eni spa

DISTRETTO CENTRO SETTENTRIONALE

Doc. SICS 220_Integraz

INTEGRAZIONI STUDIO DI IMPATTO AMBIENTALE

Progetto "Pozzo Donata 4 DIR"

Campo Gas Donata

Off-shore Adriatico Centro Settentrionale

ALLEGATO 5 - Campo di DONATA
Studio Sismo-Tettonico

Ottobre 2018

EXPLORATION

Exploration

SGEG-GEOM

Campo di DONATA
Studio Sismo-Tettonico

Ottobre 2018

Eni S.p.A.

Exploration

TIPO DI DOCUMENTO	**RAPPORTO TECNICO**
OGGETTO:	**Campo di DONATA** **STUDIO SISMO-TETTONICO**
DISTRIBUZIONE:	**A: *GEOES/CS*** **GEOM**
NOTE:	

DATA DI EMISSIONE: 29/10/2018

"Servizi di Geologia e Geofisica"

GEOM

"Geodinamica e Monitoraggio Geofisico"

01 Rev.	57 Pagine	Redatto da GEOM:	Verificato da GEOM:	Approvato da GEOM:
		A. Orefice F. Ferulano	L. Barzaghi F. Ferulano	A. Crottini

Foglio Revisioni

Rev	Modifiche
00	20/09/2018 Emissione per commenti
01	29/10/2018 Emissione

SOMMARIO

1 Introduzione 4
2 Sintesi risultati 5
3 Geologia e Tettonica 6
3.1 Tettonica Regionale 7
3.2 Geologia e tettonica Locale 13
4 Storia sismica e valutazione della pericolosità sismica dell’area di Donata 15
4.1 Sismicità nell’area di Donata 15
4.1.1 Sismicità Storica (1000-2017) 15
4.1.2 Sismicità Strumentale (1981-2017) 23
4.1.3 Faglie Sismogenetiche 27
4.1.4 Faglie Capaci 29
4.2 Pericolosità Sismica 30
4.2.1 Risentimenti avvertiti nell’area del campo Donata 30
4.2.2 Inquadramento amministrativo e Normativa sismica 34
4.2.3 Analisi Statistiche 37
5 Sismicità indotta da attività petrolifere 39
5.1 Inquadramento generale 39
5.2 Cause d’innesco della sismicità legate all’attività estrattiva responsabili 40
5.2.1 Iniezione di fluidi e fratturazione idraulica (fracking) 40
5.2.2 Effetti poro elastici legati all’estrazione di fluidi 41
5.2.3 Disequilibrio isostatico indotto dalla estrazione di fluidi 42
5.3 La situazione italiana 43
5.4 Considerazioni relative al campo di Donata 46
5.4.1 Sismicità regionale e campi idrocarburi 46
5.4.2 Sismicità locale e campo Donata 49
5.4.3 Iniezione di fluidi e fratturazione idraulica (fracking) 53
5.4.4 Effetti poro-elastici legati all’estrazione di fluidi 53
5.4.5 Disequilibrio isostatico indotto dalla estrazione di fluidi 54
6 Bibliografia 55

1 Introduzione

Il campo di Donata è ubicato nell’offshore marchigiano a una distanza dalla costa di circa 27 km. E’ stato scoperto nel 1983 e non è mai stato messo in produzione. Il progetto attuale prevede la perforazione del pozzo Donata 4 dir, lanciato dalla vicina piattaforma di Emilio, con lo scopo di mettere in produzione i livelli più superficiali del giacimento. La profondità massima verticale prevista è di 1144 m da livello mare.

Nell’ambito della procedura VIA, al fine di rispondere alle richieste del Ministero dell’Ambiente e delle Tutela del Territorio e del Mare, alle osservazioni della Regione Marche (“*Verificare se l’intervento proposto possa in qualche modo contribuire all’innesco di attività sismica”*) e del pubblico, è stato finalizzato uno studio sulla situazione sismo-tettonica dell’area per valutare se la perforazione e messa in produzione del nuovo pozzo possa in qualche modo indurre attività sismica.

A tal fine, il presente documento inquadra l’area in oggetto dal punto di vista geologico-tettonico-strutturale, ne analizza la sismicità verificatasi negli ultimi secoli ricavabile dai DB nazionali storici e strumentali, e mette in relazione quanto raccolto con la zona interessata dal progetto proposto.

2 Sintesi risultati

Il campo di Donata si trova nell’offshore Marchigiano a circa 30 km dalla costa. La geologia superficiale è caratterizzata da una successione terrigena Plio-Pleistocenica discordante sulla successione evaporitica Messiniana. Gli strati superficiali pleistocenici non risultano coinvolti dall’attività di sollevamento che ha interessato l’area fino al Pliocene, indicando una sostanziale inattività del fronte di Donata, con le attuali spinte appenniniche che si scaricano in buona parte nella catena affiorante o in quella sepolta onshore.

La posizione del campo in mare ha permesso di recuperare poche informazioni di tipo sismologico nel passato e rende difficile determinare correttamente i parametri ipocentrali nel presente, essendo disponibili solo informazioni provenienti da siti in terraferma, a distanza maggiore di 30 km dal sito di interesse. Comunque le informazioni relative alla sismicità sia storica (degli ultimi secoli) sia strumentale (degli ultimi 35 anni) nell’offshore di fronte a San Benedetto del Tronto confermano una scarsa attività sismica, di intensità media (magnitudo massima 5.2) che si sviluppa a profondità maggiori di 10 km.

Dalle informazioni disponibili e considerate le limitazioni dovute alla posizione offshore del campo di Donata, non emergono situazioni di criticità in merito alla pericolosità sismica dell’area.

Le caratteristiche strutturali e produttive del campo di Donata sono state confrontate con le possibili cause di sismicità indotta da attività estrattive disponibili in letteratura. Il risultato sembra escludere situazioni di rischio.

3 Geologia e Tettonica

In questo capitolo viene presentata una sintesi della geologia e della tettonica dell’area marchigiana, sia onshore che offshore, con lo scopo di evidenziare e descrivere le aree sismogenetiche, che possono essere sede della sismicità nell’intorno del campo a gas di Donata.

Il giacimento di Donata è prossimo ad altri campi dell’offshore marchigiano (in particolare Emilio), antistanti San Benedetto del Tronto (Fig. 1), per i quali vi sono informazioni di letteratura che sono state utilizzate a supporto del presente studio.

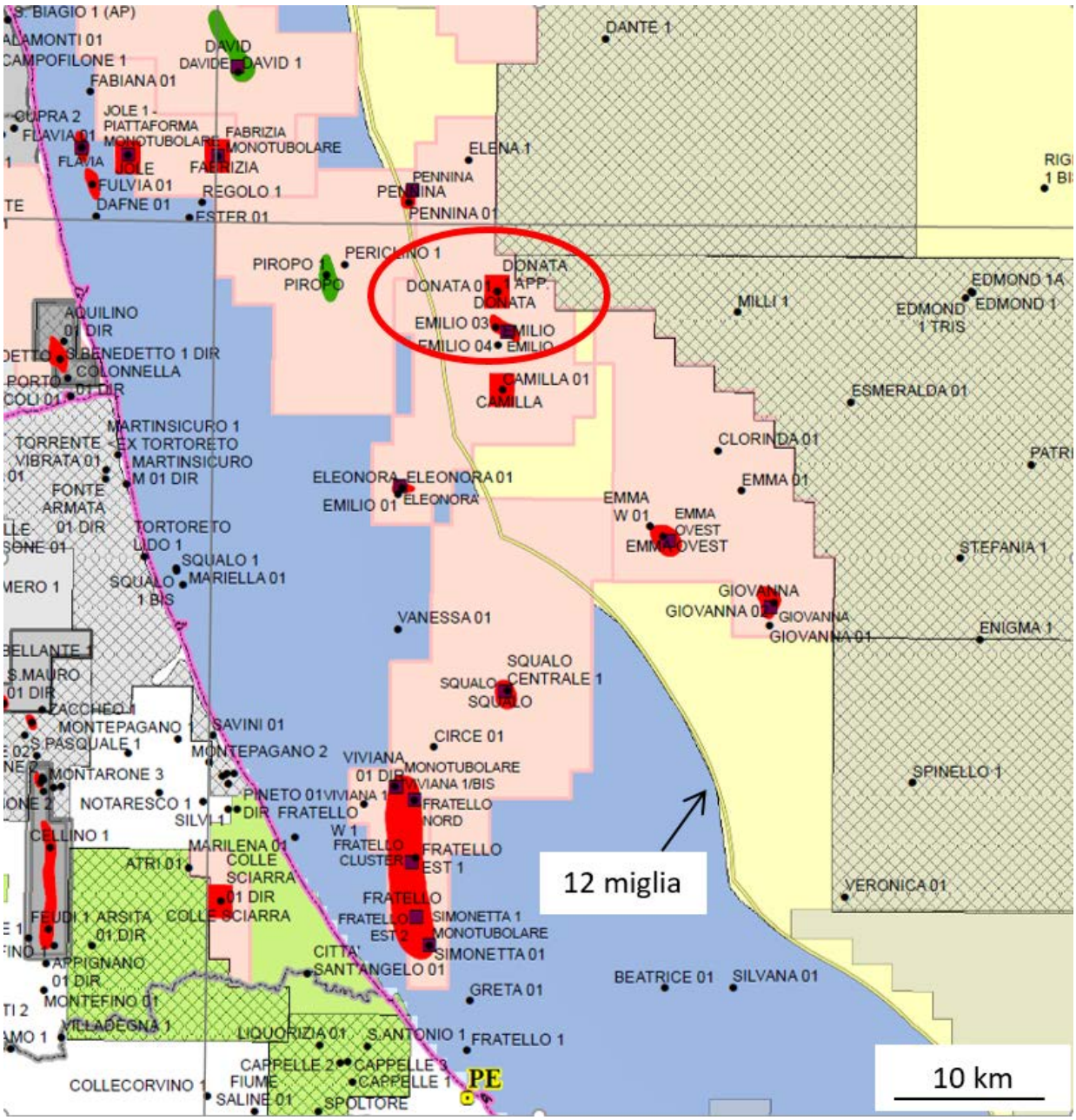


Fig. 1: mappa indice della concessione B.C3.AS

3.1 Tettonica Regionale

Il sottosuolo dell'offshore marchigiano ed abruzzese è costituito dalle medesime unità presenti in affioramento nel Bacino Umbro – Marchigiano. Durante il Cretaceo, il bacino è stato caratterizzato dalla sedimentazione della Maiolica, delle Marne a Fucoidi (buon riflettore

sismico) e della Scaglia. La sedimentazione carbonatica della Scaglia è proseguita anche nel Paleocene-Eocene.

A partire dall’Eocene superiore e nei successivi Oligocene e Miocene, si sono aggiunti nel bacino importanti apporti terrigeni fini, che hanno dato luogo alla deposizione di prevalenti marne.

A livello regionale, nel tardo Oligocene (25-30 Ma) si è originata la tettonica compressiva che ha dato origine alla catena Appenninica Centrale Adriatico vergente, formata da falde e pieghe che sovrascorrono e si impilano sulla placca adriatica in subduzione (Fig. 2). Il fronte della tettonica compressiva è progressivamente migrato verso Est, dislocando ed impilando falde di ricoprimento costituite dalle successioni carbonatiche marine meso-cenozoiche ed interessando unità terrigene neogeniche di avanfossa progressivamente più giovani, comprese quelle, lungo la costa abruzzese e marchigiana, dove è presente una zona di deformazione il cui stile tettonico ricalca quello appenninico.

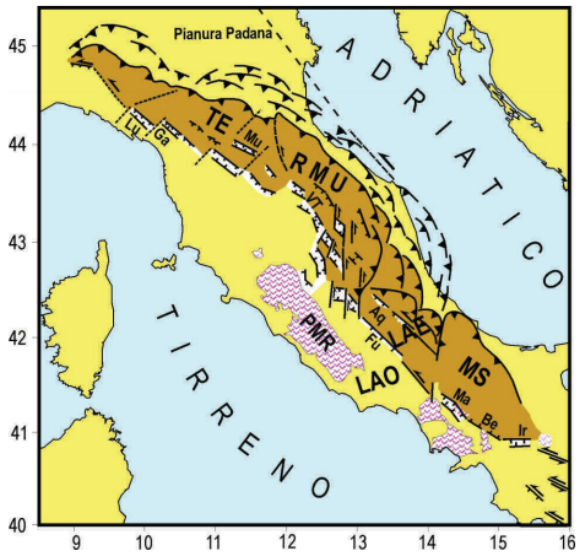


Fig. 3.3. Settore esterno della catena appenninica (in colore scuro) che sotto la spinta dell’Adriatico si muove più velocemente della parte interna della catena. Aq = sistema di faglie aquilano, Be=Beneventano, ELA = parte orientale della piattaforma Lazio-Abruzzi, Fu = sistema di faglie del Fucino, Ga=Garfagnana, Ir=Irpinia, Lu= Lunigiana, Ma=Matese, MS = cuneo Molise-Sannio, Mu=Mugello, RMP = Provincia magmatica romana, RMU = cuneo Romagna-Marche-Umbria, TE =cuneo Toscana-Emilia, VT=Val Tiberina, WLA = parte occidentale della piattaforma Laziale-Abruzzese.

Fig. 2: rappresentazione del settore esterno della Catena Appenninica (da Mantovani et al, 2014).

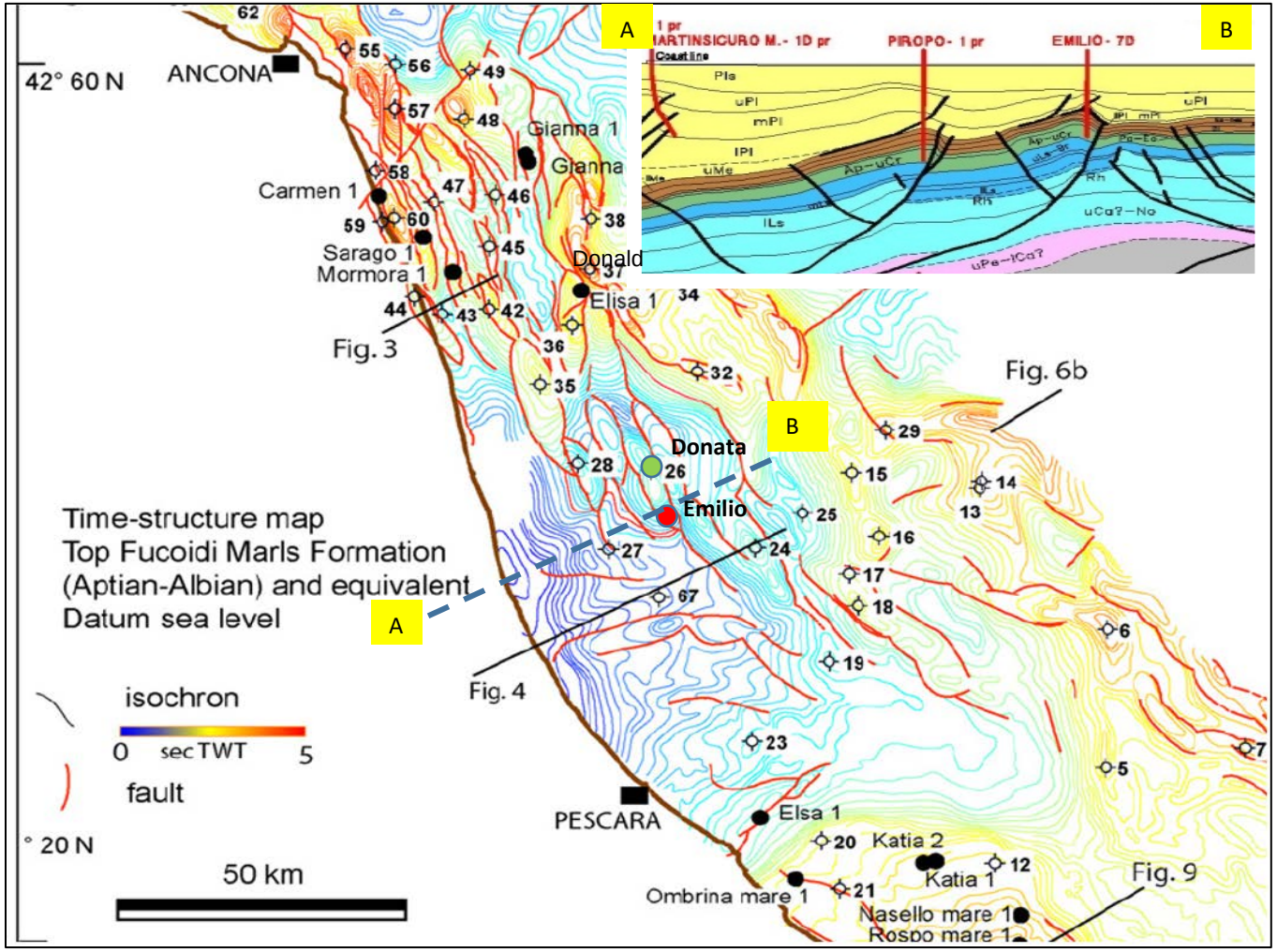


Fig. 3: mappa isocrone del top della formazione marnosa con i maggior elementi strutturali riconoscibili al top della successione carbonatica (modificata da Casero & Bigi, 2013); in alto a destra un estratto della sezione interpretata passante per il campo Emilio.

La maggiore densità di strutture tettoniche si osserva nell'offshore anconetano, in prossimità del Conero, con anche importanti svincoli/rampe laterali (SW-NE) nei carbonati, mentre verso Sud la densità delle faglie si riduce progressivamente fin quasi ad esaurirsi di fronte a Pescara (Fig. 3) e sono in parte riconducibili ad inversioni tettoniche di graben mesozoici. Quest'area è stata definita come la propaggine più esterna sepolta della catena appenninica, e si estende verso Est poco oltre i campi Emilio, Gianna e Donald.

Nel Pliocene inferiore si è impostato il cosiddetto Bacino di Ancona-Pescara, situato geograficamente nella parte centro meridionale del mare Adriatico, indicativamente dal parallelo passante dal Monte Conero fino al parallelo passante per Pescara. Tale bacino è rappresentato da un'avanfossa subsidente, limitata ad Ovest e a Nord dai sovrascorsi appenninici e verso Sud dalla piattaforma apulo-garganica.

