



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DELL'INSUBRIA
Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali
COMO
Dottorato di Ricerca in Scienze Ambientali
XXVIII Ciclo

La fagliazione superficiale all'interno del processo per la localizzazione di un deposito di rifiuti radioattivi

Dott. **Marzio Roncoroni**
Relatore: **Prof. Alessandro Maria Michetti**

Maggio 2016

A Te

Sommario

1. Introduzione e obiettivi.....	6
1.1. Processo di localizzazione del Deposito Nazionale	7
2. Definizione di <i>Siting</i>	11
3. La fagliazione superficiale	16
4. Valutazione della fagliazione superficiale all'interno di un processo di siting.....	21
5. Contesto geodinamico Italiano	28
5.1. Regime compressivo.....	30
5.2. Regime Distensivo	30
5.3. Regime trascorrente	31
5.4. Domini vulcanizzati.....	31
5.5. Arco temporale di riferimento.....	31
6. Valutazione dell'origine della Faglia.....	33
6.1. Faglie tettoniche.....	35
6.1.1. Distribuzione della dislocazione	38
6.1.2. Crescita della faglia e sismicità	38
6.2. Faglie Tettoniche non sismogeniche	39
6.2.1. Fagliazione tettonica secondaria.....	39
6.2.2. Effetti causati da <i>strong motion</i>	41
6.3. Faglie non sismogenetiche non tettoniche.....	42
6.3.1. Fagliazione superficiale causata da frane	42
6.3.2. Fagliazione superficiale causata da fenomeni di sackungen	43
6.3.3. Strutture di subsidenza e collasso	45
6.3.4. Faglie correlate al vulcanismo.....	48
6.3.5. Faglie correlate a tettonica salina.....	49
7. Approccio metodologico e concettuale e articolazione delle attività.....	54
7.1. Articolazione delle attività	55
8. Aree di studio	59
8.1. Italia del nord, Pianura Padana	59
8.1.1. Area di studio N1.....	61
8.1.1.1. Assetto geografico, geomorfologico e geologico.....	62
8.1.1.2. Assetto sismotettonico	67
8.1.1.3. Ricostruzione del quadro morfotettonico.....	74
8.1.1.4. Principali risultati raggiunti	77
8.1.2. Area di studio N2.....	80
8.1.2.1. Assetto geografico, geomorfologico e geologico.....	80

8.1.2.2.	Assetto sismotettonico	90
8.1.2.3.	Ricostruzione del quadro morfotettonico.....	94
8.1.2.4.	Principali risultati raggiunti	97
8.2.	Margine Tirrenico	100
8.2.1.	Area di studio TI1	101
8.2.1.1.	Assetto geografico, geomorfologico e geologico.....	101
8.2.1.2.	Assetto sismotettonico	108
8.2.1.3.	Ricostruzione del quadro morfotettonico.....	113
8.2.1.4.	Principali risultati raggiunti	125
8.3.	Avanfossa Apulo-Bradana e Avampaese Apulo	126
8.3.1.	Area di studio AP1	128
8.3.1.1.	Assetto geografico, geomorfologico e geologico.....	128
8.3.1.2.	Assetto sismotettonico	131
8.3.1.3.	Ricostruzione del quadro morfotettonico.....	136
8.3.1.4.	Principali risultati raggiunti	140
8.3.2.	Area di studio AP2	141
8.3.2.1.	Assetto geografico, geomorfologico e geologico.....	141
8.3.2.2.	Assetto sismotettonico	143
8.3.2.3.	Ricostruzione del quadro morfotettonico.....	145
8.3.2.4.	Principali risultati raggiunti	153
8.4.	Sicilia.....	155
8.4.1.	Area di studio SIC1	156
8.4.1.1.	Assetto geografico, geomorfologico e geologico.....	156
8.4.1.2.	Assetto sismotettonico	161
8.4.1.3.	Ricostruzione del quadro morfotettonico.....	165
8.4.1.4.	Principali risultati raggiunti	175
9.	Discussioni e conclusioni	176
10.	Bibliografia	180
	ALLEGATI	193

1. Introduzione e obiettivi

La fagliazione superficiale è un fattore fortemente limitante l'idoneità di un sito per la realizzazione di un'infrastruttura a rischio di incidente rilevante rispetto ad un requisito di sicurezza primario. Questo risulta particolarmente importante nell'ambito del nucleare, soprattutto per quanto riguarda una struttura ingegneristica come un deposito per rifiuti radioattivi che deve mantenere la sua integrità strutturale per un periodo che va ben oltre la vita di qualsiasi altro impianto industriale, al fine di garantire l'isolamento dei materiali che esso contiene dall'ambiente naturale. Il lavoro svolto per il presente progetto di Dottorato, si è ispirato al progetto di localizzazione del Deposito Nazionale di rifiuti radioattivi e in particolare al criterio CE3 (*esclusione di aree interessate da fenomeni di fagliazione*) della Guida Tecnica 29 (ISPRA,2014) con lo scopo di proporre un approccio metodologico per lo studio del fenomeno della fagliazione superficiale, soprattutto in relazione all'origine di quest'ultimo, in un processo di *siting* mediante un approccio multidisciplinare, in quanto per la realizzazione di un deposito di rifiuti radioattivi il potenziale di fagliazione superficiale e l'associata deformazione, siano esse di natura primaria o secondaria, devono essere determinate (ANSI/ANS-2.27-2008; SSG29-IAEA 2014).

Lo studio del potenziale di fagliazione superficiale è un processo fondamentale nel *siting* del Deposito Nazionale poiché il criterio di esclusione CE3 della guida tecnica 29 di ISPRA (2014) definisce che le aree interessate da fenomeni di fagliazione devono essere escluse, inoltre come indicato al punto 3.7 della guida IAEA SSG_35 se nell'area di studio (riferendosi alla scala *site vicinity / site sensu IAEA,2010*) vengono individuate evidenze di fagliazione superficiale che possono compromettere la sicurezza della struttura allora si deve considerare la valutazione di un sito alternativo, in quanto la fagliazione superficiale è un fattore fortemente limitante l'idoneità delle aree rispetto ad un requisito di sicurezza primario, sia nel periodo di caricamento del deposito e quindi durante la sua attività sia nei secoli successivi del controllo istituzionale del sito.

L'obiettivo è l'identificazione delle eventuali faglie capaci (*sensu IAEA*) sulla base dell'acquisizione di un insieme completo e coerente di dati geologici e geofisici, raccolti mediante ricerche bibliografiche, indagini e rilevamenti di campo a scala dettagliata.

La fagliazione superficiale o dislocazioni permanenti del suolo non sono necessariamente connesse al verificarsi di un evento sismico, ma possono avvenire anche in relazione a movimenti crostali lenti o ad altre tipologie di fenomeni naturali, correlabili ad esempio a processi vulcanici o alla presenza di gradienti geotermici anomali, attività antropiche (estrazione di fluidi dal sottosuolo), movimenti gravitativi profondi, dissoluzione di formazioni saline, etc.(McCalpin, 2014). La finalità del presente studio è quindi l'acquisizione di dati mediante indagini di maggiore dettaglio (quali fotointerpretazione, analisi di altri dati telerilevati, analisi di modelli digitali del terreno) e sopralluoghi tecnici in campagna, con lo scopo di definire in prima approssimazione la

presenza di fagliazione superficiale in alcune macroaree d'interesse dal punto di vista tettonico e geodinamico del territorio Nazionale con particolare attenzione all'analisi dell'origine della strutture potenzialmente in grado di produrre deformazioni superficiali permanenti.

Durante questo progetto di dottorato ho lavorato presso **Sogin S.p.a**, azienda italiana che si occupa dello smantellamento delle centrali nucleari nazionali e della ricerca di un sito per poter ospitare il Deposito Nazionale dei rifiuti radioattivi, nel gruppo che si occupa del *siting* di tale struttura ingegneristica; ho potuto quindi partecipare alla raccolta dei dati e al successivo screening del territorio italiano applicando i criteri di esclusione della guida tecnica N.29 (ISPRA, 2014) sul territorio nazionale al fine di ottenere la carta delle aree potenzialmente idonee ad ospitare la struttura del deposito.

L'idea iniziale era quella di analizzare la problematica della fagliazione superficiale su alcune aree realmente appartenenti alla Carta Nazionale delle Aree Potenzialmente Idonee (CNAPI), tuttavia, anche se la carta è stata realizzata dal gruppo di lavoro di cui faccio parte e consegnata da Sogin ai ministeri di competenza, ad oggi non è stata ancora pubblicata per ritardi dettati principalmente da contrasti nella politica nazionale. Essendo questi dati ancora riservati in questa tesi di dottorato presenterò una valutazione della fagliazione superficiale su aree più vaste legate a differenti contesti geodinamici nazionali.

1.1. Processo di localizzazione del Deposito Nazionale

“I rifiuti radioattivi presenti in Italia derivano dalle pregresse attività nucleari e da applicazioni in ambito industriale, medico e di ricerca. Nel primo caso essi sono stoccati presso i rispettivi impianti di produzione (ex centrali nucleari e impianti di ricerca per i quali è oggi in atto un programma di disattivazione), mentre negli altri casi i rifiuti trovano collocazione in specifici impianti autorizzati per la raccolta, il trattamento e lo stoccaggio” (Guida tecnica n.29 Ispra).

I rifiuti radioattivi sono i materiali di scarto, di cui non è previsto il riutilizzo, che contengono o sono contaminati da radionuclidi, la cui concentrazione o attività specifica è maggiore di un valore soglia individuato dalle normative nazionali. Ogni Paese che svolge attività nel campo nucleare ha previsto una propria definizione di rifiuto radioattivo, formalizzata in molti casi attraverso apposite norme.

La dizione fornita dalla IAEA rappresenta un utile riferimento comune a molti Paesi: “un materiale radioattivo in forma solida, liquida o gassosa per il quale non è previsto alcun ulteriore uso e che è tenuto sotto controllo dall'autorità preposta secondo le norme e le leggi nazionali”. La normativa italiana, mediante il Decreto Legislativo 17 marzo 1995, n. 230 e ss.mm.ii., ha definito i rifiuti radioattivi come “qualsiasi materia radioattiva, ancorché contenuta in apparecchiature o dispositivi in genere, di cui non è previsto il riciclo o la riutilizzazione”. Per finalità di protezione sanitaria e di tutela dell'ambiente, le autorità di vari Paesi, tra cui l'Italia, hanno da sempre prestato

attenzione alla loro pericolosità, provvedendo fin da subito alla loro classificazione e a una loro oculata gestione, nonché all'emanazione di specifiche normative al riguardo (Brandi et al,2011).

Lo sviluppo dell'uso pacifico dell'energia nucleare, dalla metà del secolo scorso, non ha tenuto in debita considerazione fin dall'inizio la necessità di coniugare le esigenze di produzione energetica con quelle di smaltimento dei rifiuti radioattivi. È stata prestata attenzione quasi unicamente ai vantaggi dell'impiego dell'atomo per produrre energia e quasi mai alle limitazioni e agli svantaggi insiti nella nuova tecnologia; lo smaltimento dei rifiuti radioattivi non era considerato un problema rilevante.

La maggior parte dei rifiuti era inizialmente prodotta in ambito militare, dove i requisiti di tutela ambientale e sanitaria erano molto meno stringenti che in campo civile (Brandi et al,2011).

Alla fine degli anni '60, con la diffusione delle tecniche nucleari anche in altri settori produttivi, quali quello medico e industriale, si è fatta sempre più concreta la necessità di una gestione oculata a scala nazionale dei rifiuti radioattivi.

Nel frattempo però, viste le modeste quantità e le problematiche di smaltimento, si è perseguita l'opzione del loro stoccaggio presso i luoghi di produzione, assumendo accorgimenti generici per la loro futura destinazione nei luoghi di smaltimento: i rifiuti sono stati quasi tutti resi immagazzinabili e trasportabili con tecniche di immobilizzazione e solidificazione, quindi imballati o posti in contenitori che garantiscono una tenuta di lungo periodo, di solito pluridecennale. L'evoluzione nella consapevolezza della pericolosità dei rifiuti radioattivi, ma anche della possibilità di smaltirli in modo sicuro ed efficace, si è ormai concretizzata in molte nazioni. Infatti, attualmente nel mondo ci sono almeno 39 Paesi in cui è presente una quantità significativa di rifiuti radioattivi e in cui si prevede un loro notevole aumento; in ben 25 di questi sono state adottate decisioni definitive in merito allo smaltimento dei rifiuti ad alta attività in depositi geologici. In 5 Paesi (Finlandia, Francia, Svezia, Giappone e Stati Uniti) si stanno studiando siti specifici per la possibile localizzazione dei depositi geologici per l'alta attività o per radionuclidi a lunga vita (Brandi et al,2011).

L'Unione Europea (articolo 4 della Direttiva 2011/70) prevede che la sistemazione definitiva dei rifiuti radioattivi avvenga nello Stato membro in cui sono stati generati. La maggior parte dei Paesi europei si è dotata o si sta dotando di depositi per mettere in sicurezza i propri rifiuti a bassa e media attività.

La strategia nazionale per la gestione dei rifiuti radioattivi si basa sul D.Lgs n 31\2010 e s.m.i che come principale obiettivo ha quello della realizzazione del Deposito Nazionale, costituito da un impianto per lo smaltimento dei rifiuti a bassa e media attività e da un deposito per lo stoccaggio provvisorio dei rifiuti ad alta attività.

Nel nostro paese il D.Lgs. n.31\2010, nel titolo III, stabilisce le procedure di localizzazione, la costruzione e l'esercizio del deposito nazionale, nell'ambito del parco tecnologico comprensivo di un centro di studi e sperimentazione.

Da quasi vent'anni il Parlamento e il Governo si stanno occupando di questa problematica ma dopo diverse vicissitudini e problematiche di natura politica e non, culminate nel 2001 con la rivolta di Scanzano Ionico non si erano fatti molti passi avanti nella realizzazione del deposito nazionale (Brandi et al, 2011).

Tuttavia negli ultimi anni è stata pubblicata la direttiva 2011/70 Euroatom che richiede "la definizione di una strategia nazionale che individui una soluzione adeguata per tutte le tipologie di rifiuti radioattivi e le relative tempistiche".

Dopo il recepimento della direttiva 2011/70 tramite il decreto legislativo 4 marzo 2014, n.45 in Italia si è messo in moto l'iter procedurale che porterà alla realizzazione di una carta nazionale delle aree potenzialmente idonee (CNAPI) che verrà presentata e discussa con la popolazione, dove saranno indicate le potenziali aree idonee ad ospitare il deposito nazionale.

Nel giugno 2014 è stata pubblicata da ISPRA la guida tecnica n.29 che illustra i criteri per la localizzazione del deposito nazionale, un impianto di smaltimento superficiale di rifiuti radioattivi a bassa e media attività.

"Il Deposito Nazionale è un'infrastruttura ambientale di superficie dove saranno messi in sicurezza i rifiuti radioattivi prodotti in Italia, generati dall'esercizio e dallo smantellamento delle centrali e degli impianti nucleari, dalle attività di medicina nucleare, industriali e di ricerca.

Il Deposito Nazionale sarà costituito dalle strutture per la sistemazione definitiva dei rifiuti radioattivi a bassa e media attività e da quelle per lo stoccaggio temporaneo dei rifiuti radioattivi ad alta attività, che dovranno essere successivamente trasferiti in un deposito geologico di profondità, idoneo alla loro sistemazione definitiva.

Insieme al Deposito Nazionale sorgerà un Parco Tecnologico, nel quale saranno avviate attività di ricerca di alto profilo sulle nuove metodologie di gestione dei rifiuti radioattivi e su tecnologie di interesse per il territorio che ospiterà il Deposito Nazionale.

Il Deposito Nazionale sarà integrato con il territorio, anche dal punto di vista paesaggistico. Infatti, una volta completato il riempimento, sarà ricoperto da una collina artificiale, realizzata con materiali inerti e impermeabili, che costituirà un'ulteriore protezione, prevenendo anche eventuali infiltrazioni d'acqua. Tale copertura armonizzerà anche visivamente il Deposito con l'ambiente circostante, mediante un manto erboso." (www.depositonazionale.it)

Come scritto nella guida tecnica n.29 un'area potenzialmente idonea deve presentare caratteristiche favorevoli alla costruzione del deposito attraverso analisi ed indagini di dettaglio e sulla base degli esiti di analisi di sicurezza che tengono conto delle caratteristiche progettuali ed ingegneristiche delle strutture del deposito (ISPRA, 2014).

All'interno della guida tecnica sono definiti i criteri di esclusione e i criteri di approfondimento, redatti seguendo le raccomandazioni e i suggerimenti di organismi internazionali di settore e in particolar modo IAEA.

I criteri di esclusione sono 15 e come obiettivo hanno quello di escludere porzioni di territorio con caratteristiche non idonee per ospitare una struttura come quella del deposito.

Nel particolare i criteri di esclusione sono i seguenti;

sono da escludere aree:

- CE1. Vulcaniche attive e quiescenti
- CE2. Contrassegnate da sismicità elevata
- CE3. Interessate da fenomeni di fagliazione
- CE4. Caratterizzate da rischio e/o pericolosità geomorfologica e/o idraulica di qualsiasi grado e le fasce fluviali
- CE5. Contraddistinte dalla presenza di depositi alluvionali di età Olocenica
- CE6. Ubicate ad altitudine maggiore di 700 m s.l.m.
- CE7. Caratterizzate da versanti con pendenza media maggiore del 10%
- CE8. Sino alla distanza di 5 km della linea di costa attuale oppure ubicate a distanza maggiore ma ad altitudine minore di 20m s.l.m
- CE9. Interessate dal processo morfogenetico carsico o con presenza di sprofondamenti catastrofici improvvisi (*sinkholes*)
- CE10. Caratterizzate da livelli piezometrici affioranti o che, comunque, possano interferire con le strutture di fondazione del deposito
- CE11. Naturali protette identificate ai sensi della normativa vigente
- CE12. Che non siano ad adeguata distanza dai centri abitati
- CE13. Che siano a distanza inferiore a 1km da autostrade e strade extraurbane principali e da linee ferroviarie fondamentali e complementari.
- CE14. Caratterizzate dalla presenza di importanti risorse di sottosuolo
- CE15. Caratterizzate dalla presenza di attività industriali a rischio di incidente rilevante, dighe e sbarramenti idraulici artificiali, aeroporti o poligoni di tiro militari operativi.

I criteri di approfondimento devono essere applicati nella fase successiva alle esclusioni ottenuta dall'applicazione dei criteri sopra elencati e permettono di valutare in maniera più approfondita le aree non escluse.

Nel particolare i criteri di approfondimento sono i seguenti;

- CA1. Presenza di manifestazioni vulcaniche secondarie
- CA2. Presenza di movimenti verticali significativi del suolo in conseguenza di fenomeni di subsidenza e di sollevamento (tettonico e/o isostatico)

- CA3. Assetto geologico morfostrutturale e presenza di litotipi con eteropia verticale e laterale
- CA4. Presenza di bacini imbriferi di tipo endoreico
- CA5. Presenza di fenomeni di erosione accelerata
- CA6. Condizioni meteo-climatiche
- CA7. Parametri fisico-meccanici dei terreni
- CA8. Parametri idrogeologici
- CA9. Parametri chimici del terreno e delle acque di falda
- CA10. Presenza di habitat e specie animali e vegetali di rilievo conservazionistico
- CA11. Produzioni agricole di particolare qualità e tipicità e luoghi di interesse archeologico e storico
- CA12. Disponibilità di vie di comunicazione primarie e infrastrutture di trasporto
- CA13. Presenza di infrastrutture critiche rilevanti e strategiche

“i criteri di esclusione e i criteri di approfondimento non sono comunque da ritenersi esaustivi ed eventuali altri aspetti rilevanti che dovessero evidenziarsi nel corso delle indagini di dettaglio dovranno essere considerati” GUIDA TECNICA N 29, ISPRA, 2014-09-2014.

2. Definizione di Siting

In generale, il *siting* è definito come un processo di selezione di un sito idoneo per un impianto ad alto rischio. Tale processo include una stima approfondita delle caratteristiche di progetto, e considera tutte le caratteristiche di contorno. Il sito è un'area ben delimitata che ospita l'impianto o che è destinata ad ospitarne uno.

Compito basilare del *siting* è lo studio degli eventi non direttamente connessi all'operazione dell'impianto, ma che possono avere effetti in corrispondenza del sito e che si potrebbero ripercuotere sull'attività dell'impianto o sulla sua integrità.

La Guida Tecnica 29 (GT29) dell'ISPRA recepisce le indicazioni IAEA contenute nella guida SSG29(2014) individuando un processo di selezione/caratterizzazione costituito da 3 fasi di approfondimento progressivo:

1. La prima fase consiste in una selezione di aree su scala nazionale effettuata tenendo conto di criteri connessi alle caratteristiche fisiche, chimiche, naturalistiche e antropiche del territorio che rendono compatibile un'area con la realizzazione di un deposito di smaltimento di rifiuti radioattivi a bassa e media attività.”

La corrispondenza è con il *Conceptual and Planning Stage* e *Area Survey Stage-regional mapping or investigation stage* (IAEA);

2. La seconda fase è finalizzata ad individuare, nelle aree potenzialmente idonee i siti da sottoporre ad indagini di dettaglio. La selezione viene effettuata sulla base di valutazioni con dati a scala regionale, di eventuali verifiche in campo e tenendo conto di fattori socioeconomici.” La corrispondenza è con *l’Area Survey Stage-site screening phase (IAEA)*

3. La terza fase è finalizzata alla caratterizzazione tecnica di dettaglio di uno o più siti, in particolare per quanto riguarda il relativo comportamento nel lungo termine, per pervenire alla scelta del sito ove realizzare il deposito.” La corrispondenza è con il *Site Investigation Stage e Detailed Site Characterization Stage (IAEA)*.

DEPOSITO NAZIONALE E PARCO TECNOLOGICO - FASI DI SITING A CONFRONTO

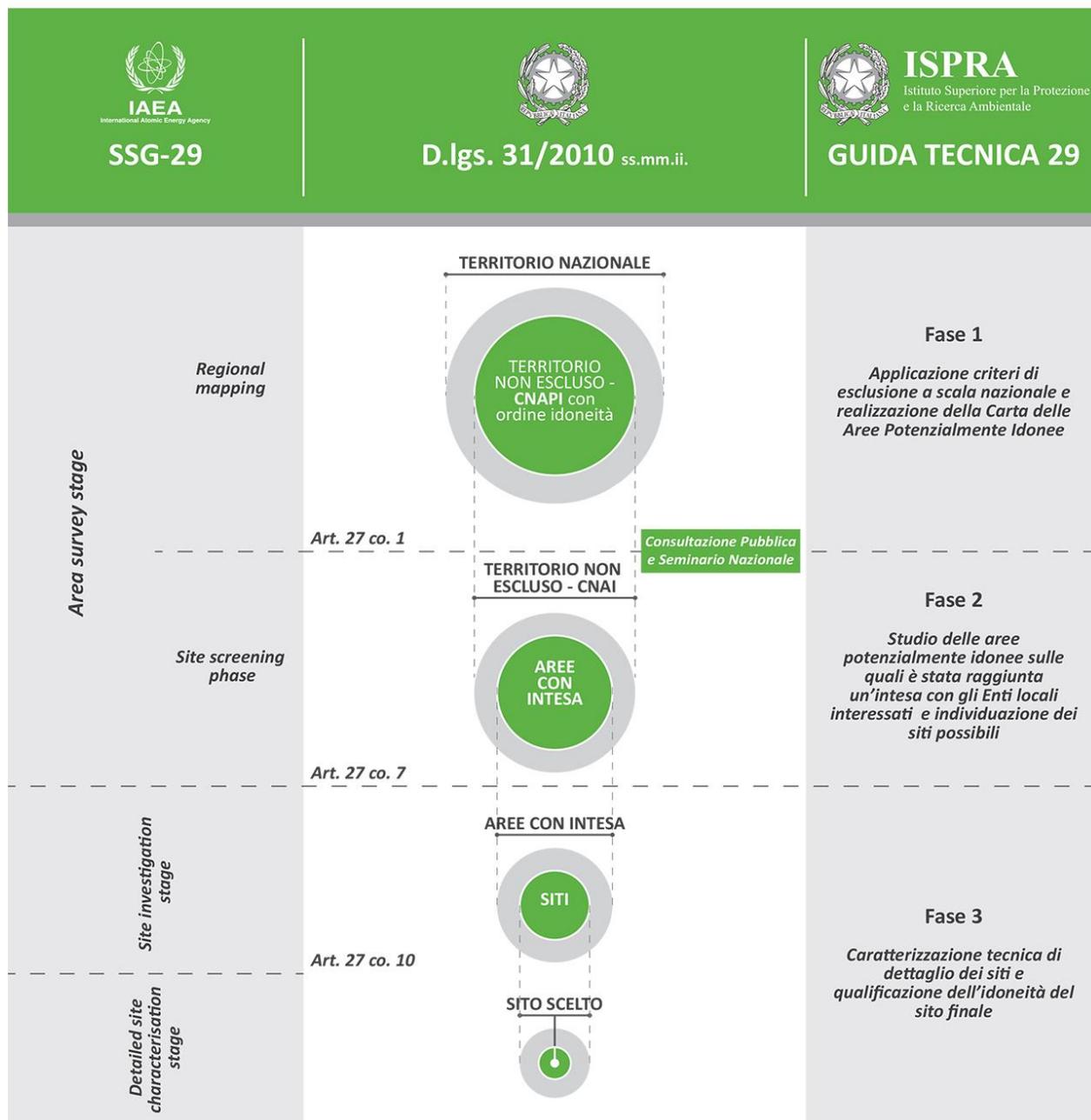


Figura 1. Corrispondenza delle fasi di localizzazione individuate nel D.Lgs. 31/2010, dalla IAEA (SSG-29) e dall'ISPRA (GT29).

Per la IAEA lo scopo del *siting* è quello di individuare un sito idoneo ad ospitare un deposito dove le caratteristiche del sito stesso, combinate con un opportuno progetto del deposito, una definita tipologia e quantità di rifiuti, nonché specifici controlli istituzionali, assicurino la protezione radiologica della popolazione e dell'ambiente nel tempo necessario per raggiungere le condizioni di rilasciabilità radiologica del sito.

La IAEA enfatizza il concetto che qualsiasi scelta di localizzazione e di progetto potrà essere qualificata come idonea solo a valle di un'approfondita analisi di sicurezza che valuti il comportamento nel tempo del sistema deposito-sito, sia in termini di evoluzione normale che perturbata da eventi dannosi, incidentali e accidentali.

L'idoneità è pertanto valutabile compiutamente solo a valle di approfondite caratterizzazioni del sito finale e di ben verificate caratteristiche progettuali da sottoporre all'approvazione dell'Autorità di controllo.

Occorre ricordare che la sicurezza cui si riferisce la IAEA è quella dell'intero "sistema deposito" inteso come l'insieme di un determinato inventario di rifiuti, del progetto del deposito stesso e delle caratteristiche del sito. Per un deposito di tipo superficiale destinato a rifiuti a breve vita, caratteristiche non ottimali del sito possono essere più che compensate da soluzioni progettuali più "spinte" per le barriere artificiali.

L'attività di *siting* riveste un'importanza fondamentale per la futura gestione del deposito superficiale: solo mediante un'appropriata scelta del sito e mediante una seria opera progettuale e realizzativa, con particolare riferimento alle barriere ingegneristiche, si potrà garantire la sicurezza del deposito, mantenendo la sua affidabilità nel tempo, anche in caso di eventi naturali e antropici estremi.

Le problematiche e le caratteristiche che devono essere considerate nelle analisi di sicurezza e di selezione devono riferirsi a tutti i comparti naturali e antropici (Fig.2). Infatti un impianto di questo tipo, come del resto molte infrastrutture antropiche di una certa rilevanza, è una potenziale sorgente di impatto sui contesti limitrofi, ma anche una sorta di sistema complesso che può subire ripercussioni dalle componenti ambientali e dalle attività condotte dall'uomo; sulla base di questa struttura, in Figura 2 sono illustrati diversi elementi che influiscono sul sistema, evidenziando le relazioni di causa/effetto e fornendo una semplice descrizione dei fenomeni più rilevanti.

Le metodologie e l'approccio per lo studio di un sito possono essere diversi, ma accomunati dal fatto che il primo obiettivo consiste nel definire dettagliatamente il sistema ambiente su cui l'opera dovrà insistere. Sono quindi obbligatorie delle approfondite analisi ambientali, territoriali, socio-economiche, che dovrebbero coinvolgere gran parte del territorio di una nazione, per individuare le aree potenzialmente idonee e operare una scelta ragionata.

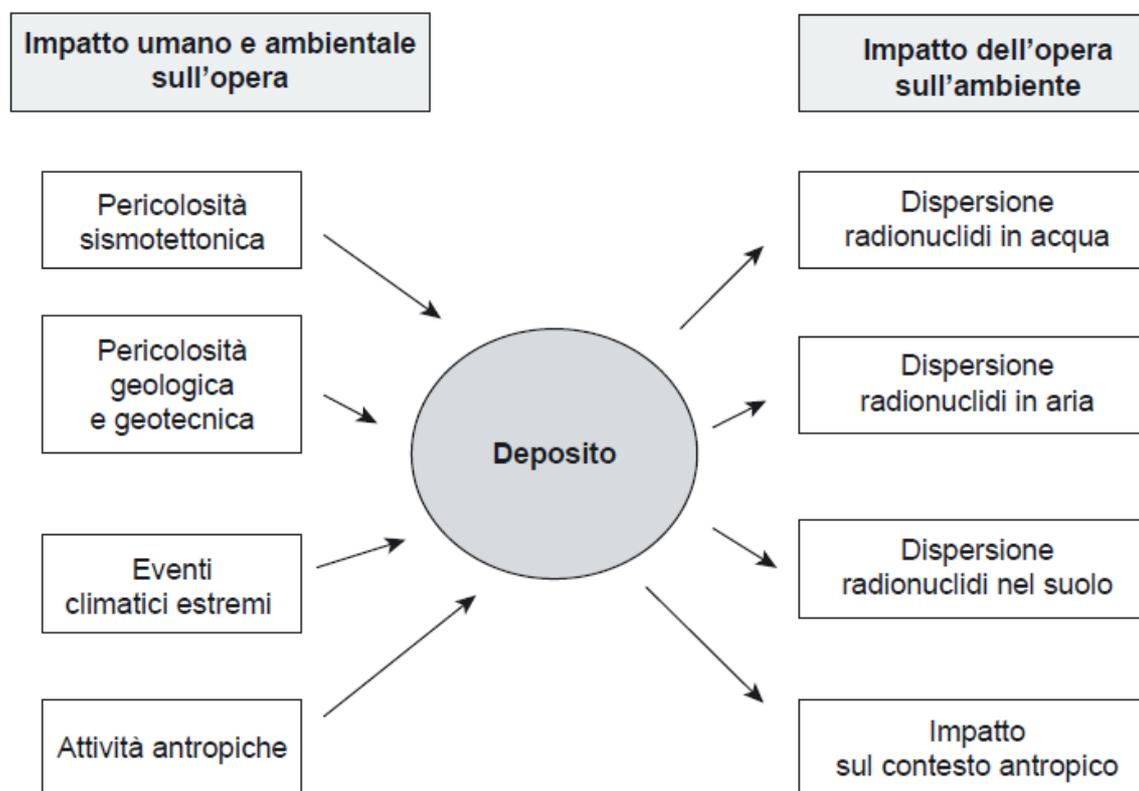


Figura 2. Comparti ambientali e antropici da considerare per la selezione dei siti (Brandi et al,2011).

Questo è possibile applicando alcuni concetti di analisi territoriale, associati a moderni strumenti informatici, grazie anche alle esperienze pregresse in settori analoghi, quali ad esempio l'ubicazione di infrastrutture strategiche di comunicazione o di produzione energetica. Il concetto principale si basa sul fatto che un territorio potenzialmente idoneo deve possedere determinate caratteristiche di tipo geologico ambientale, ma anche sociale ed economico. La ricerca di questi particolari siti può essere effettuata in modo complementare, escludendo, dai territori potenzialmente idonei, tutte le aree che non possiedono tali caratteristiche, mediante l'applicazione di criteri di esclusione. In principio l'insieme dei settori in esame può teoricamente corrispondere all'ambito di un'intera nazione, ma è ovvio che fin dall'inizio si escludono, dettati dal buon senso, tutte le zone considerate assolutamente inadatte, come i luoghi di alta montagna o le aree cittadine, o le regioni che per implicazioni sociali, economiche o di convenienza strategica non vanno considerate.

A tutti gli effetti questa procedura permette la creazione di insiemi di territori, la cui dimensione diminuirà progressivamente con il procedere delle iterazioni, restringendo gradualmente il numero di aree potenzialmente idonee, che però diverranno sempre più appetibili per le loro proprietà intrinseche. Il processo si conclude con l'individuazione dell'insieme contenente le aree ritenute inizialmente idonee, su cui si concentreranno le indagini territoriali e geologico-ambientali di dettaglio, per appurare la consistenza delle caratteristiche considerate e verificarne realmente sul terreno la loro adeguatezza. Saranno queste ultime a ridefinire l'insieme ristretto dei siti idonei.

3. La fagliazione superficiale

La fagliazione superficiale è nello specifico la dislocazione in corrispondenza, ovvero in prossimità, della superficie topografica che deriva, per via diretta od indiretta, da movimenti tettonici lungo faglie, accompagnati o meno da forti rilasci di energia sismica.

Le faglie capaci presentano quindi significative potenzialità di generare dislocazioni in corrispondenza o in prossimità della superficie topografica (IAEA SSG9, 2010).

Come esplicitato nella medesima guida (*par. 8.4*), una faglia dovrebbe essere considerata capace in presenza delle seguenti condizioni:

- evidenze di passati movimenti (deformazioni significative e/o dislocazioni), ripetuti all'interno di un arco temporale che porta a ritenere ragionevole l'occorrenza di ulteriori futuri movimenti alla superficie o in prossimità di essa;
- esistenza di una relazione strutturale con una faglia capace già nota;
- la massima magnitudo associata ad una sorgente sismogenica è sufficientemente elevata da far ipotizzare, in presenza dell'attuale assetto tettonico dell'area, il verificarsi di dislocazioni della superficie topografica.

Per definizione, le faglie capaci costituiscono pertanto un sottoinsieme delle faglie attive, e più precisamente sono quelle faglie attive in grado di produrre fagliazione superficiale (Azzaro et al., 1998).

La valutazione della fagliazione superficiale si sviluppa a partire da un modello concettuale della realtà fisica, a sua volta basato su alcuni assiomi, che permettano di definire i caratteri peculiari del territorio e i fenomeni naturali connessi. Tale approccio si basa sulla definizione di un modello sismotettonico regionale, sull'identificazione delle strutture sismogeniche e sulla caratterizzazione del terremoto di riferimento (massimo terremoto potenziale) per ogni singola sorgente sismogenica. Questi obiettivi vengono perseguiti mediante varie tipologie di indagine, afferenti a numerose discipline delle Scienze della Terra, tra cui la stratigrafia, la geologia strutturale, la geomorfologia e la paleosismologia (Machette, 2000).

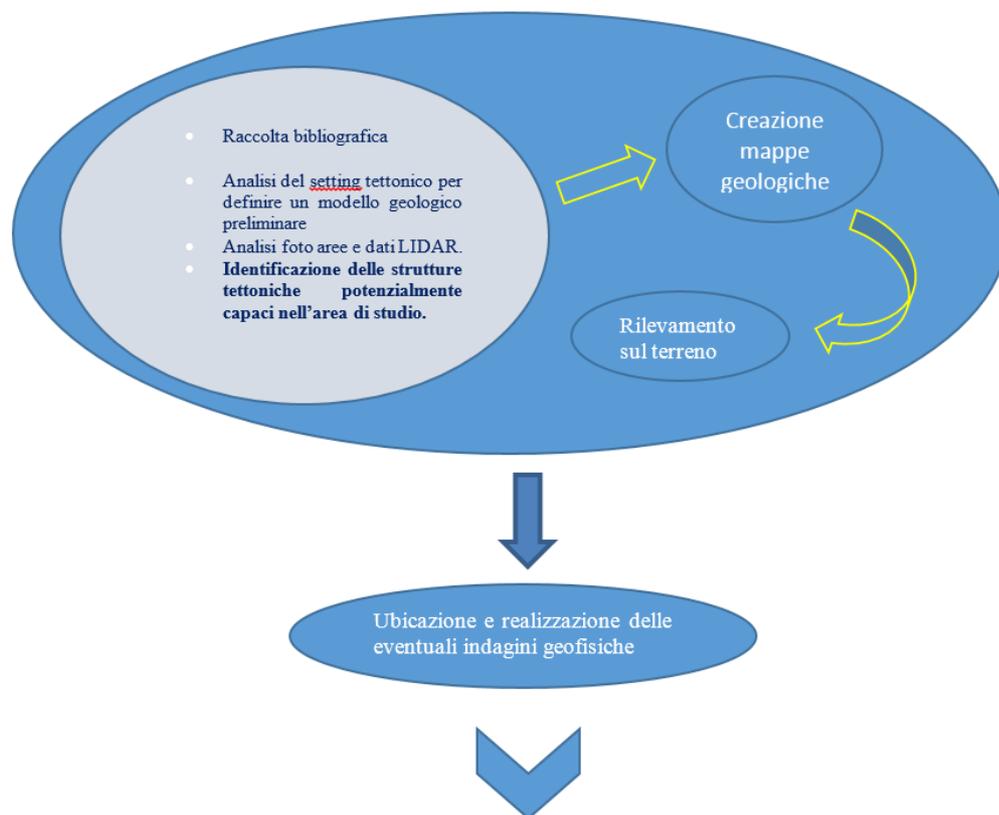
Strutture tettoniche superficiali attivate in occasione di terremoti con energia moderata o elevata ($M > 5$) possono provocare modificazioni geomorfologiche più o meno permanenti nel paesaggio.

I più comuni effetti geomorfologici indotti da un evento sismico possono essere:

- fagliazioni superficiali (*primary ruptures, secondary ruptures*)
- fenomeni di liquefazione
- fenomeni franosi
- variazioni idrogeologiche
- tsunami

Per una corretta analisi della valutazione del pericolo sismico di una regione è di fondamentale importanza il riconoscimento, l'analisi ed il censimento degli effetti sismoindotti. Ciò rappresenta un metodo innovativo per la definizione della vulnerabilità del territorio poiché tiene conto, degli effetti indotti sull'ambiente sia dai terremoti storici che da quelli recenti; si può quindi ipotizzare una pianificazione degli interventi finalizzati alla mitigazione dei rischi derivati da tali effetti (Porfido et al., 2007).

L'analisi integrata del complesso dei dati raccolti è quindi, finalizzata all'elaborazione di uno schema interpretativo del territorio che consenta di inserire in un unico quadro conoscitivo tutti gli elementi geognostici e geotecnici di interesse.



Definizioni del modello geologico di riferimento e del modello sismotettonico

Figura3. Processo di definizione del modello geologico di riferimento e del modello sismotettonico

Questo quadro costituisce il modello geologico e geotecnico di riferimento, in grado di descrivere in modo adeguato la struttura dell'area di progetto con riferimento specifico alle condizioni al contorno di interesse per il mantenimento in sicurezza delle infrastrutture che potrebbero essere realizzate in tale territorio.

La pericolosità della fagliazione del suolo, causata da eventi sismici o movimenti crostali lenti, è un fattore fortemente limitante l'idoneità delle aree rispetto ad un requisito di sicurezza primario

sia nel periodo di caricamento del deposito e quindi durante la sua attività e nei secoli successivi del controllo istituzionale del sito.

