



UNIVERSITÀ
DI CAMERINO

FAGLIE ATTIVE E CAPACI

CAMPOTOSTO (Ortolano) AQ



25 Maggio 2021

Responsabile: Emanuele Tondi, UNICAM

Gruppo di lavoro: Prof. Emanuele Tondi, Prof. Piero Farabollini, Prof. Pietro Paolo Pierantoni, Prof. Miller Zambrano, Dott.ssa Veronica Gironelli, Dott.ssa Danica Jablonska, Dott. Giuseppe Pasquini, Dott. Riccardo Teloni, Dott. Giorgio Valentini, Dott. Tiziano Volatili

INDICE

1. Premessa	pag. 3
2. Microzonazione delle Faglie Attive e Capaci (FAC)	pag. 4
3. CAMPOTOSTO (Ortolano) AQ	pag. 9
3.1. Introduzione	pag. 9
3.2. Inquadramento geologico-strutturale e sismotettonico	pag. 10
3.3. La Faglia di Campotosto	pag. 16
3.4. Analisi geologico-strutturale e geomorfologica nella frazione di Ortolano	pag. 23
3.4.1. Analisi geologico-strutturale	pag. 24
3.4.2. Analisi geomorfologica	pag. 29
3.5. Indagini Geofisiche	pag. 32
3.6. Conclusioni	pag. 37
Bibliografia	pag. 39

1. Premessa

Nell'ambito dell'“Accordo di collaborazione scientifica tra il Commissario straordinario e INGV per la predisposizione di uno studio scientifico e di ricerca per la ridefinizione delle zone di attenzione delle Faglie Attive e Capaci individuate con gli studi di microzonazione sismica condotti ai sensi dell'ordinanza n. 24 del 12 maggio 2017 nei comuni interessati dagli eventi sismici verificatisi a far data dal 24 agosto 2016” è emerso che la FAC di Ortolano (frazione di Campotosto - AQ) costituisce un elemento di potenziale limitazione al processo di ricostruzione della frazione, interessata dal redigendo Programma Straordinario per la Ricostruzione (PSR) del territorio comunale.

Sulla base di quanto sopra e degli studi già effettuati nell'area, è stato chiesto ad Unicam l'attivazione di studi di approfondimento della FAC in zona Ortolano frazione del Comune di Campotosto (AQ), nell'ambito e con le modalità previsti dalle attività già svolte da Unicam nel lotto n. 5 USSITA (Frontignano) e MACERATA.

L'accordo in oggetto prevede due fasi di studio: FASE 1, “mirata alla distinzione delle FAC meritevoli di approfondimento (secondo quanto previsto dall'allegato tecnico dell'Ordinanza n° 83) da quelle che possono essere eliminate in quanto non coerenti con il modello sismotettonico regionale e con gli indizi di carattere geologico e geomorfologico ed anche a seguito delle indagini geofisiche in campo.” FASE 2, Sulla base dei risultati della Fase 1, verranno svolte approfondimenti specifici come previsto dalle Linee Guida nazionali per le FAC.”

La FAC di Ortolano rappresenta la terminazione a sud-est della Faglia di Campotosto, ben nota in letteratura per essere una Faglia Attiva e Capace e, coerentemente con quanto definito nella normativa di riferimento “Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC)” redatte dalla Commissione Tecnica per la Microzonazione Sismica nel 2015, sono verificate le condizioni preliminari affinché si debbano eseguire studi di dettaglio sulle FAC.

Gli approfondimenti e le analisi geologiche, geomorfologiche e geofisiche di dettaglio effettuate nella frazione di Ortolano del comune di Campotosto hanno permesso quindi di:

- Individuazione e caratterizzazione faglia attiva e Capace – FAC;
- Aggiornamento database delle faglie attive e capaci;
- Microzonazione FAC, Zone di Rispetto, Suscettività.

2. Microzonazione delle Faglie Attive e Capaci (FAC)

Negli "Indirizzi e criteri per la Microzonazione Sismica (gruppo di lavoro MS, 2008) e, successivamente, nelle "Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC)" redatte dalla Commissione tecnica per la microzonazione sismica nel 2015 (Fig. 2.1), le problematiche relative ai fenomeni di fagliazione superficiale sulle infrastrutture sono state per la prima volta affrontate a livello tecnico-normativo con l'obiettivo di: (i) definire la procedura per raccogliere accurate informazioni sul rischio derivato dalla fagliazione superficiale; (ii) pianificare i processi di mitigazione del rischio derivato dalla presenza di faglie attive e capaci per aree con previsioni di trasformazione e per aree edificate; (iii) proporre criteri generali e procedure operative, in coordinamento tra lo Stato, le Regioni e gli Enti Locali.



Fig. 2.1. Commissione tecnica per la microzonazione sismica, Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC), Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della protezione civile, Roma, 2015.

Lo studio delle Faglie Attive e Capaci (FAC), seguendo la procedura definita nel documento suddetto (Fig. 2.2), permette di individuare diverse microzone omogenee nell'ambito dei diversi livelli di approfondimento della Microzonazione Sismica: Zona di Attenzione (ZA_{fac} nel livello 1); Zona di Suscettibilità e Zona di rispetto (ZS_{fac} e ZR_{fac} nel livello 3). Le FAC, inoltre, possono essere classificate in due categorie in funzione delle incertezze nella loro identificazione: FAC_a e FAC_b (Tab. 2.1).

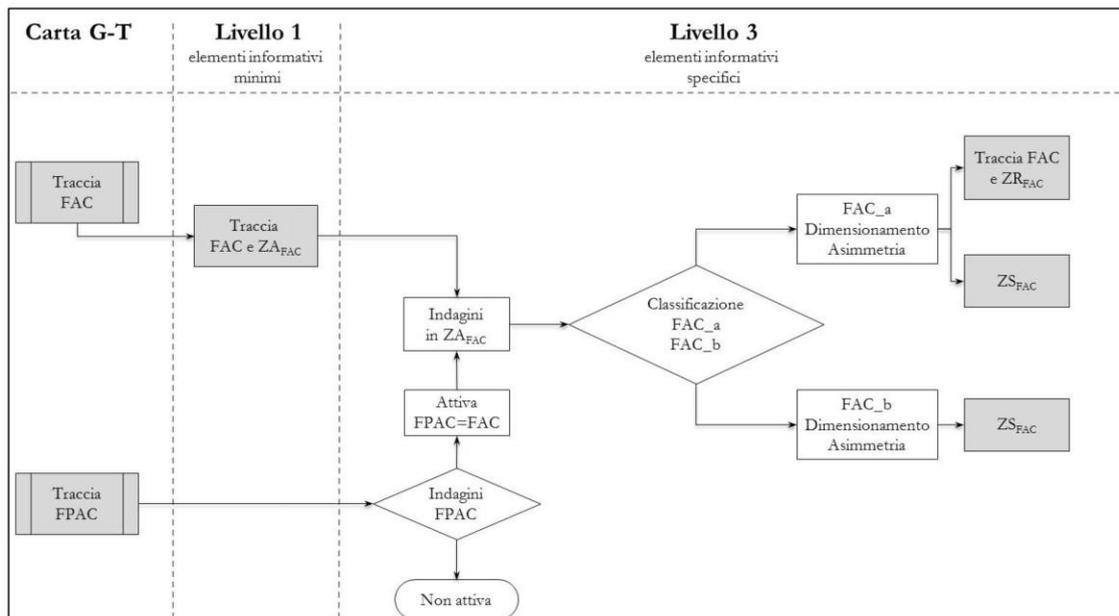


Fig. 2.2. Procedure di dimensionamento delle zone di faglia nei differenti livelli di approfondimento degli studi di MS.

CATEGORIA [FAC_x] ¹	DEFINIZIONE DELLA FAC_x	NOTE ESPLICATIVE
FAC_a	Certa e definita	Il piano di rottura principale e fenomeni cosismici ad essa collegati sono riconosciuti con certezza. In questa categoria sono comprese anche le strutture tettoniche secondarie e le zone di trasferimento tra segmenti distinti di una faglia attiva e capace.
FAC_b	Incerta	Gli elementi che compongono una faglia attiva e capace e i fenomeni cosismici collegati non sono cartografabili con certezza e/o dettaglio, per assenza di dati o perché non possono essere identificati (zone di trasferimento, gap, erosione, coperture, ecc.).

Tab. 2.1. Categorie descrittive delle faglie attive e capaci e dei fenomeni cosismici (FAC_x).

Come testualmente riportato nelle linee guida: *“Le tipologie La raccolta degli elementi informativi specifici per l’identificazione di una FAC_x in uno studio di livello MS3 (Gruppo di lavoro MS, 2008) ha i seguenti obiettivi:*

- valutare quanto recente sia la sua attività. In particolare, per le faglie potenzialmente attive e capaci (capitolo 3), in questo livello di approfondimento si dovranno espletare le indagini

necessarie per definire l’intervallo cronologico superiore della loro attività (indagini paleosismologiche e datazioni dei terreni fagliati);

- localizzare de visu (direttamente in trincea e/o su sezioni geofisiche) la traccia in superficie della faglia attiva e capace;

- definire la massima dislocazione attesa in superficie, la magnitudo attesa ed il tempo di ricorrenza della faglia;

- stabilire la geometria della FAC_x, evidenziando eventuali diversi approcci in caso si operi in condizioni post-evento, con riferimento, ad esempio, a sistemi di monitoraggio degli spostamenti/cedimenti differenziali.

L'assunzione iniziale, imprescindibile, è che le future rotture ricorreranno su FAC preesistenti. Si definiscono 4 gruppi di indagini necessarie per questo livello di approfondimento (Tab. 2.2). Queste indagini, nel corso degli studi, hanno una sequenzialità temporale. I gruppi di indagini hanno una significatività crescente passando dal primo al quarto. Idealmente la sequenza completa fornisce il quadro più dettagliato e certo dell'assetto geologico, strutturale e geometrico della FAC_x. Per le faglie potenzialmente attive e capaci è indispensabile arrivare ad espletare le indagini del gruppo Ind_4."

ID	GRUPPO INDAGINI	INDAGINI
Ind_1	Analisi aereofotogrammetriche	Foto aeree, ortofoto, immagini LiDAR, immagini da satellite
Ind_2	Rilievi geologici e geomorfologici	Rilevamenti di campagna e relativa cartografia
Ind_3	Indagini geofisiche e geognostiche	ERT, sismica a riflessione e rifrazione, GPR, sondaggi e saggi
Ind_4	Paleosismologia	Trincee paleosismologiche e datazioni cronometriche dei terreni fagliati

Tab. 2.2. Indagini per lo studio di una FAC, raggruppate per tipologia e significatività (Gruppo Ind_4 massima significatività).

Come si può vedere in Tab. 2.3, nell'ambito della stessa categoria di FAC, l'estensione della microzona si riduce in base al livello di indagine. L'estensione minima si ha con la tipologia FAC_a e livello 3 di studio.

LIVELLI DI MS	LIVELLO 1	LIVELLO 3		
CATEGORIA (FAC _x)	Z _A _{FAC}	Z _S _{FAC RACC}	Z _S _{FAC MIN}	Z _R _{FAC}
FAC _a	400	160	0	30
FAC _b	400	300	160	n.d.

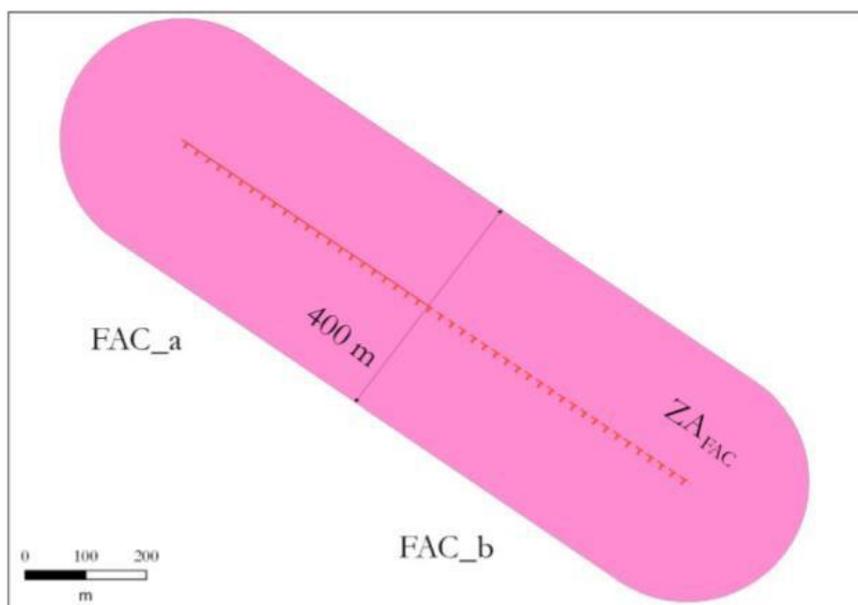
Tab. 2.3. Estensione delle microzone in base alla tipologia della FAC e livello di studio.

Le faglie attive e capaci, le deformazioni associate e le zone devono essere cartografate a una scala non inferiore a 1:5.000. La ZSFAC può essere asimmetrica rispetto alla traccia del piano principale di rottura della faglia attiva e capace, ovvero la ZSFAC può "coprire" in maniera differenziata il letto o footwall (FW) e il tetto o hangingwall (HW). Valori indicativi del rapporto tra le aree di FW e HW che compongono la zona sono riportati nella Tab. 2.4.

TIPO DI FAGLIA	RAPPORTO FW:HW
Faglia normale	1:4
Faglia inversa	1:2
Faglia trascorrente	1:1

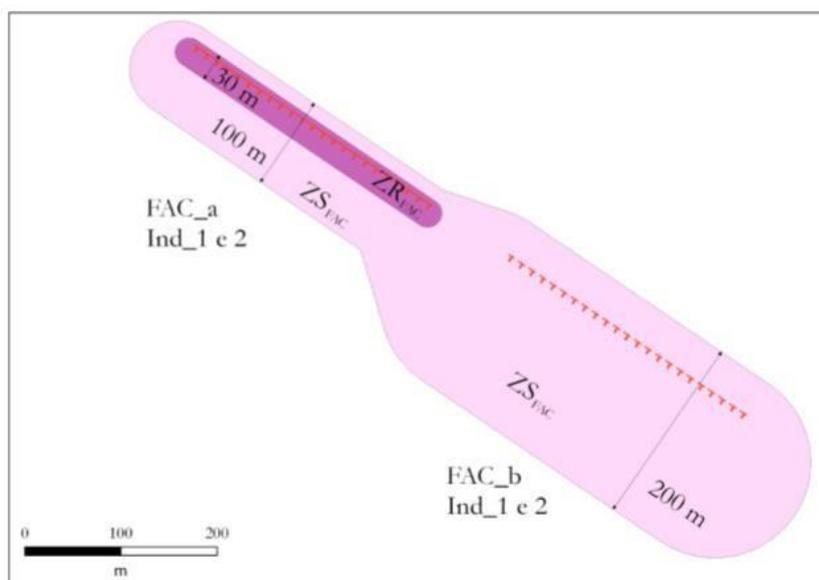
Tab. 2.4. Rapporti indicativi tra aree di FW e HW in caso di asimmetria della ZSFAC.

Di seguito (Figs. 2.3-2.5) vengono mostrate le tipologie di dimensionamento delle zone in base ai differenti livelli di approfondimento (da 1 a 3) e indagini eseguite (Ind. 1, 2, 3 e 4).



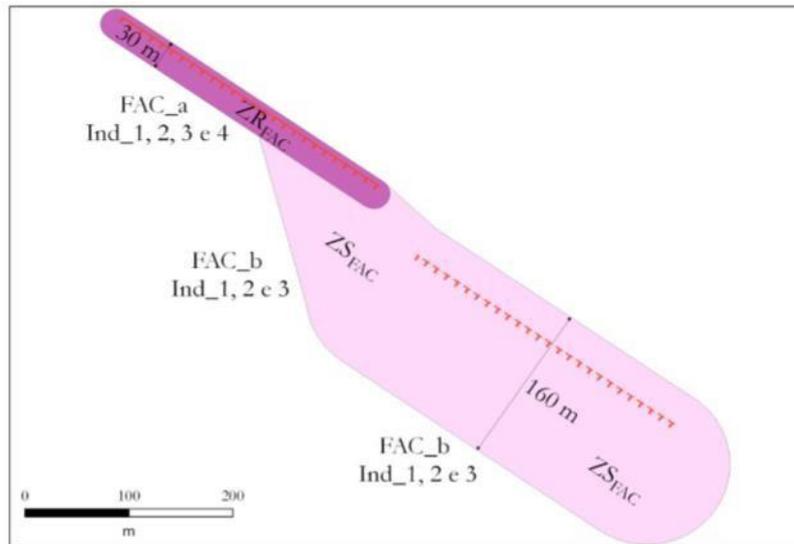
Livelli di MS	Livello MS1	Livello MS3		
		Category (FAC_x)	Z _{AFAC}	Z _{SFAC RACC}
FAC_a	400	160	0	30
FAC_b	400	300	160	n.d.

Fig. 2.3. Esempio di ZAFAC in uno studio di livello MS1 (Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica) (ZSFAC RACC= Valore raccomandato; n.d. = non definita)



Livelli di MS	Livello MS1	Livello MS3		
		Category (FAC_x)	Z _{AFAC}	Z _{SFAC RACC}
FAC_a	400	160	0	30
FAC_b	400	300	160	n.d.