Procedendo verso Est, il bacino continua nell'avampaese adriatico oltre il quale si trovano i primi segnali della fase tettonica dinarica ovest-vergente (Fig. 4).

Il bacino è stato colmato da sedimenti torbiditici provenienti dallo smantellamento della catena appenninica; tali litotipi, che nel depocentro raggiungono spessori massimi di 5000 metri, poggiano in discordanza sul Miocene evaporitico e si sono deposti in un unico bacino che comprendeva le attuali aree onshore e le aree offshore.

Durante il Pliocene inferiore-medio si assiste ad una importante fase tettonica che interrompe la continuità del bacino. Tutta la serie è stata coinvolta nella tettonica compressiva dovuta all'avanzamento della catena verso est. I successivi sedimenti della parte terminale del Pliocene superiore drappeggiano e suturano tutte le strutture. Un'ultima fase tettonica si verifica nel Pleistocene basale rimobilizzando le strutture già esistenti, al termine della quale la progradazione dei sedimenti del Pleistocene chiude la serie fino all'attuale.

Le rampe dei fronti appenninici, nell'onshore abruzzese, coinvolgono sia i carbonati sia la sovrastante successione terrigena. Nell'offshore, i carbonati sono interessati da flat e rampe di sovrascorrimento, con scollamenti profondi, nelle Anidriti di Burano del Triassico oppure nel sottostante basamento e più superficiali nelle formazioni delle Marne a Fucoidi.

Le rampe frontali sembrano esaurirsi al di sotto del Pliocene (blind thrusts); le deformazioni risultano via via più blande procedendo dalla costa verso est.

È dibattuta l’esistenza di un livello di scollamento profondo in corrispondenza della parte superiore del basamento magnetico.

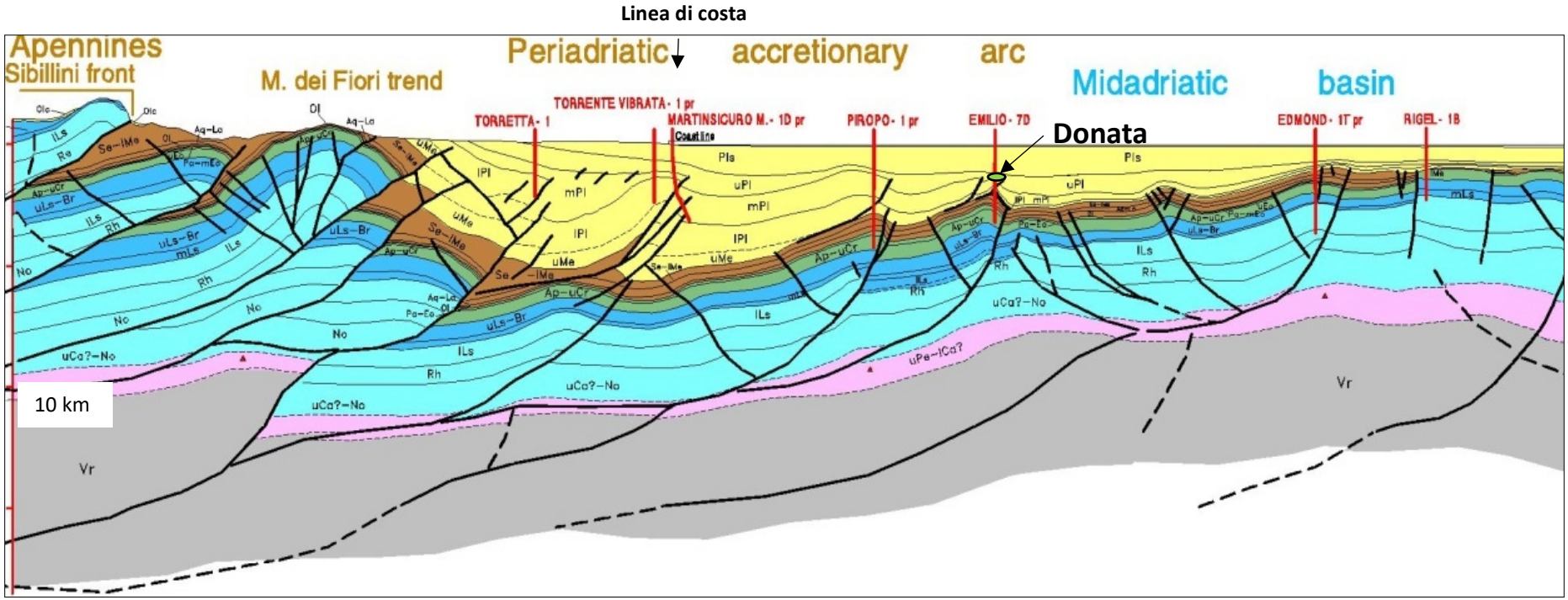


Fig. 4: sezione sismica interpretata che si estende dal fronte Appenninico al Bacino medioadriatico (Fantoni-Franciosi 2009) .

3.2 Geologia e tettonica Locale

Il campo di Donata è ubicato nella parte settentrionale del bacino di Pescara, circa 3 km a NO rispetto al campo di Emilio.

Da un punto di vista stratigrafico, l'area d'interesse è caratterizzata dalla successione terrigena Plio-Pleistocenica discordante sulla successione evaporitica Messiniana (Fig. 5).

La successione terrigena comprende, a partire dal basso, i seguenti termini:

- FORMAZIONI SANTERNO/MONTEPAGANO: intercalazioni di emipelagiti e torbiditi a strati sottili. Si tratta di termini in gran parte torbiditici fini distali.
- FORMAZIONE CARASSAI: successione torbiditica costituita da corpi prevalentemente sabbiosi di conoide sottomarina.

In particolare tale successione può essere suddivisa in due parti:

- La parte inferiore (livelli dal PL3-M al PL3-D) è costituita da sistemi torbiditici di tipo 1 a cui corrispondono ventagli di piana bacinale (sea floor fan). Si tratta di corpi di grande estensione areale, costituiti da strati sabbiosi spessi intercalati a torbiditi a strati sottili ed emipelagiti. La direzione dell'apporto è NNO ed è testimoniata dalla tendenza all'argillificazione verso Sud dei corpi sabbiosi.
- La parte superiore (livelli dal PL3-A al PL3-C) è costituita da corpi torbiditici più prossimali assimilabili a sistemi di scarpata (slope fan). Si tratta di corpi ad estensione areale più limitata. Il livello PL3-C fa eccezione, presentando estensione areale notevole (presenza dello stesso nel pozzo Emilio 7), pur mantenendo caratteristiche sedimentologiche analoghe ai soprastanti. La direzione dell'apporto si mantiene NNO

I livelli mineralizzati appartengono alla Fm. Carassai ed il solo livello PL3-A1 è ubicato nella sovrastante Fm. del Santerno.

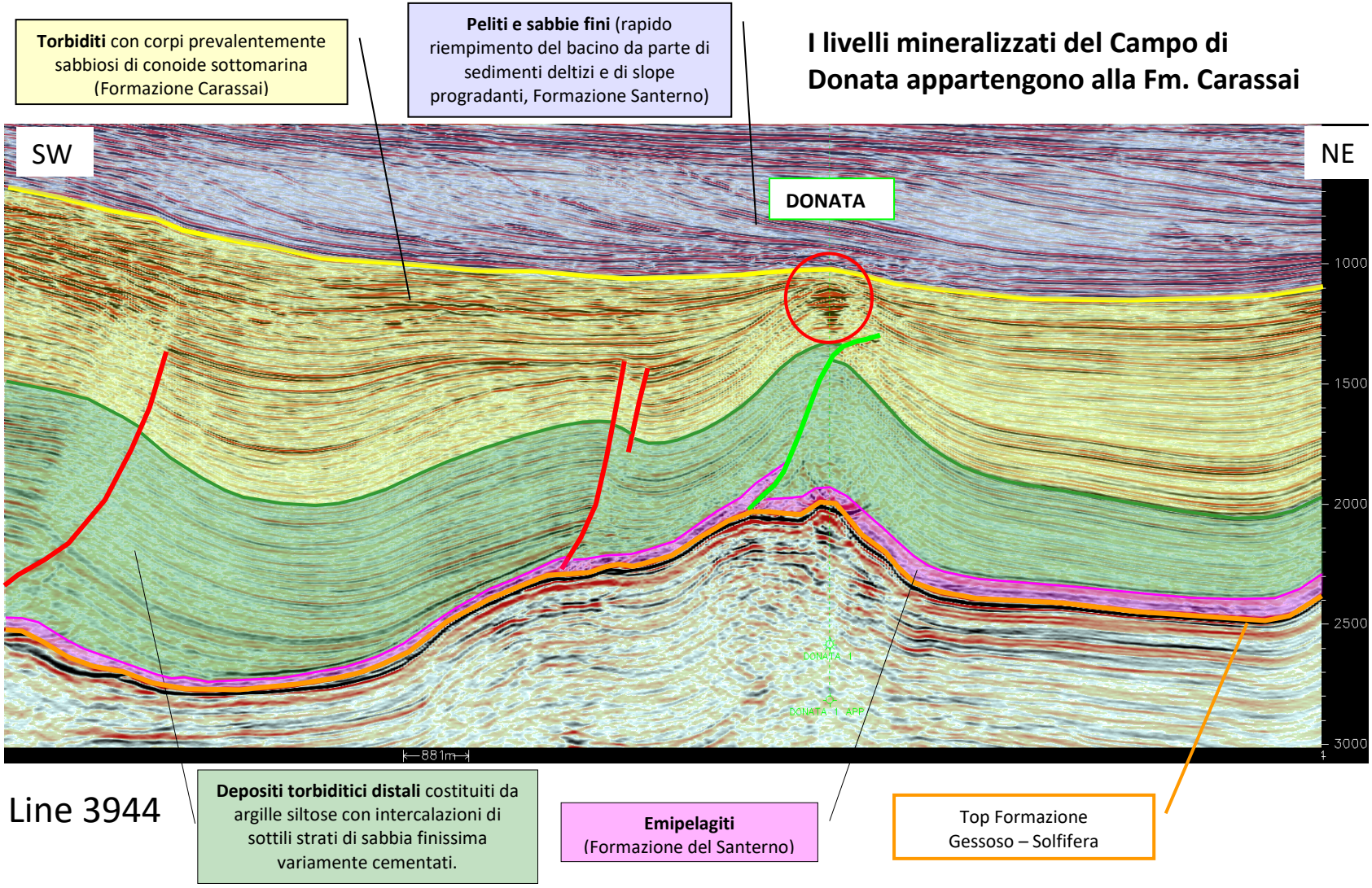


Fig. 5: sezione sismica interpretata attraverso la struttura di Donata.

4 Storia sismica e valutazione della pericolosità sismica dell’area di Donata

4.1 Sismicità nell’area di Donata

In Italia i database macrosismici partono generalmente dall’anno 1000, anche se le informazioni diventano in genere più attendibili per eventi di forte intensità (V della scala MCS) solo alcuni secoli dopo.

La storia sismica è stata studiata all’interno di 2 circonferenze di raggio rispettivamente 50 e 100 km centrate sul pozzo Donata 1. Si sono cercate informazioni bibliografiche sui risentimenti che ha subito la zona nel passato, la presenza di faglie considerate sismogenetiche e la pericolosità sismica stimata secondo gli ultimi decreti ministeriali e regionali.

4.1.1 Sismicità Storica (1000-2017)

Le informazioni sulla sismicità storica in Italia (1000-2014) sono disponibili nel DB CPT15 dell’Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) (Rovida et al., 2016), revisione più recente di cataloghi sviluppati negli ultimi 30 anni.

In tale catalogo sono riportati i sismi con intensità Imax > 5 (scosse forti) e magnitudo momento (Mw) stimata maggiore di 4.0. Le informazioni disponibili per eventi fino al 1963 sono solo di tipo macrosismico (effetti di tipo geologico e/o danni al patrimonio immobiliare), poi fino al 1980 sono miste macrosismiche e strumentali. Dal 1980, con l’ampliarsi della rete sismologica nazionale, le informazioni sono essenzialmente di tipo strumentale.

In Fig. 6 sono stati riportati gli epicentri dei sismi con magnitudo Mw > 4 estratti dal DB CPT15. A questi sono stati aggiunti gli epicentri estratti dal database del Centro Nazionale Terremoti (CNT) dal 2015 al 2017. Al centro dei cerchi di raggio rispettivamente 50 e 100 km (verde e arancione) si trova il pozzo Donata 1.

Appare evidente che all’interno delle aree da investigare la sismicità è tutta raggruppata nel settore ad Ovest, in corrispondenza dell’Appennino Umbro-Marchigiano, mentre è molto scarsa nel cerchio di 50 km, che copre essenzialmente l’area a mare.

Una osservazione generale deve essere fatta per le sorgenti in mare: data una costa lineare come quella adriatica, le localizzazioni sono poco vincolate in superficie e in profondità, poiché i punti di registrazione sono sulla terraferma e anche le altre informazioni disponibili sono concentrate tutte su un solo lato rispetto all’epicentro (si veda in Fig. 7 la distribuzione dell’intensità per l’evento del 1907).

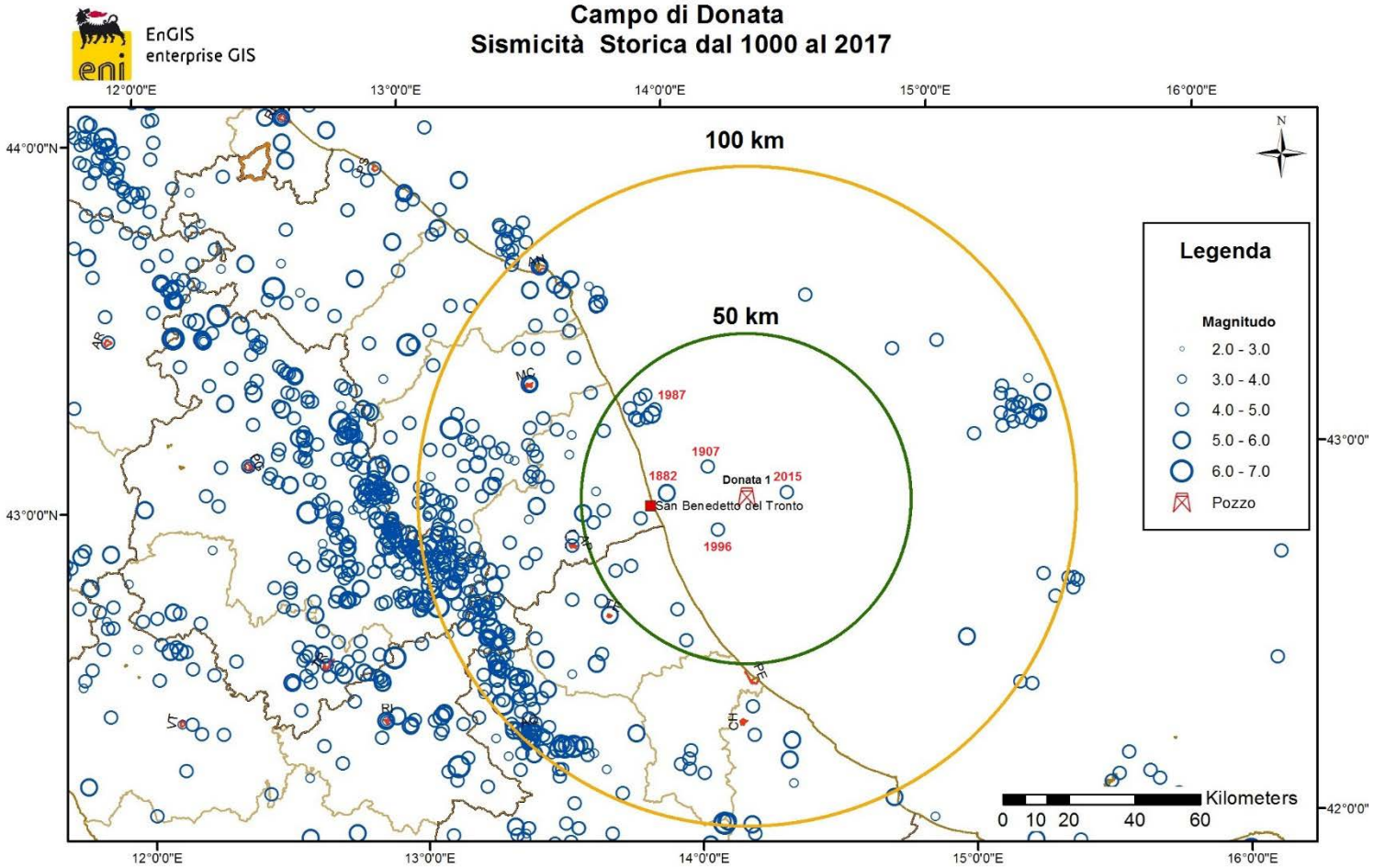


Fig. 6: mappa con gli epicentri di magnitudo > 4.0 dal 1000 al 2017. Le circonferenze arancio e verde hanno raggi di 100 e 50 km rispettivamente.

Tenendo presente, quindi, tale osservazione, si nota che entro 25 km dal campo di Donata sono localizzati 4 sismi con M>4.0 (vedi Tabella 1). Due sono avvenuti prima che ci fosse una rete strumentale nell'area (1882-1907), per cui l'epicentro è stato ottenuto con le sole informazioni sui risentimenti di località sulla costa (ancora come esempio la Fig. 7). Gli altri 2 sono stati ottenuti con dati strumentali: un'analisi di dettaglio ha mostrato che la distanza dalla prima stazione che ha registrato è almeno 40 km dall'epicentro calcolato.