La filosofia di lavoro e i fondamenti concettuali che verranno seguiti nelle fasi successive di questo progetto saranno mirati alla definizione del modello geologico di riferimento di alcune aree di interesse, derivante dall'acquisizione ed elaborazione di dati geomorfologici, geologici, geognostici, geofisici ed idrogeologici; tale modello rappresenta la ricostruzione concettuale della configurazione spaziale e della successione temporale dei processi che improntano l'assetto e l'evoluzione, in atto o potenziale, del tratto di ambiente fisico in esame.

Uno degli aspetti fondamentali nella definizione dell'attività\ non attività di una struttura, nel quadro della fagliazione superficiale, è l'arco temporale da considerare e studiare per la definizione di un *range* in cui sia possibile risalire al reale grado di attività delle faglie nei diversi domini tettonici. La letteratura internazionale (IAEA 2010; Galadini et al., 2012) sull'argomento identifica due aspetti principali che condizionano la scelta del *range* temporale da considerare e sono:

- l'attuale regime tettonico in atto (contesto geodinamico)
- limiti nella metodologia di indagini.

Un particolare regime tettonico nelle varie regioni del globo può manifestarsi attraverso fenomeni geologici e geomorfologici, tassi di movimento e tempi di ricorrenza di attività delle faglie molto differenti.

Per regioni dove vi è una tettonica particolarmente attiva con tempi brevi di ricorrenza di movimenti delle strutture, come ad esempio la California (U.S.A), il *range* da considerare è rappresentato da un periodo di pochi secoli o millenni, mentre per altri luoghi dove è presente una tettonica molto meno attiva la finestra temporale da considerare deve essere più ampia, nell'ordine delle decine di centinaia di migliaia di anni (Galadini et al., 2012).

Per definire meglio l'arco di tempo bisogna sempre tenere conto anche di alcuni aspetti pratici, ossia dei veri e propri limiti operativi.

Tra i più ricorrenti si possono ritrovare:

- assenza di forme e sedimenti che possano "registrare" l'attività\ non attività di una faglia
- scarsa disponibilità di datazioni e limiti dei metodi
- scarsa disponibilità di dati del sottosuolo (geofisica) che possano far luce sul recente passato geologico

Nella letteratura vengono citati numerosi intervalli di tempo individuati, seguendo un approccio che nasce come risposta alla regolamentazione e alle necessità legali legate all'ingegneria di grandi opere (nucleari in primis).

Tuttavia i numeri e aggettivi come giovane, recente o storico sono comunemente utilizzati e contribuiscono a creare confusione (Galadini et al., 2012).

Per ovviare a questo problema si può valutare un'altra linea di pensiero, che collega il concetto di attività a quella del regime tettonico.

In questo approccio una faglia è definita attiva se si è mossa all'interno del regime tettonico attuale e questa evidenza garantisce che la faglia probabilmente sarà attiva anche in futuro (Machette, 2000).

Questa metodologia prevede la conduzione di indagini tettoniche utili a definire l'attuale regime tettonico di riferimento che risulta fondamentale per capire il grado di attività delle faglie.

A differenza dei vincoli numerici questo metodo ammette che la corrente attività di una faglia, pertinente ad un determinato dominio tettonico di riferimento, possa essere accertata dalla considerazione di uno specifico intervallo di tempo che è legato al medesimo dominio tettonico.

L'inizio della fase tettonica può essere considerato come l'età che divide il campo delle faglie attive da quello delle faglie non attive e quindi, se il regime tettonico attuale è stato o può essere ancora responsabile dell'attivazione della faglia, tutte le faglie coerenti con tale regime sono da considerare attive (Galadini et al., 2012).

Nello specifico il territorio italiano può essere considerato come geologicamente giovane derivando da processi di convergenza tettonica tuttora attivi tra due grandi placche litosferiche, quella europea a nord e quella africana a sud.

La convergenza tettonica che ha portato allo sviluppo delle due grandi catene orogeniche del territorio italiano (Alpi e Appennini) comincia a partire dal tardo Cretacico e si evolve fino ad oggi. Da tale contesto consegue che il territorio italiano, è attivo da un punto di vista tettonico, sismico e vulcanico.

Questi fenomeni condizionano l'evoluzione dei principali domini strutturali attuali, ossia:

- le Alpi costituite da una catena collisionale orogenica
- la piana del Po
- gli Appennini che formano un grande arco NW-SE tra la Liguria e la Sicilia
- area peri-Tirreniana dovuta ad un'ampia estensione del retroarco

I principali domini in cui la tettonica recente si manifesta attraverso faglie superficiali, dislocazioni e sismicità sono (Galadini et al, 2012):

1. Alpi meridionali centro orientali (comprendono il settore prealpino-Po e pianura Veneto Friulana)
2. Appenninico nord Orientale (propaggini settentrionali dell'Appennino la Pianura Padana, e i settori peri Adriatici)

3. La cintura assiale della catena appenninica e Calabrese.

In sintesi i primi due domini sono caratterizzati da tettonica compressiva da cui derivano faglie Inverse e *thrust* mentre il dominio della cintura assiale della catena appenninica è caratterizzato da tettonica estensionale che si esprime attraverso faglie normali.

Inoltre è necessario specificare che in Italia sono anche presenti domini o singole strutture caratterizzati da tettonica trascorrente ma hanno un impatto minore sull'evoluzione tettonica del paese ma che potrebbero risultare importanti ad una scala locale come quella prevista per i futuri studi relativi al *siting*. Inoltre vanno citati anche i domini vulcanizzati italiani come ad esempio l'area della Sicilia orientale dell'Etna dove il fenomeno della fagliazione superficiale è legato a terremoti di bassa intensità o creep asismico. Queste considerazioni sono ben supportate da numerosi studi nel campo delle velocità GPS, stress attivo, meccanismi focali, paleosismologia etc.(vedi Devoti et al., 2011, Montone et al., 2012)

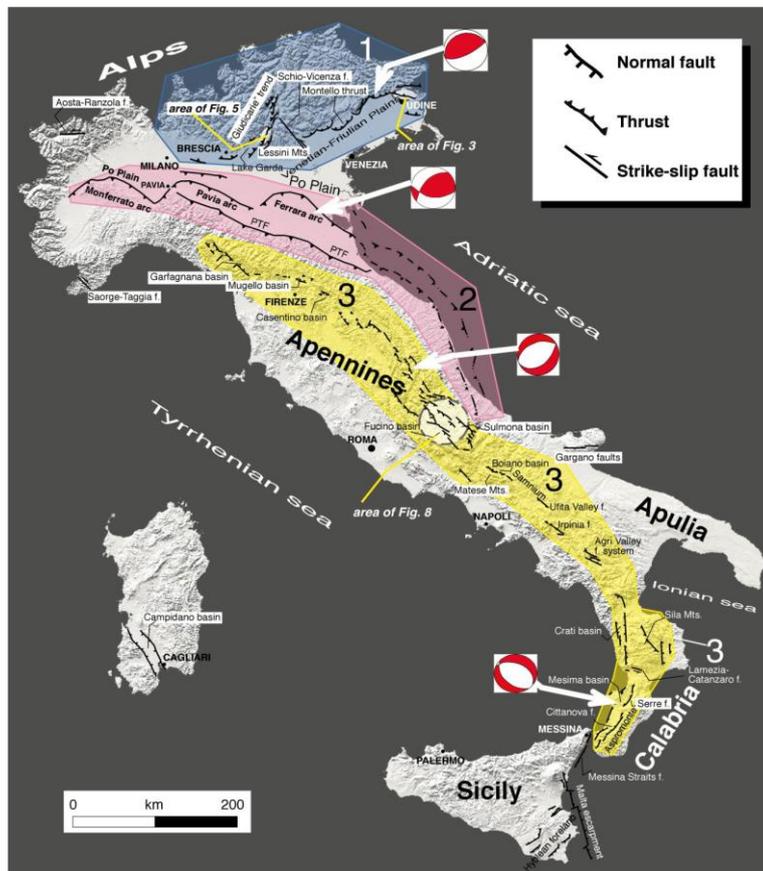


Figura 4. Principali domini tettonici nazionali (Galadini et al., 2012).

4. Valutazione della fagliazione superficiale all'interno di un processo di siting

In un processo di *siting* per la realizzazione di un deposito di rifiuti radioattivi il potenziale di fagliazione superficiale e l'associata deformazione, siano esse di natura primaria o secondaria, devono essere determinate (ANSI/ANS-2.27-2008). L'obiettivo è l'identificazione delle eventuali faglie capaci basata sull'acquisizione di un insieme completo e coerente di dati geologici e geofisici, raccolti mediante ricerche bibliografiche, indagini e rilevamenti di campo a scala dettagliata. Per studiare e valutare al meglio il fenomeno della fagliazione superficiale devono essere valutati numerosi fattori mediante un approccio multidisciplinare.

Le scale di riferimento per le analisi e indagini da eseguire sono diverse in particolare, la guida IAEA SSG 9 suggerisce un approccio per cui lo studio del sito deve procedere seguendo una scala d'investigazione: *Regional, Near regional, Site vicinity*. Partendo dalla prima, la scala è progressivamente ridotta e di conseguenza anche le informazioni saranno maggiormente dettagliate e via via più specifiche nella valutazione del pericolo derivante da fagliazione.

Scala regionale: entro 300 Km dal sito, scala delle mappe 1:500.000.

L'obiettivo di uno studio regionale è quello di ottenere una conoscenza generale della struttura geodinamica della regione e di identificare e caratterizzare quelle forme che possono essere correlate al pericolo di fagliazione del sito. Tra le strutture da considerare, le più importanti sono quelle che potenzialmente possono generare dislocazioni o deformazioni in superficie, ossia strutture potenzialmente *capaci*.

A questa scala si lavora principalmente compiendo approfondite ricerche bibliografiche, al fine di identificare e caratterizzare le strutture geologiche che possono influenzare il rischio sismico al sito.

Le informazioni possono essere ottenute da ogni tipo di studio geologico e geofisico preesistente (ad esempio, studi per la realizzazione di gallerie e strade) nel caso in cui le informazioni non fossero adeguate è necessario acquisire nuovi dati geologici e geofisici.

Scala near regional: entro 25 Km dal sito, scala delle mappe 1:50.000

Un'area di queste dimensioni riflette in maniera opportuna le condizioni locali. Gli obiettivi di queste analisi sono:

- definire le caratteristiche sismotettoniche sulla base di dati molto più dettagliati di quelli usati per lo studio regionale.
- determinare il movimento più recente delle faglie e, per le faglie *capaci*, determinare l'ammontare delle dislocazione e il tasso di attività.

Anche nella scala *near regional* è necessario integrare le informazioni derivate dalla bibliografia, con specifiche investigazioni che includono lo studio della stratigrafia, della geologia strutturale e la storia tettonica della *near region*. In particolare la storia tettonica deve essere bene definita al fine di avere un'idea del regime tettonico corrente nell'area.

Scala site vicinity: fino a 5 Km di distanza dal sito, scala delle mappe 1:5.000

L'area di studio viene ulteriormente ristretta. Devono essere trascritte sulla mappa tutte le faglie *capaci* e individuate tutte le zone caratterizzate da instabilità geologica.

A titolo esemplificativo, alcune delle attività che possono essere svolte in quest'area sono:

- mappatura geomorfologica-geologica
- trincee
- sondaggi geognostici a carotaggio continuo

Scala site area: solitamente 1Km²

La zona di interesse è quella che verrà poi pressoché interamente occupata dall'impianto. Questo livello di studio è il più dettagliato e perciò vengono effettuati studi geofisici e geotecnici affiancandovi prove di laboratorio. Questo grado d'indagine deve fornire con precisione l'entità della potenziale fagliazione superficiale e tutte le caratteristiche tecniche dei terreni sotto il sito.

Qualsiasi faglia in un intorno significativo dell'area di studio che, se attiva, potrebbe rappresentare un rischio sia per deformazione superficiale sia per scuotimento dovrà essere valutata nel dettaglio. Faglie che hanno sperimentato movimenti e strutture geologiche che hanno deformato la superficie devono essere considerate potenzialmente attive, e per questo motivo si deve valutare il grado di attività e il tasso di movimento per capire se e come queste strutture potrebbero interagire con il sito.

Faglie e pieghe dell'area indagata dovrebbero essere valutate nel contesto del loro sviluppo strutturale con primaria attenzione alla loro evoluzione terziaria-quadernaria in relazione al regime tettonico contemporaneo al fine di valutare il reale pericolo di fagliazione superficiale all'interno o nelle vicinanze del sito che ospiterà il Deposito Nazionale.

- 1) Il contesto regionale all'interno del quale si sviluppa la faglia deve essere valutato mediante un approccio multidisciplinare che comporta l'analisi di numerosi dataset a scale differenti;

Ambito	<i>Bibliografia</i>
Elaborazioni	Raccolta e analisi bibliografica allo scopo di ricercare i dati disponibili dell'area di studio (carte geologiche, dati geotecnici, stratigrafie, dati idrogeologici...)
Prodotti	Sintesi geodinamica
Scala di riferimento	<i>Scala Regional</i>

Ambito	Analisi del setting tettonico
Elaborazioni	Analisi del setting tettonico per definire un modello geologico preliminare (considerando anche dati derivanti da velocità di movimento GPS, stress differenziali, indagine paleosismologiche), che rappresenti i caratteri essenziali del paesaggio durante il Quaternario e in particolare durante l'Olocene. L'analisi dovrebbe includere anche lo studio dell'evoluzione tettonica della regione con particolare attenzione all'età e alla natura delle deformazioni nell'attuale <i>setting</i> tettonico.
Prodotti	Sintesi Morfotettonica
Scala di riferimento	<i>Scala near regional</i>

Ambito	<i>Mappatura geologica dettagliata</i>
Elaborazioni	La mappatura geologica di dettaglio deve essere sviluppata in particolar modo dove non sono disponibili dati utili alla localizzazione di tracce di faglie primarie e secondarie che potrebbero costituire un pericolo di fagliazione superficiale e/o scuotimento sismico. Le carte devono includere i risultati delle interpretazioni aerofotogrammetriche e LIDAR nonché i rilievi di campagna. Molta attenzione deve essere posta nella mappatura del Quaternario in particolare nella rappresentazione degli eventi deposizionali e di erosione che condizionano la localizzazione il <i>timing</i> e la quantità del corrente regime tettonico. Stratigrafia e caratteristiche strutturali dovrebbero essere raffigurate su una carta geologica e con una o più sezioni a scala appropriata. All'interno della mappa devono essere riportate le localizzazioni delle indagini di dettaglio come trincee e linee sismiche.
Prodotti	Sintesi geologica
Scala di riferimento	<i>Scala near regional, site vicinity</i>

Ambito	<i>Analisi geomorfologica dettagliata</i>
Elaborazioni	Oltre a essere uno strumento valido per identificare e mappare le faglie Quaternarie, le analisi geomorfologiche dovrebbero essere usate per valutare i terremoti passati e il comportamento e della faglia mediante rilievi in campagna, interpretazione di foto aeree, LIDAR a risoluzione submetrica, DEM. Reticolo idrografico, terrazzi fluviali e marini, morene glaciali..., devono essere analizzati per valutare l'eventuale attività della faglia allo scopo di definire l'età e la quantità dello spostamento durante un evento sismico. Lo scopo principale è quello di individuare movimenti nel contesto tettonico attuale con particolare attenzione al Quaternario.
Prodotti	Sintesi geomorfologica
Scala di riferimento	<i>Scala near regional, site vicinity</i>

Ambito	<i>Analisi del sottosuolo</i>
Elaborazioni	<p>Le indagini geofisiche hanno due scopi principali:</p> <ul style="list-style-type: none"> • la ricostruzione della geometria delle unità oggetto d'indagine (la definizione degli spessori delle coperture e delle principali unità litotecniche; • la ricostruzione delle geometrie degli eventuali corpi interessati da fenomeni gravitativi). <p>Queste indagini forniscono le informazioni definitive sulla posizione e sulle caratteristiche delle eventuali faglie presenti nell'area di studio permettendo così di valutare il potenziale di rottura di superficie.</p> <p>Profili geofisici sito specifici come sismica a riflessione, sismica a rifrazione, analisi geoelettriche, georadar, rilievi geomagnetometrici ecc... permettono di individuare le caratteristiche preliminari delle faglie e pieghe senza eseguire indagini invasive. Queste indagini sono fondamentali per individuare i luoghi di maggior interesse per effettuare indagini più invasive come trincee e pozzi.</p> <p>Trincee esplorative sono molto usate per svolgere studi di tipo paleosismologico (ad es. TEC DOC n 1767.) ai fini della valutazione così l'attività della faglia. Pozzi di diverse profondità vengono perforati per</p>

	definire le caratteristiche dei depositi superficiali o più in profondità del <i>bedrock</i> .
Prodotti	Dati geofisici
Scala di riferimento	Scala <i>Near regional, site Vicinity</i>

Ambito	Dati sismici
Elaborazioni	I dati sulla sismicità a livello regionale devono essere raccolti ed analizzati. I cataloghi sismici devono includere i dati dei terremoti storici (ossia preinstrumentali) e strumentali. I terremoti storici più significativi devono essere descritti. I meccanismi focali dei terremoti dovrebbero essere raccolti dalle fonti disponibili per meglio comprendere il <i>setting</i> tettonico della regione di studio.
Prodotti	Sintesi sismotettonica
Scala di riferimento	<i>Regional, Near Regional</i>

Nel processo di *siting* del deposito nazionale, nella fase di *screening* nazionale, l'utilizzo dei dati disponibili, effettuato includendo in modo conservativo anche le strutture esplicitamente dichiarate incerte, ed utilizzando un *buffer* per tenere in conto l'incertezza nell'ubicazione dettagliata delle strutture, permette una notevole riduzione del rischio fagliazione nelle aree non escluse ma chiaramente non elimina la necessità di specifici studi sempre di maggior dettaglio nelle successive, e sempre più dettagliate, fasi di caratterizzazione.

Di seguito viene descritto in modo schematico un approccio metodologico per lo studio del fenomeno della fagliazione superficiale e in particolare dell'origine di quest'ultimo mediante un approccio multidisciplinare.

- 2) La determinazione dell'origine della faglia richiederà un'analisi integrata di caratteristiche specifiche della faglia come scala geometria e cinematica;

Dati di base	Metodi di indagine raccomandati
Localizzazione della faglia	Tracce di eventuali faglie quaternarie devono essere localizzate e ben definite su una carta di sufficiente dettaglio per ben determinare la distanza della struttura dal sito
Attività della faglia	Il grado di attività deve essere valutato per ogni sorgente di faglia potenzialmente significativa per il sito. Evidenze geologiche, sismologiche geodetiche e geomorfologiche possono essere usate per dimostrare l'attività della faglia. Tuttavia, solo evidenze

	geologiche possono essere usate per dimostrare l'inattività della faglia.
Geometria della Faglia	Devono essere valutati i parametri geometrici della faglia: <ul style="list-style-type: none"> • orientazione (<i>strike</i>) • pendenza del piano di faglia (<i>dip</i>) • direzione del movimento della faglia (<i>slip</i>)
Slip rate	Per valutare il tasso di movimento nel quaternario, i fattori da considerare sono i seguenti: <ol style="list-style-type: none"> Evidenze geologiche e storiche riguardanti dislocazione quaternarie di faglie Dati sismici strumentali e prestrumentali Relazioni strutturali che possano indicare collegamenti cinematici a una faglia quaternaria conosciuta <i>Setting</i> tettonico regionale
Tipologia di faglia	Devono essere valutate le componenti orizzontali e verticali e la geometria della faglia per ben interpretare lo stile della faglia. Per casi in cui una faglia ha sperimentato movimenti in più di una direzione durante la sua storia, l'attenzione dovrebbe essere concentrata sul regime tettonico corrente.
Faglie sepolte	Devono essere valutate mediante indagini del sottosuolo (dati di simica a riflessione, trincee.), inoltre vanno valutate anche le evidenze geomorfologiche come deformazioni di depositi recenti mediante misure geodetiche, GPS, interferometria, studi sismici.
Lunghezza e segmentazione faglia	Le zone di faglia di solito sono costituite da segmenti di faglia. La segmentazione della faglia costituisce un mezzo per stimare la lunghezza attesa in caso di rottura. Dovranno essere valutate la lunghezza totale della faglia, l'ubicazione dei segmenti e le loro estremità.

Inoltre come riportato nella SSG-9, un'altra tipologia di valutazione della fagliazione superficiale da affiancare ai metodi diretti descritti nelle tabelle precedenti riguarda l'analisi probabilistica, soprattutto nel caso in cui non ci siano basi sufficienti per definire una faglia sicuramente *non*

capace; In questo caso, utilizzando tutti i dati disponibili, dovrebbero essere utilizzati i metodi probabilistici simili a quelli utilizzati per la valutazione del pericolo di scuotimento al suolo.

Il processo di valutazione probabilistica della pericolosità associata alla fagliazione superficiale porta a risultati che normalmente vengono rappresentati come curve di pericolosità, nelle quali vengono messi in relazione la probabilità di eccedenza annuale (asse delle ordinate) di un dato valore di dislocazione e il valore di dislocazione stesso che viene riportato sull'asse delle ascisse (vedi ad es. Youngs et al., 2003).

L'analisi probabilistica del rischio da fagliazione superficiale (PFDHA, *Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis*) in sostanza descrive la diminuzione del movimento con la distanza dalla sorgente sismica mediante la definizione di funzioni di attenuazione

Il risultato viene espresso come il tasso al quale la dislocazione D su una struttura supera una specificata quantità d , durante un singolo evento e può essere potenzialmente applicata anche per una valutazione preliminare della probabilità di avere dislocazione cosismica secondaria al sito (vedi ad es. Petersen et al, 2011; Ripamonti, 2016).

5. Contesto geodinamico Italiano

Come accennato nei capitoli precedenti, l'Italia è una regione giovane ed attiva dal punto di vista tettonico e magmatico-vulcanico. I terremoti sono indotti principalmente da una tettonica compressiva lungo il fronte esterno degli Appennini ed anche delle Alpi e principalmente da una tettonica estensionale lungo le aree interne ed assiali degli Appennini (Fig. 4). Un tale scenario è anche confermato da misure in situ dello stress crostale (Montone et al., 2004).

Le strutture tettoniche della catena Appenninica si sovrappongono in parte a quelle della catena Alpina nella zona delle Alpi Liguri e del Monferrato. La differente evoluzione delle due catene è ben rappresentata dalla differente geometria delle rispettive avanfosse: poco profonda quella delle Alpi e profonda quella degli Appennini. Tali geometrie sono la conseguenza delle differenti geometrie che caratterizzano le due monoclinali degli avampaesi in subduzione al di sotto delle catene (Mariotti e Doglioni, 2000).

Le Alpi sono caratterizzate da una crescita a doppia vergenza, con il coinvolgimento di grandi volumi di basamento e la conseguente esumazione di rocce metamorfiche. Tali rocce appartengono ai domini Europeo (dominio elvetico in letteratura), oceanico (dominio Penninico), ed Africano. Le rocce ad affinità africana appartengono in realtà al dominio Adriatico (noto anche come Apulo) e sono chiamati come dominio Austroalpino e dominio Sudalpino quando affioranti a sud e a nord della Linea Insubrica, rispettivamente. Le Alpi occidentali e centrali sono caratterizzate da una cintura discontinua di massicci cristallini, che scompaiono verso est nella pianura Pannonica, essendo sepolte sotto migliaia di metri di sedimenti del Neogene. L'avanfossa delle Alpi ha il depocentro più profondo a nord delle Alpi centrali. Le Alpi Meridionali sono una cintura di pieghe e di sovrascorrimenti pellicolari a vergenza meridionale composti da rocce del basamento e rocce della relativa copertura sedimentaria appartenenti alla micro-placca Adriatica. Tali rocce sono caratterizzate al massimo da un grado di metamorfismo molto basso avvenuto durante l'orogenesi alpina. Le Alpi Meridionali sono separate dalle Alpi a vergenza settentrionale dalla Linea Insubrica, una zona di deformazione transpressiva destra attiva sin dall'Oligocene e caratterizzata da abbondanti miloniti e cataclasiti (Rosenberg, 2004).

L'inizio della deformazione compressiva nelle Alpi durante il tardo Cretaceo-Paleocene guida lo sviluppo di strutture Europa-vergenti. Deformazioni compressive sono registrate, in questa fase, anche nelle Alpi meridionali (Doglioni e Bosellini, 1987). Tali deformazioni sono state interpretate come il risultato della fase di subduzione oceanica. Il processo orogenetico si è poi evoluto per la maggior parte del Cenozoico, sia con strutture Europa-vergenti e sia con strutture Africa-vergenti. Le deformazioni post-Oligoceniche si sono verificate per lo più lungo la cintura tettonica di Milano, suturate poi dalla discordanza Messiniana e successivi depositi Plio-Pleistocenici della Pianura Padana. Ulteriori deformazioni Plioceniche si sono verificate lungo sovrascorrimenti interni fuori-

sequenza situati a nord di Milano. Inoltre, nelle Alpi meridionali, sono state documentate deformazioni compressive di età compresa tra il Miocene e l'attuale (Castellarin e Vai, 1981; Benedetti et al., 2000).

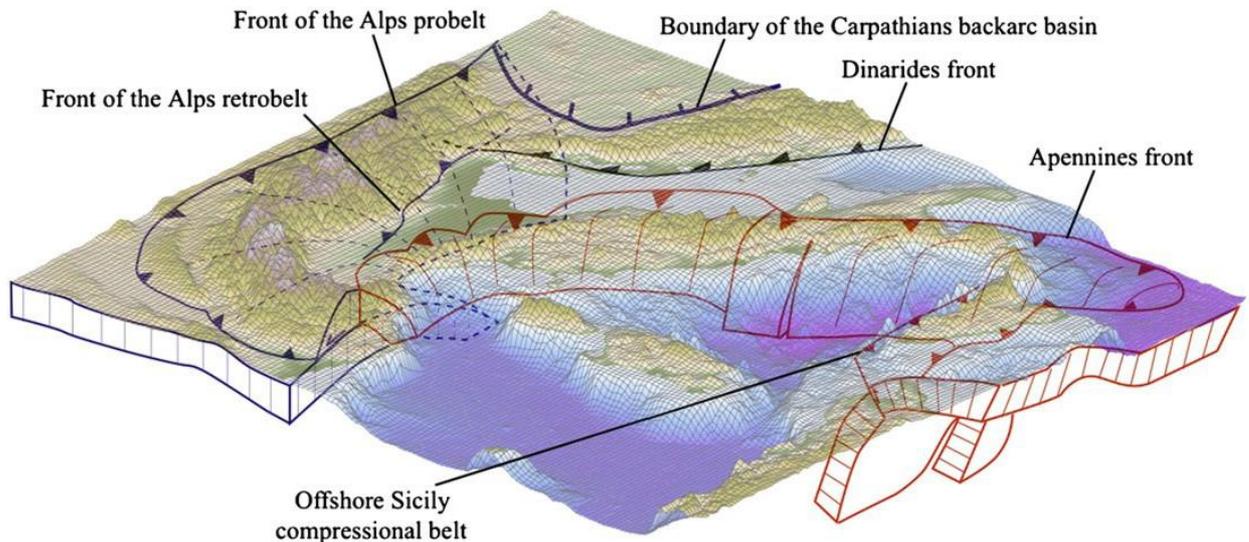


Figura 5 Blocco-diagramma rappresentativo della subduzione Alpina ed Appenninica da una prospettiva Sudoccidentale (Chiarabba et al., 2008).

Gli Appennini formano un grande arco NW-SE tra la Liguria e la Sicilia. La tettonica a pieghe e sovrascorrimenti della catena appenninica è sostanzialmente di tipo pellicolare con convergenza radiale tra Nord, verso la parte settentrionale della catena, e Sud, verso la parte meridionale (Bally et al., 1986; Scrocca et al., 2005). La profondità del livello di scollamento varia lungo il fronte dell'Appennino tra circa 10 km in Appennino settentrionale e circa 3 km nella zona del Mar Ionio (Bigi et al., 2003; Lenci et al., 2004). La geometria interna delle deformazioni appenniniche è ben documentata e visibile nei numerosi profili sismici e sezioni geologiche in tutta la catena (Bally et al., 1986; Scrocca et al., 2003). Con l'eccezione della cintura Calabro-Peloritana, dove affiorano rocce metamorfiche e cristalline, la maggior parte della catena Appenninica è caratterizzata da rocce sedimentarie, tra cui carbonati di piattaforma e bacinali, e depositi silico-clastici tipici di avanfossa e di bacini di *thrust-top*. *Melanges* ofiolitiferi affiorano nella porzione (occidentale) interna degli Appennini, derivanti da una crosta oceanica che separava il margine occidentale di Adria e quello meridionale di Europa. Anche se gli Appennini si sono sviluppati principalmente durante il Neogene-Quaternario (Boccaletti et al., 1990), residui di blocchi deformati in precedenza (Cretaceo-Paleogene) sono presenti nelle porzioni (occidentali) interne della catena (Principi e Treves, 1984). Contemporanea alla tettonica compressiva nella parte frontale della catena, si riconosce una tettonica estensionale nella parte interna (Tirrenica) della catena con lo sviluppo del bacino del Tirreno, dei bacini peri tirrenici dell'Italia occidentale e dei bacini Appenninici intra-montani (Sartori, 1989; Bartole et al., 1995; Barchi et al., 1998).

Una zona di subduzione ben definita di tipo Wadati-Benioff si osserva sotto l'arco Calabro-Peloritano e sotto il Mar Tirreno sud-orientale (Fig. 3.5). In questa zona, le profondità ipocentrali dei terremoti aumentano da SE a NW fino a un massimo di circa 500 km (Chiarabba et al., 2008).

5.1. Regime compressivo

Il regime compressivo in Italia è caratterizzato dall'attivazione di faglie inverse sepolte che provocano:

- 1) una flessione della superficie topografica rappresentata da sporadici rilievi topografici che emergono in zone pianeggianti (esempio Monte Netto vedi Livio et al., 2009)
- 2) fagliazione superficiale secondaria che generalmente si verifica in prossimità dell'anticlinale che si solleva

L'attività di queste strutture può essere definita da dati ricavati dalla geofisica (indagini di sismica a riflessione, generalmente eseguite per la ricerca di idrocarburi) e in maniera minore da dati geologici e soprattutto geomorfologici superficiali.

Due aspetti sono importanti nell'analisi dei *thrust* per affrontare la questione cronologica delle faglie che possono essere considerate attive:

- 1) Le informazioni tettoniche ricavate mediante la geofisica aiutano a capire se l'attività delle faglie è avvenuta in un intervallo di tempo che ricade nel quaternario.
- 2) Le indagini sismiche a riflessione consentono raramente una risoluzione cronologica migliore del quaternario generale.

5.2. Regime Distensivo

Il dominio tettonico che comprende la catena appenninica e rilievi della Calabria è caratterizzato da faglie normali quaternarie, la cui attività ha fortemente condizionato la recente evoluzione geologica a scala locale.

Spesso queste faglie sono caratterizzate da espressioni in superficie evidenti (ad esempio scarpate di faglia in roccia e sedimenti non consolidati), e sono situate ai confini dei bacini intermontani e lungo pendii che hanno caratteristiche geomorfologiche attribuibili agli effetti dell'attività tettonica.

Queste strutture sono in grado di modificare il territorio con la loro attività sismogenica in quanto alcune faglie hanno un potenziale di magnitudo superiore a 6 quindi potenzialmente in grado di fagliazione superficiale primaria (Galadini et al., 2012, Porfido et al., 2007, scala ESI 2007).

Oltre ai casi di fagliazione superficiale noti da documenti storici, o da indagini effettuate in seguito terremoti e relativi studi sugli effetti cosismici, numerosi dati vengono ricavati da indagini paleosismologiche.

Gli studi di paleosismologia, in particolare in aree caratterizzate da attività tettonica da bassa a moderata, sono molto utili al fine di ottenere informazioni sulle caratteristiche dei sismi passati che hanno colpito l'area in esame poiché si ritiene valido il principio che una stessa zona possa essere interessata da eventi sismici simili a quelli da cui è già stata colpita (Porfido et al., 2007).

5.3. Regime trascorrente

Domini o strutture singole caratterizzate da tettonica trascorrente sono presenti in un numerose aree della penisola Italiana.

Esempi notevoli sono osservabili ad esempio in alcune aree del Molise, Gargano e Adriatico con strutture in direzione E-W, in Sicilia sud Orientale sui Monti Iblei e anche nelle Alpi meridionali del Veneto con strutture a direzione NNW.

5.4. Domini vulcanizzati

I domini vulcanizzati come quello dell'Etna sono molto particolari in quanto caratterizzati da terremoti poco profondi e valori di magnitudo $M > 3$ spesso accompagnati da vistosi effetti di fagliazione superficiale.

Fenomeni analoghi si producono anche per lo scorrimento asismico, ovvero senza rilascio di energia sismica, di alcune faglie o porzioni di esse, questo tipo di attività in letteratura è noto come creep asismico ed implica un movimento lento ma continuo.

Il margine tirrenico può essere assimilato ad un dominio vulcanizzato anche se ormai considerato inattivo è tuttavia caratterizzato tutt'oggi da un intensa attività idrotermale che porta a delle deposizioni travertinose con potenziale deformazione superficiale.

5.5. Arco temporale di riferimento

L'arco temporale di interesse per la definizione delle faglie capaci non può essere stabilito a priori, in quanto dipende fortemente dall'assetto strutturale locale, che a sua volta influenza in modo rilevante i tassi di deformazione. Nelle aree ad alta sismicità, in cui i tempi di ritorno dei sismi sono relativamente brevi, l'intervallo da considerare risulta dell'ordine delle decine di migliaia di anni (e.g., Pleistocene superiore – Olocene), mentre nelle aree a sismicità più bassa, tale arco temporale deve essere esteso indicativamente fino a comprendere l'intero periodo Pliocene – Olocene (e.g., IAEA, 2010; Muir Wood & Mallard, 1992).

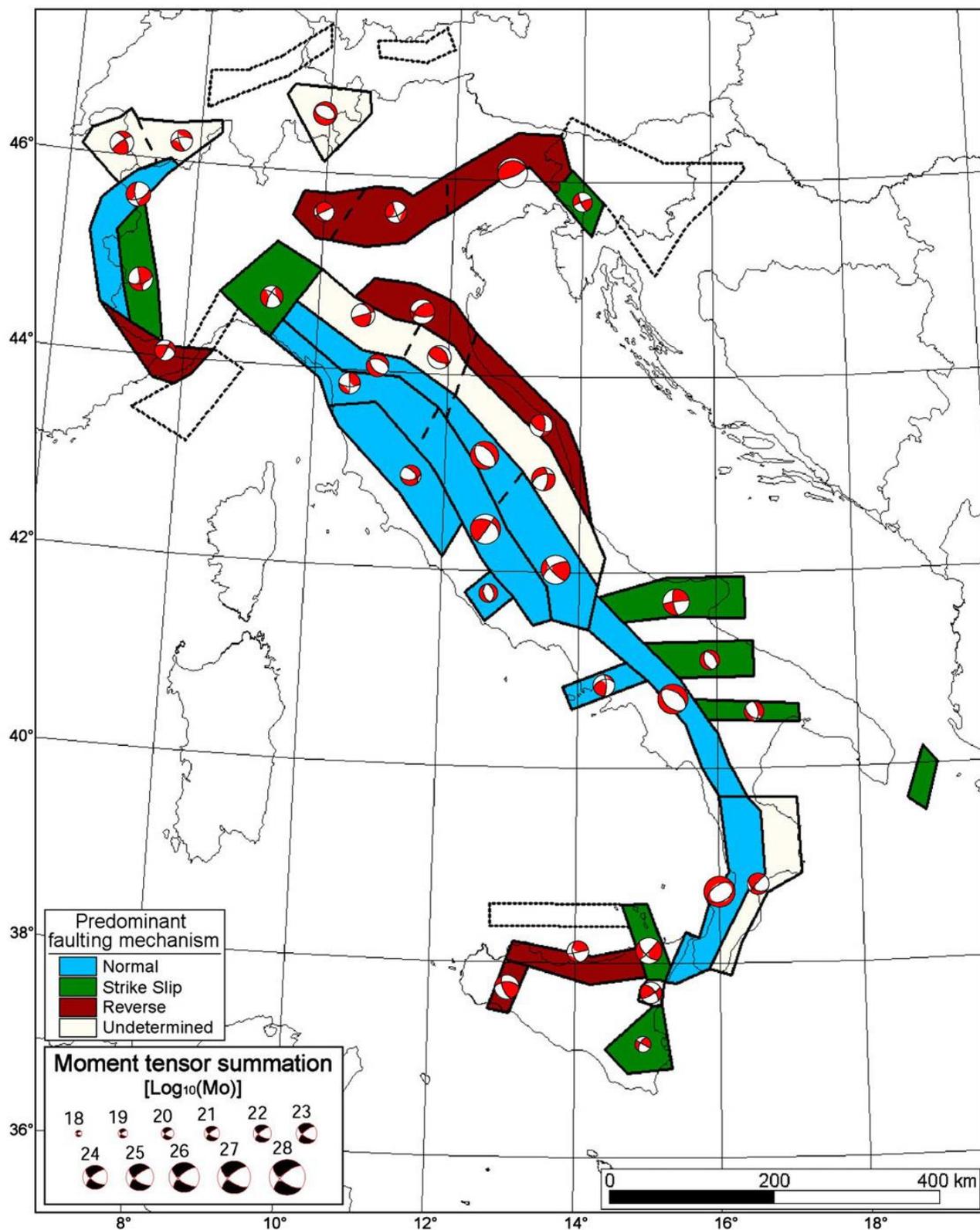


Figura 6. Domini tettonici ottenuti dai tensori momento cumulativi. Per ciascuno dominio, il principale stile di fagliazione è indicato con differenti colori. (modificato Meletti et al., 2008).

6. Valutazione dell'origine della Faglia

Una faglia è un piano di movimento relativo fra due masse di roccia. Le faglie sono una risposta di tipo fragile ad uno stress che opera sulla crosta terrestre e per questo motivo le faglie sono spesso sismogeniche (Doglioni, 1994).

Tuttavia non tutte le discontinuità strutturali o litologiche sono faglie e di conseguenza la fagliazione superficiale può essere il risultato di fenomeni tettonici o non tettonici, una faglia non tettonica può avere caratteristiche simili a una faglia tettonica ma è molto differente in termini di origine e pericolo potenziale (Hanson et al, 1999).

Le principali osservazioni che permettono di riconoscere una faglia sono:

1. una discontinuità strutturale
2. una discontinuità litologica
3. una zona di rocce deformate
4. deformazioni superficiali
5. particolarità nei processi di sedimentazione.

L'identificazione e la caratterizzazione del pericolo di fagliazione superficiale richiedono l'abilità di distinguere tra fagliazione indotta tettonicamente, fagliazione indotta da *strong motion* e fagliazione causata da fenomeni non tettonici.

Le faglie di origine tettonica includono strutture primarie, capaci di produrre terremoti (faglie dirette, inverse, trascorrenti o cieche) e strutture secondarie prodotte da terremoti ma non loro stesse in grado di provocarne, mentre faglie di origine non tettonica possono provocare deformazioni superficiali ma non sono in grado di provocare terremoti significativi (*sackung*, frane, fenomeni di collasso e subsidenza, processi glaciali, dissoluzione di formazioni saline...).