Fig. 2.4. Esempio di FAC_a e FAC_b e relative zone per uno studio di livello 3 con indagini di livello Ind_1 e 2 (Carta di MS) (ZSFAC RACC= Valore raccomandato; n.d. = non definita).



Livelli di MS	Livello MS1	Livello MS3		
		Z _A FAC	Z _S FAC RACC	Z _S FAC MIN
FAC_a	400	160	0	30
FAC_b	400	300	160	n.d.

Fig. 2.5. Esempio di FAC_a e FAC_b e relative zone per uno studio di livello MS3 (Carta di MS) (Z_SFAC RACC= Valore raccomandato; n.d. = non definita).

3. CAMPOTOSTO (Ortolano) AQ

3.1. Introduzione

Nel comune di Campotosto, ubicato a 20 chilometri a nord della città de L'Aquila, corre il tratto meridionale della zona di Faglia del Monte Gorzano, chiamata anche Faglia di Campotosto e indicata in letteratura come una Faglia Attiva e Capace (FAC) sulla base di evidenze geomorfologiche e paleosismologiche (Bachetti et al., 1990; Blumetti et al., 1993; Tondi, 2000; Galadini e Galli, 2003; Falcucci et al., 2018). Alla faglia in parola, diversi autori associano un potenziale sismogenico molto elevato. Tuttavia, sia l'attività recente della faglia che la valutazione del massimo terremoto atteso per la zona di Faglia del Monte Gorzano non è univoca (si veda Bigi et al., 2013; Tondi et al., 2020 e referenze citate).

Il blocco di tetto della Faglia di Campotosto è sede dell'invaso idrico per lo sfruttamento elettrico di Campotosto e uno dei tre sbarramenti artificiali, la diga di Rio Fucino, si trova nelle sue vicinanze. Per questo motivo, ENEL ha incaricato la Sezione di Geologia della Scuola di Scienze e Tecnologie dell'Università di Camerino di svolgere uno studio di approfondimento sismotettonico ai fini di acquisire nuovi dati per una più efficace valutazione del rischio sismico relativo all'invaso idrico di Campotosto e alla Diga di Rio Fucino, nonché ad un approfondimento in particolare mirato alla identificazione e caratterizzazione delle Faglie Attive e Capaci (FAC) nella zona di Campotosto.

Lo studio commissionato da ENEL è stato concluso del 2018 ed ha permesso di meglio definire la pericolosità sismica dell'area e, coerentemente con quanto definito nella normativa di riferimento "Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC)" redatte dalla Commissione tecnica per la microzonazione sismica nel 2015, è stata effettuata la microzonazione sismica della faglia considerata attiva e capace che corre parallela e nelle vicinanze della Diga di Rio Fucino. La microzonazione effettuata in questo studio, tuttavia, non raggiunge il tratto della Faglia di Campotosto che interessa la frazione di Ortolano. È stato quindi necessario un approfondimento geologico e geomorfologico ad integrazione dello studio precedente.

Con l'obiettivo di fornire il quadro più dettagliato e certo dell'assetto geologico, strutturale e geometrico della FAC presente nella frazione di Ortolano del comune di Campotosto, sono stati effettuati:

- un'analisi critica dei dati esistenti. In particolare, sono stati visionati gli studi effettuati nel lavoro commissionato da ENEL ad Unicam per la Faglia di Campotosto, che hanno seguito una sequenza temporale così come indicato nelle "Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC)".
- Un rilevamento geologico-strutturale di dettaglio (scala 1:5.000) per l'area di interesse, con l'obiettivo di definire la successione stratigrafica affiorante, l'assetto strutturale e la geometria e cinematica della faglia in studio.
- Un rilevamento geomorfologico di dettaglio (scala 1:5.000) per l'area di interesse, con particolare attenzione alle anomalie nelle forme del paesaggio, individuazione e caratterizzazione dei movimenti gravitativi, diversione di corsi d'acqua o di altri elementi lineari, scarpate di faglia.

Le indagini del gruppo Ind_1 e 2 hanno permesso di individuare e caratterizzare l'andamento in superficie della Faglia di Campotosto anche nella frazione di Ortolano. Per quanto riguarda le Ind_3, sono state esaminate le analisi geofisiche con stendimenti georadar (Ground Penetrating Radar-GPR) ed elettrici (Electrical Resistivity Tomography-ERT) effettuate poco più a nord ovest di Ortolano e in prossimità della diga di Rio Fucino, lungo lo stesso segmento di faglia.

3.2. Inquadramento geologico-strutturale e sismotettonico

La zona di Campotosto (in provincia de L'Aquila, Abruzzo) si trova lungo la zona assiale dell'Appennino centrale tra il dominio umbro-marchigiano e quello laziale-abruzzese (Fig. 3.1). L'Appennino centrale rappresenta un segmento del sistema montuoso Africa-vergente costruito a seguito della convergenza e della collisione tra il margine continentale Sardo-Corso, di origine europea, ed il blocco Afro-Adriatico (Cello et al., 1997 e referenze citate; Doglioni et al., 2007 e referenze citate).

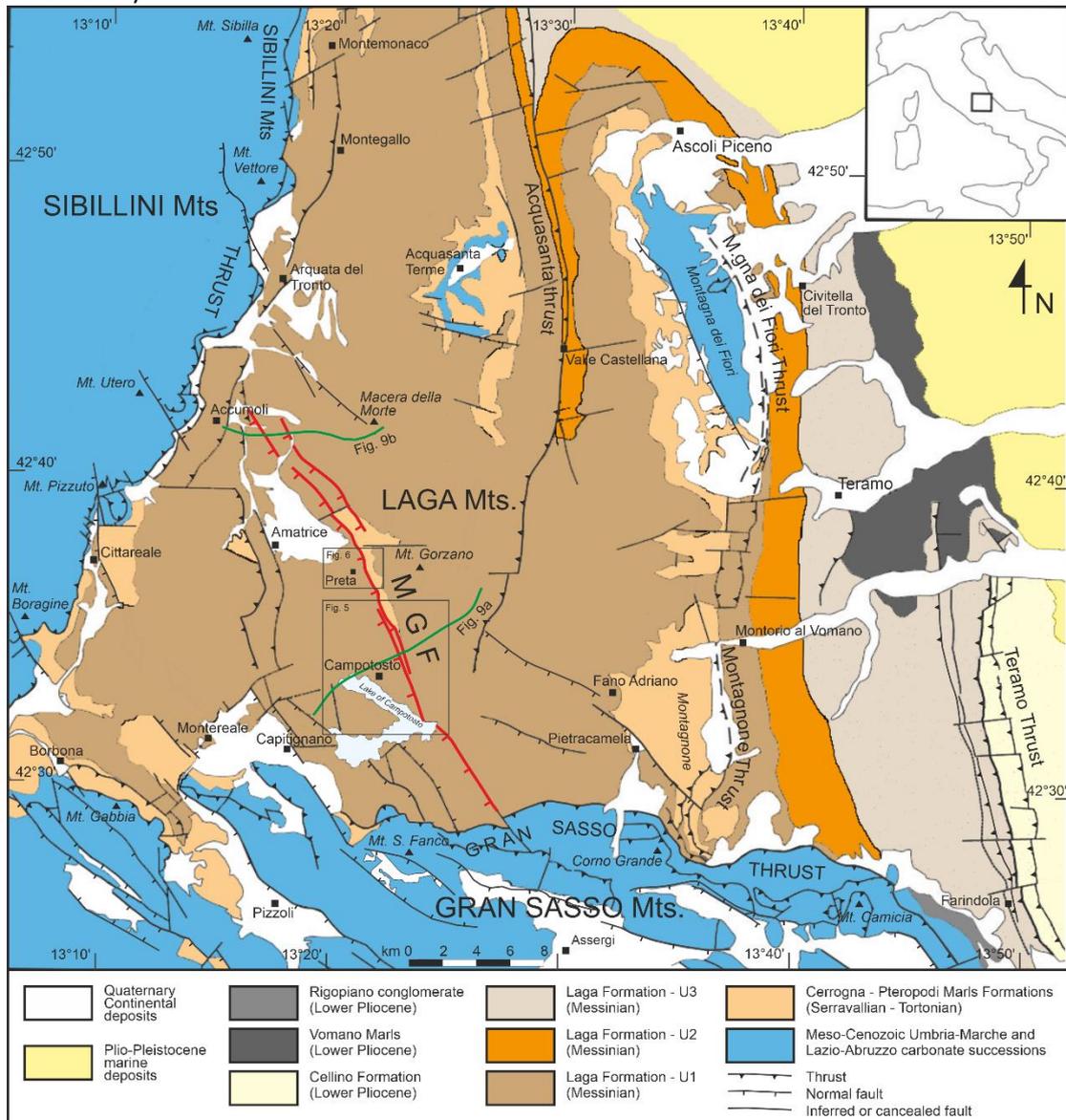


Fig. 3.1. Assetto geologico-strutturale dell'area dei Monti della Laga (da Tondi et al., 2020).

La strutturazione della catena appenninica è avvenuta a spese del paleomargine africano, durante l'intervallo di tempo che va dall'Oligocene superiore fino al Pliocene. I principali elementi strutturali che si riconoscono in affioramento sono costituiti da pieghe e sovrascorrimenti a generale vergenza adriatica; questi coinvolgono una successione meso-cenozoica riferibile a una sedimentazione di margine continentale nei suoi termini triassico-paleogenici e di avanfossa-avampaese in quelli mio-pliocenici (Centamore et al., 1992).

A partire dal Pliocene superiore, nell'area appenninica si sviluppano diversi sistemi di faglie principalmente normali che controllano la genesi e l'evoluzione delle depressioni e conche

tettoniche delle zone assiali di catena (Cello et al., 1997 e referenze citate) tra cui: il bacino di Rieti, il bacino de L'Aquila, il bacino di Norcia, il bacino di Castelluccio, il bacino di Amatrice e il bacino Campotosto. Queste faglie, via via più recenti da ovest verso est, sono responsabili della sismicità dell'appennino centrale, di tipo diffuso e con terremoti distribuiti su una fascia larga circa 50-60 chilometri che si estende dalla Toscana all'Abruzzo con intensità massima di 10-11 gradi MCS e magnitudo 6,9 (Fig. 3.2; Rovida et al., 2019).

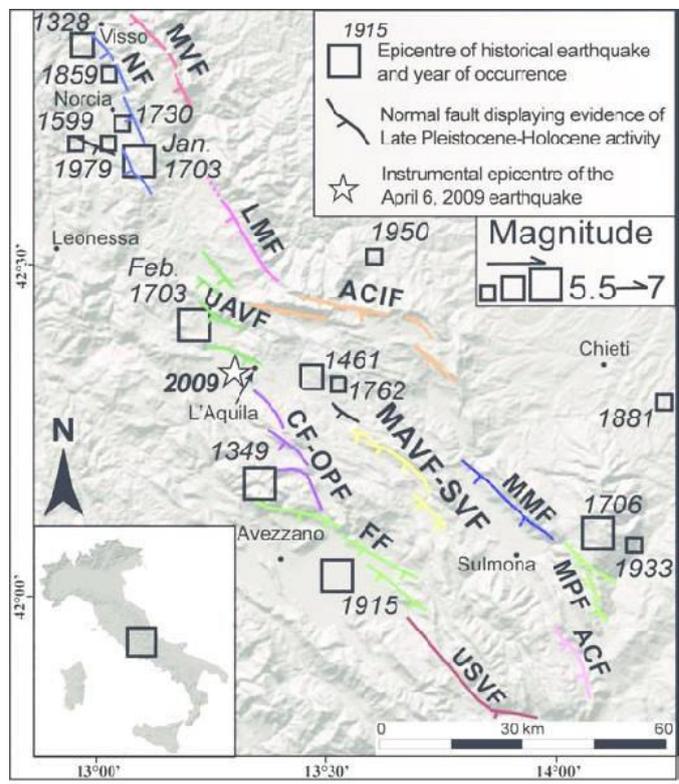


Fig. 3.2. Inquadramento sismotettonico dell'Appennino centrale dove sono rappresentate le faglie attive e gli epicentri dei terremoti storici principali. Faglie: MVF, Mt. Vettore; NF, Norcia; LMF, Laga Mts.; UAVF, Upper Aterno Valley; ACIF, Campo Imperatore; CF-OPF, Campo Felice- Ovindoli-Pezza; MAVF-SVF, Middle Aterno Valley-Subequana Valley; MMF, Mt. Morrone; FF, Fucino; MPF, Maiella-Porrara; ACF, Aremogna- Cinquemiglia; USVF, Upper Sangro Valley (leggermente modificata da Gori et al., 2012).

Il bacino di Campotosto si trova lungo una importante faglia nota in letteratura come "Faglia dei Monti della Laga, Faglia del Monte Gorzano o Faglia di Campotosto-Amatrice" (LMF in Fig. 3.2. Bachetti et al., 1990; Blumetti et al., 1993; Cello et al., 1997; Galadini and Galli, 2000; Tondi and Cello, 2003; Boncio et al., 2004; Blumetti and Guerrieri, 2007; Falcucci et al., 2018; Tondi et al., 2020).

La zona di faglia, di seguito chiamata Faglia del Monte Gorzano, ha una lunghezza di 28 km e borda i bacini di Amatrice a nord e Campotosto a sud. È orientata circa NNW-SSE con immersione verso SW di 60°-70° e una cinematica prevalentemente normale. Insieme alla zona di faglia del Monte Vettore-Monte Bove (MVF in Fig. 3.2) rappresenta il bordo orientale del sistema di faglie attive e sismogeniche noto in letteratura come "The Central Apennines Fault System - CAFS" (Fig. 3.3; Cello et al., 1997; Tondi et al., 2020).

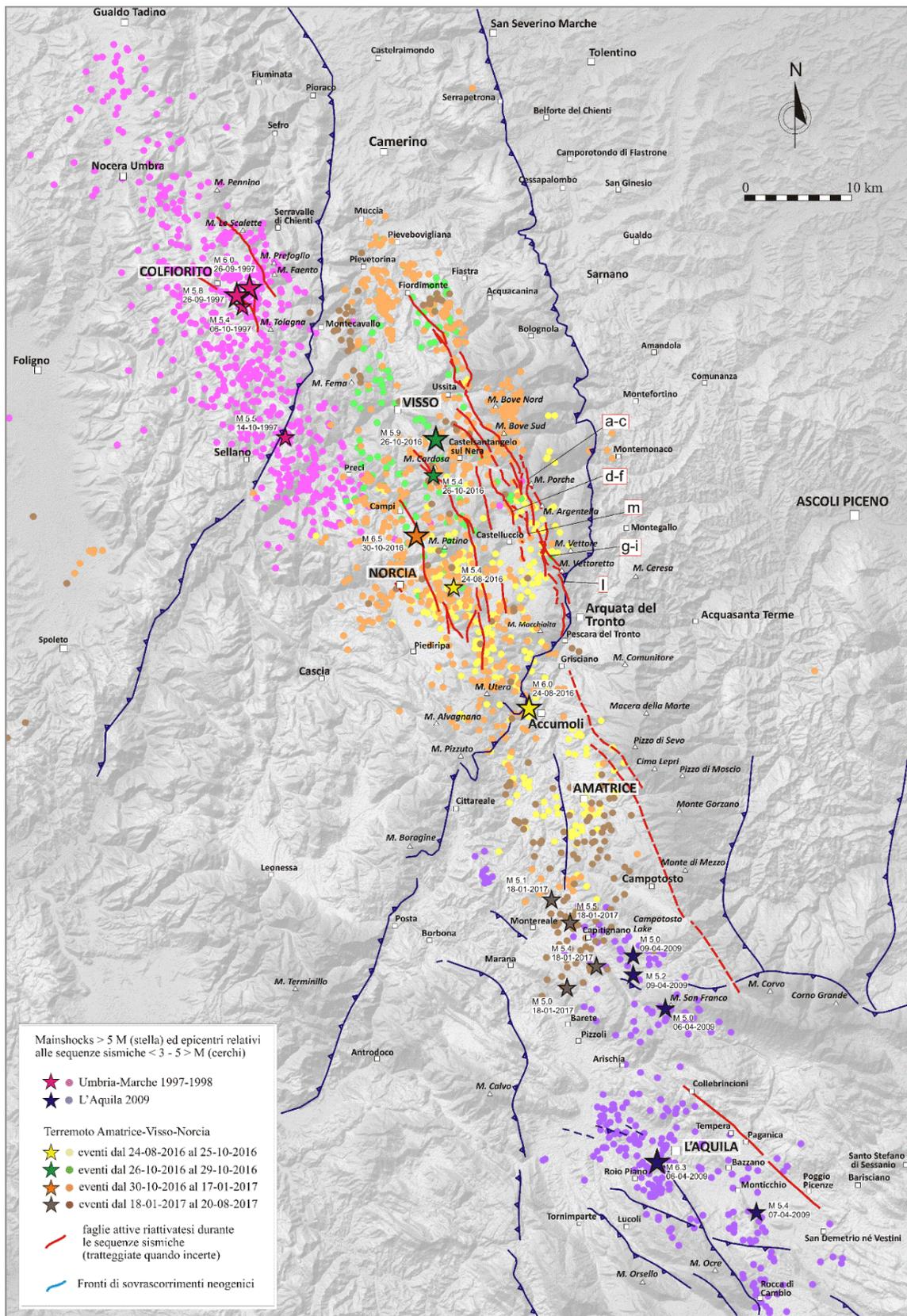


Fig. 3.3. Mappa degli epicentri (fonte www.ingv.it) e delle faglie attive relativi alle sequenze sismiche che hanno colpito l'Italia centrale dal 1997 ad oggi (da Tondi et al., 2018 e 2020).