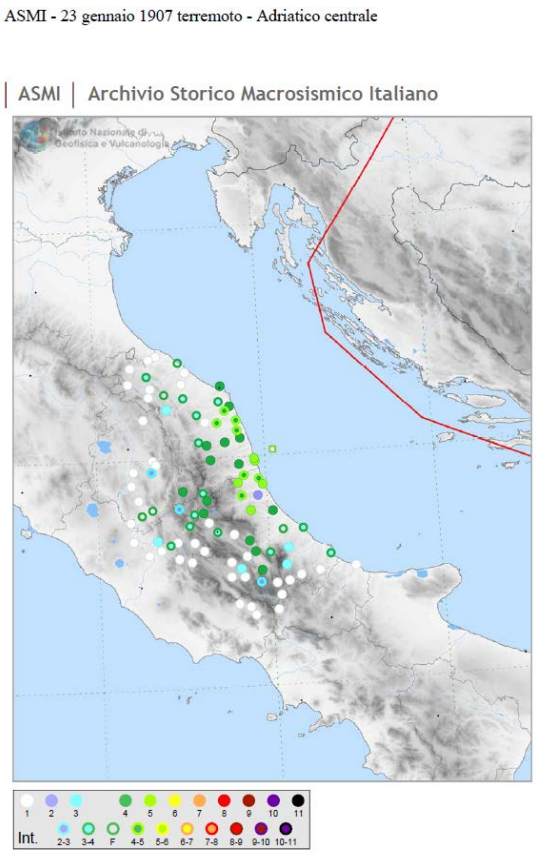


Fig. 7: distribuzione delle intensità per il sisma del 23 Gennaio 1907 00:25 UTC (quadratino verde).

L' intensità massima epicentrale stimata a San Benedetto del Tronto per i 4 eventi è stata 7 (1882), per una coppia di sismi avvenuti nell'arco di un giorno (15 e 16 Agosto), di cui il secondo è quello che ha dato maggiori effetti su poche località della costa e nell'interno Ascolano.

Il sisma più recente si è verificato il 29 Maggio 2015, con una profondità stimata di 15 km. Nella Fig. 8 si riporta il meccanismo focale calcolato e la distribuzione delle stazioni utilizzate nel calcolo ipocentrale, concentrate a Ovest dell’epicentro. La sorgente sismogenetica risulta essere di tipo compressivo.

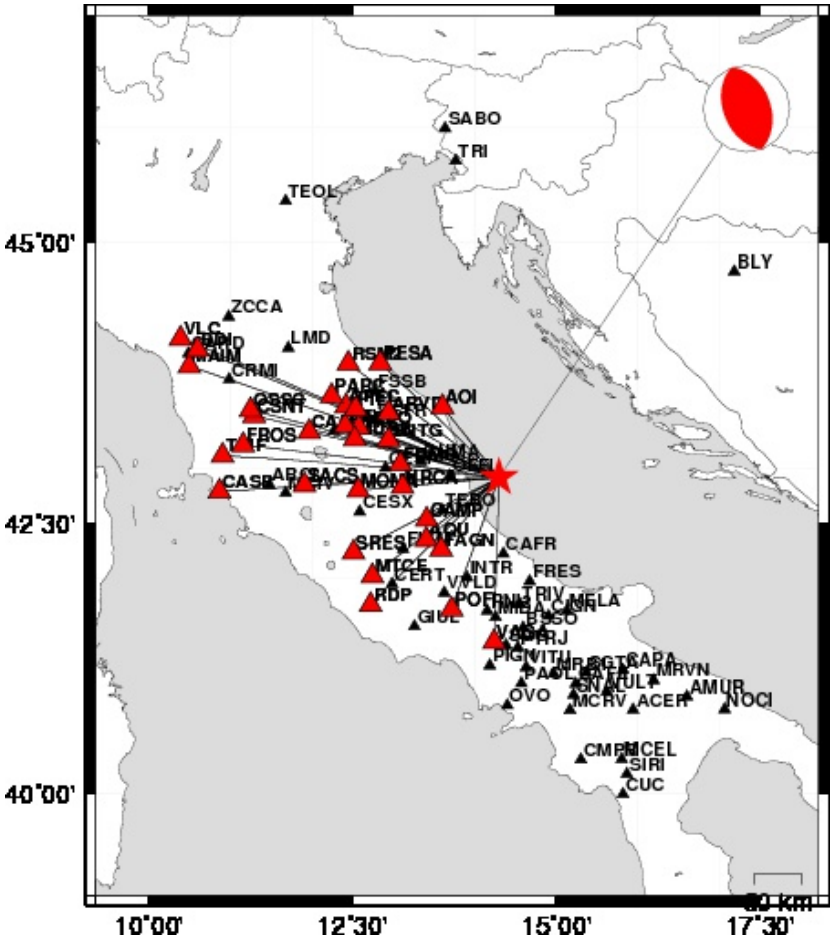


Fig. 8: meccanismo focale TDMT del sisma del 29 Maggio 2015 con indicate le stazioni utilizzate nel calcolo ipocentrale.

A circa 40 km dal campo è presente un gruppo di scosse avvenute nel 1987, i cosiddetti sismi di Porto San Giorgio. Si è trattato di uno sciame formato da circa 80 sismi, in cui l’evento più forte (3 Luglio, Md=4.9) è stato avvertito lungo tutta la costa e l’entroterra marchigiano-abruzzese, come visibile in Fig. 9 (a San Benedetto del Tronto Int=5). La

profondità ottenuta dall’elaborazione ipocentrale indica che i sismi sono concentrati essenzialmente tra 5-25 km. I meccanismi focali calcolati per questa sequenza sono ancora di tipo compressivo (Fig. 10).

YEAR	MO	DA	HO	MI	SE	AX	TL	LAT	LON	MW	DMW	TMW
1882	8	16				Costa Ascolana	MM	42.982	13.941	5.2	0.4	Mdm
1907	1	23	0	25		Adriatico centrale	MM	43.048	14.097	4.8	0.1	Wmim
1996	7	9	10	23	7	Costa Abruzzese-marchigiana	II	42.875	14.12	4.2	0.1	InsC
2015	5	29	13	7	56	Costa Abruzzese Teramo	II	42.965	14.384	4.2	0.3	InsO

Tabella 1: sismi entro 30 km da Donata 1. AX= Area dei maggiori effetti. TL=epicentro di default, ossia MI = macrosismico (se in alternativa a strumentale), II = strumentale solo (unica alternativa), MM = macrosismico solo (unica alternativa). DMW= errore associato alla stima della magnitudo momento MW. TMW=codice di determinazione della magnitudo, ossia Mdm = macrosismica, determinata da dati di intensità, MIo = macrosismica, calcolata dall’intensità epicentrale Io, Wmim = media della magnitudo momento strumentale e macrosismica pesata con l'inverso dei quadrati delle rispettive incertezze, InsO = strumentale "osservata", InsC = strumentale calcolata.

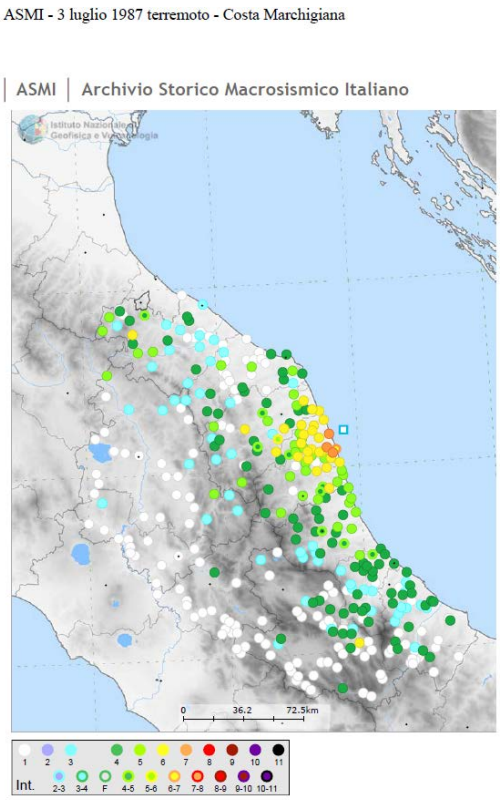


Fig. 9: distribuzione delle intensità per il sisma del 3 Luglio 1987 10:21 UTC (quadratino azzurro).

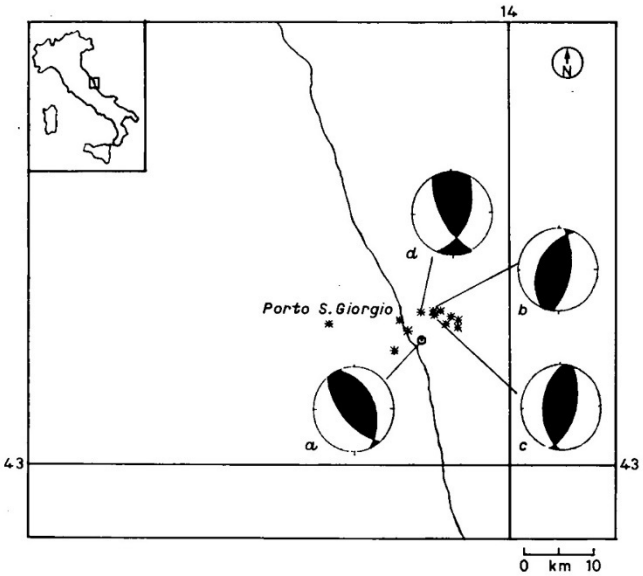


Fig. 10: meccanismi focali dei terremoti di Porto San Giorgio di M >4.0 (da Riguzzi et al, 1989).

4.1.2 Sismicità Strumentale (1981-2017)

La sismicità strumentale registrata dal 1981 è estratta dai DB CSI 1.1 (fino al 2002) e CNT (dal 2003) dell’INGV (Fig. 11). L’attività sismica principale è concentrata, come già osservato per i dati storici, nell’entroterra appenninico.

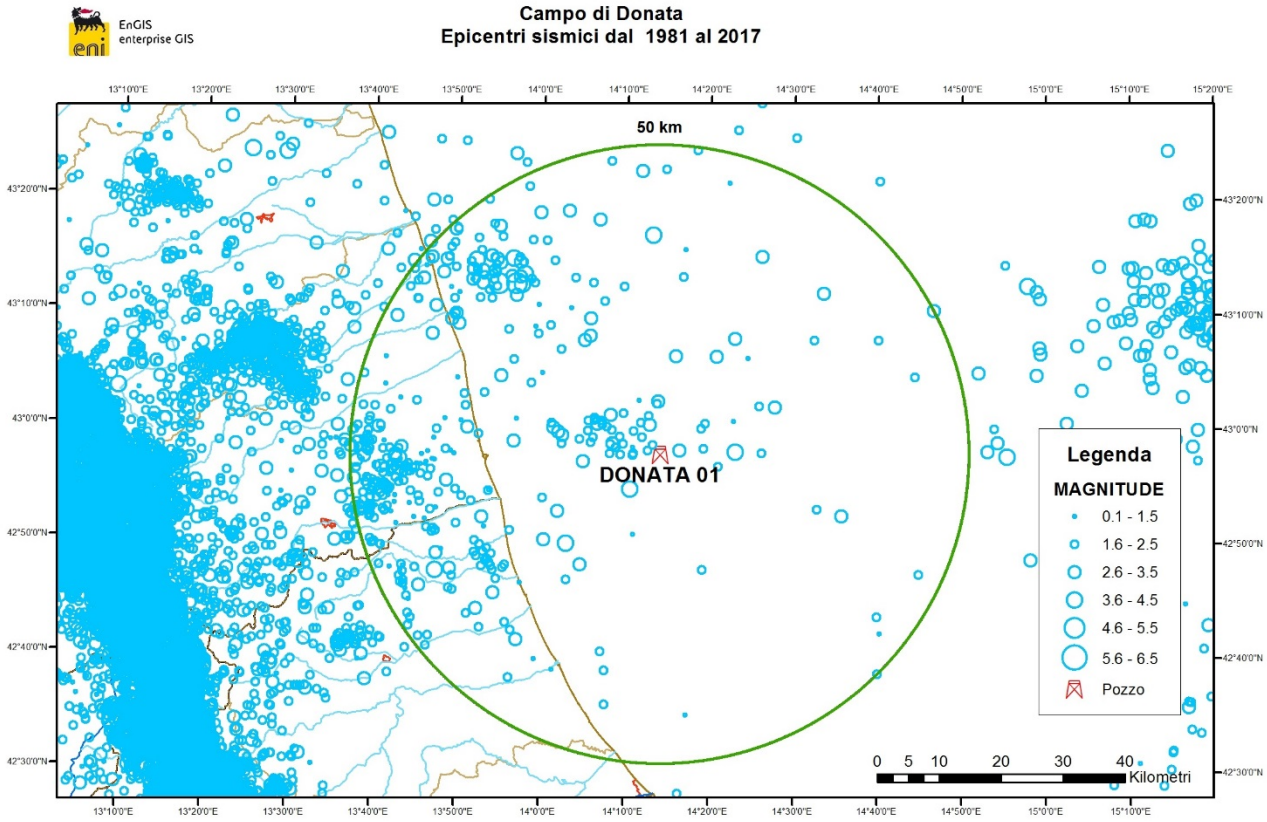


Fig. 11: sismicità strumentale dal 1981 al 2017 nell’offshore Marchigiano. In verde la circonferenza di raggio 50 km.

In 37 anni sono stati localizzati entro 50 km dall’area di interesse 427 eventi con magnitudo massima di 5 (Fig. 11). In Fig. 12 è riportata la distribuzione nel tempo di questi sismi con l’indicazione della magnitudo. Si osserva che la magnitudo minima resta costante

fino a circa il Giugno 2005, poi c’è un abbassamento di tale soglia, dovuto all’incremento del numero di stazioni della rete sismica nazionale (RSNC) nell’area, in particolare nella zona marchigiana. Tutte le stazioni sono comunque localizzate ad una distanza maggiore di 30 km dal campo (Fig. 13).

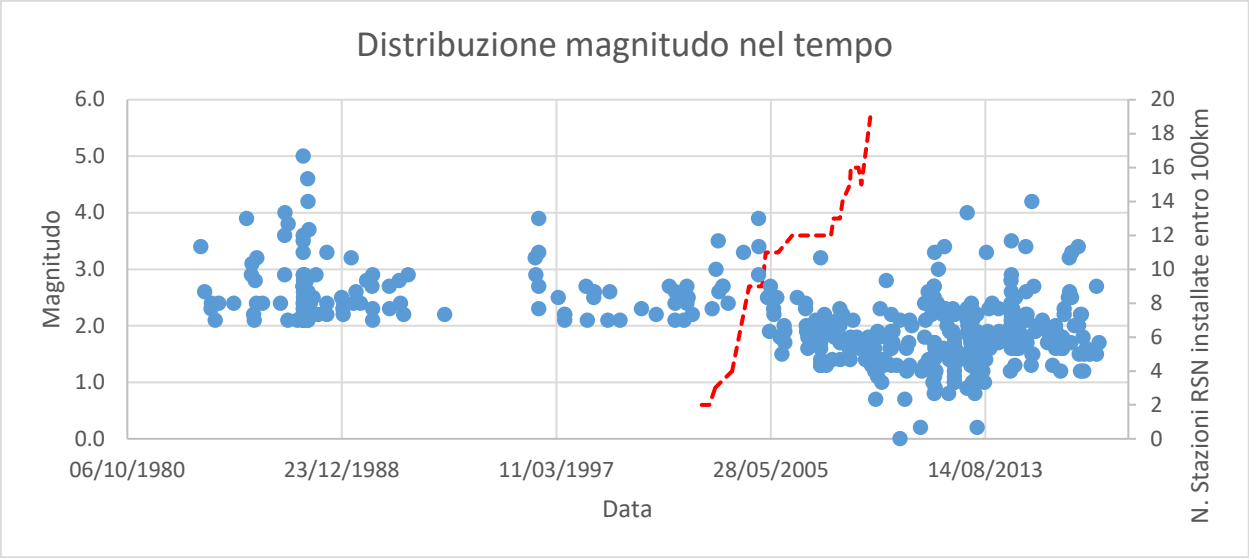


Fig. 12: distribuzione della magnitudo nel tempo per i sismi con epicentro entro 50 km dal pozzo Donata 1. La linea rossa indica le stazioni installate entro 100 km di distanza.

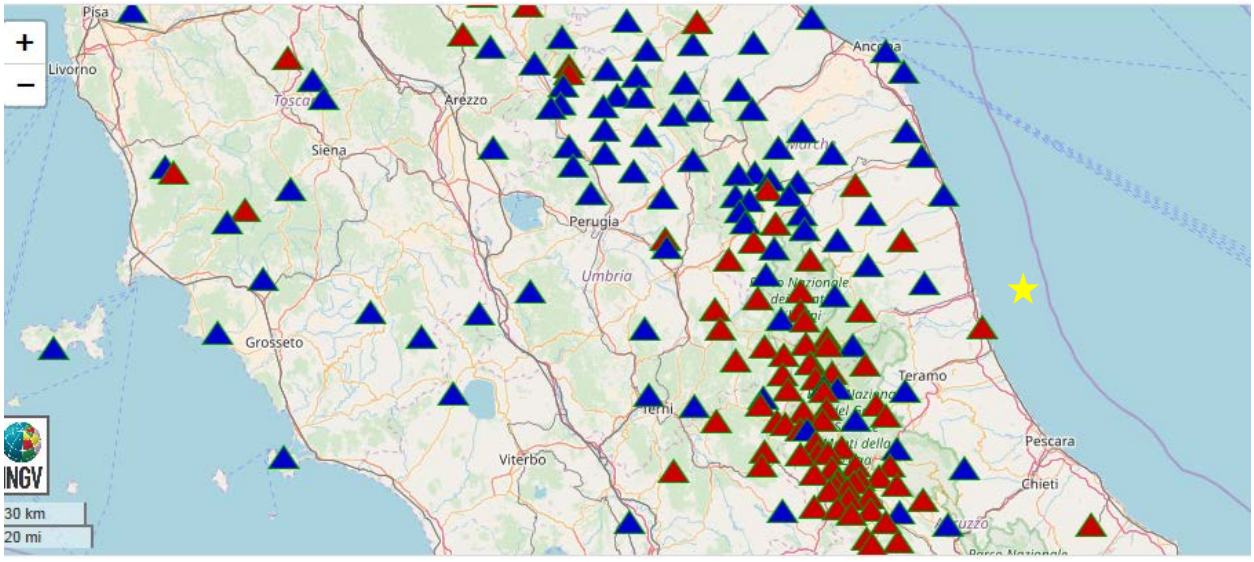


Fig. 13: distribuzione delle stazioni della Rete Sismica Nazionale dal 1988 (in blu quelle attualmente funzionanti, in rosso quelle chiuse). La stella gialla indica la posizione del campo di Donata.