La valutazione dell'origine della fagliazione deve essere documentata in modo dettagliato attraverso interpretazioni tecniche, partendo dai dati disponibili al fine di valutare tutte le possibili incertezze e indicando in modo esplicito i parametri chiave, i criteri diagnostici e il grado di conoscenza dei dati disponibili per ognuno di questi fattori (Hanson et al, 1999).

In questo modo sarà possibile poter focalizzare meglio le nuove indagini da eseguire contribuendo ad analizzare il loro valore potenziale per ridurre l'incertezza nella definizione dell'origine della faglia. Assegnare la natura tettonica o non tettonica e la capacità sismogenica di faglie che interessano la superficie comporta:

- 1) identificare i criteri diagnostici per valutarne l'origine
- 2) valutare il valore relativo di ogni criterio
- 3) comparare le caratteristiche delle faglia in questione con tali criteri per interpretarne l'origine
- 4) sviluppare un consistente modello che illustri in modo esplicito le incertezze sui dati disponibili (Cotton, 1999).

Nella tabella sottostante tratta da Hanson et al. (1999) vengono indicati i dataset da utilizzare per lo svolgimento di tale valutazione;

Regional context	Local context	Fault-specific characteristics	
		<i>Spatial</i>	<i>Temporal</i>
Physiography	Topography	Morphology	Rate of Deformation
Tectonic Setting	Geomorphic Setting	Geometry	Episodicity
Relation to Regional Stress or Strain Fields	Stratigraphic Setting	Scale	Duration
Geologic Setting			
Geophysical Setting	Structural Setting	Sense of Deformation	Recurrence
Seismologic Setting	Geophysical Setting	Depth	Associations
Hydrologic Setting	Seismologic Setting	Displacement/Event	
	Hydrologic Setting	Associations	

Figura 6 Dataset da utilizzare per la valutazione dell'origine della faglia.

Determinare l'origine tettonica o non tettonica di una faglia è fondamentale per identificare correttamente se la struttura possiede un potenziale sismogenetico. Come enunciato in Hanson et al.(1999) esistono pochi criteri altamente diagnostici per definire in modo certo la natura tettonica o non tettonica di una deformazione superficiale; inoltre, salvo rare eccezioni, è difficile valutare l'origine di una faglia su scala di affioramento.

Quindi un'analisi integrata di tutti i parametri della faglia e dell'ambiente geologico e tettonico all'interno del quale è presente la struttura, è fondamentale per compiere una valutazione attendibile sulla sua natura. In sostanza valutare l'origine di una faglia richiede non solo l'applicazione di diversi criteri ma anche lo sviluppo di un modello interpretativo rappresentativo della realtà considerando tutti i dati di geologia, tettonica, stratigrafia cinematica e tutti i datasets che possono risultare rilevanti per la valutazione del pericolo da fagliazione superficiale (Cotton, 1999).

Il lavoro svolto per il presente progetto di Dottorato vuole proporre un possibile approccio metodologico per lo studio del fenomeno della fagliazione superficiale e in particolare dell'origine di quest'ultimo mediante un approccio multidisciplinare.

Il grafico sottostante riassume l'origine e il potenziale sismogenetico delle strutture che possono produrre fagliazione superficiale.

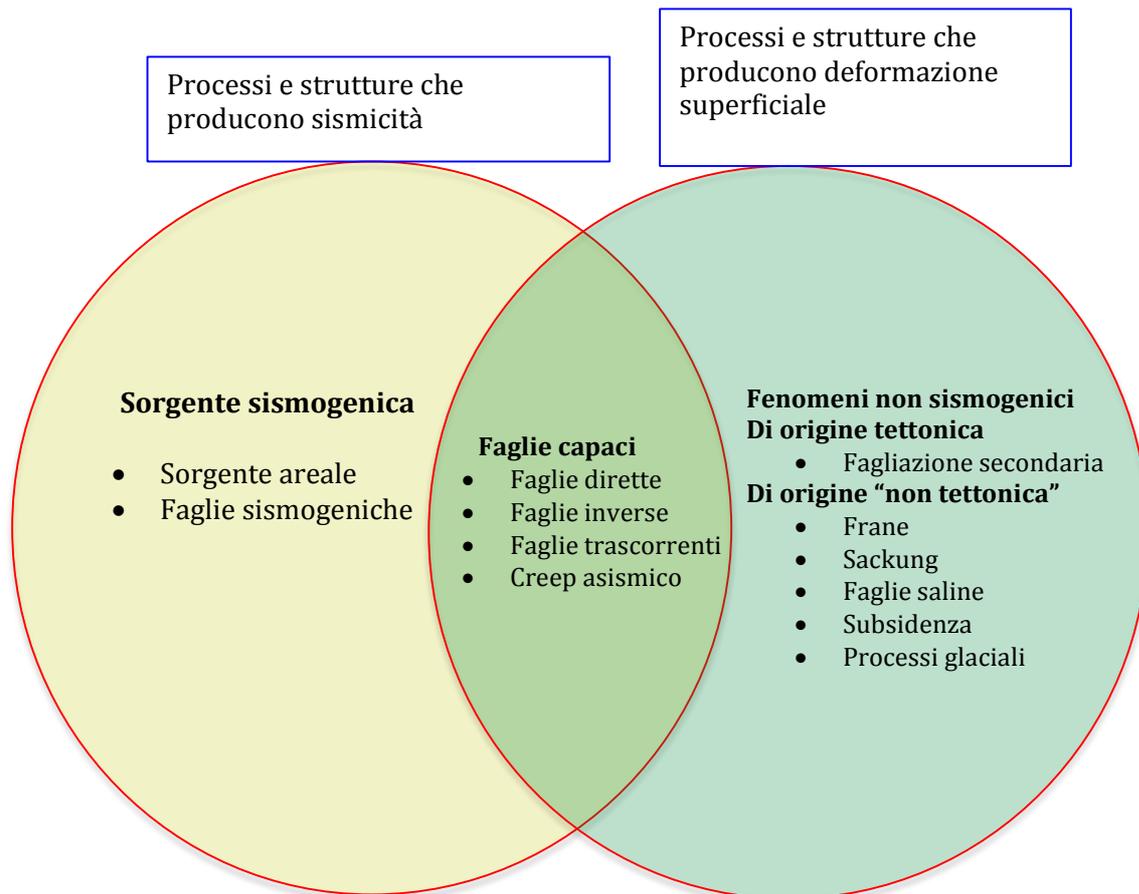


Figura 7 Aspetti concettuali nello studio della fagliazione superficiale (modificata da Hanson, 1999)

6.1. Faglie tettoniche

Strutture primarie: fagliazione che si ritiene direttamente connessa alla rottura della struttura sismogenica.

Geometria

La linea di faglia (o semplicemente faglia) è una frattura (planare o non planare) della roccia che mostra evidenze di movimento relativo tra le due masse rocciose da essa divise. Si definisce come rigetto della faglia l'entità del movimento relativo tra le due masse di roccia (Doglioni, 1994). Per la classificazione delle faglie è utile definire il concetto di tetto (*hanging wall*) e di letto (*foot wall*). Il primo è la massa rocciosa sovrastante il piano di faglia, il secondo quella sottostante al piano stesso. Una faglia può assumere qualsiasi inclinazione tra 0 e 90°. Pur non essendovi sempre una chiara soluzione di continuità, le faglie possono comunque essere suddivise in base alla loro inclinazione e rigetto in tre principali classi:

- Faglie normali
- Faglie inverse
- Faglie trascorrenti

Una faglia normale è il prodotto di una forza distensiva che tende ad allontanare i blocchi, infatti, *hanging wall* è abbassato rispetto al *foot wall*, mentre le faglie inverse si formano in zone di compressione e l'*hanging wall* risulta alzato rispetto al *foot wall*. Infine le faglie trascorrenti sono piani in cui il movimento tra i due blocchi avviene in modo orizzontale e di conseguenza il movimento può essere destro o sinistro (Doglioni,1994).

Se l'angolo di inclinazione è inferiore a 30° la faglia è considerata a basso angolo mentre se l'inclinazione è superiore a 60° ad alto angolo.

Faglie inverse a basso angolo sono definite thrust, in particolare se il movimento della faglia è di decine di km (Fossen,2010).

Le faglie normali che si orizzontalizzano gradualmente in profondità sono dette listriche. In esse la parte più inclinata è detta *ramp*, mentre la parte orizzontale, generalmente parallela a un piano di scollamento, è detta *flat*.

Due serie di faglie normali di direzione parallela, ma con immersione opposta formano un sistema coniugato.

Due faglie normali coniugate formano un *graben*, spesso però in natura i *graben* sono asimmetrici ed in questo caso si parla di *half graben* mentre i blocchi relativamente sollevati rispetto al graben sono detti *horst*.

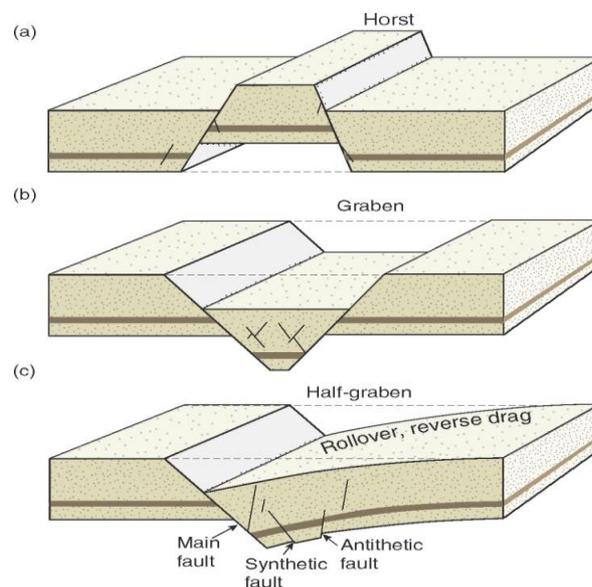


Figura 8 Horst, Graben e Half Graben (Fossen,2010).

La faglia di maggior dimensione in un'area di deformazione prende il nome di *master fault* a cui sono associate faglie di dimensioni minori, faglie antitetiche e faglie sintetiche.

Una faglia antitetica ha un'inclinazione opposta rispetto alla *master fault* mentre le faglie sintetiche hanno la stessa inclinazione della *master fault*.

Anatomia della faglia

Generalmente le faglie sono strutture complesse costituite da numerosi elementi strutturali che possono essere difficili da prevedere.

A causa delle variazioni di espressione lungo e vicino la faglia non è facile arrivare ad una facile e semplice descrizione generale di quest'ultima (Fossen 2010). In molti casi ha senso distinguere tra il *fault core* o piano di scorrimento e il circostante volume deformato chiamato *fault damage zone*.

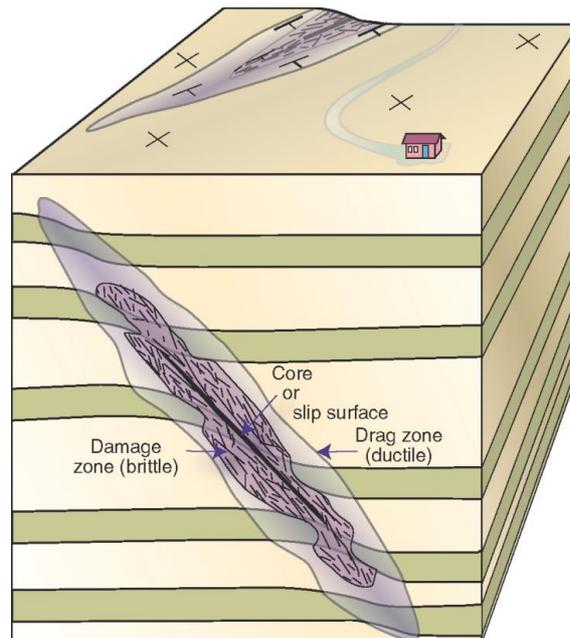


Figura 9 Struttura di una faglia (Fossen,2010).

Il *fault core* può variare da un semplice piano di scorrimento con pochi millimetri di spessore a numerosi piani di scorrimento intensamente tagliati fino a diversi metri di larghezza dove si conservano solamente dei resti delle strutture delle rocce primarie. Il piano di faglia è descritto da una direzione, misurata rispetto al Nord geografico, e da un'inclinazione, misurata come l'angolo che esso forma rispetto al piano orizzontale.

Nelle rocce cristalline il *fault core* può consistere in un non coesivo "*fault gouge*", ossia si sviluppa generalmente una zona di roccia brecciata dove i minerali dell'argilla hanno formato un'espansione dei feldspati e di altri minerali primari (Fossen, 2010) mentre, in altri casi, il *fault core* è costituito da cataclasi, generalmente in faglie formate nella parte inferiore della crosta superiore fragile.

In rocce sedimentarie il *fault core* tipicamente consiste in uno strato non coesivo.

La *damage zone* è caratterizzata da numerose strutture di deformazione fragile più alte del livello del terreno naturale che avvolgono il *fault core* nella zona di terminazione e su ciascun lato del nucleo.

Le strutture che si trovano nella *damage zone* includono, bande di deformazione, fratture di taglio, fratture di tensione e stiloliti (Fossen, 2010).

6.1.1. Distribuzione della dislocazione

Talvolta è possibile mappare le variazioni di dislocazione lungo la traccia di faglia sia nella componente orizzontale che in quella verticale.

In entrambe le direzioni le faglie tendono a manifestare la massima deformazione nella parte centrale della traccia di faglia per poi degradare gradualmente verso le estremità.

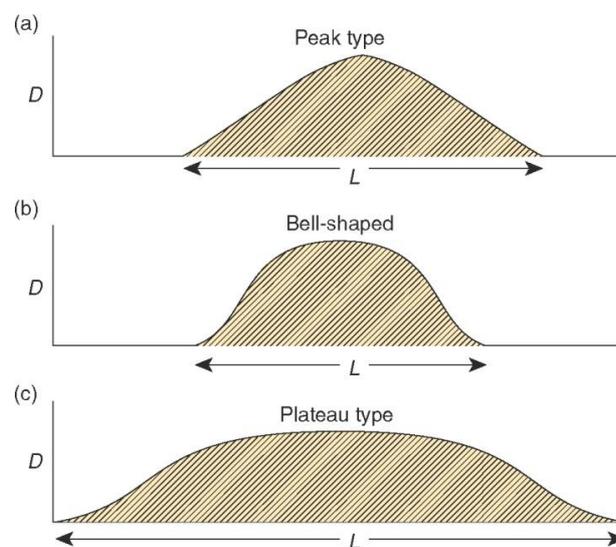


Figura 10. Profili di dislocazione (Fossen, 2010).

La forma del profilo di dislocazione può variare da una forma lineare ad una più a campana fino a una forma ellittica.

Come visibile in Fig. 10 profili di dislocazione possono essere suddivisi in profili che manifestano un picco centrale ben definito (*peak type*) e in quelli che hanno una parte centrale più vasta e costante (*plateau type*). Una singola faglia generalmente manifesta un accrescimento graduale della dislocazione dall'estremità al centro della struttura (Fossen, 2010).

6.1.2. Crescita della faglia e sismicità

La formazione di una faglia avviene quando il materiale roccioso, sottoposto a un campo di sforzi (per es., di origine tettonica), supera il limite elastico sino a raggiungere un punto di rottura: l'energia potenziale di deformazione accumulata viene rilasciata generando (se il processo è repentino) onde sismiche a partire dal punto (detto ipocentro) in cui la frattura ha avuto inizio. Affinché tale processo si verifichi, la roccia si deve comportare in maniera fragile e quindi deve essere in condizioni di bassa temperatura e pressione che ne influenzino la rigidità e la frizione. Le faglie di dimensioni maggiori, causa dei terremoti di origine tettonica, sono quindi solitamente

localizzate nella crosta e nel mantello superiore (che formano la litosfera terrestre), ai bordi delle placche tettoniche.

I terremoti quindi si manifestano dove si attua una deformazione fragile improvvisa delle rocce. I terremoti tettonici non sono fenomeni la cui distribuzione geografica è del tutto casuale, ma al contrario avvengono soltanto lungo le faglie; da questa affermazione deriva che: i) è sempre possibile associare un singolo terremoto ad una faglia sismogenica e ii) i terremoti non avvengono in aree dove non esistono faglie. Si tenga presente che anche per quanto riguarda il cosiddetto “scorrimento asismico” lungo una faglia, in realtà esso risulta sempre associato ad un rilascio di energia sismica, ovviamente di magnitudo assolutamente modesta. Fagliazione cosismica e *tectonic fault creep* possono quindi essere visti come i due termini “estremi” dello stesso fenomeno (Serva,1990; Azzaro et al.,1998).

In generale le zone di faglia vengono suddivise in vari segmenti, separati da discontinuità che possono essere di natura geometrica (variazioni nell'orientazione del piano di faglia), strutturale (ramificazioni o intersezioni con altri elementi) o comportamentale (variazioni nei tassi di deformazione, intervalli intersismici). Nel caso di faglie capaci in grado di produrre forti terremoti, la fagliazione superficiale connessa ad un singolo evento sismico può comunque coinvolgere più segmenti di faglia, specie quando la magnitudo raggiunge o supera valori di M_w circa uguale a 7. Per terremoti con magnitudo 6,5-6,9 vengono attivate sezioni di 15-20 km di faglia con dislocamento massimo di circa 1 metro (Fossen, 2010).

Quindi la distribuzione della dislocazione totale per grandi faglie è pertanto la somma del contributo di dislocazioni date da singoli eventi sismici.

6.2. Faglie Tettoniche non sismogeniche

In aggiunta alla rottura del terreno causata dalla fagliazione primaria, deformazioni permanenti provocate da terremoti possono derivare da faglie simpatetiche o *triggered slip*, ossia fagliazione che si sviluppa in un elemento strutturale “isolato” dalla sorgente sismogenica a seguito delle variazioni regionali nel campo di *strain* indotte dall'evento sismico.

Sono comprese all'interno di questa classificazione anche strutture cieche o non affioranti, ma comunque in grado di produrre significative dislocazioni e/o deformazioni della superficie topografica a carattere secondario (Hanson et al ,1999).

Sebbene queste faglie siano prodotte da terremoti a loro volta non sono in grado di generare un sisma e risultano quindi essere non sismogeniche.

6.2.1. Fagliazione tettonica secondaria

Struttura secondaria: fagliazione di un elemento strutturale secondario (faglia o piega) connesso alla faglia sismogenica principale;

Le faglie tettoniche secondarie sono subordinate a strutture che possono ospitare deformazione legate a movimenti su faglie tettoniche sismogeniche primarie, ma non contribuiscono in modo rilevante al rilascio del momento sismico durante il sisma (Yeats, 1986).

Faglie secondarie create da terremoti di grande/modesta intensità sono state documentate in associazione a tutti gli stili di fagliazione attiva e rotture cosismiche del terreno in corrispondenza di faglie secondarie sono state individuate durante indagini post terremoto.

Nel complesso la fagliazione superficiale secondaria può essere molto simile a quella prodotta dalle strutture primarie, quindi differenziarle può essere difficile.

Non ci sono criteri altamente diagnostici per differenziare caratteristiche associate alla fagliazione secondaria rispetto alla primaria, per questo motivo studi sulla fagliazione secondaria devono prendere in considerazione la scala, la tempistica e i modelli di deformazione per valutare l'origine della faglia.

Considerando che lo stile e il verso della faglia primaria dovrebbero essere coerenti con il campo di stress regionale, la fagliazione secondaria può essere variabile e più dipendente da campi di tensione locale indotti dalla geometria del bacino, dallo spessore dei sedimenti e da altre caratteristiche locali (Langenheim et al., 1997).

Sulla base di dati empirici di terremoti passati sono stati ricavati tre criteri moderatamente diagnostici per differenziare le faglie primarie da quelle secondarie e sono (Hanson et al.1999):

- *Scala delle faglia:*
se lunghezza o profondità della faglia non sono compatibili con strutture in grado di produrre terremoti (rotture di diversi chilometri) allora la faglia è di origine secondaria o è legata ad altri fenomeni di origine non tettonica.
- *Coerenza con il contesto cinematico:*
se la geometria, la distribuzione, il rapporto spaziale e verso del movimento della possibile faglia secondaria sono coerenti con il campo cinematico regionale o locale di una deformazione sismogenica, una volta esclusa la natura primaria, allora la faglia può essere considerata di origine secondaria.
- *Dislocazione per evento:*
se una faglia è associata a grandi quantità di spostamento durante un singolo evento probabilmente è legata alla fagliazione primaria o a un processo non tettonico.

6.2.2. Effetti causati da *strong motion*

Molti terremoti storici di media e grande intensità mostrano che lo scuotimento generato dal sisma può produrre una considerevole deformazione superficiale nell' intorno significativo della faglia sismogenica, di conseguenza diversi fenomeni possono verificarsi in aree diffuse e possono derivare da una varietà di processi locali sismoindotti (Hanson et al.1999).

L' estensione e la distribuzione della deformazione sono governate da fattori strettamente collegati all'intensità dello scuotimento sismico come magnitudo, distanza dalla faglia e attenuazione degli effetti topografici nonché dalla suscettibilità derivante dalle condizioni geografiche locali come profondità delle acque sotterranee, pendenza e geologia locale.

Mc Calpin e Nelson (1996) notarono come, sia lungo la faglia che nelle sue vicinanze, le deformazioni possono essere create sia durante il terremoto sia come il risultato di processi post-sismici.

Sulla base di questa classificazione Mc Calpin e Nelson (1996) identificano numerosi tipi di caratteristiche geomorfologiche e stratigrafiche che possono essere correlate a scuotimento sismico, includenti: liquefazioni, subsidenza per compattazione dei sedimenti e frane. Tutti questi fenomeni possono essere prodotti anche da processi non sismici e l'interpretazione sulla loro origine e il loro significato come evidenza secondaria di paleoterremoti può risultare in alcuni casi difficoltosa.

La liquefazione avviene più frequentemente in depositi sabbiosi e/o sabbioso limosi sciolti, a granulometria uniforme, normalmente consolidati e saturi (Youd and Idriss, 2001). Durante la fase di carico, le sollecitazioni indotte nel terreno, quali possono essere quelle derivanti da un evento sismico, possono causare un aumento delle pressioni interstiziali fino a eguagliare la tensione soprastante. Viene così annullata la resistenza al taglio del terreno, e si assiste così a un fenomeno di fluidificazione del suolo.

Evidenze di liquefazione indotta sono rappresentate da piccoli coni di sabbia (*sand blows*) che si depositano in superficie successivamente allo sfiato della miscela acqua\sabbia. La sabbia viene estrusa in superficie attraverso fessure che successivamente vengono riempite da sabbia o da materiale adiacente alla fessura; questi dicchi clastici (*clastic dikes*) possono anche essere prodotti dalla fratturazione di strati superiori del suolo e successiva intrusione di sabbia liquefatta (Obermeier,1989).

L'identificazione di questi fenomeni di liquefazione in molti luoghi è stata utilizzata per l'interpretazione di paleoterremoti (Livio et al,2009).

Liquefazione in prossimità della superficie può far diminuire la resistenza dei materiali e provocarne cedimenti laterali (*lateral spread*), in cui un strato superficiale del suolo può scivolare lungo un pendio (con inclinazione minore del 5%) e i blocchi di terreno superficiale muovendosi possono essere, fessurati e invasi da dicchi clastici (Obermeier, 1996).

In molti casi, faglie prodotte da liquefazioni sismicamente indotte sono paragonabili ad effetti dovuti all'aumento della pressione dell'acqua nei pori del terreno dovuti ad inondazioni e rapida sedimentazione (*depositional loading*), permafrost o altri processi biologici e fisici.

Obermeier (1996) individua cinque criteri per identificare liquefazione sismicamente indotta:

1. evidenze di forza idraulica diretta verso l'alto brusca e di breve durata;
2. caratteristiche sedimentarie simili a quelle documentate nella liquefazione storica;
3. acque sotterranee poco profonde favorevoli per liquefazione sismicamente indotta;
4. la presenza di effetti di liquefazione in più aree tali che il pattern regionale sia coerente per dimensioni e abbondanza con fenomeni attribuibili ad una sorgente di forte scuotimento;
5. l'età degli effetti di liquefazione è coerente con uno o più episodi di deformazione tale che il pattern temporale coincida con il singolo o ricorrente scuotimento del suolo.

Un forte scuotimento al suolo può produrre anche una compattazione dei sedimenti sciolti con relativo movimento differenziale sulla superficie del terreno e conseguente produzione di piccole scarpate e fessurazioni del suolo.

L'orientazione e la continuità laterale di questi effetti può essere controllata dalla stratigrafia superficiale, dalla topografia e dalla profondità dell'acqua sotterranea e quindi può essere differenziata da possibili rotture superficiali di origine tettonica.

Un altro fenomeno innescato dallo scuotimento del suolo è rappresentato dalle frane, chiaramente tutte le tipologie di frana possono essere innescate da terremoti e tutte le tipologie di frana possono verificarsi senza terremoti.

Keffer (1984) osserva che in generale le tipologie di frane più perturbanti (frane di crollo in roccia, frane di ribaltamento) sono più abbondanti durante grandi terremoti rispetto a frane caratterizzate da flussi di detriti e scivolamenti.

6.3. Faglie non sismogenetiche non tettoniche

6.3.1. Fagliazione superficiale causata da frane

Deformazioni del suolo indotte da frane producono una vasta gamma di effetti geologici e geomorfologici molto simili a quelli prodotti da fagliazione superficiale (Cotton, 1999).

I confini di una frana possono essere delineati da uno o più tipologie di faglia. Nella zona di testa di una frana, dove la massa è in movimento, le sollecitazioni tensionali producono effetti estensionali come *horst* e *graben* delimitati da faglie normali.

Nella zona di accumulo si formano strutture associate ad un ambiente compressivo come *thrust* e pieghe che “superano” il pendio intatto a bordo della valle, mentre faglie trascorrenti sinistre e destre possono definire i margini sinistri e destri della frana (Cotton 1999).

Il senso dello scorrimento cambia durante la graduale transizione da fagliazione normale nella zona di distacco a fagliazione trascorrente lungo i fianchi e infine a fagliazione inversa nella zona di accumulo della frana.

Sebbene specifiche caratteristiche diagnostiche per valutare l'origine della rotture della superficie provocate da frane esistono, differenziare faglie provocate da frane con quelle provocate da tettonica è più efficace quando una serie di caratteristiche sono considerate collettivamente.

Diversi criteri moderatamente diagnostici possono essere utilizzati per differenziare faglie indotte da frane da faglie tettoniche, tra cui (Cotton, 1999):

- *presenza di un piano listrico basale di scorrimento poco profondo subparallelo alla topografia*: se la faglia si fonde con un piano listrico basale poco profondo subparallelo alla topografia allora la faglia è più probabilmente legata alla frana piuttosto che alla tettonica;
- *mappare le strutture bordiere e il senso del movimento*: se una faglia è legata ad altre strutture con diversi versi di slip che sono coerenti con un modello di frana, allora la faglia è legata alla frana piuttosto che alla tettonica;
- *continuità laterale*: se la faglia è di lunghezza superiore ai 3km probabilmente non è legata ad una frana mentre se la faglia è discontinua e di lunghezza inferiore ai 3km è generalmente collegata a franosità;
- *elevati tassi di deformazione e anomalie nelle ricorrenze*: se la faglia ha alti tassi di deformazione anomala per l'impostazione tettonica regionale o locale è improbabile che siano correlati con fagliazione tettonica è molto più probabile che sia collegata con fenomeni di frana.

Se la faglia ha anomali intervalli di ricorrenza tra la rottura superficiale e il setting tettonico regionale allora questo è dovuto a fenomeni di frana.

6.3.2. Fagliazione superficiale causata da fenomeni di sackungen

Il termine *sackung* (*sackungen* al plurale è un vocabolo di origine austriaca introdotto da Zischinsky nel 1969, tradotto in inglese nel 1978 da Varnes in *rock flow*; in italiano il termine è stato tradotto come “insaccamento”, ma è poco utilizzato, preferendosi i vocaboli in lingua originale) sono corpi di dimensioni variabili, dalla scala del versante a quella di una dorsale

montuosa, che manifestano una deformazione essenzialmente guidata dalla gravità, in cui non si individuano necessariamente distinte superfici basali di scivolamento (Galvani, 2007).. Sono causati da movimenti lenti e continui (deformazione per *creep*) lungo una serie di micro-piani di discontinuità o da una lenta deformazione plastica della massa rocciosa e interessano prevalentemente rocce metamorfiche scistose. Sono stati osservati tipi diversi di *sackung*, ma in linea generale qualunque *sackung* è accompagnato da un complesso di rotture e deformazioni superficiali, le più significative delle quali consistono in rotture rigide sia verso la cima che al piede del versante, dove la pressione confinante è minima e la roccia si comporta rigidamente.

Nelle aree sommitali la deformazione distensiva genera fratture e una serie di superfici di movimento e di cedimento immerse a franapoggio e a reggipoggio, che possono portare alla formazione di trincee naturali e scarpate in contropendenza, mentre nelle aree basali, dove prevale una deformazione di tipo compressivo, si genera una fatturazione sub- orizzontale con piani di fatturazioni che seguono quelli della scistosità stessa. Quando le superfici di taglio di tipo distensivo intersecano le creste dei rilievi, si determinano fenomeni di sdoppiamento o di anomalo smembramento delle stesse, non imputabile a fenomeni legati ad agenti esogeni (Galvani 2007).

Nella ricerca di prove di neotettonica è possibile essere ingannati da scarpate di *sackung* che ad un primo esame sembrano manifestazione di origine tettonica.

Sackungen lineari assomigliano a scarpate di faglia, e la formazione o il “ringiovanimento” di questa morfologia durante terremoti storici è ben documentata (Wallace,1984; Ponti and Wells 1991).

Non vi sono criteri altamente diagnostici per differenziare *sackungen* da faglie tettoniche che forniscano un elevato grado di fiducia nella determinazione dell'origine (Hanson et al,1999), di conseguenza l'identificazione di *sackungen*, richiede l'uso integrato di diversi criteri moderatamente diagnostici.

Maggiore è il numero dei criteri che sostengono un origine di *sackungen*, allora sarà più alto il grado di fiducia nell'interpretazione (McCalpin, 1999).

Criteri moderatamente diagnostici includono:

- *pattern spaziale regionale di sackung*: se gli effetti di fagliazione superficiale sono spazialmente associati ad altri *sackungen* e non sono orientati con faglie tettoniche conosciute queste strutture sono legate a processi non tettonici di *sackung*;
- *pattern regionale di deformazione*: se numerosi *sackungen* si sviluppano in un'area in modo simultaneo sono generalmente legati a fagliazione tettonica al contrario se si sviluppano in modo indipendente uno dall'altro questi processi non sono di origine tettonico/sismogenetica;

- *lunghezza regionale/Vocale*: se le strutture simili a *sackung* si sviluppano in modo continuo per più di 3km allora questi effetti sono legati a fagliazione tettonica primaria;
- *numero e continuità della scarpata*: se le strutture simili a *sackung* sono allineate e vincolate in una zona ristretta lungo la faglia tettonica, allora è probabile che essi sono legati a questa struttura piuttosto che a movimenti gravitativi;
- *topografia locale e rilievi*: se le strutture simili a *sackung* sono presenti in aree con bassi rilievi o può essere tracciato con linea continua attraverso pendii con esposizioni diverse, esse presumibilmente non sono riconducibili a processi *sackung*;
- *caratteristiche specifiche della scarpata* : se il rapporto tra lunghezza (L) e altezza (H) di una scarpata è di piccole dimensioni ($L:H < 10^4$), questi effetti possono essere collegati a *sackung*;
- *caratteristiche specifiche delle dislocazioni storiche*: se la deformazione è prodotta da un movimento continuo, allora probabilmente è il risultato di processi di *sackung* in quanto le faglie tettoniche sono prodotte da episodici eventi improvvisi.
- *caratteristiche specifiche del senso dello scorrimento*: se la deformazione ha evidenze prevalenti di *lateral slip* è più probabile che sia legata o alla tettonica o ad altri fenomeni non tettonici mentre se questa non è coerente con lo stile di fagliazione tettonico della regione allora può essere associata a *sackung* o ad altri processi non tettonici.
- *caratteristiche specifiche della struttura della zona di faglia*: se la morfologia della zona di faglia vicino alla superficie è caratterizzata da un contatto superiore acuto e un contatto inferiore che è transizionale o poco definito verso il *bedrock* sottostante, allora la struttura può essere ricollegabile a processi di *sackung*.

6.3.3. Strutture di subsidenza e collasso

Con il termine subsidenza si intende un lento e graduale abbassamento della crosta terrestre, come effetto in superficie di fenomeni che avvengono nel sottosuolo (Panizza,2007).

Le cause che lo determinano possono essere di ordine naturale (geologico) o indotto (antropico).

Fra le cause geologiche si possono citare le seguenti:

- correnti magmatiche subcrostali, con i loro movimenti convettivi;

- l'isostasia, che induce col peso dei sedimenti o di ghiacciai lo sprofondamento di alcune regioni;
- il costipamento di detriti o la perdita di liquidi interstiziali, con conseguente diminuzione di volume dei sedimenti;
- le riduzioni di masse magmatiche nelle regioni vulcaniche, con conseguenti episodi di bradisismo negativo;
- assestamento e costipamento dei sedimenti dovuto allo scuotimento del suolo generato da un sisma.

Le cause antropiche della subsidenza sono principalmente le seguenti:

- estrazioni di idrocarburi, gas e vapori del sottosuolo, con conseguente costipamento dei sedimenti che li contengono;
- emungimento di acqua del sottosuolo, con forte depressione del livello piezometrico e conseguente abbassamento del suolo per diminuzione della spinta idrostatica di sostentamento negli strati acquiferi;
- bonifiche idrauliche, con depressione della falda freatica e conseguente costipamento dei depositi superficiali;
- l'applicazione di carichi di grandi manufatti industriali o di vasti agglomerati urbani, che determinano l'addensamento del terreno sottostante;
- la perdita di massa per ossidazione, che avviene in corrispondenza di aree bonificate ad uso agricolo in presenza di terreni torbosi superficiali (Panizza, 2007).

La subsidenza, dovuta a una o più cause di quelle sopra elencate, è anche funzione della compressibilità del terreno, con particolare riferimento ai depositi non cementati.

Le cause antropiche mostrano velocità di abbassamento in genere molto più elevate di quelle geologiche e quindi con rischi ambientali aventi tempi di evoluzione direttamente confrontabili con quelli delle attività umane.

Strutture di subsidenza prodotte da questi processi possono variare nelle dimensioni andando ad interessare anche aree di diversi chilometri.

La principale deformazione del suolo comprende la subsidenza di bacini su scala locale o regionale che può essere accompagnata da fessurazioni del suolo e fagliazione limitata alla zona di subsidenza (Holzer, 1984b).

In contrasto, il collasso si riferisce al rapido e/o totale crollo di una massa sovrastante da forza di gravità, a causa della rimozione del supporto sottostante, come nel collasso di caverne naturali e miniere; tuttavia il collasso a volte può essere preceduto da subsidenza (Hanson et al., 1999).

Strutture di collasso sono causate da processi naturali come la dissoluzione di evaporiti che porta alla formazione della caratteristica geomorfologia carsica e da processi antropici come lo scavo di miniere sotterranee.

Diversi criteri moderatamente diagnostici possono essere utilizzati per differenziare faglie indotte da subsidenza da faglie tettoniche, tra cui:

- *associazione spazio temporale*: se il modello spaziale di faglie da subsidenza coincide con il pattern del fluido estratto, le faglie possono essere non tettoniche;
se il modello temporale delle faglie da subsidenza coincide con i tempi di estrazione del fluido le faglie possono essere non tettoniche;
se il tasso di subsidenza varia con le velocità di estrazione del fluido, la faglia può essere non tettonica.
- *geologia strutturale*: se la faglia è localizzata all'interno di una serie di faglie concentriche e/o i bordi sono depressioni circolari o semicircolari, allora può essere correlata alla subsidenza non sismogenetica e non tettonica;
se la faglia si estende dalla superficie a uno strato non consolidato poco profondo ma non oltre allora può essere correlato a subsidenza non sismogenetica e non tettonica, al contrario se la faglia si estende oltre lo strato non consolidato, allora può essere collegato a processi tettonici sismogenetici;
- *associazioni stratigrafiche*: se è presente una faglia in una zona alla base di fitti strati di materiale granulare e non consolidato la subsidenza dovrebbe essere considerata;
- *associazioni sismologiche*: se il modello di microsismicità in un'area coincide con i tempi e la velocità di estrazione del fluido allora è probabilmente legato a questo processo piuttosto che alla tettonica.

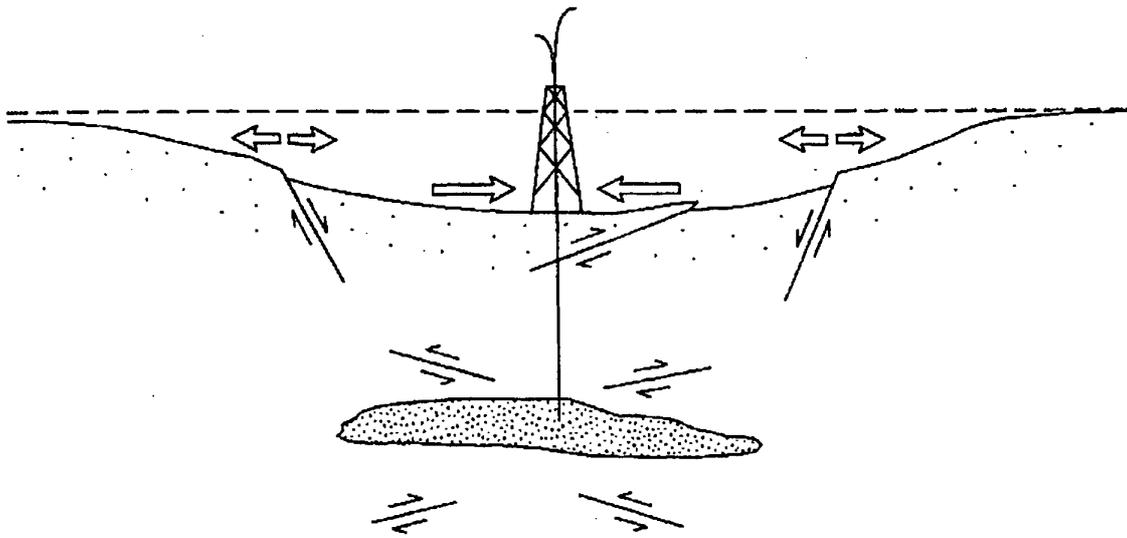


Figura 11. Subsidenza e fagliazione creata dall'estrazione di fluidi (Hanson et al., 1999).

Anche per quanto riguarda le faglie provocate da fenomeni di collasso diversi criteri moderatamente diagnostici possono essere utilizzati per differenziarle da faglie tettoniche, tra cui:

- *presenza di rocce solubili fratturate e con circolazione di acqua:* se caratteristiche carsiche sono presenti nell'area che contiene le fratture, come ad esempio rocce solubili e circolazione di acque sotterranee, allora l'origine del crollo per dissoluzione dovrebbe essere considerato per le faglie osservate;
- *topografia simil carsica:* se la regione è caratterizzata da sinkholes, doline e altre evidenze di carsismo le faglie è probabile che siano relazionate a collassi non tettonici e non sismogenetici;
- *effetti con scala simile a fenomeni carsici:* se il rapporto tra lunghezza (L) lunghezza della scarpata topografica e altezza della faglia (H) è basso ($L:H < 10^3$) è probabile che siano relazionate a collassi non tettonici e non sismogenetici;
- *associazione temporale e spaziale con attività di miniera:* se gli effetti di collasso si sviluppano durante o dopo l'attività di estrazione mineraria, questo potrebbe essere relazionato a collassi non sismogenetici e non tettonici;
- *effetti con geometria simile a fenomeni carsici:* se è presente una faglia in una zona alla base di strati di materiale solubile il collasso dovrebbe essere considerato.