A partire dal 24 Agosto 2016, diversi eventi sismici sono stati generati dalla suddetta zona di faglia. In particolare, l'evento del 24 Agosto 2016 di Mw=6,0, localizzato tra il segmento più settentrionale della Faglia del Monte Gorzano e quello meridionale del Monte Vettore-Monte

Bove (Aringoli et al., 2016; Anzidei and Pondrelli, Eds, 2016) e i 4 eventi di magnitudo compresa tra 5,0 e 5,5 del 18 Gennaio 2017, avvenuti nella zona di Capitignano e Montereale, nella terminazione meridionale della zona di faglia (Fig. 3.3; www.ingv.it).

I meccanismi focali sia degli eventi principali che delle repliche minori indicano chiaramente una predominante cinematica diretta e/o trastensiva delle faglie attivate (Fig. 3.4; www.ingv.it), compatibile con i dati geologici e strutturali disponibili in letteratura per le faglie attive in Appennino centrale (Galadini and Galli, 2000 e referenze citate). Inoltre, gli ipocentri relativi agli eventi verificatisi dal 18 Gennaio 2017 nella zona di Campotosto (Fig. 3.5) mostrano uno spessore dello strato sismogenico di 15 chilometri (Chiaraluze et al., 2017), confermando le analisi effettuate da Boncio et al. (2004).

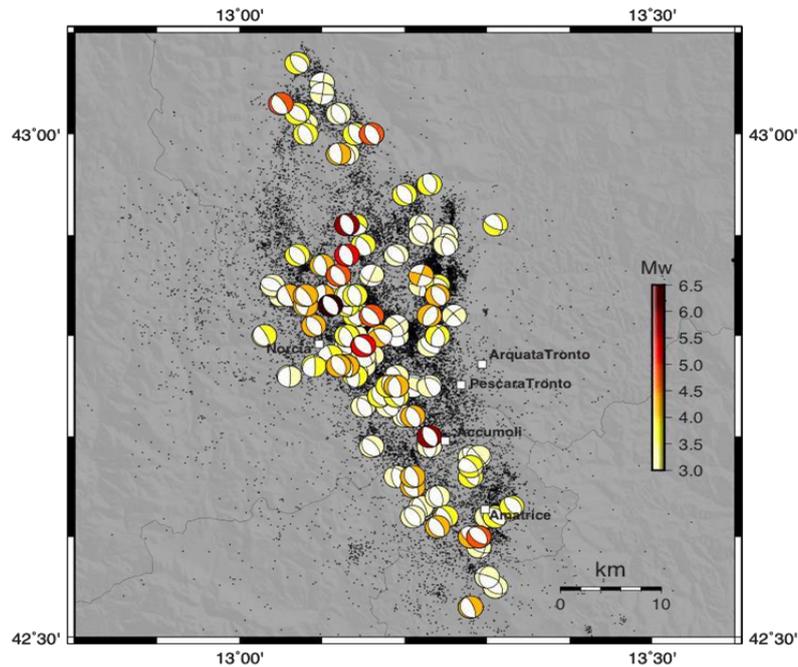


Fig. 3.4. Meccanismi focali relativi alla sequenza sismica in Italia Centrale dal 24 agosto 2016 al 22 Gennaio 2017, da www.ingv.it.

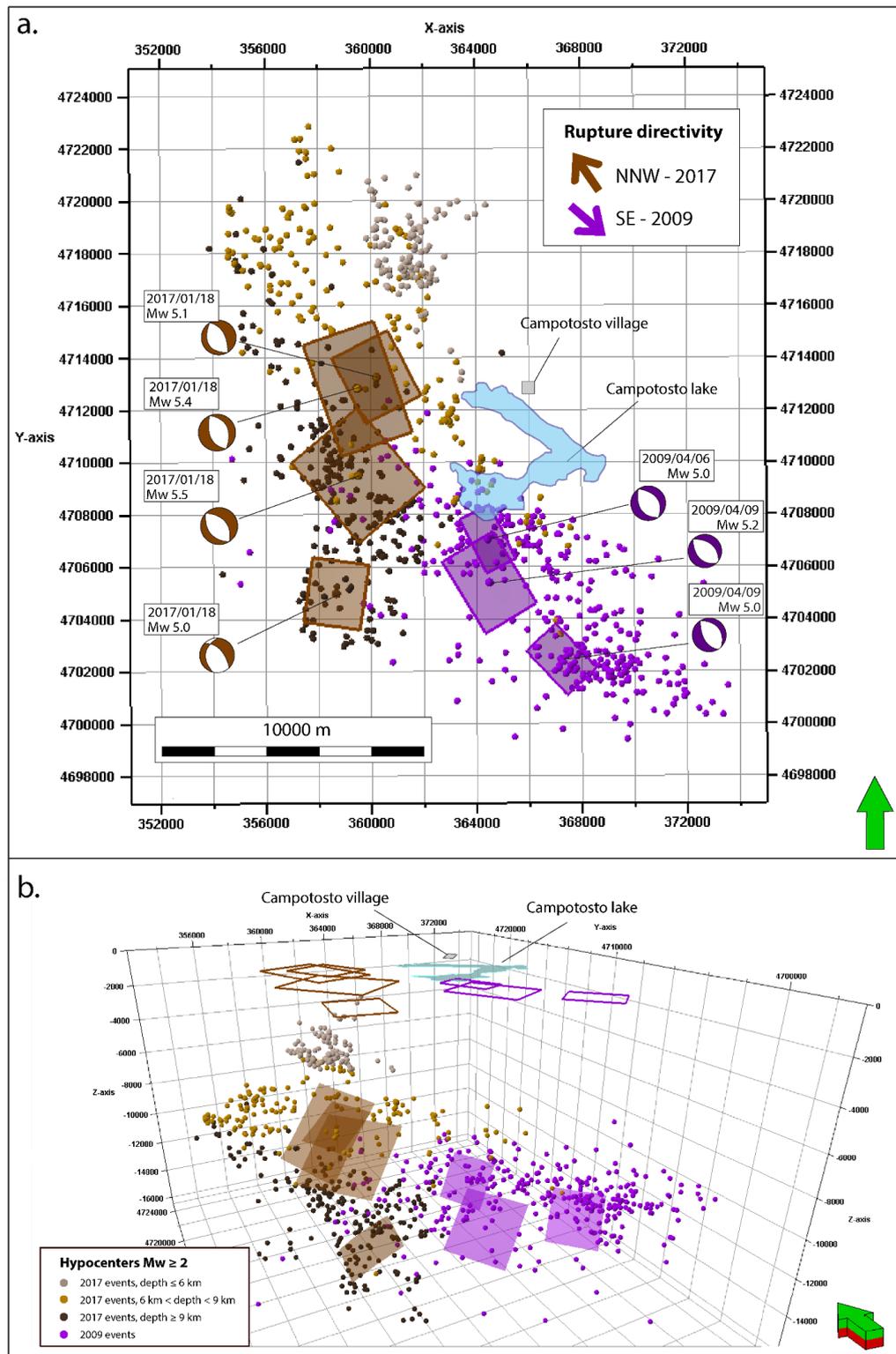


Fig. 3.5. Ipocentri dei terremoti, meccanismi focali e modellizzazione delle faglie sorgenti dei terremoti verificatesi nella zona di Campotosto nel 2009, durante la sequenza de L'Aquila, e dal 18 Gennaio al 18 Marzo 2017 (da Tondi et al., 2020).

La sequenza sismica dell'Italia centrale del 2016-2017 si inserisce nel gap sismico (Fig. 3.2) che era presente tra la sequenza sismica dell'Umbria-Marche del 1997 (Tondi and Cello, 2003; Tondi et al. Eds. 2010) e quella de L'Aquila del 2009 (Pantosti and Boncio, Eds. 2012) che, nel complesso, hanno interessato un'area di circa 100 chilometri lungo la zona assiale appenninica, tra l'Umbria,

a nord, e l’Abruzzo, a sud (Fig. 3.3). Notoriamente ad alta pericolosità sismica (Fig. 3.6), la stessa zona è stata in passato area epicentrale di numerosi terremoti, tra i quali quelli del 1703, che per estensione dell’area colpita e intensità sono confrontabili con la recente crisi sismica (Tab. 1.1).

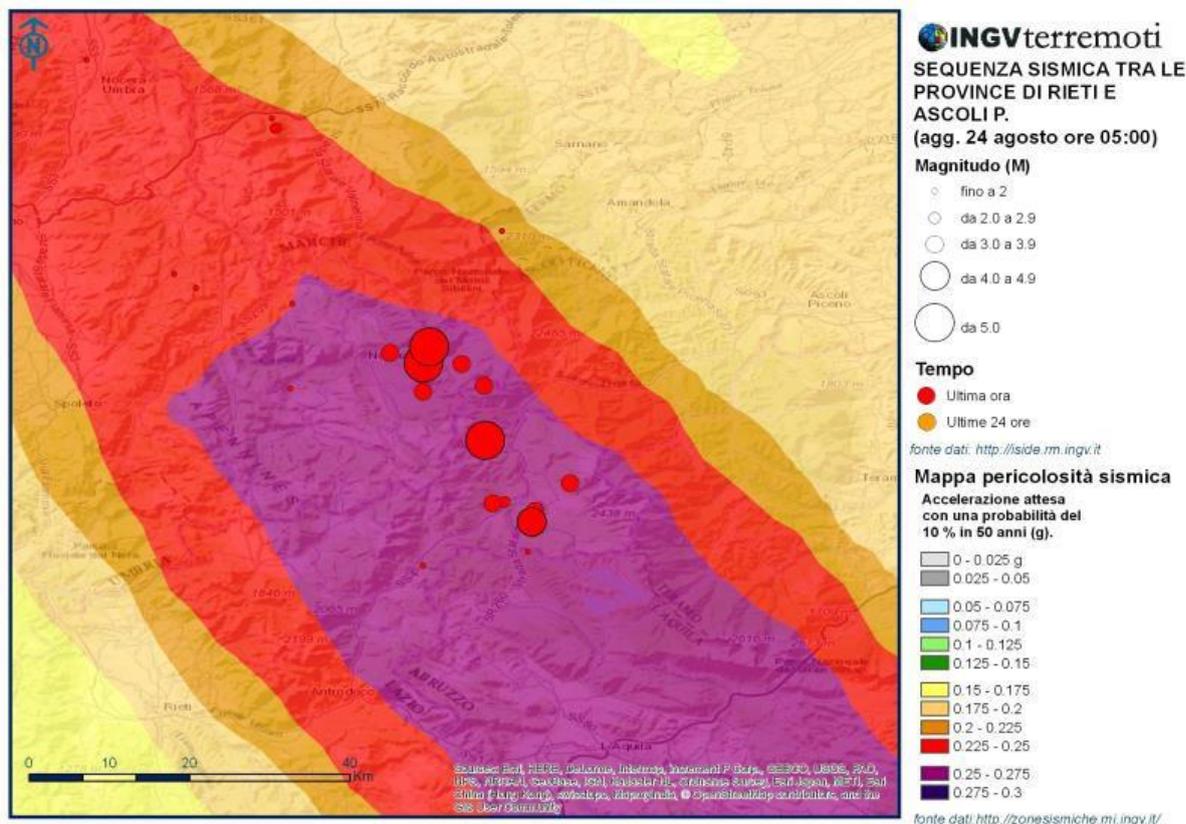


Fig. 3.6. Pericolosità sismica ed epicentri dei terremoti verificatisi le prime ore del 24 Agosto 2016 (da www.ingv.it). Campotosto è classificato in Zona Sismica 1 e l’accelerazione orizzontale prevista su suolo rigido con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni è di 0,25-0,275g.

Anno	Lat.	Long.	Zona epicentrale	Imax	Me (Mw)
1279	43.093	12.872	Appennino Umbro-Marchigiano	9	6.20
1328	42.857	13.018	Valnerina	10	6.49
1349	42.270	13.118	Appennino Laziale-Abruzzese	9	6.27
1599	42.724	13.021	Valnerina	9	6.07
1639	42.639	13.261	Amatrice	9-10	6.21
1703	42.708	13.071	Valnerina	11	6.92
1703	42.620	13.100	Appennino Laziale-Abruzzese	8	6.00
1703	42.434	13.292	Aquilano	10	6.67
1730	42.753	13.120	Valnerina	9	6.04
1859	42.825	13.097	Norcia	8-9	5.73
1979	42.730	12.956	Valnerina	8-9	5.83

Tab. 1.1. Terremoti principali avvenuti Colfiorito e L’Aquila prima del 1997 (da Rovida et al., 2019)

3.3. La Faglia di Campotosto

Silente da un punto di vista sismico (Galadini e Galli, 2003), l'attività recente della faglia, qui chiamata Faglia di Campotosto, viene definita in base a considerazioni geomorfologiche, come la presenza di scarpate di faglia nette e continue, impostate su di una superficie di erosione di età Villafranchiana (Demangeot 1965), depositi del Pleistocene superiore fagliati, nonché il basculamento verso monte sia di depositi palustri datati 39.700 anni \pm 3.000 che quelli di conoide sovrastanti (Bachetti et al., 1990).

Lavori successivi, sempre di carattere geomorfologico (Blumetti et al., 1993; Blumetti and Guerrieri, 2007), confermano le evidenze di attività tettonica recente alla base del versante occidentale dei Monti della Laga associate a tutta la zona della Faglia del Monte Gorzano. Questa risulta composta da più segmenti di faglia paralleli nella zona centrale, dove accomoda i massimi valori del rigetto e da una ben definita scarpata di faglia sia nella sua terminazione settentrionale che meridionale (Fig. 3.7; Blumetti and Guerrieri, 2007).

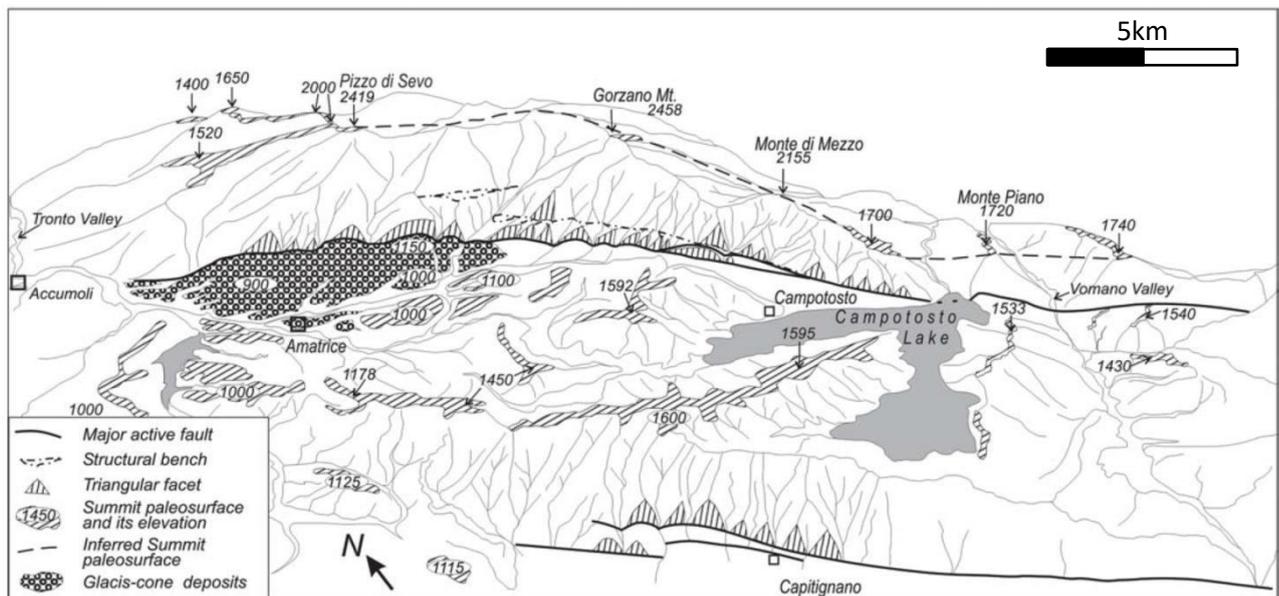


Fig. 3.7. Schema geomorfologico del versante occidentale dei Monti della Laga ed aree circostanti (da Blumetti and Guerrieri, 2007).

Le caratteristiche geologico-strutturali della Faglia di Campotosto sono evidenti nei seguenti prodotti cartografici d'autore reperiti per lo studio in oggetto (Fig. 3.8):

- Carta geologica dei bacini della Laga e del Cellino (Centamore et al., 1992);
- Carta Geologico-strutturale dell'area marchigiana esterna tra il fiume Aso e il Gran Sasso d'Italia in Ridolfi (1993);
- Carta geologica e schema geomorfologico della Conca di Amatrice (Scala 1:75.000) in Cacciuni et al., (1995).

