta di un riflettore, anche in questo caso, continuo e ben riconoscibile nelle linee sismiche offshore. Nei profili sismici onshore il Pleistocene non è invece presente. Si può notare che questo orizzonte ha un andamento che tende ad approfondirsi verso NE per via delle strutture sottostanti che ne influenzano la geometria. Nella porzione più orientale delle linee sismiche analizzate, infatti, raggiunge quasi i 2 secondi in TWT di profondità;
- Orizzonte B (giallo): costituisce l'orizzonte Messiniano. Questo riflettore è, come quasi sempre accade, uno dei riflettori maggiormente rilevabili e continui lateralmente. In questo caso esistono però delle porzioni nelle quali il Messiniano si trova in discordanza angolare con il soprastante Pleistocene. Un esempio di questa situazione si ha nell'anticlinale del pozzo PESARO_MARE_003 o nell'anticlinale di CORNELIA_001 e sta ad indicare una fase di emersione della struttura. La tettonica deforma intensamente questo orizzonte che risulta avere, il più delle volte, geometrie caotiche e profondità variabili;
- Orizzonte C (verde): costituisce il top delle Marne a Fucoidi. Si tratta anche in questo caso di un riflettore importante per riconoscibilità e continuità laterale. È infatti perfettamente visibile e tracciabile in tutti i profili sismici qui analizzati eccetto per il profilo SEN-15 che risulta parecchio caotico. Questo orizzonte è molto deformato dalla formazione di strutture tettoniche quali thrust, backthrust e faglie trascorrenti.
- Orizzonte D (blu): costituisce il top dei calcari giurassici del Calcare Massiccio. Il riflettore di questo orizzonte risulta, in questo caso, riconoscibile e continuo esattamente come i precedenti specialmente nelle sezioni a mare e, esattamente come i precedenti, presenta deformazioni dovute alla tettonica.

Il pozzo esplorativo che raggiunge profondità maggiori è il pozzo CORNELIA_001 che con i suoi 3998 m è ubicato in corrispondenza di una anticlinale associata al thrust più esterno adriatico. Le strutture tettoniche riconosciute sono quindi thrust SO-immersenti, relativi backthrust e faglie trascorrenti.

Transetto Fano

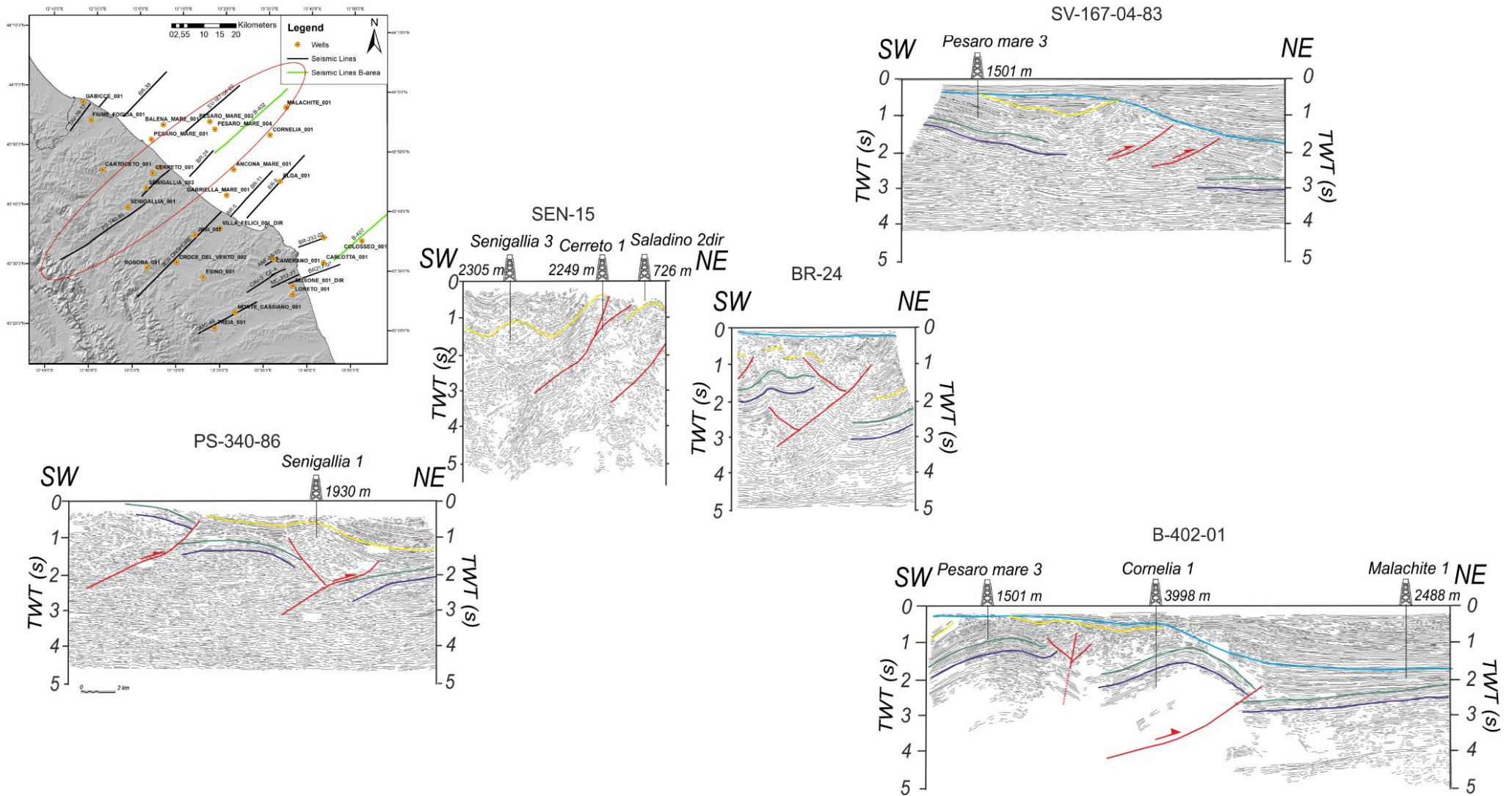


Fig. 3.12 – Linee sismiche e loro interpretazione tramite line drawing per il transetto denominato “transetto Fano”. In alto a sinistra l’ubicazione in pianta dei profili e dei pozzi utilizzati.

Proseguendo ulteriormente verso NO il quarto gruppo di profili sismici è quello lungo il transetto più settentrionale (tra Montecchio, Gabicce e il mare Adriatico) che si compone di 3 linee sismiche orientate SO-NE per coprire una lunghezza complessiva di circa 35 km e calibrate con 3 pozzi esplorativi (Figura 3.13- Transetto Pesaro). All'interno della successione sedimentaria sono stati riconosciuti, anche in quest'ultimo caso, 4 orizzonti principali che dall'alto verso il basso sono:

- Orizzonte A (azzurro): costituisce il top del Pliocene. Si tratta di un riflettore continuo e ben riconoscibile nelle linee sismiche offshore. La sua geometria è abbastanza regolare e relativamente non interessata dalle strutture sottostanti. Questo orizzonte risulta poco profondo mentre nei profili sismici onshore il Pleistocene non è visibile;
- Orizzonte B (giallo): rappresenta il top del Messiniano ed il suo riflettore è come sempre ben riconoscibile nel record sismico e continuo. Solo in corrispondenza di tre strutture anticlinali esso non si riscontra, per probabile emersione della struttura, e difatti il suo riflettore è in discordanza angolare con il soprastante Pleistocene. La profondità di questo riflettore varia notevolmente nelle tre linee sismiche, passando da essere praticamente nullo fino a circa 2 secondi in TWT al letto di uno dei thrust principali dell'area;
- Orizzonte C (verde): costituisce il top delle Marne a Fucoidi ed il suo riflettore è continuo e seguibile per l'intera lunghezza delle linee sismiche. Esso risulta deformato dalla presenza di strutture a thrust e backthrust esattamente come l'orizzonte precedente;
- Orizzonte D (blu): rappresenta il top del Calcere Massiccio giurassico ed è evidenziato da un riflettore anche in questo caso ben visibile e continuo. Anch'esso presenta deformazioni, specialmente nella porzione onshore, date dalle strutture tettoniche presenti nell'area investigata.

Il pozzo esplorativo che raggiunge profondità maggiori è il pozzo GABICCE_001 che con i suoi 3350 m è ubicato alla sommità di una struttura anticlinale ed attraversa l'intera successione stratigrafica, dal Miocene al Giurassico inferiore, per poi incontrare nuovamente la successione giurassica ma in giacitura rovesciata. Questa struttura è stata interpretata come una anticlinale rovesciata nel suo fianco esterno e smembrata in quello interno da backthrust. Le strutture tettoniche riconosciute sono quindi, anche in questo caso, thrust SO-immersenti e relativi backthrust minori. Occorre poi evidenziare la presenza di un ampio bacino di deposizione al letto della faglia inversa che si imposta di poco al largo della costa, nel quale i sedimenti recenti plio-pleistocenici si sono depositi con spessori notevoli.

Transetto Pesaro

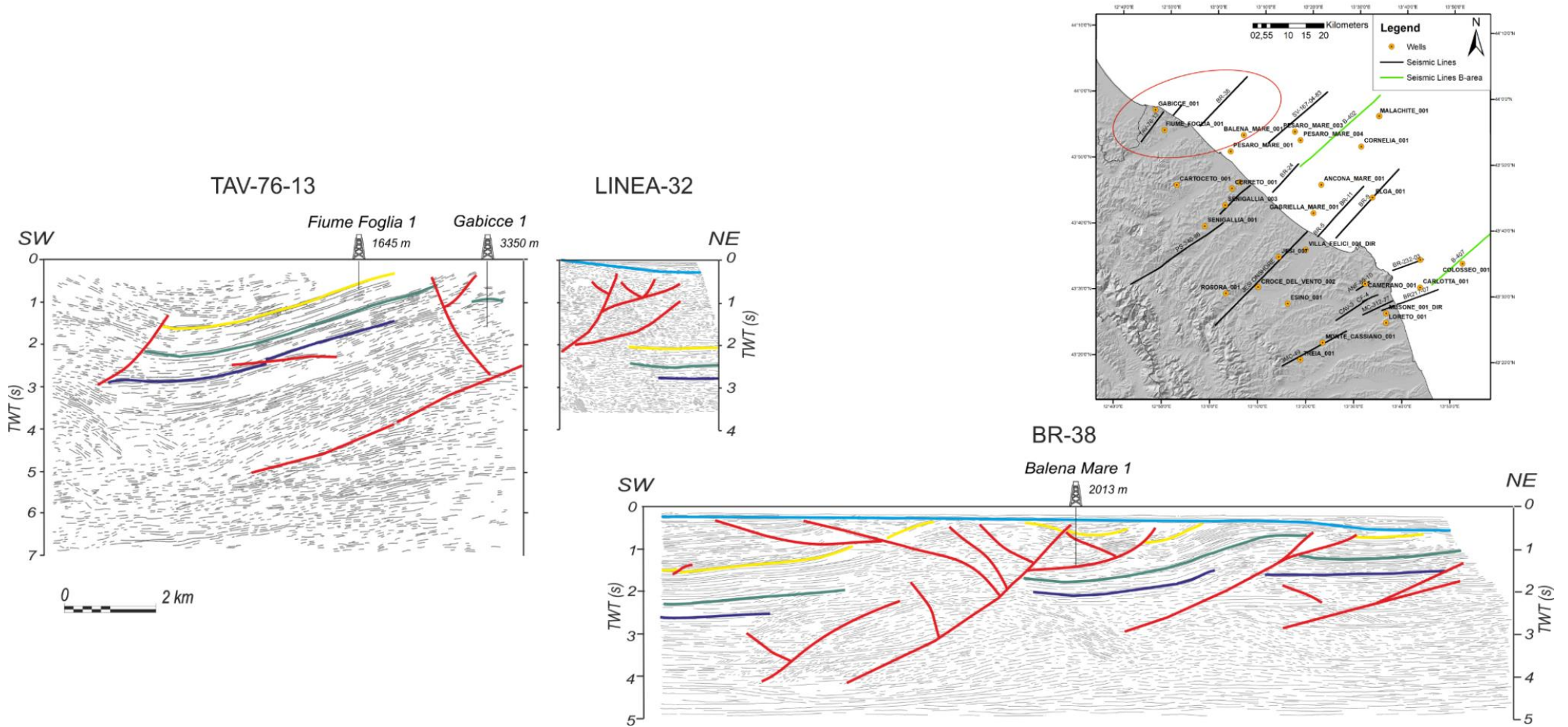


Fig. 3.13 – Linee sismiche e loro interpretazione tramite line drawing per il transetto più settentrionale dell’area di studio denominato “transetto Pesaro”. In alto a destra l’ubicazione in pianta dei profili e dei pozzi utilizzati.

3.2. Interpretazione strutturale

L'interpretazione dei profili sismici e dei pozzi esplorativi che sono stati descritti precedentemente ha permesso di caratterizzare dal punto di vista geologico e strutturale l'area di studio.

Essa costituisce un'ampia fascia di deformazione corrispondente all'avanfossa dell'Appennino Umbro-Marchigiano nei settori quindi centro-nord-orientali del sistema catena-avanfossa. Le deformazioni che caratterizzano l'area sono per lo più determinate da una configurazione "thrust-related folds" ovvero da pieghe (anticlinali e sinclinali) associate alla presenza di sovrascorrimenti. Nei profili sismici dei transetti analizzati, infatti, sono riconoscibili un buon numero di faglie inverse SO-immersenti a medio e basso angolo che interessano la successione stratigrafica dai termini più antichi fino a quelli più recenti, per essere poi suturate, nella maggioranza dei casi, dai sedimenti pliocenici e pleistocenici. Le anticlinali associate a queste strutture inverse sono caratterizzate generalmente dal fianco interno, spesso interessato da backthrust minori, blandamente inclinato e quello esterno più inclinato. Sono anche riconoscibili alcune importanti faglie trascorrenti, successive alla messa in posto dei thrust e dei relativi backthrust, che tagliano tutta la sequenza e sono continue per diversi chilometri interessando così più linee sismiche. I depositi pliocenici e quaternari presentano approfondimenti e inspessimenti nei bacini che si mettono in posto al letto delle faglie inverse. L'orizzonte che indica il top del Pliocene si trova spesso in discordanza angolare con il successivo riflettore corrispondente al Pleistocene. Questo indica che determinate aree hanno subito un'alternanza di fasi di uplift che le hanno portate ad emergere durante il Pliocene e di un successivo seppellimento durante il Quaternario.

Integrando quanto riscontrato nell'analisi dei profili sismici e dei log dei pozzi esplorativi con quanto disponibile in letteratura a proposito dei dati geologici di superficie, si è resa possibile la costruzione di una carta geologico-strutturale dei lineamenti tettonici principali e della base dei sedimenti Pliocenici. Grazie ad essa, successivamente, sono state costruite una serie di sezioni geologiche bilanciate on-offshore lungo i quattro transetti presi in considerazione. Queste sezioni sono state disposte con orientazione SO-NE circa parallele tra loro e perpendicolari alle strutture maggiori così da descrivere l'avanfossa dall'area di catena a quella di avampaese. La costruzione di sezioni geologiche bilanciate e la loro successiva retrodeformazione ha permesso di calcolare il raccorciamento e di valutarne le sue variazioni nello spazio. Questo è stato poi fondamentale per determinare il timing della deformazione e per definirne l'evoluzione nel tempo.

3.2.1. Costruzione di una carta strutturale

Una carta geologico-strutturale on-offshore che mostrasse i lineamenti tettonici, anche sepolti, dell'area si è resa fondamentale per il proseguo del lavoro. È stata quindi definita, lungo la porzione centro-settentrionale della costa adriatica italiana, un'area di circa 12.000 km² che si estende approssimativamente tra Rimini, Gubbio, Gualdo Tadino e Porto Sant'Elpidio e che si protende verso l'offshore adriatico per un massimo di 44 miglia dalla costa.

La compilazione dello schema strutturale mostrato nell'Allegato A e del quale si riporta una miniatura in figura 3.14 si è basata principalmente sui dati geologici di superficie disponibili grazie alla cartografia pubblicata, come la Carta Geologica d'Italia a scala 1: 100.000 (fogli: 118 Ancona; 117 Jesi; 116 Gubbio; 110 Senigallia; 109 Pesaro e 101 Rimini), la Carta Geologica d'Italia a scala 1: 50.000 del progetto CARG (fogli: 281 Senigallia; 280 Fossombrone e 291 Pergola) e la carta del modello strutturale d'Italia di Bigi et al., 1983. I dati geologici sono stati integrati con i profili sismici, calibrati con i log dei pozzi esplorativi, effettuati dagli anni '50 ad oggi dalle compagnie petrolifere per la ricerca di idrocarburi.

Quest' area comprende strutturalmente parte della catena, l'avanfossa e il relativo avampaese e presenta perciò i caratteri strutturali tipici dei sistemi catena-avanfossa. Il settore sudoccidentale, corrispondente all'area di catena dell'Appennino Umbro-Marchigiano, è caratterizzato da un'alternanza di anticlinali costituite dai terreni giurassico-oligocenici della successione umbro-marchigiana al nucleo, e strette sinclinali caratterizzate invece dai terreni emipelagici e torbiditici del Miocene- Miocene superiore. Queste strutture presentano assi orientati approssimativamente in direzione NO-SE ed il fianco orientale delle anticlinali è bordato dalla presenza di importanti thrust a carattere regionale che determinano appunto l'assetto thrust-related folds che interessa l'intera area. Come elemento di raccordo tra le strutture inverse si può notare la presenza di numerose faglie trascorrenti orientate N-S che dislocano i diversi thrust. Nella zona di Cingoli (a sud dell'area) è invece presente una faglia inversa immergente a SO, particolarmente arcuata che determina un alto strutturale con nucleo affiorante in Calcare Massiccio, quasi isolato ai piedi dell'area di catena. Il settore del pedeappennino marchigiano esterno è caratterizzato da tre principali strutture inverse sub-parallele anch'esse su di un allineamento NO-SE che determinano anticlinali ed ampie sinclinali. In corrispondenza di queste ultime, è facilmente visibile un approfondimento ed inspessimento dei sedimenti Pliocenici. La più interna di queste strutture ha determinato la messa in posto dell'allineamento Colbordolo-Serrungarina. L'intermedia ha determinato l'emersione dei terreni messiniani nell'area del Colle San Bartolo, mentre la più esterna ha determinato l'emersione del promontorio del Monte Conero che è una anticlinale fortemente

asimmetrica con fianco esterno particolarmente inclinato e con asse orientato coerentemente con l'area. Al suo nucleo troviamo le formazioni giurassico-oligoceniche a partire dalla più antica affiorante, ovvero la Maiolica. Il settore dell'offshore adriatico è caratterizzato invece da strutture inverse che determinano la continuazione dell'assetto onshore verso NE. Troviamo quindi faglie inverse immergenti a SO, alcuni backthrust ad esse associati e strutture positive che sono evidenziate da un uplift della profondità delle coperture di sedimenti recenti pliocenici. Anche in questa area, così come nel pede-appennino e nell'area di catena, troviamo numerose faglie trascorrenti N-S che dislocano le strutture inverse e sono ben riconoscibili nei profili sismici analizzati. L'area offshore del Monte Conero risulta caratterizzata da una struttura particolarmente complessa poiché è costituita da un'ampia anticlinale sommersa bordata da thrust e backthrust, il cui fianco interno è interessato da faglie dirette immergenti a SO. L'intera anticlinale a partire dal Miocene medio fino alla base del Quaternario è stata portata in emersione e non ha riportato quindi la deposizione delle formazioni plioceniche e di parte del Miocene. Al letto della struttura più esterna ritroviamo invece un ampio bacino di avanfossa che nei settori più profondi, corrispondenti all'offshore di Rimini, raggiunge anche i 7000 metri.

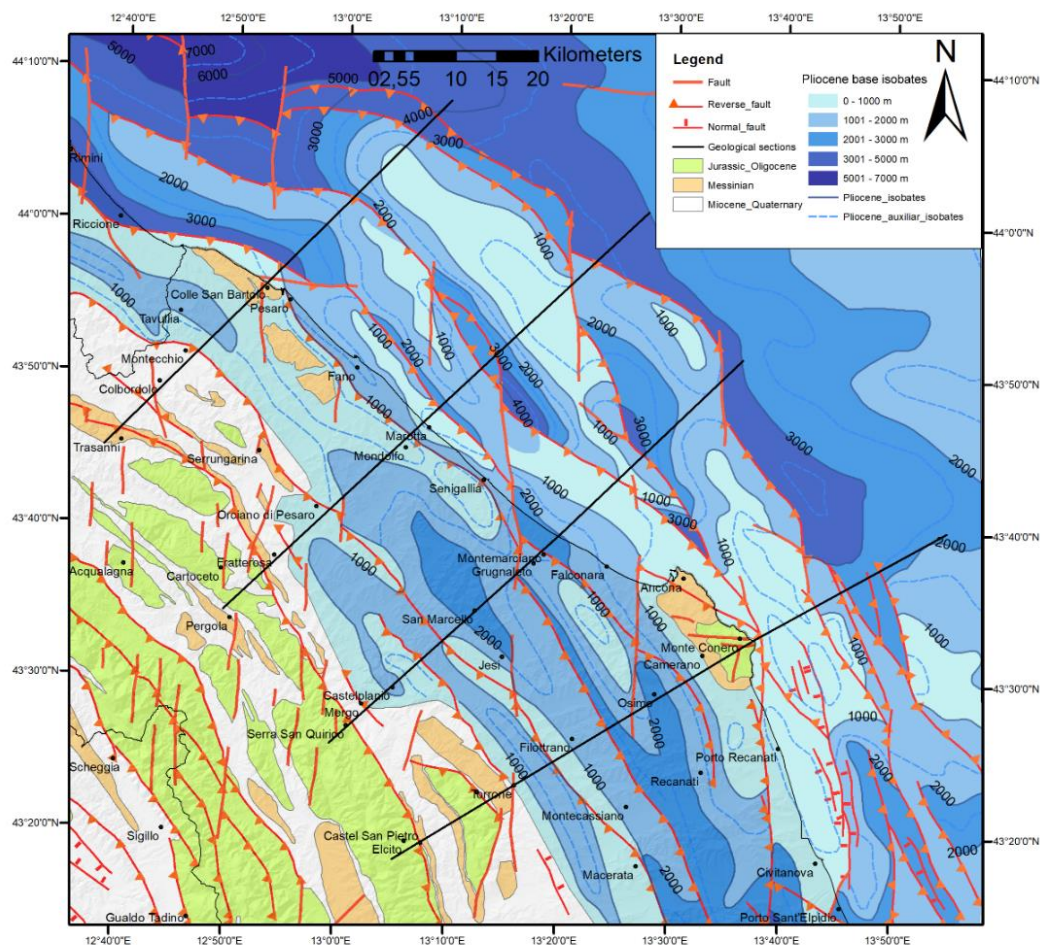


Fig. 3.14 – Carta geologico-strutturale indicante i lineamenti strutturali principali dell'area e le isobate della base del Pliocene. In nero sono anche indicate le tracce delle sezioni.

3.2.2. Costruzione di sezioni geologiche bilanciate

La ricostruzione dell'evoluzione geodinamica di una catena a pieghe e sovrascorrimenti non può prescindere dalla realizzazione di alcune sezioni geologiche seriate bilanciate. Una sezione bilanciata è una sezione in cui i valori delle lunghezze degli orizzonti e delle aree, costituite dalle diverse formazioni, si conservano durante la fase di retrodeformazione (Boyer e Elliot, 1982). Una sezione geologica bilanciata è una sezione che è geometricamente e cinematicamente corretta ed è una delle possibili soluzioni rispetto ai dati di superficie e profondità disponibili. La costruzione di una sezione bilanciata si basa su poche regole che semplificano il comportamento naturale delle rocce. Queste leggi possono essere assunte come valide solo in determinati contesti e a determinate scale di osservazione. La congruenza della sequenza deformativa è stabilita partendo dall'assunzione che, durante la deformazione, il sistema geologico sia chiuso, cioè che la massa si conservi. In un modello geometrico la regola di conservazione della massa però è poco utile, si assume quindi un sistema a densità costante, che implica conservazione di volume. Questa assunzione non è plausibile in ambiente metamorfico e non è plausibile a piccole scale di osservazione, dove agiscono processi non trascurabili di dissoluzione/trasporto/rideposizione come ad esempio a scala di affioramento con il clivaggio da presso soluzione. Una sezione si dice bilanciata se è geometricamente corretta, cioè senza sovrapposizioni o variazioni di spessore non giustificabili, e se è cinematicamente e dinamicamente ammissibile, cioè se la sequenza deformativa può essere retrodeformata ad uno stato iniziale pre-deformativo geologicamente plausibile. Per la costruzione di una sezione bilanciata occorre fare preventivamente alcune assunzioni come, ad esempio, quella che ci sia la cilindricità delle strutture plicative coinvolte nella deformazione e che quindi le pieghe siano perfettamente concentriche. Nell'Appennino umbro-marchigiano questa assunzione può essere valida alla scala delle singole strutture in un intervallo di centinaia di metri lungo le direzioni assiali. Una ulteriore assunzione geometrica è che la sezione debba essere costruita con una traccia perfettamente parallela alla direzione di trasporto tettonico, per non avere un valore di raccorciamento calcolato sovrastimato. Infine, occorre considerare che lo spessore, l'area e la lunghezza degli strati sia costante durante il processo deformativo. Questo avviene in casi nei quali è possibile ipotizzare una deformazione di tipo plane strain come l'Appennino umbro-marchigiano, in cui gli assi delle pieghe si mantengono circa paralleli tra loro (Menichetti, 1991). La retrodeformazione si basa poi sulle posizioni iniziali e finali dei vincoli laterali: la pin-line è una linea che va situata nelle porzioni meno deformate della sezione trasversale, deve attraversare la sequenza stratigrafica più completa possibile, essere perpendicolare alla stratificazione e non attraversare alcuna faglia; la loose-line è una linea che

può assumere, nello stato ripristinato, qualsiasi configurazione ma se risulta parallela alla pin-line indica una retrodeformazione correttamente eseguita. Nell'area investigata, con queste premesse e assunzioni, sono state costruite ben quattro sezioni geologiche bilanciate orientate SO-NE, perpendicolari agli assi delle strutture maggiori (Figura 3.14) e lunghe in media 70 km. L'area su cui si è operato il bilanciamento e la successiva retrodeformazione è quella che comprende il margine esterno orientale della dorsale umbro marchigiana e l'avanfossa plio-pleistoicena nell'area adriatica. Nella costruzione delle sezioni ci si è avvalsi dei dati di geologia di superficie, integrati dai dati provenienti dall'interpretazione dei profili sismici e dei log di pozzo che sono stati analizzati in precedenza. Tutto questo ha permesso di ricostruire l'andamento delle strutture in profondità e valutarne il raccorciamento curvimetrico.

3.2.2.1. Sezione geologica Elcito-Conero-Adriatic offshore

La sezione costruita nella porzione più meridionale dell'area investigata (Figura 3.15a ed Allegato B) descrive l'avanfossa appenninica con una lunghezza pari a 77,7 km (di cui ne sono stati bilanciati 67 km). La sezione è delimitata ad ovest dalla località di Elcito, nel fianco esterno della struttura del M. S. Vicino e l'offshore adriatico passando per il Monte Conero. L'orientazione della sezione è circa SO-NE ed è perpendicolare alle strutture mappate in pianta. Il segmento sud-occidentale della sezione, tra Castel San Pietro e Torrone, è caratterizzato in superficie dai terreni della successione umbro marchigiana dai termini cretacei della Formazione delle Marne a Fucoidi a quelli messiniani. Il segmento successivo, tra Torrone e Camerano, è invece caratterizzato dai terreni plio-pleistocenici. Essi passano verso NE a quelli cretaceo-messiniani che caratterizzano l'anticlinale del Monte Conero con al nucleo la formazione della Maiolica. Il segmento offshore è caratterizzato dai sedimenti recenti pleistocenici che si approfondiscono e inspessiscono via via maggiormente verso la porzione più distale della sezione.

Dal fronte della catena, i principali elementi tettonici dell'avampaese sono l'anticlinale di Cingoli e quella del Monte Conero, entrambe orientate NO-SE. La prima, situata nella porzione sud-occidentale della sezione, è bordata nel suo fianco esterno da un thrust immergente a SO a medio angolo e nel suo fianco interno da un backthrust a basso angolo. L'anticlinale è interessata anche da una faglia inversa orientata NO-SE, molto arcuata in pianta, che porta in superficie le formazioni cretacee e che determina anche una stretta sinclinale al piede. La seconda struttura, situata invece lungo la costa adriatica è l'anticlinale fortemente asimmetrica del Monte Conero. Il suo fianco esterno risulta infatti molto inclinato a causa di un thrust a medio-alto angolo immergente a SO e con un importante rigetto. Il fianco interno è, invece, più

blando e interessato da un paio di faglie inverse NE-immargenti che dislocano la successione umbro-marchigiana dal Calcare Massiccio fino alla base del Miocene, che poi le sutura. Al nucleo dell'anticlinale affiora la formazione della Maiolica. Nella porzione di sezione interposta a queste due strutture, abbiamo un'alternanza di anticlinali e sinclinali associate a strutture profonde e che seguono l'andamento generale NO-SE della tettonica dell'area. Da SO verso NE troviamo un thrust immergente a SO con un rigetto contenuto, che evolve quasi in scollamento in corrispondenza delle Marne a Fucoidi e che coinvolge anche i sedimenti del Pliocene inferiore. Al piede troviamo un'anticlinale intercettata dal pozzo TREIA_001 che raggiunge il Calcare Massiccio. Un'altra struttura tettonica importante è un thrust complesso, anch'esso SO-immargente che, con il relativo backthrust, determina la formazione dell'anticlinale intercettata dal pozzo MONTECASSIANO_001 e che possiede un rigetto importante. Nella porzione tra Filottrano e Camerano sono riconoscibili, nelle linee sismiche, una faglia trascorrente con la tipica struttura a fiore ed una faglia inversa NE-vergente che disloca l'intera sequenza dai termini più antichi triassici al Pliocene inferiore. La porzione offshore di questa sezione è quella che ha subito la deformazione più intensa. Due sono le strutture principali: le anticlinali Carlotta e Colosseo, denominate in questo modo per via dei pozzi che le attraversano. L'aspetto più interessante di questa area è la presenza di un importante alto strutturale del basamento dovuto all'interazione del principale fronte di sovrascorrimento dell'avampese adriatico con il proprio backthrust. L'anticlinale nel suo fianco interno risulta interessata da una serie di faglie dirette variamente immergenti, mentre nel suo fianco esterno è bordata da una serie di thrust impilati, con un rigetto complessivo molto alto. Il pozzo CARLOTTA_001 intercetta, al di sotto del Pleistocene, una serie composta da assenza totale di sedimenti pliocenici, miocene e scaglie estremamente assottigliati e infine le Marne a Fucoidi a profondità di soli 300 metri. Questa configurazione sta ad indicare che la struttura ha alternato fasi di emersione e fasi di sommersione. Esterna alla porzione bilanciata della sezione ma comunque importante è anche la blanda anticlinale Colosseo associata a thrust e backthrust. La struttura generale è quindi quella delle thrust-related folds che in questo caso genera una variazione di profondità del basamento che va da un valore minimo di circa 4 km in corrispondenza dell'anticlinale Carlotta ad un massimo di circa 10 km al piede del thrust adriatico principale.

Il raccorciamento calcolato sul segmento di sezione bilanciata che va da Castel San Pietro a circa 27 km al largo della costa è del 31% corrispondente a 30,3 km circa. Il valore risulta piuttosto alto ma rispecchia perfettamente la complessità delle strutture riscontrate in profondità. Il raccorciamento calcolato è avvenuto nel corso di 17,7 Ma (dall'Oligocene periodo

di attività del thrust a ovest di Castel San Pietro sino al Messiniano periodo di attività del thrust a est del pozzo TRACHINO_MARE_001) e ciò implica una velocità di raccorciamento di questa particolare porzione dell'area di studio di circa 1,7 millimetri all'anno. Questo dato può essere confrontato con quello scaturito dal lavoro di Menichetti (1991) sulla sezione Cingoli-M. Maggio-Tevere che vede una velocità di raccorciamento di 3-5 millimetri all'anno. Il valore maggiore è dovuto alla posizione strutturale di quella sezione che è stata costruita nella porzione di catena appenninica interna, a differenza di quella proposta in questo lavoro che interessa invece l'area pedeappenninica e offshore adriatica.

3.2.2.2. Sezione geologica Serra San Quirico-Montemarciano-Adriatic offshore

La sezione costruita circa 20 km a NO della precedente (Figura 3.15b ed Allegato C) descrive l'avanfossa appenninica con una lunghezza pari a 67 km (di cui bilanciati 65 km) che corrisponde alla valle del F. Esino che va da Serra San Quirico all'offshore adriatico passando per Montemarciano, intercettando così la costa pochi chilometri a Nord di Falconara. L'orientazione della sezione è, come la precedente, circa SO-NE ed è perpendicolare alle principali strutture tettoniche presenti in questa zona. Il segmento sud-occidentale della sezione, tra Serra San Quirico e Mergo, è caratterizzato in superficie dalla successione umbro marchigiana, dai termini cretacei a quelli miocenici. Il segmento successivo, da Mergo passando per la zona collinare a NO di Jesi fino alla costa adriatica, è costituito dai terreni plio-pleistocenici, mentre il segmento offshore è caratterizzato dai sedimenti recenti pleistocenici che si approfondiscono e inspessiscono, via via maggiormente, verso la porzione più distale della sezione. Immediatamente a mare rispetto a Falconara troviamo i sedimenti pliocenici in on-lap rispetto ai depositi quaternari soprastanti.

Dal fronte della catena, i principali elementi tettonici onshore riscontrati sono: la sinclinale di Castelplanio di 9 km di ampiezza, intercettata dal pozzo ROSORA_001, e l'anticlinale che si imposta all'altezza di Grugnaletto ed è intercettata dal pozzo VILLA_FELICI_001. La prima di esse è orientata NO-SE ed è delimitata sul fianco esterno da un thrust SO-immerso a basso angolo che interessa tutta la sequenza triassico-pliocenica inferiore con ampio rigetto e sul fianco interno dal relativo backthrust. Al nucleo della sinclinale troviamo i terreni del Pliocene medio. La seconda struttura profonda è invece un'anticlinale che coinvolge tutta la sequenza fino al Pliocene medio e che si imposta su un thrust orientato come il precedente. L'anticlinale viene tagliata poi da una faglia trascorrente N-S abbastanza importante che, in sezione, si presenta con la classica struttura a fiore. Interposta a queste due strutture, troviamo una sinclinale, costituita al nucleo da ampi spessori di sedimenti pliocenici. Le strutture che la

determinano sono due thrust a basso angolo con rigetto variabile: il primo ridotto, il secondo molto maggiore. La porzione offshore di questa sezione è costituita da due strutture tettoniche principali. La prima di queste è intercettata dal pozzo ANCONA_MARE_001 ed è una blanda anticlinale impostata su un thrust complesso a basso angolo che ha origine nel basamento e interessa tutta la serie umbro-marchigiana fino al Pliocene medio. Questa struttura è stata poi interessata da una successiva faglia trascorrente con struttura a fiore che la taglia completamente. Infine, troviamo nelle porzioni più distali della sezione un anticlinale, al cui nucleo è stato trivellato il pozzo ELGA_001, che si imposta sul più esterno dei thrust adriatici e sul suo relativo backthrust.

La struttura generale, anche in questo caso, è quella delle thrust-related folds e la profondità del basamento va da un valore minimo di circa 6 km ad un massimo di circa 9 km.

Il raccorciamento calcolato sul segmento di sezione bilanciata che va dal thrust di Serra San Quirico a circa 16 miglia al largo della costa è del 27% corrispondente a 23,5 km circa.

3.2.2.3. Sezione geologica Pergola-Mondolfo-Adriatic offshore

Proseguendo verso NO di circa 20 km, la sezione successiva (figura 3.16a e Allegato D) è stata costruita con una lunghezza pari a 70,7 km (di cui bilanciati 64,2 km) tra Pergola e l'offshore adriatico passando per Mondolfo e raggiungendo la costa adriatica all'altezza di Marotta. Il segmento sud-occidentale della sezione, tra Cartoceto e Orciano di Pesaro, è caratterizzato in superficie da rocce dei termini mio-pliocenici della successione stratigrafica umbro-marchigiana. Il segmento successivo, tra Orciano di Pesaro e Marotta, è invece caratterizzato dall'onlap Plio-pleistocenico in corrispondenza delle strutture anticlinali di Cartoceto e di Mondolfo. Tutto il settore dell'offshore è caratterizzato dalla presenza del Pleistocene.

Dal fronte della catena, i principali elementi tettonici onshore riscontrati sono due blande ed ampie sinclinali: la prima intercettata dal pozzo SENIGALLIA_001 e la seconda dal pozzo SENIGALLIA_003, con al nucleo i sedimenti del Pliocene medio. La prima struttura si imposta su un thrust a basso angolo che interessa l'intera sequenza fino al Miocene e determina anche un backthrust. La seconda è, anche in questo caso impostata su un thrust a rigetto importante. La porzione offshore è invece caratterizzata da diverse strutture. La più occidentale è una stretta anticlinale asimmetrica sotto costa il cui fianco esterno è intercettato dal pozzo PESARO_MARE_001 e si imposta su un thrust NO-SE ad ampio rigetto. La seconda è una blanda sinclinale il cui fianco esterno è segnato da un thrust SO-immerso mentre la terza è un'ampia anticlinale il cui culmine è intercettato dal pozzo PESARO_MARE_3. Essa si imposta sul più esterno tra i thrust adriatici successivamente tagliato da una struttura N-S trascorrente. Il pozzo intercetta, al di sotto dei sedimenti Pleistocenici, direttamente le formazioni mioceniche e questo sta ad indicare un periodo di emersione della struttura.

La geometria generale, anche in questo caso, rimanda a quella delle "thrust-related folds" e la profondità del basamento va da un valore minimo di circa 4,5 km ad un massimo di circa 11.

Il raccorciamento calcolato sul segmento di sezione bilanciata che va dal thrust di Fratterosa a circa 20 miglia al largo della costa è del 25,8% corrispondente a 22,4 km circa.