6.3.4. Faglie correlate al vulcanismo

Le intrusioni magmatiche sono una componente importante di estensione crostale in tutto il mondo (Parsons and Thompson, 1991).

Sismicità e fagliazione superficiale collegata ad intrusioni magmatiche e vulcanismo sono manifestano in molti ambienti tettonici e l'estensione della crosta fragile è accompagnata da una combinazione di fagliazione normale e processi magmatici.

La maggior parte delle faglie estensionali in ambiente vulcanico hanno una chiara relazione geologica con l'attività vulcanica.

Tuttavia, esistono aree di ambiguità e complessità tra processi tettonici e magmatici.

Una questione importante nella valutazione della pericolosità sismica in tali aree è la differenziazione della deformazione superficiale associata a processi tettonici da quello associata a processi magmatici.

Faglie di origine vulcaniche generate da crolli della caldera e da dicchi di lava che deformano la superficie possono essere scambiate per faglie tettoniche.

Diversi criteri diagnostici sono usati per differenziare faglie di origine vulcaniche da faglie non vulcaniche.

- *Setting geologici che contengono peculiarità vulcaniche*: se la faglia si trova in ambiente vulcanico probabilmente sarà di origine vulcanica.
- *Setting geofisici che contengono peculiarità vulcaniche*; se una faglia è in una regione con elevato flusso di calore, allora può essere di origine vulcanica.
Se la faglia coincide con intrusioni di magma, allora può essere di origine vulcanica.
- *Caratteristiche geomorfologiche*: zone vulcaniche-rift sono ricche di deformazione estensionale superficiale e sono dominate da (1) fessure tensionali e faglie normali con piccoli spostamenti verticali, (2) dicchi poco profondi, e (3) fessure eruttive.
Scarpate formate da iniezione di dicchi rappresentano l'effetto cumulativo di numerosi dislocazioni a scala submetrica.

Fessure e faglie normali formati da processi magmatici sono simili nell'aspetto a strutture tettoniche. Tuttavia, in ambiente vulcanico, le fessure sono più comuni rispetto alle faglie normali, indicando che la maggior parte della deformazione è puramente dilatativa (Hackett et al., 1996).

6.3.5. Faglie correlate a tettonica salina

La tettonica salina è associata alla presenza di spessi strati di evaporiti contenenti salgemma all'interno di una sequenza stratigrafica di rocce (Fossen, 2010).

Salgemma e *shale* sono rocce deboli e mobili che possono essere deformate da bassa attività tettonica e stress gravitazionali.

A causa della loro natura possono agire come strati di lubrificazione basali al di sopra delle quali le rocce sovrastanti possono scivolare ed estendersi a grandi distanze (Hanson et al., 1999).

Diapiri e faglie sinsedimentarie rappresentano tipicamente il risultato della deformazione del sale, strutture geomorfologiche comuni ad aree con tettonica salina attiva includono *sinkholes*, fessurazione del suolo, scarpate di faglia arcuate, strutture di *slump* e deformazione caotica del *bedrock*.

Tettonica salina estensionale

La tettonica salina estensionale è più comune in due particolari setting tettonici (Vendeville, 1999):

1. all'interno di *rift* continentali divergenti o bacini interessati da estensioni dove il sale è stato depositato prima che iniziassero gli episodi di *rifting*.
2. all'interno di bacini e margini continentali passivi dove il sale è stato depositato dopo la fine degli episodi di *rifting*.

I diapiri indotti da estensione seguono tre stadi evolutivi; reattiva, attiva e passiva ed ogni fase è associata a diversi tipi di fagliazione (Vendeville, 1999).

Durante la prima fase (fase reattiva) l'estensione provocata dalla tettonica innesca un *graben* negli strati sovrastanti il sale e, con il procedere dell'estensione, nuovi *graben* si creano all'interno della struttura precedentemente formata.

Le faglie normali create forniscono la via preferenziale per la risalita del sale, quindi il tasso di estensione controlla strettamente la fase reattiva del diapiro, se l'estensione termina la risalita del diapiro si interrompe.

Le faglie associate a diapirismo reattivo hanno tracce lineari orientate perpendicolarmente alla direzione di estensione regionale o locale.

La seconda fase, diapirismo attivo, si verifica dopo la fase reattiva che ha assottigliato la parte inferiore del *graben*, ovvero il "tetto" del diapiro che quindi può essere attraversato dalla pressione del sale sottostante; il diapiro può così attivamente sollevare e perforare il "tetto" ed emergere negli strati soprastanti.

Faglie associate a questa fase sono generalmente distribuite a raggiera intorno al diapiro (Vendeville 1999). Una volta che il diapiro ha attivamente perforato il suo tetto emerge in superficie e cresce passivamente.

Nella terza fase, diapirismo passivo, il diapiro risale con una velocità paragonabile a quella di sedimentazione.

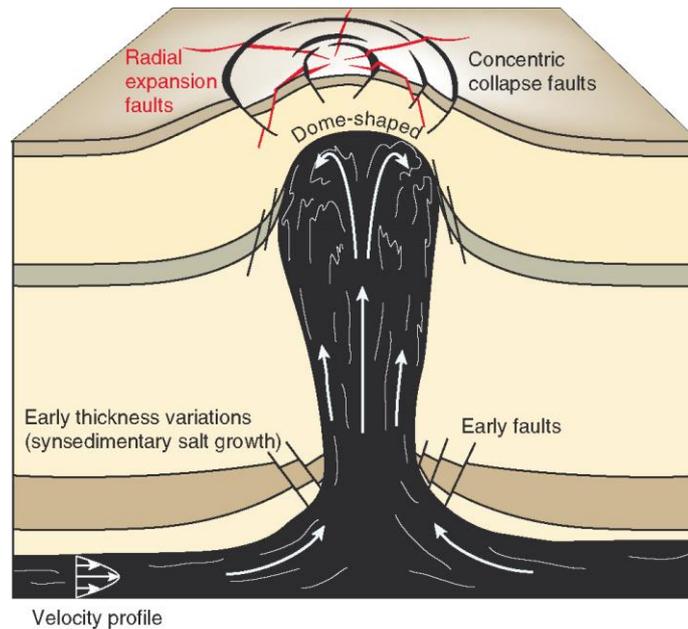


Figura 12 crescita di un diapiro salino (Fossen,2010)

Attraverso criteri moderatamente diagnostici è possibile valutare se una struttura è più correlata con attività legata alla presenza di diapiri salini o a tettonica.

- *Setting tettonico*: se la faglia è presente in una zona contenente evaporiti e attualmente o precedentemente è caratterizzata da un ambiente tettonico estensionale allora può essere correlato fenomeni di risalita di un diapiro;
- *evidenza di erosione locale o deposizionale*: se i depositi sedimentari al di sopra dei depositi di sale hanno notevoli variazioni di spessore, allora possono essere correlate a diapiri attivi e quindi le faglie possono essere correlate a diapirismo;
- *bassi livelli di sismicità*: se terremoti di magnitudo moderate e grandi si verificano al di sotto della profondità di depositi di sale o *shale* all'interno di una regione con diapirismo attivo, la sismicità non è legata a questo fenomeno;
- *relazioni strutturali*: se gli assi delle pieghe in una regione giacente su sale o *shale* sono orientate in modo casuale o incoerente rispetto alla impostazione tettonica o regionale e locale, questi possono essere legati a diapirismo;
- *scala della struttura*: se la lunghezza della faglia è superiore ai due chilometri in una regione giacente su sale o *shale* questa è legata a tettonica;

Per quanto riguarda ambienti tettonici in margini continentali passivi le strutture di sale sono accompagnate spesso da processi di, *gravity gliding* e *gravity spreading* (Hanson et al.1999).

Il *gravity gliding* è il trasporto o traslocazione di sezioni sedimentaria a larga scala su un piano basale sopra un debole piano di distacco o strato di scollamento. A differenza di un piccolo processo gravitativo come una frana che si verifica in un periodo geologicamente breve e che spesso può essere innescata da terremoti, il *gravity gliding* avviene in milioni anni (Vendeville,1999).

Il *gravity spreading* invece è l'assottigliamento verticale e l'ampliamento orizzontale di un corpo geologico guidato dalla pendenza topografica ed è considerato l'innescò per il diapirismo e il *growth fault* lungo i margini passivi (Vendeville,1999).

Non esistono criteri altamente diagnostici disponibili per differenziare in modo conclusivo strutture create da *gravity gliding\spreading* da strutture create da faglie tettoniche e sismogeniche, tuttavia attraverso criteri moderatamente diagnostici è possibile valutare se una struttura è più correlata con attività legata alla presenza di sale o a tettonica.

I seguenti criteri possono essere usati per delineare strutture a larga scala di *gravity gliding\spreading*:

- *presenza di strati di evaporiti; setting tettonico*: se la faglia è presente in una zona contenete evaporiti e attualmente o precedentemente è caratterizzata da un ambiente tettonico estensionale allora può essere correlato a *gravity gliding\spreading*;
- *setting idrologico*: se la faglia è presente in una zona contenenti fluidi ad alta pressione di *shale* allora può essere correlata *gravity gliding\spreading*;
- *struttura geologica e estensione del down-dip*: se la faglia è listrica in un piano basale di scivolamento a una profondità di uno strato di *shale* allora può essere correlato *gravity gliding\spreading*;
nel caso la faglia si trovasse in un'area contenente *horst* e *graben* orientati perpendicolarmente alla pendenza regionale allora può essere correlata a *gravity gliding\spreading*;
- *associazione spaziale*: se la faglia è associata spazialmente con diapiri allora può essere correlata a *gravity gliding\spreading*.

Tettonica salina compressiva

Quando una sequenza sedimentaria sovrastante uno strato di sale è contratta da tettonica o da processi gravitazionali questa inizia ad inarcarsi. La deformazione crea strutture di forma anticlinale in cui il sale fluisce e in questo modo la piega sovrastante rappresenta lo strato di copertura. La formazione della struttura dello strato di copertura non rappresenta un vero diapiro, perché la copertura rimane intatta mentre il diapiro penetra negli strati sovrastanti (Fossen, 2010). La penetrazione negli strati sovrastanti può avvenire tramite la formazione di un *thrust*, ma la geometria della struttura di sale risultante è molto asimmetrica e non simile ad un diapiro. Anche diapiri pre-esistenti sono riattivati durante questa attività compressionale perché sono meccanicamente deboli e si riducono in pieghe e thrust (Hudec and Jackson, 2007).

Considerazione finale

A conclusione di questo capitolo sulla descrizione dell'origine delle strutture in grado di provocare fagliazione superficiale si può affermare che la capacità di distinguere se una faglia è sismogenetica oppure no, nonché l'origine di quest'ultima (tettonica o non-tettonica), sono criteri di primaria importanza per la localizzazione di strutture ingegneristiche critiche.

Sebbene questo compito sembra essere un semplice esercizio accademico, in gran parte basato su studi regionali di sismicità storica, geologia strutturale e paleosismologia, diventa considerevolmente più difficile quando si osserva l'esposizione di questa in campo, e il quadro regionale è mancante (Cotton, 1999).

7. Approccio metodologico e concettuale e articolazione delle attività

La filosofia di lavoro e i fondamenti concettuali che verranno seguiti nelle fasi successive saranno mirati alla definizione del modello geologico di riferimento per le aree di interesse, derivante dall'acquisizione ed elaborazione di dati geomorfologici, geologici, geognostici, geofisici ed idrogeologici; tale modello rappresenta la ricostruzione concettuale della configurazione spaziale e della successione temporale dei processi che improntano l'assetto e l'evoluzione, in atto o potenziale, del tratto di ambiente fisico in esame. Questo quadro costituisce il modello geologico, geotecnico e idrogeologico di riferimento, in grado di descrivere in modo adeguato la struttura dell'area di progetto con riferimento specifico alle condizioni al contorno d'interesse per il mantenimento in sicurezza dell'impianto.

In tale contesto, la paleosismologia risulta uno strumento indispensabile sia per stimare il massimo potenziale sismico di ogni sorgente, poiché identifica i caratteri ambientali interpretabili come l'effetto cumulato di ripetuti eventi sismici, sia per comprendere meglio l'origine della faglia. La valutazione complessiva della pericolosità legata alla fagliazione superficiale, inoltre, non può prescindere dall'identificazione dei caratteri del paesaggio sismico (Allen, 1975), cioè delle evidenze geomorfologiche e stratigrafiche risultanti dalla ripetizione in una finestra temporale recente dei sismi che caratterizzano l'area in esame (Michetti et al., 2005; Michetti & Hancock, 1997).

L'ipotesi alla base della definizione del concetto di paesaggio sismico è che i terremoti influenzano l'evoluzione del territorio in modo sufficientemente esplicito da consentire il riconoscimento di caratteri ambientali peculiari, diagnostici dell'entità, in termini di magnitudo, del sisma caratteristico dell'area (e.g., Mw 6, Mw 7, Mw 8). I principali fattori che identificano il paesaggio sismico sono a) l'ambiente geodinamico locale (e.g., Mohammadioun & Serva, 2001; Scholz, 2002), che include anche stile di fagliazione, tassi di deformazione e spessore e reologia dello strato sismogenetico; b) l'evoluzione tettonica, climatica, geomorfologica e antropica, unitamente alla storia quaternaria dell'area, poiché l'effetto cumulato in superficie dei terremoti passati dipende anche dai tassi di erosione e sedimentazione.

Il concetto di paesaggio sismico, inoltre, sarà fondamentale anche nella valutazione dell'origine dell'eventuale fenomeno di fagliazione superficiale rilevato nel processo di caratterizzazione dell'area di studio, in quanto, sulla base del presente stato dell'arte e dei limiti strumentali delle tecnologie attualmente in uso, è possibile affermare che sulla base delle evidenze geologiche non possono costituire una prova per l'individuazione di strutture sismogeniche crostali in grado di produrre terremoti con magnitudo inferiore a 5.5 – 6.0 ($I = VIII - IX$).

Soltanto in casi eccezionali (ipocentri molto superficiali in ambienti vulcanici con profondità focali minori di 2 km) si può avere fagliazione superficiale associata a sismi con $M_w < 5.0$ (ad es, i fenomeni di fagliazione superficiale cosismica sul Monte Etna, cf. Azzaro et al., 1998). Al di sotto

di questa soglia, l'esistenza di strutture sismogeniche può essere dedotta dall'analisi degli effetti secondari dei terremoti avvenuti nel passato.

La Figura 13 presenta la probabilità che si verifichi fagliazione superficiale primaria in funzione della magnitudo; il grafico è stato sviluppato applicando relazioni empiriche basate su diversi database (Pezzopane & Dawson, 1996; Wells & Coppersmith, 1994). Pur avendo raccolto numerosi dati sulla fagliazione superficiale negli ultimi due decenni, le informazioni disponibili appaiono ancora troppo limitate per derivare una relazione empirica del tutto rappresentativa (IAEA, 2013).

Alla luce di quanto è stato discusso nei precedenti paragrafi si può affermare che, sebbene il terremoto *random* non esista, per gli eventi con $M_w < 5.0$ non può essere identificata con certezza la struttura sismogenica, poiché gli effetti superficiali non sono rilevabili.

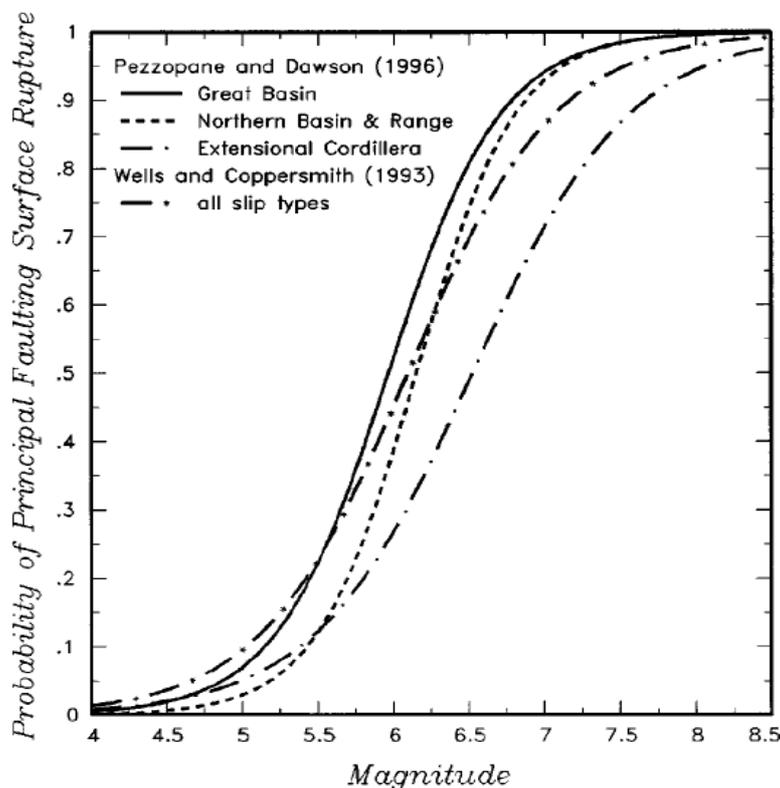


Figura 13 probabilità di rottura superficiale su faglia sismogenica in funzione della magnitudo (Youngs et al., 2003).

7.1. Articolazione delle attività

Alla luce di quanto discusso nel capitolo 4 le faglie dovrebbero essere valutate nel contesto del loro sviluppo strutturale in relazione al regime tettonico contemporaneo con particolare attenzione alla loro evoluzione nel Quaternario.

Di seguito è elencato il percorso di caratterizzazione proposto per la valutazione del fenomeno

della fagliazione superficiale in un processo di localizzazione per aree idonee ad ospitare impianti nucleari;

Step 1: identificare faglie superficiali e deformazioni del suolo di origine incerta

Step 2: Comparare le caratteristiche delle faglie o deformazioni superficiali individuate nello step precedente con le caratteristiche delle faglie tettoniche o non tettoniche

Step 3: Effettuare una valutazione preliminare dell'origine della faglia e documentare le incertezze nei dati o nelle loro interpretazioni. Ciò richiede una verifica delle ipotesi alternative per sviluppare un modello integrato che si adatta meglio ai dati disponibili ed è cinematicamente, meccanicamente, e strutturalmente solido.

Fonti di incertezza possono derivare da; 1) dati inadeguati per valutare correttamente il contesto geologico e i parametri di faglia; 2) presenza di due o più alternative che possono spiegare in modo adeguato (inadeguato) l'origine della faglia; 3) incertezza scientifica nel comprendere l'origine tettonica o non tettonica del processo che causa fagliazione.

Un esplicito trattamento delle incertezze in questo processo di valutazione deve sempre essere considerato.

Step 4: Condurre indagini di caratterizzazione aggiuntive focalizzate su quelle attività che possono essere usate per verificare ipotesi alternative e ridurre in modo significativo l'incertezza sull'origine della faglia.

Step 5: in base ai risultati degli step 2,3 e 4 determinare se la faglia ha caratteristiche tettoniche o non tettoniche

Step 6: in base ai risultati degli step 2,3 e 4 determinare se la faglia è sismogenica o non sismogenica.

Step 7: se la faglia o la deformazione superficiale è giudicata di origine non tettonica il potenziale di rischio di deformazione della superficie (ad esempio, subsidenza, sollevamento, o movimento differenziale) deve essere valutato e caratterizzato.

Step 8: se la faglia o la deformazione superficiale è giudicata di origine tettonica il grado di attività della struttura deve essere determinato. Deve essere valutata l'età dell'ultimo movimento e la potenzialità sismogenica al fine di valutare oltre al pericolo di fagliazione superficiale anche il pericolo sismico.

Le indagini e le ricognizioni sul campo sono finalizzati all'approfondimento, per le aree identificate di potenziale interesse, del quadro conoscitivo relativo alla pericolosità da fagliazione superficiale, in relazione ad eventi sismici o movimenti crostali lenti. Le attività comprendono lo sviluppo puntuale del quadro geologico, l'analisi morfo-strutturale da telerilevamento, l'esecuzione di ricognizioni speditive nelle aree di studio e nel loro areale circostante significativo, volte anche ad accertare se gli elementi morfologici individuati sono da attribuire a tettonica ovvero ad altre cause connesse al modellamento della superficie terrestre (carsismo, cedimenti differenziali del terreno per motivi geotecnici, liquefazione, deformazioni gravitative; Hanson et al., 1999). Vengono presi in considerazione anche quei fenomeni di fagliazione superficiale riconducibili a fenomeni idrotermali, vulcano-tettonica e tettonica salina. Tale approfondimento si sviluppa con approcci diversi in funzione del contesto geodinamico.

I caratteri che assume il rischio di fagliazione superficiale in funzione della distribuzione delle aree selezionate variano, infatti, in funzione dei macroambienti sismo-tettonici che caratterizzano il territorio nazionale, vale a dire:

- il Dominio di Avanfossa (es. Padana, Bradanica, Sicilia), caratterizzato da strutture a pieghe e sovrascorrimenti, spesso sepolte sotto le sequenze siliciclastiche quaternarie;
- il Dominio distensivo del Margine Tirrenico, caratterizzato in alcuni settori da deformazioni legate a processi vulcano-tettonici e idrotermali;
- il Dominio di Avampaese (es. Piattaforma Apula);

Per questo lavoro di tesi verranno considerate solo aree ricadenti in domini "interplacca" (nel senso di IAEA SSG-9), vale a dire regioni che ricadono all'interno o in prossimità della Catena Appenninica (Avanfossa Padana, Settore Apulo-Bradano, Sicilia) ovvero lungo il Margine Tirrenico interessato da vulcanismo recente (Pleistocene Medio-Superiore). In accordo con quanto previsto in IAEA SSG-9, l'intervallo di riferimento per la valutazione della "fault capability" in queste aree può essere identificato con il Pleistocene superiore - Olocene, vale a dire gli ultimi 125.000 anni circa.

	Italia del Nord (Pianura Padana)	Margine Tirrenico	Avanfossa Apulo- Bradanic e Avampaese Apulo	Sicilia
<i>Dominio tettonico</i>	Sistema avanfossa - avampaese	Margine continentale interessato da vulcanismo potassico plio- pleistocenico	Sistema avanfossa - avampaese	Sistema avanfossa - avampaese
<i>Cinematica prevalente</i>	Compressiva	Distensiva	Distensiva	Compressiva
<i>Intervallo temporale di interesse</i>	Ultimi 125.000 anni	Ultimi 125.000 anni	Ultimi 125.000 anni	Ultimi 125.000 anni
<i>Terremoto di riferimento</i>	Brescia, 25.12.1222 (Mw 6.5)	Tuscania, 6.2.1971 (Mw 5.1)	Gargano, 30.07.1627 (Mw 6.7)	Belice, 15.01.1968 (Mw 6.2)
<i>Vulcano-tettonica</i>	NO	SI	NO	SI
<i>Tettonica salina</i>	NO	NO	NO	NO

Tabella 1. Domini d'intraplacca considerati

8. Aree di studio

Le aree di studio vengono valutate attraverso informazioni ricavate per mezzo dell'analisi della letteratura scientifica e dei dati di telerilevamento, e il quadro così ottenuto viene verificato e integrato con ricognizioni e rilevamenti sul terreno volti al riconoscimento dei processi morfogenetici caratteristici delle diverse aree, alla definizione della sequenza delle principali fasi evolutive recenti del paesaggio locale, e alla ricerca delle evidenze geologico-geomorfologiche riconducibili a episodi o fenomeni di fagliazione superficiale.

Lo studio della pericolosità da fagliazione superficiale (*fault capability*) per le aree selezionate è stato quindi eseguito mediante l'analisi critica della base conoscitiva geologica, geomorfologica, neotettonica e sismologica delle aree selezionate, l'analisi di dati DEM e LiDAR, rilevamento sul terreno e fotointerpretazione.

Come già riportato nella parte introduttiva di questa tesi non è possibile applicare questa tipologia di approccio alle aree appartenenti alla CNAPI in quanto, non è stata ancora resa pubblica dai ministeri e quindi risulta ancora riservata. Per questo motivo la metodologia di studio espressa nei capitoli precedenti sarà applicata a porzione di territorio di particolare interesse dal punto di vista tettonico ricadenti nei domini d'interplacca citati in precedenza.

8.1. Italia del nord, Pianura Padana

	Italia del Nord (Pianura Padana)
<i>Dominio tettonico</i>	Sistema avanfossa – avampaese
<i>Cinematica prevalente</i>	Compressiva
<i>Intervallo temporale di interesse</i>	Ultimi 125.000 anni
<i>Terremoto di riferimento</i>	Brescia, 25.12.1222 (Mw 6.5)
<i>Vulcano-tettonica</i>	NO

Per quanto riguarda l'analisi del dominio tettonico della Pianura Padana sono state individuate due aree: la prima (area N1) è ubicata sull'Altopiano di Valenza, settore di territorio ubicato lungo il margine nord-orientale dei rilievi del Basso Monferrato, mentre la seconda (area N2) è

localizzata nel settore di Pianura Padana a S dell'abitato di Sarmato (2 km), lungo la fascia di territorio che degrada dal margine appenninico al corso attuale del F. Po.

Inquadramento regionale

Il Piemonte è una delle regioni italiane geologicamente più complesse, dove si sviluppa la zona di incontro tra Alpi e Appennino. La geologia di superficie è ben conosciuta, grazie alla lunga tradizione di studi e di cartografia geologica dell'area. Per quanto riguarda la parte appenninica, i dati di sottosuolo derivanti dall'esplorazione petrolifera hanno contribuito sensibilmente alla definizione geometrica e cinematica del sistema catena-avanfossa. Una sintesi delle conoscenze sulle strutture di sottosuolo e di superficie è contenuta in Pieri e Groppi (1981), Cassano et alii (1986) e Cnr-Progetto Finalizzato Geodinamica (1990 a,b). Nell'Appennino Settentrionale tra il Piemonte e l'Emilia-Romagna il fronte della catena è articolato nel sottosuolo in una serie di strutture arcuate che procedendo da occidente verso oriente sono l'Arco del Monferrato, l'Arco Pavese formato dal margine esterno dell'Appennino s. str. e dalle Pieghe Emiliane e infine l'Arco Ferrarese costituito dalle Pieghe Ferraresi e dalle Pieghe Emiliane (Fig. 14). Tutte queste strutture si sono formate in tempi molto recenti, tra il Messiniano superiore e il Quaternario, e alcune di esse sono ancora attive (valga come esempio recente della sismicità dell'area la sequenza sismica in Emilia del maggio-giugno 2012).

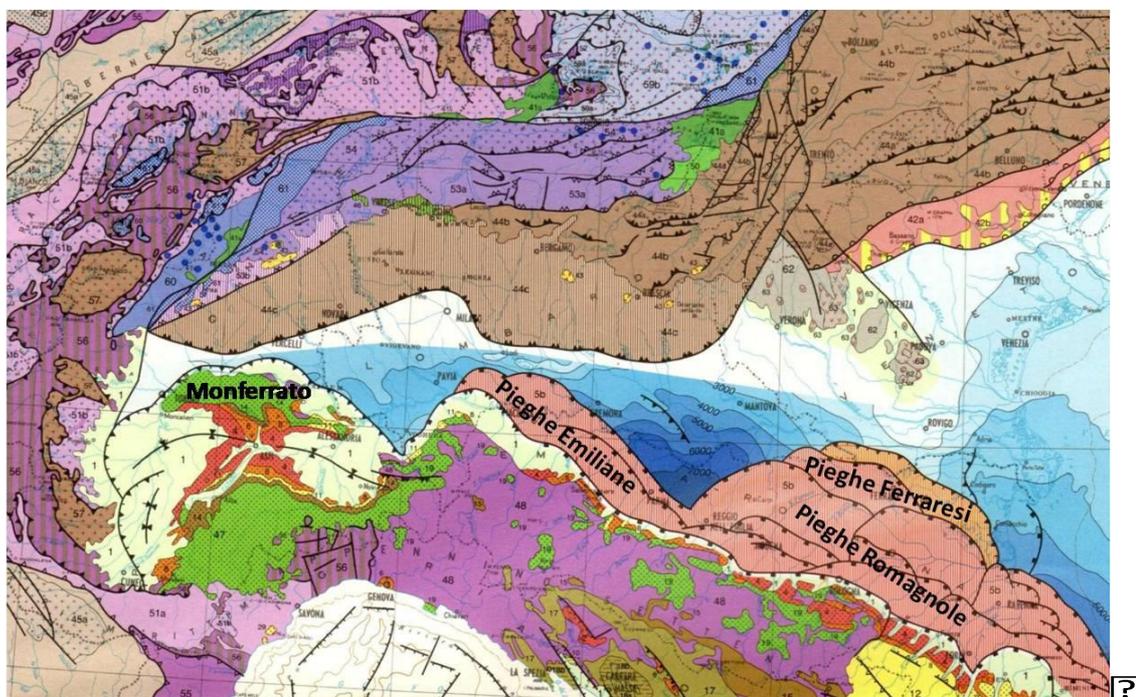


Figura 14. Gli archi appenninici dal Monferrato alla Romagna e, in blu, isobate della base del Plio-Pleistocene nell'Avanfossa Padana. Da CNR-PROGETTO FINALIZZATO GEODINAMICA (1990b).

8.1.1. Area di studio N1

Regione: Piemonte

Provincia: Alessandria

Indagini effettuate:

- Tipologia: fotointerpretazione, analisi cartografia geologica
- Periodo di indagine: settembre-novembre 2014
- Materiale consultato:
 - Copertura aerea; Volo Gai (1954-1955).
 - Foglio Mortara e Foglio Alessandria Volo Italia (1988)
 - DTM 5 x 5 m Regione Piemonte;
 - Cartografia geologica in scala 1:100.000. Fogli 58 – Mortara, 70 - Alessandria;
 - CTR Regione Piemonte in scala 1:10.000

8.1.1.1. Assetto geografico, geomorfologico e geologico

Contesto geografico

L'area N1 è compresa in una superficie terrazzata che si estende tra le pendici del Monferrato settentrionale e la valle del *Torrente Grana*, affluente del Po; tale terrazzo è costituito da sedimenti di origine alluvionale del Pleistocene Inferiore (*Fluviale e Fluvioglaciale Mindel*) ed è sospeso sulla piana attuale, posta a quota inferiore, cui si raccorda attraverso versanti più o meno acclivi. L'area è quindi completamente pianeggiante con una debolissima pendenza verso Nord (pari a circa il 2%) e quote comprese tra 150 e 130 m s.l.m..

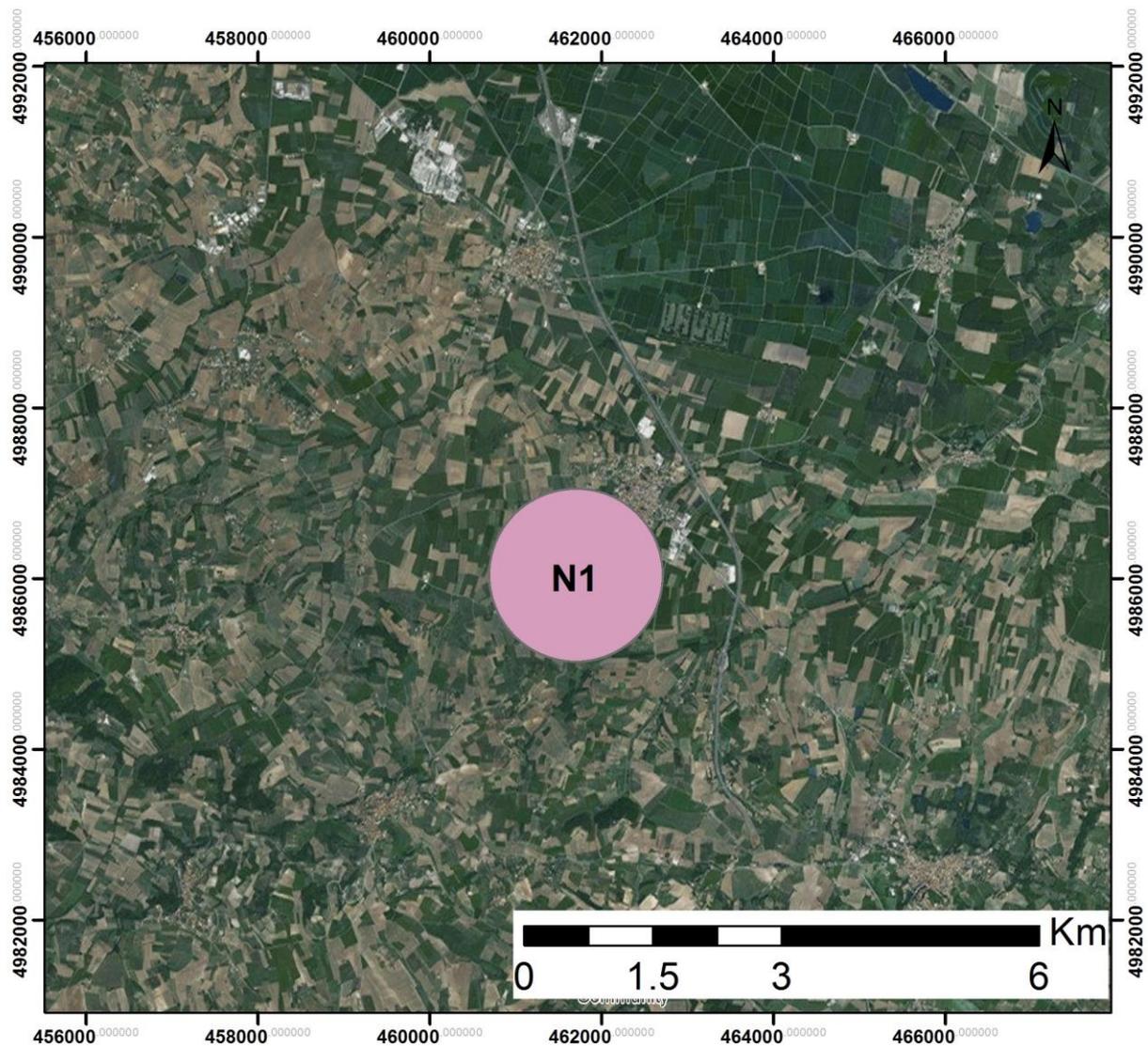


Figura15 Inquadramento geografico dell'area N1.

Contesto geomorfologico

L'area di indagine è ubicata sull'Altopiano di Valenza, settore di territorio ubicato lungo il margine nord-orientale dei rilievi del Basso Monferrato e comprende una superficie principale estesa per circa 20 km in direzione ONO-ESE ed alcuni lembi di sviluppo ridotto, posti alle pendici dei rilievi collinari nei settori di Conzano-Occimiano e Terruggia (Fig. 17).

L'altopiano di Valenza è costituito da depositi fluviali di età Pleistocenica sollevati e progressivamente inglobati nell'edificio collinare durante l'evoluzione tettonica dell'arco del Monferrato. La superficie principale si trova rialzata di circa 25-30 m rispetto al livello attuale della Pianura Padana, posta frontalmente, e di circa 10-15 m rispetto all'Altopiano di Casale Monferrato con cui confina lungo il margine N-NE. Lungo il margine S-SO la superficie appoggia sulle pendici dei rilievi collinari e solo per un breve tratto (settore E-SE) è sospesa al di sopra del limite settentrionale della Pianura di Alessandria (settore Rivarone-Bassignana). La superficie principale degrada debolmente verso NE con un dislivello medio di circa 25 m tra la base dei rilievi e l'orlo della scarpata che segna il passaggio con la superficie inferiore dell'Altopiano di Casale Monferrato (tratto Mirabello Monferrato-Giarole) e la piana alluvionale del F. Po (tratto Valenza-Bassignana). In corrispondenza dell'abitato di Pomaro Monferrato la superficie si interrompe contro una piccola dorsale collinare con orientazione NO-SE costituita da formazioni del substrato miocenico, che si eleva di circa 45 m rispetto all'altopiano. Il lato NE della dorsale si affaccia direttamente sulla Pianura Padana posta ad una quota di circa 90 m s.l.m.. In Figura 16 sono evidenziate le superfici costituite da depositi fluviali di età compresa nell'intervallo Pleistocene medio-superiore e Pleistocene superiore/Olocene, mappati sulla base della cartografia geologica disponibile, rappresentata dalla *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000* (1970), e dalla *Carta Geologica del Piemonte alla scala 1:250.000* (Arpa Piemonte, 2014).

L'area N1 è ubicata nella sezione occidentale dell'Altopiano di Valenza Po in prossimità della sponda destra del T. Grana, collettore di drenaggio dei rilievi collinari del settore astigiano, ed occupa il settore di territorio compreso tra la dorsale collinare che separa la Pianura Padana dal Bacino di Alessandria, ed un rilievo collinare con orientazione simile a quello di Pomaro ma di altezza più ridotta. Il rilievo di Mirabello Monferrato è costituito da una serie di dorsali di estensione ridotta, elevate di circa 30 m rispetto alla retrostante superficie dell'Altopiano di Valenza e di circa 40 m rispetto al settore di raccordo tra il fondovalle del T. Grana e l'Altopiano di Casale posto immediatamente a Nord.

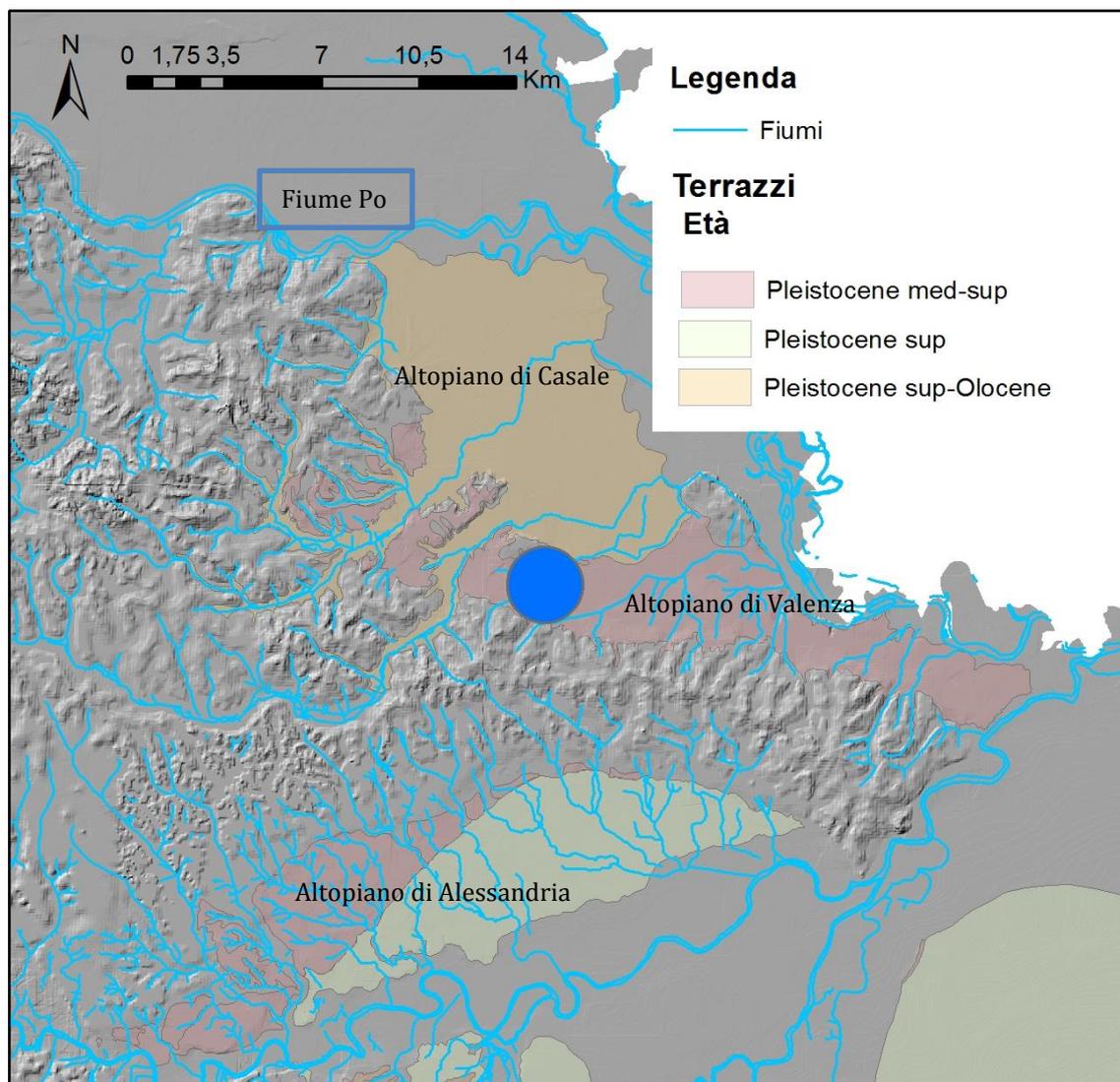


Figura16. Schema geologico-geomorfologico degli altopiani di Alessandria- Valenza- Casale Monferrato. Il cerchio blu rappresenta l'area N1.