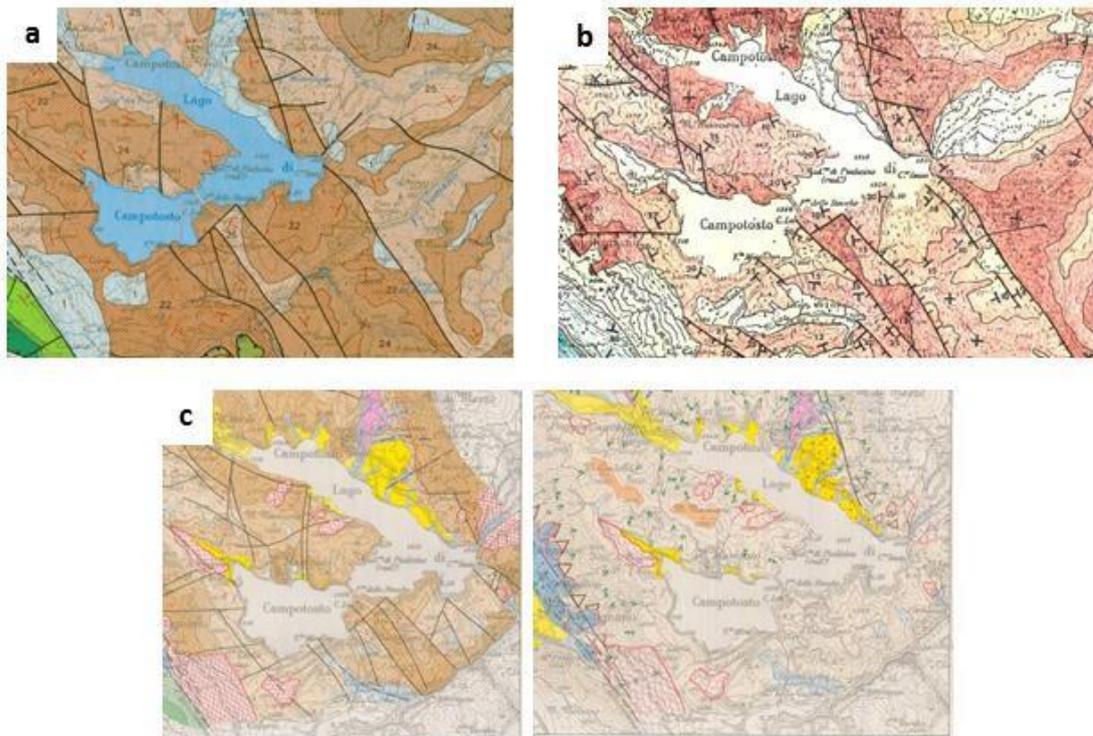
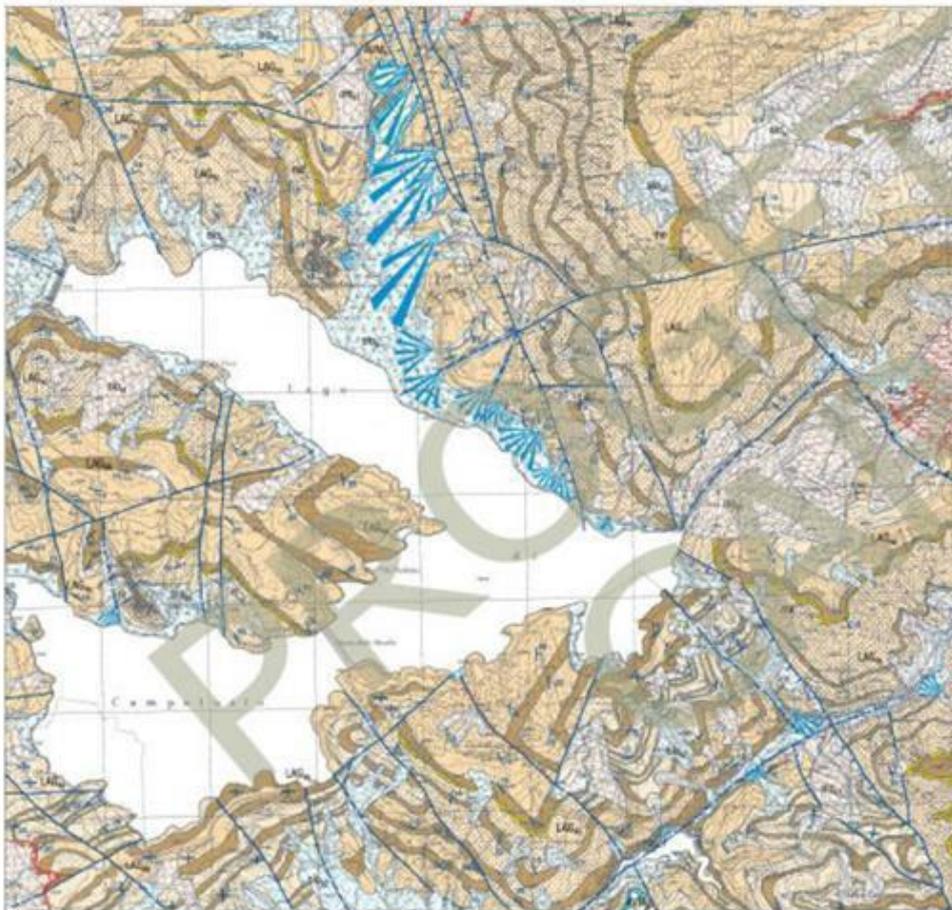


Fig. 3.8. Cartografia d'autore (non in scala) della zona di Campotosto, reperita per lo studio in oggetto (si veda il testo per le referenze).

Nella zona di Campotosto, così come riportato nel Foglio 349 «Gran Sasso d'Italia» della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (Fig. 3.9), la faglia corre attraverso diverse associazioni di facies appartenenti tutte alla Formazione della Laga, membro del Lago di Campotosto, di età Messiniana. In generale, mette a contatto associazioni arenacee del letto con quelle più pelitiche del tetto ed è caratterizzata da una netta scarpata morfologica evidenziata anche da "faccette triangolari".



FORMAZIONE DELLA LAGA



Fig. 3.9. Stralcio (non in scala) del Foglio 349 «Gran Sasso d'Italia» della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 della zona di Campotosto.

La Faglia di Campotosto risulta costituita da 4 segmenti paralleli immediatamente a nord-est dell'abitato di Campotosto (Fig. 3.10), che tendono a ridursi fino ad un solo segmento di faglia nella zona della diga di Rio Fucino (Fig. 3.10), dove, proprio in corrispondenza del Lago, presenta uno step sinistro, per poi proseguire in direzione sud-est con simili caratteristiche

geomorfologiche e geologiche fino alla frazione di Ortolano.

Nel tratto centrale, la Faglia del Monte Gorzano, affiora con evidenti piani di faglia nel blocco di letto, orientati NO-SE e immergenti di 70° a SO, associati ad un'ampia zona di deformazione (damage zone) nella Formazione del Cerrognana (Langhiano-Tortoniano p.p.), direttamente a contatto con le associazioni Messiniane della Formazione della Laga del tetto (Boncio et al., 2004). In questa zona, il rigetto stimato (grazie anche a dati profondi di pozzo) è più di 2000 metri. Nella zona di Campotosto, il rigetto viene valutato intorno a 1000 metri, in rapida riduzione in direzione sud-est verso la terminazione della faglia a sud del Fiume Vomano (Tondi et al., 2020).

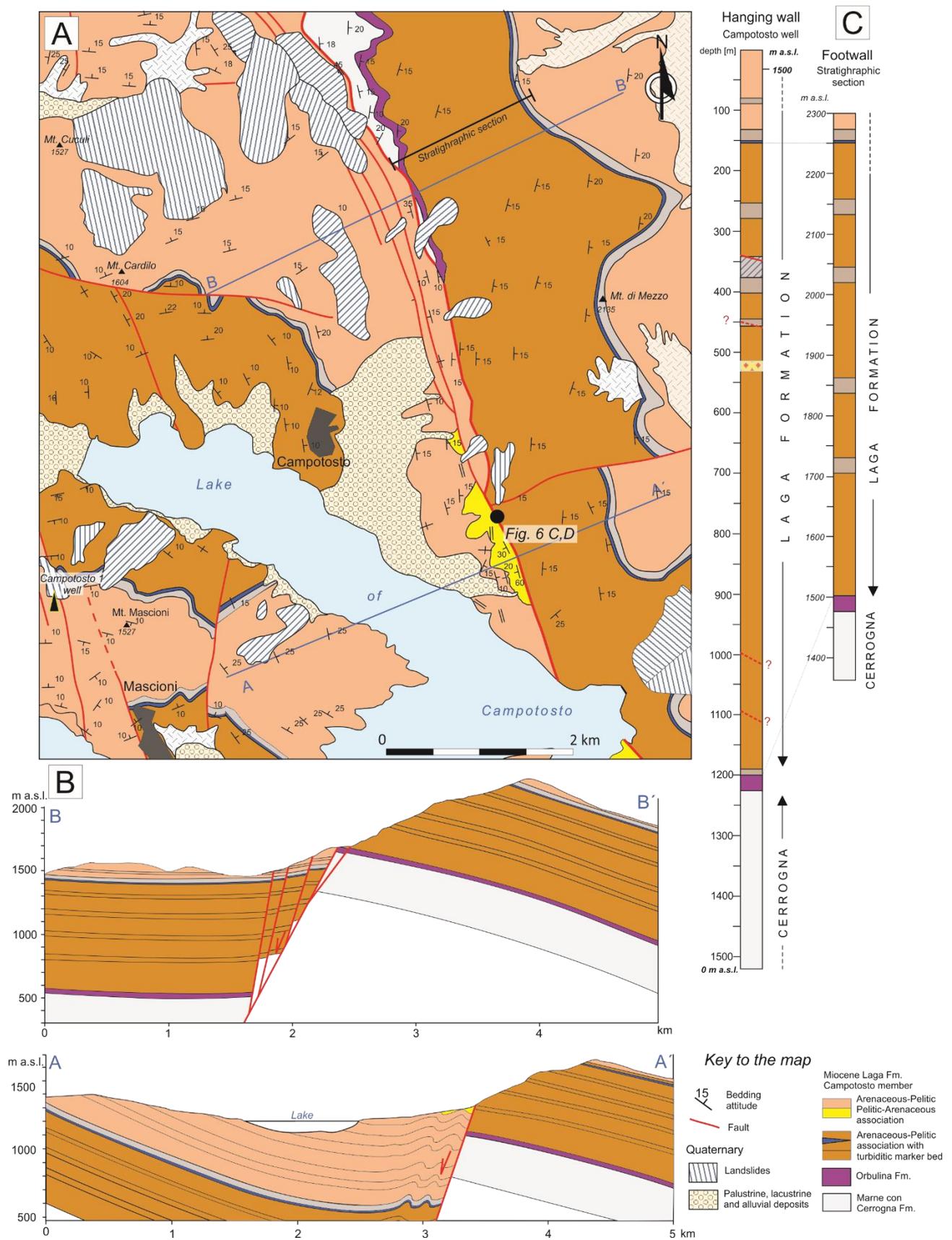


Fig. 3.10. Carta geologico-strutturale della zona della Faglia di Campotosto (da Tondi et al., 2020).

Le stime relative alla valutazione del potenziale sismogenico della zona di Faglia del Monte Gorzano si basano principalmente sulle relazioni empiriche esistenti tra lunghezza della faglia e magnitudo massima attesa (Wells and Coppersmith, 1994) o sul calcolo del momento sismico e quindi della magnitudo momento (Hanks and Kanamori, 1979). Barchi et al., (2000) e Boncio et al., (2004) propongono una magnitudo massima compresa tra 6,5 e 6,7. Tondi and Cello (2003), integrando i dati geologici di superficie con quelli dei cataloghi storici relativi alla sismicità dell'area (Rovida et al., 2019) e successivamente Tondi et al. (2020) sviluppano un modello di sorgente sismica in grado di generare magnitudo massime intorno a $M_w=6,0$ (si veda Fig. 3.5). Galadini and Galli, (2003) mediante uno studio paleosismologico condotto attraverso la Faglia di Campotosto, nella terminazione meridionale della zona di Faglia del Monte Gorzano, suggeriscono una magnitudo massima attesa pari a 6,6. Inoltre, riconoscono due eventi di fagliazione post 8320-8150 B.P. associati a due forti terremoti con un intervallo di ricorrenza massimo di 7570 anni.

Il tasso di deformazione (slip-rate) proposto per la Faglia del Monte Gorzano varia da 0,7-0,9 mm/anno, sulla base di considerazioni strutturali e geomorfologiche, a un minimo di 0,12 mm/anno, su base paleosismologica (Galadini and Galli, 2003; Boncio et al., 2004).

Sulla base di quanto disponibile in letteratura, la Faglia di Campotosto è considerata una FAC nella banca-dati ITHACA (ITaly HAZard from CAPable faults, Michetti et al., 2000; Fig. 3.11). Mentre, nella banca-dati DISS (Database of Individual Seismogenic Sources), Valensise and Pantosti, 2001), anche se presente come faglia attiva nel tratto a nord della diga, non viene associata ad una sorgente sismogenica individuale (ISS, Individual Seismogenic Source) ma indicata come sorgente sismogenica dibattuta (DSS, Debated Seismogenic Source, Fig. 3.12).

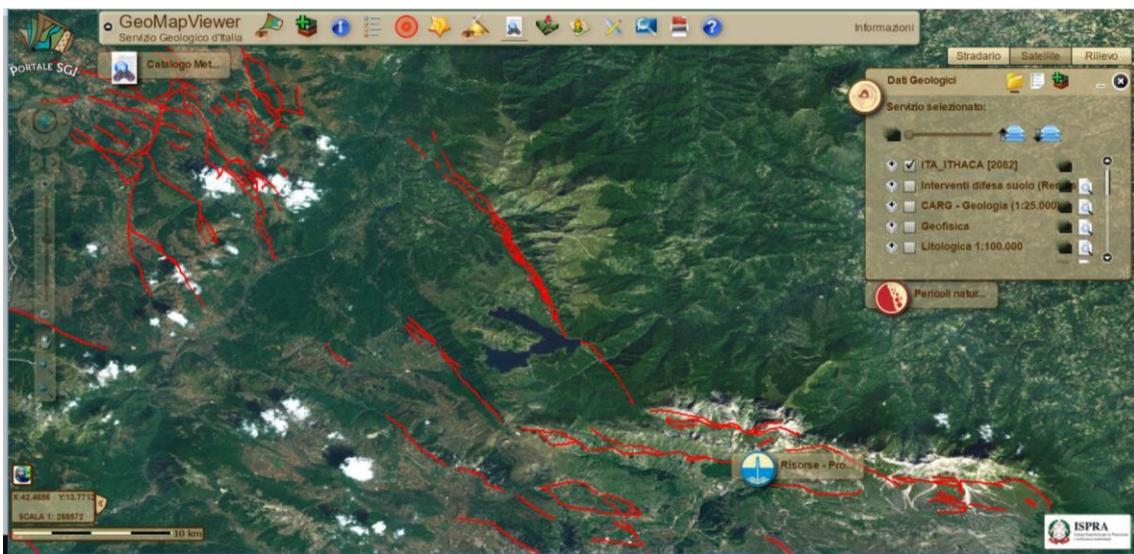


Fig. 3.11. Faglie Attive e Capaci della banca-dati ITHACA (ITaly HAZard from CAPable faults, Michetti et al., 2000).

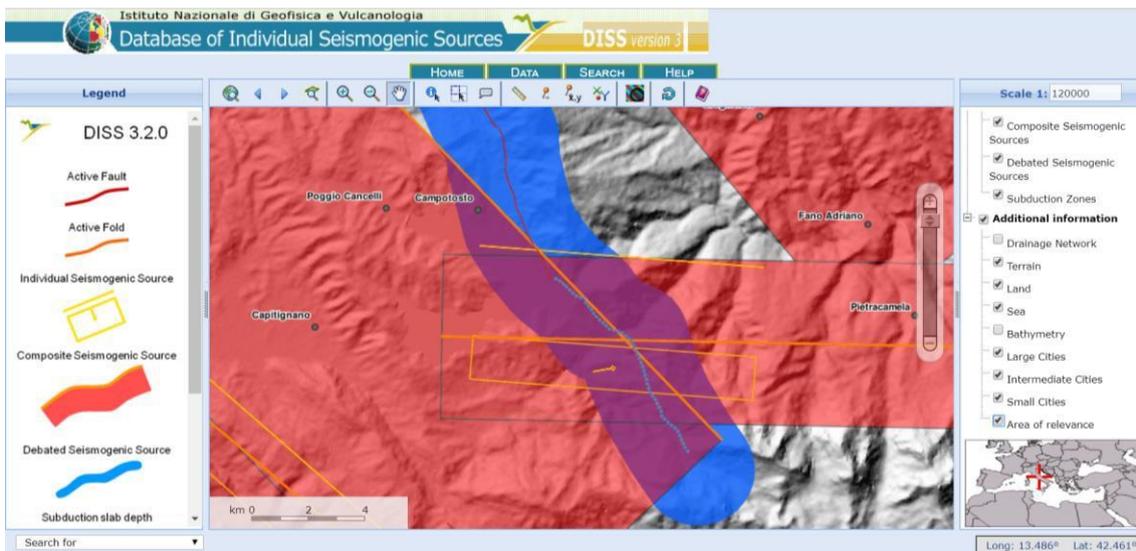


Fig. 3.12. Sorgenti sismogeniche individuali della banca-dati DISS (Database of Individual Seismogenic Sources), Valensise and Pantosti, 2001).