In Fig. 14 è mostrata la distribuzione dei sismi per classi di magnitudo. Sotto M=1.8 il numero di eventi diminuisce, segno che al di sotto di tale valore, le informazioni sulla sismicità sono lacunose.

La distribuzione dei sismi in profondità (Fig. 15 e distribuzione in mappa in Fig. 16) indica che la maggior parte dell’attività è concentrata nei primi 50 km della crosta.

Uno sguardo sull’attività sismica più vicina a Donata, circa entro 15km (Fig. 16), evidenzia una cinquantina di eventi di energia medio-bassa con una profondità mediamente superiore ai 20 km (cerchietti blu).

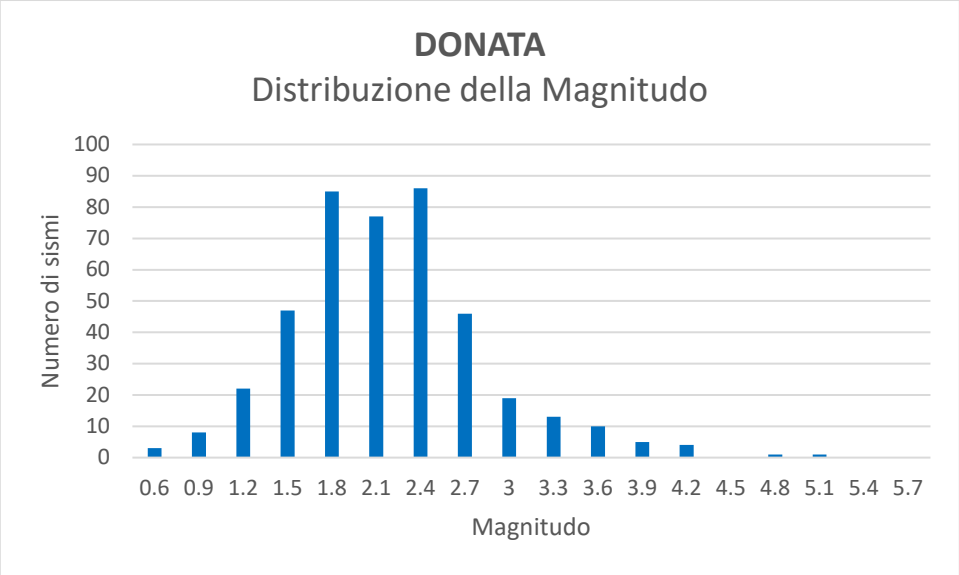


Fig. 14: distribuzione della magnitudo per i sismi registrati dal 1981 al 2017 con epicentro entro 50 km dal pozzo Donata 1.

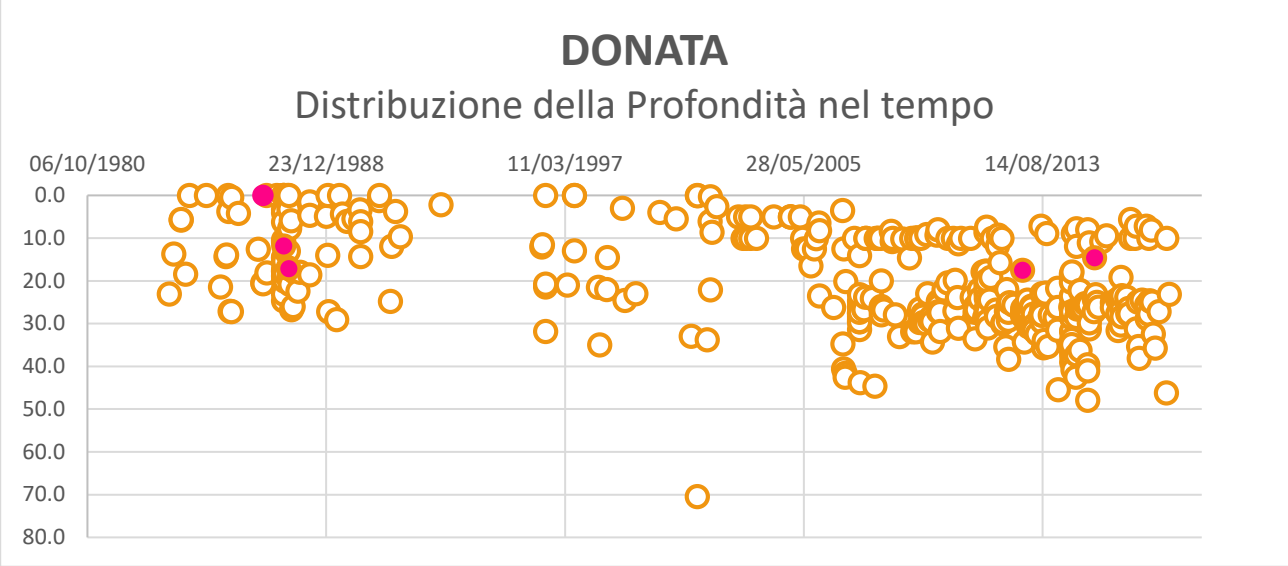


Fig. 15: distribuzione della profondità nel tempo per i sismi con epicentro entro 50 km dal pozzo Donata 1. In viola i sismi con M≥ 4.

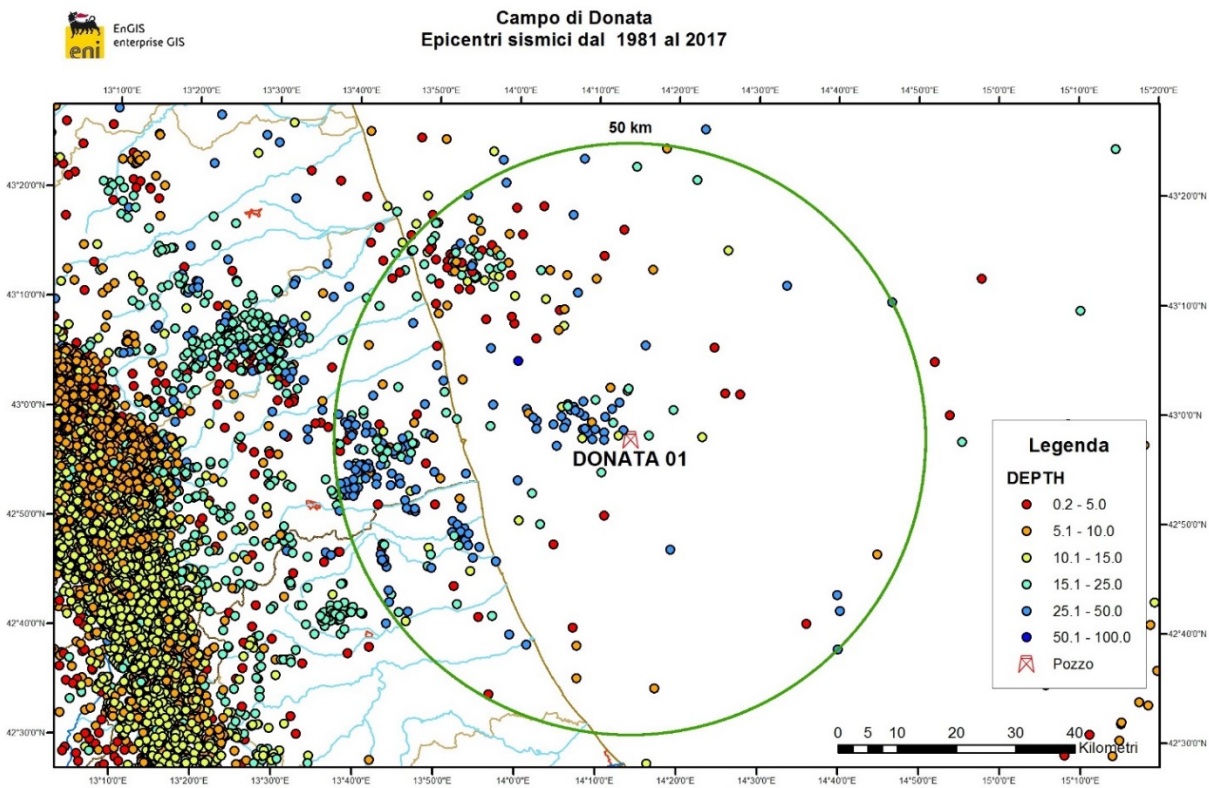


Fig. 16: mappa della sismicità strumentale nell’offshore Marchigiano in funzione della profondità degli ipocentri.

4.1.3 Faglie Sismogenetiche

Tramite lo studio della sismicità storica e strumentale è possibile individuare le strutture sismogenetiche, ossia in grado di generare un terremoto, disponibili nel DB DISS 3.2.1 (database delle faglie sismogenetiche - INGV), che riporta informazioni su Sorgenti Sismogenetiche Singole e su Sorgenti Complesse.

Nella Fig. 17 sono visualizzate le strutture sismogenetiche per l’area Marchigiana. Per la zona a mare sono individuabili 2 elementi principali, uno vicino alla costa e uno spostato verso Est, che però non appare associato ad attività sismica nota (vedi Fig. 11).

Le strutture tra la costa e Donata nelle versioni precedenti del DB erano unificate. Una rielaborazione dei dati disponibili ha separato le Sorgenti Sismogenetiche, evidenziando una limitata differenza di profondità (più superficiale quella a Nord – ITCS156 Conrad tra 2 e 7 km, più profonda quella a Sud – ITCS159 S. Benedetto - Giulianova offshore tra 5 e 8 km) con un andamento compressivo NW-SE. La ITCS159 dista una decina di km da Donata.

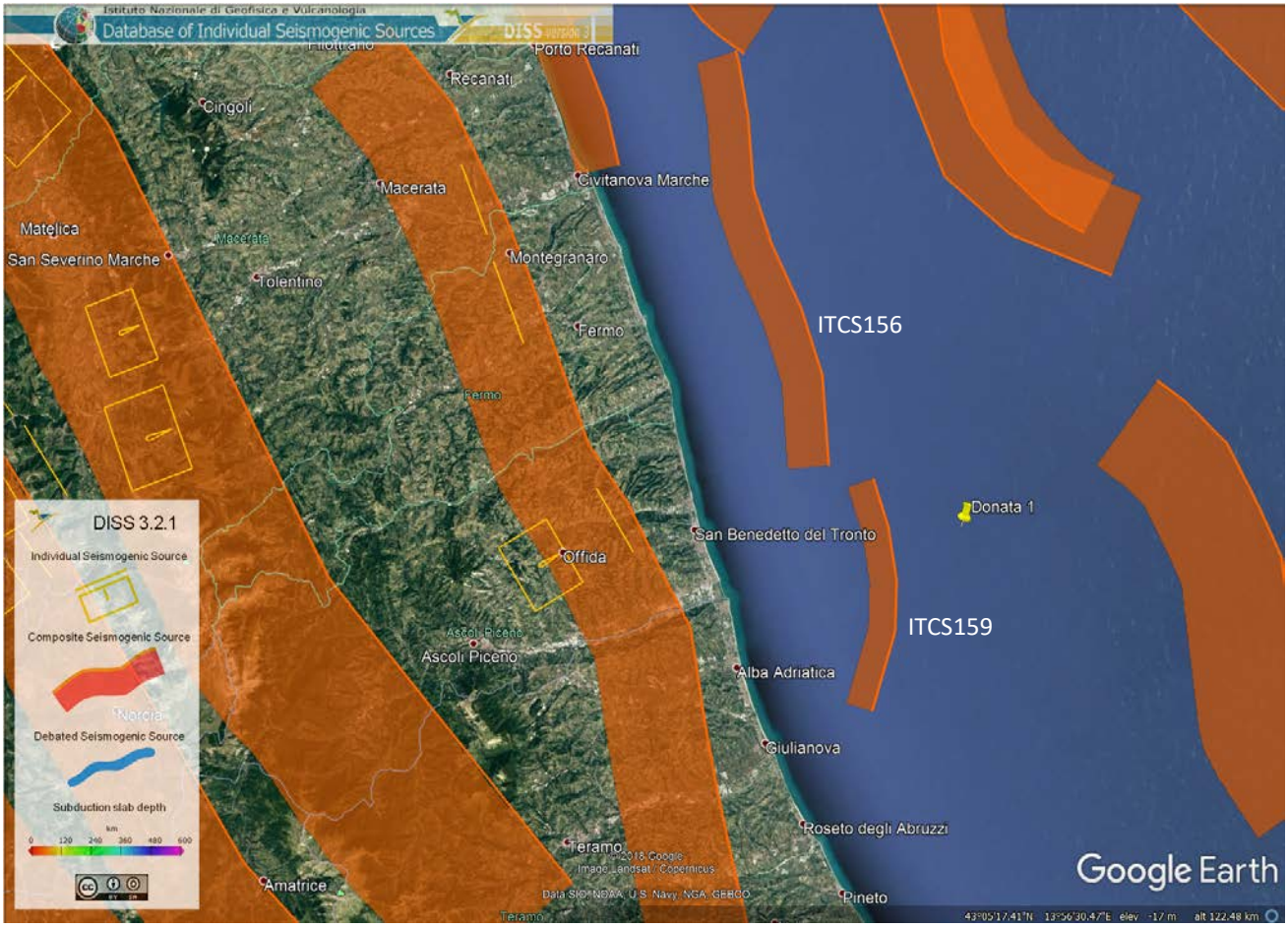


Fig. 17: mappa delle faglie sismogenetiche estratta dal DISS 3.2.1. I rettangoli gialli sono le proiezioni in superficie delle sorgenti sismogenetiche individuali. Le fasce arancioni sono invece le proiezioni delle sorgenti sismogenetiche composite, di cui evidenziate la ITCS156 (Conrad) e la ITCS159 (S. Benedetto - Giulianova offshore)

4.1.4 Faglie Capaci

Le informazioni disponibili per i terremoti storici, quelle di tipo paleosismologico e quelle geologico-strutturali di un’area permettono di individuare le cosiddette “Faglie Capaci”, definite come “faglie che potenzialmente possono creare deformazione in superficie”.

Per completare il quadro delle informazioni disponibili a livello nazionale sulle aree potenzialmente attive dal punto di vista sismico, si riporta in Fig. 18 la mappa con la distribuzione di Faglie Capaci presenti nel DB ITHACA di ISPRA per la zona in studio.

Si osserva che nel raggio di circa 25 km non sono presenti faglie capaci.

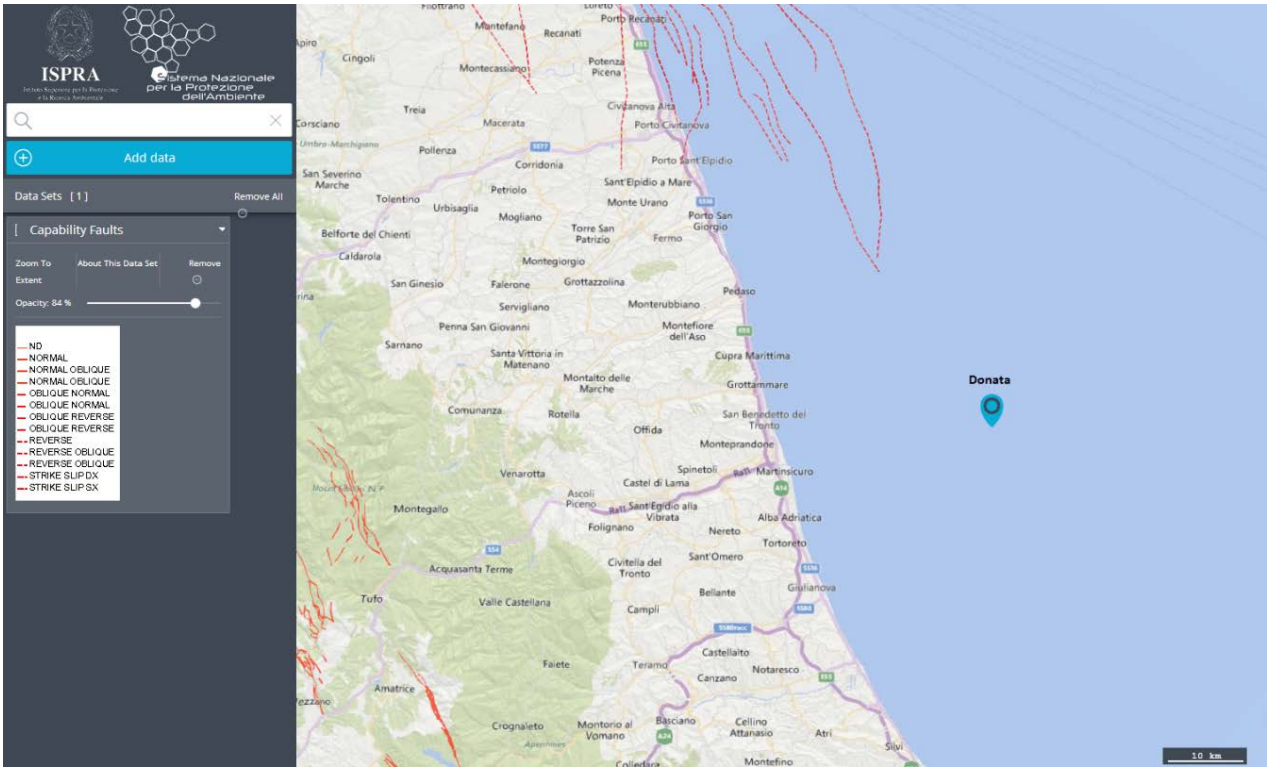


Fig. 18: distribuzione delle Faglie Capaci (in rosso) nell'area Marchigiana. Mappa estratta da “SGI GeoMapViewer” con dati del DB ITHACA di ISPRA.