Contesto geologico

L'area N1 si estende sulla superficie terrazzata di origine fluviale che costituisce l'Altopiano di Valenza, ricoperta da depositi fluviali FIM, riferiti al Fluviale antico (Pleistocene inferiore; Carta Geologica d'Italia, 1969b). L'età dei depositi fluviali che costituiscono l'altopiano risulta essere ad oggi dibattuta. Secondo le interpretazioni più recenti, riportate nella *Carta Geologica del Piemonte alla scala 1:250.000* (Arpa Piemonte, 2014), i depositi fluviali dell'Altopiano di Valenza sono attribuiti all' unità P3 (Pleistocene medio-superiore).

Alla base del rilievo di Mirabello Monferrato, lungo il margine nord-orientale, affiorano i terreni pliocenici del substrato collinare (Unità P: Sabbie di Andona ed Argille di Lugagnano; Carta Geologica d'Italia, 1969b).

Dal punto di vista tettonico l'area è localizzata lungo il margine settentrionale dei rilievi del Basso Monferrato, costituiti da una successione oligocenico-miocenica appartenente al Bacino Terziario

Piemontese, e da depositi marini e continentali del Pliocene, distribuiti lungo i margini inferiori dei rilievi collinari attuali, e presenti al di sotto della coltre di depositi fluviali che ricoprono le superfici degli altopiani di Valenza Po e Casale Monferrato.

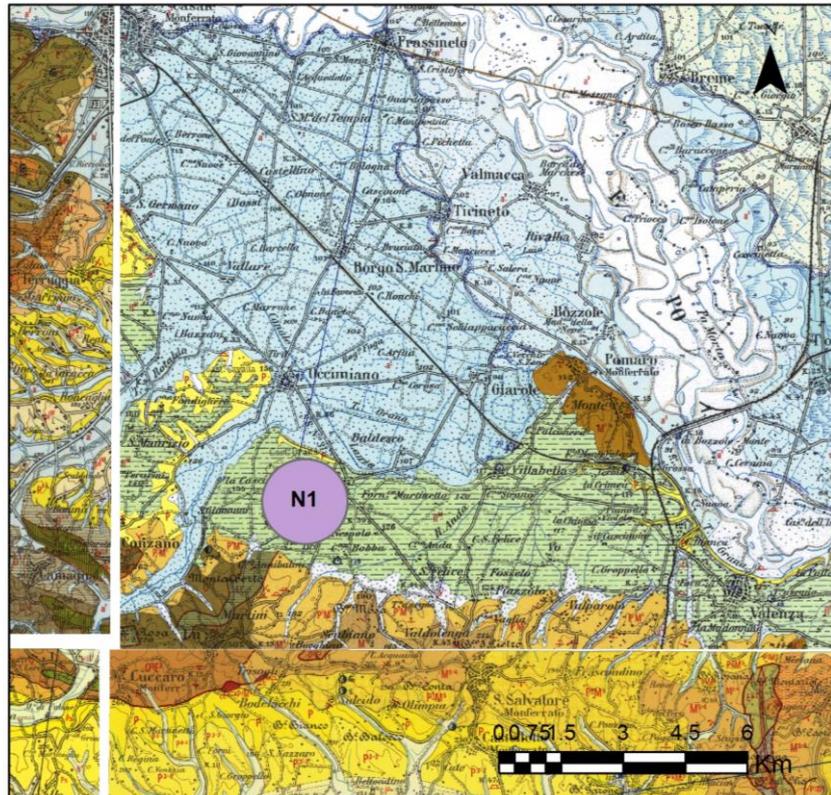


Figura. 17 Estratto dalla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Fogli 57 Vercelli, 58 Mortara, 69 Asti e 70 Alessandria. In verde chiaro i depositi fluviali riferiti Pleistocene inferiore (f1m) su cui si sviluppa l'area di studio.

La sequenza sedimentaria è interessata da strutture tettoniche a cinematica inversa e vergenza verso N-NE, appartenenti ai fronti appenninici del Monferrato, che ne determinano, a partire dall'Oligocene sup., il sovrascorrimento sull'Avanfossa Padana, ed il cui fronte più avanzato è denominato *Thrust Frontale Padano* (Fig. 18). I fronti appenninici controllano il progressivo avanzamento e sollevamento di blocchi intensamente tettonizzati, costituiti da porzioni della sequenza sedimentaria cenozoica interessando, in alcuni casi, anche i sottostanti carbonati mesozoici (GEXON, 1985). In particolare nel settore di pianura compreso tra Tortona ed i rilievi del Basso Monferrato, i blocchi embricati più interni, costituiti da terreni del Cretacico-Paleogene, definiscono un alto strutturale, ricoperto da una sottile coltre di terreni alluvionali (età Pleistocene sup.- Olocene) (GEXON, 1985). I fronti appenninici si estendono con una forma arcuata lungo il margine esterno dei rilievi collinari del Monferrato (Arco del Monferrato), lambendo la base della catena collinare, sino alla sua terminazione occidentale rappresentata dalla Collina di Torino.

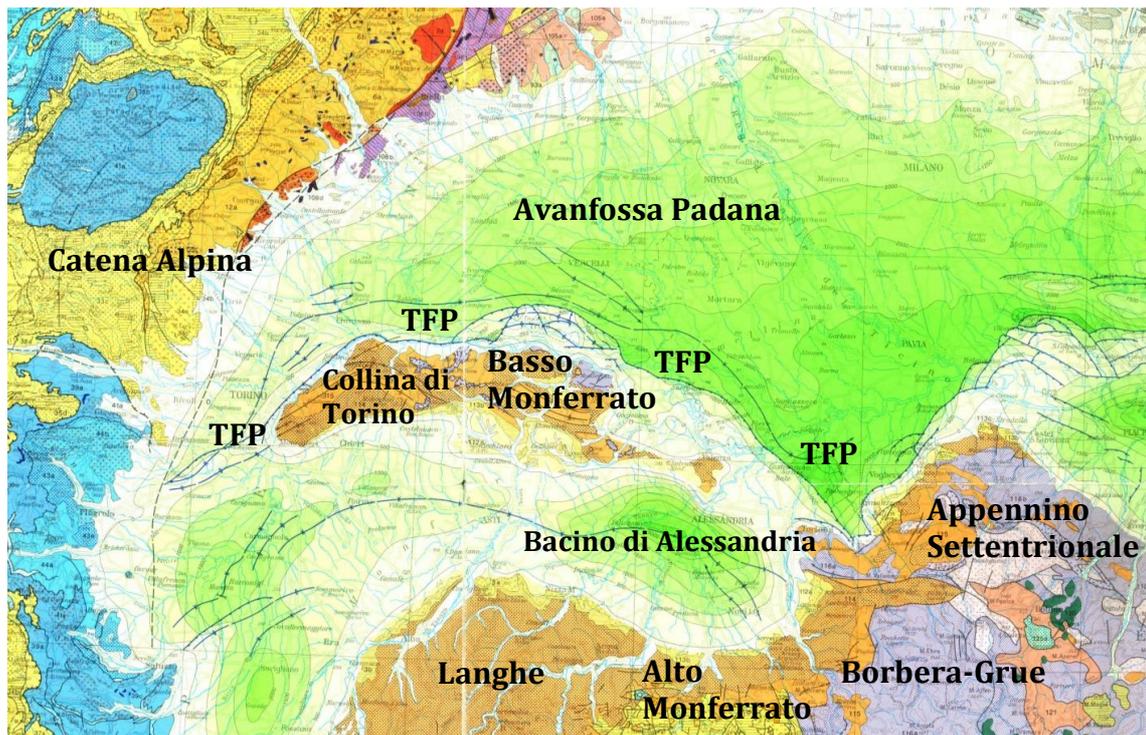


Figura. 18. Assetto geologico – strutturale dell'area piemontese (*Structural Model of Italy* - CNR, 1983).

Nel settore della Pianura Padana le strutture tettoniche dell'Arco del Monferrato sono sepolte al di sotto dei depositi dell'Avanfossa e si spingono localmente sino in prossimità della superficie topografica. Questa situazione è ben documentata nella zona di Trino Vercellese dove i Thrust appenninici portano in emersione il substrato oligo-miocenico collinare, in corrispondenza del Rilievo Isolato di Trino, dorsale collinare rilevata di circa 30-40 m rispetto alla pianura circostante, posta circa 4 km a Nord del fronte del Monferrato e separato da questo dal corso del Fiume Po (Fig. 19).

I depositi fluviali che ricoprono le superfici di Casale e Valenza testimoniano come questo settore sia stato interessato dall'azione di un corso d'acqua con elevata capacità di trasporto, simile al Po attuale, localizzato ai piedi dei rilievi collinari in progressivo avanzamento verso N. L'avanzamento verso N-NE dei *thrusts* sepolti appenninici ha determinato il progressivo sollevamento dei rilievi del Monferrato - Collina di Torino, causando l'isolamento delle aree di pianura poste alla base del fronte collinare, corrispondenti agli attuali altopiani di Valenza e Casale. Il sollevamento areale può essere riferito ad un intervallo successivo al Pleistocene medio-superiore (Altopiano di Valenza) e al Pleistocene superiore-Olocene (Altopiano di Casale). La mancanza di datazioni certe sui depositi alluvionali che ricoprono le due superfici (le datazioni si basano prevalentemente su elementi morfostratigrafici) non consente di definire in maniera esaustiva l'età delle superfici ed indirettamente l'attività delle strutture tettoniche sepolte.

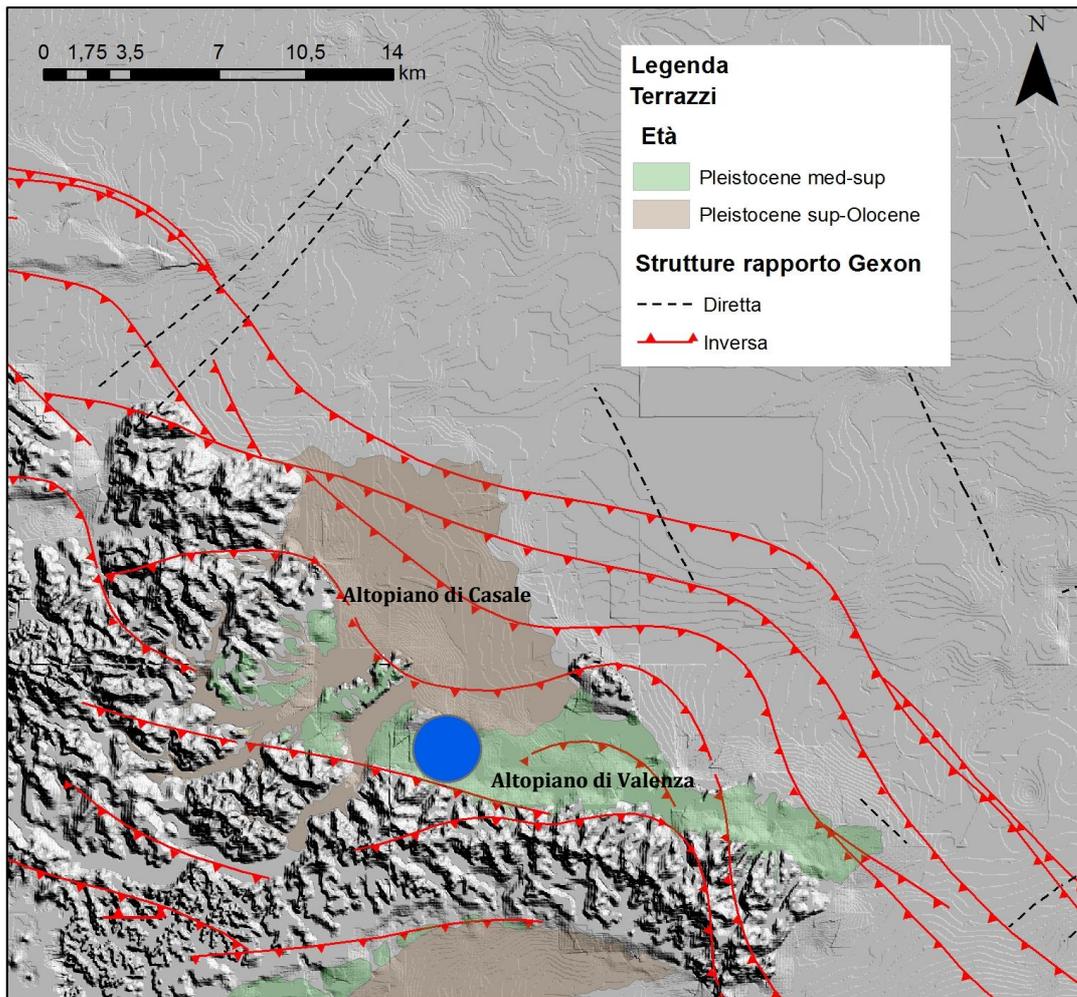


Figura 19. Assetto morfo-strutturale del settore Basso Monferrato – Pianura Padana Occidentale. Il cerchio blu rappresenta l'area N1.

8.1.1.2. Assetto sismotettonico

L'assetto strutturale dell'Altopiano di Valenza e dei settori circostanti comprendenti l'Altopiano di Casale Monferrato, la Pianura Padana Occidentale ed i rilievi collinari circostanti del Basso Monferrato, è stato ricostruito, principalmente sulla base delle indagini condotte per la localizzazione di una centrale elettronucleare nella Regione Piemonte (ENEL, 1984, 1984b) dal rapporto GEXON (1985) e dei dati di sottosuolo pubblicati recentemente da Mosca (2006) Mosca et al. (2009) ed Irace et al. (2009).

I dati sismici ad alta risoluzione rielaborati da GEXON (1985), disponibili solo lungo alcune sezioni, forniscono informazioni stratigrafico-strutturali già a partire da qualche decina di metri al di sotto del piano campagna, garantendo una maggiore risoluzione nella porzione alta della

sequenza stratigrafica. La carta di sintesi delle strutture sepolte contenuta nel Rapporto GEXON (1985) estende l'interpretazione ai settori collinari interni evidenziando nuove strutture tettoniche.

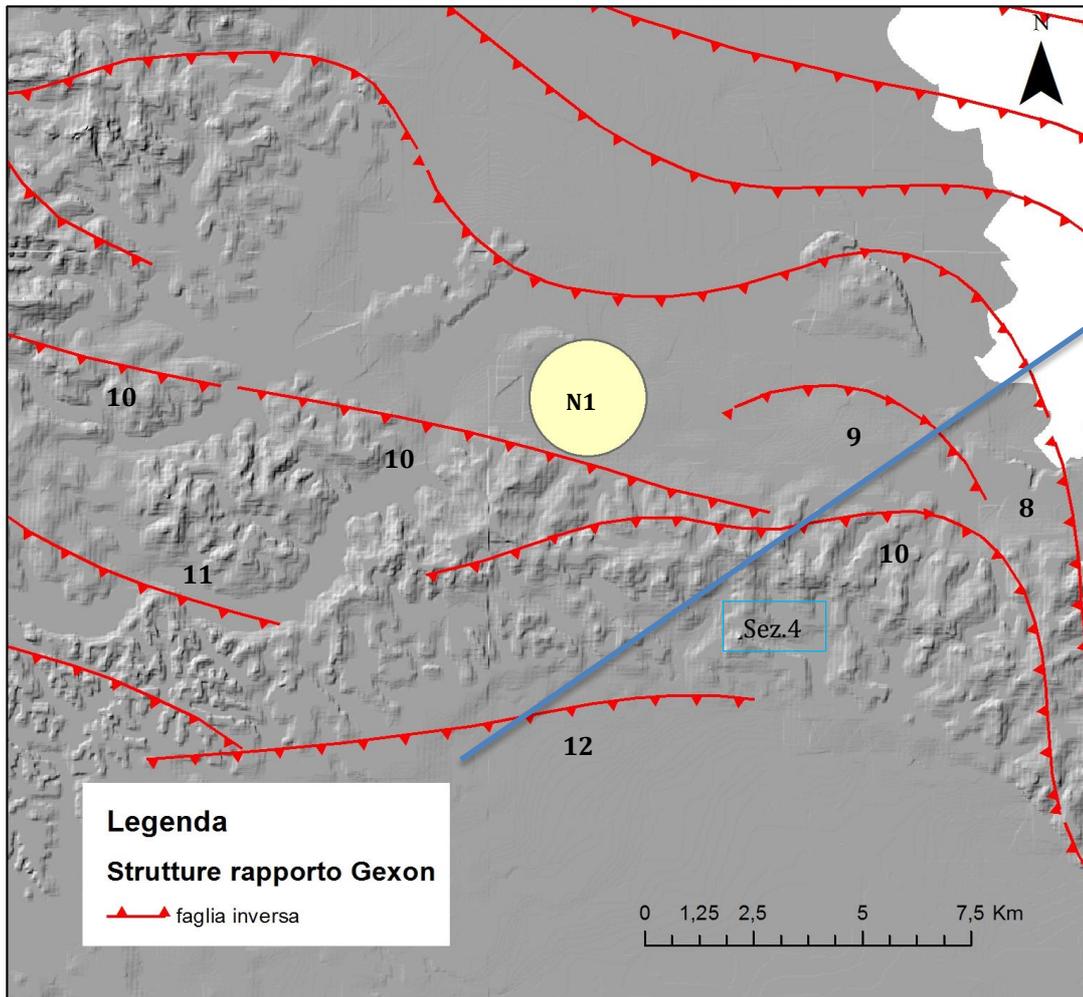


Figura 20. Ubicazione delle strutture tettoniche rispetto all'area N1. In rosso= faglie desunte dal Rapporto GEXON. La riga blu indica la sez.4 Irace et al 2009.

L'elaborazione delle onde rifratte superficiali eseguite da GEXON lungo alcune delle sezioni trasversali alla direzione delle strutture sepolte, ha consentito di ricostruire l'andamento di un rifratte corrispondente alla parte superiore delle alluvioni grossolane (primi 10-35 m), denominato A0, e di uno posto alla loro base, denominato A (Fig. 21). Nel settore di pianura a NE di Alessandria dove i fronti appenninici si estendono sino in prossimità della superficie topografica, i due orizzonti A ed A0 coincidono.

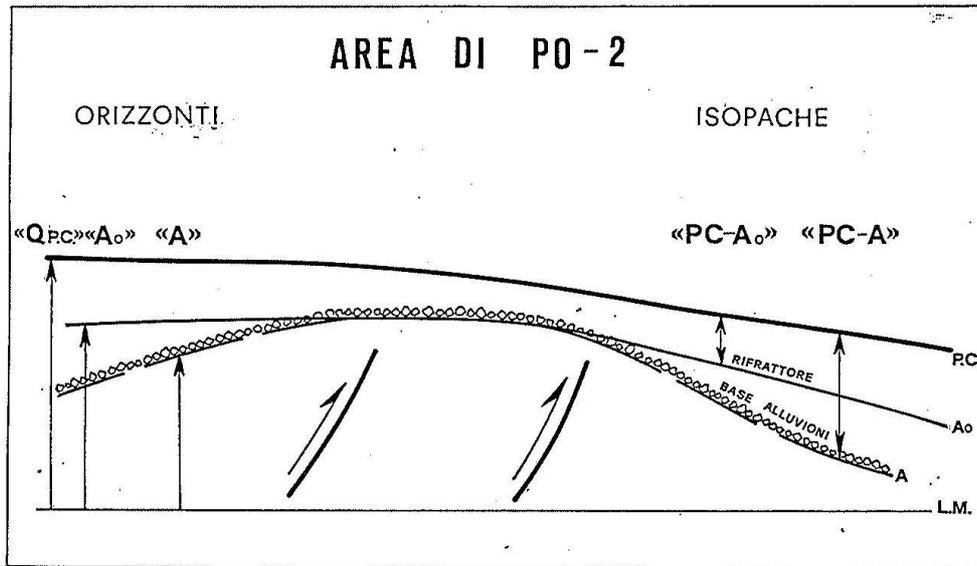


Figura.21. Schema stratigrafico strutturale degli orizzonti sismici ed isopache superficiali (GEXON, 1985). PC= Piano campagna; A₀= base della parte alte delle alluvioni grossolane; A= base delle alluvioni grossolane.

Non disponendo di dati cronostratigrafici di dettaglio per l'intervallo pleistocenico, l'attività di alcune faglie che deformano l'intervallo A-A₀, è stata riferita ad un Pleistocene imprecisato (GEXON, 1985). Nel settore della pianura alessandrina compreso tra Tortona ed i rilievi collinari del Basso Monferrato, la maggior parte delle faglie identificate attraverso l'indagine geofisica, sono attive sino all'intervallo A-A₀ (Fig. 22). Solamente la Faglia 8 disloca anche la base delle alluvioni grossolane superficiali (orizzonte A), coincidenti in diversi settori con la porzione sommitale (orizzonte A₀), attribuibili almeno al Pleistocene superiore.

Per quanto concerne il settore collinare in cui ricade l'area N1 non si dispone di elementi sufficienti per poter definire l'intervallo di attività delle faglie, a causa della mancanza di un controllo sismico, come avviene per i segmenti individuati nei settori di pianura, e/o per l'assenza di una serie sedimentaria che possa fornire informazioni. Nello schema riportato in figura 22 si può osservare come le faglie del settore collinare (delimitate da un quadrato) possono essere considerate attive nei seguenti intervalli temporali:

- Faglia 9: priva di controllo sismico e di serie sedimentaria, si estende sino alla base dell'orizzonte A (Pleistocene generico). Dedotta su base geologica.
- Faglia 11: priva di controllo sismico e di serie sedimentaria, si estende sino alla base dell'orizzonte F (Miocene medio-superiore).
- Faglia 12: priva di controllo sismico e di serie sedimentaria, si estende sino alla base dell'orizzonte D (Pliocene inferiore-medio).
- Faglia 10: l'attività del segmento collinare non è definita mancando un controllo sismico e la serie sedimentaria di riferimento. In corrispondenza della Pianura di Alessandria, il segmento meridionale della Faglia 10 (distinto da quello che interessa l'area N1) deforma

l'intervallo A-A0 (Pleistocene; Gexon 1985) corrispondente alle alluvioni grossolane (possibile attribuzione alla parte alta del Pleistocene sup. / Olocene?).

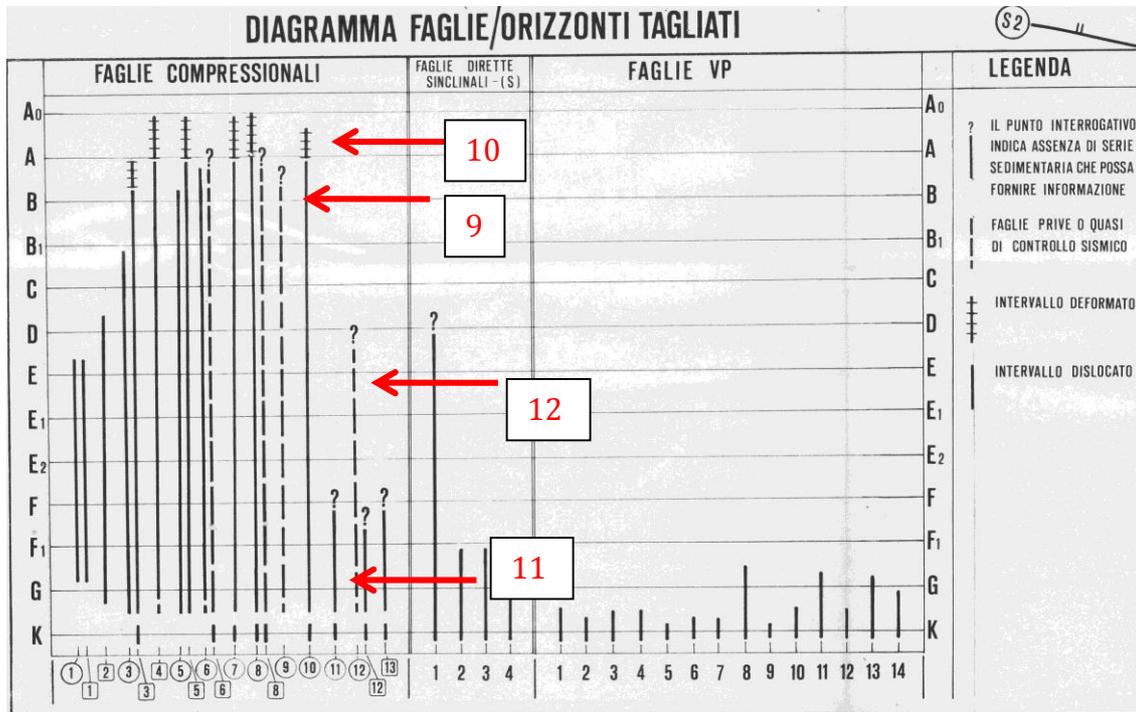


Figura. 22. Diagramma faglie/orizzonti tagliati (GEXON, 1985). Il cerchio ed il quadrato corrispondono alle strutture individuate nelle aree di PO2 e PO1. La faglia 10 deforma l'intervallo A-A0 nel settore della pianura alessandrina, mentre non dispone di dati stratigrafici e sismici per valutarne l'attività all'interno del settore collinare.

Recentemente l'assetto del sottosuolo dell'area piemontese, ed in particolare il settore centrale, è stato oggetto di approfondimento nell'ambito degli studi condotti a scala regionale da Mosca (2006), Mosca et al. (2009) ed Irace et al. (2009), per la ricostruzione dell'evoluzione tettono-stratigrafica e dell'assetto idrostratigrafico dell'area, condotto attraverso l'analisi di sezioni sismiche a riflessione disponibili presso l'archivio ENI-AGIP, e la rielaborazione di sezioni pubblicate dagli autori precedenti. Le sezioni geologiche e sismiche pubblicate da Mosca (2006), Mosca et al. (2009) ed Irace et al. (2009), evidenziano, in corrispondenza del pozzo AGIP Quargnento, la presenza di una struttura tettonica a cinematica inversa correlabile al sistema appenninico (Fig. 23-24), in accordo con i dati delle indagini effettuate nell'ambito dei progetti per la localizzazione di una centrale nucleare in Piemonte, disponibili presso l'archivio SOGIN.

Lungo le due sezioni di Mosca (2006) e Irace et al. (2009) è riconoscibile una blanda deformazione nell'orizzonte Pliocene medio-superiore che sembra interessare, in maniera sensibilmente ridotta, la base dell'orizzonte riferito al Pleistocene inferiore. La bassa risoluzione delle sezioni esaminate non consente di definire con certezza l'intervallo temporale di attività della struttura sepolta e di escludere effetti deformativi legati a strutture secondarie, potenzialmente

presenti negli intervalli più superficiali. Sulla base di queste considerazioni la faglia di Quargento è stata considerata attiva sino al Calabriano.

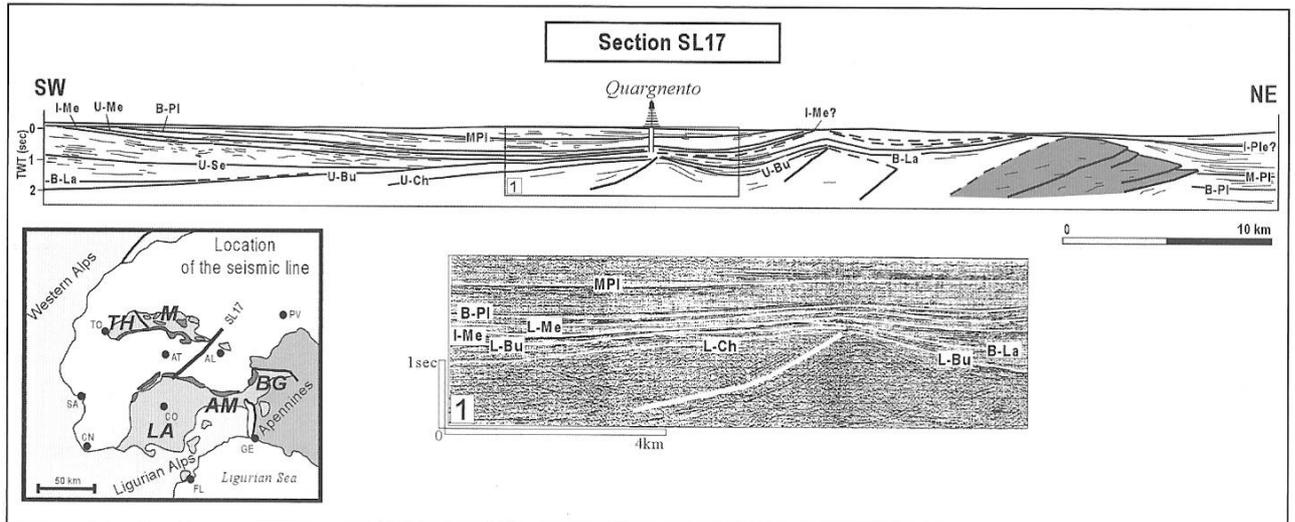


Figura 23. Sezione sismica interpretata SL17 (Mosca, 2006). Secondo l'autore la faglia di Quargento è attiva sino al Cattiano superiore. Gli orizzonti superiori a questo intervallo appaiono deformati sino alla base del Pliocene medio-superiore (si veda Fig. 10).

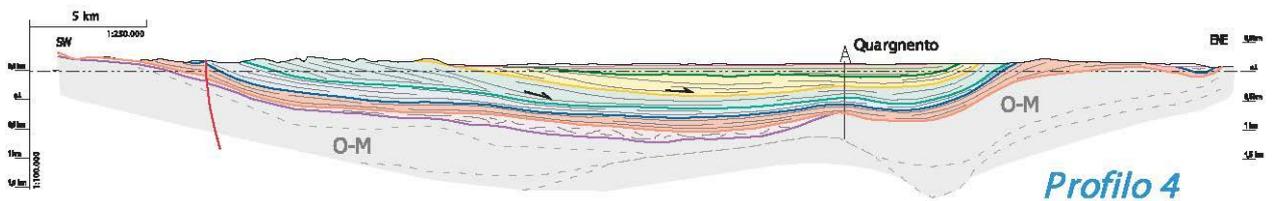


Figura 24. Sezione sismica interpretata Sez. 4 (Irace et al., 2009). La base del Pliocene medio-superiore appare debolmente ondulata.

I principali terremoti nei settori limitrofi all'area sono rappresentati dai seguenti eventi:

Epicentro	Data	Intensità lo (MCS)	Mw	Distanza dall'area (km)
Italia Settentrionale	29/07/1276	V	5,12*	45
Morimondo	18/12/1304	V-VI	4,51*	50
Alessandria	01/02/1369	VI-VII	4,93*	16
Valle Scrivia	22/10/1541	VII	5,24	44
Gavi	30/04/1680	VII	5,14*	45
Valle Staffora	09/10/1828	VIII	5,76*	49
Novi Ligure	07/12/1913	V	4,62*	43
Monferrato	07/12/1913	V-VI	4,51*	31
Nizza Monferrato	22/08/1952	V	4,76*	30
Capriata	15/03/1965	V-VI	4,51*	40
Monferrato	21/08/2000	VI	4,92	17
Monferrato	18/07/2001	V-VI	4,54	28
S. Agata Fossili	11/04/2003	VI	4,76	40

Tabella 2: dati relativi alla sismicità storica e strumentale significativa estratta dal catalogo sismico CPTI11 (Rovida et al.,2011). Note: Mw = Magnitudo momento; se il terremoto è storico, è derivata da dati macrosismici (Magnitudo momento derivata) e seguita dal simbolo *.

La distribuzione degli eventi contenuti nel catalogo sismico CPTI11 (Rovida et al., 2011) descritti in Tabella 2, è riportata in Fig. 25.

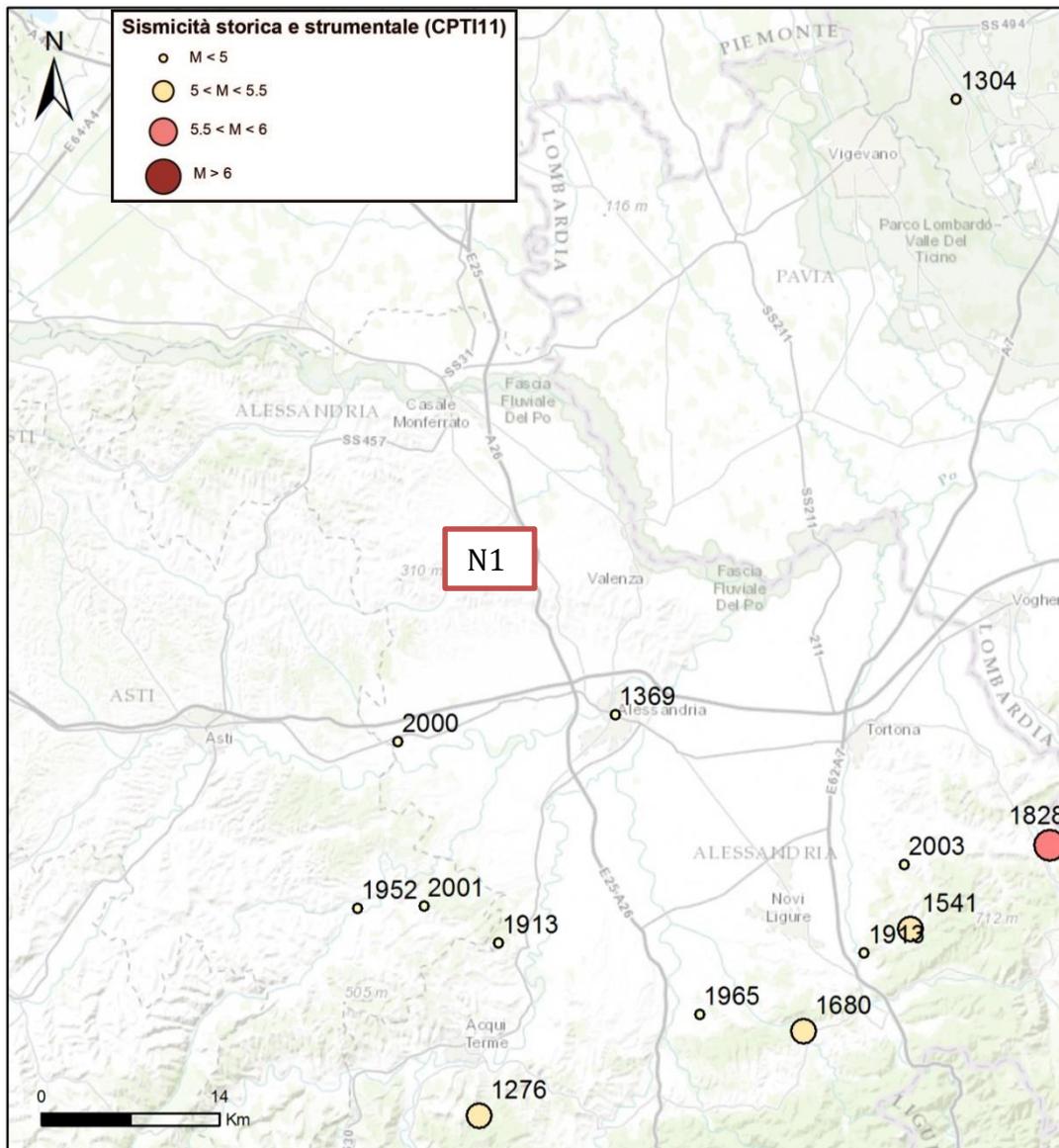


Figura. 25. Sismicità storica e strumentale dell'area (Rovida et al., 2011).

8.1.1.3. Ricostruzione del quadro morfotettonico

L'indagine è stata condotta per mezzo della revisione critica della bibliografia esistente, l'analisi fotogeologica ed i sopralluoghi sul terreno. L'insieme di questi dati ha consentito di elaborare una carta morfotettonica dell'area N1 e di un suo intorno significativo (Allegato 1). Le principali forme cartografate, potenzialmente riconducibili ad elementi di interesse tettonico, sono costituite da scarpate morfologiche, dorsali, incisioni, selle e da forme fluviali (valli decapitate, relitti di meandro, gomiti di cattura fluviale etc.) attribuibili all'evoluzione del reticolo idrografico.

Il settore investigato è caratterizzato da forme fluviali relitte, per lo più relitti di meandro con raggio di curvatura chilometrico, correlabili all'attività di un corso d'acqua con elevata capacità di trasporto. Queste forme sono presenti nel settore di raccordo tra il fondovalle del T. Grana e l'Altopiano di Casale (Fig. 26), ubicato ad una quota inferiore rispetto al livello di pianura su cui si sviluppa N1 (Fig. 26). I depositi fluviali che ricoprono l'Altopiano di Casale e la zona di raccordo con il fondovalle del T. Grana, sono costituiti da limi sabbiosi e da limi argilloso-sabbiosi di colore marrone grigio (Fig. 27). Il rilievo di Mirabello Monferrato si eleva di circa 20-40 m rispetto al livello della pianura circostante (Fig. 26 ed è caratterizzato, lungo il margine settentrionale, da vallecole impostatesi in corrispondenza di forme fluviali relitte. Il versante meridionale del rilievo di Mirabello Monferrato immerge verso Sud, mentre la pianura alla base, è debolmente inclinata verso Est, ed è interessata da un relitto di meandro (Fig. 28). La porzione sommitale del rilievo di Mirabello Monferrato è caratterizzata da due dorsali morfologiche ad andamento SO-NE e NO-SE, separate da una valle decapitata (Figg. 29-30), impostata presumibilmente lungo una forma fluviale relitta, attualmente sopraelevata rispetto alla pianura circostante. Il versante settentrionale del rilievo di Mirabello Monferrato è maggiormente acclive rispetto al versante meridionale e si raccorda con l'Altopiano di Casale lungo una fascia con pendenza regolare.