Nella Fig. 3.12 è possibile osservare nei pressi della zona di Campotosto una ISS chiamata "Isola del Gran Sasso" con orientazione circa est-ovest a cui non vengono associate faglie in superficie. Il potenziale sismogenico associato è minore e pari a $M_w=5,7$. Tale ISS è stata definita sulla base dell'interpretazione dei dati macrosismici associati al terremoto del 1950 di $M_w=5,7$ avvenuto nell'area.

3.4. Analisi geologico-strutturale e geomorfologica nella frazione di Ortolano

L'analisi Geologica e geomorfologica è stata effettuata nel settore meridionale dei Monti della Laga, nell'area di raccordo tra l'ampia fascia montuosa di Monte di Mezzo e la zona pedemontana-collinare del Lago di Campotosto e il Fiume Vomano (rettangolo giallo in Fig. 3.13).

Il rilevamento geologico e geomorfologico, condotto per questo studio alla scala 1: 5.000 ed elaborato su piattaforma GIS (sw ESRI ArcGIS 10.5.1) si è avvalso dei rilevamenti già disponibili per l'area ed è stato finalizzato alla ricostruzione della successione affiorante, costituita dalle associazioni del membro del Lago di Campotosto di età messiniana appartenente alla Formazione della Laga e alla individuazione e caratterizzazione delle strutture tettoniche presenti, costituite da pieghe e faglie.

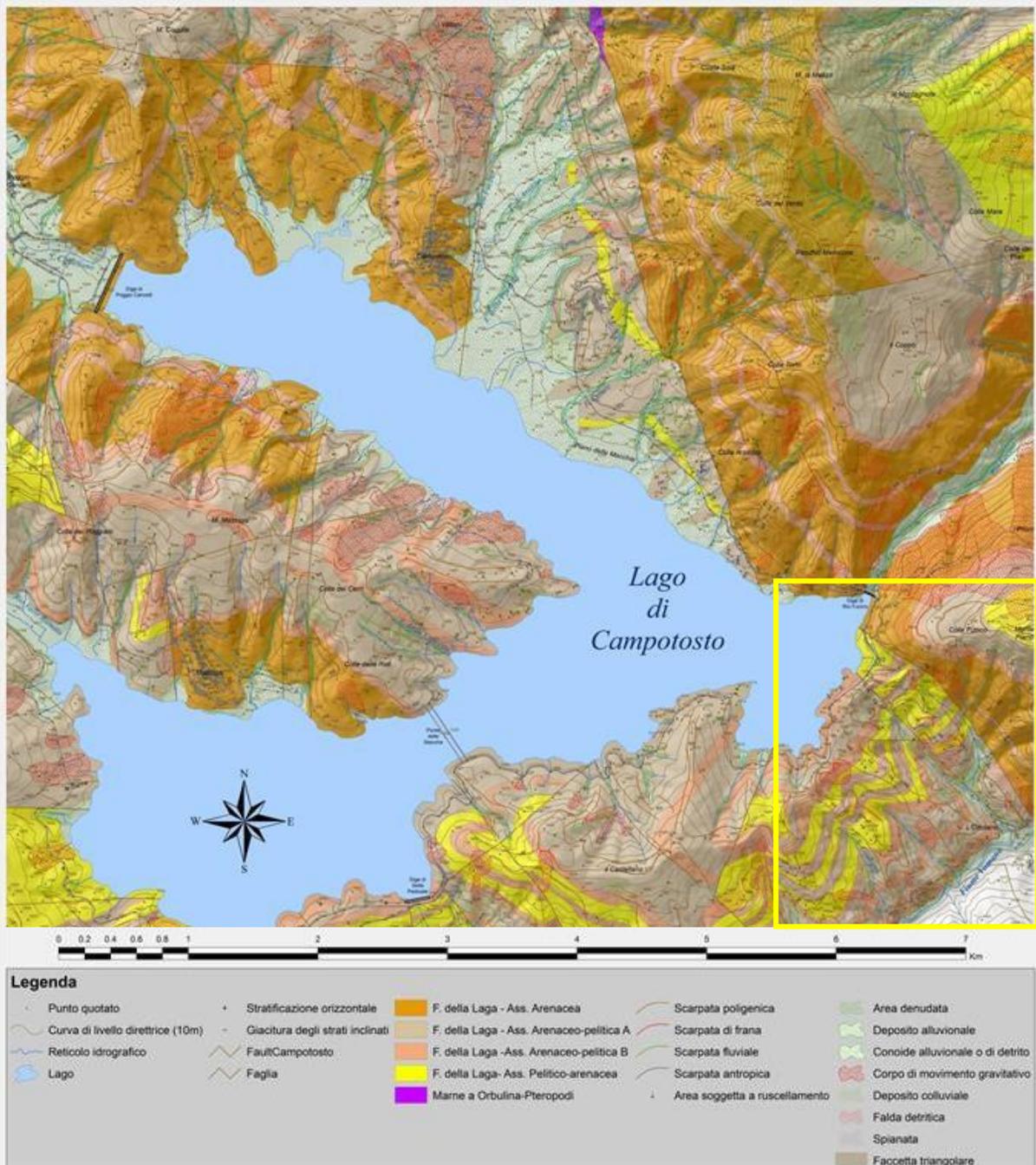


Fig. 3.13. Schema Geologico-Geomorfologico su base CARG dell'area (scala 1:15.000).

L'analisi geomorfologica, sempre a scala 1:5000, ha avuto come obiettivo quello di individuare e caratterizzare i movimenti gravitativi e le morfostrutture associate a tettonica attiva.

3.4.1. Analisi geologico-strutturale

Nell'area in esame affiora La Formazione della Laga (Centamore et al., 1992) che rappresenta il riempimento miocenico di un bacino di avanfossa del fronte della Catena Appenninica, in formazione e migrazione da ovest verso est. È rappresentata da un'imponente successione terrigena sinorogenica di età messiniana. Lo spessore massimo è di circa 3.000 m ed è costituita da torbiditi silicoclastiche caratterizzate da varie associazioni litologiche differenziate sia da un punto di vista granulometrico che dal contenuto di arenaria e argilla.

In accordo con quanto riportato nel Foglio 349 del Gran Sasso d'Italia, nell'area affiora il membro del Lago di Campotosto della Formazione della Laga, costituito dalle seguenti associazioni (Fig. 3.14): Associazione arenacea, all'interno del quale è presente il "livello guida torbiditico arenaceo pelitico; Associazione pelitico-arenacea; e due tipi di associazione arenaceo-pelitica, distinte se in posizione stratigrafia al di sopra o al di sotto del livello guida torbiditico e indicate nella cartografia del Foglio 349 rispettivamente: Associazione arenaceo-pelitica II; Associazione arenaceo-pelitica I.

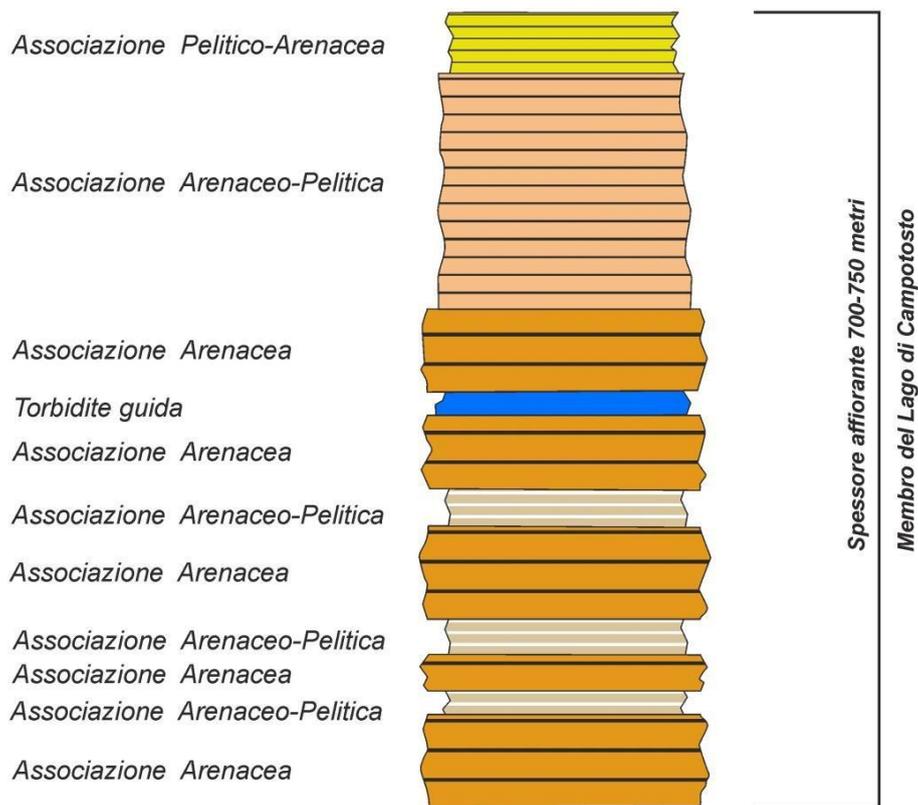


Fig. 3.14. Successione stratigrafia affiorante, membro del Lago di Campotosto, Formazione della Laga.

Di seguito vengono descritte le caratteristiche litologiche e stratigrafiche delle associazioni litologiche affioranti appartenenti al membro del Lago di Campotosto, Formazione della Laga.

- *Associazione Arenacea*

Con un rapporto $S/A \gg 1$ è caratterizzata da strati spessi a geometria tabulare o lenticolare. Gli

strati più spessi si presentano massivi, poco gradati con rare laminazioni nella parte alta.

- *Livello guida torbiditico*

Di spessore tra i 10 e i 15 metri, è rappresentato da un unico strato torbiditico, costituito da sabbia grossolana con laminazioni alla base e una spessa parte pelitica al tetto. Facilmente riconoscibile sia sulla destra che sinistra idrografica del Fiume Vomano, rappresenta un livello guida importante per la definizione della successione stratigrafica dell'area.

- *Associazione Arenaceo-Pelitica*

Questa associazione viene distinta in due parti, quella al di sotto dello strato guida torbiditico risulta costituita da un rapporto S/A tra 1 e 3 (Fig. 2.4, 2.5). È caratterizzata da strati tabulari medi e spessi dove si rileva la sequenza di Bauma completa. La parte superiore, ha un rapporto S/A maggiore, simile all'associazione Arenacea con strati tabulari spessi e molto spessi, gradati e laminati.

- *Associazione Pelitico-Arenacea.*

Questa associazione litologica è caratterizzata da strati tabulari con un rapporto S/A < 1 (Fig. 2.6). In alcuni casi sono presenti spessi strati arenacei laminati.

- depositi continentali quaternari

Nella depressione tettonica di Campotosto si è deposta una successione continentale che probabilmente si è realizzata a partire dal Pleistocene inferiore-medio, in analogia con quella dei depositi basali di altre depressioni intrappenniniche (la successione completa affiora in corrispondenza della conca di Amatrice posta più a nord; Cacciuni et al., 1995; Blumetti et al., 1993). Di seguito, pertanto, partendo dal più antico al recente, vengono descritte le caratteristiche dei depositi riconosciuti nella conca di Campotosto che sono dati da diverse unità deposizionali composte da litofacies di ambiente diverso ed eteropiche tra loro: depositi di glacia d'accumulo, di conoide e di frana, oltre a depositi alluvionali, disposti a quote decrescenti sul fondovalle attuale fino ai depositi attuali di facies lacustre e di spiaggia.

I depositi continentali così riconosciuti sono:

- Unità di Retrosi ("Unità del Fosso della Laga" di Cacciuni et al., 1995). Questa unità, le cui caratteristiche peculiari affiorano a Retrosi (985m s.l.m.) è rappresentata esclusivamente da depositi alluvionali (conoide alluvionali in prevalenza) di spessore variabile (10-30m) costituiti da ciottolami arrotondati e subarrotondati, prevalentemente arenacei con matrice sabbioso-argillosa e lenti sabbioso-siltose contenenti minerali vulcanici ed intercalazioni di legno carbonizzato; all'interno è possibile rinvenire anche blocchi eterometrici franati dal versante dei Monti della Laga. Superiormente si rinviene un suolo di colore ocra scuro – marrone.
- Unità del Torrente Lagozzo ("Unità della Sorgente Mastrangelo" di Cacciuni et al., 1995). Costituita da ciottoli alluvionali prevalentemente arenacei, molto simili a quelli dell'unità precedente e affiorante in limitati lembi su entrambi i versanti del T. Lagozzo (più a nord ed al di fuori dell'area di studio) e in riva destra al fiume Tronto.
- Unità del Tronto. Comprende sia i depositi alluvionali terrazzati più recenti, di età storica, legati prevalentemente all'attività antropica. Si rinvenivano solitamente al disopra del talweg attuale e comprendono anche le alluvioni ciottolose che costituiscono il letto attuale dei corsi d'acqua.

Nell'area in esame, l'elemento strutturale dominante è un'ampia anticlinale con asse orientato N160°, il cui fianco occidentale è dislocato dalla "Faglia di Campotosto" che corre parallelamente all'asse della piega e immerge a SO di 60°-70°, tale faglia rappresenta la terminazione verso SO della zona di Faglia del Monte Gorzano (Fig. 3.13).

In corrispondenza della frazione di Ortolano la scarpata di faglia associata alla Faglia di Campotosto si segue con continuità attraverso la valle del Fiume Vomano (Fig. 3.15).



Fig. 3.15. Scarpata di Faglia di Campotosto, vista verso sud est, da Sella Santa Maria al Fiume Vomano e frazione di Ortolano.

In particolare, immediatamente ad est e a nord di Ortolano, affiora la facies arenacea della Formazione della Laga che rappresenta il blocco di letto e di tetto della Faglia di Campotosto (fig. 3.16). Gli strati arenacei risultano fratturati e, insieme alla presenza di faglie normali minori, con rigetti di pochi centimetri, vanno a costituire la zona di danneggiamento (damage zone) della faglia principale (Fig. 3.17). La presenza della netta scarpata in roccia e la densità di deformazione del substrato in prossimità di essa, permette la localizzazione della Faglia di Campotosto come in Fig. 3.18.



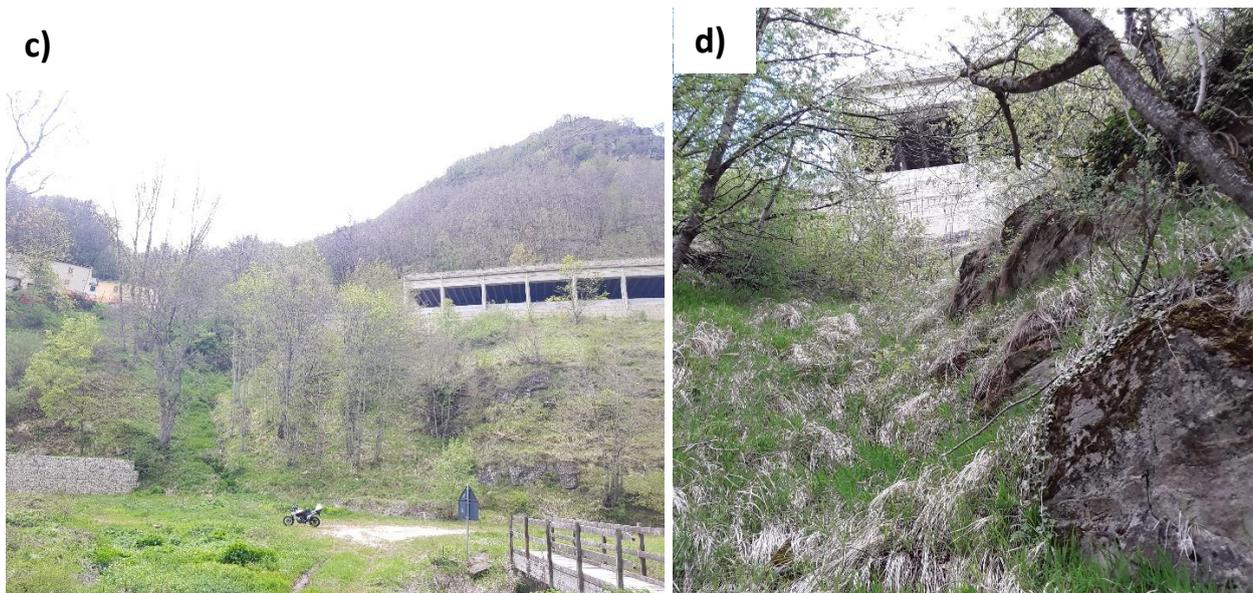


Fig. 3.16. Substrato arenaceo al tetto (a) e al letto (b) della Faglia di Campotosto nei pressi della frazione di Ortolano. La scarpata di faglia si segue con continuità immediatamente ad est dell'abitato, in prossimità della galleria (c, d).