3.2.2.4. Sezione geologica Trasanni-Colle San Bartolo-Adriatic offshore

La sezione costruita nella porzione più settentrionale dell'area investigata (figura 3.16b e Allegato E) descrive una porzione dell'avanfossa mio-pliocenica marchigiana romagnola, per una lunghezza pari a 60 km (di cui bilanciati 57 km) compresa tra Trasanni, a N di Urbino, e l'offshore adriatico passando per il Colle San Bartolo, alcuni km a NO di Pesaro. L'orientazione della sezione è la stessa delle precedenti ovvero circa SO-NE ed è perpendicolare alle strutture

mappate in pianta. Il segmento sud-occidentale della sezione, approssimativamente tra Trasanni e Montecchio, è caratterizzato in superficie dai terreni della successione umbro-marchigiana dai termini mio-pliocenici. Il segmento successivo, tra Montecchio e la costa, è invece caratterizzato dai terreni pliocenici che passano successivamente a quelli messiniani dell'anticlinale del Colle San Bartolo. Il segmento offshore è caratterizzato dai soli sedimenti recenti pleistocenici che, come nelle sezioni precedentemente descritte, aumentano il proprio spessore via via maggiormente verso la porzione più distale della sezione.

Dal fronte della catena, i principali elementi tettonici onshore riscontrati sono l'anticlinale Colbordolo-Serrungarina impostata tra un thrust orientato NO-SE e il suo backthrust, e l'anticlinale fortemente asimmetrica e rovesciata del Colle San Bartolo. Quest'ultima ha il fianco interno blandamente inclinato e interessato da un backthrust pressoché verticale mentre quello esterno, intercettato dal pozzo GABICCE_001, attraversa la sequenza completa fino al Calcere Massiccio per poi riattraversare la sequenza giurassica in senso inverso. Questa struttura si imposta sul thrust costiero a basso angolo, orientato NO-SE e immergente a SO che interessa l'intera sequenza, con ampio rigetto, fino al pliocene inferiore. L'offshore adriatico è invece caratterizzato solo da due strutture. La prima è una anticlinale fortemente asimmetrica impostata su un thrust a struttura complessa comprensivo di backthrust. Questa faglia interessa tutta la sequenza fino al Pliocene medio. La seconda struttura della porzione offshore della sezione è una ampia anticlinale, intercettata dal pozzo PESARO_MARE_004, il cui fianco esterno è interessato da due thrust entrambi ad ampio rigetto.

La struttura generale, anche in questo caso, è quella delle thrust-related folds e la profondità del basamento va da un valore minimo di circa 5 km ad un massimo di circa 10 km.

Il raccorciamento calcolato sul segmento di sezione bilanciata che va dal thrust ad ovest di Trasanni fino a 17 miglia al largo della costa è del 25,7% corrispondente a 20,5 km circa.

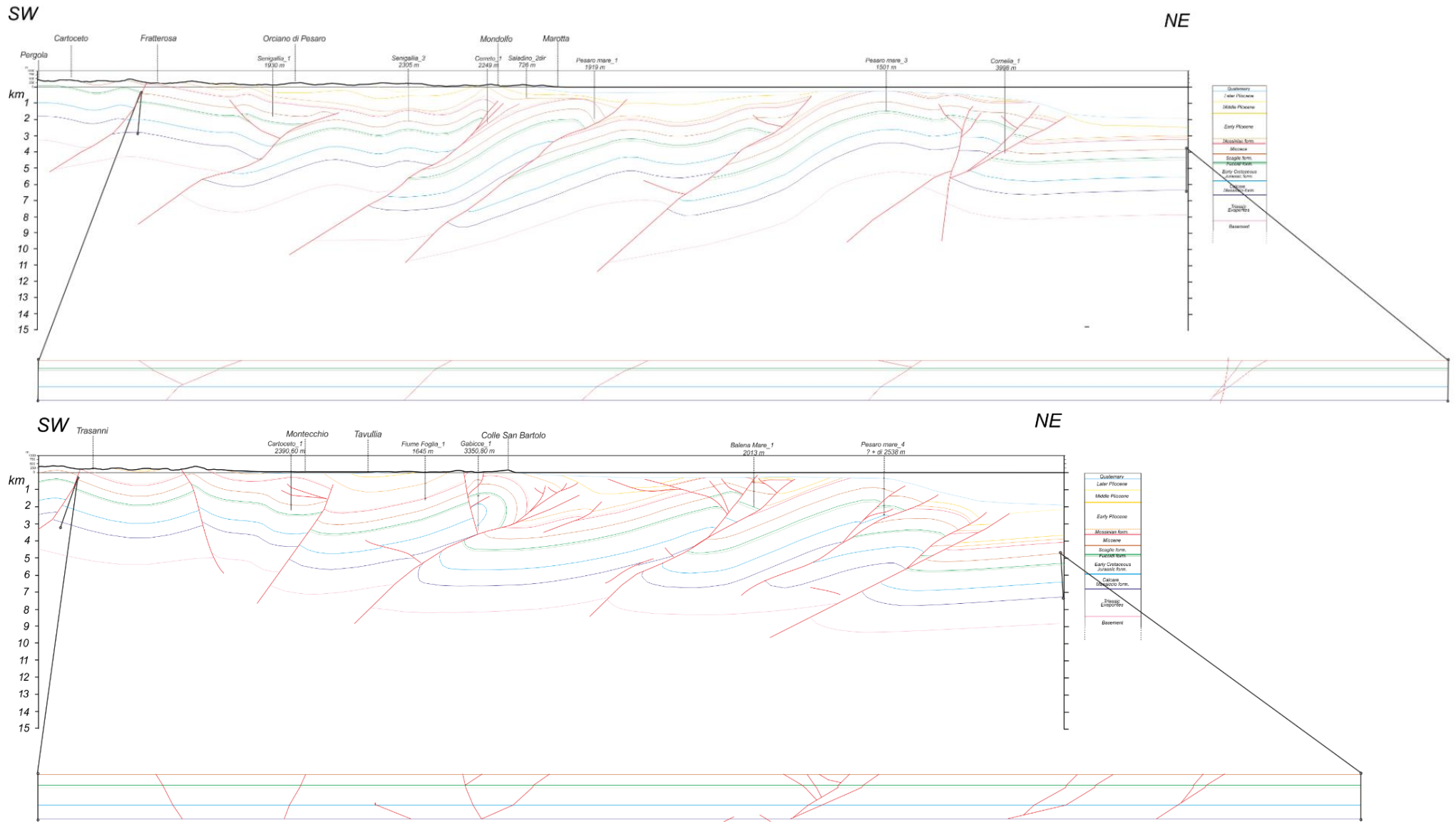


Figura. 3.16 - a) in alto: sezione bilanciata Pergola-Mondolfo-Adriatic offshore; b) in basso: sezione bilanciata Trasanni-Colle San Bartolo-Adriatic offshore.

3.3. Costruzione di un modello tridimensionale dell'area

Negli ultimi anni, grazie allo sviluppo di software sempre più sofisticati, le classiche visioni bidimensionali dei dati geologici, come mappe, sezioni trasversali, ecc., sono state integrate da rappresentazioni tridimensionali digitali. La modellazione 3D consente di rilevare e analizzare complesse relazioni spaziali, portando ad una migliore caratterizzazione della geologia di superficie con le strutture profonde. Essa è particolarmente utile nei casi in cui le strutture non sono perfettamente cilindriche, quando la visualizzazione 2D potrebbe non essere completamente risolutiva. La crescente capacità dei software di visualizzare ed integrare diversi set di dati in un framework 3D consente una maggiore valutazione critica e favorisce delle interpretazioni integrate.

La modellazione 3D è in grado di gestire diversi tipi di dati, quindi sono diversi i metodi che possono essere sviluppati. In questo lavoro si è reso necessario presentare un modello che provvedesse all'interpolazione tra sezioni geologiche bilanciate, costruite precedentemente tramite i profili di sismica a riflessione, integrate e calibrate con i profili dei pozzi esplorativi. Questo ci ha permesso di costruire un modello tridimensionale che mostra le caratteristiche geologiche e geometriche principali. Le correlazioni tra orizzonti stratigrafici, ridisegnati in uno spazio virtuale georeferenziato, sono state effettuate al fine di ottenere superfici corrispondenti ai principali limiti stratigrafici.

Per la costruzione di un modello tridimensionale che integrasse i dati di geologia di superficie con i dati di pozzo e con le informazioni fornite della sismica a riflessione, è stata determinata una colonna stratigrafica di riferimento (Figura 3.17), adatta all'area in esame. Questa ha reso quindi possibile l'estrapolazione e l'interpolazione dei dati sia dalla superficie che dai dati di pozzo in un modello che mostrasse le geometrie degli orizzonti in profondità.

È stato utilizzato un software della suite MOVE™ (2018.2) (Midland Valley). Questo software consente di creare modelli strutturali e fornisce strumenti per la retrodeformazione, validazione e analisi delle strutture. Esso utilizza algoritmi capaci di rappresentare linee, superfici, volumi e interpolare le deformazioni, sia fragili che duttili (MOVE™ 2018.2 Midland Valley). In questo caso è stato inizialmente utilizzato il tool "horizon" e il tool "fault" per digitalizzare le sezioni (Figura 3.18 - 3.19). Successivamente ci si è avvalsi del tool "Crea superficie da linee" per generare superfici a partire dagli orizzonti: prima le superfici di faglia, poi gli orizzonti stratigrafici. Questi ultimi sono stati correlati tramite interpolazione lineare in cui i punti di uguale distanza percentuale vengono connessi tra loro. La qualità del mesh dipende dalla regolarità del campionamento della linea, mentre la densità dei triangoli all'interno della superficie creata è una funzione della densità di punti nel modello originale.

Horizon	Colour	Thickness
Base Pleistocene	Blue	200 m
Top Pliocene medio	Yellow	650 m
Top Pliocene inferiore	Orange	650 m
Top Messiniano	Light Yellow	1500 m
Top Miocene	Pink	80 m
Top gruppo delle Scaglie	Brown	600 m
Top Marne a Fucoidi	Green	550 m
Top Giurassico	Light Green	50 m
Top Calcare Massiccio	Cyan	1000 m
Top Anidriti Triassiche	Dark Blue	800 m
Top Basamento	Purple	1500 m

Figura 3.17- Colonna stratigrafica con relativi spessori, utilizzata per la costruzione del modello tridimensionale.

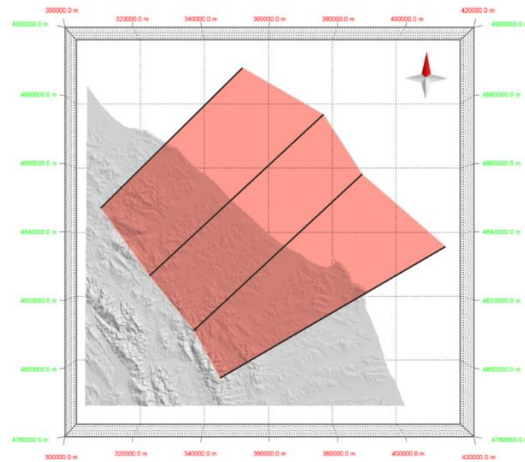


Figura 3.18- Localizzazione in pianta (area rossa) del modello tridimensionale costruito in questo studio con l'indicazione, in nero, delle tracce delle sezioni bilanciate inserite.

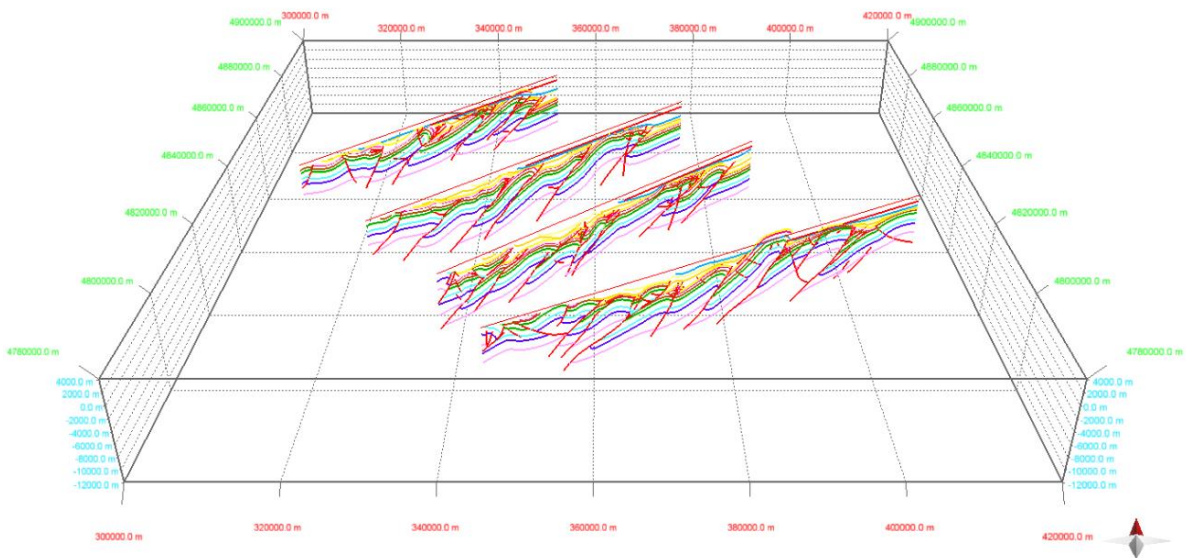


Figura 3.19- Vista obliqua orientata verso Nord delle sezioni digitalizzate nella suite 3DMove della Midland Valley.

Il modello 3D qui presentato (Figura 3.20 e Allegato F), quindi, deriva all'origine dall'interpretazione di più orizzonti chiave su linee sismiche 2D, vincolate con log di pozzo e geologia di superficie. Esso permette di ricostruire le principali superfici geologiche nel bacino periadriatico centro-settentrionale e di definire la relazione tra le principali strutture geologiche riconosciute in profondità.

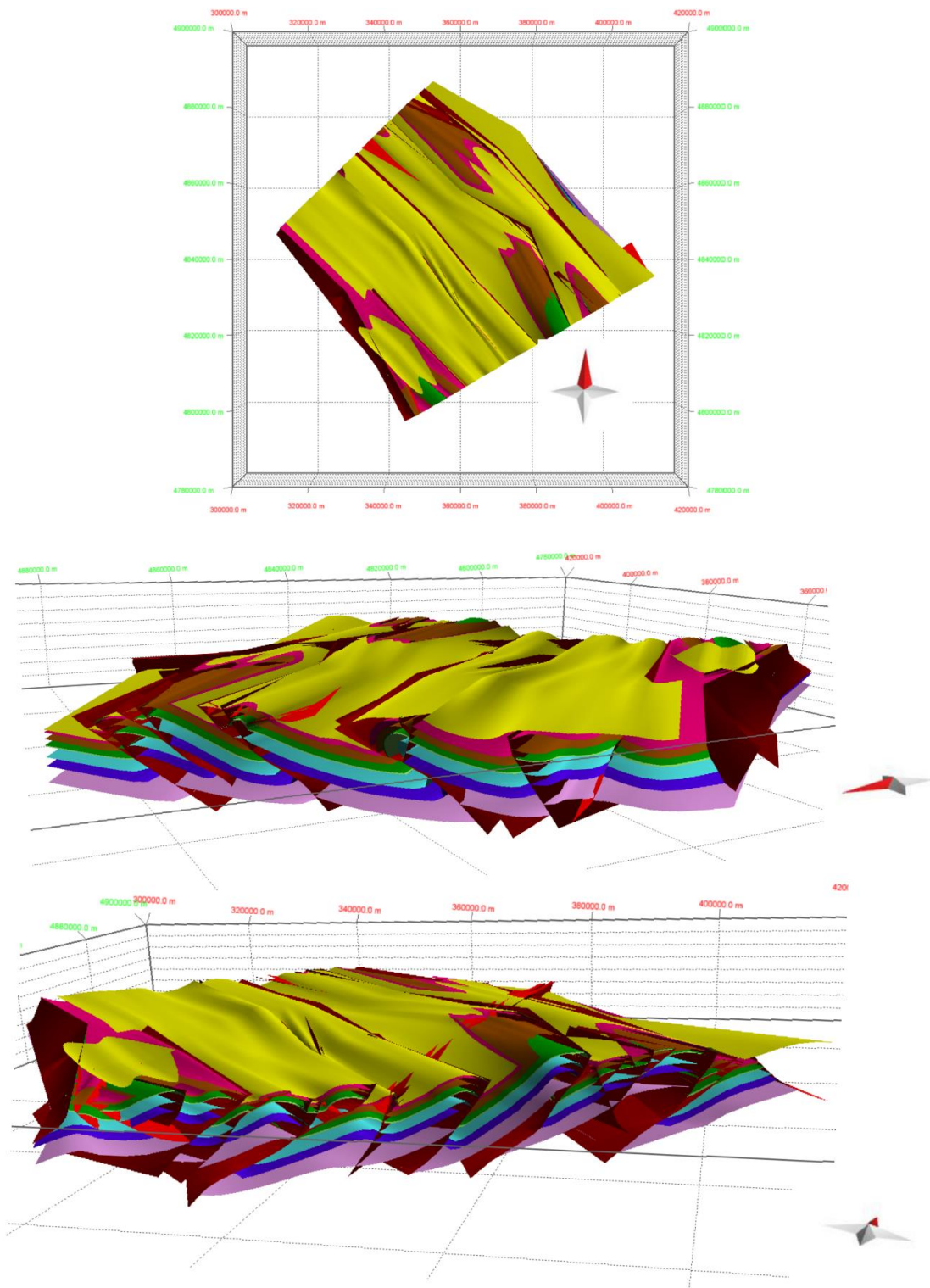


Figura 3.20- Tre visualizzazioni a diversa orientazione del modello tridimensionale costruito in questo studio.

Il carattere strutturale principale, chiaramente visibile dalla vista tridimensionale, è un allineamento delle pieghe in direzione circa NO-SE, che coinvolge la successione carbonatica meso-cenozoica e sepolto sotto i sedimenti recenti pleistocenici (non mostrati in figura per non obliterare gli altri orizzonti). Le orientazioni dei thrusts sono generalmente le stesse per tutte le unità strutturali e sono caratterizzate da rampe con un buon angolo di incidenza sulla stratificazione che tende a diminuire nella parte più alta della successione stratigrafica. La struttura generale è quella thrust-related folds con thrust immergenti a SO e backthrust.

Le superfici sono state poi analizzate singolarmente e su di esse sono state costruite delle contour lines sulla loro profondità per valutare, appunto, la distribuzione spaziale degli orizzonti lungo tutto il modello. La più significativa è sicuramente la superficie del top del basamento cristallino mostrata in figura 3.21. Come si può notare, esso ha profondità variabili tra 10,8 km e 2,8 km e mostra quattro principali aree di uplift: la prima (a SO del modello) è quella al letto del sovrascorrimento che delimita la zona di catena da quella dell'avampaese sull'allineamento Cingoli-Cartoceto. Le altre tre aree corrispondono rispettivamente agli alti strutturali del Monte Conero, in cui si raggiungono le profondità minori, dell'anticlinale che denomineremo Pesaro Mare e dell'anticlinale Carlotta nell'offshore adriatico prospiciente il Monte Conero.

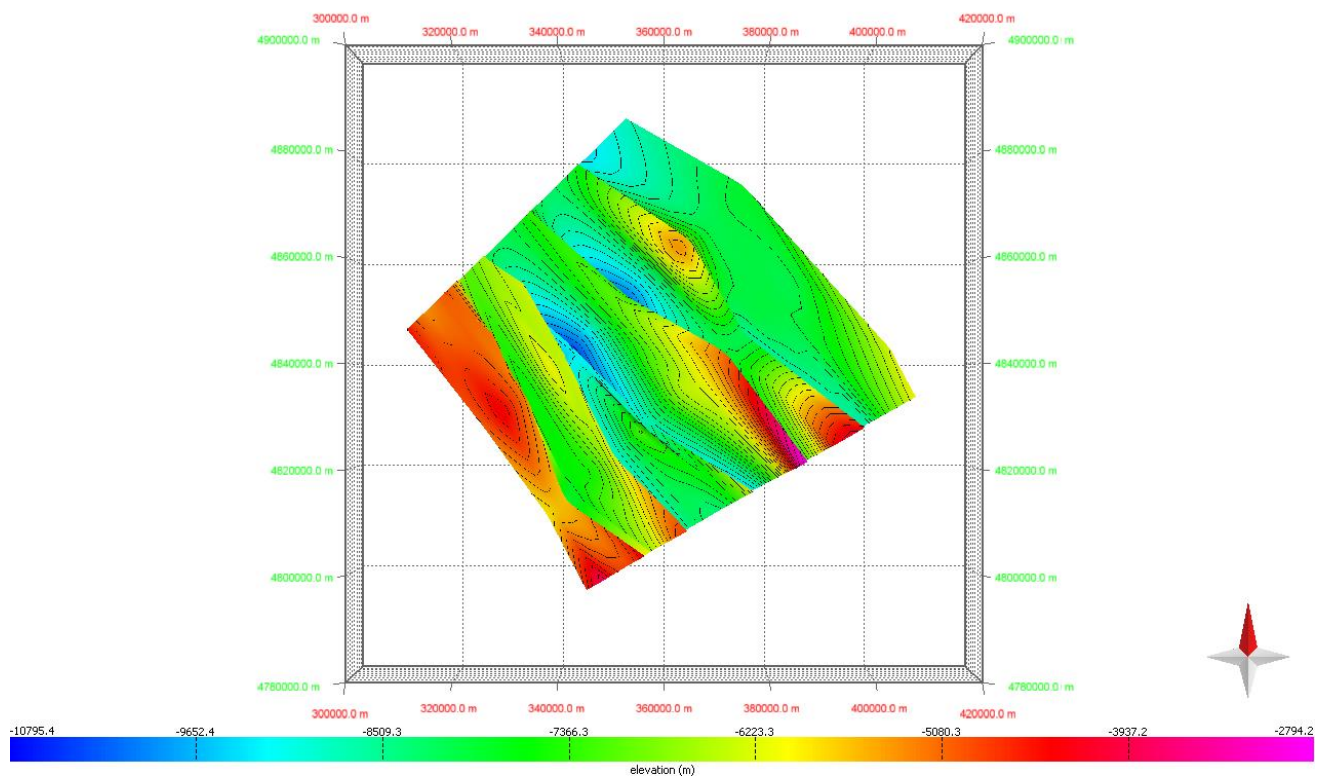


Figura 3.21- Contour lines del top del basamento cristallino in metri rispetto allo zero rappresentato dal livello del mare.

Un'altra superficie che è stata analizzata nel dettaglio è quella che rappresenta il top delle Marne a Fucoidi e che è mostrata in figura 3.22.

Come si può notare il top delle Marne a Fucoidi ha profondità variabili tra un massimo di 5,7 km e un minimo di 640 m e mostra una importante area di approfondimento nell'offshore di Pesaro e più precisamente al letto del thrust adriatico più esterno. Le porzioni invece in evidente uplift sono gli alti strutturali di Cingoli e Cartoceto, del Monte Conero e della prospiciente anticlinale Carlotta. In misura minore troviamo poi un alto strutturale anche in corrispondenza dell'anticlinale Pesaro Mare che poi determina l'area di approfondimento maggiore di questa superficie.

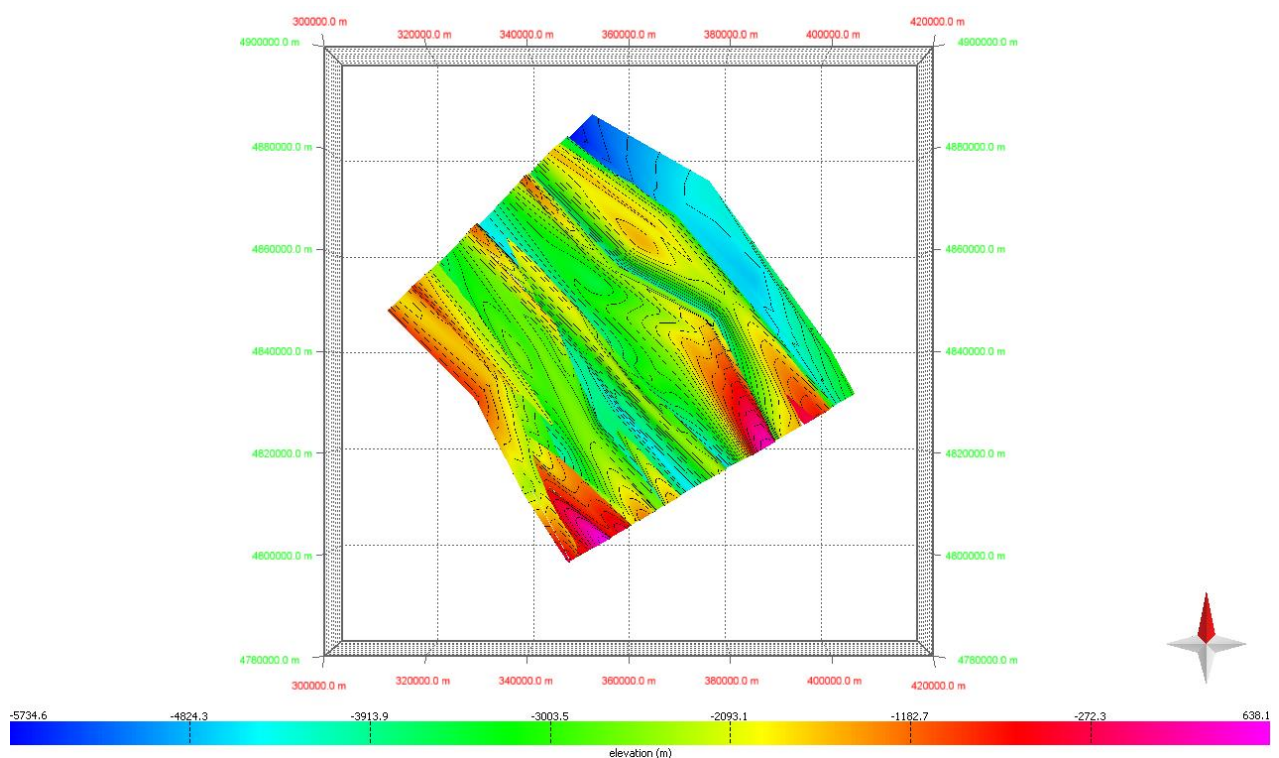


Figura 3.22- Contour lines del top delle Marne a Fucoidi in metri rispetto allo zero rappresentato dal livello del mare.

La ricostruzione 3D ci ha permesso, quindi, di avere, una visione completa delle geometrie e dei rapporti tra le strutture tettoniche e gli orizzonti, migliorando di gran lunga il dato bidimensionale e validandolo.

La modellazione tridimensionale ha permesso, infatti, di correlare perfettamente gli orizzonti tra le diverse sezioni e di calibrare ancora meglio, rispetto al modello bidimensionale, l'assetto strutturale dell'area.

Un modello tridimensionale come questo rappresenta la base geologica principale per studi di carattere sismotettonico nella porzione costiera e offshore dell'area di studio.

4. SISMICITÀ DELL'AREA COSTIERA

4.1. Adriatic coastal seismicity analysis between Ancona and Rimini in the light of the results of a seismicity relocation

Submitted to the journal tectonophysics - Elsevier

4.1.1. Abstract

The North Apennine foredeep between Marche and Romagna regions has large thicknesses of Plio-Pleistocene sediments which, creating a complex crust stratigraphy, make it difficult to locate earthquakes (especially the offshore ones) and make their focal depths poorly constrained if it's uses routine 1D velocity models. Even where the seismometric network is not suitable, as in the case of azimuthal gaps greater than 180° (offshore earthquakes) and the surface velocities are slower than those in the internal Apennines, it is possible to get accurate locations and error reduction using 3D velocity models, created ad hoc for the area, and advanced location techniques. A 3D velocity model has been created by integrating geophysical and geological information obtained from oil and gas exploration. This model has been integrated with that resulting from a recent seismic tomography and has been used for relocation with an innovative software. This procedure has made it possible to reduce location errors, especially the hypocentre depth error. The model still has margins of improvement. To further improve the locations, the events have been relocated with a double differences' algorithm. The Conero seismicity presents a NW-SE map distribution with 5 to 10 km depths. Most of the earthquakes have strike-slip and reverse focal mechanisms both with SW-NE oriented P-axis and NNW-SSE strike. The three main shock of the 2013 sequence have all NNW-SSE-oriented reverse focal mechanisms without any or with a minimal oblique component. The Senigallia seismicity has no particular map orientation with depths between 5 and 20 km. These events have NE-SW and NNE-SSW-oriented strike-slip and NNW-SSE and WNW-ESE-oriented reverse solutions. The Rimini seismicity shows a NW-SE map distribution with 10 to 15 km of depths. There are only few small magnitudes events that have a NE-SW oriented strike slip fault source.

4.1.2. Introduction

The southern sector of the Norther Apennines is represented by the Umbria Marche foreland fold-and-thrust belt, which in the eastern part include the Plio-Pleistocene Adriatic foredeep where a large thick of syntectonics clastic sediments are accumulated. The tectonic structure and the relative seismicity of the inner Marche-Romagna area is well defined up to several km

of depth thanks to the availability of seismic data (Figure 4.1) and to numerous studies carried out by various authors (Bally et al., 1986; De Feyter et al., 1986; De Feyter & Menichetti, 1988; Calamita & Deiana, 1988; Lavecchia et al., 1987; Boncio et al., 1998; Collettini et al., 2003). Over the years, five compressive structural domains have been identified. Lavecchia et al. (1994), identified these domain (corresponding to main tectonic-stratigraphic units), which have been progressively deformed, due to folds and thrusts, and moved eastwards on the in front domain from the Miocene up to now. From west to east the domains are the Falda di Cervarola, the Umbrian pre-Apennines, the Apennine carbonate chain, the internal Marche foredeep and the Marche external-Adriatic deformed foredeep. The three innermost compression domains are displaced by a complex direct fault system.

The Adriatic and coastal region has been investigated for a long time by oil and gas companies through field survey, seismic lines and well log because of its significant hydrocarbon potential. A lot of information about the structural setting of the area is available. The presence of significant compression structures, mainly folds and thrust faults, including in the pede-appennines and peri-adriatic area is well constrained (Bally et al., 1986; Ori et al., 1986; Menichetti et al., 1991; Argnani & Frugoni, 1997; Calamita et al., 1999; Coward et al., 1999; Di Bucci & Mazzoli, 2002; Scisciani et al., 2019). This orogenic system is still active and is characterized by the presence of active compressional and strike-slip faults in the Adriatic domain (Barchi et al., 2001; Vai & Martini, 2001; Vannoli et al., 2015). The data concerning the earthquake sources in this area are few and unconstrained due to the relatively low frequency and magnitude with which they occurred in the past (Pondrelli et al., 2006; Pondrelli et al., 2011; Lavecchia et al., 2004; Ferraris et al., 1975; Crescenti et al., 1974; Kastelic et al., 2013; Kisslinger, 1973 and Frepoli & Amato, 2000). The focal mechanisms available for the most significant events are characterized by a wide range of P and S axis orientations and included thrust faults and strike-slip faults (Console et al., 1973; Santini et al., 2011; Di Bucci et al., 2003 and Vannoli et al., 2015). The data concerning the coastal area seismicity, both historical and recent, (Rovida et al, 2016; ING-GNDT, 2001; ISIDe working group, 2016; Castello et al., 2006) do not make it possible to obtain with certainty the hypo-epicentre locations of the past earthquakes. The moderate magnitude and the generally recorded limited range extension of the maximum damage, indicates rather superficial and source structures localized in the offshore area. The location of the epicentres outside the seismographic network, and therefore the presence of a rather high azimuthal gap, makes the application of the routinely crustal procedures and models used for the innermost areas, limited. The coastal zone needs, therefore, much more than the internal areas, of quality base data, sophisticated computational programs

and especially good crustal models. For these reasons, different approaches (such as the implementation with geological and geophysical data of a specific velocity model and the use of a different software) have been applied to further improve the earthquakes location and to obtain focal mechanisms that can better define the active tectonics in this area and its sources. The main objective of this study was, therefore, the qualitative improvement of the coastal and offshore earthquakes' location and the calculation of the relative focal solutions in order to obtain an updated overview on coastal and offshore seismicity and its activation mechanisms.

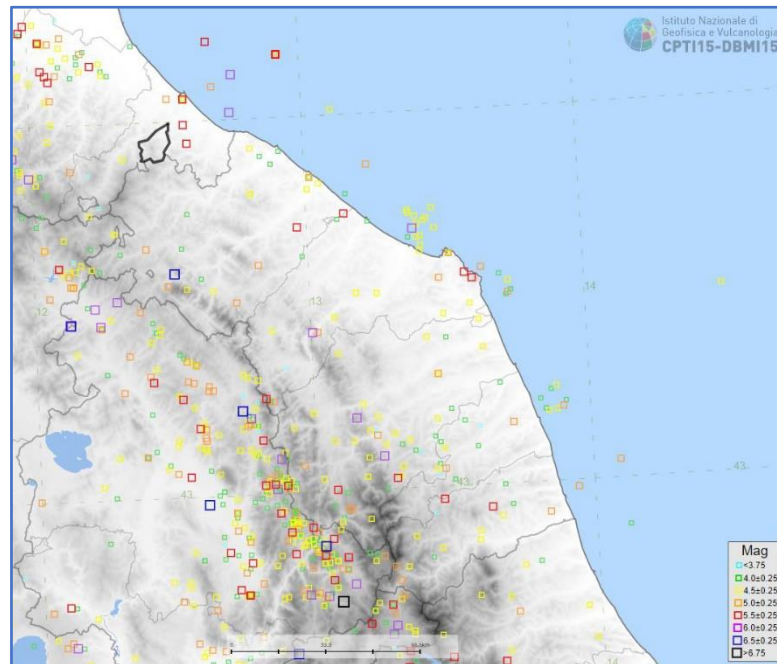


Fig. 4.1- General view of the Umbria-Marche-Romagna area and relative seismicity (Source: Parametric Catalogue of Italian Earthquakes 2015-Rovida et al., 2016).

4.1.3. Study area and geological setting

The investigated area is the Adriatic coast and relative offshore between Marche and Romagna regions (Figure 2.1). The geology of this area will be summarized to allow the reader to understand the geological context in which this study is located (Figure 2.5).

From top to bottom we found the Plio-Pleistocenic silicoclastic turbidities of the Umbria-Marche and Romagna Apennines foredeep, an important layer of Messinian evaporites deposits (easily recognizable in seismic profiles), Miocene calcareous layers in facies eteropy with turbidities sediments and a Jurassic-Paleogene calcareous multilayer. This umbro-marchigian stratigraphic succession overly a Triassic evaporites layer known as Anidriti di Burano formation and a crystalline basement. These latter have not a surface exposure in the area, but lithology of schist with Tuscany affinity has been recognized in boreholes in the inner part of the chain and red-sandstone continental facies are found in deep well Alessandra I° in the

Adriatic area (Bally et al., 1986, Casero et al., 1988). The actual structural setting of the Marche region and Adriatic coast is the result of a complex history occurred from Upper Miocene when the system chain/foredeep migrated in the space/time domain from West to Est progressively involving the foredeep. From the tectonic point of view the Umbria-Marche Apennines consists of a NE verging fold and thrust belt system constituted by asymmetric folds detached from the basement (Roeder, 1984; Bally et al., 1986; Lavecchia et al., 1987). The Adriatic domain constitutes the foreland of the Apennines chain. The fold structures of the marchigian foothills and the coastal Adriatic area, are part of a larger compression system, which developed from the Upper Miocene due to the convergence of the African and European plates (Bally et al., 1986). The thrust system of innermost domains migrated toward the Adriatic offshore and created a complex structure composed by northwest-southeast-trending anticlines and northeast-verging thrust faults along the coastline (Bally et al., 1986). One of the major differences between the various interpretations of the Umbria - Marche Apennines is in the allocation of the basal detachment position of the thrust and the presence or absence of a more superficial detachment area (Kastelic et al., 2013). After years of debate, in general it is reached a good agreement (Maesano et al., 2012; Calamita et al., 1994; Barchi et al., 1998; Coward et al., 1999) about the presence, in the study area, of two possible detachment levels within the prism of accretion located at several depth in the stratigraphic succession: geophysical data show that the deepest corresponds to the base of the Triassic evaporites (Lavecchia et al., 1984) and originates the main anticlines, while the shallower corresponds to Scaglia Cinerea or Marne a Fucoidi formation (Barchi et al., 1998). The deepest detachment, located at 6-10 km of depth, is the control factor of the formation of the NE verging anticlines separated by wide synclines. The shallower detachment, located at 2 km of depth, is the control factor of the development of minor folds in the terrigenous foredeep (Menichetti et al., 1991; Barchi et al., 2001). The formation of these minor folds strongly affects the thickness distribution of the pliocenic sediments (Argnani & Gamberi, 1995; Coward et al., 1999). In the inner domain of the chain, the neogenic foredeep succession is completely detached from the Mesozoic-Paleogene succession (De Feyter et al., 1986; Menichetti & Piali, 1986; Invernizzi & Ridolfi, 1992; De Donatis & Mazzoli, 1994) while in the external domain is essentially in continuity.

The compressional activity in the Adriatic domain in the Pleistocene is controversial. However, morphotectonic type of evidence suggests an upper pleistocenic and holocenic compressive activity, at least between Ancona and Rimini (Vannoli et al., 2004). The Umbria-Marche layers includes a total of seven folds, two of which are in the external domain, object of this study: The Coastal Anticline and the Offshore Anticline. The first one is dated at Piacenzian while

the second one is dated at Gelasian (Basili & Barba, 2007). Furthermore, evidences of the Adriatic thrust activity are identifiable in the recurrent earthquakes and seismic swarms in the coastal zone of Adriatic domain (Gasparini 1985, Frepoli & Amato 1997,2000, CPTI15 Working group, Mariucci 1999, ING-GNDT 2001).

4.1.4. Data

4.1.4.1. Recent and past seismicity

The Adriatic area including the on/off- shore regions is characterized by a recent and historical seismicity with potentially large magnitudes.

Historical seismicity along Marche-Romagna coastal area is less known than along Apennines due to the minor frequency and the offshore location of most of these earthquakes (Monachesi et al., 1991). From the year 1000 to 2014 the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes 2015 (Rovida et al., 2016) shows more than 70 earthquakes along the coastal area between Rimini and Porto Recanati, with default moment magnitudes ranging from 3.70 to 5.83.

The seismic history of the principal localities of the coast is reported in Figure 4.2. About the significant past seismicity of these localities has been considered only earthquakes with magnitude > 4.0 referring to the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes 2015 (Rovida et al., 2016). Clearly the data on historical seismicity are incomplete, especially for earthquakes that occurred before 1700, while the number of recorded earthquakes increases progressively over time and is consistent with the improved recording methods.