Il settore NO dell'area N1 si sviluppa lungo la scarpata di origine fluviale che delimita il fondovalle del T. Grana posto ad una quota inferiore di circa 15-20 m. Il limite meridionale di N1 corre lungo il margine inferiore della dorsale collinare ad andamento O-E che separa l'Altopiano di Valenza dal settore settentrionale dell'Altopiano di Alessandria. In corrispondenza della porzione inferiore dei versanti collinari sono presenti alcune dorsali morfologiche di sviluppo ridotto (alcune centinaia di metri) e andamento rettilineo con orientazioni NE-SO E-O e N-S. Il margine inferiore dei versanti collinari mostra nel complesso un andamento rettilineo con orientazione circa NO-SE, coerente con il segmento collinare della struttura sepolta denominata Faglia 10 (GEXON, 1985). Lungo questa zona di raccordo, nella Carta Morfostrutturale è stata riportata una scarpata morfologica che, nonostante non abbia un'espressione morfologica ben riconoscibile sul terreno, evidenzia la presenza di un passaggio netto tra colline e altopiano.

Il reticolo idrografico è caratterizzato da alcuni cambi della direzione di deflusso dei corsi d'acqua provenienti dai rilievi collinari: in corrispondenza del passaggio collina – altopiano le aste torrentizie variano da SSE-NNO a SE-NO (gomiti fluviali in carta). Nel settore a N dell'area N1,

anche il corso del T. Grana mostra un cambio nella direzione di deflusso simile a quello dei rii minori presenti sulla sull'Altopiano di Valenza.



Figura 26. Settore di raccordo tra l'alveo del T. Grana e l'Altopiano di Casale. Sullo sfondo si vede il rilievo collinare di Mirabello Monferrato.



Figura 27. Depositi limoso-argillosi presenti nelle vallecole impostate lungo forme fluviali relitte.



Figura 28. Settore ribassato corrispondente ad una forma fluviale relitta presente lungo il margine meridionale del rilievo di Mirabello Monferrato.



Figura 29 Valle decapitata tra le due dorsali che costituiscono la sommità del rilievo di Mirabello Monferrato (vista da Sud).



Figura. 30. Settore settentrionale della valle decapitata.

8.1.1.4. Principali risultati raggiunti

L'analisi dei dati di sottosuolo disponibili per l'area ha evidenziato la presenza di alcune strutture tettoniche al di sotto degli altopiani di Valenza e Casale e nel settore collinare del basso Monferrato. Tra queste, quella maggiormente significativa per l'area N1 è la Faglia 10, suddivisa nel rapporto GEXON (1985) in un segmento che interessa i rilievi e la Pianura di Alessandria (ubicato a Sud ed esteso verso SE), ed in uno più a Nord che si estende al di sotto del solo settore collinare con direzione SE-NO (si veda il capitolo *Assetto Sismotettonico*). Nonostante l'attività del segmento collinare non sia definita, mancando un controllo sismico adeguato ed una serie sedimentaria di riferimento, è bene evidenziare come la sua prosecuzione verso SE in direzione della Pianura di Alessandria, rappresentata da un segmento svincolato da quello collinare, mostri evidenze di attività recente, arrivando a deformare la parte superficiale della successione stratigrafica (alluvioni grossolane), sino ad una profondità di 20 m dalla superficie topografica (faglie 10 e 8 in GEXON, 1985).

L'analisi fotogeologica ed i rilievi di terreno non hanno evidenziato elementi direttamente riferibili a deformazioni di natura tettonica. Tuttavia l'insieme degli elementi morfologici osservati in foto aerea e sul terreno, ed i dati disponibili in letteratura, evidenziano come l'area sia stata interessata, durante il Quaternario, da importanti modifiche nell'assetto del reticolo idrografico principale. Le evidenze di forme fluviali relitte, presenti sulla superficie dell'Altopiano di Valenza e localmente preservate nei settori di raccordo tra la superficie principale ed i rilievi collinari, confermano la presenza di un corso d'acqua con elevata capacità di trasporto, in grado di modellare la superficie dell'Altopiano di Valenza almeno sino al Pleistocene medio-superiore (intervallo temporale definito sulla base dell'età dei depositi fluviali che lo ricoprono). Lungo il margine settentrionale dell'Altopiano di Valenza sono presenti inoltre, due rilievi collinari isolati, che si elevano di circa 30-50 m al di sopra della superficie principale, costituiti da unità del substrato collinare di età miocenica (Pomaro Monferrato) e pliocenica (Mirabello Monferrato). L'emersione di questi rilievi al di sopra della pianura circostante, potrebbe essere il risultato dell'azione erosiva del corso d'acqua pre-esistente, del sollevamento tettonico di una porzione del substrato collinare ad opera delle strutture tettoniche sepolte che costituiscono l'Arco del Monferrato, e/o dell'interazione tra i due fenomeni. Quest'ipotesi trova conferma nel modello evolutivo definito per l'area di Valenza- Casale ipotizzato da Carraro et al. (1995) di cui si riporta uno schema in Fig.31

Secondo gli autori, l'avanzamento progressivo dei fronti appenninici sepolti, determina lo spostamento verso Nord del corso d'acqua presente alla base dei rilievi, è responsabile del modellamento delle superfici degli altopiani. Quest'ultimi rappresentano i relitti del settore di pianura che delimitava alla base i rilievi collinari, anch'essi in progressivo sollevamento. I fronti appenninici sepolti causano il sollevamento di scaglie di substrato oligo-pliocenico, inglobando nell'edificio collinare in formazione, porzioni di pianura alluvionale che, ad un certo punto, si

trovano isolate dalla dinamica fluviale del corso d'acqua che le ha modellate in precedenza. Questo modello risulta coerente con l'assetto morfologico dell'area del Basso Monferrato, in cui sono riconoscibili settori corrispondenti alle diverse fasi evolutive ipotizzate. Il Rilievo Isolato di Trino (descritto nel capitolo di inquadramento) rappresenterebbe la prima tappa del processo evolutivo, in cui il substrato collinare viene sollevato da parte di piani di *thrusts* sepolti, emergendo di pochi metri nella pianura alluvionale: in questo caso il corso d'acqua principale defluisce tra il margine dei rilievi collinari ed il rilievo isolato (a in Fig. 31). Con il progredire dell'avanzamento dei fronti sepolti, il settore di pianura compreso tra i rilievi, viene sollevato ed isolato dal corso d'acqua principale (b in Fig. 31). Questo rappresenterebbe il caso dell'Altopiano di Valenza ove si riconosce una superficie fluviale sollevata, delimitata verso il margine esterno, da rilievi collinari isolati costituiti da unità del substrato collinare (Pomaro Monferrato e Mirabello Monferrato). L'ultima tappa del processo evolutivo porta allo smembramento della superficie fluviale originaria ed al suo completo inglobamento nei rilievi collinari (c in Fig. 31): lungo i versanti, sono preservate solo forme fluviali e/o alcuni lembi di depositi fluviali. Questa situazione è confrontabile con quanto osservato in Valle Cerrina (valle che attraversa i rilievi del Monferrato nel settore immediatamente a Sud del Rilievo Isolato di Trino), in cui sono presenti, lungo il versante sinistro della bassa valle, lembi di depositi fluviali riferiti ad un corso d'acqua di origine alpina.

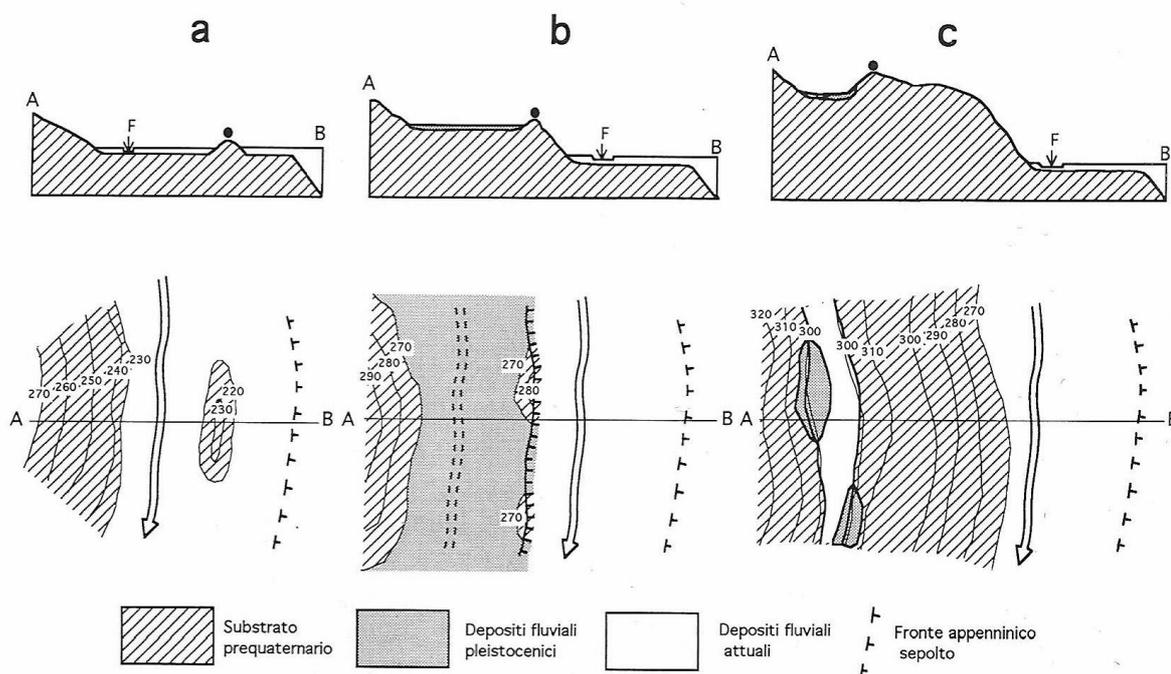


Fig. 4 - Le tappe del processo di interazione tra migrazione del margine appenninico ed evoluzione del corso d'acqua che lambisce il margine collinare. Le situazioni a e b sono separate da un fenomeno di diversione del corso d'acqua F. Il pallino nero indica le diverse posizioni raggiunte dallo stesso punto; nella figura non è invece rappresentata la componente traslativa orizzontale del fenomeno. Lo schema si ispira alle situazioni attualmente osservabili rispettivamente in corrispondenza al Rilievo di Trino (a), all'Altopiano di Valenza (b) e alla V. Cerrina (c).

Figura. 31. Modello evolutivo del fronte collinare appenninico in relazione alla migrazione del corso d'acqua che ne lambisce il margine esterno (Carraro et al., 1995). Gli schemi *a*, *b* e *c*, corrispondono alle diverse tappe evolutive riconosciute nell'area compresa tra l'Altopiano di Valenza ed il Rilievo Isolato di Trino.

Il modello evolutivo sopra descritto, è inoltre coerente con l'assetto del sottosuolo ricostruito sulla base dei dati contenuti nel Rapporto GEXON (1985), sintetizzati nei capitoli precedenti. Nel settore compreso tra Mirabello Monferrato e Pomaro Monferrato sono infatti presenti, alcune faglie inverse sepolte che costituiscono i fronti interni dell'Arco del Monferrato. La presenza sul rilievo di Mirabello Monferrato di una valle decapitata, è riconducibile ad una recente e profonda riorganizzazione del reticolo idrografico, indice di un'elevata mobilità tettonica dell'intero settore durante il Quaternario.

8.1.2. Area di studio N2

Regione: Emilia Romagna

Provincia: Piacenza

- Indagini effettuate:
- Tipologia: fotointerpretazione, analisi dati DTM e cartografia geologica
- Periodo di indagine: settembre-novembre 2014
- Materiale consultato:
 - Copertura aerea: Volo Italia 1988-1989 scala 1:75.000
 - Archivio ENEL: ripresa CGR Aprile 1975 – Fiume Po, Pieve Porto Morone-Roncadello, scala 1:15.000 colore).
 - DTM 5 x 5 m Regione Emilia Romagna;
 - Cartografia geologica in scala 1:100.000. Fogli 59 – Pavia, 60 – Piacenza, 71 – Voghera, 72 Fiorenzuola d'Arda;
 - Cartografia geologica in scala 1:50.000 (Progetto CARG). Foglio: 179-Ponte Dell'Olio;
 - CTR Regione Emilia Romagna in scala 1:5.000

8.1.2.1. Assetto geografico, geomorfologico e geologico

Contesto geografico

L'area è localizzata nel settore di Pianura Padana a S dell'abitato di Sarmato lungo la fascia di territorio che degrada dal margine appenninico al corso attuale del F. Po. L'intero settore è caratterizzato da attività agricola intensiva con campi coltivati, l'area si sviluppa su di una porzione di territorio che si estende ad Ovest del Torrente Tidone, corso d'acqua principale che defluisce nel corso del F. Po 5 km circa a N.

Il rilevamento di terreno è stato condotto anche nell'area limitrofa, compresa tra Castel San Giovanni e Stradella, lungo la traccia della scarpata morfologica che separa il settore pedemontano dalla pianura del Po, segnalata in letteratura come l'espressione morfologica di un *thrust* sepolto (Faglia Broni-Stradella. Benedetti et al.,2003).

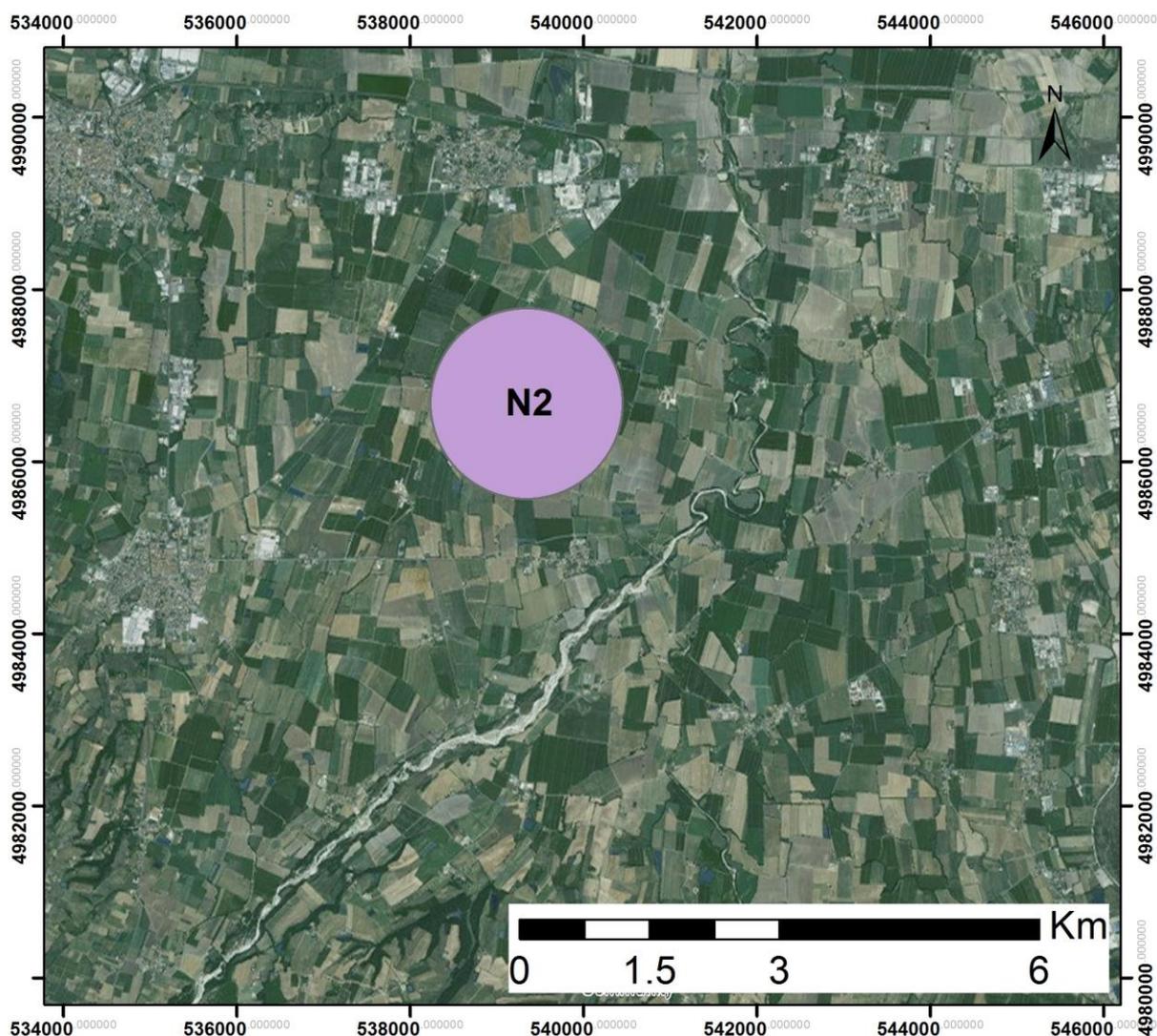


Figura 32. Inquadramento geografico dell'area N2.

Contesto geomorfologico

L'area si sviluppa lungo una superficie di origine fluviale, degradante da SO verso NE, in direzione dell'alveo attuale del F. Po. La superficie topografica è caratterizzata a grande scala, da un andamento piuttosto regolare, sopraelevata di alcuni metri rispetto all'alveo del F. Po ed al suo campo di attività attuale e recente. La topografia è contraddistinta da settori debolmente depressi, e piccole incisioni direttamente correlabili all'attività dei corsi d'acqua che hanno improntato l'evoluzione del paesaggio. Questi elementi morfologici mostrano un'orientazione coerente con l'andamento dei corsi d'acqua appenninici e con gli elementi del reticolo idrografico minore, caratterizzati da direzioni di deflusso da SO verso NE.

Gli elementi morfologici principali, presenti nell'intorno dell'area, sono rappresentati dalle scarpate di origine fluviale di altezza metrica, che delimitano l'alveo attuale del T. Tidone,

attualmente incassato di alcuni metri nei depositi alluvionali che ricoprono questo settore di pianura.

L'elemento morfologico maggiormente significativo è rappresentato dalla scarpata morfologica che delimita a Nord il settore di pianura rilevato rispetto alla piana attuale del Po, localizzato 2,5 km a Nord di N2. Quest'ultima rappresenta la terminazione orientale di un elemento morfologico di estensione plurichilometrica (circa 35 km) che si estende da Casteggio a Sarmato, con altezze decrescenti da O verso E (da pluridecametriche a metriche) e che, secondo alcuni autori, rappresenterebbe l'espressione superficiale di un piano di *thrust* di pertinenza appenninica nord-vergente, denominato Faglia di Broni – Stradella (Benedetti et al., 2003). Nel settore Casteggio-Stradella lungo questo elemento affiorano le unità mio-plioceniche del substrato appenninico, che, procedendo verso E, tendono a scomparire al di sotto di una copertura di depositi fluviali di età Pleistocene-Olocene, distribuiti su superfici poste a quote decrescenti, dal margine dei rilievi sino alla pianura del Po. Nel settore indagato la scarpata è identificabile nel tratto compreso tra Castel San Giovanni (altezza 22 m) e Sarmato – T. Tidone dove raggiunge l'altezza di circa 2-5 m, mentre tende a scomparire procedendo verso O, dove si osservano solo alcuni lembi di altezza ridotta (settore Rottofreno-Piacenza). L'analisi delle foto aeree ha consentito di identificare due settori separati da un limite circa N-S, caratterizzati da un assetto morfologico differente:

- Settore Ovest (Castel San Giovanni – Sarmato). L'area è maggiormente elevata rispetto al Settore Est, con superfici di origine fluviale poste a quote differenti e settori in contropendenza ubicati in corrispondenza dell'elemento morfologico principale.
- Settore Est (Sarmato- Piacenza). L'area è caratterizzata da una superficie regolare degradante verso il corso del F. Po e priva di scarpate morfologiche evidenti. La scarpata morfologica ben evidente sino a Sarmato, in questo settore si riduce di altezza e non è facilmente identificabile.

L'assetto topografico dell'area Broni-Stradella-Sarmato è stato descritto ed analizzato da Benedetti et al. (2003), attraverso l'analisi geomorfologica dell'intero settore pedemontano e la realizzazione di profili topografici disposti perpendicolarmente alla scarpata morfologica principale ad andamento O-E (l'ubicazione dei profili è riportata in Fig. 33). I profili topografici, eseguiti in parte sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000 delle regioni Lombardia ed Emilia Romagna, ed in parte tramite stazione totale, evidenziano la presenza della scarpata morfologica, caratterizzata da un'altezza decrescente da Stradella (Profilo topografico L3 in Fig. 34) verso Sarmato (Profilo topografico L10 in Fig. 34). Nel settore compreso tra Castel San Giovanni e Sarmato la superficie topografica è stata identificata la superficie T2, posta ad una quota superiore rispetto alla superficie T1 retrostante e caratterizzata da una leggera contropendenza verso Sud (Profilo topografico L8 in Fig. 34). La carta riporta l'estensione delle superfici fluviali terrazzate e la scarpata morfologica principale (linea rossa). In nero le tracce

delle sezioni topografiche perpendicolari alla scarpata. Durante la campagna di terreno è stato investigato il tratto di scarpata compreso tra Stradella e Sarmato.

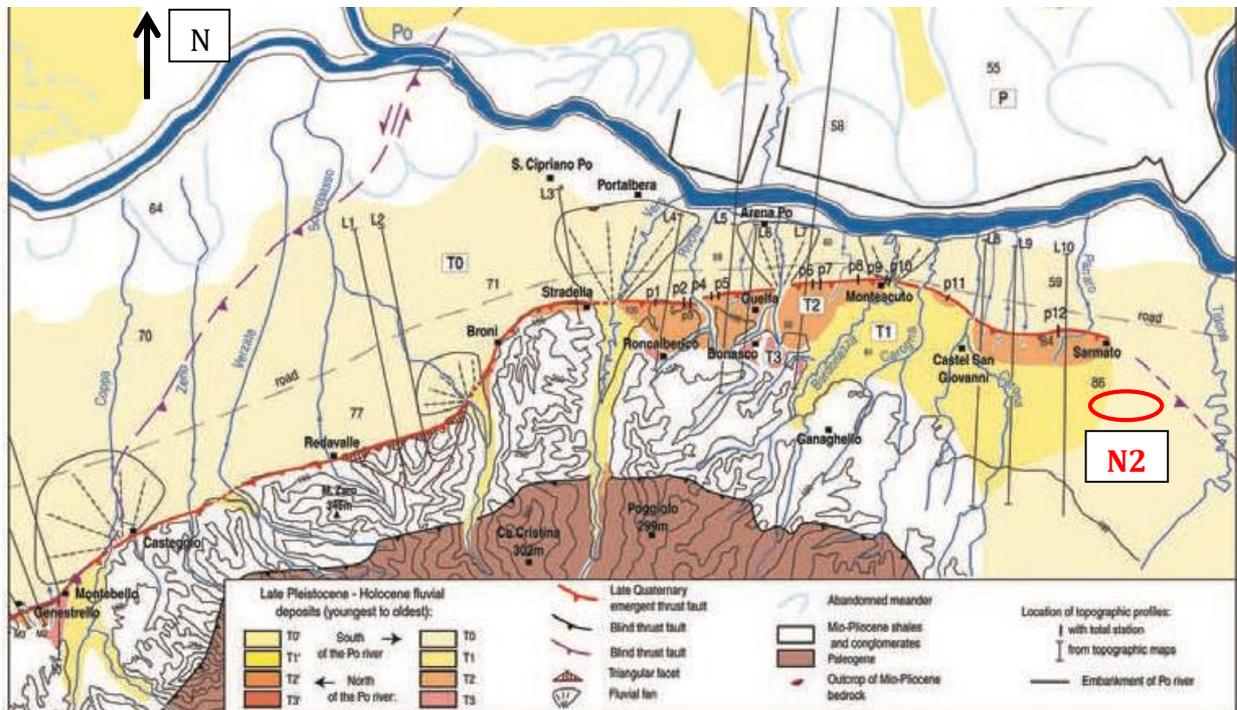


Figura 33. Assetto morfostratigrafico del settore pedeappenninco compreso tra Montebello–Broni–Stradella–Sarmato, con l'ubicazione dell'area N2 (da Benedetti et al., 2003, modificato).

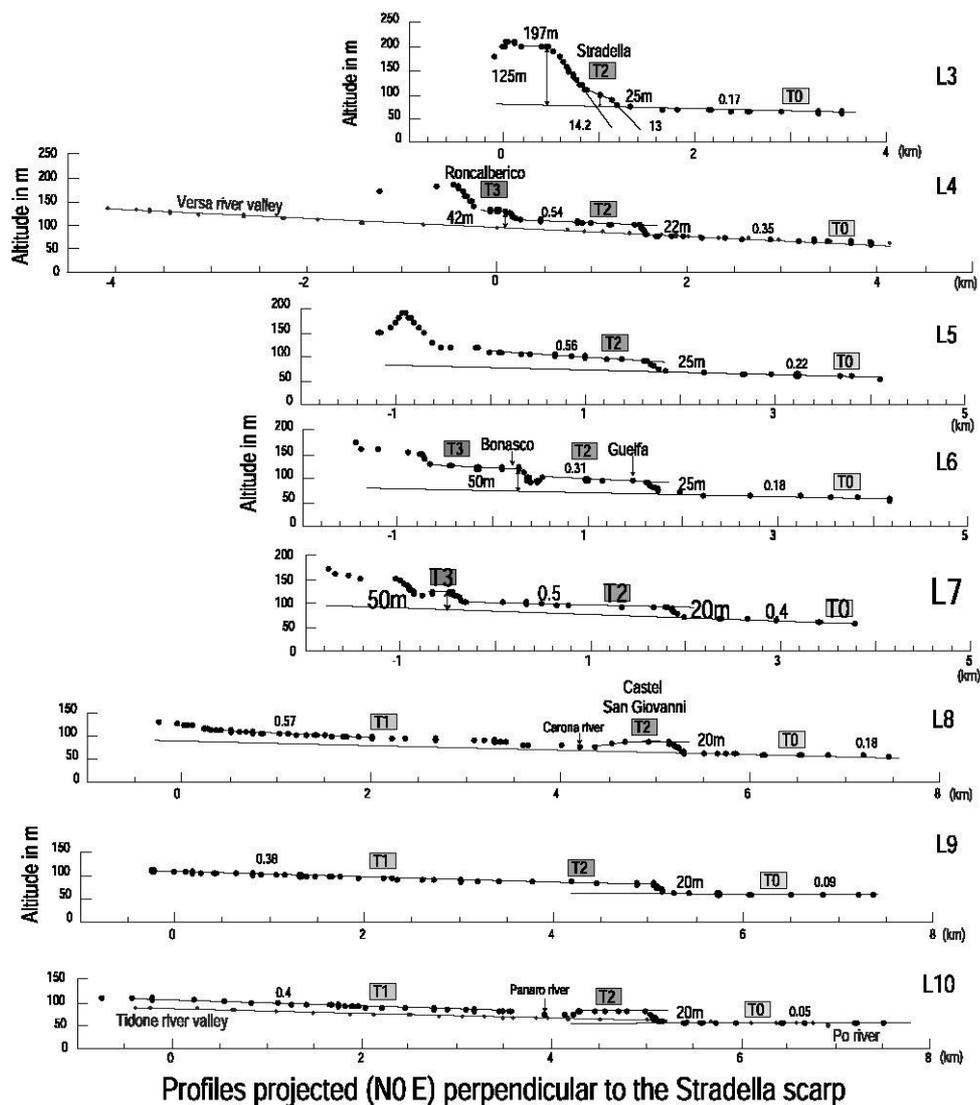


Figure 34. Profili topografici perpendicolari alla scarpata morfologica (da Benedetti et al., 2003, modificato).

L'assetto morfologico del reticolo idrografico è contraddistinto, in questo settore pedemontano, da variazioni dell'orientazione media delle aste fluvio-torrentizie. I corsi d'acqua T. Tidone ed il F. Trebbia, appartenenti al reticolo idrico principale, mostrano, in corrispondenza del margine della catena e del settore di pianura, un cambio di direzione da SO-NE (tipica dei corsi d'acqua di origine appenninica), ad una S-N. Le aste dei due corsi d'acqua sono contraddistinte da variazioni nella direzione di deflusso, in analogia con altre linee di drenaggio di provenienza appenninica presenti nei settori limitrofi. Cambi nella direzione di deflusso si osservano anche lungo le linee di drenaggio del reticolo idrico secondario, presenti nel settore terrazzato ad Ovest dell'area di studio. Le anomalie idrografiche più prossime all'area N2, attraverso l'analisi dell'assetto topografico, interessano i seguenti corsi d'acqua:

- Rii Carona e Marinato (3 km ad Ovest di N2). Le aste cambiano direzione di deflusso da S-N a SE-NO nel settore a SO di Castel San Giovanni per poi disporsi nuovamente a S-

N a valle dell'abitato. Il Rio Carona mostra a monte del gomito fluviale un andamento meandriforme.

- Rio Panaro superiore (2,5 km ad Ovest di N2). L'asta cambia direzione da S-N a O-E a valle di Località Villa Caramello.
- Rio Panaro Inferiore. L'asta cambia direzione per un breve tratto da S-N a O-E a O di Cascina Buglione (1,2 km ad Ovest di N2). Un cambio maggiormente significativo si osserva nel settore compreso tra Fontana Pradosa e il Poggio (3 km ad N-NO di N2, a monte della scarpata morfologica che segna il margine con la pianura attuale del Po) dove il rio assume per un tratto di circa 700 m andamento O-E, prima di defluire nuovamente in direzione N verso l'alveo del F. Po.
- T. Tidone (1 km a SE del limite E di N2). L'asta torrentizia cambia direzione da SO-NE a N-S, in Località Cascina Moschetto (1 km a SE del limite E di N2). A partire da questo punto l'alveo assume un andamento meandriforme per un tratto di circa 2 km, per poi riacquisire uno sviluppo rettilineo.
- F. Trebbia. Il corso d'acqua defluisce dal settore appenninico con direzione SO-NE, cambia in corrispondenza del tratto pedemontano, disponendosi in direzione S-N tra Agazzano e Gragnanino (lunghezza 11 km; 6km a Est di N2), e riprende la direzione di deflusso SO-NE sino alla confluenza nel F. po a monte di Piacenza.

Queste anomalie idrografiche mostrano diverse analogie con altre anomalie presenti nei settori pedemontani e di pianura limitrofi, in cui i corsi d'acqua appenninici mostrano evidenti cambi nella direzione di deflusso. Alcune di queste anomalie idrografiche sono state segnalate in letteratura, lungo la fascia pedeappenninica compresa tra Piacenza e Parma, nell'ambito degli studi mirati all'individuazione di strutture sismogeniche, condotti nel bacino padano da Burrato et al. (2003), (Fig. 35 e 36). Tra le differenti anomalie idrografiche identificate dagli Autori (Burrato et al., 2003) lungo i corsi d'acqua del margine appenninico emiliano in cui ricade l'area N2, le più prossime e maggiormente significative sono quelle del T. Tidone (ID 36 in Fig. 36) e del F. Trebbia (ID 35 in Fig. 36).

Di seguito si riporta una descrizione sintetica della tipologia e delle relazioni ipotizzate tra variazioni delle caratteristiche delle aste fluvio-torrentizie e cause di natura tettonica:

- ID 36: Ponte Tidone. Si trova a circa 2 km a NE dell'area N2 a monte dell'attraversamento della Via Emilia. Anomalia CP corrispondente ad un cambio del *pattern* dei canali di deflusso. Gli autori assegnano a questa anomalia un *rating* C corrispondente ad un grado Basso (grado massimo: A), ed un grado di confidenza Medio nell'attribuirle un'origine di natura tettonica.
- ID35: Maniago. Si trova a circa 7 km a E dell'area N2 (ubicazione desunta dalle coordinate riportate nella tabella di Fig.36). Anomalia CP corrispondente ad un cambio del *pattern* dei canali di deflusso. Gli autori assegnano a questa anomalia un *rating* C corrispondente

ad un grado Basso (grado massimo: A), ed un grado Medio di confidenza nell'attribuirle un'origine di natura tettonica.

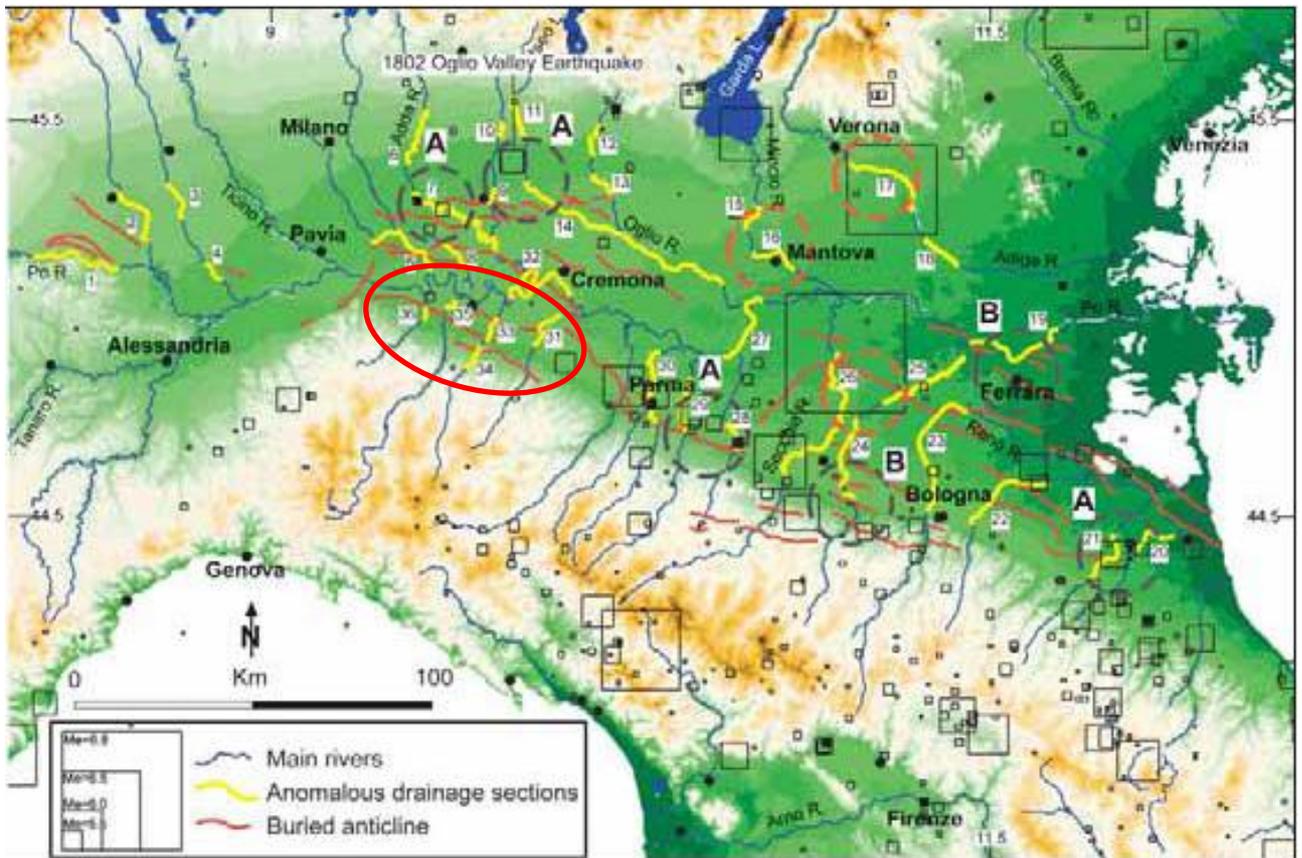


Figura 35. Quadro sinottico di tutte le anomalie idrografiche identificate (si veda Fig. 36 per la descrizione delle anomalie) (Burrato et al.,2003). In giallo: tratti dei corsi d'acqua interessati da anomalie. In rosso: assi di anticlinale riportati nella cartografia geologica ufficiale.

Id	River name	Location of anomaly	IGM Sheet # (1:100 000)	Lat N	Long W	Anomaly type	Length of anomalous reach (km)	Anomaly rating	Subsurface anticline	Topographic expression	Confidence of tectonic origin
31	Arda	Cortemaggiore (PC)	72/73	45.01	9.96	D	13.8	B	Y		High
33	Nure	S. Polo (PC)	60/72	45.00	9.76	CP	8.7	C	Y		Medium
34	Nure	S. Giorgio Piacentino (PC)	72	44.93	9.71	CP	5.0	C	Y	Y	Low
35	Trebbia	Maniaco (PC)	60	45.06	9.64	CP	6.8	C	Y		Medium
36	Tidone	Pontetidone (PC)	60	45.04	9.53	CP	10.0	C	Y		Medium

Figura 36. Anomalie idrografiche individuate nell'intorno dell'area di studio (da Burrato et al., 2003, modificato). L'area N2 è ubicata sulla sponda sinistra del T. Tidone in prossimità dell'anomalia 36 (cerchio rosso Fig 35.).

Contesto geologico

Le formazioni che affiorano nell'area sono costituite da depositi fluvioglaciali e fluviali (Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Foglio 60 – Piacenza) a composizione sabbioso-limosa

prevalente con una porzione superficiale alterata di colore rossastro (fR. Età: Riss), e da depositi di età wurmiana con uno strato di alterazione di colore bruno (fw-a1) (Fig. 37).

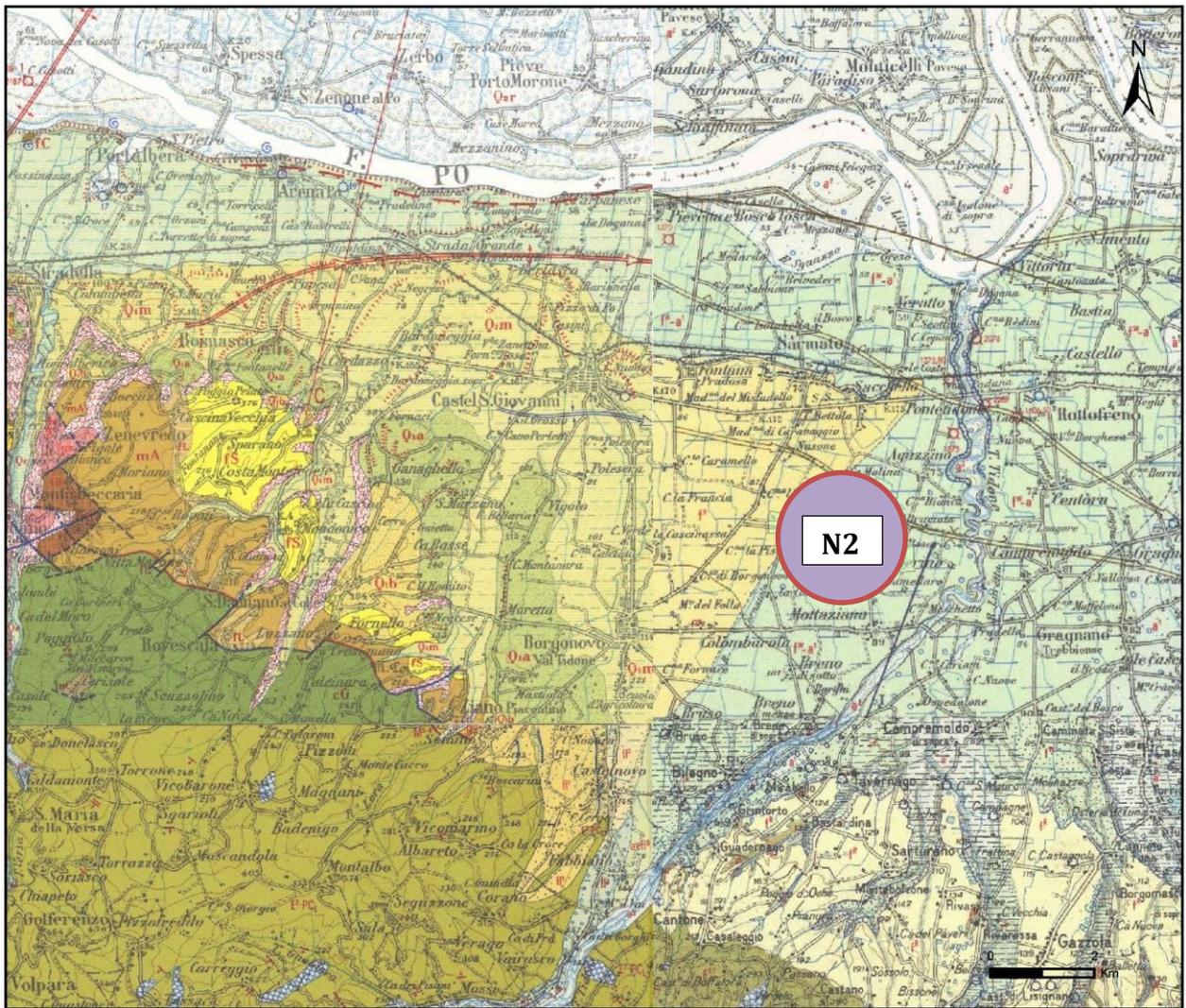


Figura 37. Estratto dalla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Fogli 59 Pavia, 60 Piacenza, 71 Voghera e 72 Fiorenzuola d'Arda. L'area N2 si estende sui depositi fluviali wurmiani fw-a1 ed in parte su depositi rissiani fr (Carta Geologica d'Italia, 1971).