4.2 Pericolosità Sismica

4.2.1 Risentimenti avvertiti nell’area del campo Donata

Prima di presentare gli aspetti della normativa sismica della zona del campo Donata, che tiene conto di quanto l’area ha risentito nel passato di attività sismica vicina e lontana, viene presentato il quadro delle informazioni disponibili dal database DBMI15 dell’INGV sui risentimenti sismici sperimentati dall’anno 1000. Tali informazioni sono state raccolte da fonti coeve o successive, da memorie sui danni (quando ce ne sono stati), in particolare da archivi parrocchiali (dopo il concilio di Trento), da archivi pubblici o privati. È possibile avere dati incompleti in zone più isolate rispetto ai centri amministrativi e a quelli con maggiori scambi commerciali. Le analisi fin qui compiute sui terremoti nell’area entro 50 km dal campo Donata farebbero pensare che spesso nei comuni più prossimi (San Benedetto del Tronto, Pedaso e Colonnella) siano stati avvertiti effetti di terremoti più o meno vicini, ma le informazioni disponibili per Int > 3 sono solo quelle visualizzabili in Fig. 19. Se ne deduce che alcune informazioni del passato sono andate perse.

Per avere un quadro più completo almeno dal 1800 in poi vengono confrontate le informazioni dei 3 comuni, San Benedetto del Tronto, Pedaso e Colonnella, posti rispettivamente a 30 km a Ovest, a 37 km a Nord-Ovest e a 31 km a Sud-Ovest di Donata.

L’episodio di maggiore intensità e presente nei tre grafici corrisponde al terremoto del 1882 Costa ascolana, offshore (I=7). Come già detto nel paragrafo 4.1.1, per tale evento si hanno poche informazioni. San Benedetto del Tronto è stata inoltre interessata da sismi con intensità da 5 a 6; i più forti si sono verificati: nel 1915 con I=6 e avvertito anche a Pedaso con I=4; nel 1930 con I=5-6, registrato a Pedaso con I=6; ma non ci sono informazioni storiche per questi eventi a Colonnella. Infine sono stati registrati sismi con I=5, tra cui il sisma del 3 Luglio del 1987, risentito anche negli altri due comuni (Colonnella con I=4, Pedaso con I=6-7) e il sisma del 23 Gennaio 1907 (rif. Paragrafo 4.1.1).

A Pedaso e Colonnella i risentimenti massimi osservati di solito sono intorno a 6-7 (forti).

In Tabella 2 sono sintetizzati i dati di San Benedetto del Tronto, in cui, alla tabella originale del database DBMI15 sono state inserite le indicazioni delle provincie, così da poter meglio discriminare la sismicità vicina da quella lontana.

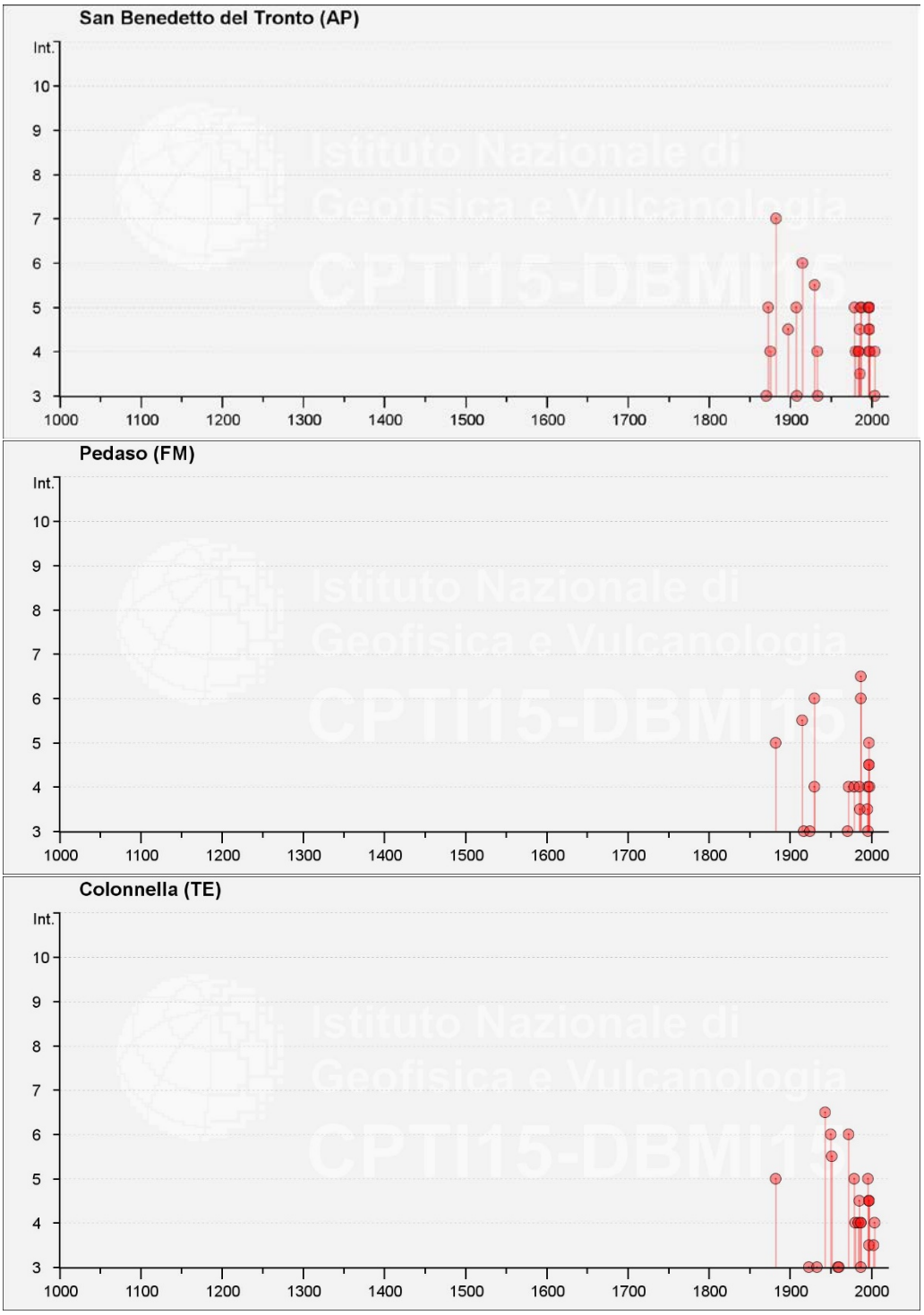


Fig. 19: risentimenti riferiti a Intensità > 3 avvertiti a San Benedetto del Tronto, Pedaso e Colonnella dall'anno 1000 (fonte INGV DBMI15).

Is	Date	Ax	Np	Io
3	1870 02 08	Anconetano (AN)	10	7
5	1873 03 12 20 04	Appennino marchigiano	196	8
4	1875 12 06	Gargano (FG)	97	8
7	1882 08 16	Costa ascolana (AP)	13	7
NF	1897 05 28 22 40 02.00	Ionio	132	6
4-5	1897 09 21	Marche settentrionali	44	7
NF	1897 12 18 07 24 20.00	Alta Valtiberina	132	7
NF	1898 06 27 23 38	Reatino (RI)	186	8
NF	1906 01 29 15 05	Valle del Tronto	50	5
5	1907 01 23 00 25	Adriatico centrale	93	5
3	1908 03 17 03 59	Marche meridionali	54	5-6
NF	1909 01 13 00 45	Emilia Romagna orientale	867	6-7
NF	1910 12 26 16 30	Monti della Laga	50	5-6
NF	1911 02 19 07 18 30.00	Forlivese	181	7
6	1915 01 13 06 52 43.00	Marsica	1041	11
NF	1924 01 02 08 55 13.00	Senigallia (AN)	76	7-8
5-6	1930 10 30 07 13	Senigallia (AN)	268	8
4	1933 09 26 03 33 29.00	Maiella (CH)	325	9
3	1934 11 30 02 58 23.00	Adriatico settentrionale	51	5
NF	1938 08 12 02 28 33.00	Appennino laziale-abruzzese	55	5-6
NF	1941 12 19	Monti Sibillini	30	7
F	1943 01 16	Monti Sibillini	22	6-7
F	1943 10 03 08 28 29.00	Ascolano (AP)	170	8
F	1951 05 25 20 42	Adriatico centrale	5	4
5	1979 09 19 21 35 37.00	Valnerina	694	8-9
4	1980 11 23 18 34 52.00	Irpinia-Basilicata	1394	10
NF	1983 11 09 16 29 52.00	Parmense (PR)	850	6-7
4	1984 04 29 05 02 59.00	Umbria settentrionale	709	7
4	1984 05 07 17 50	Monti della Meta	912	8
4-5	1985 05 01 16 57 35.00	Ascolano (AP)	51	5
3-4	1986 10 13 05 10 00.31	Monti Sibillini	322	5-6
5	1987 07 03 10 21 57.64	Costa Marchigiana	359	7
5	1987 09 04 16 42 49.60	Costa Marchigiana	75	6
NF	1990 05 05 07 21 29.61	Potentino (PZ)	1375	
NF	1995 12 30 15 22 08.73	Fermano (FM)	106	5
5	1996 07 09 10 23 07.21	Costa abruzzese-marchigiana	45	
5	1997 09 26 00 33 12.88	Appennino umbro-marchigiano	760	7-8

Is	Date	Ax	Np	Io
5	1997 09 26 09 40 26.60	Appennino umbro-marchigiano	869	8-9
4	1997 10 03 08 55 22.07	Appennino umbro-marchigiano	490	
4-5	1997 10 06 23 24 53.29	Appennino umbro-marchigiano	437	
4-5	1997 10 14 15 23 10.64	Valnerina	786	
4	1998 04 05 15 52 21.01	Appennino umbro-marchigiano	395	
NF	2003 05 25 17 15 13.95	Ascolano (AP)	88	4-5
3	2004 11 25 06 21 15.44	Adriatico centrale	13	
4	2004 12 09 02 44 25.29	Teramano (TE)	213	5
NF	2005 04 12 00 31 51.61	Maceratese (MC)	131	4

Tabella 2: storia sismica di San Benedetto del Tronto estratta da DBMI15. Is= intensità strumentale (NF= terremoto non avvertito). Ax= Area dei maggiori effetti. Np= numero di osservazioni macrosismiche. Io= intensità epicentrale.

4.2.2 Inquadramento amministrativo e Normativa sismica

Il campo di Donata è a circa 30 km dalla costa; il comune più vicino è quello di S. Benedetto del Tronto, alla cui normativa sismica si fa riferimento.

In Fig. 20 viene riportata la classificazione delle zone sismiche nelle Marche come normato dall’Ordinanza della Presidenza del Consiglio 3274/03 s.m.i. e ratificato dalla Regione Marche con Delibera della Giunta regionale n.1046 29/07/2003. Questa figura è messa a confronto con la mappa di pericolosità sismica (MPS04) elaborata da INGV (Ordinanza PCM 28/04/2006 n. 3519, All. 1b), espressa in termini di accelerazione massima del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli rigidi (Fig. 21).

Per determinare la classificazione delle Marche sono state utilizzate le stesse informazioni riportate nei capitoli precedenti (cataloghi storici macrosismici e strumentali e informazioni geologiche-strutturali): la maggior parte dei comuni delle Marche presentano una classificazione 2 – rischio medio-alto, in quanto coinvolti nella significativa attività sismica dell’Appennino Umbro-Marchigiano e in quella meno intensa sulla costa; a sud-Est vi è un’area a basso rischio simico (zona sismica 3), classificata solo dal 2003, che continua lungo la costa abruzzese, e al cui interno è presente S. Benedetto del Tronto. In Fig. 22 è riportato il dettaglio dell’area di interesse.

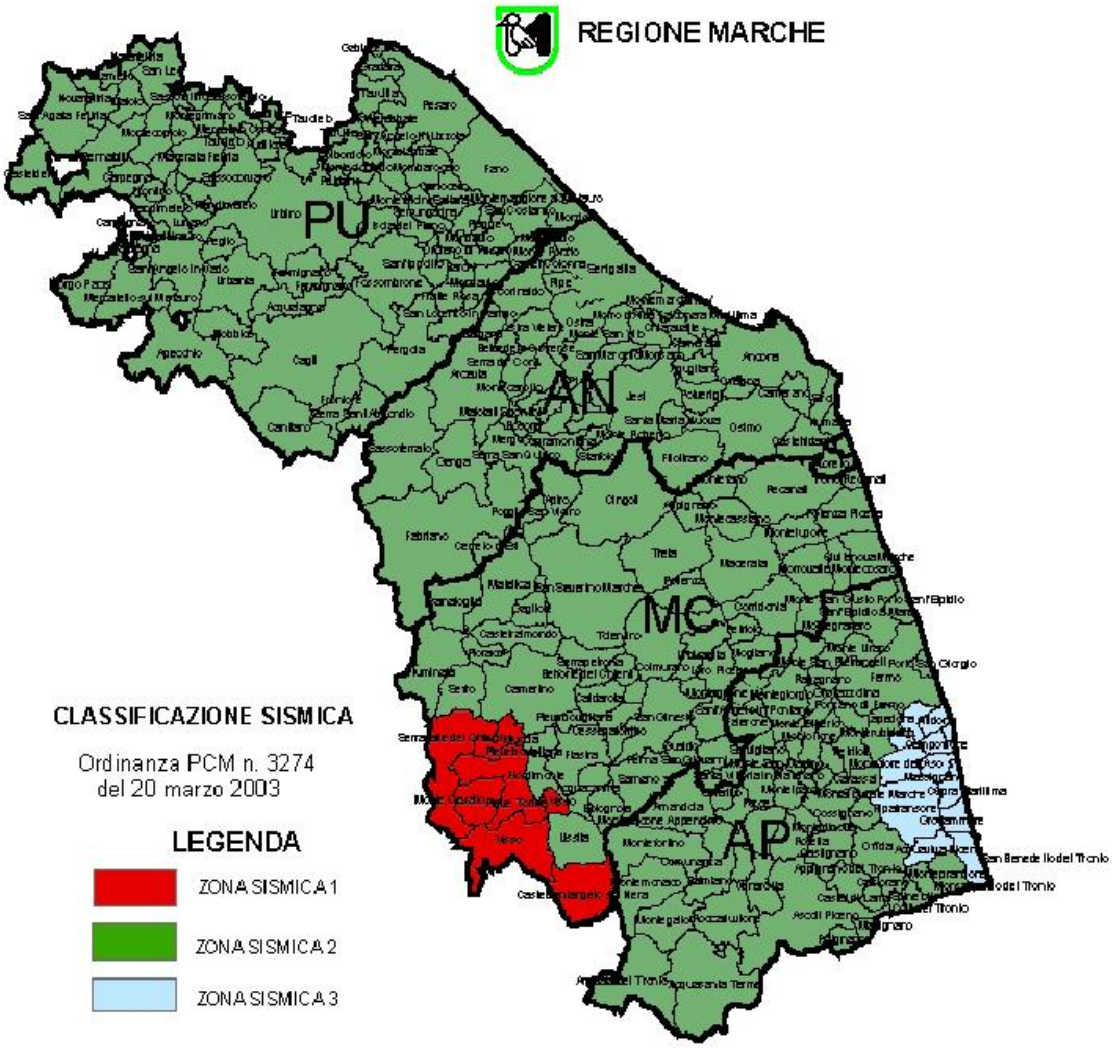


Fig. 20: classificazione sismica delle Marche (classificazione 1°zona: ad altissimo rischio).

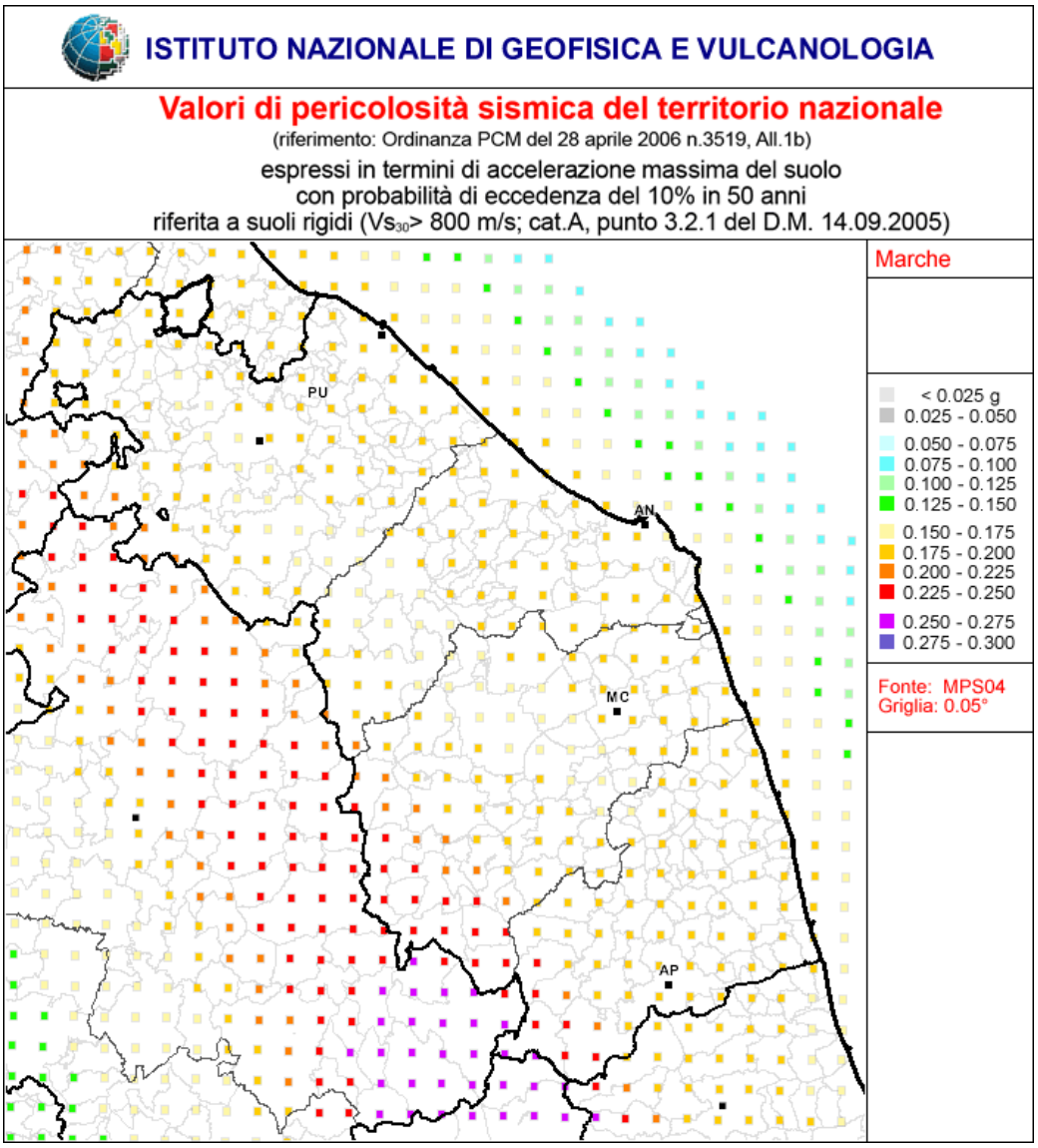


Fig. 21: valori di pericolosità sismica delle Marche (MPS04) origine INGV.