One of the first recorded historical events, occurred in September 1269 when a seismic sequence with maximum magnitude of 5.6 caused severe damages in Ancona e Numana localities. Same intensity for an earthquake occurred on December 23, 1690 that has interested the same localities. On August 18, 1474 Ancona was interested by a seismic sequence with its main shock with magnitude 5.1. On February 28, 1870 an earthquake, with same intensity, damaged Ancona, Osimo and Gallignano, west of Ancona. More recently, in 1917 the coastal area of the capital of the Marche region was interested by one of the most important seismic sequence of the XX century. The main shock (Magnitude 5,22) occurred on November 5 and caused a lot of damages around the town of Numana, south of Ancona.

To the north, the area of Rimini was also interested by a lot of earthquakes with magnitude > 5.0 like the event occurred on January 25, 1308 that was described by several monks and artists of the time, like the event of 1472 on which there are few testimonials. On April 14, 1672 at about 15:45 GMT occurred a catastrophic earthquake with magnitude 5.59 that caused the death of 200 people and countless damages to public and private buildings. The most serious effects

occurred in Rimini. In the year 1786 an earthquake with magnitude 5.66 and its several aftershocks, occurred in. The effects of this earthquakes were accentuated by the low quality of reconstruction after the previous big event. That earthquake was not the last one to have interested the Romagna coast and Rimini in particular. In fact, on March 17, 1875 there was the biggest earthquakes of the area before those recorded instrumentally. It has magnitude of 5.9 and caused a lot of damages in Rimini and its province. Finally, only 5 years before the 1916 sequence, a 5.04 earthquake interested the entire area.

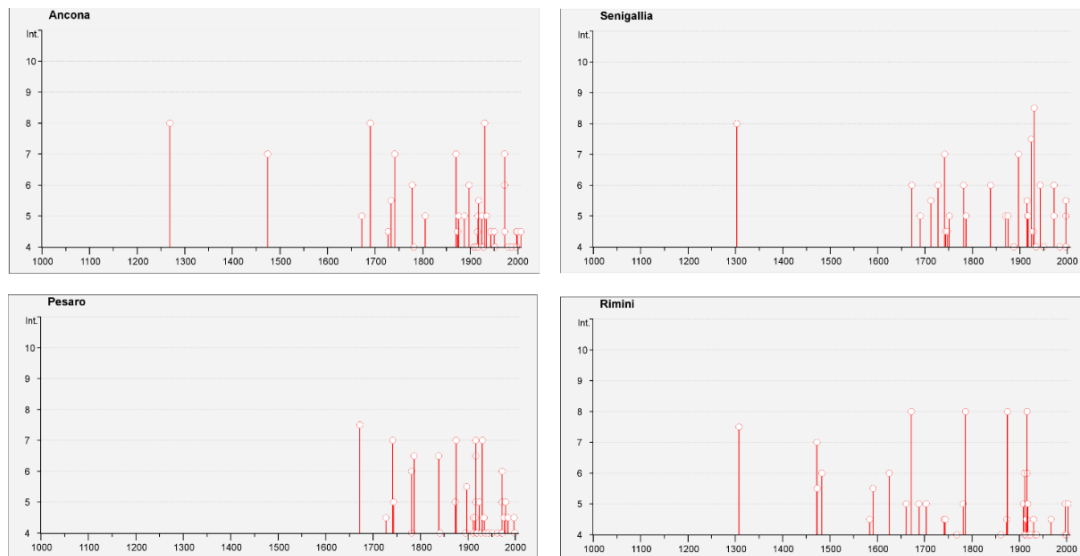


Fig. 4.2- Seismic history of Rimini, Pesaro, Senigallia and Ancona localities from DBMI15.

The main seismic sequences that have occurred and that have been instrumentally recorded until 2014 are three:

- May-August 1916 in the Rimini area
- January-June 1972 in the Ancona coast area
- June-September 2013 in the Ancona coast area

The Rimini seismic swarm was composed of two major shock with magnitudes of 5.8 occurred on May 17 and August 16 and about fifteen shocks with magnitude greater than 4.5 (Rovida et al., 2016). The May 17 event was localized offshore with coordinate 44" 10' N, 12" 55' E (Cavasino, 1935). The damages caused by this sequence were serious and widespread in many municipalities of the coast and this may have been caused by the occurrence, just 40 years earlier, of another strong earthquake with magnitude of 5.7 (17/03/1875).

The 1972 seismic swarm of Ancona coast began on January 25 and was composed by 8 main shocks with magnitudes between 4.5 and 4.9 and countless smaller shocks. The main shock of this sequence, occurred on February 4 with magnitude 4.9, made the historical centre of Ancona completely unusable (Console et al., 1973). These events were later located in the Ancona offshore with a depth of 15 km and 4 km away from the coast (Console et al., 1973). This

location had a very high uncertainty because of the inadequate seismic network that registered these earthquakes. Only three stations were near the epicentres while the others were more than 150 km far. Only after July 27 was installed a mobile station in Ancona. From the summer of 1973 it was possible to localize the earthquakes with minor uncertainties thanks to the installation of 5 seismometric stations operated by the laboratory for the Geophysics of the Lithosphere of CNR (Ferraris et al., 1975).

Just 41 years later, in the summer of 2013 began a significant seismic sequence that interested an offshore area southeast of Mt. Conero in front of Numana. From June to September 280 earthquakes were registered by the INGV seismic stations. According to the parametric and instrumental database of the Italian seismicity (ISIDe) the entire sequence is localized 20 km southeast in the offshore of Ancona and the depths of the three main shocks are estimated at about 7 to 10 km. The biggest of these events was an earthquake with Mb 4.9 occurred on July 21 at the 3:32 (local hour) and followed, in the same night (5:07 local hour), by an aftershock of Mb 4.0. After a lot of minor events, then, there was another big event on August 22 at 8:44 (local hour) with Mb 4.4. This seismic sequence, being the first one to be registered in real time by a consistent number of station (much more than those available for the previous earthquakes), is important to understand the active tectonic structures and the source mechanism of the earthquakes.

The area of Senigallia deserves a separate discussion with the earthquake of 30 October 1930 which is the largest in the Marche-Romagna coastal area. This earthquake caused a lot of damages and almost destroyed the entire town. It had differentiated site effects at the scale of tens and hundreds of metres (Favali et al., 1995). Its maximum intensity reached the IX MCS degree (Oddone, 1930) and was not followed by many aftershocks. The study of Oddone localized the epicentre offshore near the Senigallia's coast with coordinates 43° 44' N, 13° 20' E and its depth at 33 km. The area around Senigallia, apart from the main earthquake of 1930 we've talked, was interested by an event with magnitude 5.48 occurred on January 2, 1924 at 8:55 GMT that caused damages in Marotta, and surrounding localities.

4.1.4.2. The catalogue

To define the seismotectonic setting of the area, the quality and the robustness of the tectonic and seismic data is basilar. It has been necessary to preliminarily create an adequate catalogue containing only the coastal earthquakes (in a range of 50 km at the turn of the coast approximately from Porto Sant' Elpidio to Rimini) occurred and recorded by the national network of seismographs from December 1996 until 25 December 2015.

The catalogue has been also clean from all those earthquakes with less than 5 registration's number, so we don't consider minor earthquakes that can't have a good location.

To even better calibrate the catalogue, it was decided to associate weight 4 to the S phases (the software doesn't use phases with weight 4) when there is a distance > 10 s of S-P ratio, rehabilitating though the S phases with residual $< 0,345$ that is one and a half times the average RMS. At the end of this selection the catalogue consisted of 831 earthquakes. The latter were then relocated.

From the best obtained relocation have been deleted the events with horizontal error greater than 5 km and RMS greater than 1.

In the end, three clusters have been selected from the best location made with the first software used (NonLinLoc). Table 4.1 shows the number of events in every cluster and it has been made a statistic relative to the errors (RMS, ERH, ERZ) and to the average depth for these cluster: Conero, Senigallia and Rimini (Table 4.2).

N. of events	
ERH < 5 km	778
Conero cluster	407
Senigallia cluster	113
Rimini cluster	55

Table 4.1- Number of events after the various selections made.

	Conero	Senigallia	Rimini
RMS	0,19	0,27	0,17
ERH	2,69	2,20	3,22
ERZ	2,12	2,23	3,61
Average depth	6,84	9,93	12,3

Table 4.2- Statistics of the average errors on the locations for each cluster (NonLinLoc software).

4.1.4.3. Seismic swarms

The Italian Seismic Bulletin (<http://cnt.rm.ingv.it/bsi>) starting from 2015 is published once every four months. During these four months the Italian Seismological Instrumental and Parametric Data-Base (ISIDe) provides the final hypocentral data within 30 minutes of the occurrence of the earthquake. These locations may differ by a few kilometres from locations then published in bulletin that are the result of a more detailed study of the data.

In figure 4.3 is represented the ISIDe earthquakes location constituting the three clusters analysed afterwards. The hypocentres are located off- shore many km from the coast and with a scattered distribution. The average depth for the three “sequences” is high. The table 4.3

shows an average depth of about 8 km for Conero subset about 20,5 km for Rimini subset and about 14 km for Senigallia subset. It should be noted that the procedures used for ISIDE implementation meet the standards of a national seismic network and the relative national alarm services with a simple crustal model, unique for all the national territory. This is extremely limiting in the case of a local studio. To obtain quality data it is necessary to reprocess the data with more sophisticated methods and crustal models with local significance.

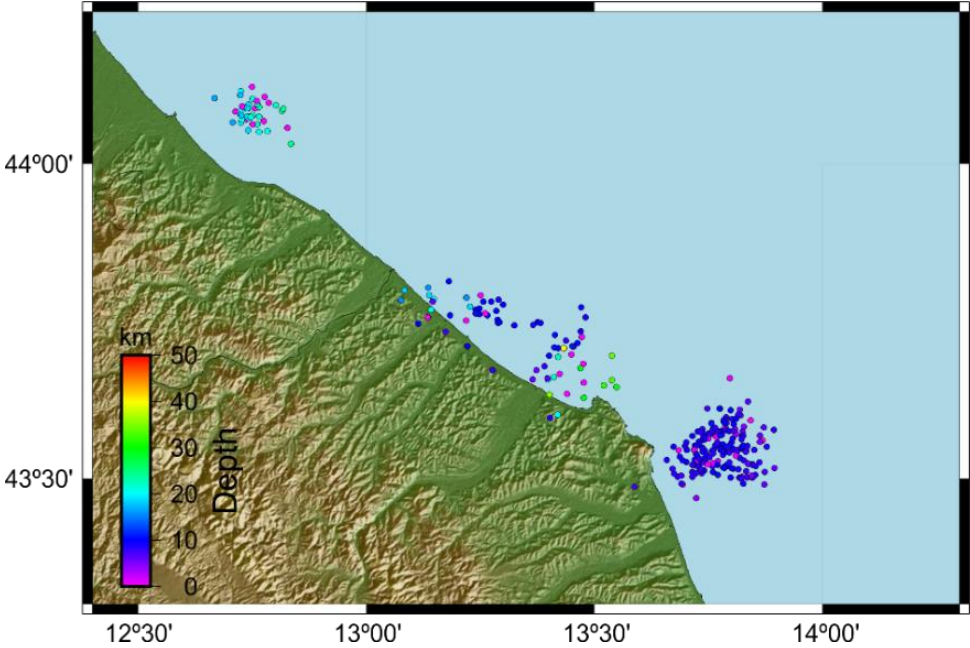


Fig. 4.3- Representation of the Iside location of the costal and offshore earthquakes considered in this study.

	Average depth (Iside)
Conero	8,3 km
Senigallia	14 km
Rimini	20,6 km

Table 4.3- Average depth of the Iside locations.

Analysis of the entire catalogue of the 831 earthquakes that it's been chosen to relocate can be seen in figure 4.4. The events have magnitudes between 1 and 2.5 with only few events that exceed these magnitudes. This confirms that the degree of maximum magnitude reached in this area in recent decades is significantly lower than that of the innermost areas of the Apennines. The increase in the number of events that took place in 2013 and 2014 is also significant. This was especially due to the Conero sequence which was the first important swarm recorded in this area by an adequate number of stations. It is also important to highlight one of the major criticalities in the offshore earthquake's location: the large azimuthal gap. Most of the events in fact have azimuthal gaps between 150° and 300°.

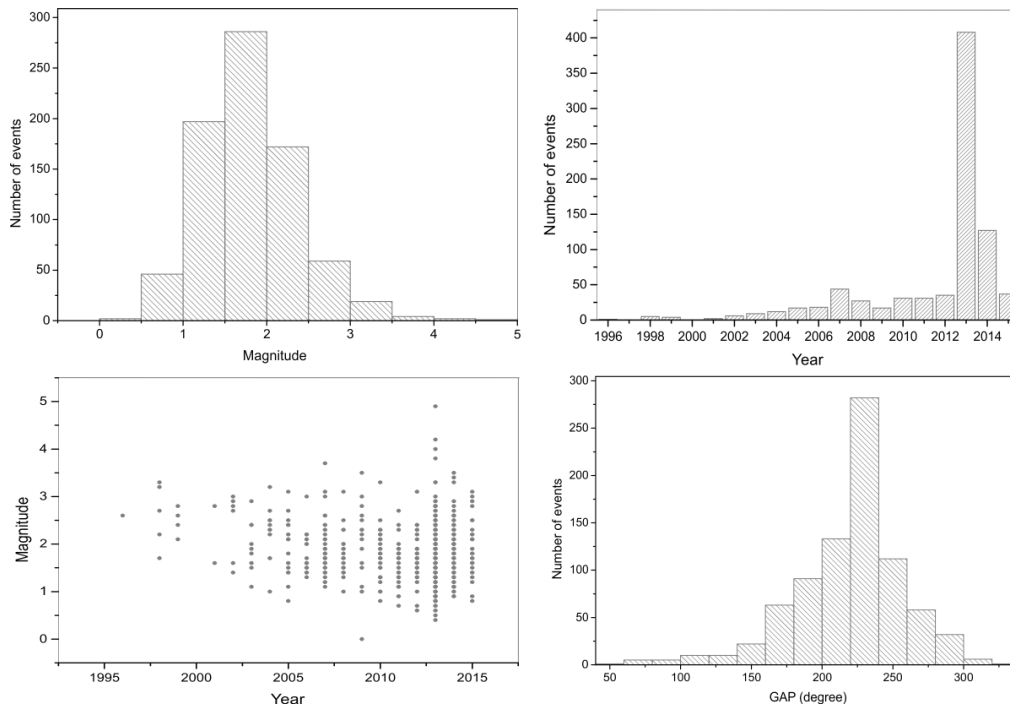


Fig. 4.4- Catalogue analysis about frequency of certain magnitudes, frequency of events per year, magnitude per year and number of events with certain azimuth gap.

4.1.5. Methodology

There are two principal methods to localise earthquakes: linear methods, like the one implemented in Hypoellipse software (Lahr, J.C., 1979), and nonlinear methods.

The firsts are the most used caused their fast application but can be very unstable if the quality of the initial data is poor. The seconds can get a more complete solution and a better estimation of the errors and of the uncertainties. Both methods locate the earthquakes one at a time, but a set of earthquakes can be located relative to each other if there are sequences. This method is known as the double-difference location (Waldhauser and Ellsworth, 2000) and it's a relative location method. The double difference location compares the differences in travel time of two events close to each other to a common station. This method is perfect if events are densely distributed and observed at many stations, but its accuracy is closely linked to the knowledge of the velocity structures. Different approaches have been applied.

4.1.5.1. NonLinLoc locations

NonLinLoc (Lomax et al., 2000; Lomax & Curtis, 2001) is a package of various complexes programs capable of creating velocity models and locating events by managing both one-dimensional and three-dimensional traveling velocity models of seismic waves. Its setting as a nonlinear system ensures less approximations and a better estimation of the errors compared to linear systems usually used as Hypoellipse.

4.1.5.1.1. Unidimensional velocity model

The phases file obtained from the picking of the waveforms and the 1D velocity model proposed by De Luca et al. (2009) has been used as input data. This model is mainly calibrated for the Apennine sector instead of the Adriatic coast. The main problem using this crustal model is that the nearest stations to the epicenter are all located on large thicknesses of Plio – Pleistocenic sediments much slower than in the model. The risk, in these conditions, is to clear the contribution of the phases related to the nearest stations because of long delays in arrival times. The criticism related to the considerable thickness of slower layers that characterize the stations located in the Marche coastal area was partly solved proceeding with the correction of the arrival times to individual stations with the average values of the calculated residuals. However, this arrangement is a compromise solution, and it is not sufficient to minimize the uncertainty on the location. For this reason, it has been decided to proceed to the location of events with a three-dimensional velocity model.

4.1.5.1.2. Tridimensional velocity model

A three-dimensional velocity model is generally used to overcome the limitations of 1D models since it considers the geometry of the structures crossed by the seismic waves and the significant and variable thickness of the lenticular shaped Plio – Pleistocenic foredeep bodies.

For a first evaluation of the results, a crustal model proposed in a recent seismic tomography on a regional scale by Carannante et al. (2013) has been used. This velocity model has a resolution of 15 km laterally and 4 km in depth with 9 layers. The 3D grid nodes were fixed in the crust at 0, 4, 8, 12 and 20 km and for the deepest zone 30 and 80 km (Carannante et al., 2013). This high-resolution velocity model - with a significant amount and quality of the initial data - allows therefore to characterise the lateral variations and shell thickness.

The model proposed has, however, poor resolution in the Adriatic offshore due, mainly, to the lack of recorded events in this area in the last decade. Another important reason that cause the lack of resolution of the model in this area is that the Adriatic coast comes to be in the outlying areas of the 3D tomography grid. This may have distorted the speed proposed by the model for this area and it is the probable cause of the poor quality of the location obtained with this procedure.

Analyzing the distribution of events locations resulting from this methodology, there is a wide dispersion of results. This indicate that the set of models and methodology fails to justify completely the data. This point out, once again, that the Adriatic's offshore is significantly different from the regional context.

For all these reasons it is tried to build a 3D velocity model based on geologic and stratigraphic data considering all the complications that the area presents.

4.1.5.1.3 Implementing a “mixed” three-dimensional crustal model

For a location that considers the lateral variations in thickness of the Plio-Pleistocenic foredeeps and the geometry of the structures, it has been developed a special 3D model. It has been used a 'mixed' methodology that considers the results of the regional seismic tomography developed by Carannante et al. (2013) and what is known in the area from wells log, stratigraphic sections and seismic prospecting.

Comparing the "Tomography-derived model" with sonic log emerge how that model foresees too high speed on the surface (5,5 km/s) where it is present a large recent sedimentary cover that is characterized by much lower speeds (around 2 km/s).

Therefore, it has been decided to calculate a “mixed” 3D crustal model integrating the data of the recent seismic tomography by Carannante et al., 2013 with thickness and speed values obtained from the log of the many wells and seismic lines available for the area. The location program needs a speed values assigned to each nodes of a defined grid. Therefore, it has been considered a 'large rectangular area' about 2720 km², which extends roughly from Porto Sant' Elpidio to Rimini, sideways, from Cingoli up to about 10 km offshore (Figure 4.5).

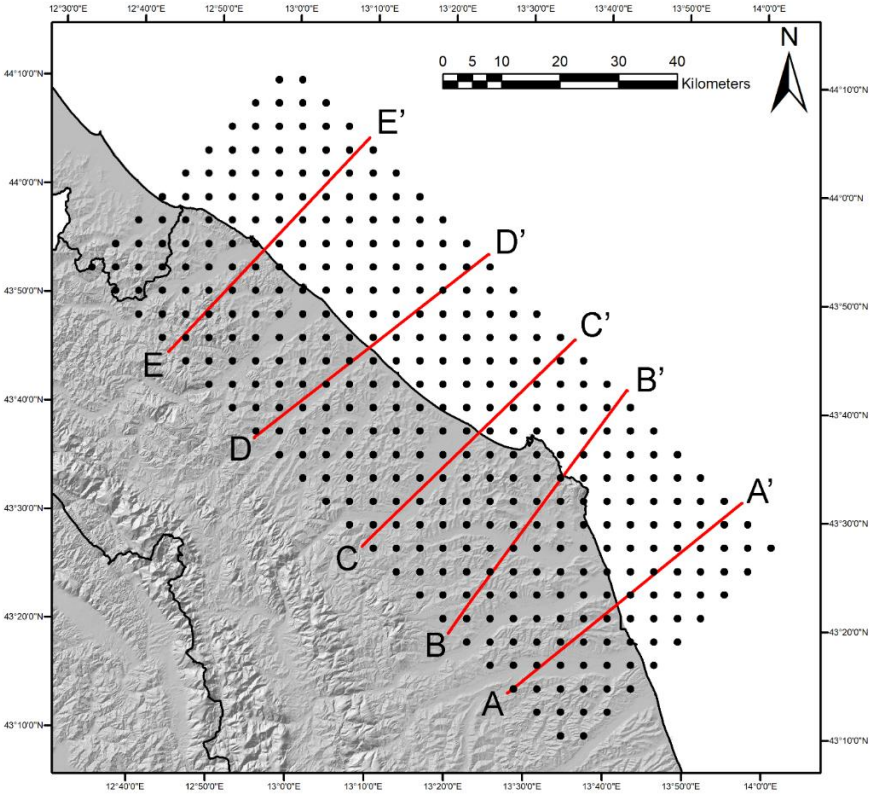


Fig. 4.5- Grid used to create the 3D mixed velocity model. The red lines indicate some cross-sections shown in the following image.

This area has been divided through a three-dimensional regular grid with knots at every 4 km to the surface and every 500 m in depth.

The maximum depth that it has been decided to catch up with the grid was 10 km because at that depth generally is found the crystalline basement. Subsequently, the grid has been integrated with data from the Bigi et al. (1983) structural map of Italy modified with the results of the accurate study of the oil and gas exploration well log and seismic profiles.

These data are available on the page of the ViDEPI project whose purpose is to make easily available to anyone the technical documents related to oil exploration in Italy. It is the documentation of mining stocks ceased, and therefore public, filed in 1957 at the UNMIG, National Mining Office for Hydrocarbons and Earth Resources of the Ministry of Economic Development. The well stratigraphic log doesn't directly indicate the speed of the layers but only the lithology and the chronostratigraphy found at different depths. For this reason, it has been necessary to build a velocity profile based on sonic log to associate a defined speed of seismic waves to different lithologies recognized. The profile used to do this has been the one obtained starting from the work of Carcioni et al., 2005.

The wells rarely reach great depths, only some of them in fact reach a maximum of 4 km. For this reason, it appears necessary to interpolate these data with the depth of Pliocene base (to which has been assigned the speed of 2.5 km/s) from the structural map of Italy by Bigi et al. (1983). At greater depths the velocities have been associated to the knots through the tridimensional structural model, now, available.

In figure 4.6 some significant cross-sections of the new 3D velocity model are shown. The location of the cross-sections is shown in figure 4.5.

Nevertheless, the model still has large margins of improvement but definitely it is an improving solution of the 3D tomographic model proposed in Carannante that remains not conclusive in the Adriatic offshore.

At this point, through an interpolation program it has been possible to ensure that NonLinLoc considers up to the top of Calcare Massiccio formation the velocity obtained through the above procedures, whereas below and outside the grid continues to use the 3D model proposed by Carannante et al., 2013.

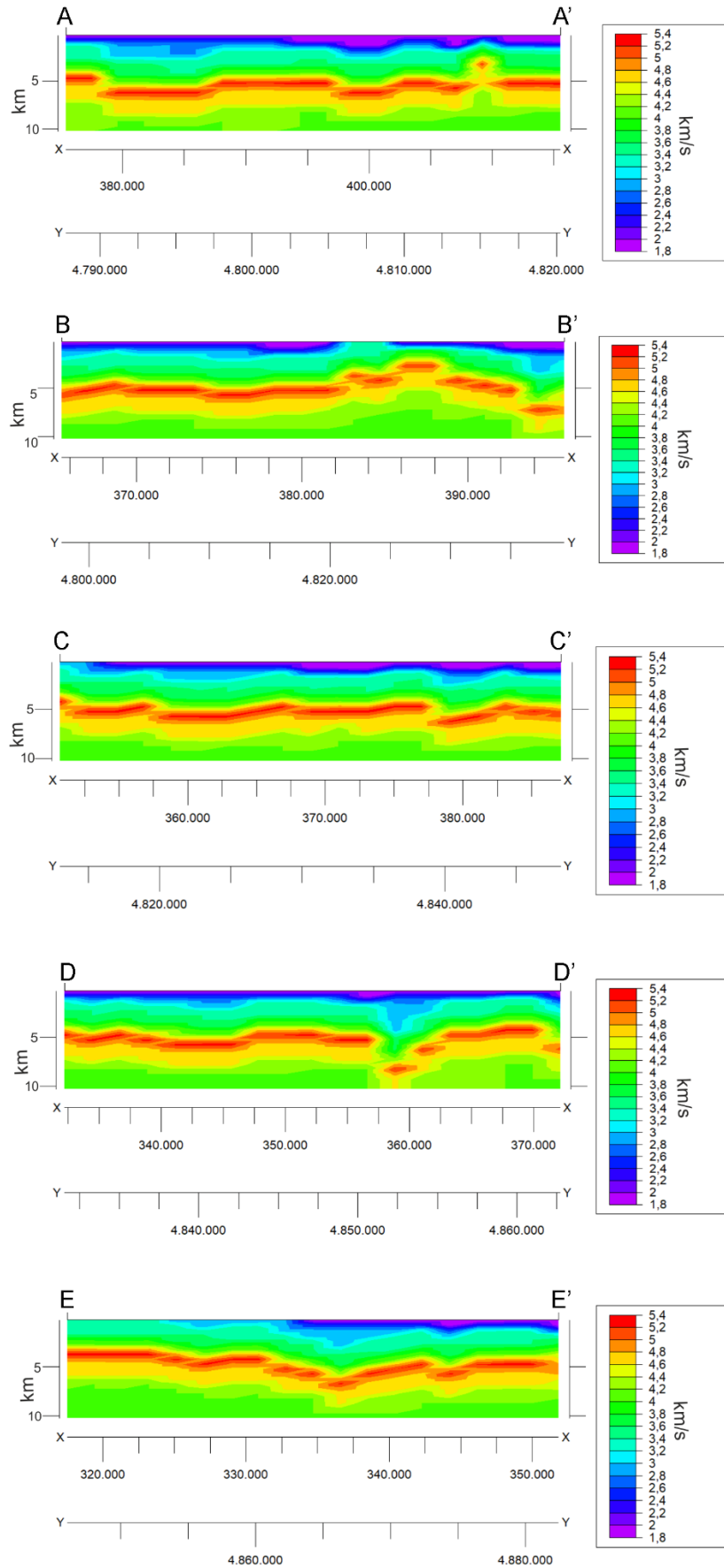


Fig. 4.6- Some significant cross-sections of the new 3D velocity model. These show very well not only the velocities variations in depth but also some important structures

4.1.5.2. Double Differences (DD) location

In an effort to further improve the location provided by NonLinLoc, has been used the technique of the double differences developed by Waldhauser & Ellsworth (2000). This technique is useful to reduce location errors due to the presence of Earth model uncertainty. The double-difference (DD) algorithm is based on the fact that if the hypocentral distance of two earthquakes is small compare to the separation between the event and the station and to the size of the heterogeneities in the velocity structure, then the ray path will be similar along the entire path (Fréchet, 1985; Got et al., 1994). This minimizes residual travel time differences for two events at one station and reduces the effects of an un-modelled velocity structure. As a result, this algorithm is much less dependent on the velocity models, than the absolute methods (Waldhauser & Ellsworth, 2000).

With this algorithm it is possible to use ordinary seismic data like arrival time picks, either data from cross-correlation of the waveforms or a combination of both. Cross-correlation data allows increased accuracy for phase S of up to two orders of magnitude but are limited to events very close together (Waldhauser & Ellsworth, 2000). The double-difference algorithm has been implemented in the software HypoDD (Waldhauser, 2001). Relocation with this software is based on the identification of events that can make an event pair and the construction of cluster of events in which is operate the relocation. HypoDD allows two possibilities to solve the system: singular value decomposition (SVD) and the conjugate gradient method (LSQR) (Paige and Saunders, 1982) which is the one used in this study caused its good relocation in particularly large and ill-constrained systems.

In this study, HypoDD has been used to improve the quality of the location and for this aim the catalogue of earthquakes has been divided in three subsets in relation to the epicentre area: Conero subset, Rimini subset and Senigallia subset. If there have been the perfect conditions, we have used the cross-correlations in addition to the catalogue data.

4.1.5.3. Focal mechanisms calculation

The FPFIT program (Reasenberg and Oppenheimer, 1985) is a software that can find the double-couple solution that best fits a given set of first-motion earthquake polarities. For each double-couple model of the source obtained, FPFIT estimates the formal uncertainty in the model parameters (strike, dip and rake).

Finally, the program calculates a series of uniformly distributed solutions within the estimated uncertainty range. This set is used in the FPLOT display program to graphically define the range of P-axis and T-axis orientations consistent with the data.

FPFIT calculates fault plan solutions for a series of earthquakes and creates statistics for the entire suite, such as cumulative discrepancy rates for each station and for each data class. FPFIT also creates statistics on the suite of scores, on the estimated uncertainties on the solutions, and on other calculated quantities that characterize the overall quality of the inversion results.

4.1.6. Results and discussion

4.1.6.1. Locations and their accuracy and uncertainty

The results of the different locations, their accuracy and their uncertainties are presented in this section.

Qualify an event at sea, recorded from a seismic network especially with azimuthal gap greater than 180-200° as in the case of Adriatic offshore events, is not a simple task.

It requires, at least, a critical evaluation of the quality of the epi - hypocenter locations calculated with as finest as possible location methods and crustal model. The critical analysis of the different results obtained with the various calculation methods is the key to the stability of the depth parameter. At these conditions, the depth remains a poorly constrained element.

The NonLinLoc results of the whole catalogue have been compared in terms of associated errors (RMS, ERH, ERZ). Figure 4.7 shows the improvement in precision, when a mixed geology/tomography 3D model is used with respect to the locations obtained with 1D or with the original 3D model derived entirely from the seismic tomography. The average RMS obtained is reduced from 0,28 s of the 1D model to 0.25 s of the 3D mixed model. Location uncertainties decrease also using the 3D mixed model. ERH is reduced from 3,08 km to 2,85 km and ERZ almost halved its value from 4,05 km to 2,38 km. The discrepancies between these two solutions reflect the importance of lateral velocity variations in locating earthquakes in coastal and offshore areas. However, the solutions obtained with the 3D model derived entirely from the seismic tomography by Carannante et al., (2013) exhibit reverse behavior. All errors are higher than those obtained from both the 1D and 3D mixed model (RMS= 0,32; ERH= 3,20; ERZ= 4,11). This could be due to the poor resolution of the tomography in this area because of the lack of a relevant number of recorded events in recent decades or distortion of speed in the outlying areas of the tomography 3D grid. Then adding complexity to the model does not necessarily improve its accuracy; a well constrained 1D velocity model may produce, as in this case, more accurate locations than a 3D model which is not suitable for the area in question (Husen, S. & J.L. Hardebeck, 2010).

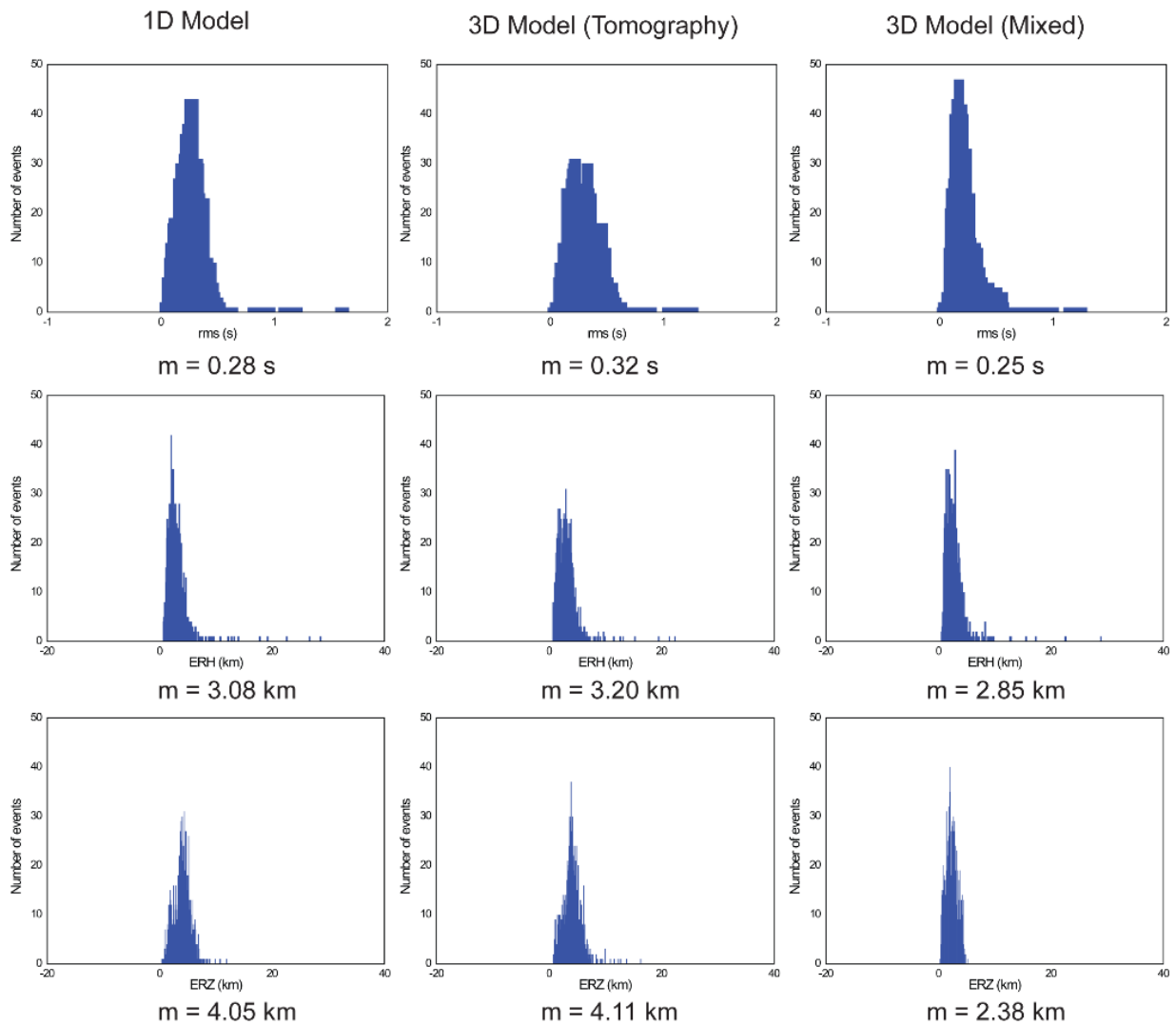


Fig. 4.7- Statistical errors on the locations with the three velocity models used with the NonLinLoc software.

Figure 4.8 shows the results of location of the entire catalogue (831 events) with the three different velocity models. The most noticeable thing that can be highlighted looking at the three locations, is that, gradually, going from the 3D-Tomography-derived model to the 3D-mixed model through the 1D, the focal depths increase, the epicentres gathers and the distance from the coast generally decreases. This reflects the considerations made about the average calculate errors on locations outgoing from the three models.

These considerations imply that the accuracy of earthquakes location using the 3D mixed velocity model is substantially improved because this model turns out to be the most suitable for this area.

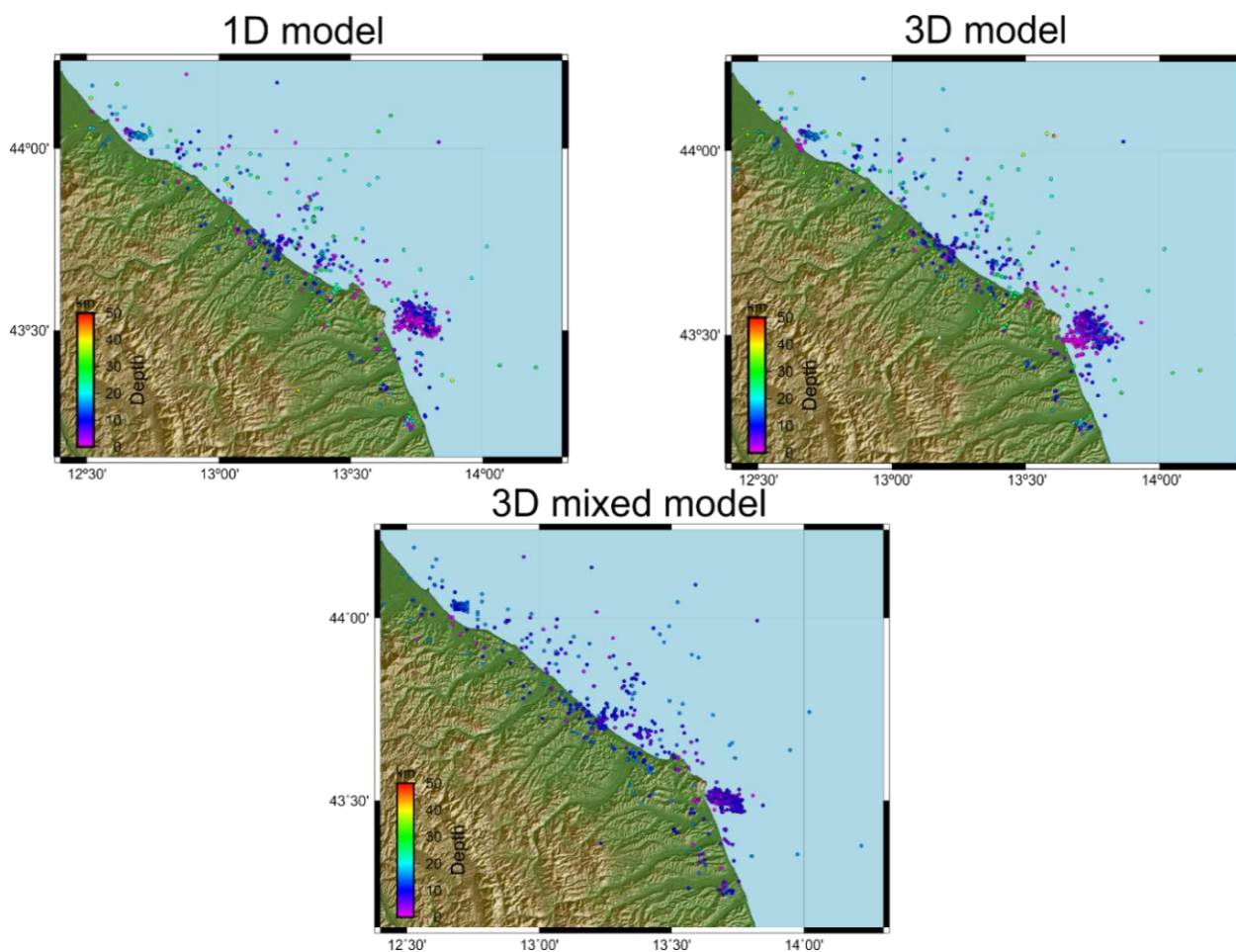


Fig. 4.8- Locations with the software NonLinLoc: a) on the top left: 1D model b) on the top right: 3D-tomography-derived model c) below: 3D mixed model

For this reason, the location obtained by working with this velocity model has been chosen as input file for later relocation using HypoDD software.