Considerando le suddivisioni dei depositi alluvionali recentemente adottate nel progetto Carg (Foglio 179 – Ponte dell'Olio) per il settore immediatamente a Sud dell'area di indagine, è possibile riferire i depositi precedentemente descritti al Supersistema Emiliano – Romagnolo ed in particolare a:

- Subsistema di Villa Verrucchio (Pleistocene superiore). Comprende ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati appartenenti alle Unità di Vignola e Niviano (AES7a, AES7b. Foglio 179 – Ponte dell'Olio). Corrisponde all'incirca ai depositi rissiani fR (Foglio 60 Piacenza, Carta Geologica d'Italia, 1971)

- Subsistema di Ravenna (Pleistocene superiore – Olocene; post circa 18.000 anni B.P.). Ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati (AES8. Foglio 179 – Ponte dell’Olio). Corrisponde all’incirca ai depositi wurmiani fw-a1 (Foglio 60 Piacenza, Carta Geologica d’Italia, 1971)

I depositi alluvionali del Sintema Emiliano – Romagnolo (età compresa tra Pleistocene superiore – Olocene) raggiungono uno spessore complessivo di circa 50 m e poggiano sul Supersintema del Quaternario marino (Pleistocene superiore- Pleistocene inferiore), costituito dal Sintema di Costamezzana (CMZ). I depositi pleistocenici raggiungono nel complesso uno spessore di circa 600 m e poggiano sulla successione pliocenica.

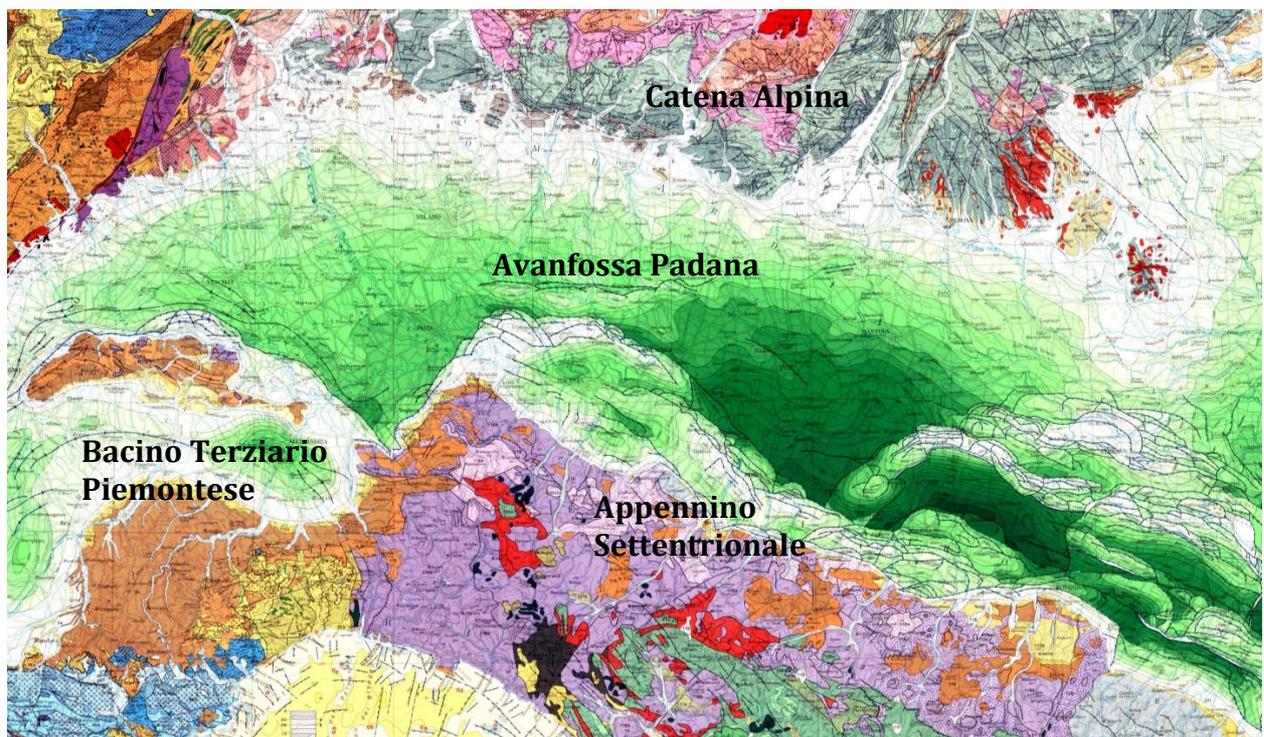


Figura 38. Assetto geologico – strutturale dell’Appennino Settentrionale (*Structural Model of Italy* - CNR, 1983).

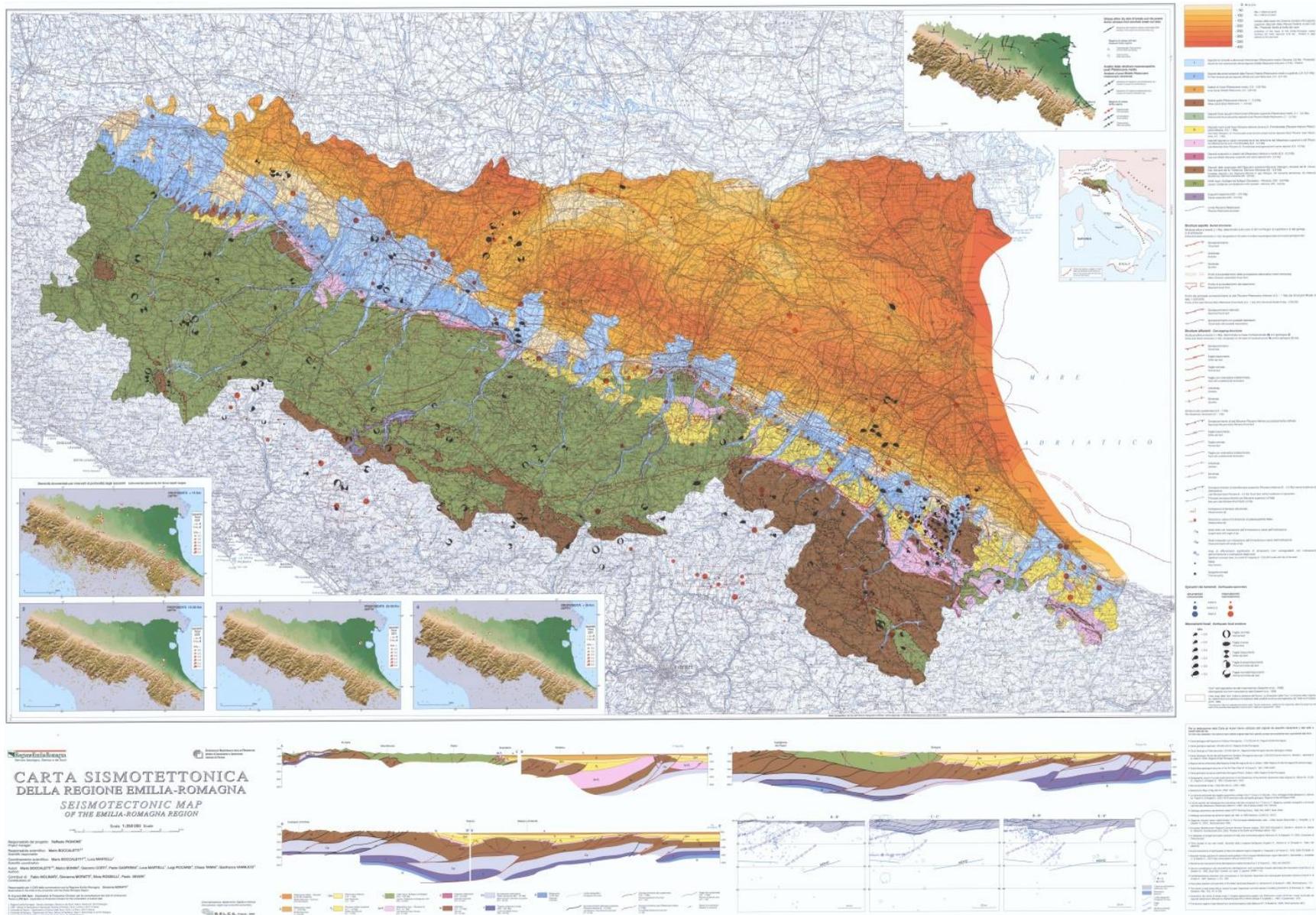


Figura 39. Assetto sismotettonico dell'Appennino Settentrionale (*Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna*, Boccaletti et al., 2004).

Dal punto di vista tettonico l'area è localizzata lungo il limite esterno del fronte appenninico, attualmente sepolto al di sotto dei depositi quaternari che ricoprono il margine settentrionale della catena (Fig. 38). Quest'ultima è costituita da una serie di unità tettono-stratigrafiche, appartenenti ai domini Ligure e Tosco-Umbro-Marchigiano, tra loro giustapposte attraverso diverse fasi tettoniche comprese tra la parte terminale dell'orogenesi alpina (Fase Ligure intervallo Cretaceo-Eocene), e quella appenninica. I diversi stadi identificati possono essere sintetizzati evidenziando una prima fase compressiva nell'intervallo Oligocene-Pliocene, in cui si assiste alla strutturazione della catena (Boccaletti et al., 2004 con bibliografia), seguita da una seconda, attiva a partire dal Pliocene medio, in cui il fronte compressivo avanza al di sotto dell'avanfossa padana mentre, nel settore di catena emerso, si verificano riattivazioni di strutture preesistenti e formazioni di nuove (Boccaletti et al., 1995; Boccaletti & Sani, 1998). Durante questa fase nella zona di catena si innescano fenomeni di trascorrenza (zona assiale), e formazione di bacini legati all'attivazione di strutture inverse presenti nel basamento e nelle coperture (Boccaletti et al., 1995, 1997; Boccaletti & Sani, 1998; Bonini et al., 1999).

Le strutture sepolte, presenti al di sotto della pianura emiliana su cui si sviluppa l'area di indagine, attraversano la successione plio-quaternaria e mostrano evidenze di deformazioni nell'intervallo Pliocene superiore-quaternario (Boccaletti et al., 2004). Sulla base degli elementi disponibili, alcune di queste strutture sono considerate dagli stessi autori, tutt'ora attive. Il quadro riassuntivo dell'assetto geometrico e dello stato di attività delle strutture tettoniche presenti nell'Appennino Settentrionale è riportato nella *Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna* alla scala 1:250.000 (Boccaletti et al., 2004) (Fig. 39).

8.1.2.2. Assetto sismotettonico

Gli elementi tettonici di diretto interesse per l'area in esame sono rappresentati dalle seguenti strutture (Fig. 40):

- **Faglia Broni-Stradella NF3.** Ubicazione: 2,5 km a Nord del limite settentrionale dell'area di studio. Faglia inversa con direzione circa O-E e vergenza verso N. Struttura sepolta riferibile al fronte di sovrascorrimento appenninico caratterizzata da attività olocenica (ISPRA-Progetto ITHACA; Benedetti et al., 2003). Questo elemento è classificato come sorgente dibattuta nel catalogo DISS - Version 3.1.1 (INGV 2010) (Fig. 10). La geometria e l'estensione di questa sorgente sono state definite considerando i dati geologici di superficie e di sottosuolo. La sorgente è associata ad un terremoto massimo di riferimento di $M_w = 5.5$, stimato sulla base della sismicità regionale (desunta da catalogo) caratterizzata da diversi eventi nel reggiano e nel parmense con $M > 5$ ed in particolare del terremoto del lodigiano del 15/05/1951 (epicentro 33 km a NO), con M_w di 5.2. Questo elemento è stato ipotizzato sulla base dell'assetto morfologico della scarpata che si estende da Casteggio a Sarmato precedentemente descritta. L'analisi morfologica condotta da Benedetti et al. (2003) evidenzia una dislocazione della superficie di

riferimento nell'ordine di vari metri (da 2 a 25 m), e la presenza di dislocazioni sui terrazzi alluvionali, che indicherebbero attività tettonica nell'intervallo 10-100.000 anni, con tassi di sollevamento nell'ordine di 0,3 mm/anno.

- Faglia di Centora NF4. Ubicazione: 2,5 km ad est del limite orientale dell'area di studio. Faglia inversa con direzione O-E e vergenza verso N. Struttura sepolta riferibile al fronte di sovrascorrimento appenninico di età Pleistocene – Pliocene inferiore oggetto di possibili riattivazioni (*Carta Sismotettonica della Regione Emilia Romagna alla scala 1:250.000*). Nel catalogo ITHACA (ISPRA-Progetto ITHACA) la faglia è considerata attiva sino al Pleistocene inferiore.
- Faglia Trebbia Ovest NF5. Ubicazione: 3,7 km ad est del limite orientale dell'area di studio. Faglia inversa con direzione NO-SE e vergenza verso NE. Struttura sepolta riferibile al fronte di sovrascorrimento appenninico caratterizzata da attività recente (< 1Ma. *Carta Sismotettonica della Regione Emilia Romagna alla scala 1:250.000*). Nel catalogo ITHACA (ISPRA-Progetto ITHACA) la faglia è considerata attiva sino al Pleistocene medio.

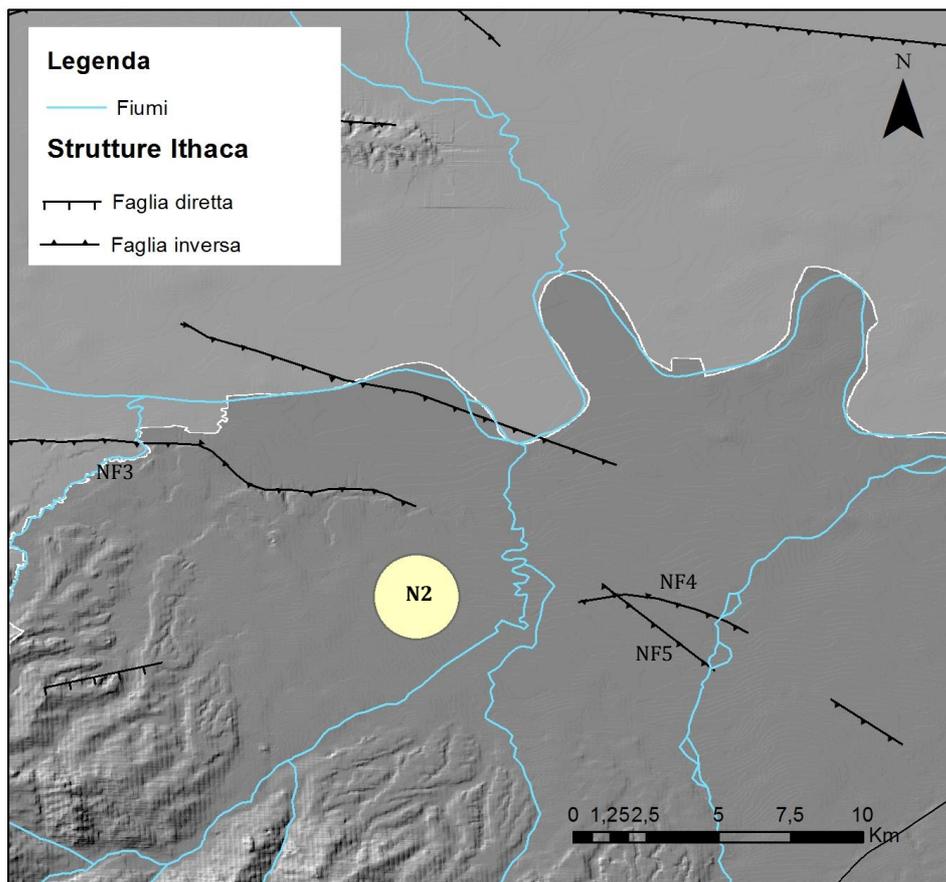


Figura 40 Ubicazione delle strutture tettoniche del catalogo ITHACA.

Le strutture mappate appartengono al complesso sistema di archi appenninici che costituiscono il fronte di avanzamento della catena, attualmente sepolto al di sotto dei depositi della Pianura Padana, caratterizzati in prevalenza da una cinematica inversa. Tutte le faglie sono presenti nel database ITHACA (ISPRA-Progetto ITHACA) e nella *Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna* alla scala 1:250.000 (Boccaletti et al., 2004). Secondo quanto indicato nella cartografia di riferimento queste strutture appartengono ai fronti dei principali sovrascorrimenti attivi sino al Pliocene-Pleistocene inferiore (4,5-1 Ma) con possibili riattivazioni successive, e /o sino al Pleistocene medio.

La faglia N2 è inserita anche nel catalogo DISS – Version 3.1.1 (INGV, 2010) e comprende le potenziali sorgenti sismiche di terremoti con $M > 5.5$, individuate sul territorio nazionale e definite considerando il dato geologico disponibile associato al dato sismologico contenuto nei cataloghi storici e strumentali. Questo elemento corrisponde alla sorgente sismogenetica ITDS001, classificata come sorgente potenziale (Fig. 41), e posta lungo il limite settentrionale di N2.

Nell'intorno dell'area sono presenti inoltre le sorgenti sismogeniche ITCS018 (22 km a NO), ITCS044 (20 km a N) e ITCS045 (17 km a SE) (distanza calcolata rispetto alla proiezione sul piano campagna del lato lungo del piano di faglia più prossimo alla superficie topografica).

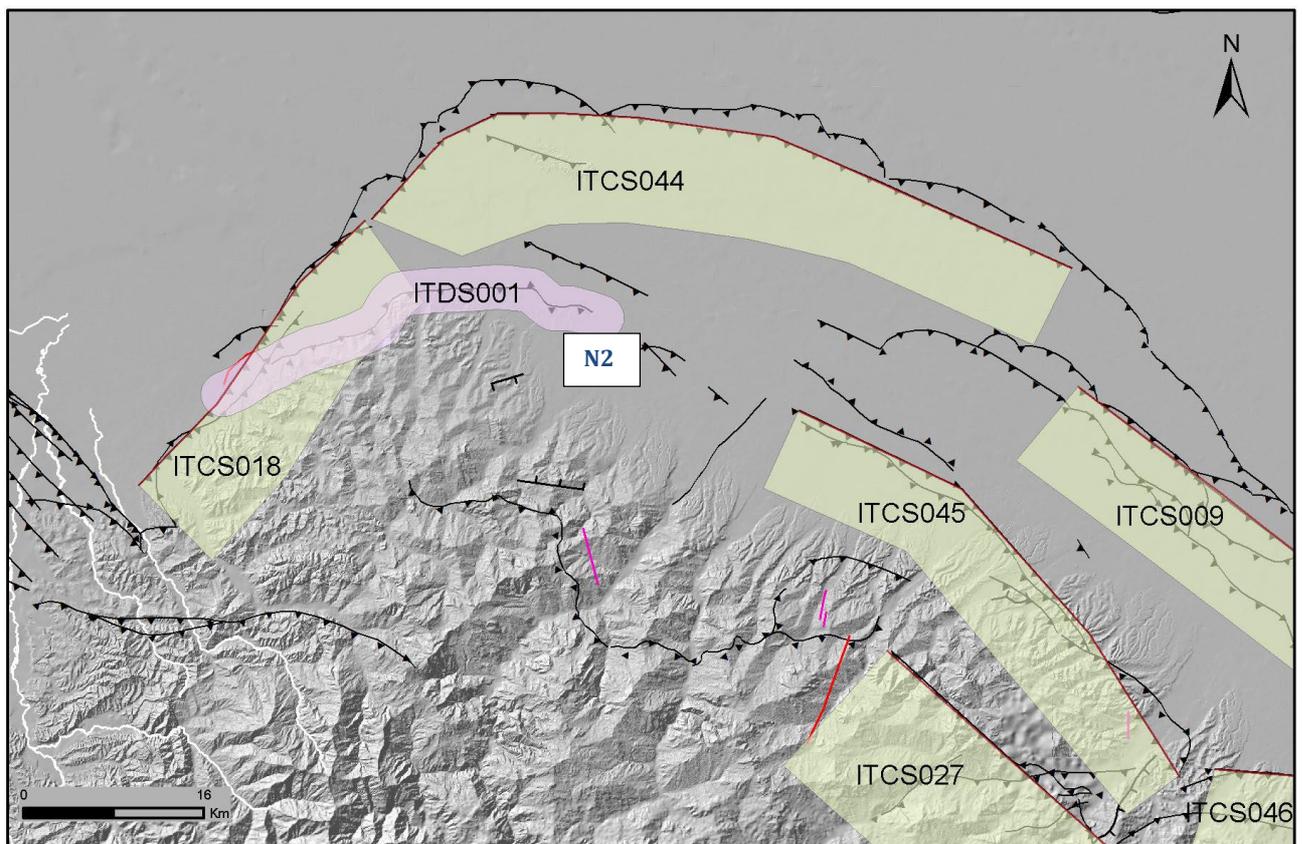


Figura 41 Ubicazione delle sorgenti sismogeniche del progetto DISS 3.1.1 (DISS, 2010).

I principali terremoti nei settori limitrofi all'area sono rappresentati dai seguenti eventi:

Epicentro	Data	Intensità I _o (MCS)	M _w	Distanza dall'area
Pianura Padana	23/10/1304	V	5,11*	51
Parmense	11/06/1438	VIII	5,57*	62
Pianura Padana	05/10/1522	V	4,8	44
Pianura Padana	19/04/1653	V	4,3*	55
Parma	05/11/1738	VII	5,14*	44
Pianura Padana	07/04/1786	VI	5,05*	30
Valle Staffora	09/10/1828	VIII	5,76*	42
Cremona	06/09/1829	V-VI	4,51*	42
Scandiano	26/02/1885	VI	5,19*	56
Ponte Dell'olio	23/01/1910	V-VI	4,51*	18
Valle Staffora	29/06/1945	VII-VIII	5,11	36
Varzi	15/12/1945	VI	5,05	37
Lodigiano	15/05/1951	VI-VII	5,39	25
Parmense	24/06/1969	V-VI	4,62	45
Stradella	06/01/1971	IV-V	3,94	20
Alto Piacentino	13/11/1975	V-VI	4,33	42
Piacentino	23/12/1980	VI-VII	5,22	32
Appennino Ligure	15/08/1985	VII	4,5	46
Parmense	31/10/1991	V	4,56	41
Valle del Trebbia	18/04/2005	V	3,98	34

Tabella 3: dati relativi alla sismicità storica e strumentale significativa estratta dal catalogo sismico CPTI11 (Rovida et al., 2011). Note: M_w = Magnitudo momento; se il terremoto è storico, è derivata da dati macrosismici (Magnitudo momento derivata) e seguita dal simbolo *.

La distribuzione degli eventi contenuti nel catalogo sismico CPTI11 (Rovida et al., 2011) descritti in Tabella 3, è riportata in Fig. 42.

d'acqua attuali. L'alveo del T. Tidone è incassato di alcuni metri nella superficie topografica ed è caratterizzato da un'anomalia idrografica nell'area ad est di Mottaziana in cui il corso d'acqua, oltre a variare la direzione di deflusso (da SO-NE a S-N) assume un andamento meandriforme per un tratto di circa 3 km, sino in prossimità di Agazzino-Ponte Tidone. Anomalie della direzione di deflusso sono presenti anche lungo le aste dei rii minori, in particolare quelli che ricadono nel settore compreso tra Borgonuovo Val Tidone e Sarmato, dove alcuni corsi d'acqua deviano da S-N a SO-NE e E-O (si veda il capitolo *Contesto Geomorfologico*), a monte e/o in prossimità della scarpata morfologica principale (tratto Castel San Giovanni – Sarmato).

L'area N2 è caratterizzata da una superficie sub-pianeggiante intensamente coltivata (Fig. 44) attraversata e delimitata da piccoli rii e canali irrigui lungo cui non sono state rilevate anomalie idrografiche. Le analisi condotte in foto aerea e sul terreno non hanno evidenziato la presenza di elementi morfologici di importanza rilevante all'interno di N2 e nelle aree limitrofe. Durante la campagna di rilevamento è stato analizzato anche il settore compreso tra Stradella e Sarmato, ed in particolare la porzione orientale della scarpata morfologica Casteggio-Sarmato. Questo elemento morfologico ha un'altezza di circa 25-30 m nei pressi di Stradella (Fig. 45), che tende a ridursi progressivamente verso Est (20-23 m circa in Località Santa Maria e Castel de Ratti; Fig. 46, dove localmente la scarpata è di circa 10 m (Fig. 47). La superficie topografica a sud della scarpata, immerge debolmente verso sud, in direzione opposta rispetto alla pendenza media delle superfici di origine fluviale che degradano dal margine appenninico alla piana del Po. Nel settore Castel San Giovanni – Sarmato la scarpata ha un'altezza di circa 15 m che si riduce a pochi metri tra Sarmato ed il T. Tidone. In questa zona il corso d'acqua scorre in direzione S-N ed è incassato di circa 4-5 m rispetto alla pianura circostante (Figg. 48-49).



Figura 44. Panoramica del settore centrale (vista verso E-SE).



Figura 45. Scarpata morfologica in Località Colombetta (1 km ad E di Stradella).



Figura 46. Scarpata morfologica in Località Santa Maria (2 km ad E di Stradella).



Figura 47. Base della scarpata morfologica in Località Cascina Piantè di Mezzo.



Figura 48. Alveo del T. Tidone nel settore a valle di Pontetidone.



Figura 49. Alveo del T. Tidone nel settore a valle di Pontetidone. Scarpata morfologica in sponda destra.

8.1.2.4. Principali risultati raggiunti

L'analisi dei dati di sottosuolo disponibili per l'area ha evidenziato la presenza di alcune strutture tettoniche sepolte al di sotto del settore di pianura compreso tra i rilievi appenninici ed il corso del F. Po, caratterizzate da una cinematica inversa e da una vergenza verso NE. Gli elementi tettonici sepolti più prossimi all'area N2 comprendono le faglie di Broni- Stradella (NF3), Centora (NF4) e Trebbia Ovest (NF5), inserite nel catalogo ITHACA e considerate attive sino all'intervallo Pleistocene inferiore-medio (Boccaletti et al., 2004) ad eccezione della prima, classificata come attiva sino all'Olocene (ISPRA-Progetto ITHACA; Benedetti et al., 2003). Quest'ultima è inserita anche nel catalogo DISS – Version 3.1.1 (INGV, 2010), comprendente le potenziali sorgenti sismiche di terremoti con $M > 5.5$, e corrisponde alla sorgente sismogenetica ITDS001,

classificata come sorgente potenziale (Fig. 41). Questa sorgente si estende nell'intorno della faglia NF3, su di un'area con buffer di circa 2 km, definito rispetto alla scarpata morfologica che ne rappresenta l'espressione superficiale. Il limite sud-orientale di ITDS001 corrisponde al margine settentrionale di N2.

L'analisi delle forme superficiali condotta attraverso l'esame fotogeologico e rilievi di terreno, non ha evidenziato elementi di superficie direttamente correlabili all'attività delle strutture presenti nell'intorno dell'area. Le principali forme cartografate comprendono scarpate di erosione fluviale, dorsali e deboli incisioni, riferibili a linee di deflusso delle acque superficiali, connesse all'evoluzione dei corsi d'acqua nel settore di raccordo tra i rilievi appenninici e la pianura prospiciente.

Nell'intorno dell'area sono presenti alcune anomalie idrografiche caratterizzate da cambi della direzione di deflusso, sensibilmente differenti tra il settore ad O-NO e ad E di N2. Nel primo i corsi d'acqua minori modificano la propria orientazione da S-N a SO-NE (rii Carona e Marinato, distanza 3 km), ed E-O (rii Panaro Superiore ed Inferiore; distanza compresa tra 1,2 e 3 km), mentre nel secondo il T. Tidone cambia direzione da SO-NE a N-S (1 km a SE del limite E dell'area N2 assumendo un andamento meandriforme per circa 2 km).

Le anomalie idrografiche osservate nel settore occidentale e le deboli contropendenze della superficie compresa tra Castel San Giovanni e Sarmato, sono elementi che confermerebbero la natura tettonica della scarpata morfologica principale, corrispondente alla Faglia Broni-Stradella (NF3). L'evoluzione progressiva di questa struttura avrebbe condizionato infatti, l'assetto geometrico e topografico del reticolo idrografico e delle superfici fluviali terrazzate del settore pedeappenninico vogherese-piacentino. L'anomalia idrografica del T. Tidone, ubicata in posizione più arretrata rispetto alla scarpata di Broni-Stradella- Sarmato, potrebbe essere attribuita all'evoluzione delle strutture tettoniche sepolte presenti nel sottosuolo ad Est dell'area N2, anche se attualmente non si dispone di dati diretti che confermino questa ipotesi.

Queste anomalie mostrano diverse analogie con altre anomalie idrografiche presenti nei settori pedemontani e di pianura limitrofi, alcune delle quali segnalate in letteratura (Burrato et al., 2003) nell'ambito degli studi mirati all'individuazione di strutture sismogenetiche (Figg. 34 e 35). Secondo gli autori le anomalie idrografiche sono attribuibili, con gradi di affidabilità differenti, a cause di origine tettonica, correlate all'evoluzione dei fronti appenninici sepolti presenti lungo la fascia pedemontana ed al di sotto della pianura prospiciente.

Considerando i risultati delle analisi condotte è necessario rilevare come in un contesto quale la Pianura Padana, caratterizzato da elevata antropizzazione, intensa attività agricola, e da elevati tassi di sedimentazione ed erosione, gli elementi morfologici (tra cui blande deformazioni e/o scarpate direttamente riferibili alle strutture tettoniche sepolte) possono subire rimaneggiamenti e modificazioni che tendono a modificarli e/o ad obliterarli completamente. La scarpata costituisce un elemento morfologico di importanza regionale con direzione media O-E, caratterizzato da

lunghe tratti ad andamento rettilineo, che separa in maniera netta il dominio appenninico da quello padano, e decresce progressivamente in altezza da O verso E (da pluridecimetrica a metrica), sino a scomparire del tutto nella zona compresa tra Sarmato ed il T. Tidone. La natura tettonica di questo elemento è supportata inoltre dalla presenza di diverse anomalie dell'assetto geometrico degli alvei dei corsi d'acqua principali, in termini di variazioni di direzione e di assetto dell'alveo, e di cambi di pendenza delle superfici terrazzate, coerenti con la presenza di un *thrust* sepolto nord-vergente.

Si sottolinea infine come alcune delle unità del Sistema Emiliano-Romagnolo, siano potenzialmente suscettibili di fenomeni di liquefazione in caso di evento sismico, a causa della loro litologia prevalentemente sabbiosa e della possibile presenza di falde acquifere a profondità limitate.

Sulla base di questi elementi, si suggerisce pertanto, la non idoneità dell'area N2, in accordo con il criterio CE3, in quanto localizzata in prossimità della Faglia Broni – Stradella (2 km circa) ed al limite meridionale della sorgente sismogenetica ITDS001 (DISS – Version 3.1.1; INGV, 2010), ad ospitare una struttura sensibile come il Deposito Nazionale.

8.2. Margine Tirrenico

	Margine Tirrenico
<i>Dominio tettonico</i>	Margine continentale interessato da vulcanismo potassico plio-pleistocenico
<i>Cinematica prevalente</i>	Distensiva
<i>Intervallo temporale di interesse</i>	Ultimi 125.000 anni
<i>Terremoto di riferimento</i>	Tuscania, 6.2.1971 (Mw 5.1)
<i>Vulcano-tettonica</i>	SI

Inquadramento regionale

L'area di studio TI1 appartiene al margine tirrenico della catena appenninica, una zona dove le varie unità che costituiscono l'edificio tettonico (Unità Toscane metamorfiche e non metamorfiche, Unità Liguri e sovrastanti depositi di tipo *thrust top*) sono state ripetutamente disseccate, a partire dal Miocene superiore, da faglie estensionali a basso e alto angolo orientate da NW-SE a N-S che hanno causato un generale ribassamento dell'area rispetto alla zona assiale della catena. Sul sistema di coltri fagliate giacciono in discordanza sedimenti di età compresa tra il Miocene superiore ("Neoautoctono Toscano" *Auctt.*) e il Quaternario depositi in depressioni tettoniche con prevalente elongazione NW-SE.

La configurazione dell'area di studio è riferibile al settore periferico dell'ampio complesso vulcano vulsino, con ampi versanti a pendenza gradualmente decrescente, in parte rimodellati localmente dal reticolo più recente, sfumanti in pianalti debolmente inclinati verso il litorale.

8.2.1. Area di studio T11

Regione: LAZIO

Provincia: VITERBO

- Indagini effettuate:
- Tipologia: fotointerpretazione, analisi dati DEM, rilevamento sul terreno.
- Periodo di indagine: dicembre 2014.
- Materiale consultato: copertura aerea: VOLO Italia, scala nominale 1:73.000 circa;
 - cartografia geologica Servizio Geologico Nazionale scala 1:100.000 (F. 136 - Toscana) e Progetto CARG
 - scala 1:50.000 (F. 344 - Toscana);
 - Carta geologica informatizzata della Regione Lazio scala 1:25.000;
 - cartografia IGM a scala 1:25.000;
 - CTR Regione Lazio a scala 1:10.000;
 - DEM risoluzione 20 m;

8.2.1.1. Assetto geografico, geomorfologico e geologico

Contesto geografico

L'area T11 si localizza in posizione intermedia tra il Lago di Bolsena e il litorale. La configurazione complessiva del paesaggio è riferibile al settore periferico dell'ampio complesso vulcano vulsino, con ampi versanti a pendenza gradualmente decrescente, in parte rimodellati localmente dal reticolo più recente.

Nell'intorno dell'area, tuttavia, l'assetto morfologico evidenzia aspetti peculiari, direttamente riferibili all'evoluzione geologica recente del settore, improntata dal sovrapporsi della messa in posto delle unità piroclastiche recenti provenienti dai centri vulsini occidentali, alla formazione del piastrone di travertino da parte della circolazione idrotermale affiorante in corrispondenza della dorsale M. Canino – M. Fumaiolo.

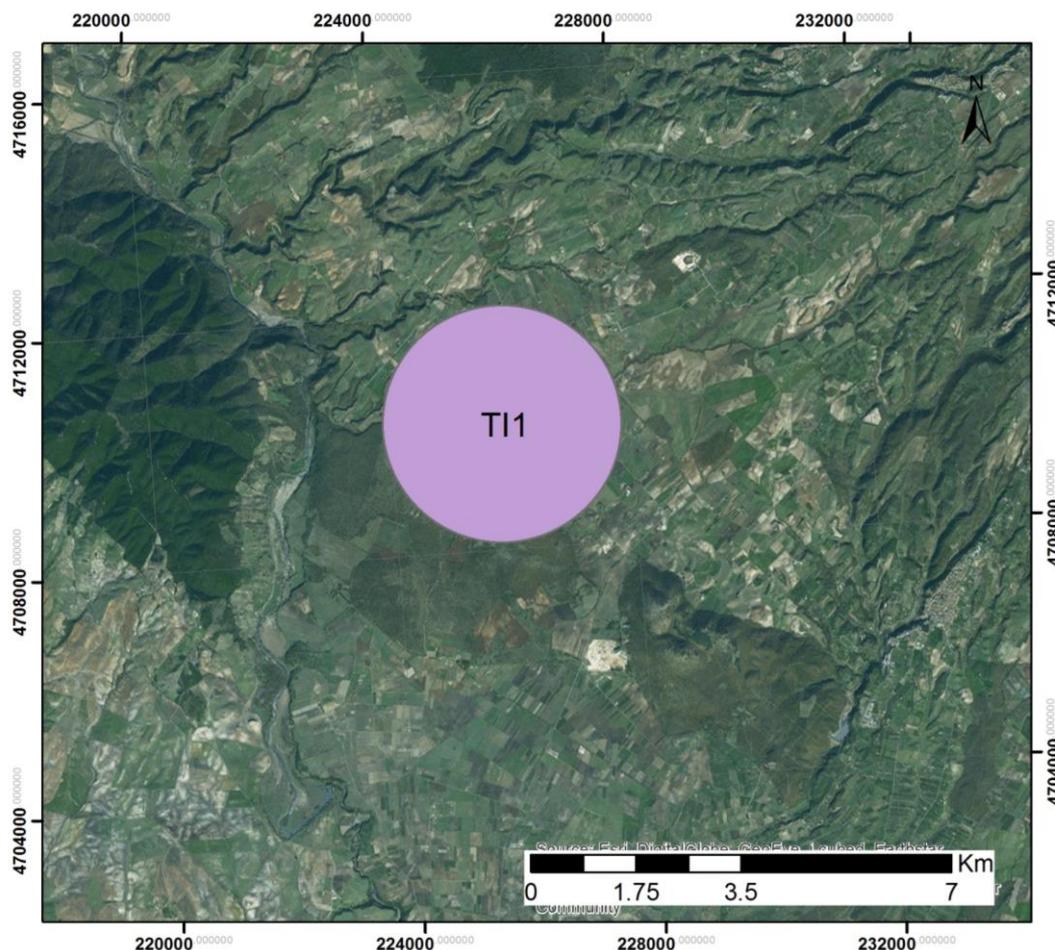


Figura 50. Localizzazione geografica dell'area TI1.

La configurazione attuale del territorio è di recente acquisizione, derivando fondamentalmente dagli interventi di regimazione idraulica, disboscamento, messa a coltura e pianificazione dell'insediamento rurale condotti nell'ambito della Grande Bonifica integrale degli Anni Venti-Trenta del Novecento.

Contesto geomorfologico

L'evoluzione geomorfologica recente è improntata a livello generale dal riaggiustamento topografico conseguente al sollevamento del settore costiero del Lazio settentrionale, manifestatosi nel corso del Pleistocene medio (Bartolini & Bosi, 1982; Chiocci, 1994), a cui si associa l'inarcamento del substrato sedimentario determinato dall'impostazione dell'edificio vulcanico vulsino.