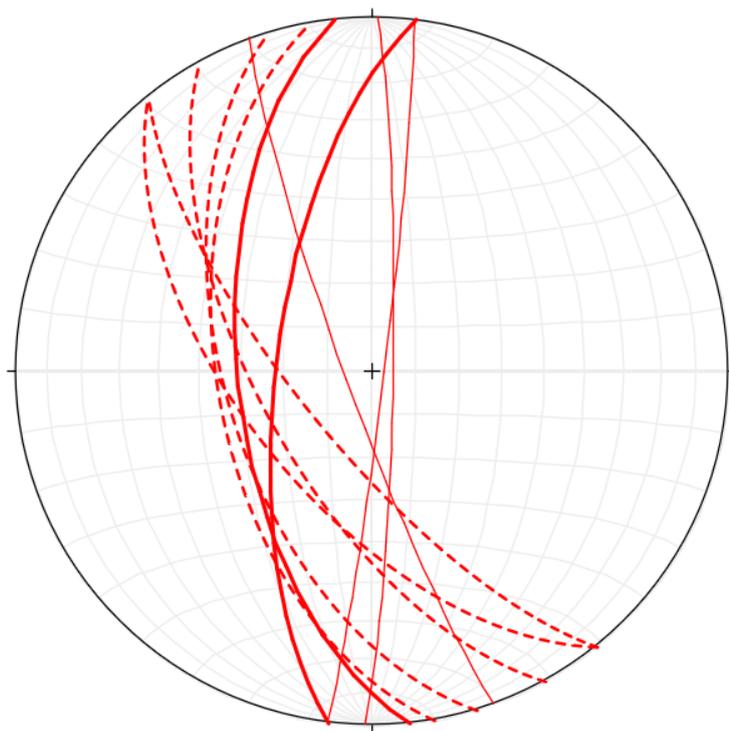


Fig. 3.17. Proiezione stereografica degli elementi strutturali rappresentati da joints e faglie minori, caratterizzate da rigetti centimetrici, al tetto e al letto della Faglia di Campotosto negli affioramenti di Fig. 3.16 a) e b). Le linee rosse e spesse sono riferite ai piani di faglia in roccia, le linee rosse tratteggiate alle scarpate di faglia e le linee rosse sottili ai joints.

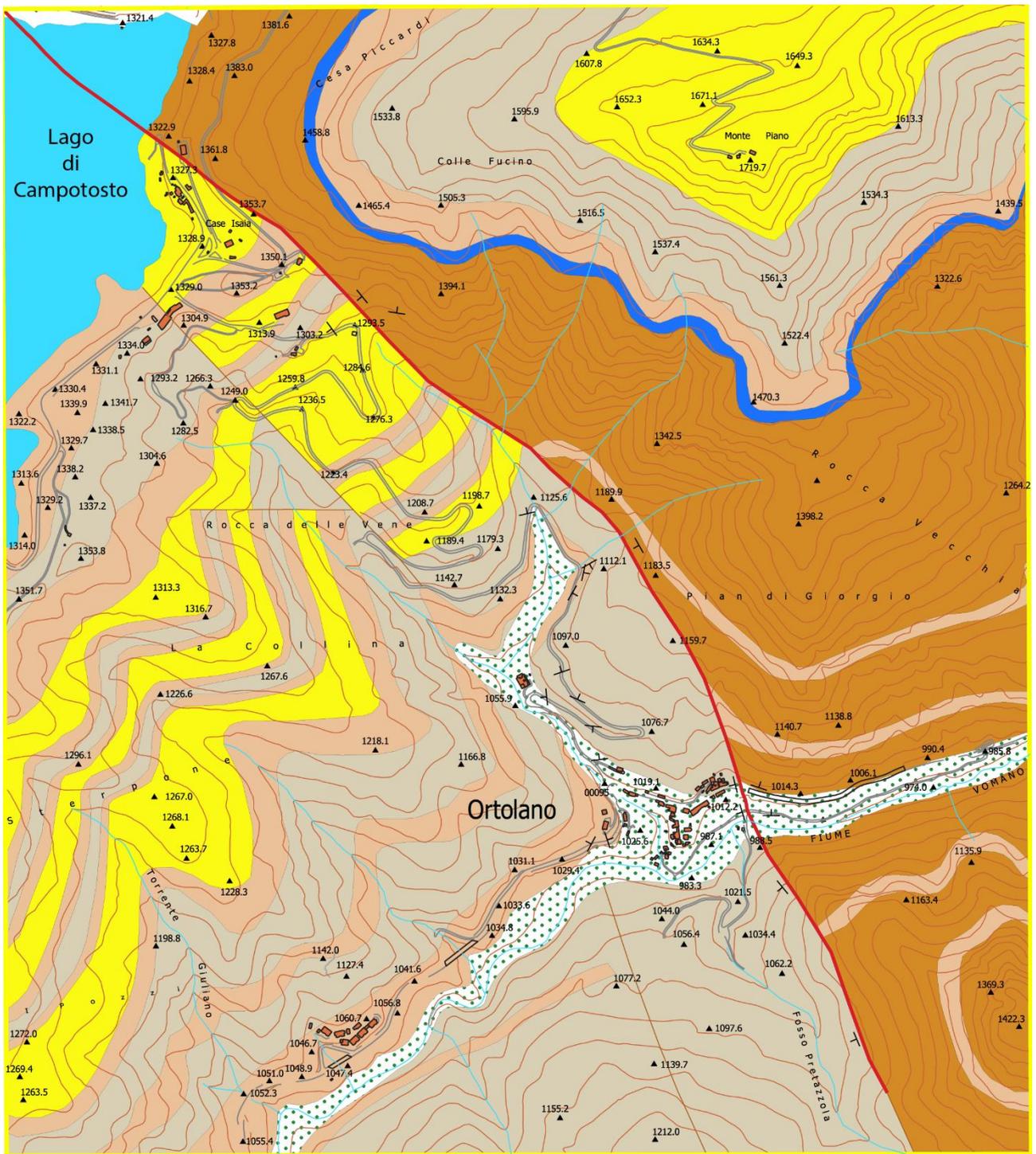


Fig. 3.18. Carta Geologica della zona tra la Diga di Rio Fucino del Lago di Campotosto e la frazione di Ortolano (comune di Campotosto, Aq).

3.4.2. Analisi geomorfologica

Il fiume Vomano trae origine dalle sorgenti del Gallo (q.1200 s.l.m.) alla base del Monte S. Franco, ed il suo bacino idrografico si sviluppa quasi interamente all'interno della provincia di Teramo su una superficie di circa 780 km². L'alta valle del fiume Vomano ospita il più grande e importante lago artificiale per produzione di energia elettrica, secondo in Europa per dimensioni, che in parte si sviluppa anche nella porzione sommitale del bacino idrografico del fiume Tronto. La sua realizzazione, terminata nel 1953, è stata resa possibile da tre sbarramenti artificiali che si sono aggiunti a quello naturale di Sella Santa Maria: la diga del rio Fucino, nel bacino del fiume Vomano, di Sella Pedicate e quella di Poggio Cancelli sul fosso Castella nel bacino del f. Tronto.

L'analisi geomorfologica è stata finalizzata alla individuazione e caratterizzazione dei movimenti gravitativi e delle morfostrutture associate a tettonica attiva. Tale analisi è stata condotta in tutta l'area che si estende dalla diga di Rio Fucino alla Valle del Fiume Vomano con particolare riferimento al versante SO dei Monti della Laga, le spalle della diga di Rio Fucino e la zona della Sella Santa Maria, fino alla frazione di Ortolano (Fig. 3.15 e 3.19).

Da un punto di vista geomorfologico, il versante occidentale dei Monti della Laga è controllato dall'attività di una importante faglia normale "La Faglia del Monte Gorzano" che si traduce in versanti particolarmente acclivi che bordano gli altopiani di Amatrice e di Campotosto.

L'attività recente della Faglia del Monte Gorzano è suggerita dalla presenza di elementi geomorfologici quali scarpate fresche, faccette triangolari e trapezoidali, contropendenze e dislocazioni di superfici di erosione e di accumulo e forte attività erosiva dei corsi d'acqua a monte delle faglie testimoniata da solchi erosione concentrata e vallecicole a V fortemente incise. Inoltre, la fascia pedemontana, costituita da conoidi alluvionali coalescenti, presentano evidenti scarpate di faglia dell'altezza di pochi metri e con orlo netto.

L'azione della gravità non è particolarmente evidente nella zona del lago di Campotosto. Tuttavia, è da segnalare la presenza di alcune deformazioni gravitative profonde di versante e frane che interessano i versanti a valle della diga del Rio Fucino e che, allo stato attuale, si trovano nella condizione di quiescenza, non riconoscendo elementi morfologici ed indizi di attività. In corrispondenza del versante settentrionale di Monte Cardito ed in corrispondenza del versante in destra idrografica del Fosso di Valle di Bove – Rio Fucino (che scorre a monte dell'abitato di Campotosto) sono evidenti corpi di frana per scorrimento attivi, ma localizzati e di piccola estensione. Anche all'interno della valle di Rocca delle Vene (sinistra idrografica del fiume Vomano), fortemente incisa, si riconoscono alcuni piccoli e superficiali fenomeni franosi, di tipo colamento, attualmente allo stato di quiescenza, che comunque non compromettono la stabilità dell'area di Sella Santa Maria che funge da ritenuta naturale del Lago di Campotosto. I versanti in corrispondenza di questa area appaiono fortemente denudati dall'azione delle acque correnti superficiali che hanno anche mascherato e disarticolato le faccette triangolari e trapezoidali della prosecuzione verso sud-est della scarpata associata alla Faglia di Campotosto fino alla frazione di Ortolano.

Il Piano Stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico della Regione Abruzzo (PAI – Autorità dei Bacini di Rilievo Regionale dell'Abruzzo e del Bacino Interregionale del Fiume Sangro) e la Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica del Comune di Campotosto (allegata allo studio di Microzonazione sismica di I livello del Comune di Campotosto) evidenziano fenomeni gravitativi con pericolosità e rischio modesti. Anche la zona di Sella Santa Maria risulta stabile interessata da piccoli movimenti gravitativi superficiali (Fig. 3.20).

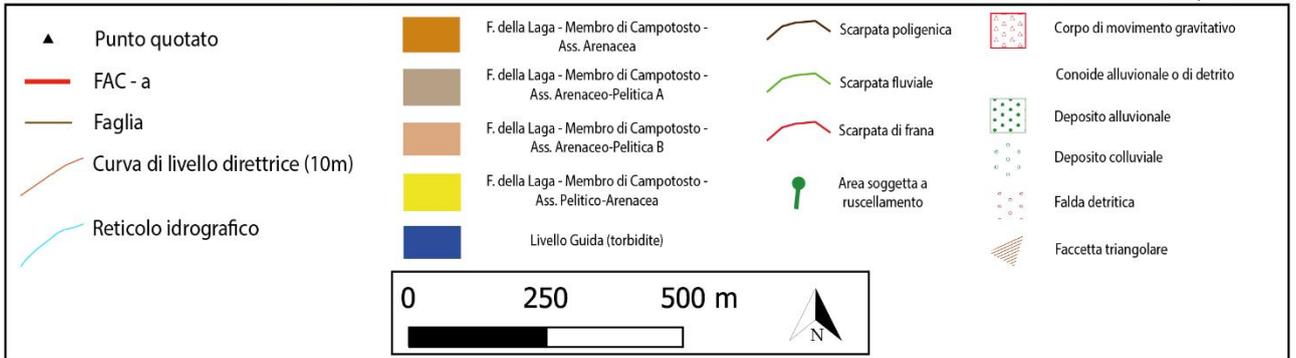
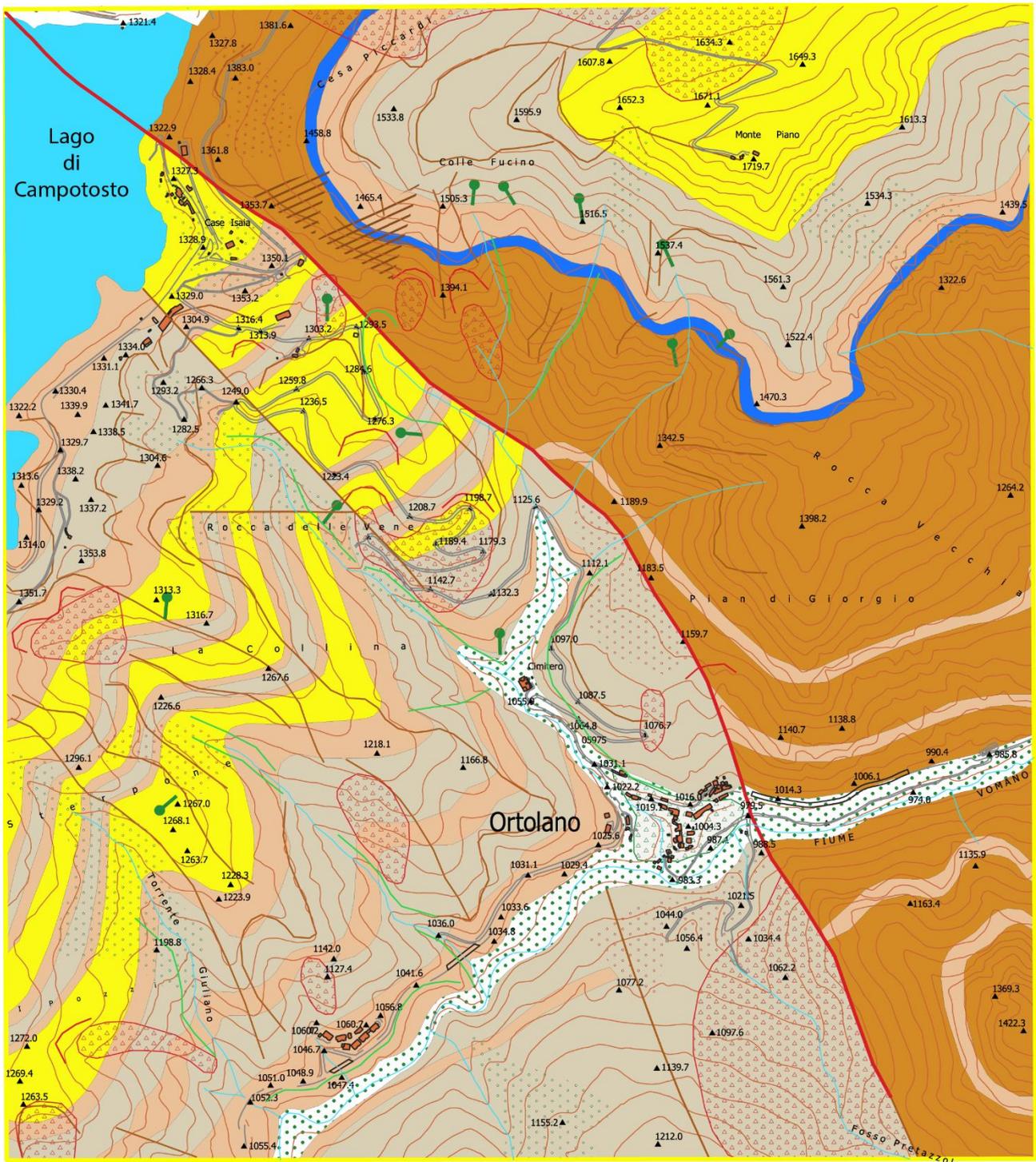


Fig. 3.19. Carta Geomorfológica della zona tra la Diga di Rio Fucino del Lago di Campotosto e la



Fig. 3.20. Frane superficiali che interessano la strada che da Case Isaia conduce alla frazione di Ortolano, in località Sella Santa Maria.

3.5. Indagini Geofisiche

L'area oggetto delle indagini geofisiche è ubicata nel Comune di Campotosto (AQ), attraverso l'omonima faglia che si estende dalla diga di Rio Fucino alla frazione di Ortolano (Fig. 3.21). Al fine di caratterizzare la Faglia di Campotosto in profondità sono stati effettuati un profilo da tomografia di resistività elettrica (ERT, Electrical Resistivity Tomography) e un profilo da georadar (GPR, Ground Penetrating Radar). Nei capitoli seguenti, i risultati ottenuti da ciascuno dei metodi suddetti sono discussi singolarmente.