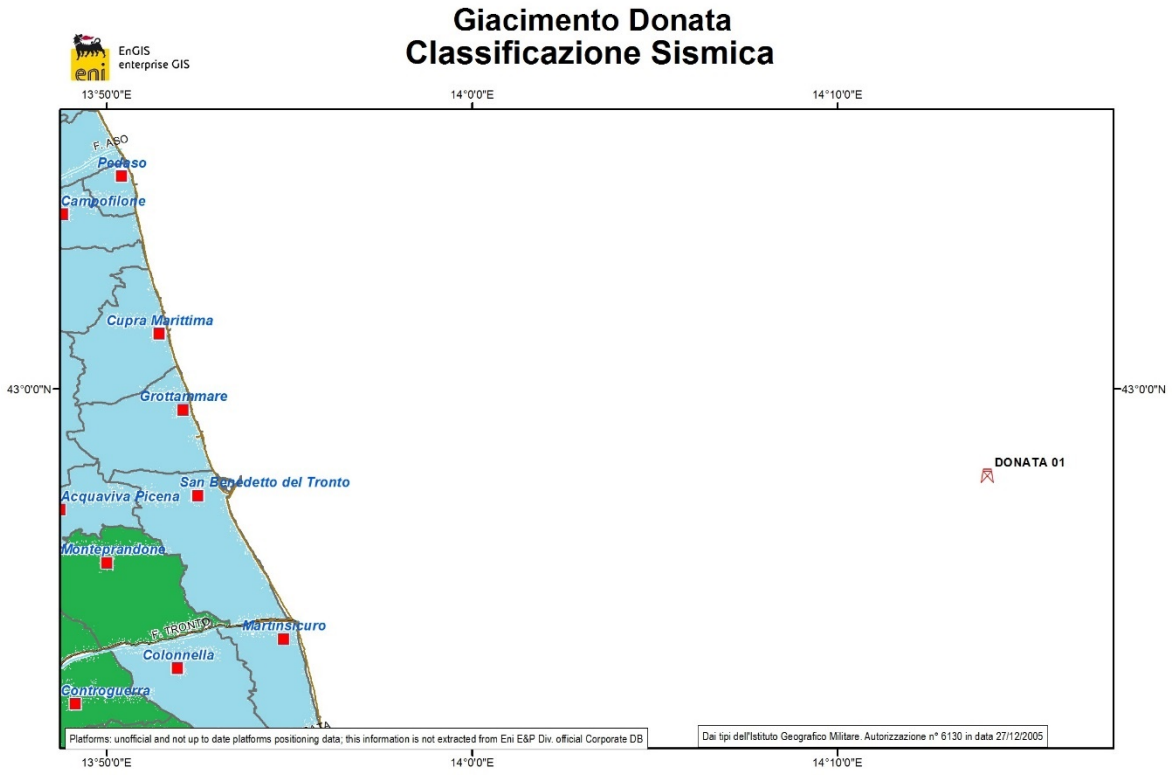


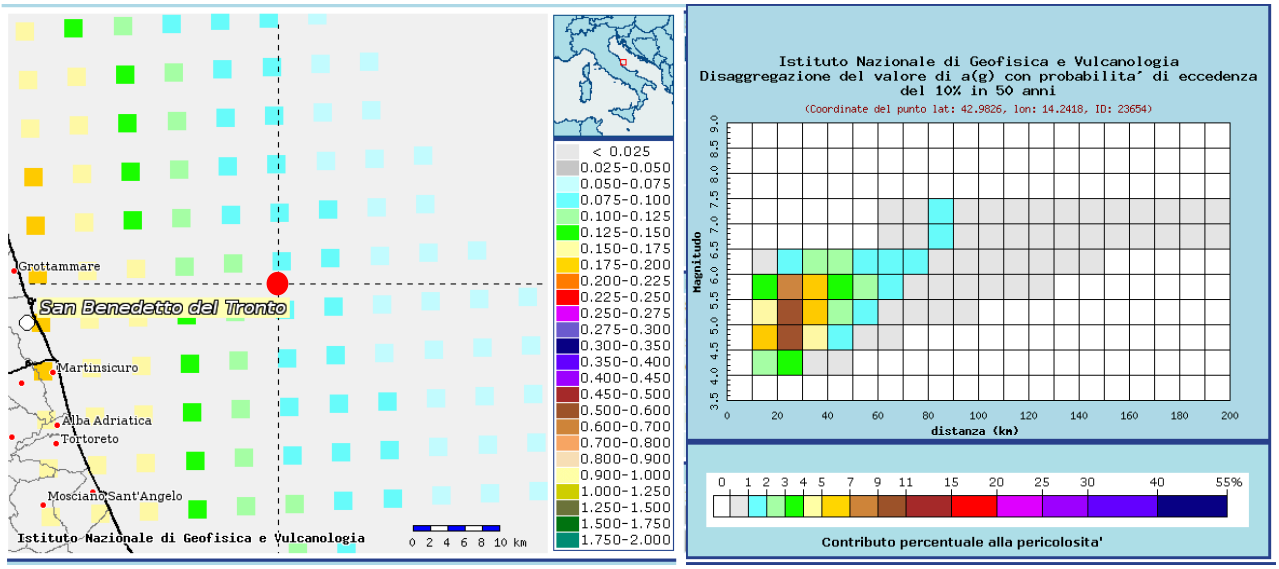
Fig. 22: classificazione sismica delle Marche in vigore a seguito della Ord. 3274/03. In verde la zona con classificazione 2, in azzurro quella con classificazione 3.

4.2.3 Analisi Statistiche

In Fig. 23 sono evidenziati i valori di pericolosità sismica per il campo Donata e la probabilità di un evento forte in zona. Dalla Fig. 23A si ricava che la risposta massima in accelerazione prevista, riferita a suoli rigidi e pianeggianti, è di 0.1 g (colore azzurro, intervallo 0.075-0.100 g), con probabilità di superamento di questo valore del 10% in 50 anni. Questa informazione indica quanto si può prevedere essere forte il risentimento causato da terremoti in corrispondenza del sito di interesse, indipendentemente che gli epicentri siano vicini o lontani.

La Fig. 23B permette di valutare il contributo di diverse sorgenti sismogenetiche a distanza R capaci di generare terremoti di magnitudo M. In altre parole fornisce il terremoto che domina lo scenario di pericolosità (terremoto di scenario), inteso come l'evento di

magnitudo M a distanza R dal sito oggetto di studio che contribuisce maggiormente alla pericolosità sismica del sito stesso (Spallarossa e Barani, 2007). Per l’area a mare di Donata il contributo più alto (15%) è per un terremoto di magnitudo compresa tra M=4.5 e 5.5 ad una distanza di 20 - 30 km: a tale distanza ritroviamo il sisma del 1882.



A B

Fig. 23: A) pericolosità sismica nell'area del campo Donata, punto di incrocio del reticolo nero, B) contributo percentuale alla pericolosità. (da INGV: dati on-line della pericolosità sismica in Italia).

Si vuol sottolineare che le informazioni di accelerazione previste sono calcolate per suoli rigidi (velocità delle onde S a 30 m di profondità = 800 m/s), ma che tali valori devono essere ulteriormente corretti per situazioni diverse (D.M. 17/01/2018).

Le caratteristiche litologiche dell’area presa in considerazione sono ben lontane da una situazione di rigidità, perché il campo è in mare su depositi alluvionali saturi d’acqua.

5 Sismicità indotta da attività petrolifere

5.1 Inquadramento generale

La letteratura sismologica utilizza comunemente i termini “indotto” e “innescato” per descrivere i terremoti causati da azioni umane. In alcune pubblicazioni entrambi i termini sono utilizzati come sinonimi; in altre, assumono significati diversi:

- terremoti “indotti” sono eventi in cui le attività antropiche sono responsabili della gran parte delle variazioni del campo di stress che genera la sismicità,
- terremoti “innescati” sono quelli in cui le attività antropiche sono responsabili solo di una minima frazione delle variazioni del campo di stress tettonico preesistente che genera la sismicità, determinando il verificarsi del terremoto prima del suo accadimento naturale (McGarr et al., 2002).

Per semplicità, nel seguito si utilizzeranno i termini come sinonimi.

In letteratura esiste un’ampia trattazione dell’argomento legato alle estrazioni di idrocarburi, con numerosi lavori che hanno raccolto la casistica per individuare quali siano le situazioni più frequenti in cui si attua un’attività indotta, quali i possibili meccanismi fisici che la determinano, quali le azioni preventive che possono essere messe in atto (ad es. Grasso, 1992; Suckale, 2009; The National Research Council, 2013).

In questi lavori, che hanno fatto una sintesi di quanto presente in letteratura sulla sismicità indotta nelle vicinanze di campi di idrocarburi, sono riportati circa una settantina di casi con presenza di sismi con Magnitudo > 0. Nel testo del National Research Council (2013), sono citati i casi per estrazione di olio e gas (38), per iniezione d’acqua per recuperi secondari (27) e per fratturazione idraulica in shale gas (2). Nel presentare l’elenco gli autori sottolineano che non necessariamente la sismicità registrata vicino ai giacimenti di idrocarburi elencati è di tipo indotto. Per alcuni casi è generalmente riconosciuta una connessione (es. Lacq, Francia), mentre per altri (Coalinga, Kettleman, Montebello, California) la questione è controversa o la relazione causa/effetto è addirittura improbabile.

5.2 Cause d’innesco della sismicità legate all’attività estrattiva responsabili

Per quanto riguarda l’estrazione di idrocarburi dal sottosuolo i meccanismi riconosciuti in letteratura che possono innescare un evento sismico sono legati principalmente alla variazione dello sforzo di Coulomb; questa variazione può verificarsi a seguito di:

- Iniezione di fluidi e fratturazione idraulica (fracking);
- Effetti poro-elastici legati all’estrazione di fluidi;
- Disequilibrio isostatico indotto dalla estrazione di quantità di fluidi.

5.2.1 Iniezione di fluidi e fratturazione idraulica (fracking)

È noto fin dagli anni ’60 che i terremoti possono essere indotti da attività di iniezione di fluidi (Hsieh & Bredehoeft, 1981). Questo avviene perché l’iniezione riduce lo sforzo effettivo: il fluido iniettato penetra all’interno di fratture preesistenti e sostiene quella parte dello sforzo normale che corrisponde alla pressione del fluido. Quindi, lo sforzo normale effettivo è ridotto e, poiché un fluido non ha resistenza al taglio, la resistenza allo scivolamento è diminuita. Se la frattura è soggetta a uno sforzo di taglio maggiore del prodotto dello sforzo normale effettivo per il coefficiente d’attrito, la roccia scorrerà e si genera un terremoto.

In ambito petrolifero l’iniezione di fluidi può avvenire per diverse ragioni, ma in ogni caso con lo scopo di mantenere integro il reservoir:

1) Per smaltire l’acqua di strato presente naturalmente nelle rocce e prodotta insieme agli idrocarburi.
2) Per mantenere la pressione del giacimento e ottimizzare la produzione.
3) Per sostituire i fluidi estratti e prolungare la vita produttiva di campi in esaurimento.

Diverso è il caso delle fratturazioni idrauliche (fracking), durante le quali i fluidi ad alta pressione sono iniettati nel giacimento proprio con lo scopo di fratturare la roccia e creare i passaggi che permettono il movimento degli idrocarburi in esse contenuti. Tale tecnica si è

diffusa nei giacimenti non convenzionali statunitensi, in cui le rocce di scisto (shale) fungono sia da sorgente (rocce madri) sia da serbatoio (rocce reservoir) e sono praticamente impermeabili. In tale contesto, gli idrocarburi contenuti non possono essere prodotti perché non possono muoversi verso il pozzo. Scopo della fratturazione è quindi di creare una rete di fratture che permettano ai fluidi di mobilizzarsi e raggiungere il pozzo. La fratturazione avviene in modo controllato per evitare che le fratture si propaghino al di fuori delle rocce reservoir, con il conseguente arrivo al pozzo dell’acqua di strato.

5.2.2 Effetti poro elastici legati all’estrazione di fluidi

Usando la teoria della poro-elasticità, Segall (1985, 1989) mostra che la rimozione di fluidi da una formazione reservoir provoca delle variazioni volumetriche che indurranno sforzi direttamente nelle regioni circostanti il reservoir stesso. Segall (1989, 1992) e Grasso (1992) suggeriscono che il meccanismo potrebbe coinvolgere numerosi esempi di aree sismiche circostanti o al di sotto di aree petrolifere nel mondo.

Il meccanismo dell’estrazione di fluidi causa un decremento della pressione di poro ed una conseguente contrazione del reservoir con relativa subsidenza associata. Se il reservoir è accoppiato elasticamente con le rocce circostanti, questa contrazione genera il trasferimento di stress poro-elastico alle aree adiacenti. Nel caso in cui in queste aree siano presenti faglie che non permettono il riequilibrio della pressione attraverso esse, sulla faglia si crea uno stress differenziale il quale può accumularsi inducendo lo sviluppo di terremoti.

Il fenomeno richiede che entrino in gioco grandi volumi netti di produzione per ottenere anche solo piccoli cambiamenti nello stato di stress prossimo al reservoir. Sia Grasso (1992) che Segall (1992) concludono entrambi che questo meccanismo può essere efficace nell’indurre terremoti solo se la zona è già prossima allo stress critico necessario per generare il terremoto.

La sismicità tende a svilupparsi nella zona del giacimento, entro c.a. 5 km sopra e sotto il reservoir, con $M \leq 5$ e con un ritardo temporale variabile tra i 5 ed i 20 anni dall’inizio produzione.

Le caratteristiche principali dei campi esaminati sono le seguenti:

- Una subsidenza totale anche dell'ordine dei 9 m (Wilmington field, Long Beach California) e comunque sempre superiori a diverse decine di centimetri.
- La geologia mostra la presenza di formazioni competenti al di sopra od al disotto del reservoir (*Lacq*-Francia - carbonati; *Ekofisk*-Norvegia - gessi; *Fashing*-Texas - carbonati);
- I giacimenti hanno dimensioni e produzioni notevoli (*Groningen*-Olanda, 900 km^2 e 1700 Gm^3; *Ekofisk*, Norvegia; *Lacq*, Francia).

5.2.3 Disequilibrio isostatico indotto dalla estrazione di fluidi

Il meccanismo del disequilibrio isostatico è stato proposto da McGarr (1991). L'idea alla base è che l'estrazione di fluidi da un giacimento produca la rimozione di una massa che genera un assestamento isostatico che a sua volta può indurre un evento sismico.

I casi esaminati nella letteratura contemplano rimozioni di massa dell'ordine di 1-2 x 10^{11} kg (Fig. 24). Appare quindi evidente che i possibili effetti dovuti a disequilibrio isostatico sono riferibili solo a variazioni di massa ingenti, legate a giacimenti di grandi dimensioni.

TABLE I

SEISMIC DEFORMATION AND LIQUID EXTRACTION FROM OIL FIELDS

Earthquake Sequence	Oil Field	M_0 N-m	ΣM_0 N-m	Net Liquid Removed m^3 #	Δm kg	γ	$\frac{2\mu\Delta m\gamma}{\rho_c}$ N-m	$M_0 \Big/ \frac{2\mu\Delta m\gamma}{\rho_c}$	$\Sigma M_0 \Big/ \frac{2\mu\Delta m\gamma}{\rho_c}$
Coalinga 1983	Coalinga	3.95×10^{18}	5.36×10^{18}	2.7×10^{8}*	2.7×10^{11}	0.69	4.14×10^{18}	0.95	1.29
Kettleman N. Dome 1985	Kettleman N. Dome	1.7×10^{18}†	1.74×10^{18}	1.23×10^{8}‡	1.23×10^{11}	0.60	1.62×10^{18}	1.05	1.07
Whittier Narrows 1987	Montebello	1.0×10^{18}§	1.13×10^{18}¶	1.35×10^{8}‡	1.35×10^{11}	0.38	1.14×10^{18}	0.88	0.99

*From Segall (1985).
†Very broadband estimate by Ekström (1987).
‡Conservation Committee of California Oil Producers (1983–1987); California Division of Oil and Gas (1927–1987).
§Hauksson *et al.* (1988).
¶Hauksson and Jones (1989).
Net liquid produced is given by: oil + water produced − water injected. In the case of the Montebello field, the total water produced was estimated from California Divison of Oil and Gas statistics indicating the fraction of water in the annual produced liquid for the years 1924 to 1987.

Fig. 24: tabella riassuntiva dei volumi estratti di liquidi per i campi riportati da McGarr (McGarr, 1991).

5.3 La situazione italiana

In Italia il fenomeno della sismicità indotta ha avuto risalto pubblico a seguito della sequenza di terremoti iniziatasi in Emilia Romagna nel Maggio 2012 nell'area ferrarese e modenese, per i quali era stata ipotizzata una possibile causa nelle attività petrolifere e geotermiche presenti nell'area. A questo proposito si ricorda che il sisma del 20 Maggio ha avuto epicentro a 20 km dal campo a olio di Cavone (terremoto di Finale Emilia), mentre quello del 29 Maggio è avvenuto proprio nella struttura sotto il campo di Cavone (terremoto di Mirandola).