Figure 4.9 shows the distribution (latitude, longitude and depth) for number of events, of the 3D mixed model locations. The maximum concentration of events is between latitude 43.4 and 43.6, longitude around 13.65, while most events have depths around 7 km.

To work with HypoDD it's been necessary to extracted three cluster based on their location dividing the entire catalogue in Conero, Senigallia and Rimini subsets.

A brief analysis of the three subsets in terms of magnitude (min and max) and in terms of number of events per day are provided by figure 4.10.

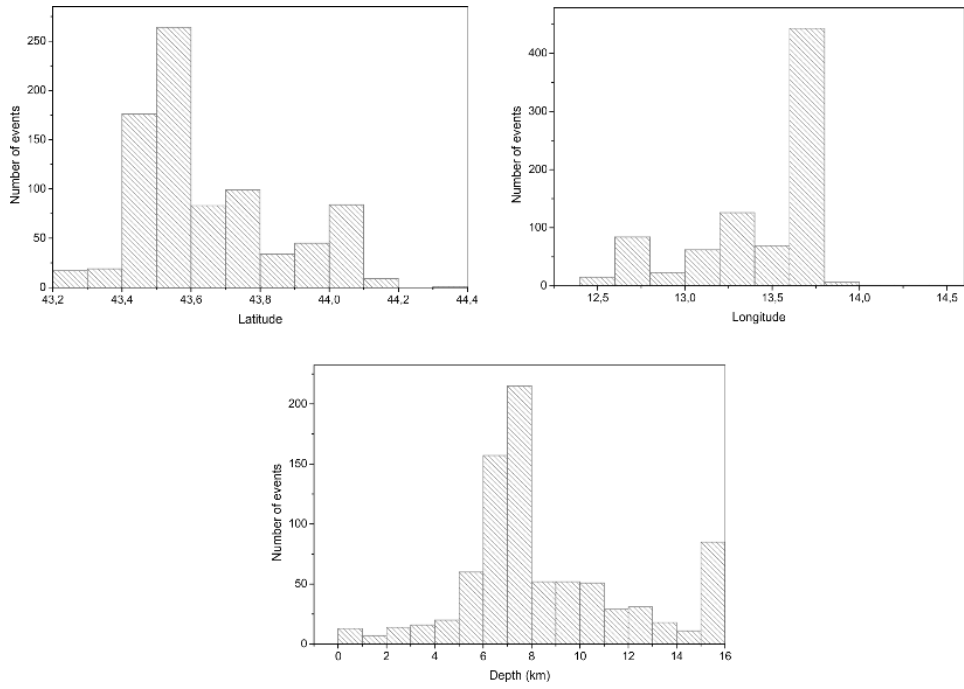


Fig. 4.9- Analysis of the location results of the 3D mixed-model procedure.

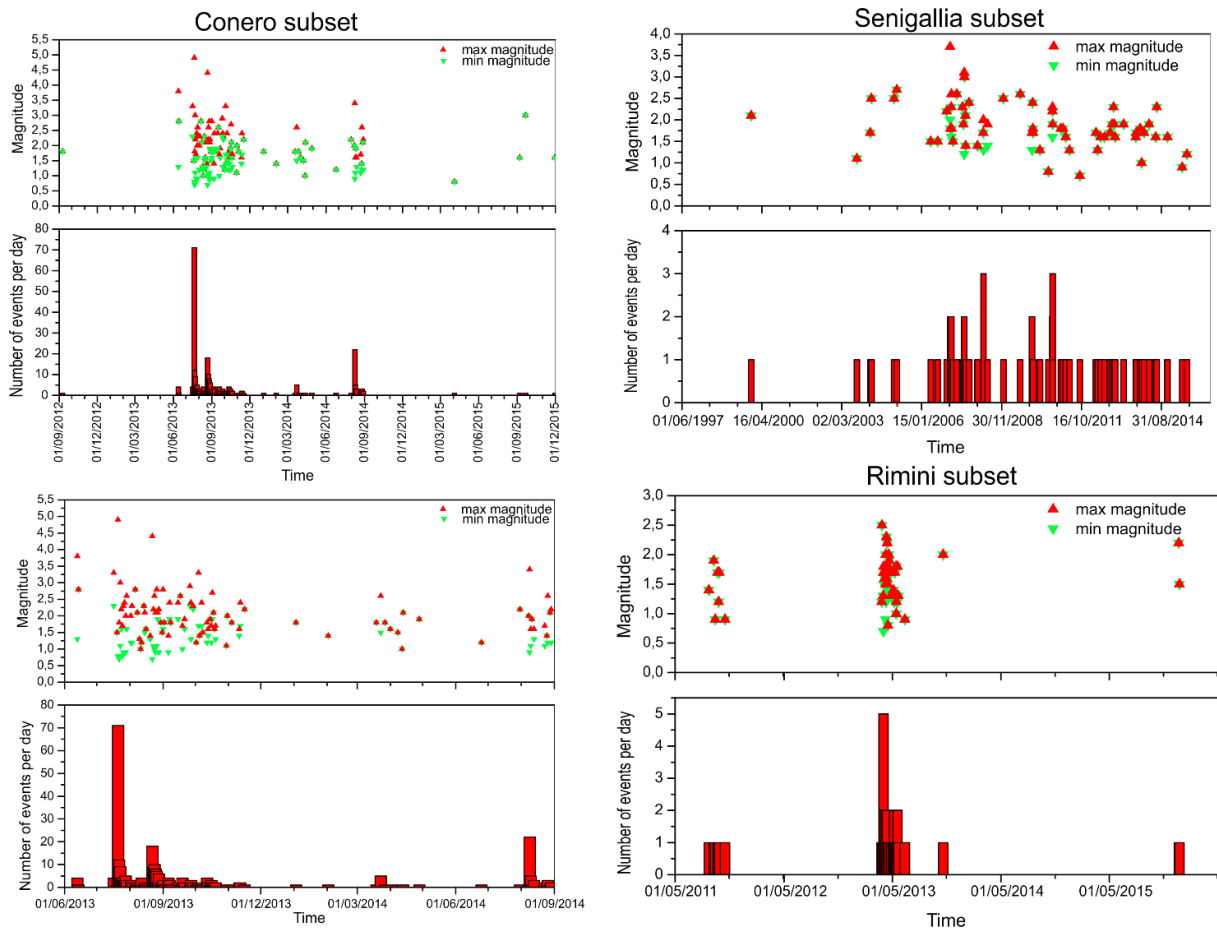


Fig. 4.10- A brief analysis of the three subsets identified for the HypoDD location.

The figure 4.11 and the attachment G show the result of the location and the relative cross-section of these three clusters obtained using HypoDD software. The cross sections show how seismicity is distributed in depth. The Conero seismicity is located between 5 and 10 km of depth and has a NW-SE distribution. The Rimini seismicity is located between 10 and 15 km of depth and it also show a NW-SE distribution. The Senigallia seismicity shows a larger dispersion among 5 and 20 km and no particular distribution.

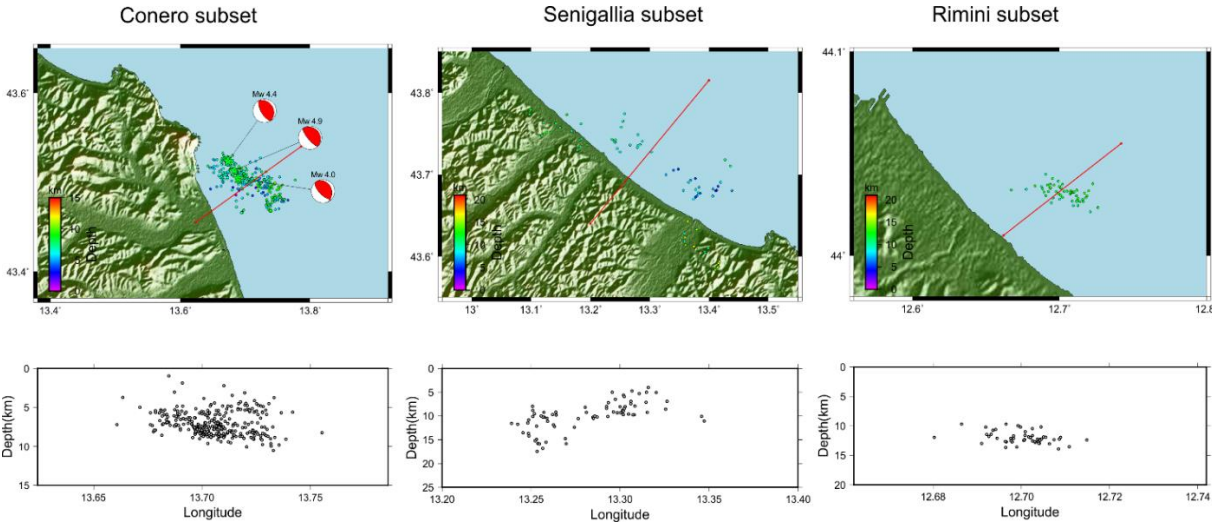


Fig. 4.11- Locations with the software HypoDD of the three: a) left: Conero b) center: Senigallia c) right: Rimini.

The location related average errors on depth, on East-West and North-South directions are shown in Table 4.4. Uncertainties computed by HypoDD are usually few orders of magnitude smaller than the corresponding uncertainties for locations with linear and nonlinear methods. This is caused by the higher precision of relative arrival time measurements, especially if are used cross-correlation like in the Conero and Rimini cluster, but attention must be addressed to the final output of HypoDD, especially when the station distribution is not uniform (Waldhauser and Ellsworth, 2000). Errors can be only analysed in a relative way.

The Conero cluster continues to be the most critical because of the wide azimuthal gap around the epicentres that is not so crucial in the locations of the other two subset.

Another point to highlight is that the focal depth is poorly constrained than epicentre location despite the addition of S-phase observations.

	Conero	Senigallia	Rimini
Average depth error	0,308 km	0,190 km	0,137 km
Average East-West error	0,190 km	0,112 km	0,117 km
Average North-South error	0,171 km	0,126 km	0,071 km

Table 4.4- Average error on the three sequences located with HypoDD.

4.1.6.2. Focal mechanisms

We calculated the focal mechanisms for 98 earthquakes (Attachment H) occurred on the coastal and offshore area from December 1996 to December 2015 considering at least 12 first motion polarities.

From this data set, has been evaluated a total of 57 events of which approximately 68,4% of events are located in the Conero cluster area, about 26,3% in the Senigallia cluster area and about 5,3% in the Rimini cluster area. These focal mechanisms are shown in figure 4.12.

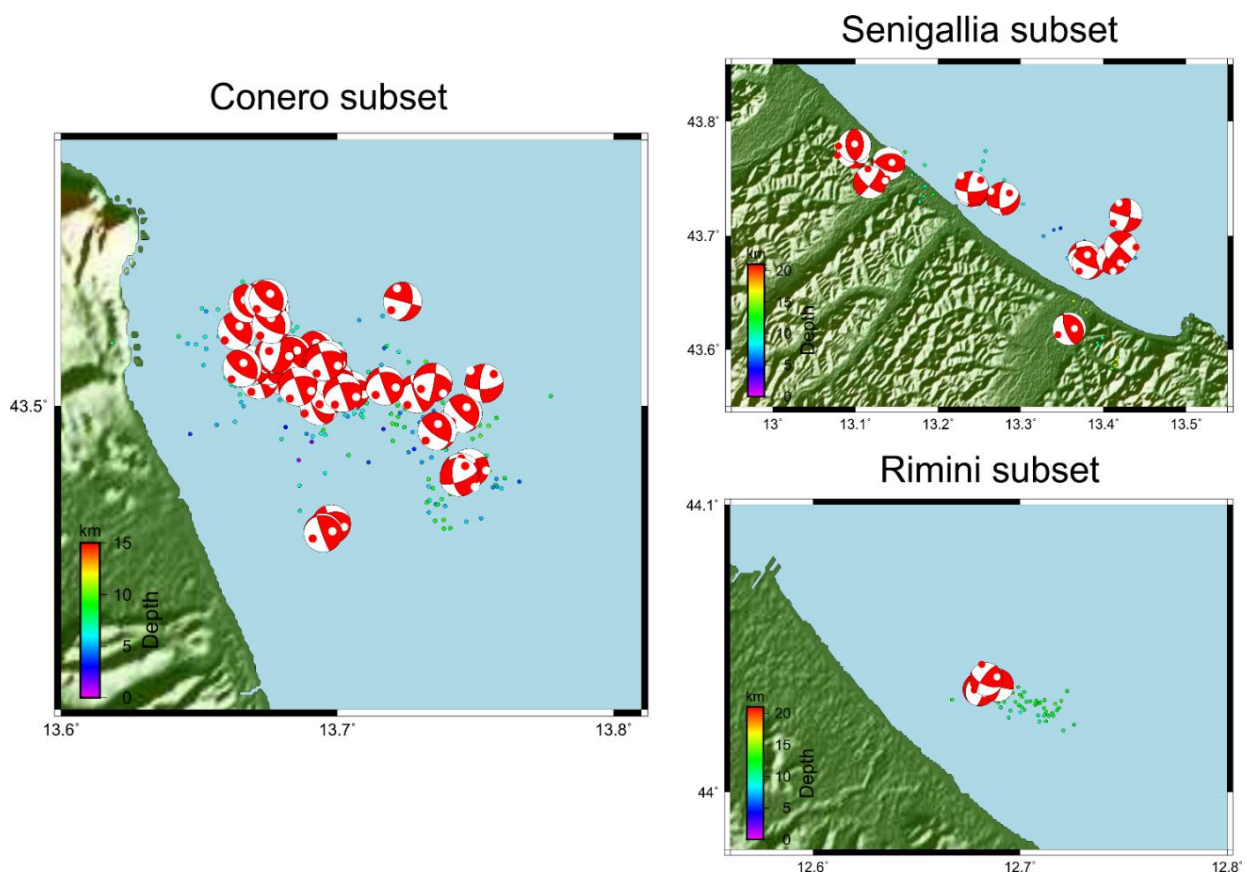


Fig. 4.12- Focal mechanisms with P-axis indications of the three cluster. a) left: Conero cluster; b) top right: Senigallia cluster; c) bottom right: Rimini cluster.

The distribution and characteristics of these focal mechanisms must be analysed separately.

- Conero cluster area: most of the earthquakes occurring in this area have strike-slip and reverse (oblique reverse) focal mechanisms both with SW-NE oriented P-axis and NNW-SSE strike. The focal solutions obtained using the Fpfit software are similar to those TDMT. The major earthquakes in this area (from magnitude 4 to 4.9) occurred between July and August 2013. These events have reverse focal mechanisms without any or with a minimal oblique component. They have an NNW-SSE strike, dip that varies between 15° and 25° and rake around 100° (Figure 4.13).

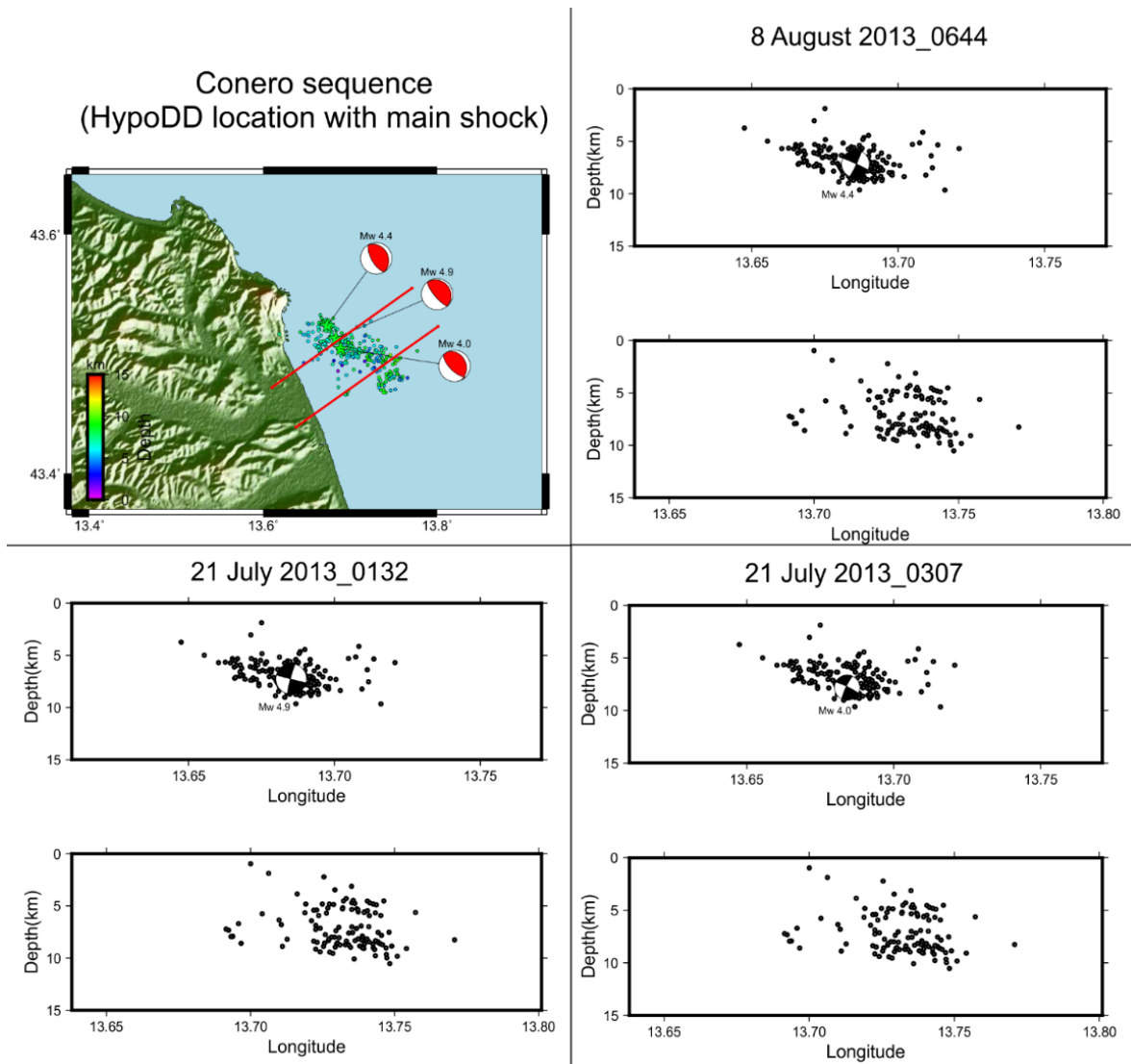


Fig. 4.13- Closer look in the Conero sequence's focal mechanisms in map and in section. (even the focal mechanisms are shown in section view).

- Senigallia cluster area: most of the earthquakes occurring in this area have strike-slip and reverse focal mechanisms. The reverse beach balls have SW-NE oriented P-axis and an NNW-SSE and WNW-ESE strike. The strike slip ones have a NE-SW oriented P-axis and NNE-SSW strike. What is to be highlighted is that there is an almost perfect correspondence of the strike-slip and reverse focal mechanisms with what is indicated by the Italian structural map (Bigi et al., 1983). For this area, unfortunately TDMT solutions are not available. The higher magnitudes of the considering earthquakes are about 3 and these events have reverse focal mechanisms with a minimal oblique component. Their strike is NW-SE, their dip about 70° .
- Rimini cluster area: in this area there're very poor data about the active sources. Only few earthquakes with magnitude between 2.20 e 2.50 are found. The focal mechanisms show an NW-SE oriented P-axis and a NE-SW oriented strike slip fault source with dip of about 70° .

4.1.6.3. Comparison with previous seismotectonic studies

To better understand the seismological behaviour of the northern offshore of marche-romagna region, the new data set provided in this study needs to be compared with pre-existing seismotectonic studies.

The most significant sequence in this area occurred in the Ancona offshore between January and June 1972. The most energetic events (4 February) were located by Console et al. (1973) and subsequently relocated by Ferraris et al. (1975).

Crescenti et al. (1977) has been one of the firsts to hypothesize the presence of seismogenic strike-slip faults in this area. The major events of the 1972 Ancona sequence have been analysed by Gasperini et al. (1985) who obtained, in fact, NE-SW strike-slip oriented focal solutions for three events and a NW-SE-oriented normal fault solution.

Frepoli & Amato (2000) have studied the active stress field in the coastal and offshore areas of the Marche and Romagna regions, identifying a homogeneous stress field characterized by NE-SW-oriented horizontal compression.

Santini & Martellini (2004) have studied four earthquakes happened in the Pesaro offshore between 1990 and 2002. Three of these events, precisely on 27 August 1990, on 25 and 27 June 2000, showed NE- SW-oriented strike-slip focal mechanisms. The fourth event analyzed, which took place on May 5, 2000, shows instead a reverse focal solution and NW-SE orientation. For the coastal area, they studied the 28 June 1996 event and obtained a reverse focal solution but NE-SW-oriented.

Santini et al. (2011) added two events (25 January 2007 and 20 September 2009) with NE-SW-oriented strike-slip focal solution and localised in the inner part of Ancona area.

Vannoli et al. (2015), in their study, managed to recalculate the focal mechanism of the main earthquake that took place in the Senigallia area. An event with magnitude 5.8 occurred on October 30, 1930 and that, according to their study, was provoked by a NW-SE-oriented thrust. The most recent sequence recorded in the study area has been that of Ancona 2013. About this sequence, Mazzoli et al. (2014) have provided a relocation and a focal mechanisms calculation of the three main shocks. About the two main shock of July 21, 2013, they have obtained E-W-oriented strike-slip solutions, while about the 22 August 2013 event the solution shows a NW-SE reverse focal mechanism.

The differences in the results of the same events are probably to be found in the diversity of crustal models used and therefore in the different locations of the events and confirm what has been said previously on the strong instability of the offshore locations.

4.1.7. Conclusions

An accurate relocation of the Marche and Romagna Adriatic offshore earthquakes occurred from December 1996 until 25 December 2015 permits to clarify the seismotectonic of the region. Considering all the criticalities in the location of offshore earthquakes with azimuthal gap greater than 180° , a 3D velocity model has been created integrating geological and stratigraphic data coming from oil and gas exploration with the results of a recent seismic tomography. This turns to be, in term of calculated errors, the best result so it's been proceeded to relocate the events again using the double-difference procedure implemented in HypoDD. The main results of this study are:

-The Conero seismicity shows, in the latest relocation, a NW-SE map distribution with depths between 5 and 10 km. From the cross section it can be noticed that seismicity has a deepening towards NE. The focal mechanisms for 39 events are also analysed. Most of these earthquakes have strike-slip and reverse (oblique reverse) focal mechanisms both with SW-NE oriented P-axis and NNW-SSE strike. The three main shock of the 2013 sequence have been recalculated and shown also in cross-section to better understand the position and the geometry of the fault plane solution. They have all reverse focal mechanisms without any or with a minimal oblique component. They have an NNW-SSE strike, dip that varies between 15° and 25° and rake around 100° . It's seems to be originated by a backthrust SSW-dipping and slightly inclined.

-The Senigallia seismicity shows, in the latest relocation, no particular map orientation with variable depth between 5 and 20 km. From the cross-section is slightly visible that the seismicity has a deepening towards SW. The focal mechanisms for 15 events occurred in this area show strike-slip and reverse focal mechanisms. The reverse beach balls have SW-NE oriented P-axis and an NNW-SSE and WNW-ESE strike. The strike slip ones have a NE-SW and NNE-SSW strike. The main events in this area have magnitude around 3 and reverse focal mechanisms with a minor oblique component.

-The Rimini seismicity shows, in the latest relocation, a NW-SE map distribution as the Conero ones, with depths between 10 and 15 km. The cross-section doesn't show a particular deepening in some direction. The focal mechanisms of only three events have been analyzed caused of the lack of information about active sources. These events have small magnitudes and show an NW-SE oriented P-axis and a NE-SW oriented strike-slip fault source with dip of about 70° . Analysing the average errors (depth, N-S and W-E directions) of the three subsets the area of the Conero remains, despite the more accurate location methods and velocity model, the most critical due to the greater azimuthal gap, while that of Rimini is still poorly defined due to the lack of data on the active sources despite the errors are generally smaller than the other subsets.

5. DISCUSSIONE

L'obiettivo principale di questo studio è stato quello di caratterizzare da un punto di vista sismotettonico l'area di interesse e quindi definirne i caratteri strutturali, geodinamici e sismologici così da ottenere una visione completa ed integrata dei vari aspetti tettonici che la caratterizzano.

È stata pertanto analizzata, in dettaglio e sotto diversi punti di vista, una porzione di avanfossa marchigiano-romagnolo che si estende per circa 12.000 km² tra Marche, Umbria, Romagna e l'offshore del Mare Adriatico relativo.

Dato che lo studio dell'assetto strutturale e geologico di una determinata zona, specialmente se offshore, richiede una analisi approfondita delle indagini geofisiche e dei dati sismici disponibili, sono stati, in questa sede, analizzati e interpretati un buon numero di profili sismici e log di pozzo lungo quattro transetti che si estendono dall'area di catena esterna fino a parecchie miglia nell'offshore adriatico.

Lo studio degli spessori delle formazioni, specialmente se recenti, può dare importanti informazioni riguardo le fasi tettoniche e le loro tempistiche ed ha permesso, così, di identificare quali aree presentassero dei locali approfondimenti del fondale marino nei quali questi sedimenti hanno potuto depositarsi con ampi spessori, e quali invece presentassero delle porzioni emerse o parzialmente emerse. Dalla sola analisi dei pozzi, a esempio, il Pleistocene mostra un aumento di spessore graduale dalle aree interne all'offshore adriatico fino a raggiungere valori che superano i 1900 m di spessore nell'area dell'offshore di Riccione con il pozzo AMEDEA_001. Il Pliocene invece mostra un massimo nella zona a Ovest-Sud-Ovest di Senigallia per poi diminuire gradualmente nel suo intorno e avere un ulteriore picco nell'offshore di Riccione sempre con il pozzo AMEDEA_001 nel quale supera abbondantemente i 2500 metri.

L'assenza completa del record pliocenico indica verosimilmente una fase di emersione della struttura. In generale quindi, dall'analisi combinata di pozzi e profili sismici, si è dedotto che l'area di maggior approfondimento del fondale nelle fasi recenti della sedimentazione umbro-marchigiana è sicuramente quella localizzata nell'offshore di Riccione e Rimini.

Lo studio e l'interpretazione dei profili sismici e delle facies sismo-stratigrafiche ha permesso di fornire utili informazioni sull'assetto strutturale dell'area indagata e di identificare le principali strutture tettoniche sepolte.

Il dataset di sismica a riflessione che è stato analizzato e interpretato, tramite line drawing degli orizzonti principali, non ha potuto prescindere da una analisi dei pozzi esplorativi e perciò ogni

interpretazione geologica fatta sui profili sismici è stata convalidata dai dati di pozzo, opportunamente posizionati e proiettati.

Nelle linee sismiche di tutti e quattro i transetti studiati, sono stati riconosciuti quattro orizzonti principali che corrispondono al top dei depositi pliocenici, del Messiniano, delle Marne a Fucoidi e del Calcare Massiccio. Dal più recente, riconosciamo appunto il top del Pliocene che è indicato da un riflettore continuo e ben riconoscibile pressoché indeformato dalle strutture sottostanti. Esso presenta solo locali approfondimenti nelle aree di bacino che si sono venute a creare a causa di queste strutture profonde, andando così a suturarle. In genere questo orizzonte non è presente nelle linee sismiche onshore ed ha una tendenza all'approfondimento verso NE, tanto che in alcune linee sismiche raggiunge anche i 2 secondi in tempi doppi (TWT). Il successivo orizzonte è il top del Messiniano che solitamente è costituito dal riflettore maggiormente visibile, riconoscibile e continuo dei record sismici. Esso è in quest'area particolarmente deformato dalla tettonica e in alcune porzioni risulta eliso e quindi in discordanza angolare con la base del Pleistocene. Questo può essere dovuto a fasi di emersione della struttura anticlinale su cui sono stati posizionati i pozzi come riscontriamo, ad esempio, nell'anticlinale Carlotta, nell'anticlinale Pesaro mare e nell'anticlinale Cornelia. Le profondità di questo riflettore variano notevolmente passando dalla superficie a circa 3 secondi in tempi doppi (TWT) al letto dei thrust principali. Proseguendo verso le Formazioni sottostanti troviamo l'orizzonte che indica il top delle Marne a Fucoidi. Anche in questo caso il riflettore si presenta molto evidente e ben riconoscibile con una notevole continuità laterale, specialmente nelle linee sismiche offshore, e risulta spesso interessato da una deformazione tettonica a thrust e backthrust. Le profondità anche in questo caso variano notevolmente fino a quasi 3,5 s in tempi doppi (TWT) al letto dei thrust maggiori. Infine, abbiamo l'orizzonte del top dei calcari giurassici del Calcare Massiccio. Questo riflettore non sempre risulta ben riconoscibile o continuo come i precedenti, specialmente laddove è più profondo a causa della sempre minor risoluzione in profondità del metodo sismico. Anche questo orizzonte, come i precedenti, risente delle deformazioni dovute alla tettonica e questo fa sì che la sua profondità vari da 1 a 3,5 secondi in tempi doppi (TWT).

Dall'analisi di questi profili sismici quindi, le strutture tettoniche riconosciute sono thrust immergenti a SO, relativi backthrust minori e alcune faglie trascorrenti semi-verticali successive alla messa in posto delle faglie inverse e che, quindi, tagliano l'intera successione stratigrafica precedentemente deformata. Occorre infine evidenziare la presenza di ampi bacini di deposizione al letto delle faglie inverse maggiori, nei quali i sedimenti recenti plio-pleistocenici si sono depositi con spessori notevoli.

In tutti i transetti investigati si è riscontrata una buona corrispondenza tra i dati geologici di superficie, disponibili dalla letteratura, e quelli sismici in profondità.

Integrando i dati geologico-strutturali derivati dalle varie fonti, si è resa possibile la costruzione di una carta geologico-strutturale dei lineamenti tettonici principali e della base dei sedimenti Pliocenici (vedi Allegato A).

L'area investigata è un'ampia fascia di deformazione corrispondente all'avanfossa dell'Appennino Umbro-Marchigiano-Romagnolo nel settore centro-nordorientale della catena. Esiste, in tutta l'area, un evidente allineamento delle strutture in direzione NO-SE con una leggera variazione in prossimità del Monte Conero, dove le strutture virano in direzione NNO-SSE, il tutto coerentemente con i vettori di sforzo regionali. Le deformazioni che caratterizzano l'area sono per lo più in configurazione thrust-related folds e generano strutture subparallele tra loro orientate NO-SE. Troviamo infatti numerose sinclinali e anticlinali, queste ultime bordate nel loro fianco esterno da faglie inverse immergenti a SO, anche a carattere regionale, e nel loro fianco interno dai relativi backthrust. Laddove queste faglie presentano ampio rigetto troviamo, al nucleo delle anticlinali i terreni giurassico-oligocenici della successione umbro-marchigiana come avviene, ad esempio, nel caso dell'anticlinale di Cingoli, del Monte Conero e dell'area di catena in generale. Esistono poi delle anticlinali di entità minore che al nucleo affiorante mostrano i terreni della successione messiniana come l'anticlinale del Colle San Bartolo. Il settore offshore adriatico è caratterizzato dalla continuazione e migrazione verso NE delle strutture dell'avanfossa appenninica e mantiene quindi le caratteristiche sopra elencate. Le isobate della base del Pliocene individuano strutture sepolte, positive e negative, che ne influenzano non solo la profondità ma anche lo spessore, come si nota dalla buona corrispondenza che si ha tra la mappa degli spessori del Pliocene e quella della sua profondità. Notiamo quindi che al letto della struttura più esterna è presente un ampio bacino di deposizione che nei settori più profondi, corrispondenti all'offshore di Rimini-Riccione, raggiunge anche i 7000 metri. Nell'offshore troviamo poi due aree, ben vincolate, di sollevamento: l'anticlinale Carlotta nell'offshore del Monte Conero e l'anticlinale Pesaro mare nella porzione di offshore davanti Marotta e Fano. In entrambe le strutture il Pliocene non è stato riscontrato dai rispettivi pozzi e questo significa che l'intera anticlinale o parte di essa, a partire dal Miocene medio fino alla base del Quaternario, si trovava in stato di emersione e non ha riportato quindi la deposizione dei sedimenti pliocenici e di parte dei quelli miocenici. Va inoltre evidenziata la presenza, in tutta l'area investigata, di faglie a prevalente movimento orizzontale orientate N-S che dislocano le strutture inverse e sono ben riconoscibili dai profili sismici.

Nell'area oggetto di questo studio, per poter ipotizzare l'andamento delle strutture in profondità e valutarne il raccorciamento, sono state costruite quattro sezioni geologiche bilanciate (vedi allegati B-C-D-E) orientate SO-NE, perpendicolari agli assi delle strutture maggiori e di una lunghezza media di circa 70 km. La porzione dell'area di studio su cui si è operato il bilanciamento e la successiva retrodeformazione è quella che comprende interamente l'avanfossa dalla catena appenninica sino all'avampaese adriatico, sostanzialmente dal thrust che determina l'allineamento Elcito-Trasanni al più esterno dei thrust adriatici.

Tutte le sezioni analizzate attraversano, in pianta, i terreni della successione umbro-marchigiana dai termini cretacei, affioranti nell'area di catena, a quelli pleistocenici nelle porzioni più distali, ringiovanendosi quindi progressivamente da SO verso NE.

L'assetto generale che caratterizza questa porzione di avanfossa appenninica è un'alternanza di ampie anticlinali e strette sinclinali dovute alla presenza di un sistema di faglie NO-SE immergenti a SO che bordano il fianco esterno di queste anticlinali.

Il sistema in generale può essere inquadrato in un assetto a pieghe e sovrascorrimenti vergente a NE ovvero nella direzione di migrazione dell'intero sistema catena-avanfossa. Le principali anticlinali hanno il proprio fianco interno interessato da backthrust associati alle faglie inverse principali. Per faglie inverse principali si intendono quelle che hanno carattere regionale e interessano tutte e quattro le sezioni con una estensione, nell'ambito dell'area di studio, di più di 80 km. Queste strutture suddividono il bacino di avampaese plio-pleistocenico in una serie di depocentri sinclinalici minori, come viene mostrato dalla distribuzione delle sequenze plio-pleistoceniche. L'intera successione subisce, da SO verso NE, un generale approfondimento con solo locali sollevamenti come avviene, ad esempio, in alcune strutture anticlinali situate nell'offshore adriatico. In queste strutture di uplift, si riconoscono spesso successioni con i termini mio-pliocenici completamente o solo in parte elisi dalla sequenza e questo permette di ipotizzare il timing della loro deformazione.

Gli stili deformativi proposti in bibliografia per questa area sono molto diversi tra loro: alcuni autori ipotizzano un modello thin-skinned in cui il basamento non viene interessato dalla deformazione; altri autori ipotizzano invece un modello thick-skinned in cui il basamento diventa parte integrante della deformazione e infine alcuni autori propongono un modello misto che integri entrambi i precedenti modelli e che vede il basamento coinvolto solo parzialmente nella deformazione compressiva: di questi modelli (thick-skinned) fanno anche parte quelli, realizzati nel settore esterno dell'Appennino umbro-marchigiano abruzzese e nell'adiacente avanfossa adriatica, che prevedono il parziale coinvolgimento del basamento nelle strutture compressive della copertura sedimentaria, e che chiamano in causa un fenomeno di estrusione

di graben pre-orogenici avvenuto durante la fase compressiva neogenico-quadernaria (Scisciani et al., 2019; Tavarnelli et al., 2019).

Le strutture riconosciute appartengono per la maggior parte a quella che viene definita da tempo tettonica thick-skinned poiché, come si può notare dalle sezioni, il basamento risulta coinvolto nella deformazione e di questo ne abbiamo conferma anche dall'interpretazione di diverse linee sismiche. Il multilayer mio-pliocenico è quello che invece, più di tutti, risente della tettonica compressiva. Al suo interno infatti sono presenti anche alcuni scollamenti di piccola entità. Un altro aspetto importante da evidenziare è la presenza di faglie transpressive plio-quadernarie, orientate N-S e spesso con una struttura a fiore, che interessano l'intera sequenza andando in profondità ad intercettare anche le faglie inverse più importanti.

Il bilanciamento e la retrodeformazione delle sezioni geologiche presentate in questo studio hanno mostrato un raccorciamento percentuale che varia dal 25,7% del transetto più settentrionale, nei pressi di Pesaro, che corrisponde a grandi linee ad un raccorciamento pari a 20,5 km, fino ad un massimo del 31% del transetto invece più meridionale nei dintorni del Monte Conero e che corrisponde ad un raccorciamento pari a 30,3 km. I valori di raccorciamento aumentano quindi gradualmente dalle sezioni più settentrionali a quelle più meridionali, in buon accordo con quanto emerso dagli studi di diversi autori (Bally et al., 1986; Calamita et al., 1994; De Donatis et al., 1995 e Coward et al., 1999) e con la presenza di un numero maggiore di faglie riscontrate nei profili sismici che, verosimilmente, indicano uno stress compressivo maggiore. Il valore del raccorciamento avvenuto, per la sezione più meridionale (Elcito-Conero-offshore Adriatico), nel corso di 17,7 Ma, ovvero dall'Oligocene sino al Messiniano, implica un rateo di raccorciamento di circa 1,7 millimetri all'anno.

L'evoluzione del sistema catena-avanfossa migra nel tempo e nello spazio da O verso E propagandosi e coinvolgendo livelli strutturali sempre più superficiali.