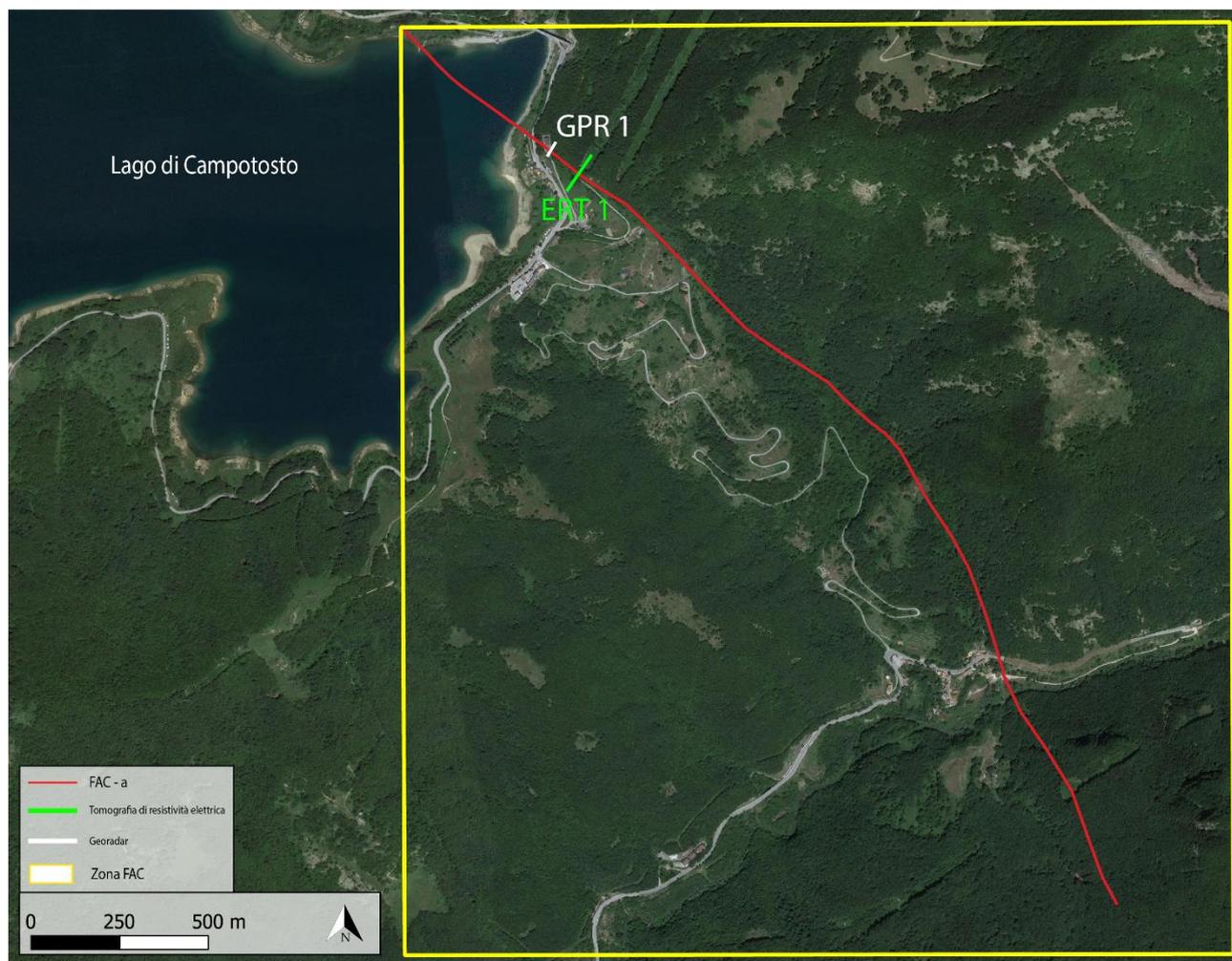


Fig. 3.21. Ubicazione stendimenti geofisici.

3.5.1. Tomografia di resistività elettrica 2D e Georadar

La tomografia elettrica a corrente continua (ERT - Electric Resistivity Tomography) consente di ricostruire sezioni bidimensionali di resistività elettrica, con un dettaglio particolarmente elevato. Un profilo tomografico viene realizzato tramite un cavo multipolare che collega una serie di elettrodi metallici allineati, infissi nel terreno, utilizzati tanto per l'immissione della corrente I , che per la misura della differenza di potenziale V .

Gli elettrodi di corrente vengono indicati come A (C1) e B (C2), quelli di potenziale M (P1) ed N (P2). Questa configurazione è definita quadripolo: nella Fig. 3.22 è rappresentato uno schema con il posizionamento dei 4 elettrodi, le linee di corrente e quelle di potenziale. Le cariche nel passare da un elettrodo all'altro percorrono linee di corrente a profondità diverse: maggiore è la separazione tra A e B, maggiore è la diffusione della corrente nel terreno (e di conseguenza la

profondità raggiunta) e minore è la differenza di potenziale registrata in superficie al centro del quadripolo (con M e N fissati).

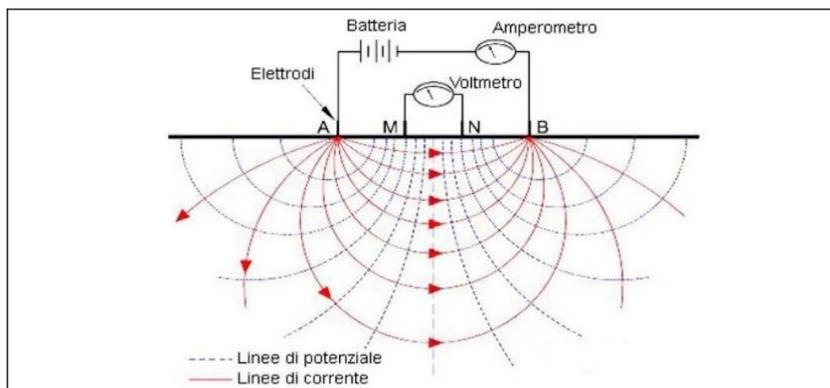


Fig. 3.22 Configurazione di un quadripolo. A e B rappresentano gli elettrodi di corrente; M e N gli elettrodi di potenziale.

Nel caso in esame i profili realizzati sono stati acquisiti attraverso tre diverse configurazioni elettrodiche (Fig. 3.23): i) Wenner-Schlumberger, ii) Wenner Schlumberger reciproco, e iii) Dipolo-Dipolo, le quali permettono di acquisire un numero molto elevato di punti misura, rispettivamente pari a 529 e 1023 con un dispositivo a 48 elettrodi. A questi corrisponde un elevato dettaglio in termini di risoluzione e di conseguenza anche di affidabilità del modello teorico ottenuto dal processo di inversione matematica del dato geofisico.

Nella configurazione Wenner-Schlumberger adottata (Fig. 3.23i), si opera con la coppia AB esternamente alla MN, ma con le distanze $AM = MN = NB = a$. Implementando le distanze relative fra gli elettrodi A-B ed M-N, in pratica incrementando la distanza (a) ($2a, 3a, \dots, na$) e commutando le varie combinazioni possibili tra gli elettrodi dello stendimento, si registrano le variazioni orizzontali e verticali della resistività apparente del terreno sottostante al profilo, ottenendo così una pseudo sezione che, attraverso opportuni algoritmi di calcolo, può essere invertita per fornire una sezione bidimensionale di resistività elettrica del sottosuolo.

Al fine di implementare la mole di dati acquisiti i profili sono stati acquisiti anche con la configurazione definita Wenner Schlumberger reciproco (Fig. 3.23ii): questa differisce dalla precedente per quanto concerne la disposizione degli elettrodi di corrente e di potenziale. Il dipolo di corrente (A-B) è sempre posto al centro fra i dipoli di potenziale MN. La configurazione tende ad enfatizzare la presenza degli orizzonti conduttivi superficiali.

Nella configurazione Dipolo-Dipolo (Fig. 3.23iii) invece, la prima misura inizia con spaziatura "unitaria" tra elettrodi di potenziale (P) e corrente (C), ossia $n=1a$, poi si varia solo il rapporto tra le distanze C1-P1 e C1-C2 ("n" factor), fino ad un valore di accuratezza minima (legato alla debolezza del segnale) pari a 6. La spaziatura tra gli elettrodi di corrente A e B e gli elettrodi di potenziale M e N, resta fissa. Si prosegue incrementando la distanza elettrodica, ed aumentando di conseguenza la profondità di investigazione. Questo array è sensitivo a variazioni orizzontali, quindi all'individuazione di strutture orizzontali come sill o livelli sedimentari. Pur garantendo una risoluzione orizzontale maggiore rispetto all'array Wenner-Schlumberger, la profondità di investigazione risulta inferiore.

La campagna geofisica è stata realizzata utilizzando il dispositivo di acquisizione Syscal R1 di produzione IRIS Instruments (Francia) con alimentazione a batteria, realizzando n.5 stendimenti di 48 elettrodi spazati fra loro di 5 metri in tutti i profili tranne che nel Profilo ERT5, per il quale è stata utilizzata una distanza interelettrodica pari a 3 metri. La sequenza delle misure è stata ottimizzata in modo tale da evitare fenomeni di caricabilità anomala degli elettrodi. I valori di

resistività apparente rilevati in cantiere, sono stati processati per mezzo del software dedicato RES2DINV (Loke, 2000) applicando un fattore correttivo relativo alla topografia secondo la trasformazione inversa di Schwartz-Christofel (Loke, 2000). Il risultato finale della campagna geofisica, una volta analizzati i dati campionati, è stato visualizzato mediante le sezioni di resistività 2D allegate, che forniscono una dettagliata immagine di ciò che è presente sotto le linee di misura. Per quanto riguarda le profondità esplorate, l'inversione ne fornisce una prospettiva che circa corrisponde ad $1/6$ della lunghezza dello stendimento elettrodo.

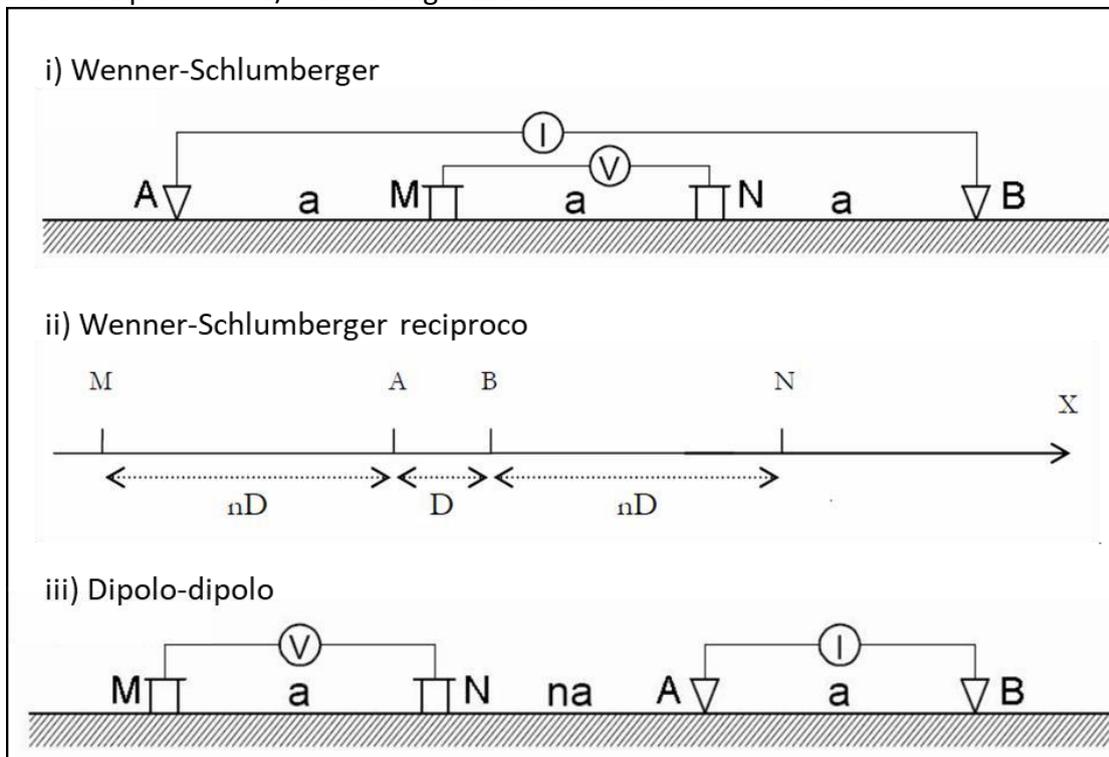
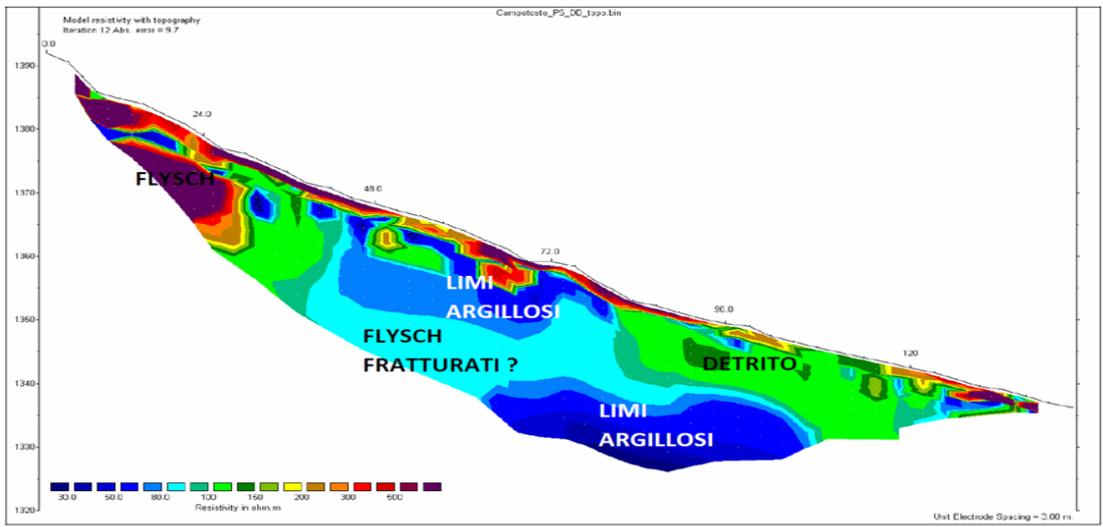
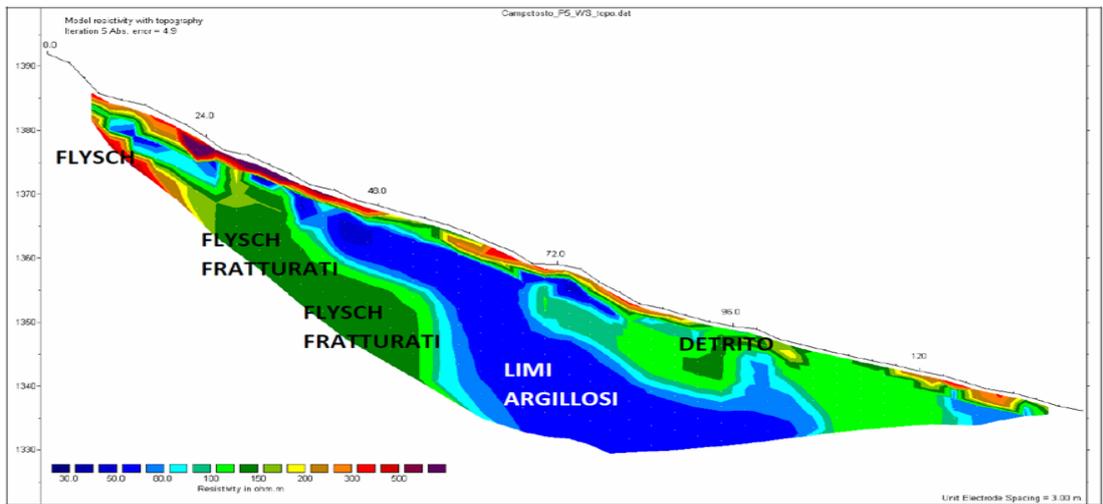


Fig. 3.23. Schemi di acquisizione delle misure sul campo per le differenti configurazioni: i) Wenner Schlumberger, ii) Wenner Schlumberger reciproco, e iii) Dipolo-Dipolo.

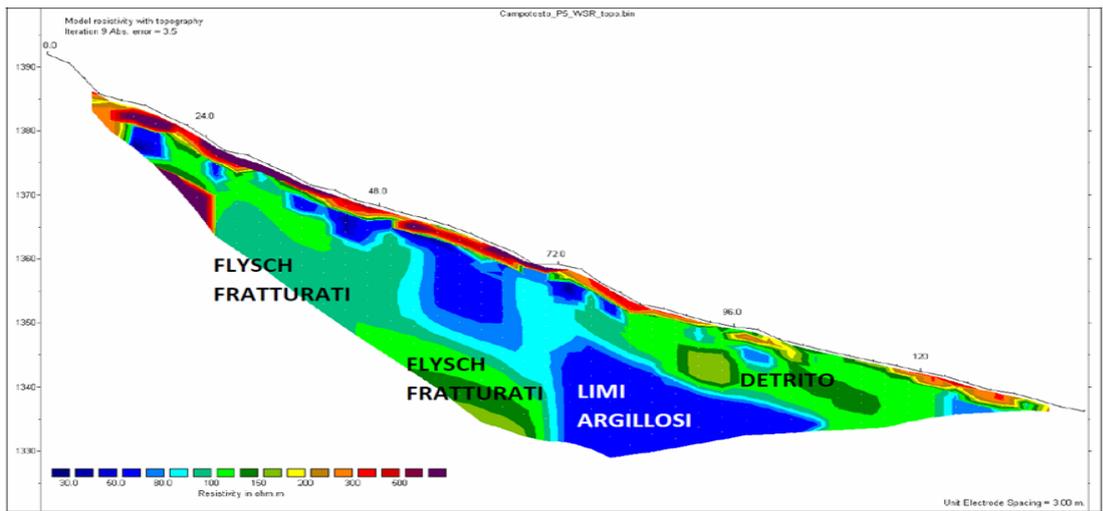
Il profilo ERT1 (Fig. 3.24) mostra la presenza, lungo quasi tutto il profilo, anche nella porzione di monte, di uno spessore detritico grossolano, riconducibile a pietrame e ghiaie di presumibile natura flyschioide. Le sezioni ottenute mediante le differenti configurazioni elettrode di acquisizione mettono in evidenza risultati moderatamente differenti; in particolar modo nel dipolo- dipolo si rileva un lisciamento del dato elaborato che non consente la discretizzazione che invece è stata possibile, grazie al dettaglio ottenuto, nelle altre due configurazioni.