Per indagare l'esistenza di una correlazione tra attività estrattive e la sequenza sismica, su richiesta del Presidente della Regione Emilia-Romagna, nel Dicembre 2012 il Capo della Protezione Civile istituì la Commissione ICHESE (International Commission on Hydrocarbon Exploration and Seismicity in the Emilia region).

Le conclusioni della Commissione ICHESE hanno avuto vasta risonanza quasi unicamente per la frase di seguito riportata (nella traduzione italiana):

"…*Lo studio effettuato non ha trovato evidenze che possano associare la sequenze sismica del maggio 2012 in Emilia alle attività operative svolte nei campi di Spilamberto, Recovato, Minerbio e Casaglia, mentre non può essere escluso che le attività effettuate nella Concessione di Mirandola (Cavone) abbiano potuto contribuire a innescare la sequenza.*" (da: *Report on the Hydrocarbon Exploration and Seismicity in Emilia Region*, 2014, pag. 195).

Purtroppo, tale affermazione risulta incoerente con molte delle analisi presentate nel rapporto stesso e si fonda solo su una presunta correlazione statistica tra l'aumento, avvenuto circa un anno prima, dell'attività di estrazione/iniezione nel giacimento di Cavone da un lato e l'attività sismica della scossa principale del 20 Maggio dall'altro (ICHESE, 2014, pag. 184). La stessa Commissione sembra rendersi conto della debolezza dell'argomento in quanto, a pagina 186 del rapporto, esprime la necessità di sviluppare un modello fisico che permetta di supportare i risultati statistici.

Al contrario, all'interno del rapporto lo studio geologico-strutturale dell'area conclude che non c'è connessione idraulica tra i volumi interessati dai terremoti del 20 Maggio e del 29 Maggio (ICHESE, 2014, pag. 132).

Inoltre, anche lo studio geomeccanico indica che l'evento del 20 Maggio è fuori dall'area d'influenza del giacimento di Cavone (ICHESE, 2014, pag. 151).

Nonostante ciò, la commissione ICHESE ha ipotizzato, in modo piuttosto singolare e sulla base di un mero esercizio matematico, che le attività svolte nel giacimento di Cavone avrebbero innescato il sisma del 20 Maggio nel punto più lontano da Cavone, senza evidenze di altri eventi sismici nella zona intermedia e senza effetti sulla struttura di Cavone, la quale poi effettivamente ha ceduto solo dopo 9 giorni sotto l'azione della sequenza sismica in atto.

A seguito delle conclusioni interlocutorie della Commissione ICHESE, il Ministero dello Sviluppo Economico, la Regione Emilia-Romagna, Assomineraria e la società Padana Energia (titolare del campo) hanno concordato un'attività di monitoraggio e ricerca al fine di fornire una risposta esaustiva per il campo di Cavone, denominata "Laboratorio di monitoraggio Cavone" (http://labcavone.it/). In particolare, il programma delle prove sperimentali ha consentito di raccogliere un numero esaustivo di informazioni che hanno confermato l'assenza sulle strutture geologiche circostanti di interferenze derivanti dall'attività di reiniezione, i cui effetti si esauriscono a meno di 500 m dal pozzo iniettore (Laboratorio Cavone, 2014).

Contemporaneamente, altri studi hanno confermato che i terremoti dell'Emilia del 2012 non sono correlabili con l'attività estrattiva di idrocarburi e con quella di iniezione d'acqua nel giacimento di Cavone (Astiz et al., 2014 validato dall'INGV; Dahm et al., 2015; Juanes et al., 2016).

Quindi, anche alla luce delle risultanze sopra riportate, appare chiaro come le ipotesi conclusive della Commissione ICHESE siano state ampiamente confutate e attualmente non risulti più accettabile richiamare tale rapporto per sollevare generici dubbi circa la possibile correlazione tra attività estrattive e sismicità.

Invece, appare chiara la necessità di svolgere analisi più approfondite su tale tema, come ad esempio fatto da Mucciarelli et al., 2015. In tale studio, focalizzato per l'area dell'Emilia-Romagna, il confronto tra distribuzione della sismicità strumentale e la posizione dei campi a gas suggerisce l'assenza sia di apprezzabili attività sismiche naturali che di significativi fenomeni di sismicità legata alla produzione dei giacimenti. Infatti, si osserva che in corrispondenza delle faglie sismogenetiche individuali, responsabili dei forti sismi avvenuti negli ultimi secoli, sono presenti essenzialmente pozzi sterili. Ciò indicherebbe che le sorgenti individuali possono essere in grado di compromettere l'integrità dei serbatoi sovrastanti. Invece, buona parte dei pozzi produttivi sono in corrispondenza o di zone prive di sorgenti sismogenetiche o delle faglie sismogenetiche composite, ossia regioni contenenti un numero imprecisato di sorgenti sismogenetiche allineate che non possono essere individuate singolarmente. Esse non sono associate ad uno specifico insieme di terremoti o ad una distribuzione di terremoti, ma indicano un'area di possibile deformazione basata su dati geologici, geofisici e su vincoli storici: strutture più piccole che non sarebbero in grado di compromettere i giacimenti sovrastanti.

Un ultimo punto da considerare riguarda la tecnica del fracking: tale attività non ha ragione di essere in Italia, e anche nella gran parte del continente europeo, in quanto le caratteristiche sedimentologiche e petrofisiche delle rocce madri nel contesto geologico italiano non permettono l'applicazione della tecnica del fracking. La tecnica è inoltre esplicitamente vietata nell'Art. 38 - comma 11-quater del decreto legge n. 133/2014 (Sblocca Italia).

5.4 Considerazioni relative al campo di Donata

Per il campo di Donata è possibile valutare il pericolo di induzione di attività sismica tenendo presente la sismicità naturale illustrata nei paragrafi precedenti, le caratteristiche del giacimento e lo sviluppo produttivo previsto.

5.4.1 Sismicità regionale e campi idrocarburi

Il confronto tra la distribuzione epicentrale della sismicità strumentale e la posizione dei campi a gas lungo l’offshore marchigiano (Fig. 25) suggerisce, per la maggior parte dei casi, l’assenza di apprezzabili attività sismiche naturali e di significativi fenomeni di sismicità legata alla produzione dei giacimenti nell’area. Sembra esserci solo un’eccezione in corrispondenza dello sciame sismico di Porto San Giorgio (con la maggior parte degli eventi nel periodo Luglio-Settembre 1987) e il campo a gas San Giorgio Mare. In Fig. 26 è visibile una sezione verticale con l’area attivata dallo sciame, con profondità di 15-16 km. Si può osservare che il campo San Giorgio Mare e quelli limitrofi di Mormora, S. Maria Mare e Sarago sono a profondità molto superficiali rispetto a quelle degli ipocentri.

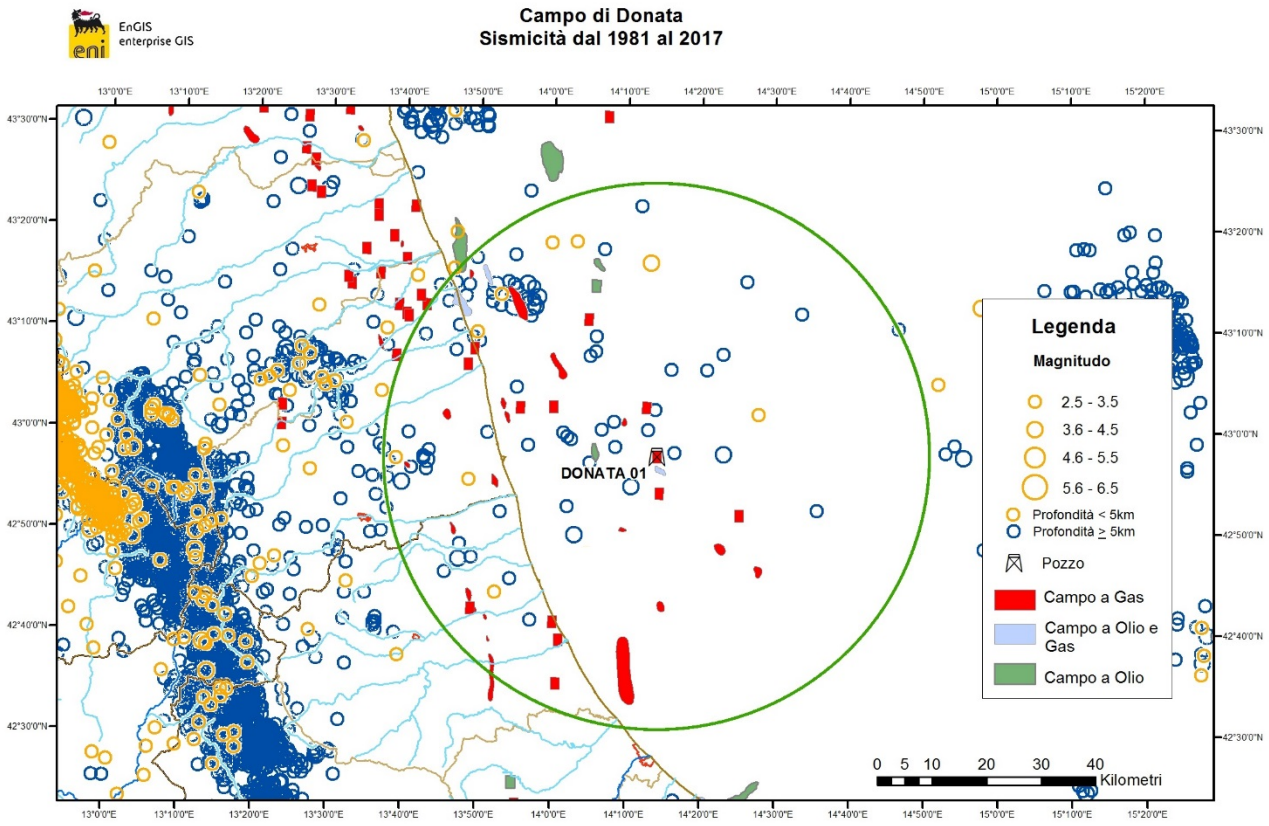


Fig. 25: sismicità con magnitudo >2.5 e ubicazione dei giacimenti a gas. I colori discriminano gli ipocentri in relazione alla profondità di 5 km.

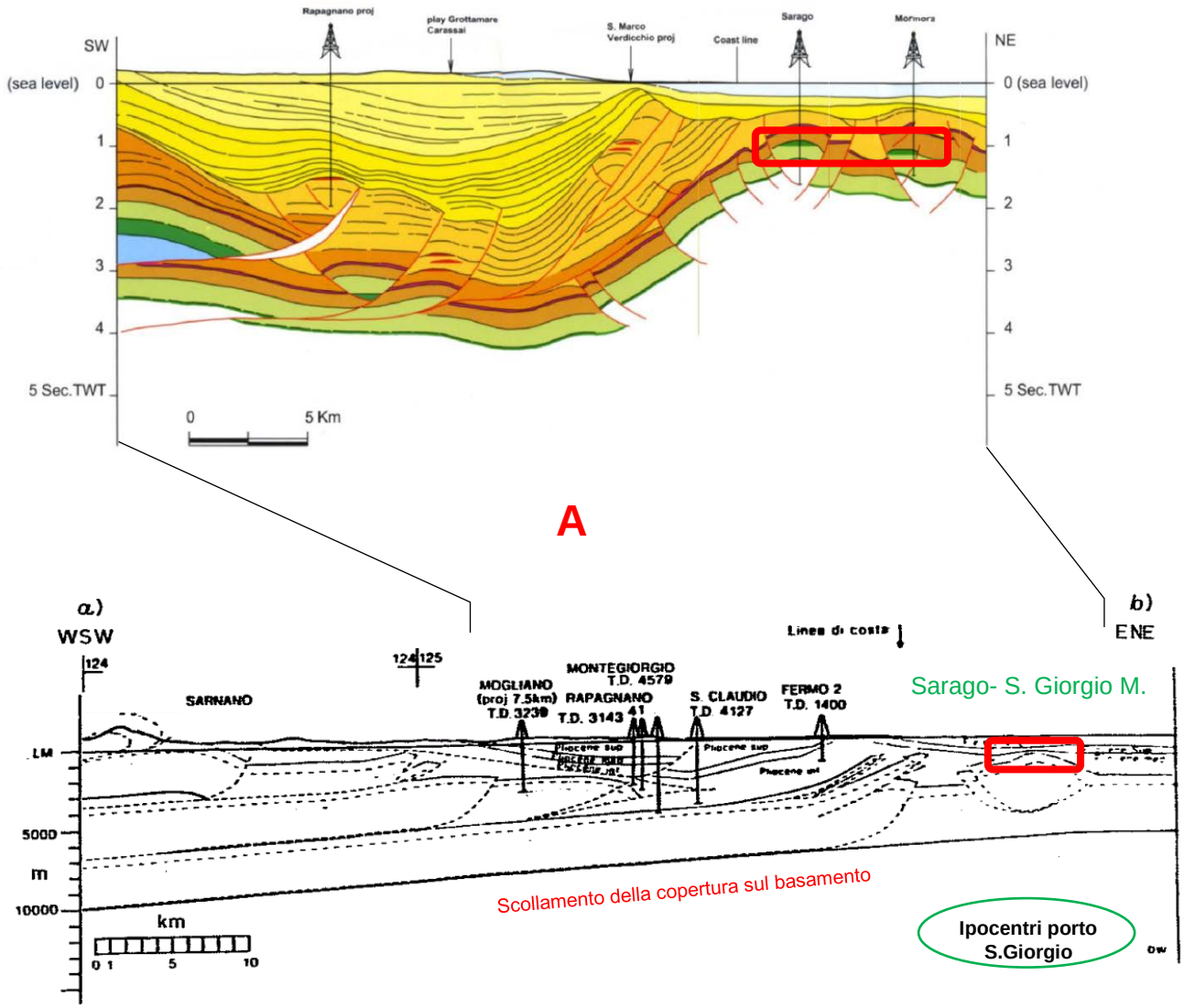


Fig. 26: sezioni passanti per i campi Sarago-San Giorgio Mare (rettangolo rosso). A) sezione geologica in tempi estratta da Casero & Bigi, 2013 (modificata); B) sezione in profondità estratta da Bally et al., 1986 (modificata). L'indicazione dell'area ipocentrale è riferita ai 2 sismi più forti della sequenza del 1987.

5.4.2 Sismicità locale e campo Donata

Come già descritto nel paragrafo 3.2 la struttura di Donata è costituita da un anticlinale con asse principale orientato NW-SE (vedi Fig. 27 e Fig. 28), con chiusura a NE per faglia e per pendenza sui restanti lati. La struttura si forma scollandosi sulla formazione Gessoso-solfifera messiniana e non interessa i sottostanti carbonati mesozoici, scaricando gli stress tettonici nella successione sabbiosa argillosa plio-pleistocenica, con una struttura prevalentemente di tipo plicativo. L’area è stata interessata da una fase tettonica compressiva durata fino al Pliocene superiore. Il sollevamento di Donata ha interessato le torbiditi plioceniche, mentre non ha coinvolto in modo apprezzabile i sovrastanti sistemi deltizi pleistocenici, quanto meno alla scala delle linee sismiche. Ciò suggerisce un’attività molto blanda o nulla quantomeno negli ultimi 200-300 mila anni, indicando una sostanziale inattività del fronte di Donata, con le attuali spinte appenniniche che si scaricano in buona parte nella catena affiorante o in quella sepolta onshore.

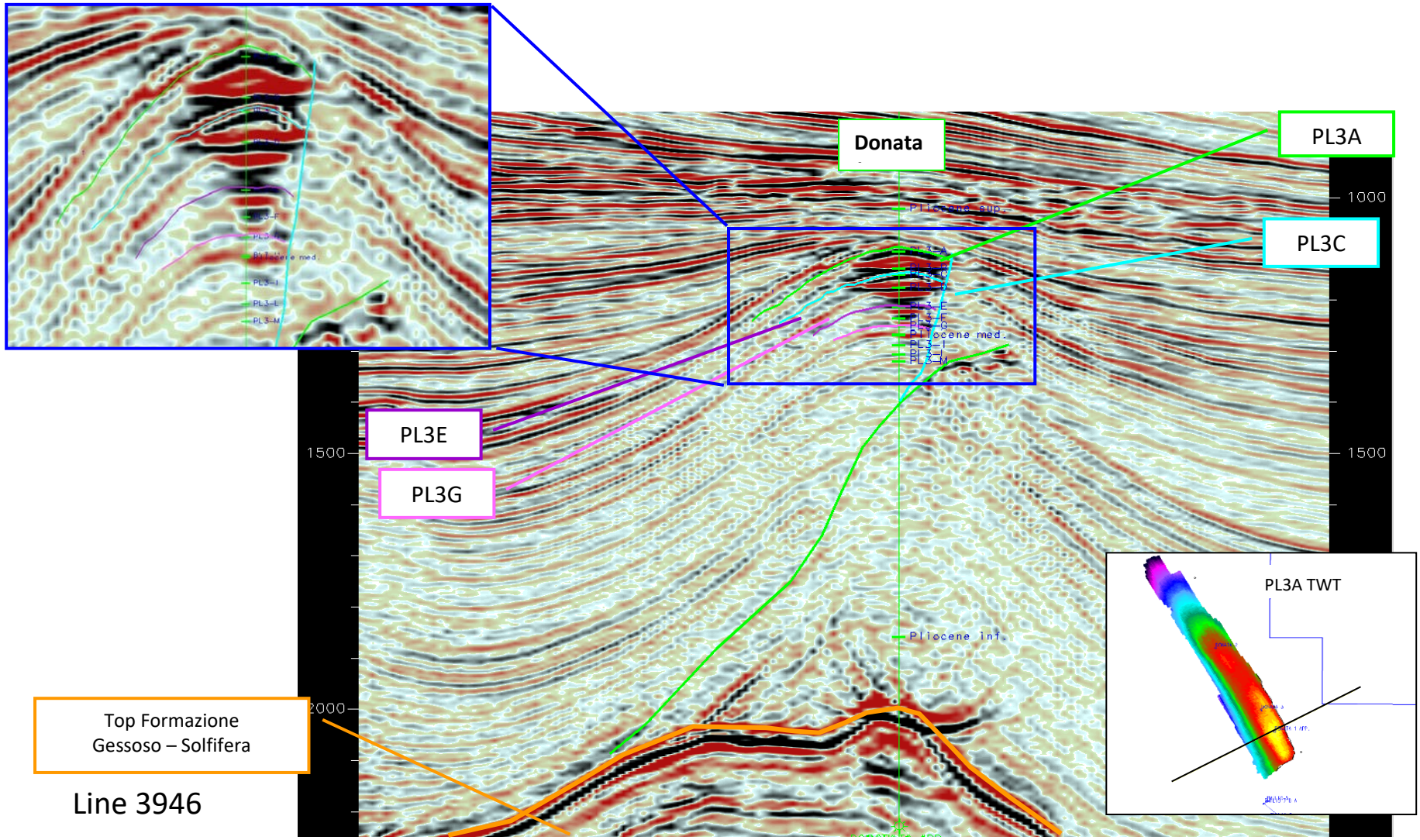


Fig. 27: struttura di Donata. Linea sismica passante per Donata 1.