Per avere una visione generale dell'evoluzione geodinamica delle strutture della catena dell'Appennino umbro-marchigiano può essere utile una schematizzazione dei diversi momenti della deformazione connessa alla fase tettonica compressiva a partire dal Miocene inferiore (Fig. 5.1):

- Si parte da un multilayer stratigrafico considerato indeformato con sedimenti soggetti solo ai processi di diagenesi e compattazione;
- l'inizio della fase tettonica compressiva, il multilayer è sottoposto ad un campo di sforzi con un σ_1 sub-orizzontale orientato SO-NE sviluppando un clivaggio e portando così ad un primo debole raccorciamento. In questo caso lo stress si concentra in zone dove esistono le principali eterogeneità meccanico-stratigrafiche;

- In uno stadio successivo, in queste zone di concentrazione dello stress, iniziano a svilupparsi attraverso un meccanismo di buckling le principali strutture anticlinali con asse orientato perpendicolare al s_1 ;
- Queste strutture anticlinali subiscono un ulteriore raccorciamento che determina la formazione di thrust sul fianco esterno e backthrust minori sul fianco interno, accomodando così gli sforzi compressivi;
- Infine, raggiunto il raccorciamento maggiore, si può notare la formazione di faglie transpressive destre orientate circa N-S che dislocano l'intera struttura creatasi precedentemente. A questo punto sul letto della struttura così intensamente deformata avviene l'accumulo di sedimenti più recenti (mostrati in giallo nell'immagine).

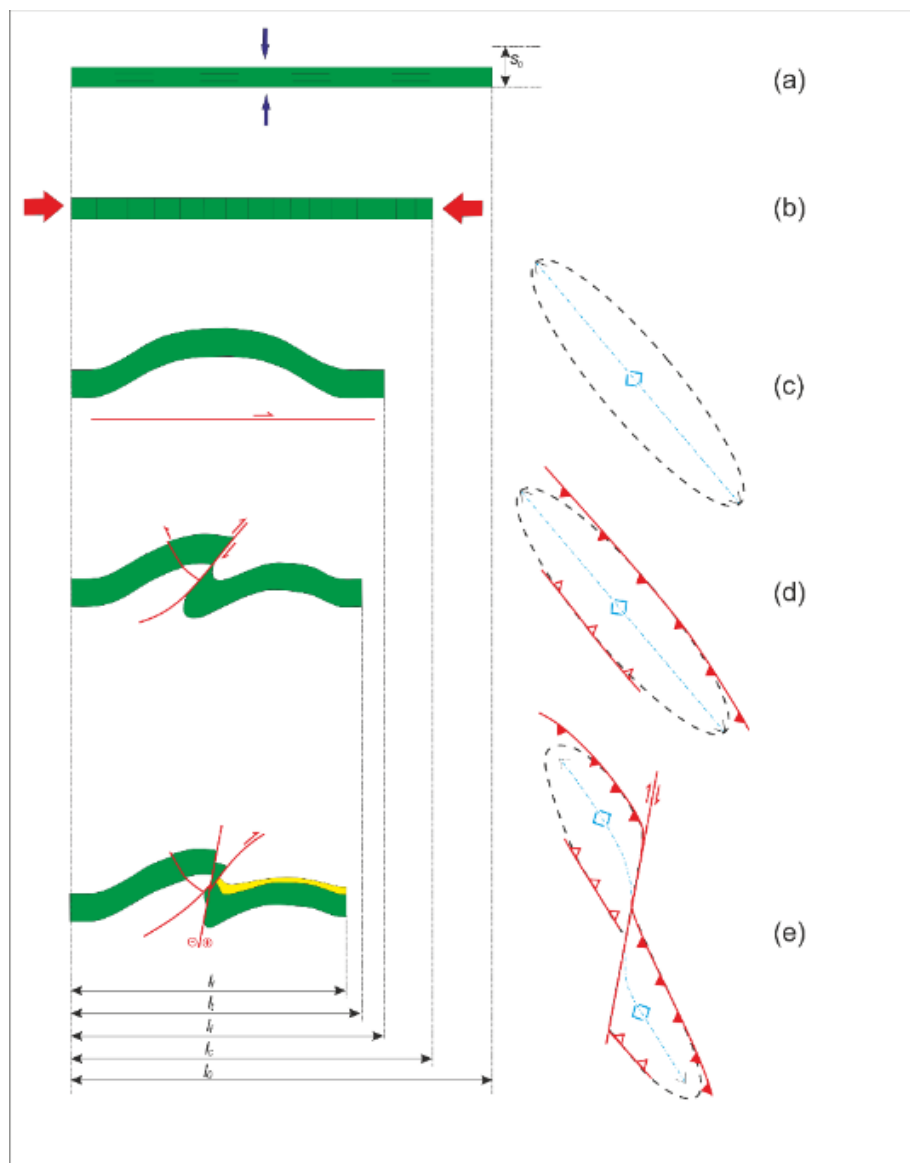


Figura 5.1- Schema esemplificativo in sezione e in pianta della deformazione tettonica che agisce nell'area di studio (fonte: Menichetti 1991).

Le sezioni geologiche bilanciate bidimensionali da sole non possono spiegare come pieghe e faglie siano connesse lungo la direzione. Per questo un modello tridimensionale risulta molto utile anche a fornire informazioni aggiuntive sulla complessità strutturale dell'area e a validare i dati bidimensionali.

Tutti i dati fin qui ottenuti sono confluiti, quindi, all'interno di un software, 3DMove della Midland Valley, che ci ha permesso di ricostruire le principali superfici stratigrafiche di riferimento nel bacino periadriatico centro-settentrionale e di definire la relazione spaziali tra le principali strutture geologiche riconosciute.

La visualizzazione tridimensionale è stata utile per controllare e validare le sezioni geologiche bilanciate costruite per l'area investigata. Il modello qui proposto (vedi allegato F) mostra stili deformativi differenti che interessano i diversi livelli stratigrafici. Nelle aree al nucleo delle principali anticlinali troviamo infatti strutture poco profonde e decisamente complesse relative a thrust e backthrust minori che interessano i sedimenti neogenici. A profondità maggiori nella successione umbro-marchigiana giurassico-paleogenica invece troviamo strutture più semplici, a rigetti maggiori e con lunghezze d'onda chilometriche. La struttura generale rispecchia ovviamente quella ottenuta precedentemente dalle analisi dei profili e la costruzione delle sezioni bilanciate. Quello che emerge, invece, analizzando le superfici singolarmente, soprattutto per la distribuzione delle profondità, è che, ad esempio, la superficie del top del basamento cristallino possiede profondità variabili tra 10,8 km e 2,8 km e mostra quattro principali aree di uplift del basamento. La prima è quella al letto del sovrascorrimento che delimita la zona di catena da quella dell'avampaese sull'allineamento Cingoli-Cartoceto. Le altre tre aree corrispondono rispettivamente agli alti strutturali del Monte Conero, in cui si raggiungono le profondità minori, dell'anticlinale che è stata denominata Pesaro Mare e dell'anticlinale Carlotta nell'offshore adriatico prospiciente il Monte Conero. Per quanto riguarda invece la superficie che rappresenta il top delle Marne a Fucoidi, le profondità variano da un minimo di 640 m ad un massimo di 5,7 km. L'area di maggior approfondimento si trova nell'offshore di Pesaro al letto del thrust adriatico più esterno. Le porzioni invece in evidente uplift sono gli alti strutturali di Cingoli e Cartoceto, del Monte Conero e della prospiciente anticlinale Carlotta. In misura minore troviamo poi un alto strutturale anche in corrispondenza dell'anticlinale Pesaro Mare. Nel modello mostrato in allegato non è stato inserito il top del Pliocene perché esso risulta indeformato dalle strutture sottostanti e perciò sarebbe risultato di ostacolo alla visualizzazione degli orizzonti più antichi.

La porzione costiera ed offshore Adriatica è stata interessata da una sismicità, recente e storica, di entità certo minore di quella dell'area di catena ma comunque significativa. Questo sta ad

indicare che alcune strutture dell'offshore adriatico risultano, ad oggi, ancora attive e capaci di generare terremoti. Uno degli scopi principali di questo studio era quello di indagare le strutture on-offshore al fine di identificare quelle potenzialmente attive. Come già abbiamo detto però, questa zona costiera ed offshore presenta delle importanti criticità che rendono poco vincolata, specialmente in profondità, la localizzazione dei terremoti. Con una localizzazione dei terremoti poco vincolata è impossibile dare un'interpretazione dell'area in chiave sismotettonica, perciò si è resa necessaria una rilocalizzazione. Come catalogo sono stati considerati i terremoti avvenuti lungo la fascia costiera e offshore da Dicembre 1996 al 25 Dicembre del 2015. Dopo l'utilizzo di approcci differenti, prima con un modello di velocità delle onde sismiche nel sottosuolo unidimensionale ma calibrato per l'area più interna, poi con uno tridimensionale derivato da una tomografia sismica poco risolta e risolutiva per l'area offshore, si è costruito ad hoc un modello di velocità tridimensionale che tenesse in considerazione le velocità reali dei diversi multilayer e quindi che derivasse direttamente dai dati sismici e geologici in nostro possesso. Questo ha permesso di tenere in considerazione la variazione laterale di spessore dei sedimenti plio-pleistocenici e la geometria delle strutture. Per fare ciò si sono rivelati molto utili il modello geologico-strutturale tridimensionale e la carta costruiti nelle fasi precedenti di questo studio. Sul modello tridimensionale è stata infatti creata una griglia 3D, estesa approssimativamente tra Porto Sant'Elpidio e Rimini e tra Cingoli e l'offshore adriatico, con nodi regolari ravvicinati, specialmente in profondità, a ognuno dei quali è stata assegnata un valore di velocità. Questi sono stati assegnati alle diverse litologie incontrate nel modello 3D in base ad un profilo di velocità derivato dai log di pozzo. Il modello tridimensionale così ottenuto, in associazione ad un software innovativo, ha permesso di ridurre significativamente gli errori associati alla localizzazione come l'RMS, l'errore sull'orizzontale (ERH) e sul verticale (ERZ). Specialmente quest'ultimo risulta praticamente dimezzato (da 4,05 km a 2,38 km) rispetto a quello della localizzazione con modello 1D. A questo punto, per migliorare ulteriormente il risultato, si è effettuata la localizzazione di questi terremoti con un software che utilizzasse l'algoritmo delle doppie differenze. Esso è particolarmente adatto a ridurre gli errori delle localizzazioni laddove siano presenti incertezze nel modello.

L'area dell'offshore del Monte Conero rimane, nonostante tutto, la più critica a causa del maggiore gap azimutale presente nell'intorno degli epicentri, mentre l'area di Rimini è ancora poco definita a causa della mancanza di una quantità adeguata di dati recenti sulle faglie attive e i terremoti. Nonostante questo, le localizzazioni ottenute (Allegato G), mostrate in figura 5.2 (in 3D), 5.3 (in sezione), e 5.4 (in pianta), sono maggiormente vincolate e qualitativamente migliori di quelle disponibili in letteratura perciò è stato possibile fare alcune considerazioni:

-La sismicità nell'area del Monte Conero mostra, nella rilocalizzazione effettuata, una distribuzione circa NO-SE con profondità che variano tra 4 e 10 km. In sezione si può anche notare che la sismicità mostra un leggero approfondimento verso NE;

-La sismicità dell'area tra Senigallia e Falconara non mostra nessun particolare orientamento preferenziale se non una leggera distribuzione N-S di alcuni di questi epicentri. Le profondità variano invece moltissimo tra 5 e 20 km circa. Dalla sezione trasversale sono visibili, infatti, tre gruppi di epicentri a profondità differenti, il più profondo è localizzato nell'area onshore di Falconara, l'intermedio si localizza nell'offshore di Senigallia mentre il più superficiale si localizza tra le prime due aree. L'andamento generale della sismicità in profondità mostra, quindi, un approfondimento verso SE;

-La sismicità di Rimini possiede invece una distribuzione circa NO-SE con profondità maggiori rispetto alle altre due aree studiate comprese tra 10 e 15 km.

In sezione (Figura 5.3) si può facilmente notare come le sequenze siano tutte più o meno localizzate all'interno del basamento e solo alcuni eventi vadano ad interessare la porzione della Successione umbro-marchigiana Ceno-Mesozoica. Per quanto riguarda la zona di Rimini, la vista in sezione dei terremoti mostra una distribuzione piuttosto verticale che però non rispecchia pienamente la distribuzione reale. Questo è dovuto principalmente al fatto che la sezione su cui sono stati proiettati non è perpendicolare alle strutture per come queste si presentano nell'area interessata dai terremoti e perciò la distribuzione in profondità risulta falsata. Inoltre, la sezione si trova distante circa 18 km dall'area di interesse per la sismica.

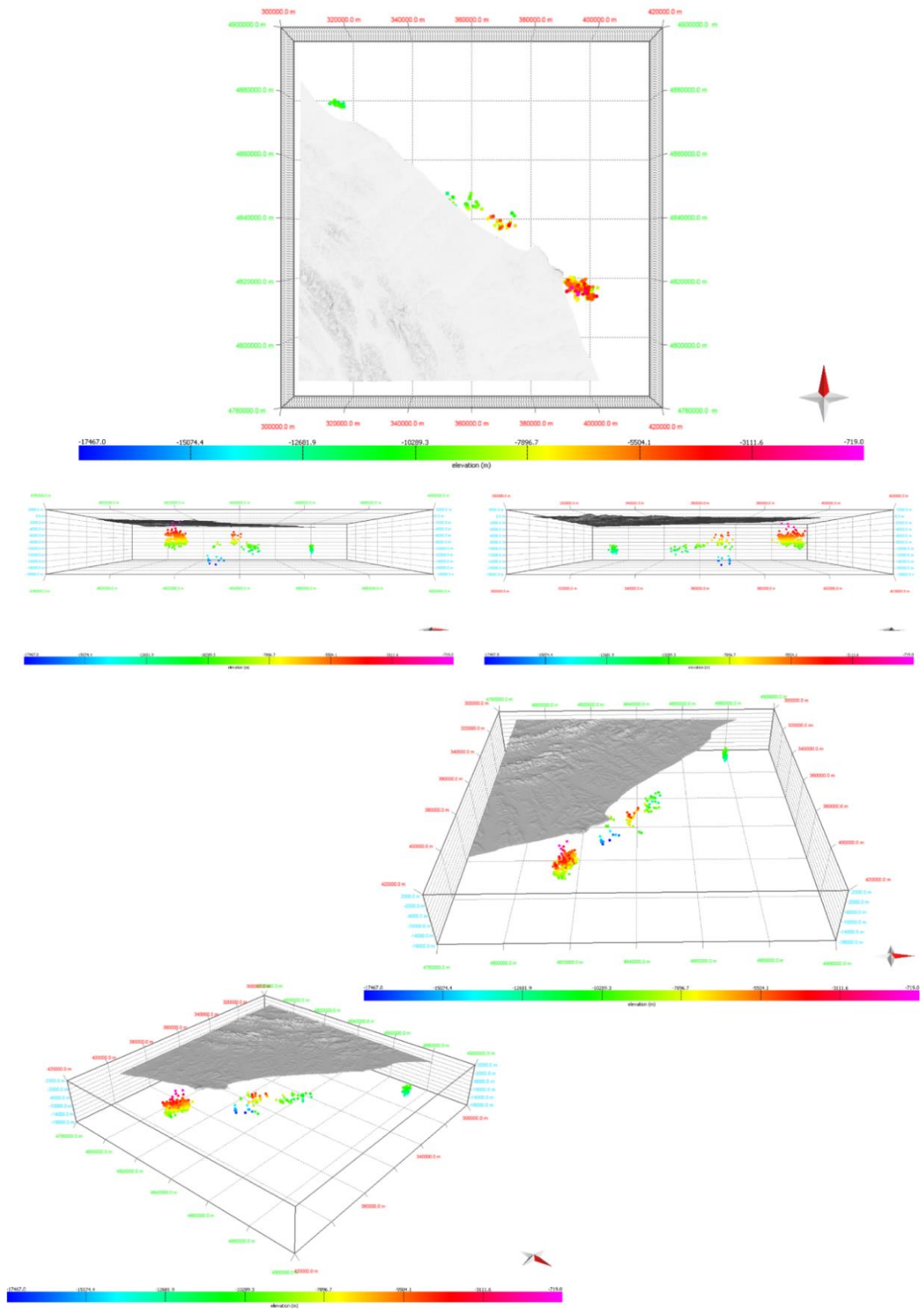


Figura 5.2- Vista tridimensionale con diverse orientazioni della localizzazione dei terremoti ottenuta con il software HypoDD.

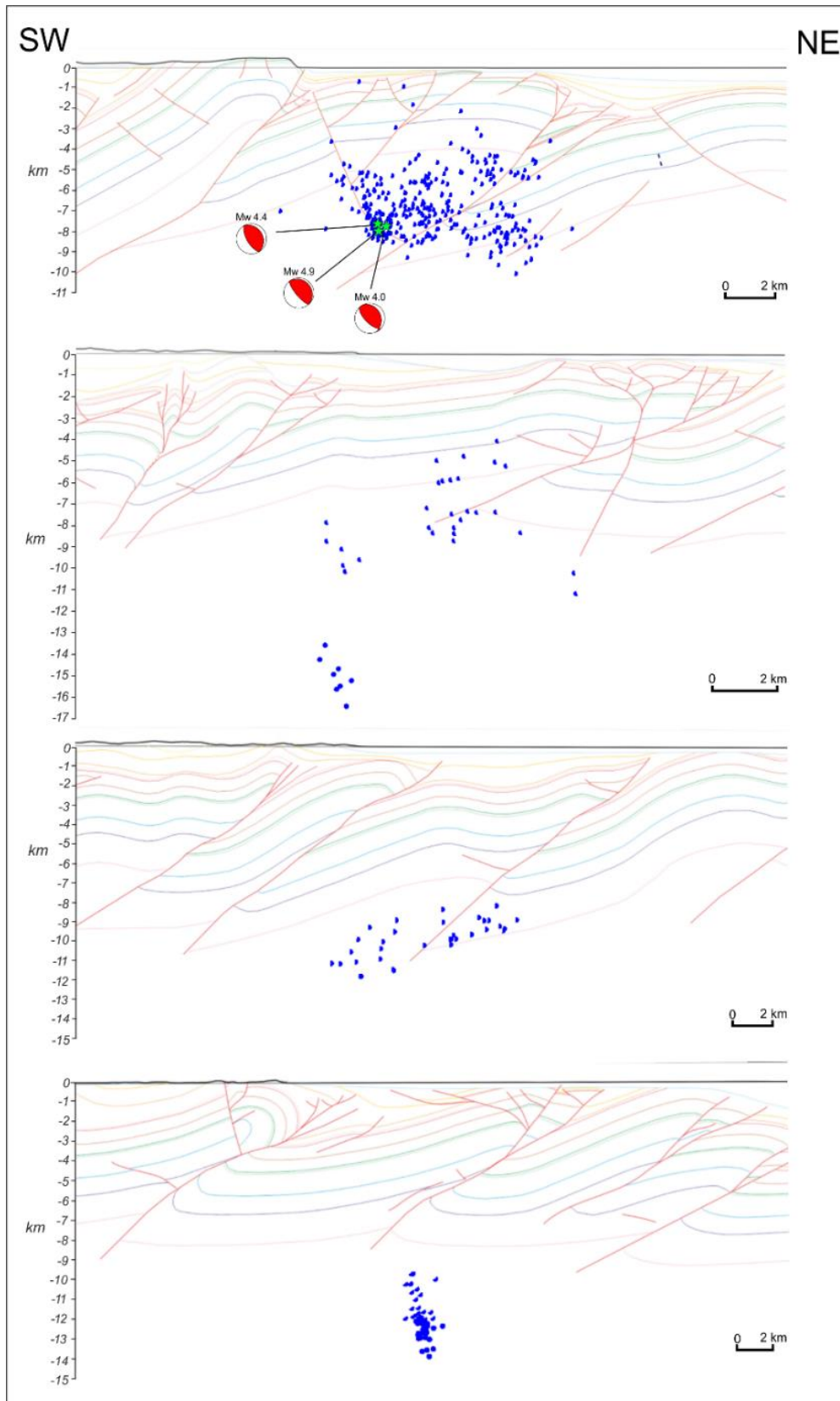


Figura 5.3- Particolare della localizzazione in sezione ottenuta con HypoDD proiettata via via opportunamente sulle sezioni più adatte (i meccanismi focali non sono visti in sezione e i terremoti della zona di Senigallia sono stati divisi e proiettati sulle due sezioni centrali).

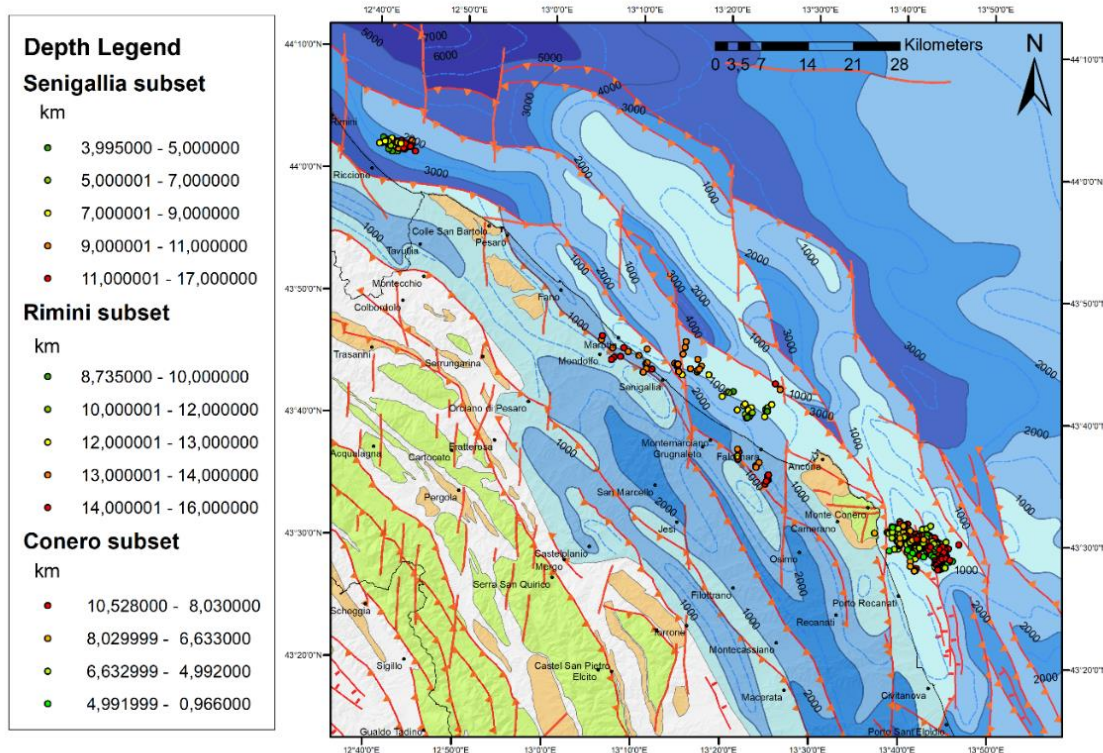


Figura 5.4- Localizzazione ottenuta con HypoDD mostrata sulla carta dei lineamenti strutturali precedentemente costruita.

Di alcuni di questi terremoti, quelli che avevano un numero di informazioni tale da poter essere elaborati, sono stati calcolati i meccanismi focali (Figura 5.5 e Allegato H). Questi i risultati:

- Conero: Dall'analisi dei meccanismi focali calcolati per 39 eventi, emerge come la maggior parte di questi terremoti possiede soluzione inversa (inversa obliqua) o strike-slip entrambe con asse P orientato a SO-NE e direzione NNO-SSE. I tre eventi maggiori della sequenza dell'estate 2013 sono stati calcolati e mostrati anche in sezione per comprendere meglio la posizione e la geometria del possibile piano di faglia. Questi eventi hanno tutti meccanismi focali inversi senza alcuna o con una minima componente obliqua. Mostrano una direzione NNO-SSE, una inclinazione che varia tra 15° e 25° e un rake di circa 100° .

- Rimini: I meccanismi focali di cui si è tenuta considerazione sono solo tre a causa della mancanza di informazioni sulle fonti attive. Questi eventi hanno inoltre dimensioni ridotte perciò i meccanismi focali potrebbero non essere ben vincolati. Essi comunque mostrano un asse P orientato a NO e una sorgente di tipo strike-slip orientata NE-SO con inclinazione di circa 70° .

-Senigallia: I meccanismi focali per 15 eventi verificatisi in quest'area mostrano soluzioni strike-slip ed inverse. I meccanismi focali inversi mostrano asse-P orientato SO-NE e una orientazione NNO-SSE e ONO-ESE. Quelli strike-slip hanno invece orientazioni da N-S. Gli

eventi principali in quest'area hanno magnitudo attorno a 3 e meccanismi focali inversi con una minore componente obliqua.

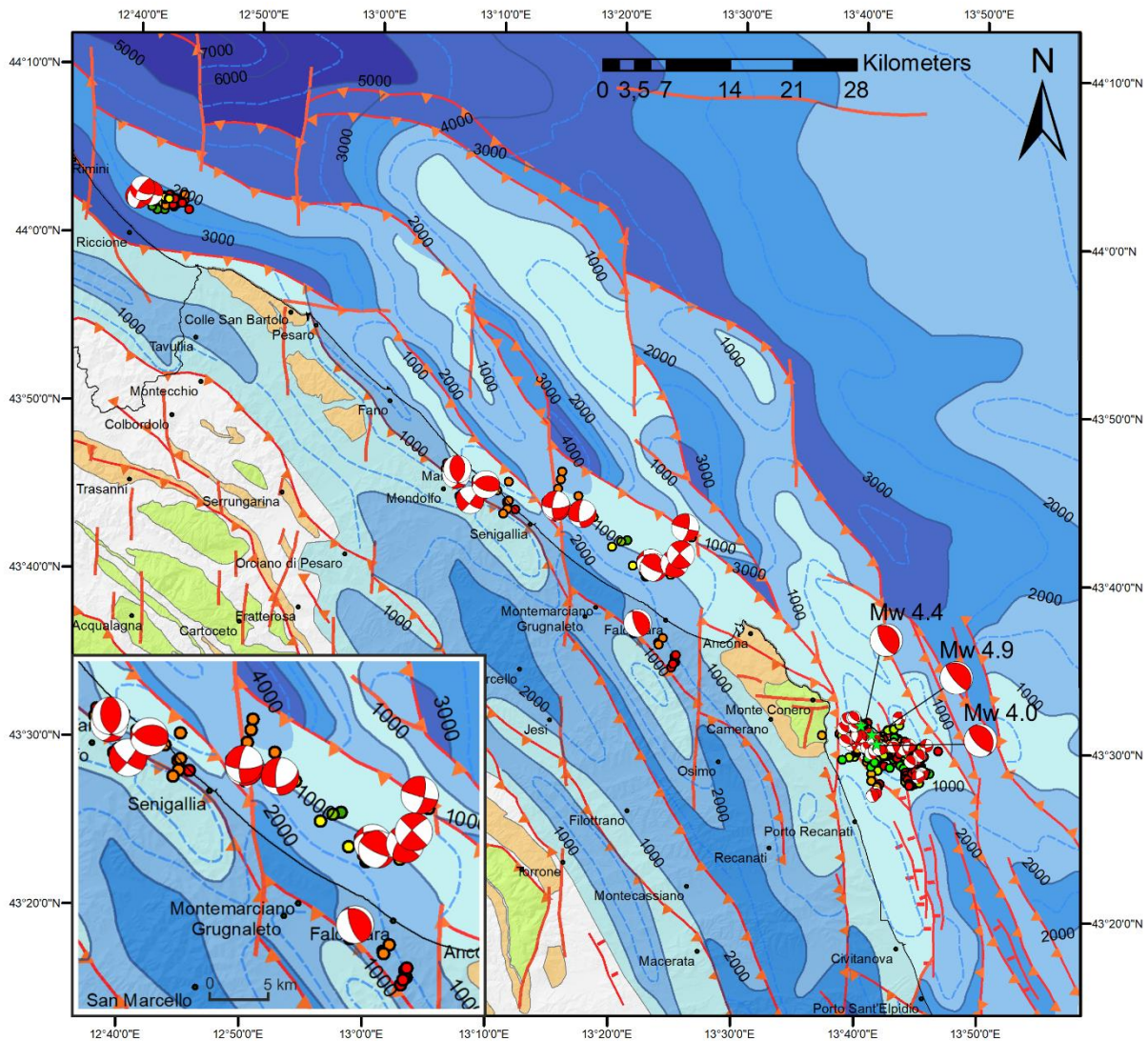


Figura 5.5- Meccanismi focali calcolati mostrati sulla carta dei lineamenti strutturali precedentemente costruita (sono anche mostrati i tre main shock della sequenza del Conero 2013 e un dettaglio dei meccanismi focali dell'area di Senigallia)

La variabilità di meccanismi sorgente dei terremoti e l'area piuttosto ampia di distribuzione degli epicentri tra Senigallia e Falconara necessita di una visione più attenta che viene mostrata nel dettaglio di figura 5.5. Come si può notare dalla figura, sono ben riconoscibili quattro gruppi differenti di meccanismi focali con una buona corrispondenza con le strutture individuate. Esistono infatti due cluster di meccanismi focali inversi orientati NO-SE o NNO-SSE che rispecchiano appunto la presenza dei thrust immergenti a SO riconosciuti dalle linee sismiche. Esistono poi due cluster trascorrenti orientati N-S che si impostano proprio laddove erano state posizionate due importanti faglie trascorrenti N-S riconosciute, anche in questo caso, dai profili sismici.

Le valutazioni di carattere strettamente sismotettonico quindi possono essere fatte sul cluster di eventi del Monte Conero e su quelli di Senigallia-Falconara dato che sulla zona di Rimini i dati sono pochi e non perfettamente vincolati. Per quanto riguarda l'area compresa tra Senigallia e Falconara, con eventi sia onshore che offshore, quanto emerge da questo studio è che le faglie attive e capaci di generare terremoti sono due trascorrenti nord-sud e un thrust SO-immersibile localizzato nell'offshore adriatico e dislocato da queste trascorrenti. Esso ricade, come si può notare dalla figura 5.6, all'interno di due sorgenti sismogenetiche composite denominate rispettivamente ITCS008-Conero onshore e ITCS043-Pesaro-Senigallia offshore. I valori di strike rientrano perfettamente in quelli proposti dal DISS per queste sorgenti mentre i valori di inclinazione e profondità sono in genere maggiori. Per quanto riguarda l'area a Sud del Monte Conero, la maggioranza dei meccanismi focali riporta soluzioni inverse e trascorrenti. Le inverse, in pianta, ricadono perfettamente nell'area della sorgente sismogenetica composta ITCS031-Conero offshore e ne rispettano i valori di direzione aumentandone però i valori di profondità minimi e massimi che in questo caso variano da 4 a 10 km circa.

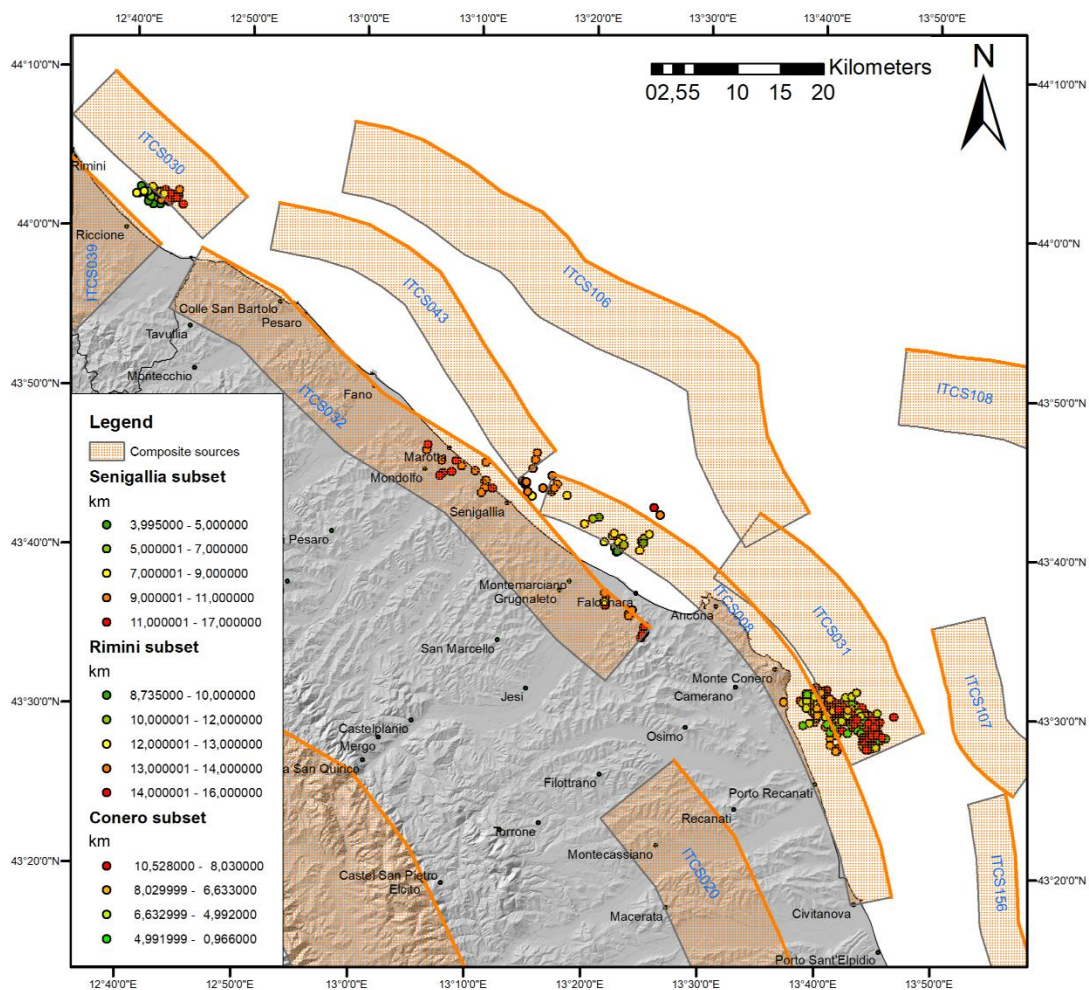


Figura 5.6- Localizzazione dei terremoti in relazione alle sorgenti sismogenetiche composite presenti nel database DISS.

Queste considerazioni sono state assai utili nella costruzione di un modello tridimensionale che permettesse di verificare le possibili connessioni tra le faglie riconosciute dai profili sismici e gli epi-ipocentri delle scosse principali della sequenza dell'estate 2013. Più precisamente, come si può notare dalla distribuzione in sezione di figura 5.3 e dal modello sismotettonico tridimensionale prodotto in figura 5.7, la localizzazione dei tre eventi principali della sequenza del 2013 mostra una pressoché perfetta corrispondenza con una delle faglie mappate precedentemente. In particolare, gli ipocentri ricadono su una faglia inversa orientata NO-SE ma con immersione verso NE e inclinazione che da circa 70° va via via diminuendo in profondità dove si sarebbero enucleati questi terremoti (la variazione di inclinazione della faglia in profondità e le faglie dirette che dislocano il fianco interno di questa struttura anticlinalica non sono state mostrate in questa sede per una questione di praticità nella creazione del modello tridimensionale). Inoltre, anche l'approfondimento verso E-SE che mostrano gli epicentri in pianta va a validare questa ipotesi. Quello che emerge è che quindi l'anticlinale Carlotta, generata da una faglia inversa orientata NO-SE, immergente a SO e con una inclinazione di circa 45-50°, risulta dislocata nel suo fianco interno da un backthrust, importante. Quest'ultimo verosimilmente rilascia gli sforzi maggiori accumulati dal thrust principale, e non rilasciati da esso per motivi che non sono stati indagati nell'ambito di questo studio ma che potrebbero essere oggetto di studio per eventuali lavori futuri. La sismicità con magnitudo minore è invece distribuita più o meno uniformemente all'interno della struttura dell'anticlinale Carlotta. Questo modello ha quindi permesso di validare le considerazioni fatte sulle localizzazioni 3D, che con la loro visualizzazione per natura bidimensionale non permettevano, da sole, di poter giungere ad individuare con certezza le strutture sismogeneticamente ancora attive.

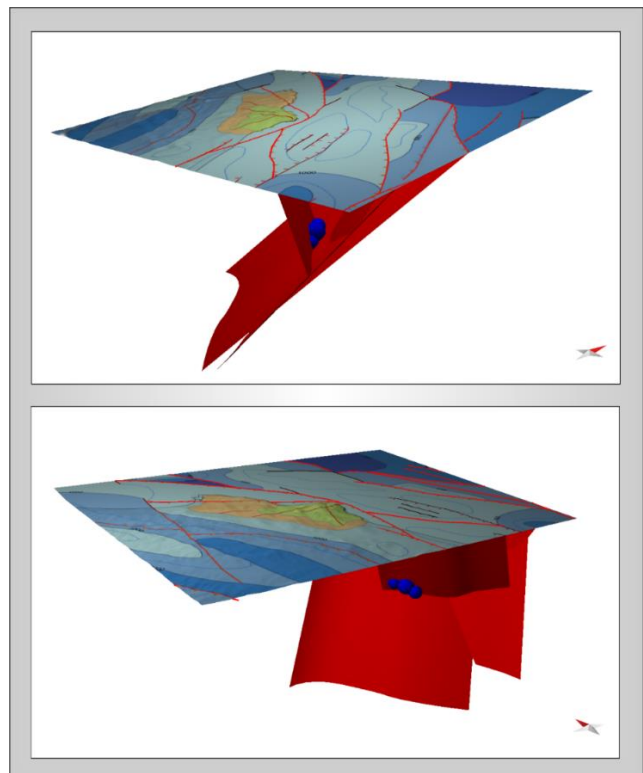


Figura 5.7- Modello sismotettonico dei tre eventi principali della sequenza 2013 dell'area del Monte Conero. I tre eventi sono mostrati con simboli a grandezza proporzionale alla loro magnitudo.

6. CONCLUSIONI

Il Mare Adriatico costituisce l'avampata dell'Appennino Settentrionale dove si trova una profonda avanfossa caratterizzata da ampi spessori di sedimenti plio-pleistocenici.

La catena Umbro-Marchigiana è il risultato del sistema a pieghe e sovrascorrimenti NE-vergenti che migra progressivamente nello spazio e nel tempo a partire dall'Oligocene dai domini più interni della Toscana fino a raggiungere l'area adriatica nel Pliocene. Questa evoluzione geodinamica ha creato una struttura complessa composta da anticlinali orientate a NO-SE circa parallele alla costa, con rampe laterali e faglie trascorrenti.

Esiste un accordo generale sulla presenza di alcuni livelli di possibile scollamento situati a diverse profondità nella successione stratigrafica meso-cenozoica nel settore romagnolo-marchigiano. Lo scollamento basale si trova nella Formazione delle Anidriti di Burano del Triassico superiore, l'intermedio corrisponde alle formazioni del Cretaceo superiore delle Marna a Fucoidi e della Scaglia Cinerea paleogenica, mentre il più superficiale si trova nelle evaporiti messiniane.