Sezione 2D – configurazione Dipolo-Dipolo



Sezione 2D – configurazione Wenner-Schlumberger



Sezione 2D – configurazione Wenner-Schlumberger reciproco

Fig. 3.24. Profilo ERT1.

Nei due WS è stato possibile definire in modo piuttosto chiaro la presenza di alcune lineazioni, le più nette delle quali poste sulle verticali delle progressive 34 e 54, che portano ad un progressivo ribassamento della formazione flyschioide. Al tetto di essa si rileva ancora una volta la presenza

dei depositi conduttivi legati ai depositi a grana fine. Al piede del versante è possibile delineare un'ampia area, che tende ad ispessirsi progressivamente verso valle, riconducibile alla presenza del detrito di versante recente.

Oltre al profilo ERT, è stata acquisita una linea GPR per mezzo di un sistema GSSI SIR 4000 equipaggiato con antenna da 200 MHz (Fig. 3.25), con capacità di penetrazione massima pari a 9 m.



Fig. 3.25. Attrezzatura utilizzata per l'acquisizione dati.

I parametri di acquisizione sono elencati di seguito: Scans/m = 50; Samples/scan = 1024; Range = 400 ns; Bits/sample = 32. Per ottenere il migliore accoppiamento possibile tra l'antenna ed il terreno nelle difficili condizioni presenti, il sistema è stato spostato utilizzando un operatore alla console, mentre altri tre operatori hanno provveduto a trascinare l'antenna ed a stabilizzarla lateralmente. L'ubicazione della linea è illustrata nella Fig. 3.21. Il senso di percorrenza è da monte a valle.

L'elaborazione dei dati è stata effettuata per mezzo di software GPR Slice v.7 ed è consistita nei seguenti passi: - Filtro passa-banda; - Background removal; - Migrazione; - Correzione topografica. La Fig. 3.26 mostra la Linea 1 migrata ma non corretta topograficamente, mentre la Fig. 3.27 mostra la stessa sezione dopo correzione topografica.

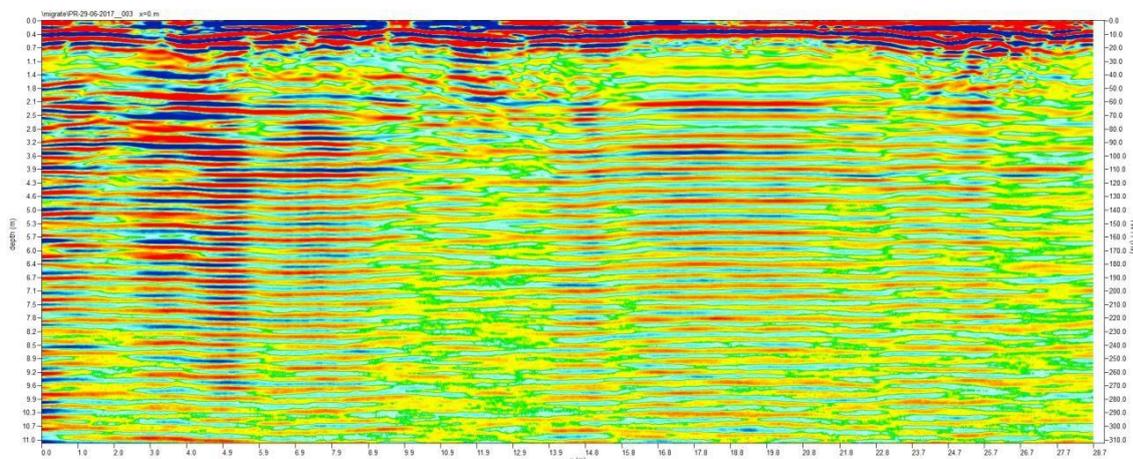


Fig. 3.26. Radargramma relativo alla Linea 1, non corretto topograficamente.

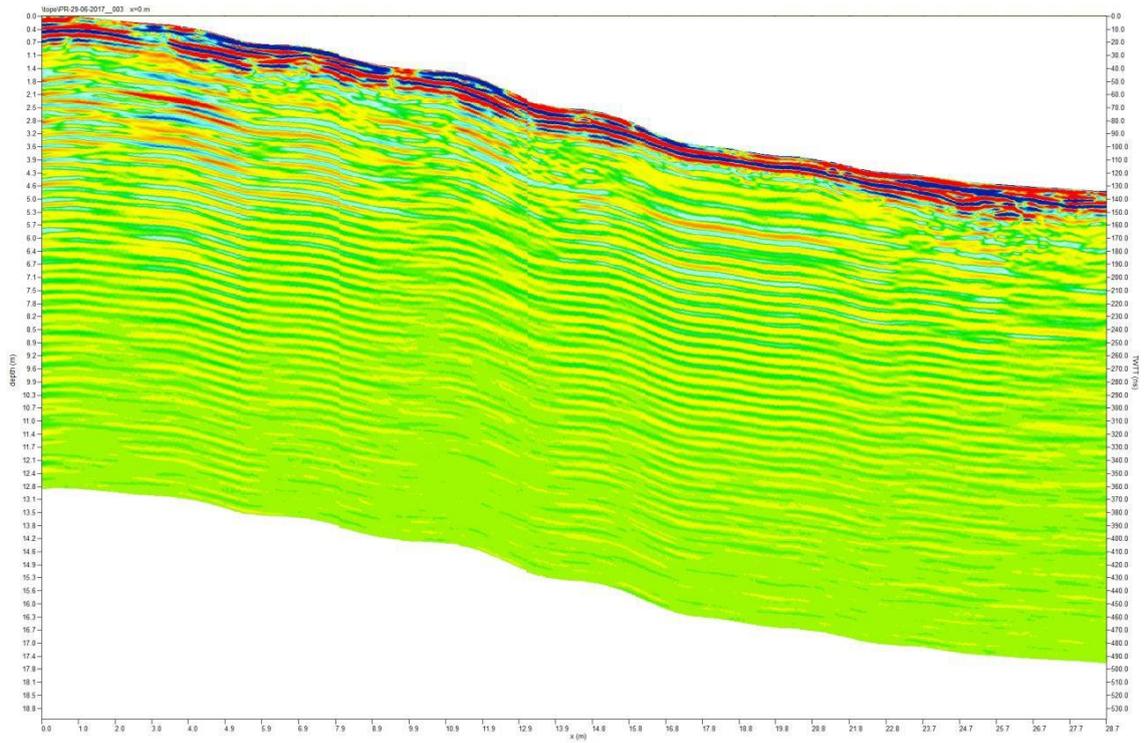


Fig. 3.27. Radargramma relativo alla Linea 1, corretto topograficamente.

3.6. Conclusioni

Le indagini Ind.1 e Ind. 2, integrati con quelli Ind_3, hanno permesso di procedere ad una proposta di individuazione delle microzone omogenee per le FAC nell'area di interesse (Fig. 3.28). Nella microzonazione viene individuata la seguente FAC e relative microzone omogenee:

FACa

- ZRFAC di 30 metri di spessore con asimmetria $\frac{1}{4}$ tra FW e HG;
- ZSFAC di 100 metri con asimmetria $\frac{1}{4}$ tra FW e HG.

L'asimmetria scelta è conforme a quanto suggerito dalle linee guida per le faglie normali. La zona di suscettività (ZSFAC), anche se non prevista dalle linee guida per le indagini svolte in corrispondenza della FACa, viene comunque cautelativamente individuata in quanto si ritiene di dover considerare la zona di danneggiamento (damage zone) associata alla faglia oggetto di studio. Zona di danneggiamento che potrebbe essere costituita da piani di faglia secondari in corrispondenza dei quali non è possibile escludere fenomeni di fagliazione superficiale in occasione di eventi sismici futuri.

Gli spessori delle microzone omogenee risultano consoni rispetto agli elementi dimensionali specifici valutati per le faglie in oggetto, in particolare considerando anche che l'area in esame si trova in prossimità della terminazione meridionale della Faglia di Campotosto.

In conclusione, come è possibile constatare dalla Fig. 3.28, la Traccia la Zrfac lambisce ma non interferisce con il centro abitato della frazione Ortolano, che risulta invece interessato dalla Zsfac relativa alla Faglia di Campotosto classificata FACa.



Fig. 3.28. Traccia della FACa e relative ZrFAC e ZsFAC nella frazione di Ortolano (Campotosto, Aq).

Nella "PARTE SECONDA" delle "Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da

Faglie Attive e Capaci (FAC)” redatte dalla Commissione tecnica per la microzonazione sismica nel 2015, viene definita la disciplina d’uso del suolo in zone di faglia attiva e capace. Si suggerisce, quindi, agli enti locali di dare seguito a quanto definito dalle linee guida: “La pianificazione urbanistica e territoriale in zone interessate dalla presenza di faglie attive e capaci è chiamata a disciplinare gli usi del suolo e le previsioni di trasformazione urbana, tenendo conto della relazione tra la pericolosità sismica e i diversi contesti insediativi.”

Bibliografia

- Aringoli, D. Farabollini, P., Giacometti, M., Materazzi, M., Paggi, S., Pambianchi, G., Pierantoni, P.P., Pistolesi, E., Pitts, A., Tondi, E. 2016. The August 24th 2016 Accumoli earthquake: surface faulting and Deep-Seated Gravitational Slope Deformation (DSGD) in the Monte Vettore area. Vol 59, Fast Track 5, Annals of Geophysics.
- Anzidei and Pondrelli, Eds., 2016. The Amatrice seismic sequence: preliminary data and results. Vol. 59, Fast Track 5, Annals of Geophysics).
- Bachetti, C., Blumetti, A.M., Calderoni, G., Ridolfi, M., 1990. Attività neotettonica e palosismica nel settore meridionale dei Monti della Laga. Rend., Soc., Geol., It., 13, 6, 9-16.
- Barchi, M., Galadini, F., Lavecchia, G., Messina, P., Michetti, A.M., Peruzza, L., Pizzi, A., Tondi, E., Vittori, E., (a cura di), Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica. CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dei Terremoti, Roma, 2000, 62 pp.
- Bigi, S., Casero, P., Chiarabba, C., Di Bucci, D. 2013. Contrasting surface active faults and deep seismogenic sources unveiled by the 2009 L'Aquila earthquake sequence (Italy). Terra Nova, 25, 21–29.
- Blumetti, A.M., Dramis, F., Michetti, A.M., 1993. Fault-generated mountain fronts in the central Apennines (central Italy): geomorphological features and seismotectonic implications. Earth Surface Processes and Landforms, 18, 203-223.
- Blumetti, A.M., Guerrieri, L., 2007. Fault-generated mountain fronts and the identification of fault segments: implications for seismic hazard assessment. Bol. Soc. Geol. It. (Italian Journal of Geosciences), 126, 2, 307-322.
- Boncio P.; G. Lavecchia; Milana G.; Rozzi B. 2004. Seismogenesis in central Apennines, Italy: an integrated analysis of minor earthquake sequences and structural data in the Amatrice-Campotosto area. Annals of Geophysics, 47/6, 1723-1742.
- Cacciuni, A., Centamore, E., Di Stefano, R., and Dramis, F. 1995. Evoluzione morfotettonica della Conca di Amatrice. Studi Geologici Camerti, 2, 95-100.
- Cello G., Mazzoli S., Tondi E., Turco E. 1997. Active tectonics in the central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy. Tectonophysics, 272, 43-68.
- Centamore E., Adamoli L., Berti D., Bigi S., Casnedi R., Cantalamessa G., Fumanti F., Morelli C., Micarelli A., Ridolfi M., Salvucci R., Chiochini M., Mancinelli A., Potetti M. 1992. Carta geologica dei bacini della Laga e del Cellino e dei rilievi carbonatici circostanti (Marche meridionali, Lazio nord-orientale, Abruzzo settentrionale). Scala 1:100.000. Firenze, SELCA
- Chiaraluce L., Di Stefano R., Tinti E., Scognamiglio L., Michele M., Casarotti E., Cattaneo M., De Gori P. Chiarabba C., Monachesi G., Lombardi A., Valoroso L., Latorre D., Marzorati S. 2017. The 2016 Central Italy seismic sequence: A first look at the mainshocks, aftershocks and source models, Seismol. Res. Lett., 88(3), doi:10.1785/0220160221.
- Commissione tecnica per la microzonazione sismica, Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC), Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della protezione civile, Roma, 2015.
- Demangeot, J. (1965). Memoires et documents. Geomorphologie des Abruzzes Adriatiques. 115-138.
- DISS Working Group (2015). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.0: 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-DISS3.2.0.
- Doglioni, C., Carminati, E., Cuffaro, M., Scrocca, D., 2007. Subduction kinematics and dynamic constraints. Earth Science Review 83, 125-175. Galadini, F. & Galli P. (2000). Active Tectonics in

- the Central Apennines (Italy) – Input Data for Seismic Hazard Assessment. *Natural Hazards*, 22/3, 225–268.
- Faluccci, E., Gori, S., Bignami, C., Pietrantonio, G., Melini, D., Moro, M., Saroli, M., Galadini, F. 2018. The Campotosto Seismic Gap in Between the 2009 and 2016–2017 Seismic Sequences of Central Italy and the Role of Inherited Lithospheric Faults in Regional Seismotectonic Settings. *Tectonics*, 37(8), 2425–2445. <https://doi.org/10.1029/2017TC004844>.
- Galadini F. & Galli P. 2000. Active Tectonics in the Central Apennines (Italy) – Input Data for Seismic Hazard Assessment. *Natural Hazards*, 22/3, 225–268.
- Gori, S., Faluccci, E., Atzori, S., Chini, M., Moro, M., Serpelloni E., Fubelli G., Saroli, M., Devoti, R., Stramondo, S., Galadini F., Salvi, S., 2012. Constraining primary surface rupture length along the Paganica fault (2009 L'Aquila earthquake) with geological and geodetic (DInSAR and GPS) data. *Ital. J. Geosci.*, 131, 3, 359-372.
- Hanks, T.C. and Kanamori, H. 1979. A moment-magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, 84, 2348-2350.
- ISPRA - Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 349 «Gran Sasso d'Italia». SELCA, Firenze.
- Loke, M. 2000. Time-Lapse Resistivity Imaging Inversion. Proceedings of the 5th Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society European Section, Budapest, Hungary.
- Michetti, A. M., L. Serva e E. Vittori (2000) ITHACA. Italy Hazard from Capable Faults: a database of active faults of the Italian onshore territory. CD-ROM e note esplicative, pubblicata da APAT, Roma.
- Pantosti D. & Boncio P. Eds 2012. Understanding the April 6th, 2009 L'Aquila earthquake - the geological contribution", *Italian Journal of Geosciences*, Vol. 131 (3).
- Ridolfi, M., 1993. Evoluzione geologico-strutturale dell'area marchigiano-abruzzese esterna tra il fiume Aso e il Gran Sasso d'Italia: Dottorato di Ricerca in Tettonica e Geologia Strutturale. Università degli studi della Calabria; sedi consorziate di Camerino, Cosenza e Firenze.
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli, B., Gasperini P. 2019. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 2.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/CPTI/CPTI15.2>.
- Tondi, E. 2018. Identificazione e Parametrizzazione delle Faglie Attive e Capaci della zona di Campotosto (Aq). Rapporto ENEL Green Power.
- Tondi E., 2000. Geological analysis and seismic hazard in the Central Apennines. *Journal of Geodynamics*, 29, 517-534.
- Tondi E., Cello G. 2003. Spatiotemporal Evolution of the Central Apennines Fault System (Italy). *Journal of Geodynamics*, 36, 113-128.
- Tondi E., Chiaraluce L. and Roberts G. Eds. 2009. "Ten years after the Umbria-Marche earthquake". *Tectonophysics*, Vol. 476 (1-2).
- Tondi E., Volatili T., Pierantoni P.P. 2018. I terremoti dell'estate-autunno 2016 in Italia centrale: nuove prospettive per la valutazione della pericolosità sismica. *Geologia dell'Ambiente*, Supplemento al n. 1/2018 ISSN 1591-5352.
- Tondi E., Jablonská D., Volatili T., Michele M., Mazzoli S., Pierantoni P.P. 2020. The Campotosto linkage fault zone between the 2009 and 2016 seismic sequences of central Italy: Implications for seismic hazard analysis. *GSA Bulletin* (2020) [vhttps://doi.org/10.1130/B35788.1](https://doi.org/10.1130/B35788.1).
- Valensise, G., e D. Pantosti (a cura di) (2001). Database of potential sources for earthquakes larger than 5.5 in Italy, *Ann. Geofis.*, 44(4), Suppl., 183 pp. e database su CD-ROM.
- Wells D.L. & Coppersmith K.J. (1994) - Empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 974-1002.