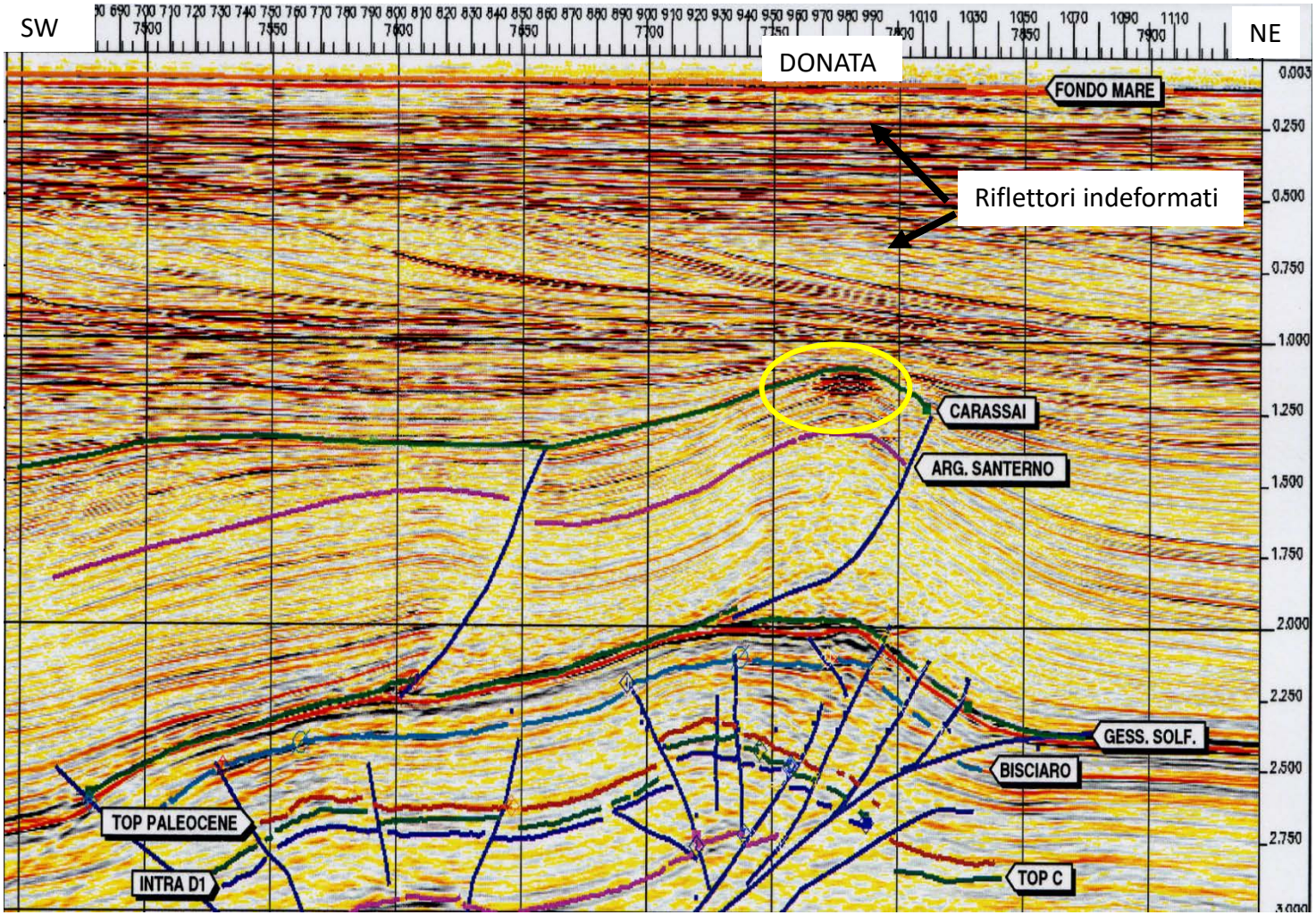


Fig. 28: linea sismica interpretata del Campo Donata. Si evidenzia lo scollamento, con diverso stile strutturale, dei reservoir pliocenici del campo di Donata dal substrato pre-pliocenico. Inoltre, gli orizzonti pleistocenici non risultano deformati da attività tettonica; ciò è indice di inattività delle faglie, quantomeno nelle ultime fasi glaciali.

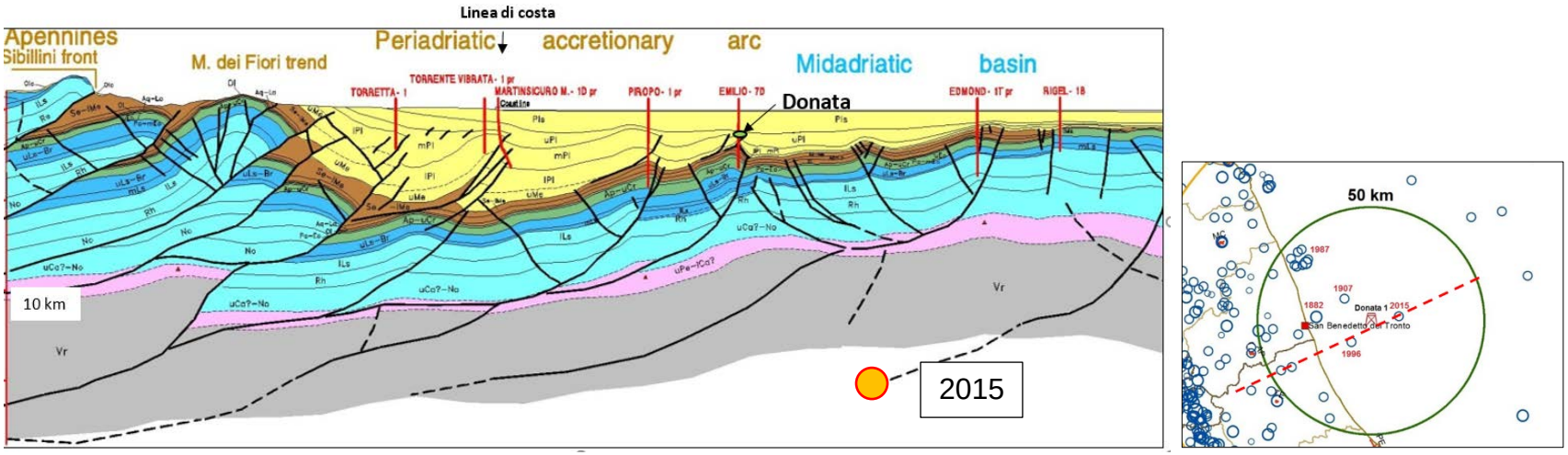


Fig. 29: posizione in profondità del sisma del 29/05/2015 sulla sezione della Fig. 4.

Dalle informazioni del paragrafo 4.1.2 risulta che nell'area di Donata la sismicità è generalmente più profonda di 10 km. Nella Fig. 29 è riportata la posizione in profondità del sisma più recente di M=4.2 verificatosi il 29 Maggio 2015, (profondità stimata di 15 km), perché è l'unico evento forte presente nel DB del Centro Nazionale Terremoti che risulta localizzato con dati di stazioni sulla costa. E' evidente che tale evento è posto nel basamento cristallino, in un contesto geologico completamente diverso e distinto dal reservoir sabbioso pliocenico di Donata.

5.4.3 Iniezione di fluidi e fratturazione idraulica (fracking)

Lo sfruttamento del campo di Donata non prevede l'iniezione di fluidi.

5.4.4 Effetti poro-elastici legati all'estrazione di fluidi

Le caratteristiche del campo di Donata sono profondamente diverse da quelle evidenziate nei campi studiati da Segall e Grasso (vedi paragrafo 5.2.2); lo studio geomeccanico ed il relativo modello di subsidenza (Doc. n°SICS_220_Appendice I allegato al SIA) mostrano:

- Una subsidenza massima di circa 19 cm a fine produzione, limitata sostanzialmente all'area del campo.
- La struttura di Donata è inserita nella successione plio-pleistocenica dell'Adriatico**,** che ha litologie solamente argillose e sabbiose e non presenta nel suo intorno formazioni rigide su cui le variazioni poro-elastiche possono amplificare il loro effetto.
- La produzione attesa è di circa 350 M di Sm^3, di due ordini di grandezza inferiore ai casi considerati in letteratura (vedi Fig. 30). Tale volume di produzione è molto modesto anche confrontato con i campi già sviluppati in Adriatico.

Inoltre come già evidenziato precedentemente, l'analisi della distribuzione della sismicità strumentale nell'area di Donata**,** nei limiti dell'errore delle ubicazioni epicentrali, suggerisce

sia l'assenza di apprezzabili attività sismiche naturali che di significativi fenomeni di sismicità indotta legata alla produzione dei giacimenti limitrofi.

Per il campo di Donata sono quindi da considerare estremamente improbabili effetti causati da variazioni poro-elastiche.

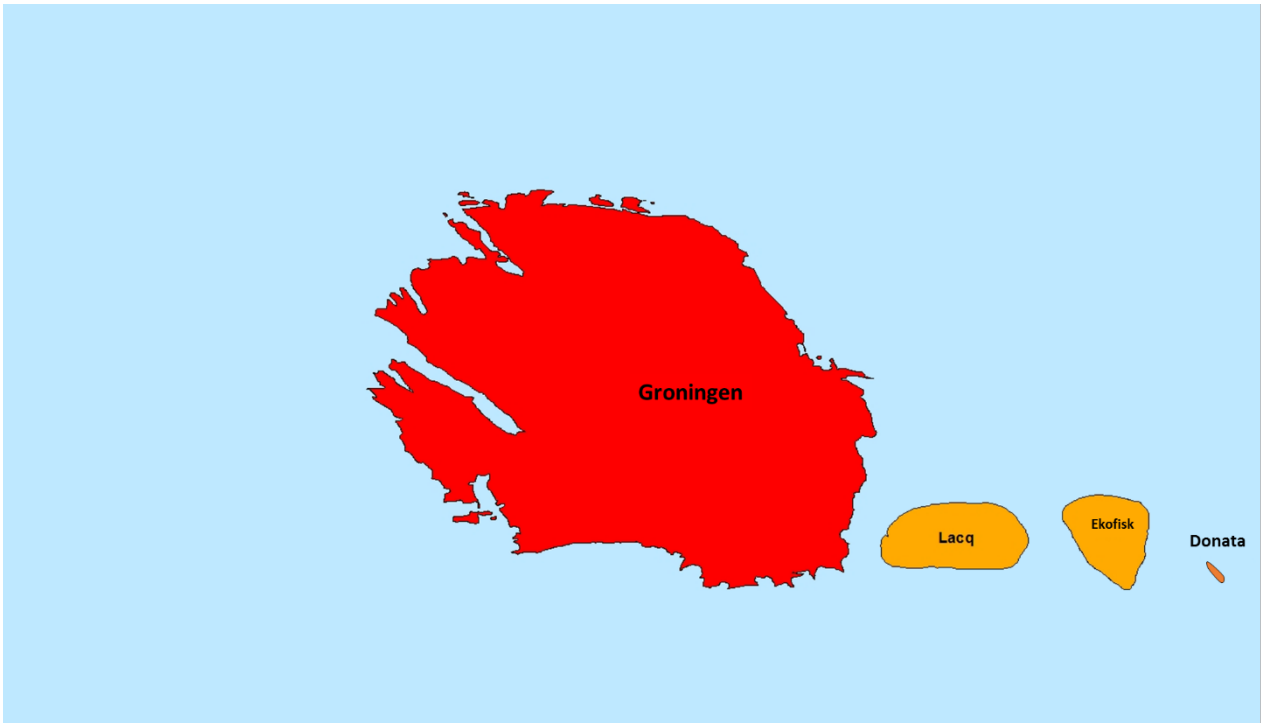


Fig. 30: rappresentazione in scala di alcuni campi in cui è stata osservata sismicità, confrontati con il campo di Donata.

5.4.5 Disequilibrio isostatico indotto dalla estrazione di fluidi

Questa teoria è difficilmente applicabile ai campi a gas italiani ed in particolare al campo di Donata, il cui emungimento porterebbe ad una rimozione di massa di 2.48×10^8 kg, valore di tre ordini di grandezza inferiore alle masse considerate nello studio di McGarr (1991).

6 Bibliografia

Astiz l., J.H.Dieterich, C.Frohlich, B.H. Hager, J.H. Shaw, 2014: *On the Potential for Induced Seismicity at che Cavone Oilfield: Analysis of Geological and Geophysical Data, and Geomechanical Modeling, (*http://www.assominerariacavone.org/uploads/tappe_lavori/11/attachment/cavonereport_final_v03.pdf*).*

Bally, A. W., Burbi, L., Cooper, C. and Ghelardoni, R. (1988). Balanced sections and seismic reflections profiles across the Central Apennines. Mem. Soc. Geol. Ital. 35. 257-310.

Casero, P., and S. Bigi, 2013. *Structural setting of the Adriatic basin and the main related petroleum exploration plays*. Mar. Petrol. Geol., 42, 135-147, http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.07.006.

Decreto Ministeriale (infrastrutture e trasporti) del 17.01.2018. *Aggiornamento norme tecniche per le costruzioni* (G.U. n. 42 del 20.02.2018- S.O. n. 8).

Delibera di Giunta Regionale Marche n. 1046 del 29.07.2003 *Indirizzi generali per la prima applicazione dell'Ord. P.C.M. n. 3274/2003. Individuazione e formazione dell'elenco delle zone sismiche nella Regione Marche* (BUR Marche n.79 del 04.09.2003).

Doc. SICS 220 - *STUDIO DI IMPATTO AMBIENTALE Progetto "Pozzo Donata 4 DIR" Campo Gas Donata Off-shore Adriatico Centro Settentrionale*. Appendice I: Modello Elasto-Plastico di Subsidenza.

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".

Fantoni, R., and Franciosi R.,2009. *Mesozoic extension and Cenozoic compression in Po Plain and Adriatic foreland*. Rendiconti online Soc. Geol. It., 9, 28-31.

Grasso, J.R., 1992. *Mechanics of seismic instabilities induced by the recovery of hydrocarbons,* Pure Appl. Geophys., 139 (3-4) 507-534.

Hsieh, P. A., and J. S. Bredehoeft (1981). *A reservoir analysis of the Denver earthquakes - a case study of induced seismicity*, J. Geophy. Res. 86, 903–920.

ICHESE, 2014: *Report on the Hydrocarbon Exploration and Seismicity in Emilia Region* (http://mappegis.regione.emiliaromagna.it/gstatico/documenti/ICHESE/ICHESE_Report.pdf).

Laboratorio Cavone, 2014, *Risultati del programma di prova di interferenza/iniettività*, Giugno 2014, http://labcavone.it/documenti/27/risultati_del_programma_di_prova.pdf

Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Conte S., Rocchetti E. (2016). *DBMI15, the 2015 version of the Italian Macroseismic Database*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:http://doi.org/10.6092/INGV.IT-DBMI15

Mantovani, E., Viti, M., Babbucci, D,, Tamburelli, C. and Vannucchi, A, 2014. *Assetto tettonico e potenzialità sismogenetica dell'Appennino Tosco-Umbro-Marchigiano , Università di Siena*, pp 179
https://www.dsfta.unisi.it/sites/st01/files/allegatiparagrafo/19-06-2014/assetto_tettonico_e_potenzialita_sismogenetica_appennino_tosco_umbro_marchigiano_parte-1.pdf;
https://www.dsfta.unisi.it/sites/st01/files/allegatiparagrafo/19-06-2014/assetto_tettonico_e_potenzialita_sismogenetica_appennino_tosco_umbro_marchigiano_parte-2.pdf

McGarr, A., 1991. *On a possible connection between three major erthquakes in California and oil production.* Bull. Seismol. Soc. Amer., 81 (3): 948-970.

McGarr, A., D. Simpson, and L. Seeber (2002). *Case histories of induced and triggered seismicity. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Part A, W.H.K. Lee et al., eds., Academic Press, 647-661.

National Research Council. 2013. *Induced Seismicity Potential in Energy Technologies*. National Academies Press: Washington, DC. DOI: 10.17226/13355. https://www.nap.edu/catalog/13355/induce d-seismicity-potential-in-energy technologies

Riguzzi, F., Tertulliani A. and C. Gasparini, 1989. *Study of the Seismic Sequence of Porto San Giorgio (Marche) – 3 July 1987*. Il Nuovo Cimento, 12, 4, 453-465

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

Segall, P., 1985. *Stress and subsidence resulting from subsurface fluid withdrawal in the epicentral region of the 1983 Coalinga earthquake*, J. Geophys. Res, 90(B8), 6801-6016.

Segall, P., 1989. *Earthquake triggered by fluid extraction,* Geology 17, 942-946.

Segall, P., 1992. *Induced stresses due to the fluid extraction from axisymmetric reservoirs*, Pure Appl. Geophys., 138(3/4): 535-560

Suckale, J. 2009. *Induced seismicity in hydrocarbon fields*, Adv. Geophys*., 51*, 55-106,

Spallarossa D., Barani S., 2007. *Disaggregazione della pericolosità sismica in termini di M-R-ε*. Progetto DPC-INGV S1, Deliverable D14, http://esse1.mi.ingv.it/d14.html

Exploration
Via Emilia, 1 - 20097 San Donato Milanese (MI)
Tel. +30 02520.1
www.eni.it