L'obiettivo principale di questo studio è stato quello di chiarire l'assetto strutturale, geologico e sismologico dell'avanfossa dell'Appennino marchigiano-romagnolo approssimativamente tra Rimini e Ancona così da pervenire a una lettura in chiave sismotettonica e sismogenetica dell'area. Se infatti per l'area appenninica di catena i dati strutturali e geofisici abbondano e gli studi in questi ambiti anche, per l'avanfossa in area costiera e adriatica mancano ancora degli studi integrati di sismotettonica.

L'assetto strutturale di un'area offshore richiede, più di altre, un'analisi approfondita dei dati sismici disponibili (progetto ViDEPI). Per questo sono stati analizzati e interpretati un buon numero di profili sismici e log di pozzo che coprono l'intera area di studio dalla porzione di catena esterna fino all'offshore adriatico. I dati geofisici sono quindi stati utilizzati per estrapolare in profondità le strutture principali, definirne lo stile di deformazione e verificarne le relazioni spaziali e temporali. I dati geologici da letteratura sono stati integrati con i dati di sottosuolo per pervenire ad una carta dei lineamenti tettonici e dalla profondità dei sedimenti pliocenici che evidenzia un allineamento abbastanza omogeneo NO-SE delle strutture. L'analisi degli spessori dei sedimenti recenti si è rivelata utile per la caratterizzazione delle fasi tettoniche e della loro tempistica e da informazioni anche sulle aree di approfondimento dei bacini di deposizione e sulle aree invece potenzialmente emerse in determinate fasi tettoniche. Il Pleistocene mostra, ad esempio, un approfondimento graduale verso l'offshore, un massimo spessore nell'area offshore di Riccione e un minimo invece nell'offshore del Monte Conero. Il Pliocene invece si rinviene a spessori maggiori nell'area a S-SO di Senigallia e nell'offshore di

Riccione. L'area in cui possiede invece spessori minori si trova nell'offshore di Senigallia. Queste aree di maggior inspessimento dei sedimenti recenti possono essere definite depocentri minori del bacino di avampaese plio-pleistocenico determinati dalla tettonica, le aree di assottigliamento possono invece essere considerate emerse o vicine all'emersione in tempi recenti. L'andamento strutturale generale mostra infatti, un'alternanza di ampie anticlinali e strette sinclinali determinate dalla presenza di faglie inverse di importanza regionale orientate NO-SE e immergenti a SO, ovvero nella direzione di migrazione dell'intero sistema catena-avanfossa. Queste strutture sono poi interessate da faglie trascorrenti N-S che dislocano l'intera sequenza deposizionale già deformata e sono quindi sicuramente successive alla messa in posto delle thrust-related folds. Da un punto di vista evolutivo la conformazione che si riscontra in pianta con le anticlinali bordate da thrust e backthrust tagliate e dislocate dalle faglie trascorrenti può essere spiegata con una prima fase in cui, dopo la compattazione e l'inizio dell'azione degli sforzi compressivi, si formano per buckling le anticlinali e una fase in cui queste vengono tagliate sul fianco esterno da una faglia inversa e sul fianco interno da un backthrust. Con la prosecuzione degli sforzi compressivi queste thrust-related folds vengono tagliate dalle trascorrenti che sono quindi successive.

I dati così ricavati sono stati utilizzati per costruire, integrando geometrie e stili di deformazione, alcune sezioni geologiche on-offshore parallele tra loro e circa perpendicolari alle strutture riscontrate. Di queste sezioni, una volta bilanciate, è stato possibile valutare il raccorciamento che varia dal 25,7% della sezione più settentrionale al 31% della sezione più meridionale e mostra un aumento graduale appunto da NO a SE, compatibilmente con quanto riscontrato da altri autori e con il contesto tettonico generale dell'area. L'assetto strutturale riconosciuto in profondità appartiene per lo più al modello di stile deformativo thick-skinned poiché il basamento risulta interessato, come tutta la successione, dalla deformazione compressiva. La tettonica interessa però più intensamente il multilayer mio-pliocenico nel quale sono riconoscibili anche alcuni scollamenti minori. In sezione è evidenziabile anche la classica struttura a fiore delle faglie transpressive plio-quadernarie.

Tutte queste informazioni, integrate in un modello strutturale tridimensionale, hanno permesso poi di validare le geometrie riconosciute in pianta e in sezione e di definirne la relazione. Quello che è emerso chiaramente è che a minor profondità, e quindi nei livelli stratigrafici più recenti neogenici, si riscontrano strutture decisamente complesse fatte di thrust e backthrust minori mentre la successione giurassico-paleogenica è interessata da strutture più semplici ma a rigetti e lunghezze d'onda maggiori.

Grazie al modello tridimensionale costruito a partire dai dati 2D è stato possibile mappare le contour lines della profondità di due orizzonti importanti. Quella del top del basamento varia da un massimo di 10,8 km ad un minimo di 2,8 km che corrisponde alle aree di uplift dell'allineamento Cingoli-Cartoceto, del Monte Conero e di due anticlinali offshore rispettivamente davanti al Conero e davanti a Fano. La stessa situazione si riscontra anche con le profondità del top delle Marne a Fucoidi che variano da un minimo di 640 m ad un massimo di 5,7 km.

L'avanfossa adriatica di questa porzione di territorio marchigiano-romagnolo raggiunge spessori importanti di sedimenti plio-pleistocenici e l'avampaese della catena meso-cenozoica divide l'avanfossa in diversi settori con grosse variazioni stratigrafiche laterali. Questa complessità strutturale e stratigrafica rende difficile la localizzazione dei terremoti, specialmente se offshore. In più, la profondità focale degli eventi sismici risulta scarsamente vincolata se si utilizzano modelli di velocità delle onde sismiche nel sottosuolo monodimensionali e per di più calibrati per le aree più interne. Per poter dunque effettuare uno studio delle sequenze sismiche principali così da ricavarne indicazioni sulle relazioni ipocentro-struttura identificando le faglie sismologicamente attive e i relativi meccanismi focali, è stato necessario ottenere dati di base di qualità e soprattutto buoni modelli crostali adatti all'area investigata. Queste considerazioni, che sono sempre valide per l'analisi di qualità di una sequenza sismica, lo sono ancora di più nel caso della sismicità offshore, dove cioè gli epicentri sono esterni alla rete sismometrica. Anche se la geometria della rete sismometrica non è adatta (con gap azimutali maggiori di 180°) e le velocità superficiali sono estremamente più lente di quelle comunemente utilizzate per le localizzazioni nell'Appennino interno, infatti, un modello di velocità 3D creato ad hoc, combinato con tecniche di localizzazione avanzate (i software NonLinLoc e HypoDD) può ottenere localizzazioni più precise e una riduzione significativa della stima dell'errore, in particolare sulla profondità focale. Il modello tridimensionale costruito precedentemente grazie ad un alto numero di dati geologici e geofisici, è stato utilizzato, quindi, per la costruzione di un modello di velocità delle onde sismiche che rispettasse il più possibile le geometrie delle strutture profonde e le variazioni laterali degli spessori dei sedimenti recenti. La localizzazione migliore, in termini di errori calcolati, ha dato come soluzioni: per l'area del Monte Conero una distribuzione degli epicentri circa NO-SE con profondità variabili tra 4 e 10 km, un leggero approfondimento verso SE e meccanismi focali per lo più inversi e trascorrenti entrambi orientati NNO-SSE; per l'area di Rimini una distribuzione in pianta NO-SE, con profondità maggiore variabile da 10 a 15 km e meccanismi focali in genere poco vincolati a causa di eventi a magnitudo piccole; infine per l'area di

Senigallia-Falconara si riscontrano tre gruppi a profondità differenti (variabili tra 5 e 20 km) che complessivamente mostrano un approfondimento verso SO e meccanismi focali strike-slip, orientati N-S, perfettamente posizionati, in pianta, su due faglie trascorrenti che dislocano un thrust ed inversi orientati NNO-SSE come il thrust.

In riferimento al database DISS, le sorgenti sismogenetiche composite interessate da questi eventi sismici sono la Conero onshore, la Pesaro-Senigallia offshore e la Conero offshore che riportano valori simili di strike ma inclinazione e profondità in genere minori di quelle invece risultanti dal calcolo dei meccanismi focali. La sismicità è comunque quasi esclusivamente localizzata all'interno del basamento e interessa, solo in misura minore, la successione stratigrafica.

Per la valutazione strettamente sismogenetiche ci si è concentrati in questo studio sui tre eventi maggiori della sequenza dell'estate 2013, registrata a Sud del Conero. I meccanismi focali di questi eventi sono inversi, praticamente puri o con una minima componente obliqua, e mostrano uno strike NNO-SSE, una dip tra 15° e 25° e un rake di circa 100° . La loro localizzazione in sezione mostra una pressoché perfetta corrispondenza con un backthrust, mappato sul fianco interno dell'anticlinale Carlotta, con orientazione NO-SE, compatibile con il regime di sforzi dell'area, e inclinazione che, da molto alta (70°), si fa via via minore in profondità. Questo backthrust viene ipotizzato rilasci gli sforzi accumulati dal thrust principale. Il motivo per il quale gli sforzi maggiori siano rilasciati dal backthrust e non dalla faglia inversa che genera l'anticlinale Carlotta non è stato, al momento, oggetto di questo studio ma potrebbe essere una interessante possibilità di continuazione del lavoro. Per quanto riguarda invece l'area di Senigallia-Falconara le strutture sismologicamente ancora attive sarebbero il thrust immergente a SO e arcuato che poco più a Sud determina l'alto strutturale del Monte Conero e due faglie trascorrenti N-S che lo dislocano e verosimilmente accomodano i movimenti del thrust stesso, rilasciando parte dello stress compressivo.

Bibliografia

- AA.VV., (2005). Gravity Map of Italy and Surrounding Seas Carta Gravimetrica d' Italia 1:1.250.000.
- ANDERSON, H., JACKSON, J., (1987). Active tectonics of the Adriatic region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 91, 937e983. <http://dx.doi.org/10.1111/J.1365-246X.1987.TB01675.X>.
- ANELLI, L., GORZA, M., PIERI, M., AND RIVA, M., (1984). Subsurface well data in the Northern Apennines, *Mere. Soc. Geol. Ital.*, 48, 461-471.
- ARGNANI, A., GAMBERI, F., (1995). Stili strutturali al fronte della catena appenninica nell'Adriatico centro-settentrionale. *Studi Geol. Camerti Vol Spec 1995/1*: 19-27
- ARGNANI, A., FRUGONI, F., (1997). Foreland deformation in the Central Adriatic and its bearing on the evolution of the Northern Apennines. *Ann. Geofis.* 40: 771-780.
- ARGNANI, A., (1998). Structural elements of the Adriatic foreland and their relationships with the front of the Apennine fold and thrust belt. *Memorie della Società Geologica Italiana* 52, 647-654.
- BALLY, A. W., L. BURBI, C. COOPER, AND R. GHELARDONI (1986). Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines, *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 35, 257–310.
- BARCHI, M.R., MINELLI, G., PIALLI, G., (1998). The CROP 03 profile: a synthesis of results on deep structures of the northern Apennines. *Mem. Soc. Geol. Italiana* 52, 383–400.
- BARCHI, M.R., LANDUZZI, A., MINELLI, G., PIALLI G., (2001). Outer Northern Apennines. In: *Anatomy of an orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, 215-253.
- BARCHI, M.R., MINELLI, G., MAGNANI, B., MAZZOTTI, A., (2003). Line CROP 3: Northern Apennines. *Mem. Descr. Carta Geol. Ital.* 67:126–136.
- BARCHI, M., (2010). The Neogene Quaternary evolution of the Northern Apennines: crustal structure, style of deformation and seismicity. In: Beltrando, M., Peccerillo, A., Mattei, M., Conticelli, S., Doglioni, C. (Eds.), *Journal of the Virtual Explorer*, vol. 36. <http://dx.doi.org/10.3809/jvirtex.2009.00220>. Paper 10.

BASILI, R., BARBA, S., (2007). Migration and shortening rates in the northern Apennines, Italy: implications for seismic hazard. *Terra Nova* 19, 462–468.

BIGI, G., COSENTINO, D., PAROTTO, M., SARTORI, R., SCANDONE, P., (1983). Structural Model of Italy. Scala 1:500.000. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto: Modello strutturale tridimensionale.

BIGI, S., CALAMITA, F., CENTAMORE, E., DEIANA, G., RIDOLFI, M., SALVUCCI, R., (1991). Assetto strutturale e cronologia della deformazione della “zona d’incontro” tra le aree umbro-marchigiana e laziale-abruzzese (Marche meridionali Lazio-Abruzzo settentrionali). *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. (1991/2), 21-26.

BIGI, S., CALAMITA, F., CELLO, G., CENTAMORE, E., DEIANA, G., PALTRINIERI, W., PIERANTONI, P.P., Ridolfi, M., (1999). Tectonic and sedimentation within a Messinian foredeep in the Central Apennines (Italy). *Journal of Petroleum Geology*, January 22 (1), 15e18.

BENNETT, R.A., SERPELLONI, E., HREINSDÓTTIR, S., BRANDON, M.T., BUBLE, G., BASIC, T., CASALE, G., CAVALIERE, A., ANZIDEI, M., MAEJONOVIC, M., MINELLI, G., MOLLI, G., MONTANARI, A., (2012). Syn-convergent extension observed using the RETREAT GPS network, northern Apennines, Italy. *Journal of Geophysical Research* 117, B04408.

BOYER, S. E., e ELLIOT, D., (1982). Thrust systems: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 66, p. 1196–1230.

BONCIO, P., BROZZETTI, F., PONZIANI, F., BARCHI, M., LAVECCHIA, G., PIALLI, G., (1998). Seismicity and extensional tectonics in the northern Umbria–Marche Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.* 52, 539–555.

BONCIO, P., BROZZETTI, F., LAVECCHIA, G., (2000). Architecture and seismotectonics of a regional Low-Angle Normal Fault zone in Central Italy. *Tectonics* 19, 1038–1055.

CALAMITA, F., CELLO, G., DEIANA, G., PALTRINIERI, W., (1994). Structural styles, chronology rates of deformation, and time-space relationships in the Umbria-Marche thrust system (central Apennines, Italy). *Tectonics* 13, 873e881.

CALAMITA, F., COLTORTI, M., PIERUCCINI, P. e PIZZI, A. (1999). Evoluzione strutturale e morfogenesi plio-quadernaria dell’Appennino umbro-marchigiano tra il preappennino umbro e la costa adriatica. *Boll. Soc. Geol. It.* 118, 125-139,6 ff.

- CALAMITA, F., DEIANA, G. (1987). The arcuate shape of the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy). *Tectonophysics*, 146, 139-147.
- CARANNANTE, S., G. MONACHESI, M. CATTANEO, A. AMATO A. AND C. CHIARABBA (2013). Deep structure and tectonics of northern-central Apennines as seen by regional scale tomography and 3D located earthquakes, *J. Geophys. Res.*, in press, 118, 1-13.
- CARATORI TONTINI, F., STEFANELLI, P., GIORI, I., FAGGIONI, O., CARMISCIANO, C., (2004). The revised aeromagnetic anomaly map of Italy. *Annals of Geophysics*, vol. 47, n. 5.
- CARCIONE, J. M., FINETTI, I., AND GEI, D., (2005). Seismic modelling applied to CROP crustal section in the Adriatic Sea, in *Atlases in Geoscience 1, CROP project, Deep seismic exploration of the central Mediterranean and Italy*, I. R. Finetti (Ed.), 549-562.
- CASERO, P., ROURE, F., ENDIGNOUX, L., MORETTI, I., MULLER, C., SAGE, L., VIALLY, R., (1988). Neogene geodynamic evolution of the southern Apennines, *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 109–120.
- CASTELLO, B., SELVAGGI, G., CHIARABBA, C., AMATO, A., (2006). CSI Catalogo della sismicità italiana 1981e2002, versione 1.1. INGV-CNT, Roma.
- CAVASINO, A. (1935). I terremoti d'Italia nel trentacinquennio 1899- 1933. *Mem. Uff. (R.) Centr. Meteor. Geof.*, App. 3, 4, 1-266.
- CENTAMORE, E., CHIOCCHINI, U., CIPRIANI, N., DEIANA, G., MICARELLI, A., (1978). Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbidity del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale abruzzese: risultati degli studi in corso. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 18, 1978, pp. 135-170
- CHANNEL, J.E.T., D'ARGENIO, B., HORVATH, F., (1979). Adria, the African promontory, in *Mesozoic Mediterranean paleogeography*. *Earth-Science Reviews* 15,213e292.
- CHICCO, J.M., PIERANTONI, P.P., COSTA, M., INVERNIZZI, C., (2019). Plio-Quaternary tectonics and possible implications for geothermal fluids in the Marche Region (Italy). *Tectonophysics* 755, 21-34
- COLLETTINI, C., BARCHI, M., (2002). A low-angle normal fault in the Umbria region (Central Italy): a mechanical model for the related microseismicity. *Tectonophysics* 359 (1–2), 97–115.

- COLLETTINI, C., M.R. BARCHI, L. CHIARALUCE, F. MIRABELLA, S. PUCCI (2003). The Gubbio fault: can different methods give pictures of the same object? Original Research Article *Journal of Geodynamics*, Volume 36, Issues 1–2, August–September, Pages 51-66.
- CONSOLE, R., PERONACI, F. & SONAGLIA, A., (1973). Relazione sui fenomeni sismici dell'Anconetano (1972), *Ann. Geof. Suppl.*, 26.
- COWARD, M.P., DE DONATIS, M., MAZZOLI, S., PALTRINIERI, W., WEZEL, F.C., (1999). Frontal part of the northern Apennines fold and thrust belt in the Romagna-Marche area (Italy): shallow and deep structural styles. *Tectonics* 18 (3), 559–574.
- CRESCENTI, U., NANNI, T., RAMPOLDI, R., STUCCHI, M. (1977) - Ancona: considerazioni sismo-tettoniche. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 73-74: 33-48, Trieste.
- CRESTA, S., MONECHI, S. & PARISI, G., (1989). Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico nell'area umbro-marchigiana. Itinerari geologici sull'Appennino umbro-marchigiano (Italia). *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, 39: pp. 185, 88 figg., Roma.
- D'AGOSTINO, N., AVALLONE, A., CHELONI, D., D'ANASTASIO, E., MANTENUTO, S., SELVAGGI, G., (2008). Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors. *Journal of Geophysical Research* 113, B12413.
- DE DONATIS, M., MAZZOLI, S., (1994). Kinematic evolution of thrust-related structures in the Umbria-Romagna parautochthon (northern Apennines, Italy). *Terra Nova*, 6: 563–574.
- DE DONATIS, M., MAZZOLI, S., PALTRINIERI, W., WEZEL, F. C., (1995). Evoluzione tettonica dell'avanfossa appenninica marchigiano-romagnola dal miocene superiore al pleistocene. *Studi Geologici Camerti*, special v. 1, p. 359-371.
- DE FEYTER, A.J., KOOPMAN, A., MOLENAAR, A., VAN DEN ENDE, C. (1986). Detachment tectonics and sedimentation, Umbria-Marche Apennines, Italy. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 105: 65–85.
- DE FEYTER, A. J. & MENICHETTI, M. (1988). Back thrusting in forelimbs of rootless anticlines, with examples from the Umbro-Marchean Apennines (Italy), *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 35 (1986), pp. 357-370, Roma.
- DE LUCA, G., M. CATTANEO, G. MONACHESI, AND A. AMATO (2009). Seismicity in central and northern Apennines integrating the Italian national and national network,

Tectonophysics, 476, 121–135, doi: 10.1016/j.tecto.2008.11.032.

DEVOTI, R., RIGUZZI, F., CUFFARO, M., DOGLIONI, C., (2008). New GPS constraints on the kinematics of the Apennines subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 163e174.

DEVOTI, R., ESPOSITO, A., PIETRANTONIO, G., PISANI, A.R., RIGUZZI, F., (2011). Evidence of large-scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary. *Earth and Planetary Science Letters* 311 (3e4), 230e241

DISS WORKING GROUP, (2018). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS). Version 3.2.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; doi:[10.6092/INGV.IT-DISS3.2.1](https://doi.org/10.6092/INGV.IT-DISS3.2.1)

DI BUCCI, D., MAZZOLI, S., (2002). Active tectonics of the Northern Apennines and Adria geodynamics: new data and a discussion. *J. Geodynamics* 34: 687–707.

DI BUCCI, D., MAZZOLI, S., NESCI, D., SAVELLI, D., TRAMONTANA, M., DE DONATIS, M., BORRACCINI, F., (2003). Active deformation in the frontal part of the Northern Apennines: insights from the lower Metauro River basin area (northern Marche Italy) and adjacent Adriatic off-shore. *J. Geodyn.* 36 (1–2), 213–238.

ELTER, P., GIGLIA, G., TONGIORGI, M., TREVISANI, L., (1975). Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the Northern Apennines. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata* 42, 3e18.

FAVALI, P., FRUGONI, F., MONNA, D., RAINONE, M.L., SIGNANINI, P., SMRIGLIO G., (1995). The 1930 earthquake and the town of Senigallia (central Italy): An approach to seismic risk evaluation. *Annals of Geophysics* 38 (5-6)

FERRARIS, G., MAISTRELLO, M., RAMPOLDI, R., SECOMANDI, P., STUCCHI, M. (1975) The seismological network of Ancona. "Boll. Geof. Teor. Appl.", 18, 6 8, pp. 299-316.

FINETTI, I. (2005). The CROP profiles across the Mediterranean Sea (CROP MARE I and II), in: *Memorie descrittive della carta geologica d'Italia – CROP Atlas – Seismic Reflection Profiles of the Italian Crust*, LXII, 171–184, 2003.

FRÉCHET, J. (1985), *Sismogenèse et doublets sismiques*, Thèse d'Etat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 206 pp.

- FREPOLI, A., AMATO, A., (1997). Contemporaneous extension and compression in the Northern Apennines from earthquake fault plane solutions. *Geophys. J. Int.* 129,368–388.
- FREPOLI, A., AMATO, A., (2000). Spatial variations in stresses in peninsular Italy and Sicily from background seismicity. *Tectonophysics* 317 (1), 109–124.
- GASPARINI, C., IANNACCONE, G. & SCARPA, R. (1985). Fault-plane solutions and seismicity of the Italian Peninsula, *Tectonophysics*, 117, 59-78.
- GOT, J.-L., J. FRÉCHET AND F.W. KLEIN (1994). Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea, *J. Geophys. R.* 99, 15375-15386.
- HUSEN, S., AND J.L. HARDEBECK (2010). Earthquake location accuracy, Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis, doi:10.5078/corssa-55815573.
- ING-GNDT - Gruppo di Lavoro Catalogo Strumentale (2001). Catalogo strumentale dei terremoti italiani dal 1981 al 1996.
- INVERNIZZI, C., RIDOLFI, M., (1992). Analisi dello stile deformativo e delle cinematiche nelle Formazioni pretorbiditiche dell'area della Montagna dei Fiori. *Studi Geologici Camerti. Nuova Serie*, vol. XII, p. 79-91, ISSN: 0392-0631.
- ISIDe WORKING GROUP (INGV, 2016). Italian Seismological Instrumental and Parametric Database.
- KASTELIC, V., VANNOLI, P., BURRATO, P., FRACASSI, U., TIBERTI, M.M., VALENSISE, G., (2013). Seismogenic sources in the Adriatic domain. In: Bigi, S., D'Ambrogio, C., Carminati, E. (Eds.), *The Geology of the Periadriatic Basin and of the Adriatic Sea. Marine Petrol. Geol.* 42 (Special Issue), 191–213.
- KISSLINGER, C., (1973). The Ancona, Italy, Earthquake Swarm, 1972. *Earthquake notes*.
- LAHR, J.C., (1979). Hypoellipse: A computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first motion Pattern. "U.S.G.S." Open File Report.
- LAVECCHIA, G., BARCHI, M., BROZZETTI, F., MENICHETTI, M., (1994). Sismicità e tettonica nell'area umbro-marchigiana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 113 (1994), 483-500.
- LAVECCHIA, G., BONCIO, P., CREATI, N., (2003). A lithospheric-scale seismogenic thrust in central Italy. *Journal of Geodynamics* 36,79-94.

LAVECCHIA, G., BONCIO, P., CREATI, N., BROZZETTI, F. (2004). Stile strutturale, stato termo-meccanico e significato sismogenetico del thrust Adriatico: dati e spunti da una revisione del profilo CROP 03 integrata con l'analisi di dati sismologico. *Boll. Soc. Geol. It.*, 123 (2004), 111-125, 6 ff.

LAVECCHIA G., MINELLI G., PIALLI G., BIELLA G., CONVERSINI P., DE MARTIN M., LOZEJ A., MAISTRELLO M., SCARASCIA S., TABACCO I. (1984). Primi risultati del profilo sismico a rifrazione Perugia-Frontone. *BOLL. SOC. GEOL. IT.*, 103, 447-466.

LAVECCHIA, G., MINELLI, G. & PIALLI, G. (1987). Contractional and extensional tectonics along the transect Lake Trasimeno-Pesaro (Central Italy). In: Boriani et al. (EDS), *The Lithosphere in Italy Advances in Earth Science Research. Italian Mid-Term Conference on the Lithosphere Program. Rome, 5-6 May 1987. ATTI CONV. LINCEI*, 80, 177-194

LOMAX, A., J. VIRIEUX, P. VOLANT, AND C. BERGE (2000), Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations, in *Advances in Seismic Event Location*, edited by C. H. Thurber and N. Rabinowitz, pp. 101–134, Kluwer, Amsterdam, The Netherlands.

LOMAX, A., AND A. CURTIS (2001), Fast, probabilistic earthquake location in 3D models using Oct-tree importance sampling, *Geophys. Res. Abstr.*, 3, 955.

MAESANO, F. E., TOSCANI, G., BURRATO, P., MIRABELLA, F., D'AMBROGI, C., BASILI, R., (2012). Deriving thrust fault slip rates from geological modeling: Examples from the Marche coastal and offshore contraction belt, Northern Apennines, Italy. *Marine and Petroleum Geology* 42, 122-134.

MARIUCCI, M.T., AMATO, A., MONTONE, P., (1999). Recent tectonic evolution and present stress in the Northern Apennines. *Tectonics* 18 (1), 108–118.

MARTINIS, B., PIERI, M., (1964). Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico Superiore nell'Italia centrale e meridionale. *Memorie della Società Geologica Italiana* 4 (1), 649-678.

MAZZOLI, S., PIERANTONI, P.P., BORRACCINI, F., PALTRINIERI, W., DEIANA, G., (2005). Geometry, segmentation pattern and displacement variations along a major Apennine thrust zone, central Italy. *J. Struct. Geol.* 27, 1940–1953.

MAZZOLI, S., SANTINI, S., MACCHIAVELLI, C., ASCIONE, A., (2014). Active tectonics

of the outer northern Apennines: Adriatic vs. Po Plain seismicity and stress fields. *J. Geodyn.*

MENICHETTI, M., (1991). La sezione geologica Cingoli-M. Maggio-Tevere nell'appennino umbro marchigiano: analisi cinematica e strutturale. *Studi Geol. Camerti*, vol.spec. 1991/1, Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 03 Punta Ala-Gabicce, 315-328.

MENICHETTI, M., DE FEYTER A.J., CORSI M. (1991). Crop 03-II tratto Val Tiberina- Mare Adriatico sezione geologica e caratterizzazione tettonico-sedimentaria delle avansosse della zona umbro-marchigiano-romagnola. *Studi Geol. Camerti*, vol.spec.1991/1, 279-293.

MENICHETTI, M., PIALLI, G., (1986). Geologia strutturale del Preappennino Umbro tra i Monti di Gubbio e la catena del M. Petrano — M. Cucco. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 35: 371–388.

MIRABELLA, F., BARCHI, M.R., LUPATTELLI, A., STUCCHI, E., CIACCIO, M.G., (2008). Insights on the seismogenic layer thickness from the upper crust structure of the Umbria e Marche Apennines (Central Italy). *Tectonics* 27, TC1010.

MONACHESI, G., CASTELLI, V., VASAPOLLO, N., (1991). Historical earthquakes in Central Italy: case histories in the Marche area, *Tectonophysics*, 194, pp.95-107, Elsevier Science Publishers, Amsterdam.

MOVE MIDLAND VALLEY 2018.2 2018. Midland Valley Exploration Ltd.

ODDONE, E. (1930). Sul terremoto delle provincie di Ancona e Pesaro avvenuto addì 30 ottobre 1930 (Relazione a S.E. il Ministro dell'Agricoltura e Foreste), in "Bollettino della Società Sismologica Italiana", vol.29, pp.115-138.

ORI, G. G., ROVERI, M., AND VANNONI, F., (1986). Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic-Adriatic foredeep (Central Adriatic Sea, Italy). In: Allen P. A.,and Homewood P. (eds). Foreland basin. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 8, 183-198.

PAIGE, C.C., SAUNDERS, M.A., (1982). LSQR: Sparse linear equations and least squares problems, *ACM Transactions on Mathematical Software* 8/2, 195-209.

PIALLI G., BARCHI M., MINELLI G. (EDS.), (1998). Results of the CROP 03 deep seismic reflection profile. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 52.

PONDRELLI, S., SALIMBENI, S., EKSTRÖM, G., MORELLI, A., GASPERINI, P.,

VANNUCCI, G., (2006). The Italian CMT dataset from 1977 to the present. *Phys. EarthPlanet. Interiors* 159 (3/4), 286–303.

PONDRELLI, S., S. SALIMBENI, A. MORELLI, G. EKSTROM, L. POSTPISCHL, G. VANNUCCI, AND E. BOSCHI, (2011). European-Mediterranean Regional Centroid Moment Tensor Catalog: solutions for 2005-2008, *Phys. Earth Planet. Int.*

PORRECA, M., MINELLI, G., ERCOLI, M., BROBIA, A., MANCINELLI, P., CRUCIANI, F., GIORGETTI, C., CARBONI, C., MIRABELLA, F., CAVINATO, G., CANNATA, A., PAUSELLI, C., AND BARCHI, M. R., (2018). Seismic reflection profiles and subsurface geology of the area interested by the 2016–2017 earthquake sequence (Central Italy), *Tectonics*, 37,1–22, <https://doi.org/10.1002/2017TC004915>, 2018.

REASENBERG, P., OPPENHEIMER, D., (1985). FPFIT, FPLOT and FPPAGE: FORTRAN com-puter program for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rep.* 85 (739), 109.

RICCI LUCCHI, F., (1987). The foreland basin system of the Northern Apennines and related clastic wedges: A preliminary outline, *G. Geol.*, 48, 165-185.

RODGERS, J., (1949). Evolution of Thought on Structure of Middle and Southern Appalachians. *AAPG Bulletin*,33(10), 1643-1654.

ROVERI, M., BOSCOLO GALLO, A., ROSSI, M., GENNARI, R., IACCARINO, S.M., LUGLI, S., MANZI, V., NEGRI, A., RIZZINI, F., TAVIANI, M., (2005). The Adriatic foreland record of Messinian events (Central Adriatic Sea, Italy). *GeoActa*, vol. 4, pp. 139-158.

ROVIDA, A., LOCATI, M., CAMASSI, R., LOLLI, B., GASPERINI, P. (eds), 2016. CPTI15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi: <http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI15>.

SANTINI, S., (2003). A note on Northern Marche seismicity: new focal mechanisms and seismological evidences. *Ann. Geophys.* 46, 725–731.

SANTINI, S., MARTELLINI, A. (2004). Meccanismi focali ed evidenze sismologiche dei movimenti tettonici nella provincia di Pesaro e Urbino. *Studi Geologici Camerti*, 2, 141-152.

SANTINI, S., SAGGESE, F., MEGNA, A., MAZZOLI, S., (2011). A note on central-northern Marche seismicity: new focal mechanisms for events recorded in years 2003–2009. *Boll.*

Geofisica Teorica Appl. 52, 639–649.

SAVELLI, D., WEZEL, F.C., (1978). Schema geologico del Messiniano del Pesarese. Boll. Soc. Geol. It. 97: 165-188.

SCARSELLI, S., SIMPSON, G.D.H., ALLEN, P.A., MINELLI, G., GAUDENZI, L., (2007). Association between Messinian drainage network formation and major tectonic activity in the Marche Apennines (Italy). Terra Nova 19, 74e81. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00717.x>.

SCISCIANI, V., CALAMITA, F., TAVARNELLI, E., RUSCIADELLI, G., ORI, G.G., PALTRINIERI, W., (2001). Foreland-dipping normal faults in the inner edges of syn-orogenic basins: a case from the Central Apennines, Italy. Tectonophysics 330, 211-224.

SCISCIANI, V., TAVARNELLI, E., CALAMITA, F., (2001). Styles of tectonic inversion within syn-orogenic basins: examples from the Central Apennines, Italy. Terra Nova 13, 321-326.

SCISCIANI, V., TAVARNELLI, E., CALAMITA, F., (2002). The interaction of extensional and contractional deformations in the outer zones of the Central Apennines, Italy. Journal of structural geology 24, 1647-1658.

SCISCIANI, V., PATRUNO, S., TAVARNELLI, E., CALAMITA, F. PACE, P., IACOPINI, D., (2019). Multi-phase reactivations and inversions of Paleozoic-Mesozoic extensional basins during the Wilson cycle: case studies from the North Sea (UK) and the Northern Apennines (Italy). In: Wilson, R.W., Houseman, G.A., McCaffrey, K.J.W., Doré, A.G. & Buitter, S.J.H. (eds.) Fifty Years of the Wilson Cycle Concept in Plate Tectonics. Geological Society of London, Special Publication 470, 1-42.

TAVARNELLI, E., SCISCIANI, V., PATRUNO, S., CALAMITA, F. PACE, P., IACOPINI, D., (2019). The Role of Structural Inheritance in the evolution of fold-and-thrust belts: Insights from the Umbria- Marche Apennines, Italy. In: Koeberl C. & Bice, D.M. (eds.) 250 Million Years of Earth History in Central Italy – Celebrating 25 Years of the Geological Observatory of Coldigioco. Geological Society of America Special Paper, 542.

VAI, GB., MARTINI, P. (EDS.) (2001). Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.

VANNOLI, P., BASILI, R., VALENSISE, G., (2004). New geomorphic evidence for anticlinal growth driven by blind-thrust faulting along the northern Marche coastal belt (central Italy).

Journal of Seismology 8, 297e312.

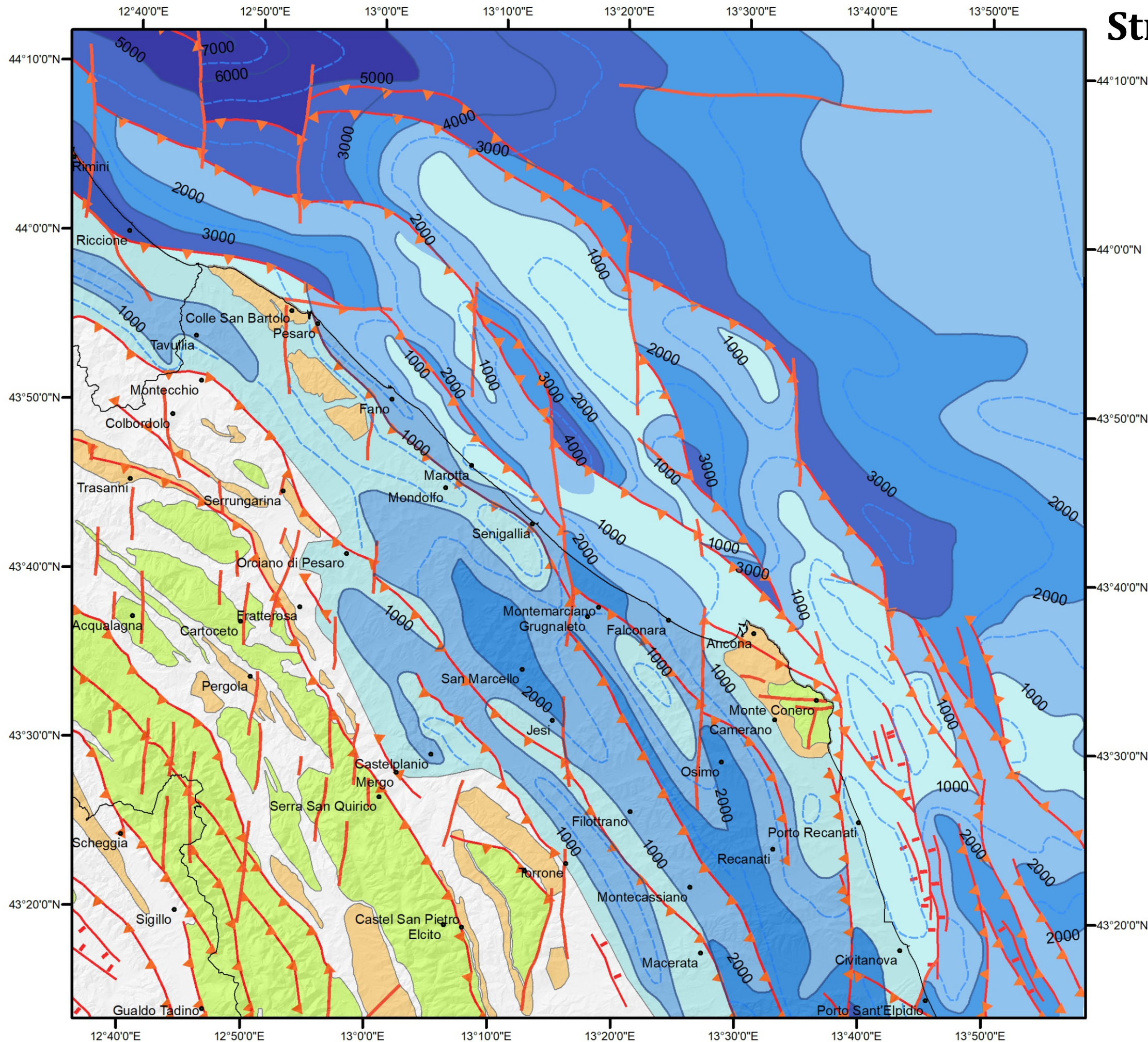
VANNOLI, P., BURRATO, P., AND VALENSISE, G., (2015). The seismotectonics of the Po Plain (northern Italy): tectonic diversity in a blind faulting domain, *Pure Appl. Geophys.*, 172, 1105–1142, doi:10.1007/s00024-014-0873-0.

ViDEPI, (2010). *Visibilità dei dati afferenti all'attività di esplorazione petrolifera in Italia. 2009 e 2010 Progetto ViDEPI e Ministero dello Sviluppo Economico UNMIG e Società Geologica Italiana e Assomineraria.*

WALDHAUSER, F. AND W.L. ELLSWORTH, (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 1353-1368.

WALDHAUSER, F., (2001). *HypoDD: A computer program to compute double-difference earthquake locations, USGS Open File Rep.*, 01-113.

Structural-Geological Map

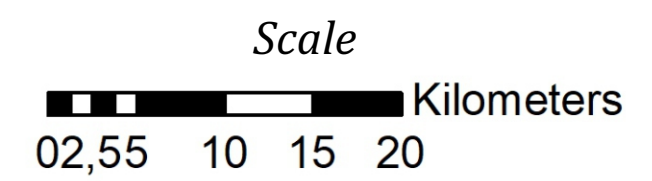


LEGEND

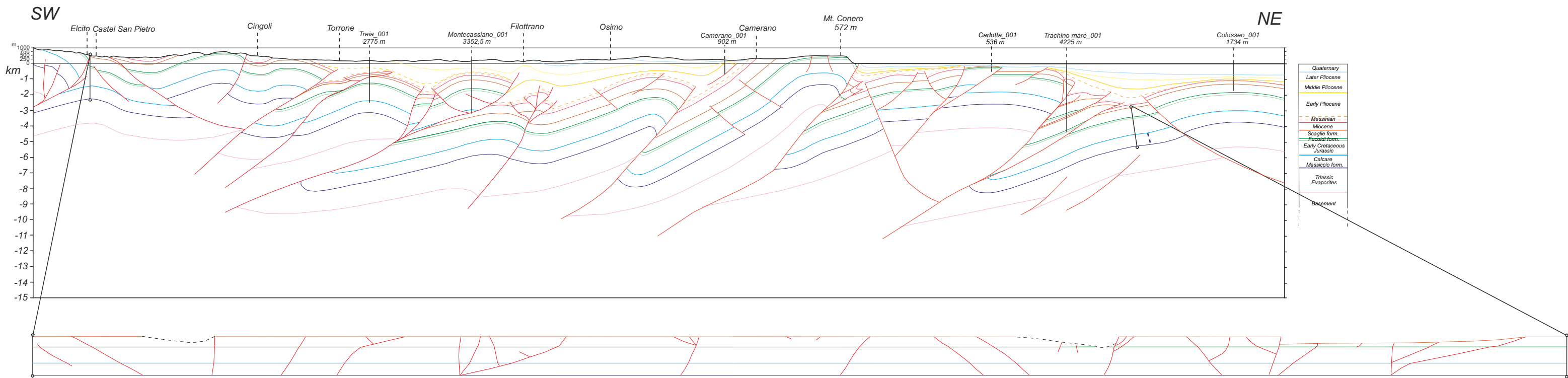
- Fault
- Reverse_fault
- Normal_fault
- Jurassic_Oligocene
- Messinian
- Miocene_Quaternary

Pliocene Isobates

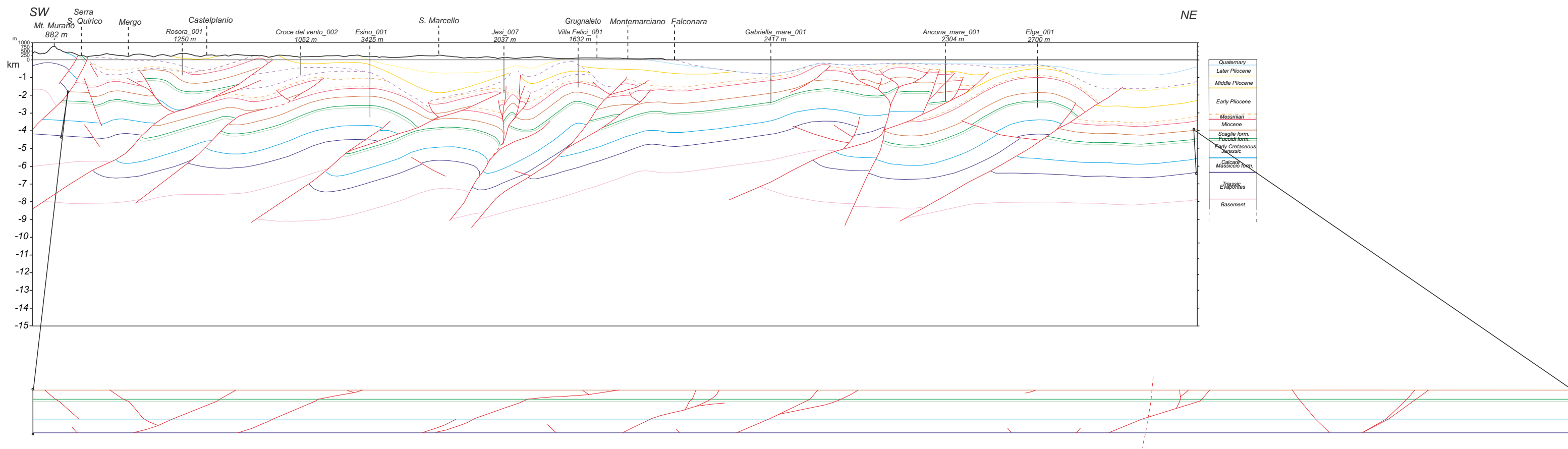
- 0 - 1000 m
- 1001 - 2000 m
- 2001 - 3000 m
- 3001 - 5000 m
- 5001 - 7000 m
- Pliocene_isobates
- Pliocene_auxiliar_isobates



Sezione geologica bilanciata Elcito-Conero-Adriatic offshore



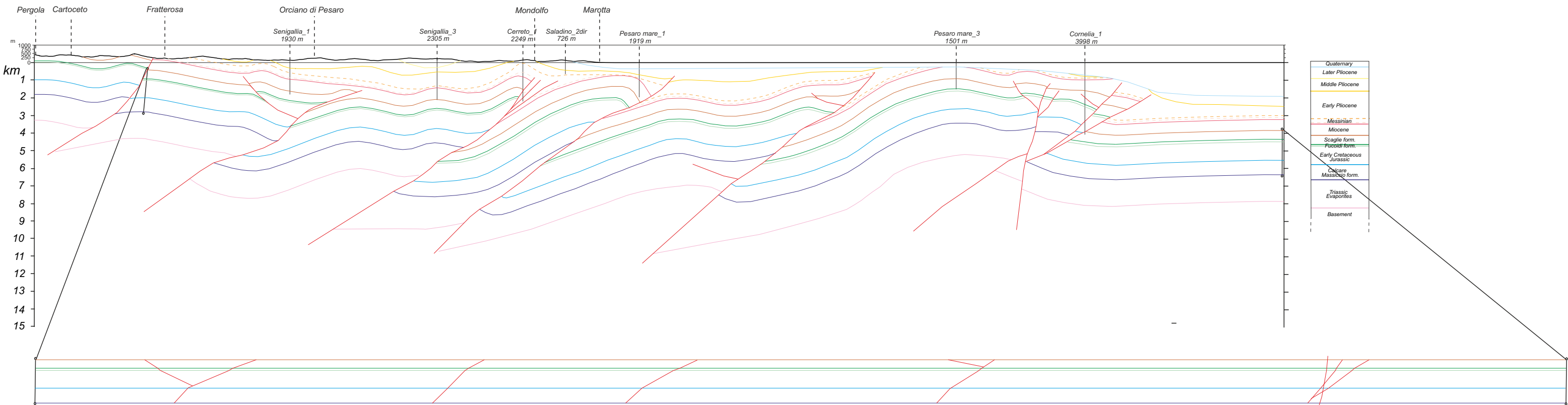
Sezione geologica bilanciata Serra San Quirico-Montemarciano-Adriatic offshore



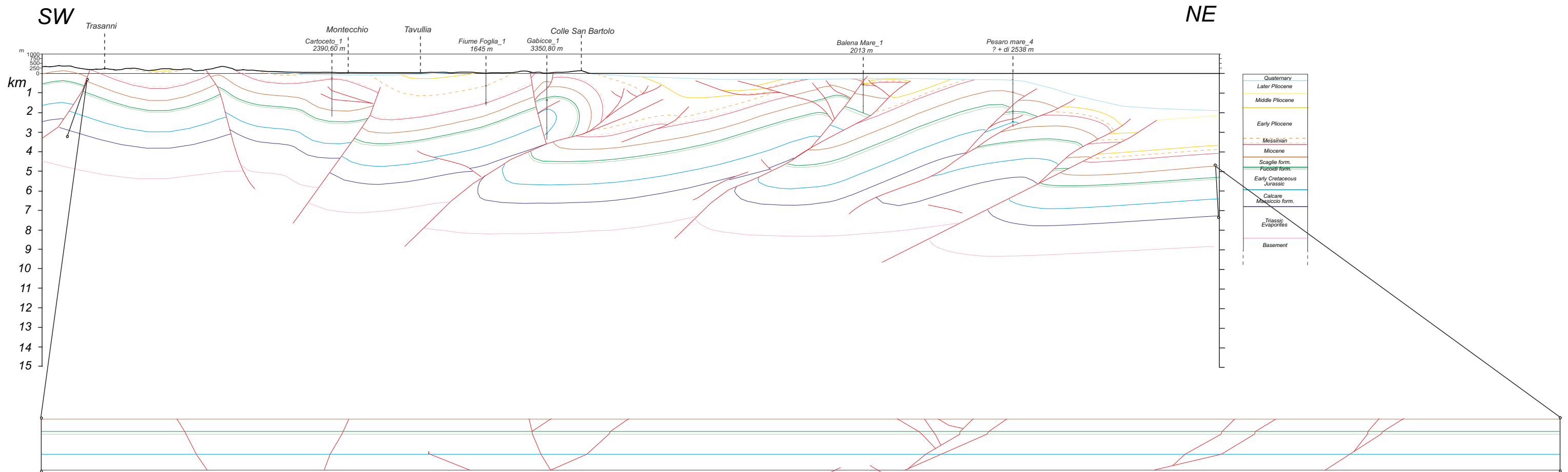
Sezione geologica bilanciata Pergola-Mondolfo-Adriatic offshore

SW

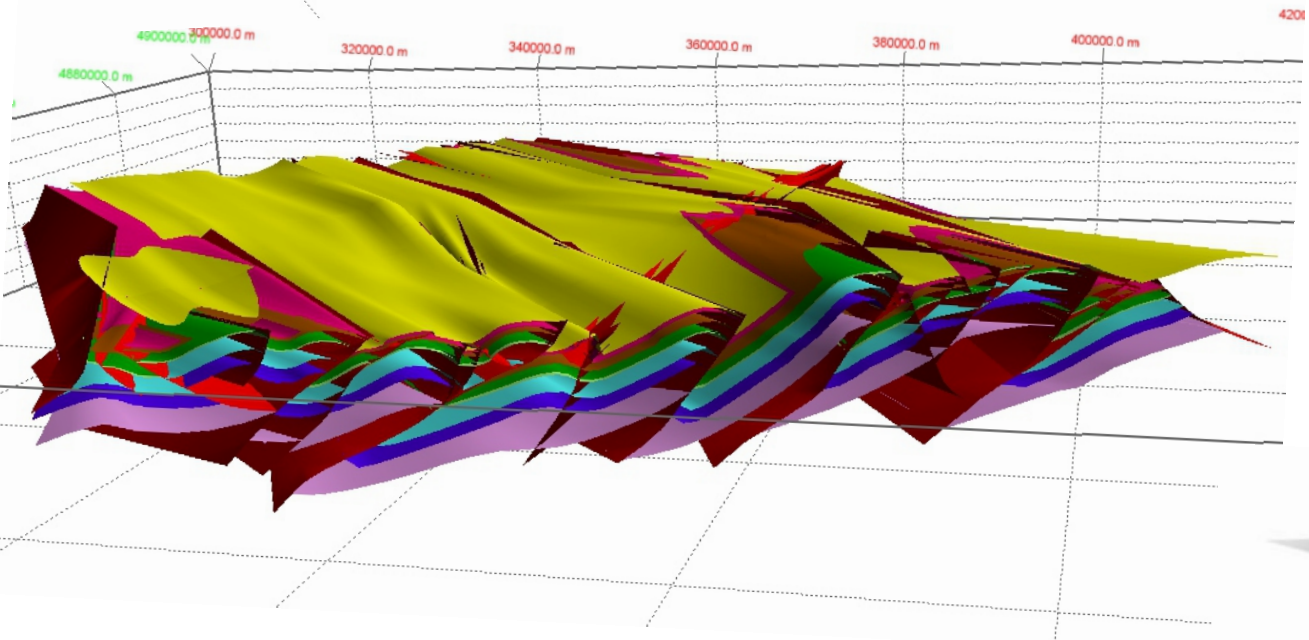
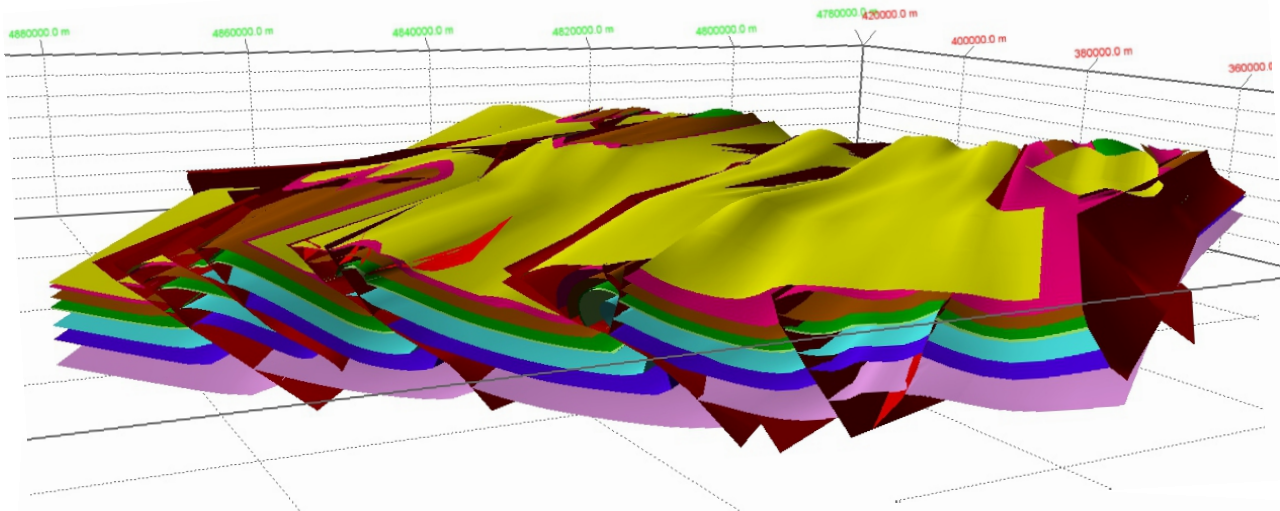
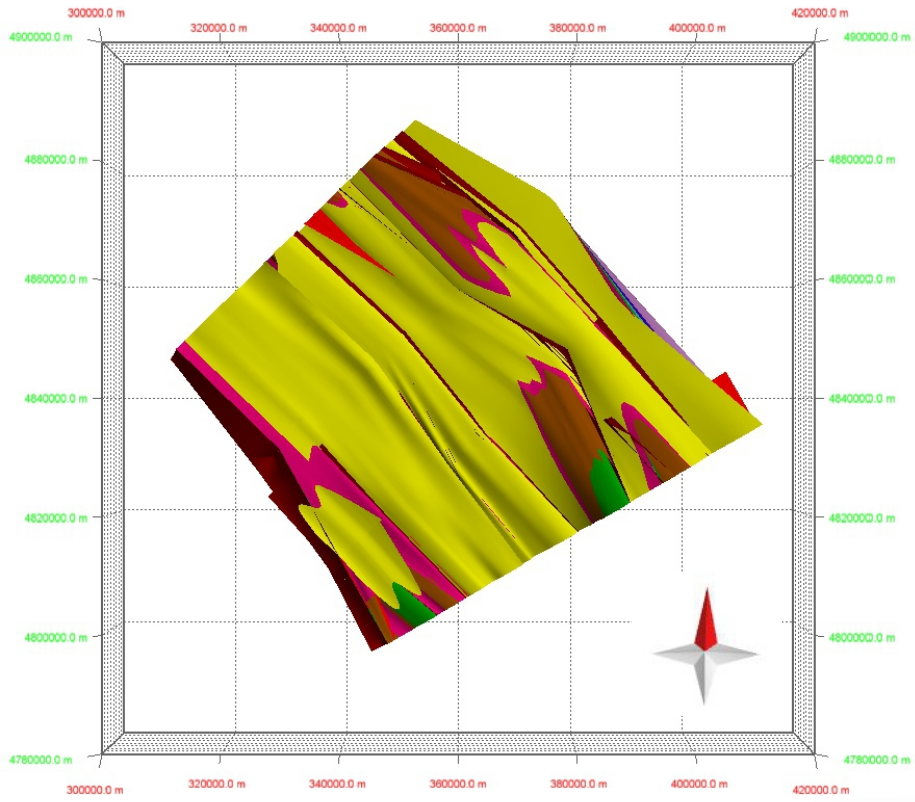
NE



Sezione geologica bilanciata Trasanni-Colle San Bartolo-Adriatic offshore



Modello strutturale tridimensionale



ALLEGATO G

Data e Ora						Latitudine	Longitudine	Profondità	Magnitudo
1999	11	28	14	41	18,8	43,749618	13,122097	11,731	2,1
2003	9	17	18	7	59,82	43,690348	13,36563	8,031	1,1
2004	3	12	6	27	2,26	43,693107	13,368924	6,922	1,7
2004	3	26	5	10	8,5	43,695032	13,37709	5,293	2,5
2005	2	22	11	21	53,08	43,63267	13,379203	14,761	2,7
2005	1	17	22	58	34,44	43,627783	13,358153	9,246	2,5
2006	12	10	11	43	8,21	43,727657	13,30307	8,448	2,2
2006	8	14	3	17	9,14	43,623165	13,359613	15,878	1,5
2006	5	15	18	33	33,88	43,743258	13,184548	9,206	1,5
2007	4	20	9	3	31,82	43,678092	13,382354	8,786	2,6
2007	7	16	22	15	55,32	43,684448	13,382956	7,417	1,9
2007	7	28	0	41	24,33	43,681576	13,377558	8,997	3,1
2007	7	28	21	57	33,12	43,670028	13,373872	8,396	1,2
2007	8	1	12	17	24,55	43,675911	13,382385	8,044	3
2007	8	13	16	52	58,09	43,6738	13,379528	6,501	2,1
2007	8	17	8	57	30,79	43,67703	13,385217	5,611	1,4
2007	2	8	8	14	21,91	43,765222	13,25476	9,775	2,3
2007	2	9	17	49	20,74	43,774255	13,257586	9,251	1,6
2007	2	9	17	51	8,7	43,757935	13,251988	9,749	2,6
2007	9	29	5	11	55,42	43,751379	13,132811	11,475	2,4
2007	1	25	21	36	13,32	43,591593	13,415919	16,829	3,7
2007	1	25	22	41	19,52	43,587118	13,41677	15,8	2
2007	1	26	11	15	39,58	43,583358	13,409998	13,684	1,8
2007	2	12	16	57	28,07	43,587012	13,415044	14,929	1,8
2007	3	4	8	14	13,63	43,586393	13,414136	15,224	1,5
2007	7	6	15	2	58,42	43,699658	13,327614	7,197	2,3
2008	1	19	17	10	3,16	43,672563	13,377298	5,01	1,4
2008	5	29	0	49	52,13	43,673604	13,406263	7,893	1,9
2008	5	29	0	54	20,97	43,682393	13,406934	7,122	1,4
2008	12	24	2	38	22,23	43,61204	13,374883	17,467	2,5
2008	4	6	7	44	15,16	43,706592	13,348198	4,728	1,4
2008	4	2	10	46	10,22	43,605831	13,392773	10,238	1,7
2008	4	6	0	25	40,06	43,610189	13,398844	9,7	2
2008	4	6	0	29	39,98	43,603805	13,3938	10	1,3
2009	8	2	13	43	48,08	43,717985	13,427228	11,05	2,6
2010	1	4	5	21	32,03	43,727625	13,250142	8,158	1,3
2010	9	30	23	56	58,12	43,739392	13,241886	10,265	2,3
2010	10	1	0	59	14,15	43,739604	13,240905	10,266	1,7
2010	9	30	12	33	17,62	43,6856	13,415518	5,057	1,8
2010	10	1	6	4	26,14	43,680078	13,411335	5,022	2,2
2010	10	1	7	51	26,47	43,680644	13,412857	3,994	1,6
2010	10	2	19	1	52,16	43,690735	13,419822	8,577	1,9
2010	1	4	9	20	2,29	43,736096	13,267015	10,104	1,7
2010	4	19	2	56	51,77	43,748604	13,280333	9,784	1,3
2010	1	19	9	4	24,59	43,593347	13,417431	15,515	1,7
2010	9	30	8	24	20,47	43,642668	13,364002	15,851	2,2
2010	8	7	17	50	46,24	43,736243	13,194214	12,237	0,8

2010	1	13	5	26	28,69	43,773507	13,097521	10,844	2,4
2010	1	16	1	53	28,6	43,779008	13,099189	12,146	1,8
2011	3	22	2	39	37,9	43,680505	13,3567	7,994	1,6
2011	1	17	17	3	44,18	43,74279	13,236327	10,522	1,8
2011	5	11	6	24	5,47	43,77323	13,160169	12,372	1,3
2011	9	24	23	52	45,24	43,742424	13,182659	11,853	0,7
2011	2	15	20	28	27,76	43,705131	13,340159	5,936	1,8
2012	6	25	6	11	22,13	43,731767	13,244979	9,249	1,6
2012	5	16	1	25	5,22	43,763151	13,120307	10,111	1,3
2012	8	13	11	46	1,2	43,762516	13,141423	11,124	1,6
2012	11	20	21	31	26,26	43,747111	13,117729	11,561	1,9
2012	10	24	2	27	35,28	43,740694	13,287494	9,613	1,7
2012	12	11	1	49	2,9	43,733122	13,279366	9,155	2,3
2012	12	18	23	35	8,42	43,735547	13,280561	9,335	1,9
2012	12	31	3	12	25,39	43,73645	13,283881	9,315	1,6
2012	4	22	11	33	16,68	43,734578	13,182951	10,264	1,7
2013	4	21	23	55	29,76	43,741573	13,240142	10,025	1,9
2013	11	25	3	22	23,91	43,751811	13,125674	13,549	1,8
2013	12	15	18	12	4,28	43,757629	13,148786	10,495	1
2013	9	29	3	33	40,34	43,6184	13,358214	7,957	1,6
2013	10	4	11	20	44,94	43,618461	13,358559	8,843	1,7
2014	11	18	15	16	58,46	43,742131	13,242374	10,213	1,6
2014	3	23	11	59	51,53	43,68044	13,438569	6,927	1,9
2014	1	15	13	15	19,54	43,75317	13,168614	9,813	1,7
2014	6	30	9	37	6,19	43,76193	13,184085	10,567	2,3
2014	6	16	5	42	9,13	43,710315	13,43627	10,087	1,6
2015	5	31	21	32	12,14	43,614152	13,360294	14,206	0,9
2015	8	2	3	40	17,85	43,72974	13,177669	9,537	1,2
2012	9	9	0	2	44,15	43,525692	13,650969	6,641	1,8
2013	6	13	5	44	54,69	43,514709	13,692306	8,855	3,8
2013	6	13	6	8	51,4	43,507023	13,697384	5,963	1,3
2013	6	13	6	16	38,98	43,499817	13,692558	7,144	1,9
2013	6	13	7	6	18,36	43,499561	13,700118	5,842	2
2013	6	14	5	3	25,55	43,508199	13,679907	7,181	2,8
2013	7	17	12	32	9,72	43,504053	13,672498	7,37	2,3
2013	7	17	12	52	20,57	43,506856	13,671633	7,301	2,8
2013	7	17	14	3	43,22	43,495793	13,662965	5,697	2,6
2013	7	17	21	21	10,46	43,510632	13,675089	7,856	3,3
2013	7	20	19	46	25,16	43,506954	13,664596	6,892	1,5
2013	7	21	1	32	24,3	43,513359	13,683513	8,55	4,9
2013	7	21	1	38	42,47	43,50896	13,684805	7,462	2,4
2013	7	21	1	43	43,73	43,49858	13,698902	5,966	2,3
2013	7	21	1	48	16,76	43,508549	13,669349	6,246	2,3
2013	7	21	1	50	56,86	43,513021	13,683125	8,109	1,6
2013	7	21	1	52	3,74	43,493604	13,694941	8,881	1,6
2013	7	21	2	4	3,33	43,500269	13,688681	7,452	1,3
2013	7	21	2	8	25,51	43,508573	13,681781	7,889	2
2013	7	21	2	11	17,77	43,501998	13,716451	7,05	2,2

2013	7	21	2	15	51,98	43,510555	13,669274	7,722	2,6
2013	7	21	2	18	28,48	43,492033	13,691093	5,806	2,2
2013	7	21	2	22	32,48	43,51617	13,700997	7,214	1,2
2013	7	21	2	30	42,39	43,51047	13,6953	7,51	1,4
2013	7	21	2	43	32,5	43,50188	13,706334	7,32	1,4
2013	7	21	2	47	13,71	43,513346	13,685902	8,764	1,6
2013	7	21	2	48	19,67	43,504464	13,72253	4,764	1,3
2013	7	21	2	50	55,86	43,499955	13,666028	5,315	0,9
2013	7	21	2	54	7,59	43,501851	13,709628	6,796	2,1
2013	7	21	2	54	39,36	43,508358	13,695893	6,895	2,5
2013	7	21	3	0	10,37	43,505355	13,672952	5,898	2
2013	7	21	3	2	43,65	43,501685	13,715241	7,377	1,8
2013	7	21	3	7	24,37	43,504333	13,68909	9,023	4
2013	7	21	3	13	10,67	43,494975	13,656321	4,992	1,4
2013	7	21	3	18	45,72	43,486991	13,704114	8,201	1
2013	7	21	3	19	52,09	43,505387	13,66552	6,227	1,9
2013	7	21	3	30	15,31	43,495605	13,729812	4,701	2,1
2013	7	21	3	34	46,37	43,498006	13,745449	9,022	2,7
2013	7	21	3	46	42,23	43,504342	13,740706	7,524	1,3
2013	7	21	3	50	48,26	43,494149	13,737528	9,081	2,1
2013	7	21	3	51	22,67	43,497262	13,736019	8,161	2,2
2013	7	21	3	58	3,63	43,514286	13,722249	6,382	0,9
2013	7	21	4	6	24,03	43,500989	13,733377	6,991	1,1
2013	7	21	4	8	59,4	43,498674	13,709114	5,927	0,9
2013	7	21	4	18	35,94	43,497013	13,709235	7,258	1,1
2013	7	21	4	28	12,58	43,486438	13,734097	5,179	1,4
2013	7	21	4	30	32,9	43,513049	13,686364	7,563	1,6
2013	7	21	4	32	10,21	43,509452	13,687777	7,198	1,5
2013	7	21	4	34	18,17	43,492102	13,73818	6,92	1,6
2013	7	21	4	41	13,81	43,488436	13,739348	7,169	0,9
2013	7	21	4	45	43,59	43,501803	13,720533	4,295	0,8
2013	7	21	4	53	19,53	43,502299	13,713896	7,99	1,2
2013	7	21	5	6	51,53	43,51051	13,696155	7,127	1,9
2013	7	21	5	18	8,32	43,500171	13,706431	5,814	1,6
2013	7	21	5	39	21,55	43,515784	13,717977	8,222	1,5
2013	7	21	5	40	52,5	43,507003	13,69897	8,554	2,5
2013	7	21	5	46	48,2	43,505509	13,690912	7,963	1,6
2013	7	21	5	53	12,05	43,497713	13,690055	7,123	1,4
2013	7	21	7	11	29,71	43,512056	13,684844	8,562	2
2013	7	21	7	16	26,16	43,482284	13,695596	5,763	1,4
2013	7	21	7	44	50,12	43,493384	13,736208	8,845	2,6
2013	7	21	7	47	59,46	43,497522	13,74194	8,525	1,6
2013	7	21	8	32	11,28	43,504712	13,698591	7,846	1,5
2013	7	21	9	1	19,62	43,500924	13,665253	5,496	1,1
2013	7	21	10	53	46,19	43,511442	13,688593	5,816	1,4
2013	7	21	12	19	23,01	43,499996	13,693526	7,921	2,8
2013	7	21	12	50	15,79	43,494702	13,754743	9,824	1,7
2013	7	21	13	15	35,5	43,497778	13,697209	5,527	1,8

2013	7	21	13	19	36,43	43,511287	13,672623	5,628	1,1
2013	7	21	14	3	29,78	43,506311	13,700448	8,704	2
2013	7	21	14	45	4,04	43,492102	13,751793	9,978	2,2
2013	7	21	14	53	21,95	43,493095	13,741403	8,439	2
2013	7	21	15	3	16,4	43,494466	13,734268	5,57	1,7
2013	7	21	15	6	16,34	43,494368	13,724259	8,04	1,7
2013	7	21	15	24	24,24	43,510783	13,669108	7,902	2,6
2013	7	21	17	58	38,6	43,509953	13,696906	8,048	1,9
2013	7	21	18	46	41,48	43,504089	13,704739	7,768	2,4
2013	7	21	20	48	2,26	43,506453	13,663465	7	1,5
2013	7	21	23	16	39,54	43,502348	13,707898	7,503	1,5
2013	7	21	23	41	58,48	43,500179	13,69902	5,401	1
2013	7	21	23	50	34,5	43,499406	13,707281	5,399	1,4
2013	7	21	23	50	44,48	43,50223	13,69503	6,948	1,7
2013	7	22	0	25	50,01	43,501542	13,679208	5,48	1
2013	7	22	2	22	12,51	43,509163	13,701901	8,599	1,8
2013	7	22	3	31	6,13	43,500863	13,738273	8,43	1,4
2013	7	22	4	1	28,86	43,506059	13,736213	4,523	1,6
2013	7	22	4	1	49,25	43,488578	13,727818	3,46	1,7
2013	7	22	6	59	42,31	43,491317	13,679744	6,938	1,8
2013	7	22	12	35	50,34	43,500106	13,70223	7,427	1,8
2013	7	22	12	48	40,91	43,513656	13,676597	6,359	1,5
2013	7	22	18	23	52,34	43,511503	13,725698	7,535	1,2
2013	7	22	18	27	7,6	43,500004	13,725234	3,125	1,2
2013	7	22	22	8	8,9	43,502185	13,712489	7,981	0,7
2013	7	23	4	0	1,42	43,49231	13,695716	6,803	1,8
2013	7	23	9	37	17,95	43,504211	13,70912	7,063	1,9
2013	7	23	13	30	47,41	43,515198	13,71697	4,144	2,3
2013	7	23	17	59	26,12	43,50295	13,705822	6,486	1,7
2013	7	23	19	30	13,88	43,513562	13,677272	7,699	3
2013	7	23	19	43	56,48	43,514836	13,683767	6,054	1,4
2013	7	23	19	46	17,92	43,51357	13,677807	7,728	1,8
2013	7	23	21	57	28,96	43,490796	13,720093	8,562	1,6
2013	7	24	5	6	19,79	43,50529	13,662986	5,962	2,1
2013	7	24	19	12	28,8	43,496737	13,757544	9,079	2,2
2013	7	24	19	27	40,68	43,494902	13,751581	8,853	1,6
2013	7	24	20	28	22,52	43,502535	13,777183	8,259	1,9
2013	7	25	1	10	34,67	43,510803	13,71597	5,301	1,3
2013	7	25	3	3	35	43,493868	13,71669	2,222	0,8
2013	7	25	15	38	29,22	43,499264	13,746185	10,528	1,7
2013	7	25	15	51	8,47	43,493058	13,727366	5,287	1,2
2013	7	26	2	38	9,86	43,502946	13,697181	7,637	2,3
2013	7	26	3	42	9,75	43,515222	13,677935	7,873	0,9
2013	7	26	19	38	19,96	43,506775	13,698916	7,546	2,2
2013	7	27	14	47	36,43	43,507288	13,661462	5,327	1,1
2013	7	27	23	43	3,52	43,51001	13,665524	7,384	2,4
2013	7	27	23	53	55,46	43,517704	13,690338	8,562	0,9
2013	7	28	6	59	31,78	43,524113	13,677502	8,395	1,7

2013	7	28	13	28	53,84	43,503186	13,728813	8,651	2
2013	7	28	14	0	49,91	43,497135	13,721972	8,731	1,3
2013	7	28	18	11	18,84	43,498556	13,696627	5,817	1,6
2013	7	28	22	28	5,76	43,50826	13,669663	5,478	0,9
2013	7	29	3	46	26,25	43,50068	13,710608	7,755	1,6
2013	7	29	7	47	21,37	43,503459	13,701908	7,472	2,6
2013	7	29	17	23	46,56	43,505664	13,661542	7,19	1,8
2013	8	2	1	30	7,25	43,502979	13,66476	7,104	1,3
2013	8	2	9	26	13,96	43,506319	13,702923	7,838	1,2
2013	8	2	13	42	37,58	43,497754	13,698559	5,6	2
2013	8	3	2	58	55,03	43,512101	13,660532	7,288	2,3
2013	8	3	23	24	13,04	43,489705	13,736858	10,078	1,2
2013	8	6	2	33	26,55	43,505265	13,717215	8,37	2,8
2013	8	8	15	3	36,94	43,493726	13,732363	4,475	2,1
2013	8	10	17	43	48,92	43,496794	13,696563	5,744	1,3
2013	8	11	23	0	21,62	43,495361	13,719944	9,547	1
2013	8	12	3	33	54,29	43,487732	13,725709	4,825	1,2
2013	8	12	12	6	19,56	43,485124	13,7113	3,858	1,8
2013	8	12	15	15	26,89	43,500155	13,7218	8,709	1,8
2013	8	12	19	9	5,38	43,5085	13,671462	6,557	1,8
2013	8	14	9	32	21,75	43,507369	13,691545	5,828	2,3
2013	8	15	6	44	4,34	43,492631	13,688835	4,841	2,1
2013	8	15	6	55	50,3	43,507955	13,668934	6,176	1,5
2013	8	16	3	37	53,66	43,50721	13,699887	7,008	1,6
2013	8	20	18	16	29,92	43,514852	13,677556	8,03	1,4
2013	8	20	20	21	19,76	43,497668	13,708616	6,869	1,3
2013	8	22	6	44	51,86	43,52371	13,673639	8,472	4,4
2013	8	22	6	52	18,21	43,525899	13,675447	8,479	2,3
2013	8	22	7	6	44,22	43,519328	13,67807	7,436	1,6
2013	8	22	7	16	45,95	43,519055	13,676935	7,517	1,2
2013	8	22	7	28	52,9	43,524544	13,671049	8,124	1,9
2013	8	22	7	31	28,68	43,526693	13,677088	7,799	1,5
2013	8	22	7	42	30,96	43,52277	13,671802	8,507	1,1
2013	8	22	10	31	15,39	43,524613	13,665561	8,452	1,4
2013	8	22	11	24	25,18	43,526058	13,668486	7,923	1,2
2013	8	22	11	47	39,07	43,519478	13,673502	7,43	1,6
2013	8	22	11	48	4,63	43,521704	13,68296	6,998	1,6
2013	8	22	18	10	2,16	43,522721	13,678745	8,847	1,1
2013	8	22	18	19	49,68	43,526396	13,673459	8,178	1,2
2013	8	22	18	55	49,26	43,520565	13,664739	7,046	0,9
2013	8	22	20	58	45,68	43,507442	13,659582	6,118	2
2013	8	22	22	13	7,62	43,526257	13,668537	8,351	1,7
2013	8	22	23	19	39,16	43,513501	13,676129	7,656	0,7
2013	8	22	23	56	6,6	43,526204	13,668868	7,626	1,1
2013	8	23	1	15	53,12	43,519751	13,663785	6,536	2,1
2013	8	23	5	2	19,42	43,526921	13,670599	8,197	1,2
2013	8	23	5	16	20,08	43,52395	13,669405	7,725	1,3
2013	8	23	7	51	58,89	43,526432	13,669716	8,199	1,6

2013	8	23	12	34	34,37	43,524158	13,67166	7,671	1,3
2013	8	23	13	32	8,71	43,523991	13,669755	7,394	2,1
2013	8	23	16	13	50,66	43,52699	13,667735	8,567	2,2
2013	8	23	20	1	33,88	43,526196	13,667694	7,704	1,1
2013	8	23	23	54	33,92	43,497974	13,706015	6,425	1,7
2013	8	24	1	48	56,34	43,525712	13,672992	8,442	1,4
2013	8	24	2	10	15,84	43,52808	13,673248	8,809	2,6
2013	8	24	2	20	45,45	43,525765	13,669175	7,888	1,2
2013	8	24	2	30	59,51	43,485164	13,730533	4,864	1,8
2013	8	24	3	22	47,36	43,525203	13,669488	7,852	1,5
2013	8	24	4	56	46,51	43,522331	13,671192	8,336	1
2013	8	24	15	34	45,46	43,527266	13,670815	8,152	1,8
2013	8	24	15	47	36,81	43,525472	13,665875	7,531	1,3
2013	8	24	20	11	24,72	43,524548	13,666524	7,499	2
2013	8	24	22	41	9,16	43,525138	13,665016	7,556	1,1
2013	8	25	0	44	7,08	43,525326	13,664536	7,596	1,1
2013	8	25	2	54	5,6	43,513245	13,662639	5,307	1,6
2013	8	25	3	20	56,19	43,51545	13,666386	6,436	0,9
2013	8	25	3	59	11,85	43,522913	13,674217	8,08	1,6
2013	8	25	4	27	18,13	43,529899	13,680442	8,346	1,6
2013	8	25	4	31	28,43	43,523621	13,680535	7,473	1,1
2013	8	25	5	3	55,49	43,525826	13,67131	8,418	2,1
2013	8	25	18	17	52,34	43,524227	13,675391	8,078	1,2
2013	8	26	7	33	12,01	43,510706	13,693243	4,437	2,4
2013	8	26	8	23	38	43,509827	13,691639	4,641	1,7
2013	8	26	9	12	29,38	43,522567	13,707967	5,154	2,8
2013	8	26	9	42	59,26	43,523604	13,716429	5,35	2,5
2013	8	26	15	25	7,69	43,52745	13,723625	5,695	2,7
2013	8	26	17	56	44,44	43,504915	13,710826	8,166	1,3
2013	8	26	19	16	42,48	43,516361	13,678782	7,436	1,1
2013	8	27	12	34	52,24	43,49255	13,64667	3,733	1,9
2013	8	27	15	39	19,67	43,525358	13,656754	7,15	2,1
2013	8	28	11	39	8,03	43,527437	13,668484	8,219	1,7
2013	8	28	18	36	38,12	43,518274	13,642584	8,13	1,2
2013	8	28	20	11	57,78	43,52179	13,674733	8,493	2
2013	8	28	21	30	13,54	43,518835	13,678569	7,469	1,2
2013	8	28	21	48	54,22	43,521476	13,676162	8,314	2,2
2013	8	28	22	0	32,96	43,519771	13,683888	6,791	0,9
2013	8	30	1	27	13,03	43,525224	13,670416	8,566	1,8
2013	8	30	13	2	1,4	43,528654	13,671636	7,69	1,8
2013	8	31	3	22	43,39	43,524186	13,672412	7,93	1,5
2013	9	1	5	11	41,53	43,526213	13,664191	8,23	1,8
2013	9	1	15	50	20,76	43,528255	13,675039	8,64	2,8
2013	9	1	15	57	32,73	43,526864	13,667725	8,618	1,6
2013	9	2	22	41	55,76	43,515845	13,695069	8,761	1,8
2013	9	6	4	17	42,2	43,526107	13,666972	7,886	1,1
2013	9	6	10	15	41,01	43,513586	13,685923	6,362	1,4
2013	9	6	10	28	16,63	43,516614	13,618427	7,216	1,4

2013	9	6	21	5	18,84	43,51829	13,65707	6,083	0,9
2013	9	7	13	4	56,04	43,498165	13,722799	4,524	2,3
2013	9	7	18	43	59,26	43,496997	13,731064	5,271	1,9
2013	9	7	22	43	36,7	43,506144	13,734537	5,922	2,4
2013	9	8	19	28	9,44	43,526298	13,671607	8,283	1,8
2013	9	15	5	13	5,25	43,52535	13,669581	7,938	2,4
2013	9	15	5	19	45,05	43,526603	13,669781	8,144	1,9
2013	9	17	22	59	59,44	43,519385	13,672296	7,834	2,6
2013	9	19	2	38	55,75	43,532642	13,665695	7,587	1
2013	9	19	13	23	11,91	43,516158	13,64884	5,725	1,6
2013	9	19	19	35	4,44	43,497823	13,719504	8,623	1,7
2013	9	19	20	2	29,12	43,508667	13,670614	5,916	1
2013	9	21	6	45	37,73	43,525513	13,670539	8,728	1,9
2013	9	21	6	46	26,82	43,525151	13,673794	8,108	1,6
2013	9	26	8	36	56,92	43,508936	13,699052	7,23	2,3
2013	9	26	23	59	20,88	43,512179	13,696499	7,688	2,9
2013	9	27	0	36	59,54	43,511479	13,694236	7,854	2,4
2013	9	27	0	50	25,91	43,513542	13,702727	8,227	2,1
2013	9	27	5	32	44,16	43,51261	13,686631	9,638	1,3
2013	9	29	11	33	45,19	43,508435	13,69783	7,136	2,2
2013	9	29	12	35	1,92	43,503328	13,735898	7,536	2,3
2013	10	2	1	26	51,99	43,510409	13,690036	6,917	1,2
2013	10	4	15	43	26,69	43,511678	13,69526	7,879	3,3
2013	10	4	16	15	43,57	43,504049	13,685718	6,343	1,7
2013	10	5	18	54	39,36	43,512472	13,698237	6,12	1,4
2013	10	7	16	9	14,78	43,510763	13,691239	6,643	1,7
2013	10	7	23	56	30,44	43,505058	13,685614	5,17	2,4
2013	10	8	15	8	44,86	43,494377	13,681275	3,045	1,5
2013	10	12	10	40	5,95	43,511621	13,732055	9,656	1,3
2013	10	12	12	4	42,87	43,479012	13,686298	6,708	1,8
2013	10	12	12	41	50,29	43,50389	13,710616	6,476	1,7
2013	10	12	23	8	51,12	43,501693	13,729234	7,897	1,2
2013	10	13	3	44	35,95	43,506986	13,727644	5,937	1,4
2013	10	13	20	40	52,96	43,498682	13,734908	4,534	1,6
2013	10	15	10	48	5,71	43,509485	13,698727	7,149	1,9
2013	10	16	12	23	38,7	43,513403	13,677316	8,084	1,3
2013	10	16	13	18	34,2	43,510881	13,675378	6,633	1,2
2013	10	16	20	25	29,92	43,510453	13,694742	7,421	1,7
2013	10	17	18	45	51,42	43,466166	13,696136	7,917	1,9
2013	10	17	20	2	0,72	43,468844	13,697853	8,584	2,7
2013	10	18	4	55	33,28	43,466553	13,694802	7,937	2,1
2013	10	19	1	7	1,97	43,465845	13,694236	7,327	1,6
2013	10	20	0	57	33,2	43,505904	13,753135	5,629	1,7
2013	10	20	1	4	22,85	43,520715	13,685455	7,028	1,3
2013	10	30	21	19	29,8	43,516349	13,645854	5,415	1,1
2013	10	31	21	10	24,84	43,515002	13,65249	5,521	2
2013	11	4	20	13	59,28	43,518152	13,652057	5,909	1,8
2013	11	11	2	21	42	43,495785	13,740869	9,008	1,6

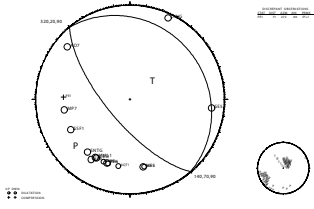
2013	11	11	2	38	7,19	43,495032	13,721516	8,941	1,4
2013	11	12	3	12	40,03	43,50634	13,663673	6,58	1,7
2013	11	12	13	51	42,47	43,511951	13,67369	6,339	2,4
2013	11	16	20	52	0,4	43,503137	13,667285	6,919	2,2
2014	1	3	4	15	39,71	43,492684	13,694094	6,354	1,8
2014	2	2	5	29	9,3	43,510409	13,666416	7,171	1,4
2014	3	19	20	37	23,8	43,482776	13,742916	7,565	1,8
2014	3	23	16	10	32,51	43,478829	13,733095	5,699	1,5
2014	3	23	17	5	49,8	43,483211	13,74149	8,967	2,1
2014	3	23	17	14	56,84	43,484542	13,746611	7,984	1,8
2014	3	23	17	17	45,36	43,48693	13,754101	7,827	2,5
2014	3	23	17	17	45,4	43,486149	13,751742	8,33	2,6
2014	3	27	8	40	9,92	43,526766	13,673398	8,372	1,8
2014	4	1	10	34	21,71	43,481242	13,750777	5,566	1,6
2014	4	8	19	5	19,48	43,529948	13,667076	8,125	1,5
2014	4	12	23	28	51,24	43,527075	13,672648	7,432	1
2014	4	13	16	7	42,86	43,524882	13,652509	4,87	2,1
2014	4	28	17	1	39,56	43,522917	13,663248	6,537	1,9
2014	6	25	23	39	9,52	43,508931	13,711247	7,313	1,2
2014	7	31	18	39	46,94	43,507869	13,689963	6,99	2,2
2014	8	8	8	15	45,68	43,503153	13,730471	5,467	2
2014	8	9	2	27	18,64	43,480648	13,732999	9,433	0,9
2014	8	9	5	6	18,88	43,483614	13,747887	8,289	3,3
2014	8	9	5	7	20,44	43,478752	13,744967	7,601	2,7
2014	8	9	5	14	38,36	43,479041	13,746326	7,007	2,3
2014	8	9	7	7	2,13	43,48241	13,744656	8,329	2,8
2014	8	9	9	40	45,42	43,478341	13,734644	8,316	1,8
2014	8	9	13	20	3,16	43,475118	13,733445	7,144	2,1
2014	8	9	16	13	46,87	43,474064	13,735619	4,823	1,4
2014	8	9	16	26	55,75	43,480745	13,75754	4,895	2,5
2014	8	9	16	39	48,43	43,476807	13,740927	8,545	2,4
2014	8	9	17	25	6,24	43,475431	13,737755	8,164	2,2
2014	8	9	17	44	14,84	43,473556	13,739016	5,206	1,4
2014	8	9	18	33	6,72	43,480603	13,747995	5,379	2,1
2014	8	9	20	19	59,34	43,478198	13,759449	5,608	1,8
2014	8	9	20	32	13,02	43,474475	13,732434	8,489	2
2014	8	9	20	37	28,96	43,480037	13,750585	8,259	1,5
2014	8	9	21	23	4,72	43,48123	13,74412	5,343	1,6
2014	8	9	21	23	30,36	43,484261	13,753496	5,674	3,4
2014	8	9	22	25	32,32	43,480005	13,765901	3,76	2
2014	8	9	22	53	28,44	43,481315	13,750541	5,633	2
2014	8	9	23	13	56,28	43,469731	13,735402	8,379	1,4
2014	8	9	23	41	53,38	43,471936	13,733187	5,414	1,1
2014	8	10	4	3	0,2	43,474019	13,73636	8,873	1,6
2014	8	10	8	53	9,06	43,480176	13,741914	8,717	1,5
2014	8	10	12	33	32,9	43,479203	13,757349	8,653	1,3
2014	8	10	13	18	39,72	43,478735	13,757893	4,815	1,2
2014	8	10	14	10	44,43	43,478516	13,756335	4,713	1,1

2014	8	11	2	16	57,38	43,510677	13,651614	5,661	1,9
2014	8	13	0	29	47,62	43,491361	13,749001	8,624	1,6
2014	8	13	4	38	52,19	43,485339	13,745757	9,03	1,3
2014	8	13	23	54	13,52	43,482446	13,746278	8,156	1,3
2014	8	23	10	11	56,44	43,470011	13,738521	9,4	1,7
2014	8	23	18	49	6,38	43,469511	13,746663	5,494	1,1
2014	8	25	1	41	15,13	43,470365	13,752031	5,251	1,4
2014	8	26	1	20	14,36	43,482776	13,755001	9,772	2,4
2014	8	26	1	30	20,22	43,483362	13,753993	9,175	2,6
2014	8	26	4	37	9,4	43,480965	13,760605	8,715	1,2
2014	8	28	21	56	48,32	43,46781	13,740829	8,657	2,1
2014	8	29	18	45	54,52	43,467627	13,738589	9,146	2,2
2014	8	29	23	25	6,6	43,499125	13,724535	8,719	1,2
2015	4	26	2	7	11,24	43,49718	13,703764	4,824	0,8
2015	9	7	9	38	5,79	43,509375	13,69789	8,436	1,6
2015	9	21	14	57	52,9	43,497616	13,702886	5,668	3
2015	11	30	0	13	47,89	43,47227	13,686463	7,223	1,6
2013	7	22	5	44	55,31	43,485677	13,686035	0,966	1,5
2013	7	23	18	38	2,08	43,490503	13,690758	1,884	1,1
2011	8	23	8	26	7,06	44,032,064	12,711863	13,037	1,4
2011	9	8	8	41	19,38	44,031201	12,68948	11,789	1,9
2011	9	13	3	15	27,25	44,033142	12,700997	12,314	0,9
2011	9	21	19	51	29,32	44,031421	12,692382	12,095	1,7
2011	9	25	19	42	37,5	44,030249	12,699577	12,729	1,2
2011	9	27	19	53	25,44	44,034587	12,696316	13,588	1,7
2011	10	16	21	50	55,32	44,026746	12,70875	10,989	0,9
2013	3	26	10	48	28,9	44,031632	12,705016	12,01	1,2
2013	3	27	17	6	25,76	44,032833	12,688465	11,412	2,5
2013	3	31	10	28	18,73	44,03252	12,677379	9,678	1,3
2013	4	1	1	54	29,14	44,021533	12,720887	10,172	0,7
2013	4	1	5	51	0,75	44,023543	12,7261	11,943	1,6
2013	4	1	5	54	5,41	44,028304	12,695465	10,617	1,7
2013	4	1	7	42	45,85	44,026558	12,716045	11,863	1
2013	4	1	10	58	4,17	44,026534	12,713749	12,216	0,9
2013	4	2	2	25	13,68	44,030,363	12,707,300	12,54	1,8
2013	4	2	2	29	55,25	44,028471	12,717,844	12,341	1,5
2013	4	3	5	41	45,12	44,02937	12,718,837	12,231	1,7
2013	4	3	11	14	35,41	44,027108	12,712095	12,796	1,3
2013	4	5	20	22	35,64	44,031486	12,703131	11,617	1,6
2013	4	8	1	52	18,84	44,024569	12,709416	10,198	0,9
2013	4	8	1	58	52,9	44,027547	12,715674	11,927	1,5
2013	4	9	0	22	39,6	44,029333	12,711569	12,266	2
2013	4	10	3	14	14,46	44,031856	12,707,853	12,69	1,2
2013	4	10	4	24	3,11	44,029639	12,700,818	11,688	1,8
2013	4	11	3	46	42,59	44,033476	12,693,568	12,702	2,3
2013	4	12	3	25	4,8	44,028092	12,712,619	12,954	1,6
2013	4	12	20	3	26,02	44,031079	12,707,622	12,674	1,6
2013	4	13	20	43	51,62	44,024642	12,712475	11,847	1,7

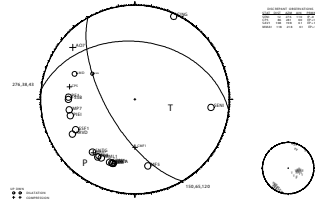
2013	4	13	20	45	39,72	44,02596	12,694402	10,202	1,4
2013	4	14	7	20	34,6	44,034603	12,691853	12,636	2,2
2013	4	15	12	32	17,54	44,031356	12,697754	12,098	1,5
2013	4	16	18	17	31,76	44,036564	12,699196	11,953	0,8
2013	4	17	9	51	47,84	44,031006	12,708976	12,947	1,8
2013	4	19	13	3	59,42	44,033138	12,693714	13,656	2
2013	4	20	23	48	22,8	44,03492	12,701977	11,642	1,9
2013	4	26	23	2	42,36	44,039909	12,690587	9,966	1,3
2013	4	27	0	11	46,82	44,037878	12,695209	12,468	1,7
2013	5	2	22	57	57,24	44,031767	12,719873	13,528	1,3
2013	5	5	18	50	23,56	44,028609	12,70205	12,109	1,4
2013	5	7	20	30	57,38	44,033911	12,699973	12,364	1,3
2013	5	7	21	6	18,12	44,030664	12,716992	13,92	1,2
2013	5	10	22	41	48,42	44,029447	12,690698	11,446	1,7
2013	5	13	0	19	20,59	44,034888	12,693714	12,51	1,8
2013	5	14	10	24	27,12	44,027795	12,7001	9,68	1
2013	5	15	19	22	55,2	44,031047	12,707397	12,661	1,2
2013	5	18	0	35	33,26	44,031071	12,709438	12,419	1,2
2013	5	18	11	29	52,87	44,033875	12,687894	10,744	1,8
2013	5	21	23	52	19,44	44,03116	12,709911	12,207	1,3
2013	6	12	0	10	59,79	44,02666	12,711578	10,458	0,9
2013	10	19	14	44	29,75	44,035213	12,722653	12,37	2
2015	12	21	22	10	52,34	44,032231	12,667193	11,951	2,2
2015	12	23	3	20	6,72	44,034155	12,683258	12,986	1,5

ALLEGATO H

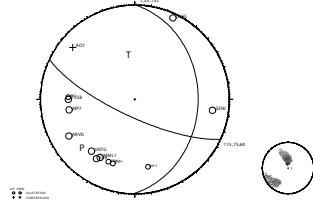
2007028 0341 01.42
 45.942N 123.531E
 DEPTH = 773.00
 MAG = 2.32



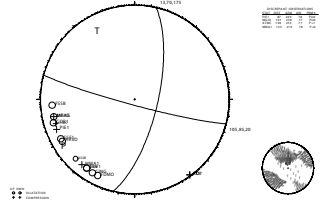
2007028 0341 01.42 (UNRELEASED)
 45.942N 123.531E
 DEPTH = 773.00
 MAG = 2.32



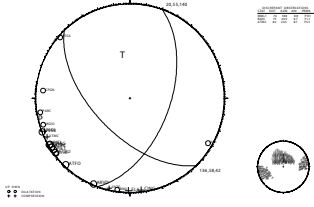
2007081 1217 01.50
 45.942N 123.531E
 DEPTH = 743.00
 MAG = 2.00



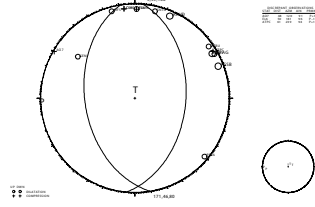
2007082 1243 00.57
 45.942N 123.531E
 DEPTH = 1049.00
 MAG = 2.52



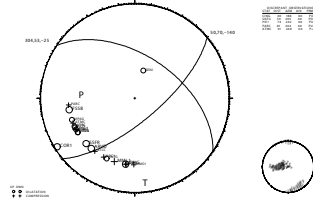
2007011 0128 20.70
 45.942N 123.531E
 DEPTH = 1049.00
 MAG = 2.32



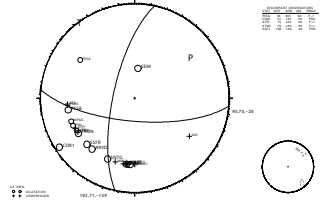
2007014 0112 20.10
 45.942N 123.531E
 DEPTH = 1222.00
 MAG = 1.21



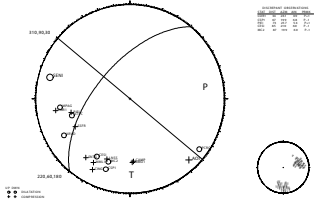
2007022 2018 20.14
 45.942N 123.531E
 DEPTH = 979.00
 MAG = 2.23



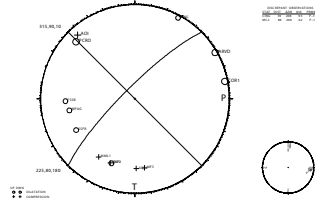
2007021 0038 14.17 (UNRELEASED)
 45.942N 123.531E
 DEPTH = 949.00
 MAG = 1.21



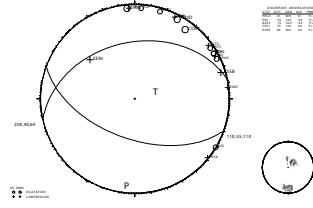
2007081 0048 20.00 (UNRELEASED)
 45.942N 123.531E
 DEPTH = 849.00
 MAG = 1.21



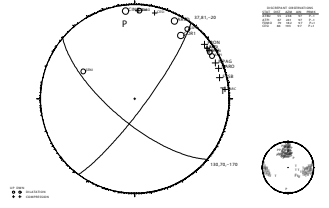
2007082 1941 21.14
 45.942N 123.531E
 DEPTH = 849.00
 MAG = 1.81



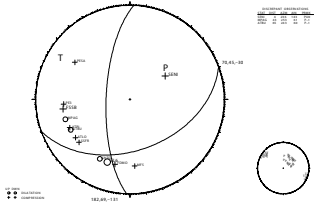
2007081 1748 1.21 (UNRELEASED)
 45.942N 123.531E
 DEPTH = 1149.00
 MAG = 1.81



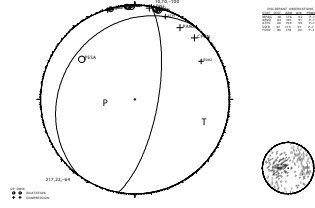
2007021 0117 20.26
 45.942N 123.531E
 DEPTH = 1149.00
 MAG = 1.81



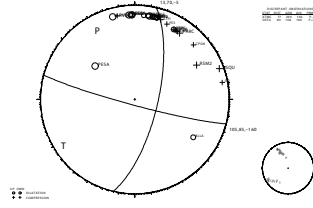
2007011 0149 2.00
 45.942N 123.531E
 DEPTH = 849.00
 MAG = 2.28



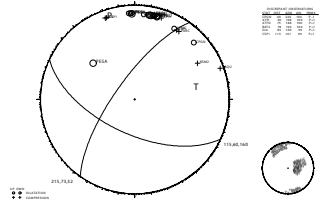
2007017 1704 20.79
 45.942N 123.531E
 DEPTH = 1079.00
 MAG = 2.52



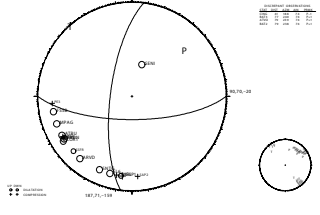
2007011 0144 02.10 (UNRELEASED)
 45.942N 123.531E
 DEPTH = 849.00
 MAG = 2.28



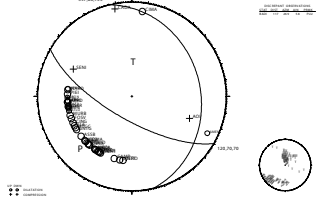
2007014 0712 00.47 (UNRELEASED)
 45.942N 123.531E
 DEPTH = 849.00
 MAG = 2.28



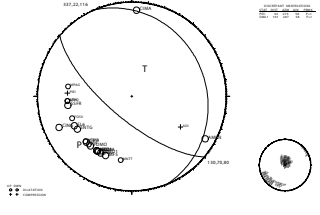
2010021 2332 20.75 (INVERTED) RML = 0.15 S
 CHRM = 4.50 DSD = 0.0 KM STRG UNCERTAINTY = 0
 AZM CAP = 179 MAG = 1.81 DSDR = 0.07 (1-0.0) RANG UNCERTAINTY = 10
 DPTH = 740 KM F.F.M. = 18 % BANGING PCLAS = 0



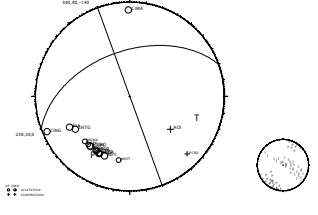
2010021 0444 04.64 (INVERTED) RML = 0.15 S
 CHRM = 4.50 DSD = 0.0 KM STRG UNCERTAINTY = 0
 AZM CAP = 206 MAG = 1.81 DSDR = 0.07 (1-0.0) RANG UNCERTAINTY = 10
 DPTH = 740 KM F.F.M. = 18 % BANGING PCLAS = 0



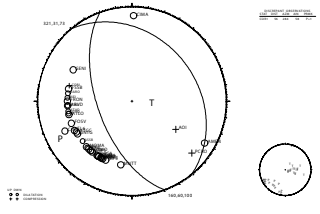
2010021 0524 05.24 RML = 0.15 S
 CHRM = 4.50 DSD = 0.0 KM STRG UNCERTAINTY = 20
 AZM CAP = 217 MAG = 1.81 DSDR = 0.07 (1-0.0) RANG UNCERTAINTY = 0
 DPTH = 740 KM F.F.M. = 21 % BANGING PCLAS = 0



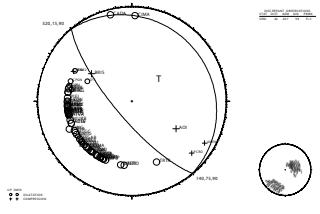
2010021 1232 02.32 RML = 0.15 S
 CHRM = 4.50 DSD = 0.0 KM STRG UNCERTAINTY = 0
 AZM CAP = 210 MAG = 1.81 DSDR = 0.07 (1-0.0) RANG UNCERTAINTY = 10
 DPTH = 740 KM F.F.M. = 18 % BANGING PCLAS = 0



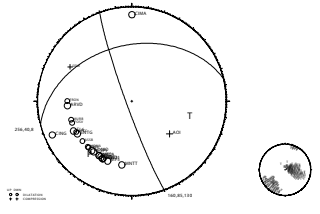
2010021 2121 20.49 RML = 0.15 S
 CHRM = 4.50 DSD = 0.0 KM STRG UNCERTAINTY = 10
 AZM CAP = 211 MAG = 1.81 DSDR = 0.07 (1-0.0) RANG UNCERTAINTY = 20
 DPTH = 740 KM F.F.M. = 21 % BANGING PCLAS = 0



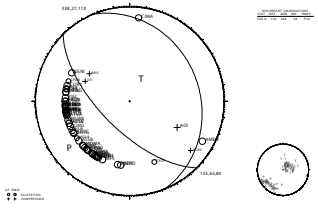
2010021 0132 01.32 RML = 0.15 S
 CHRM = 4.50 DSD = 0.0 KM STRG UNCERTAINTY = 10
 AZM CAP = 214 MAG = 1.81 DSDR = 0.07 (1-0.0) RANG UNCERTAINTY = 20
 DPTH = 740 KM F.F.M. = 21 % BANGING PCLAS = 0



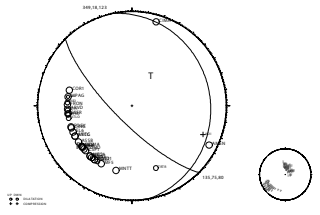
2010021 0210 02.10 RML = 0.15 S
 CHRM = 4.50 DSD = 0.0 KM STRG UNCERTAINTY = 10
 AZM CAP = 209 MAG = 1.81 DSDR = 0.07 (1-0.0) RANG UNCERTAINTY = 20
 DPTH = 740 KM F.F.M. = 21 % BANGING PCLAS = 0



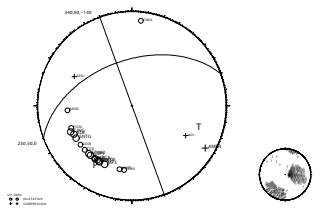
2010021 0307 03.07 RML = 0.15 S
 CHRM = 4.50 DSD = 0.0 KM STRG UNCERTAINTY = 0
 AZM CAP = 217 MAG = 1.81 DSDR = 0.07 (1-0.0) RANG UNCERTAINTY = 10
 DPTH = 740 KM F.F.M. = 21 % BANGING PCLAS = 0



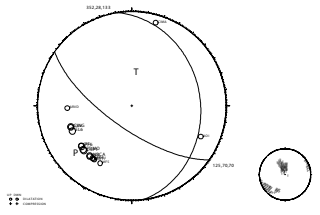
2010021 0334 03.34 RML = 0.15 S
 CHRM = 4.50 DSD = 0.0 KM STRG UNCERTAINTY = 10
 AZM CAP = 209 MAG = 1.81 DSDR = 0.07 (1-0.0) RANG UNCERTAINTY = 20
 DPTH = 740 KM F.F.M. = 21 % BANGING PCLAS = 0



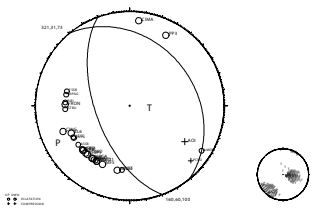
2010021 0440 04.40 RML = 0.15 S
 CHRM = 4.50 DSD = 0.0 KM STRG UNCERTAINTY = 10
 AZM CAP = 200 MAG = 1.81 DSDR = 0.07 (1-0.0) RANG UNCERTAINTY = 20
 DPTH = 740 KM F.F.M. = 21 % BANGING PCLAS = 0



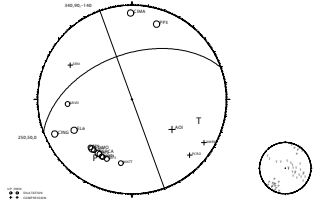
2010021 0744 07.44 RML = 0.15 S
 CHRM = 4.50 DSD = 0.0 KM STRG UNCERTAINTY = 10
 AZM CAP = 200 MAG = 1.81 DSDR = 0.07 (1-0.0) RANG UNCERTAINTY = 20
 DPTH = 740 KM F.F.M. = 21 % BANGING PCLAS = 0



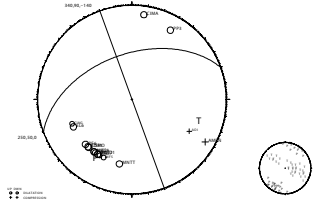
2010021 1014 10.14 RML = 0.15 S
 CHRM = 4.50 DSD = 0.0 KM STRG UNCERTAINTY = 10
 AZM CAP = 213 MAG = 1.81 DSDR = 0.07 (1-0.0) RANG UNCERTAINTY = 20
 DPTH = 740 KM F.F.M. = 21 % BANGING PCLAS = 0



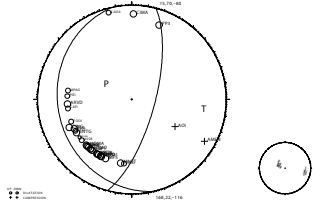
2010021 1234 12.34 RML = 0.15 S
 CHRM = 4.50 DSD = 0.0 KM STRG UNCERTAINTY = 0
 AZM CAP = 179 MAG = 1.81 DSDR = 0.07 (1-0.0) RANG UNCERTAINTY = 10
 DPTH = 740 KM F.F.M. = 18 % BANGING PCLAS = 0



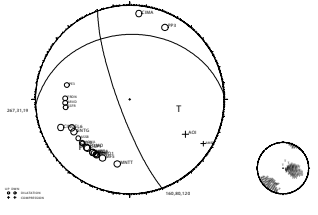
2010021 0444 04.44 RML = 0.15 S
 CHRM = 4.50 DSD = 0.0 KM STRG UNCERTAINTY = 0
 AZM CAP = 179 MAG = 1.81 DSDR = 0.07 (1-0.0) RANG UNCERTAINTY = 10
 DPTH = 740 KM F.F.M. = 18 % BANGING PCLAS = 0

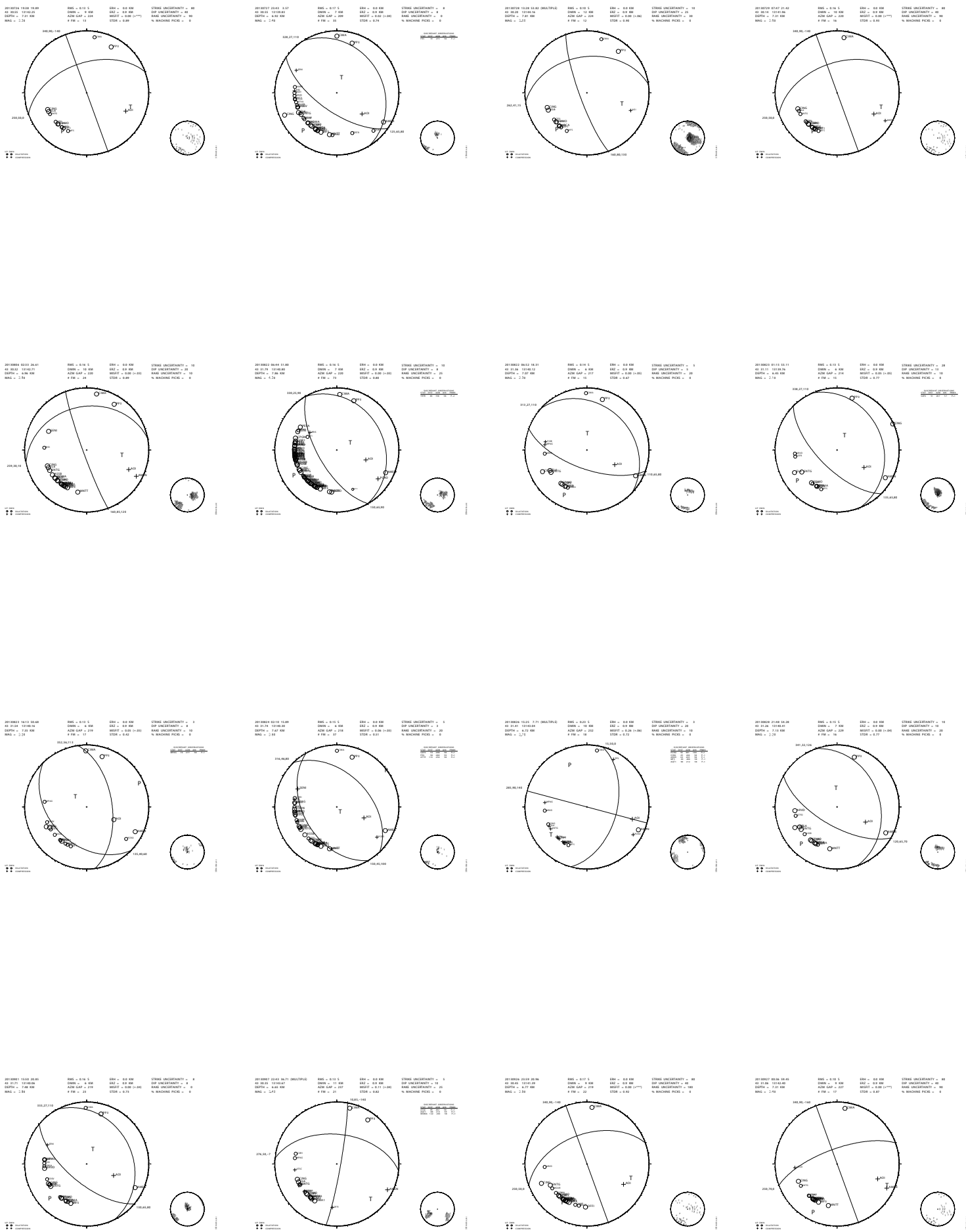


2010021 0832 08.32 RML = 0.15 S
 CHRM = 4.50 DSD = 0.0 KM STRG UNCERTAINTY = 0
 AZM CAP = 209 MAG = 1.81 DSDR = 0.07 (1-0.0) RANG UNCERTAINTY = 10
 DPTH = 740 KM F.F.M. = 21 % BANGING PCLAS = 0

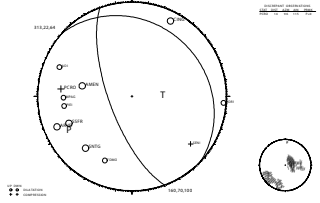


2010021 0310 03.10 RML = 0.15 S
 CHRM = 4.50 DSD = 0.0 KM STRG UNCERTAINTY = 10
 AZM CAP = 209 MAG = 1.81 DSDR = 0.07 (1-0.0) RANG UNCERTAINTY = 20
 DPTH = 740 KM F.F.M. = 21 % BANGING PCLAS = 0

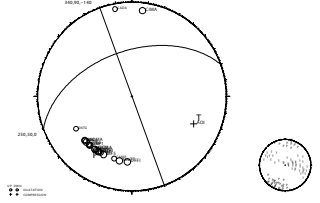




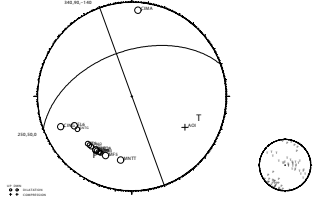
2011024 1120 45.50 NML = 0.16 S
 CDM = 0.0 KM
 CDM = 7.00
 A2M CAP = 140
 DEPTH = 8.75 KM
 F100 = 17.0
 STRG UNCERTAINTY = 15
 2DF UNCERTAINTY = 15
 BASE UNCERTAINTY = 10
 % BIASING FACTOR = 0



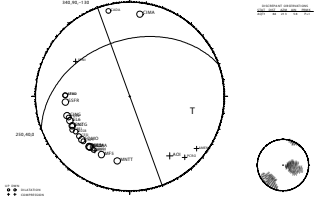
2011024 1442 20.71 NML = 0.16 S
 CDM = 0.0 KM
 CDM = 9.00
 A2M CAP = 210
 DEPTH = 8.42 KM
 F100 = 21.0
 STRG UNCERTAINTY = 40
 2DF UNCERTAINTY = 40
 BASE UNCERTAINTY = 140
 % BIASING FACTOR = 0



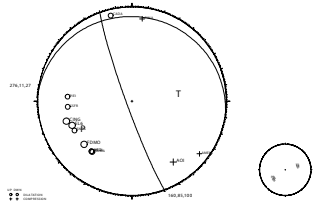
2011027 2124 00.00 NML = 0.16 S
 CDM = 0.0 KM
 CDM = 9.00
 A2M CAP = 210
 DEPTH = 8.77 KM
 F100 = 21.0
 STRG UNCERTAINTY = 40
 2DF UNCERTAINTY = 40
 BASE UNCERTAINTY = 140
 % BIASING FACTOR = 0



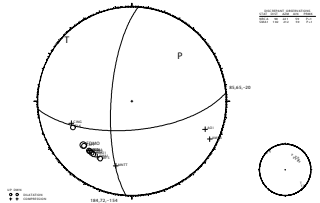
2011027 2024 00.00 NML = 0.16 S
 CDM = 0.0 KM
 CDM = 11.00
 A2M CAP = 200
 DEPTH = 7.40 KM
 F100 = 20.0
 STRG UNCERTAINTY = 5
 2DF UNCERTAINTY = 20
 BASE UNCERTAINTY = 20
 % BIASING FACTOR = 0



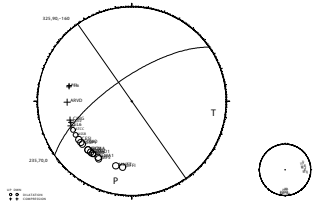
2011028 0420 30.21 NML = 0.20 S
 CDM = 0.0 KM
 CDM = 10.00
 A2M CAP = 200
 DEPTH = 7.74 KM
 F100 = 19.0
 STRG UNCERTAINTY = 5
 2DF UNCERTAINTY = 5
 BASE UNCERTAINTY = 0
 % BIASING FACTOR = 0



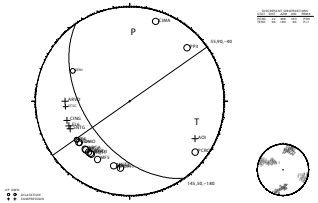
2011028 0517 30.21 NML = 0.20 S
 CDM = 0.0 KM
 CDM = 10.00
 A2M CAP = 200
 DEPTH = 8.44 KM
 F100 = 19.0
 STRG UNCERTAINTY = 5
 2DF UNCERTAINTY = 5
 BASE UNCERTAINTY = 0
 % BIASING FACTOR = 0



2010029 0024 18.01 (MAGSAL) NML = 0.16 S
 CDM = 0.0 KM
 CDM = 14.00
 A2M CAP = 220
 DEPTH = 7.47 KM
 F100 = 21.0
 STRG UNCERTAINTY = 5
 2DF UNCERTAINTY = 5
 BASE UNCERTAINTY = 0
 % BIASING FACTOR = 0



2010029 0707 21.00 NML = 0.16 S
 CDM = 0.0 KM
 CDM = 14.00
 A2M CAP = 220
 DEPTH = 7.10 KM
 F100 = 21.0
 STRG UNCERTAINTY = 5
 2DF UNCERTAINTY = 5
 BASE UNCERTAINTY = 0
 % BIASING FACTOR = 0



2010029 1121 4.00 NML = 0.16 S
 CDM = 0.0 KM
 CDM = 10.00
 A2M CAP = 200
 DEPTH = 7.00 KM
 F100 = 19.0
 STRG UNCERTAINTY = 5
 2DF UNCERTAINTY = 5
 BASE UNCERTAINTY = 0
 % BIASING FACTOR = 0