L'entità dei movimenti verticali è evidenziata dalla quota attuale dei sedimenti marini relativi alla sequenza del ciclo neautoctono: l'"Unità di Poggio Terzolo" (Messiniano sup.), affiorante tra 125 ÷150 m slm al margine sud di M. Canino, raggiunge i 375 m slm poco a NE di Canino, mentre

l'unità del Fosso di San Savino (Pliocene inf.– Zancleano p.p.) si rinviene a 140 m slm poco a nord di Musignano (ISPRA, 2010).

L'assetto topografico attuale raggiunto solo nel Pleistocene medio deriva dalla sovrapposizione, alla morfologia derivante dal sollevamento areale, delle sequenze vulcaniche relative al settore occidentale dell'apparato vulsino, contemporanee, nella zona meridionale, alla deposizione diffusa dei travertini in corrispondenza delle emergenze della circolazione idrotermale.

Le principali anomalie morfologiche nell'ambito dell'area e dei settori vicini comprendono variazioni di pendenza, scarpate, piccoli rilievi isolati. Variazioni di pendenza e scarpate assumono un andamento generalmente curvilineo o misto rettilineo-curvilineo. Le analisi aerofotogeologiche e i successivi controlli sul terreno hanno consentito di verificare la corrispondenza a limiti litologici tra unità litologiche (cineriti, colate piroclastiche massive), con diversa resistenza nei confronti del modellamento ad opera delle acque superficiali. I rilievi isolati, a forma conica o estensione nell'insieme ellissoidale, sopraelevati da pochi metri ad alcune decine di metri dalla campagna circostante sono relativi a depositi di travertino costituenti dei corpi di accrescimento positivo nell'intorno di emergenze a sviluppo puntiforme (cono sorgentizio) o lineare (corpo fissurale).

La piccola dorsale collinare disposta NO-SE, che poco oltre il margine sud-occidentale dell'area, interrompe bruscamente il digradare delle pendici dell'apparato vulcanico corrisponde, a sud, ai rilievi M. Canino-M. Doganella (m 423 slm) impostati nelle unità litoidi mesozoiche del Dominio Toscano, mentre a NO la modesta elevazione del M. Fumaiolo (226 m slm) rappresenta la culminazione di alcuni corpi fissurali di travertino.

L'elemento morfologico di maggiore rilevanza, non riferibile ai normali processi di modellamento esogeno, né all'evoluzione dell'apparato vulcanico, è costituito dal gradino sepolto delimitante il margine SO della dorsale M. Canino - M. Doganella – M. Fumaiolo riconoscibile, non sempre in modo uniforme, sia sul terreno, sia nella cartografia a scala 1:25.000. Il gradino generalmente individuabile come una variazione di pendenza più o meno netta, assume localmente l'aspetto di una scarpata poco inclinata, riconoscibile dall'estremità sud del rilievo di M. Canino sino al corso del F. Fiora in corrispondenza della confluenza con il F. Strozzevole, poco a sud della culminazione di Monte Calvo, si caratterizza per lo sviluppo nell'insieme lineare, disposto NO-SE, ben identificabile anche su un DEM a media definizione. Il dislivello complessivo, al di fuori della culminazione del M. Canino, è valutabile in circa 20÷25 m. Sebbene mascherata dai travertini di deposizione recente-attuale, e mascherata spesso dalla copertura arborea, la presenza e continuità del gradino è indicata dall'andamento della superficie topografica che, astruendo dalle irregolarità locali, identifica rispetto alla dorsale di M. Canino, due livelli di riferimento per i pianalti posti, rispettivamente, tra le quote di 100 ÷ 175 m, a valle, e tra 200 ÷ 270, a monte.

Contesto geologico

Il settore in cui si localizza l'area T11 presenta un assetto geologico-strutturale peculiare (Fig 51) con il substrato sedimentario costituito da una scaglia tettonica composta da unità mesozoiche del Dominio toscano, in contatto tettonico con un lembo alloctono del Dominio Ligure, su cui poggia la sequenza sedimentaria del ciclo neoautoctono. La successiva sequenza vulcanica del Pleistocene medio comprende le unità relative alla fase finale delle grandi emissioni piroclastiche del settore vulsino occidentale. Connessa alla fase vulcanica parossistica è la deposizione del travertino di genesi idrotermale (Pleistocene medio–attuale) sull'intero settore compreso tra la dorsale di M. Canino – M. Fumaiolo e il corso del F. Fiora.

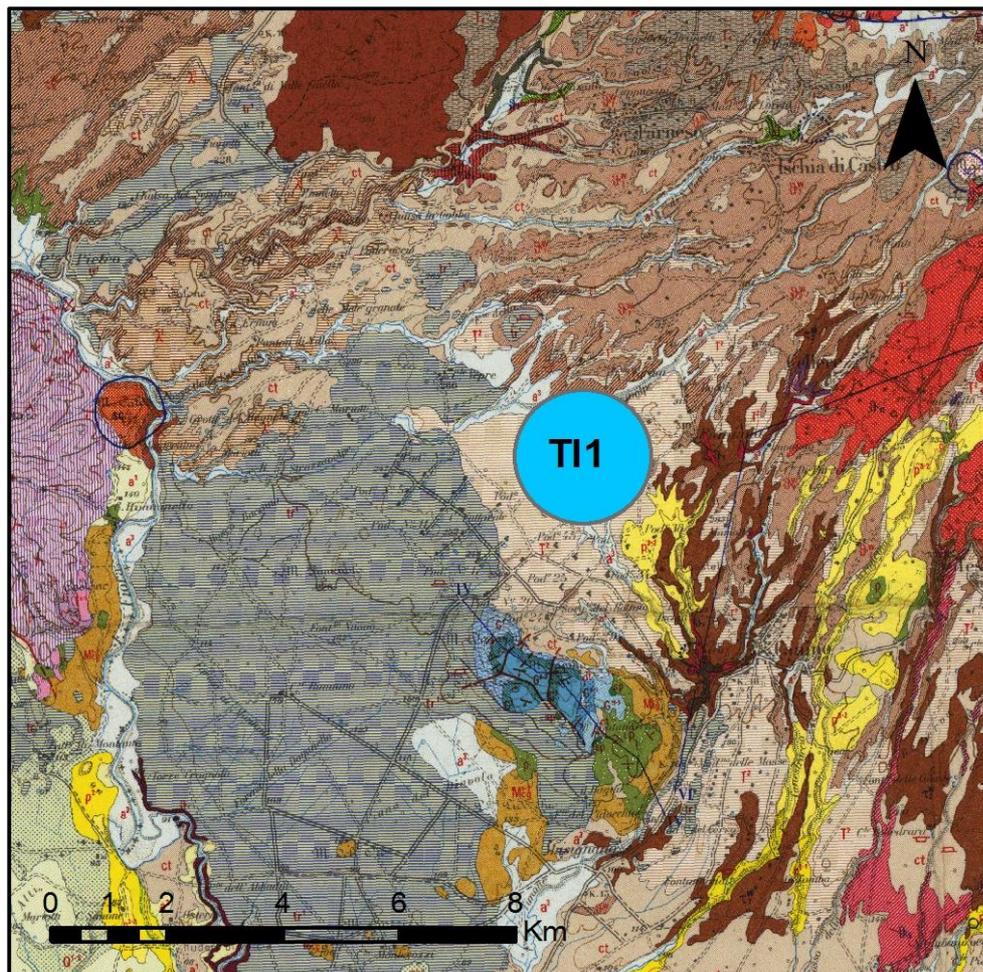


Figura 51. Inquadramento geologico area T11

Nell'intorno significativo per l'area T11 le unità affioranti sono riferibili alle seguenti successioni (Fig. 51):

- Dominio Toscano, sequenza calcareo-silico-marnosa Mesozoica di ambiente marino pelagico;

- Dominio Ligure, oltre alloctona comprendente sequenze torbiditiche marine Mesocenozoiche;
- Ciclo neoautoctono, comprendente terreni continentali del Messiniano e marini del Pliocene inf. (Supersistema Spalle della Ciuffa);
- Successione quaternaria continentale comprendente una serie eterogenea di litosomi vulcanici legati all'evoluzione del Distretto Vulsino associata nel settore meridionale a estesi depositi di travertino di deposizione idrotermale (Travertini della Doganella). L'insieme delle unità è riferita ai Sistemi Fiume Fiora e Barca di Parma datati al Pleistocene medio finale.

SCHEMA DEI RAPPORTI STRATIGRAFICI FRA LE UNITÀ PLEISTOCENICHE

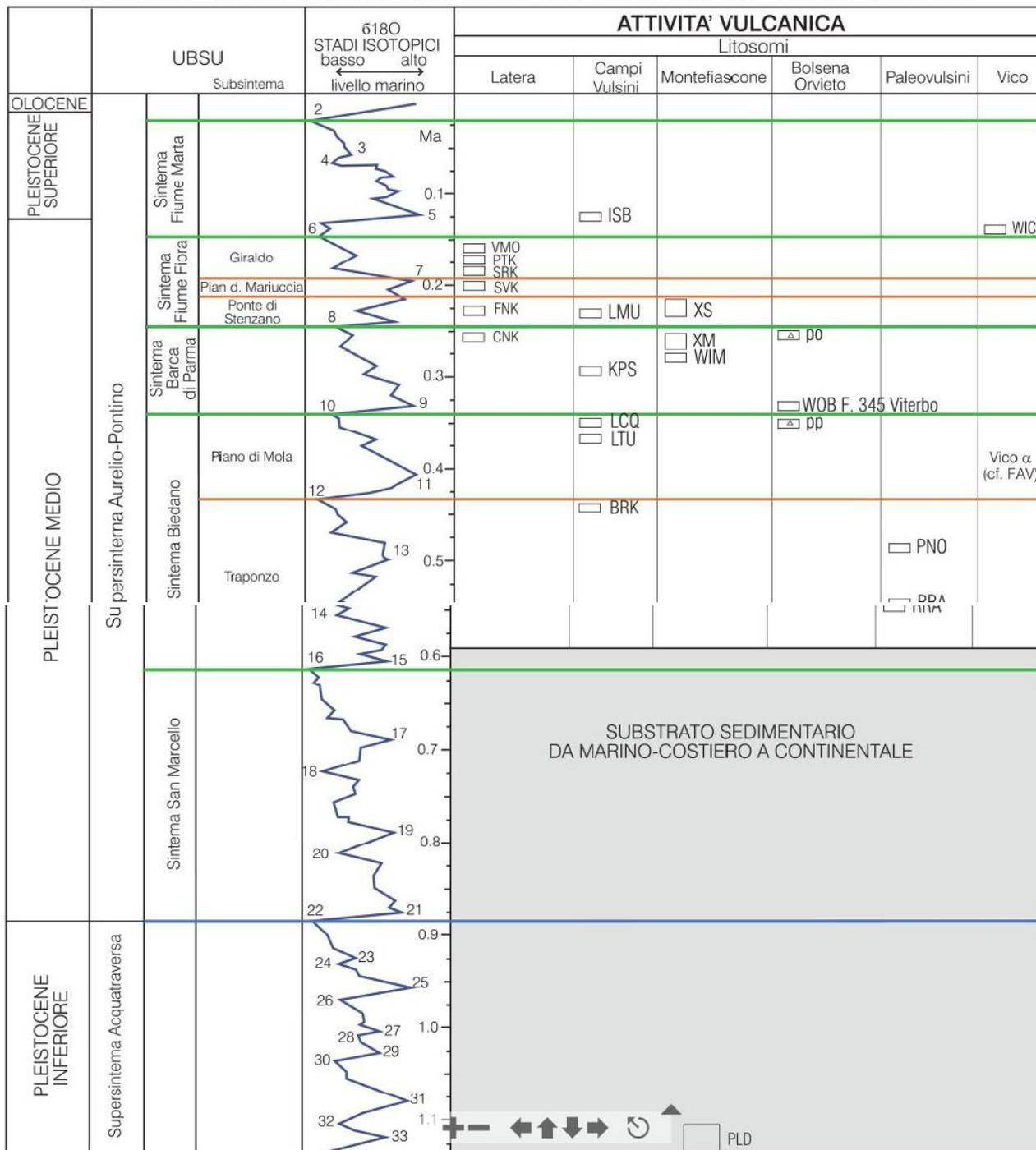


Figura 52: Inquadramento stratigrafico delle unità pleistoceniche (ISPRA, 2010).

Nel corso del Pleistocene medio, contemporaneamente alla messa in posto delle unità vulcaniche, inizia la deposizione di travertino (Unità dei Travertini della Doganella - subsistema Pian della Mariuccia) associata all'emergenza della circolazione idrotermale in corrispondenza

della dorsale M. Canino – M. Fumaiolo (Fig. 56). L'unità comprende in prevalenza travertini stromatolitici, fitoermali o microermali, con subordinati livelli fitoclastici (Carrara, 1994). La giacitura dei depositi risulta molto variabile in funzione della morfologia preesistente e delle modalità di deposizione. La stratificazione, in genere evidente e regolare con deboli inclinazioni coerenti con la topografia nelle aree di piana aperte (Riminino, Piana del Diavolo), assume pendenze rilevanti seguendo la morfologia del versante coperto (pendici M. Canino), o nettamente discordanti e più acclivi per effetto di locali discontinuità morfologiche (con formazione di salti, cascate). In corrispondenza di sorgenti puntuali isolate o disposte in gruppi allineati l'accrescimento dei depositi ha portato alla formazione di coni sorgentizi, isolati o secondo allineamenti a formare dei *ridges fissurali*, elevati da alcuni metri ad alcune decine di metri rispetto alla morfologia circostante (Carrara, 1994). Attorno a questi corpi sorgentizi le giaciture assumono un andamento periclinale. La distribuzione dei coni sorgentizi evidenzia allineamenti disposti in direzione appenninica (NO-SE) e circa antiappenninica (NNE-SSO) riconoscibili anche dalla configurazione della superficie topografica, soprattutto nella zona del M. Fumaiolo. Nella porzione occidentale, tra la dorsale M. Canino – M. Fumaiolo e il corso del Fiume Fiora costituiscono depositi pressoché continui ricoprenti un'areale esteso per circa 14 km in direzione N – S e 6÷7 km in direzione E – O (Carrara, 1994). Gli spessori variano da pochi metri nella piana antistante il F. Fiora, ad alcune decine di metri in prossimità degli apparati sorgentizi maggiori, sino ad oltre 100 m a Poggio Olivastro, in corrispondenza delle pendici del M. Doganella. A est della dorsale di M. Canino i depositi, presenti ancora con continuità, assumono spessori maggiori (alcune decine di metri) nel settore più settentrionale (nell'intorno del F. Strozavolpe). I travertini poggiano prevalentemente sui depositi marini conglomeratici (Unità di Poggio Terzolo) nelle zone meridionali, mentre a ovest e nord sulle successioni vulcaniche. I processi di deposizione del travertino, iniziati prima di 300.000 anni (Radtke et alii, 1986), sono proseguiti nel Pleistocene sup. – Olocene (Taddeucci & Voltaggio, 1987; Carrara, 1994), sia pure in modo non continuo, intervallati a fasi non deposizionali o erosionali riferibili principalmente a variazioni del clima e delle condizioni idrogeologiche. La formazione dei travertini prosegue tuttora, sia pure in forma minore, in corrispondenza dei coni sorgentizi e della rete di canali di drenaggio che convogliano le acque verso il corso del Fiora. In relazione allo sviluppo contemporaneo dei processi di deposizione e alla messa in posto delle unità vulcaniche dei Sistemi Fiume Fiora e Fiume Marta, all'interno dei travertini sono presenti intercalazioni di orizzonti cineritici e epivolcaniti (ISPRA, 2010). Il margine orientale dell'area con i travertini in affioramento corrisponde al limite di espansione delle colate piroclastiche, in particolare relative alla F. di Sovana (età 207÷198.000 anni; Turbeville, 1992), che si estendono su un ampio tratto del versante sovrastante. In questa zona, localizzata nell'intorno del margine sudoccidentale dell'area in esame, una parte dei depositi di travertino potrebbe essere stata ricoperta dalle unità vulcaniche recenti.

L'assetto geologico del settore significativo per l'area TI1 è caratterizzato dalla presenza a limitata profondità, al di sotto delle unità vulcaniche e dei depositi continentali quaternari, del substrato sedimentario costituito dal ciclo neoautoctono neogenico trasgressivo sulle sequenze torbiditiche del Dominio Ligure. La distribuzione degli affioramenti sembra evidenziare la presenza di un blocco neogenico in posizione rialzata nel settore a est, delimitato sul lato opposto da un margine netto disposto secondo una direttrice NE-SO decorrente per la terminazione del rilievo della Doganella. Tale assetto ha condizionato, sia la messa in posto delle unità vulcaniche, sia l'impostazione del reticolo idrografico locale. L'innalzamento del substrato sedimentario è associato, al margine SO, all'emergenza di una scaglia tettonica (dorsale M. Canino – M. Doganella) comprendente unità del Dominio Toscano, sovrapposta tettonicamente ai termini alloctoni del Dominio Ligure. La scaglia marginalmente è delimitata e dislocata da strutture tettoniche con direzione appenninica la cui estensione è ipotizzabile verso NO sino all'alveo del F. Fiora. Queste discontinuità assumono particolare evidenza sul lato SO, dove delimitano l'intero rilievo M. Canino – M. Doganella – M. Fumaiolo, presentando una significativa evidenza morfologica e costituendo la via di risalita preferenziale della circolazione idrotermale. La differenza evidenziata nell'altimetria raggiunta dai depositi messiniani (Unità di Poggio Terzolo), al margine sud della dorsale affioranti tra 125÷150 m slm, raggiungenti i 375 m slm poco a NE di Canino, fa ipotizzare un possibile controllo da parte dell'attività delle strutture marginali della dorsale nel controllare il sollevamento differenziale del substrato sedimentario.

8.2.1.2. Assetto sismotettonico

I lineamenti tettonici di maggiore rilevanza individuati nell'intorno dell'area TI1 (Fig. 53) comprendono:

- Il sistema del Fiume Fiora (TIF1, TIF2, TIF3, TIF4) costituisce una struttura di notevole importanza neotettonica che ha influenzato anche la distribuzione dei prodotti dell'apparato vulcanico vulsino tagliandoli verso ovest e che consiste in un complesso sistema strutturale dominato da faglie a direzione NNW-SSE e NNE-SSW. Il corso del Fiume Fiora è segnato dalla presenza di tale lineamento tettonico presente con una marcata espressione morfologica, nonostante sia segmentato in più punti.

La ricerca bibliografica ha manifestato alcune interpretazioni contrastanti sull'attività di questa struttura (e.g. Corda et al., 1979; Castaldini et al., 1981; Ambrosetti et al., 1981 e 1990) che alcuni autori (Pasquarè, 1994) indicano perdurare ancora oggi a causa della deposizione di travertini tuttora in atto. Secondo Metzelin e Vezzoli (1983) sono dislocati materiali vulcanici datati a 320000 anni.

- il lineamento di Canino TIF5 orientato NO-SE che avrebbe controllato la deposizione marina pliocenica a sud della caldera di Latera e sembrerebbe costituire il margine

settentrionale della dorsale carbonatica di M. Fumaiolo – M. Canino Tale struttura è sottolineata dalla presenza di depositi travertinosi in lembi allungati parallelamente ad essa (in parte ancora in formazione (Monte Fumaiolo, Ponte dell'Abbadia e Poggio Olivastro) e da sorgenti termominerali che appaiono allineate lungo direzioni preferenziali. Parallelamente a questa struttura si osserva una brusca deviazione (circa 90°) del Fiume Fiora, anche se alcuni autori (Messina et al., 1990) giustificano tale diversione come legata unicamente ad oscillazioni eustatiche del Pleistocene medio-superiore.

- la faglia di Monte Canino TIF6 che delimita il margine SO della dorsale M. Canino –M. della Doganella - M. Fumaiolo (Cocozza, 1963; Carrara, 1994; Pasquaré et alii, 1994);
- il fascio di elementi con andamento nell'insieme parallelo, orientato NE – SO TIF7, TIF8, TIF9, TIF10, TIF11, TIF12, TIF14, TIF15, connessi geneticamente all'attività vulcanica degli apparati principali e dei centri periferici del settore occidentale del Distretto vulsino. Queste strutture sono riferibili, in particolare, alle faglie: Capodimonte – Canino, disposta NE-SO (T059, T060, T031); Valentano – Ischia di Castro, orientata NE-SO (TIF12, prosecuzione con direzione analoga della TIF5);
- il lineamento TIF13 ubicato parallelamente (NO-SE) alla costa del Lago di Bolsena in corrispondenza del cratere del Lagaccione (a ovest di Capodimonte), relativo allo sviluppo di strutture da collasso della caldera di Bolsena a seguito dell'emissione delle grandi unità di flusso piroclastico (Acocella et alii, 2012).
- TIF16, la revisione della documentazione geologica, dei dati di sottosuolo, della circolazione idrogeologica e delle manifestazioni idrotermali, unitamente ai rilievi di terreno e all'analisi dell'assetto geomorfologico portano ad ipotizzare la presenza di un faglia capace al margine della struttura carbonatica di M. Canino – M. Fumaiolo. La presenza di una discontinuità tettonica con attività recente è suggerita dall'assetto morfostrutturale del settore M. Doganella – M. Fumaiolo, in cui affiorano le sequenze carbonatica mesozoica del Dominio Toscano e terrigena del Dominio Ligure. Tale struttura, evidenziata in superficie da una scarpata rettilinea continua, corrisponde in profondità al notevole ribassamento verso sud della sequenza toscana (da stratigrafia dei pozzi per acqua), all'emergenza con portate rilevanti della falda regionale, miscelata ai circuiti idrotermali (sorgenti di Poggio Olivastro) e allo sviluppo di imponenti fenomeni di deposizione dei travertini tuttora in atto (Carrara, 1994; Cocozza, 1963). Il ruolo della struttura profonda nell'improntare l'attività vulcanica dell'edificio di Latera, nonché il suo stato di attività, sono documentati dalla presenza del cono di Monte Calvo, un apparato vulcanico periferico, riferibile alla fase finale del vulcanismo vulsino (circa 160.000 anni; Metzelin & Vezzoli, 1983; ENEL- VDAG, 1994). L'elemento tettonico individuato, sia pure non riferibile alle principali zone sismogeniche dell'Appennino centrale, appare potenzialmente in grado di indurre dislocazioni della superficie del suolo.

Gli elementi tettonici segnalati in Fig. 53 appartengono al dominio estensionale che caratterizza la fascia litoranea Tosco-Laziale. L'area ricade infatti nel contesto sismotettonico del Margine Tirrenico, interessato da tettonica distensiva attiva, vulcanismo pleistocenico e importante anomalia geotermica (Fig. 54; modificata da Piccardi et alii, 2015). Il settore è affetto, inoltre, da una frequente sismicità, sia pure caratterizzata da eventi di bassa e media magnitudine, la cui distribuzione appare direttamente correlabile con le principali strutture tettoniche riconosciute (Fig. 56; modificata da Piccardi et alii, 2015).

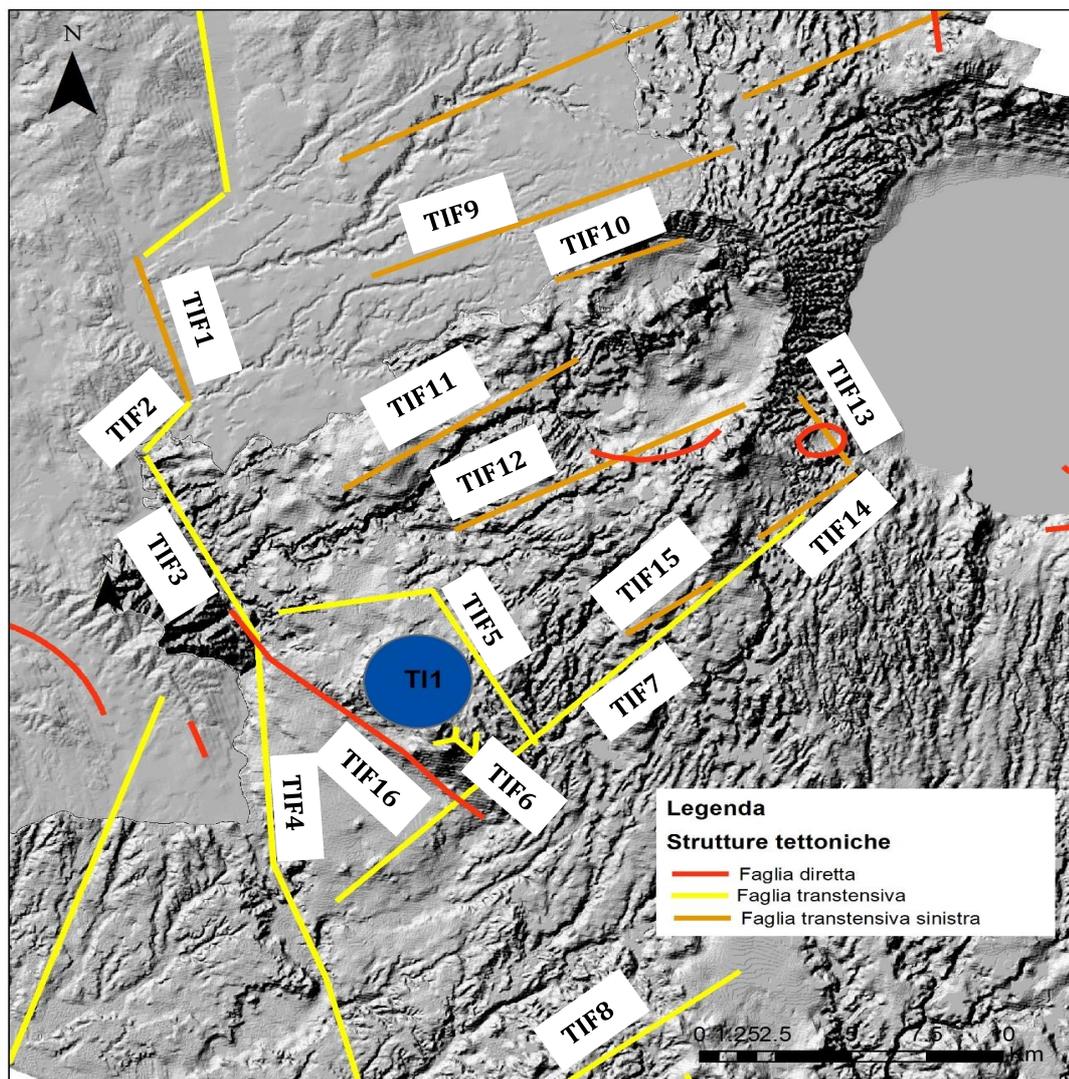


Figura 53: Localizzazione sul DEM delle strutture tettoniche di potenziale interesse per l'area, individuate nel corso delle attività di analisi.

Come discusso in Piccardi et alii (2015; e relativa bibliografia), gli studi condotti negli anni Settanta del secolo scorso per lo sfruttamento dei sistemi geotermici locali hanno portato ad accumulare un notevole patrimonio di conoscenze geofisiche e geologiche che, nonostante in genere non specificamente concentrate sul tema della fagliazione superficiale, contribuiscono alla definizione

dei sistemi di faglie quaternarie potenzialmente capaci. Questi studi, confrontati con la distribuzione della bassa sismicità storica e strumentale, portano ad individuare un certo numero di strutture con indizi di movimenti recenti, per le quali deve essere valutato il potenziale di rottura in superficie, anche in connessione con eventi sismici di magnitudo modesta.

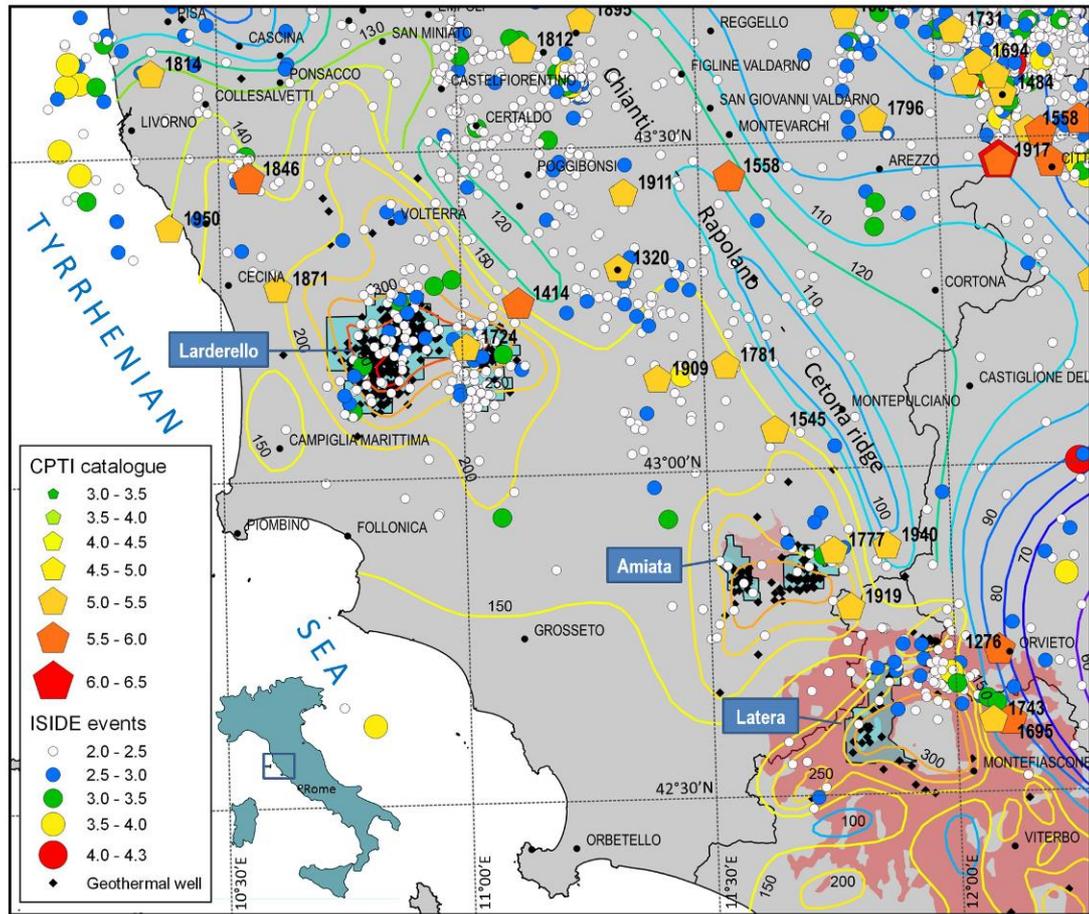


Figura 54: sismicità storica e strumentale dell'area al confine fra Toscana e Lazio; sono anche indicate le ubicazioni dei sondaggi per ricerca geotermica (con i tre campi geotermici principali, Amiata, Larderello e Latera), e le isoterme (°C) alla profondità di 3 km (modificato da Piccardi et alii, 2015).

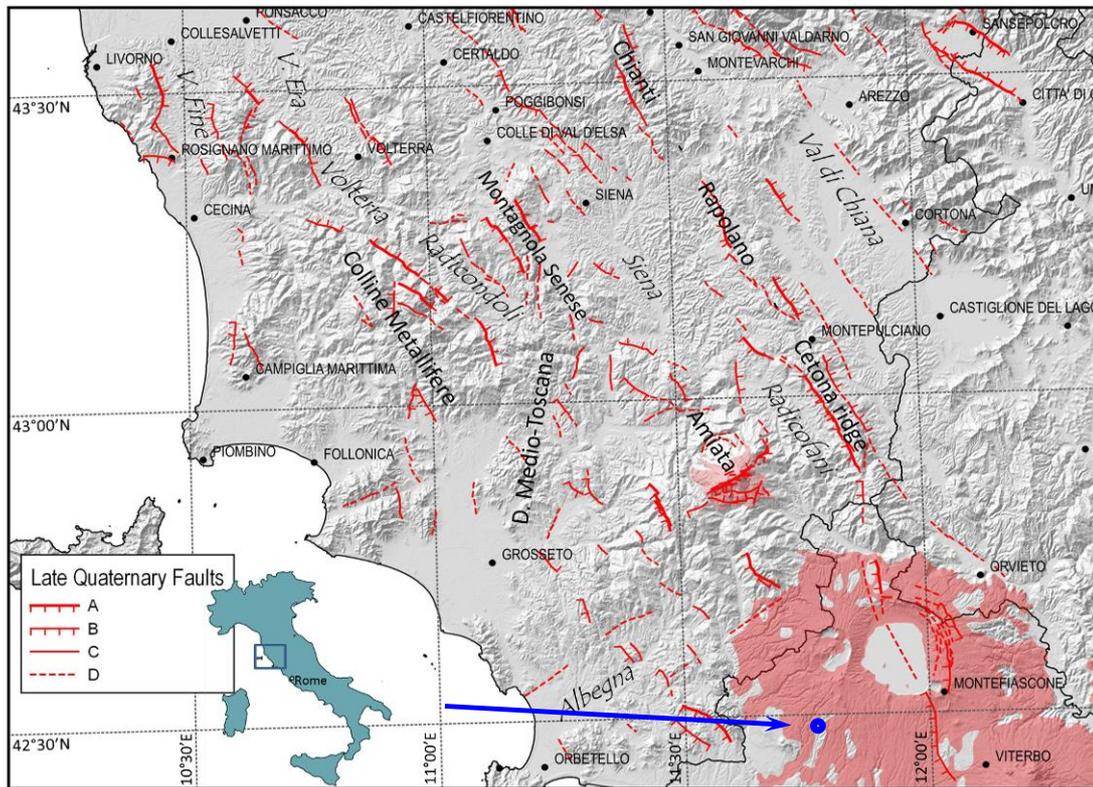


Figura 55: strutture tettoniche che presentano qualche evidenza di fagliazione recente in superficie (classificate da A a D in funzione del grado di attendibilità) sulla base di dati di letteratura e di analisi geomorfologiche, secondo Piccardi et alii (2015); questa carta fornisce un buon inquadramento recente sullo stato delle conoscenze di tettonica attiva nel settore toscano-laziale del Margine Tirrenico. La posizione dell'area TI1 è indicata dal punto blu.

I principali terremoti rilevati nei settori limitrofi all'area sono elencati nella Tab. 4.

Epicentro	Data	Intensità lo (MCS)	Mw	Distanza dall'area (km)
Orvietano	22/05/1276	VIII	5,57*	40
Siena	16/12/1320	VII	5,14*	98
Toscana occidentale	07/08/1414	VII-VIII	5,61*	99
Asciano	16/10/1449	VII	4,72*	47
Campagna Senese	16/11/1545	VII-VIII	5,35*	66
Val d'Ambra	13/04/1558	VIII-IX	5,82*	108
Val d'Orcia	24/03/1679	VI-VII	4,51*	31
Bagnoregio	11/06/1695	VIII-IX	5,67*	36
Narni	1714	VII-VIII	5,35*	67
Travale	11/12/1724	VII	5,14*	99
Siena	01/10/1741	VII	5,14*	98
Bagnoregio	21/01/1743	VII	5,01*	33
San Gemini	26/05/1753	VII	5,14*	71
Radicofani	05/10/1777	VII	5,04*	44
Monte Oliveto Maggiore	03/01/1781	VII-VIII	5,11*	77
Val d'Orcia	31/10/1802		4,99*	31
Livorno	03/04/1814	VI-VII	5,15*	169

Tarquinia	26/05/1819	VII	5,14*	27
Toscana settentrionale	14/08/1846	IX	5,91*	145
Senese	30/01/1859	V-VI	4,51*	51
Città della Pieve	09/05/1861		4,92*	57
Guardistallo	29/07/1871	VII-VIII	5,16*	127
Pienza	15/11/1897		4,72*	40
Murlo	25/08/1909	VII-VIII	5,37	76
Chianti	13/09/1911	VII	5,19	109
Ternano	12/05/1917	VII-VIII	5,1	77
Piancastagnaio	10/09/1919	VII-VIII	5,32	34
Montalcino	21/04/1928	VI-VII	4,51	27
Radicofani	16/10/1940	VII-VIII	5,26	46
S. Giovanni d'Asso	24/12/1947	VI	4,64	41
Rosignano Marittimo	01/04/1950		5,14	147
Castel Ritaldi	19/07/1957	VII	5,14*	83
Tuscania	06/02/1971	VIII	5,1 (MI 4,8)	14

Tabella 4: dati relativi alla sismicità storica e strumentale significativa estratta dal catalogo sismico CPTI11 (Rovida et al., 2011). Note: Mw = Magnitudo momento; se il terremoto è storico è derivata da dati macrosismici (Magnitudo momento derivata) e seguita dal simbolo *.

Il terremoto di riferimento per l'area in esame è certamente costituito dall'evento sismico che ha colpito Tuscania nel febbraio 1971, causando 22 vittime (Console & Sonaglia, 1972) e significativi effetti ambientali. La bassa profondità ipocentrale (circa 4 km) e la modesta magnitudo sono caratteristiche della sismicità a catalogo per il settore vulcanico del Lazio Settentrionale. Studi tecnici effettuati in ambito ENEL (v. ENEL 1993; D'OFFIZI 1994; BONAFEDE et alii 1994) giustificano l'assenza di grandi terremoti lungo la fascia tirrenica dell'Appennino sia per ragioni cinematiche, poichè il fronte della distensione avrebbe ormai raggiunto aree ubicate più a oriente, che vuoi per ragioni reologiche, in quanto la combinazione dell'alto flusso di calore e del basso tasso di deformazione renderebbero impossibile l'enucleazione di terremoti di elevata energia.

8.2.1.3. Ricostruzione del quadro morfotettonico

L'indagine è stata condotta per mezzo della revisione critica della bibliografia esistente, l'analisi fotogeologica ed i sopralluoghi sul terreno. L'insieme di questi dati ha consentito di elaborare una carta morfotettonica del sito e di un suo intorno significativo (Allegato 3). Controlli mirati sono stati svolti per rilevare strutture deformative riferibili ai lineamenti sepolti Capodimonte - Canino, Valentano - Ischia di Castro, e Canino (disposto con direzione NO-SE in corrispondenza dell'area in esame), segnalati in letteratura e condizionanti la circolazione idrica sotterranea.

Le principali forme morfostrutturali potenzialmente riconducibili ad elementi di interesse tettonico comprendono:

- assetto del reticolo locale, soggetto a evidenti variazioni di direzione nella zona a monte dell'area in esame;

- impostazione della circolazione idrotermale con formazione di estesi e potenti depositi di travertino in corrispondenza di lineamenti tettonici.

Poco a monte dell'area in esame (al suo margine NE) è riconoscibile un sensibile mutamento nell'assetto del reticolo idrografico locale (Fig 53). Il *pattern* ordinario di tipo divergente con aste disposte secondo una direzione media NE-SO, subisce un'evidente distorsione. Sul lato settentrionale il corso d'acqua più vicino (F. Strozzevolpe) devia, dapprima gradualmente quindi con una serie di gomiti ad angolo retto verso nord per poi riprendere, una volta superato il piastrone di travertino di M. Fumaiolo, un andamento circa NE-SO. Sul lato meridionale, al contrario, le incisioni tributarie del F. Timone (F. del Bottino, F. Mignattara), ruotano verso sud, con la tendenza a disporsi SO-NE, per poi confluire nel corso d'acqua principale con andamento N-S.

L'esame delle coperture aerofotografiche e degli affioramenti disponibili non ha evidenziato deformazioni e dislocazioni tettoniche significative. Le scarpate morfologiche individuabili sono riferibili alla morfoselezione dei terreni vulcanici dotati di coesione rispetto ai sedimenti e alle vulcanoclastiti incoerenti. L'esame delle limitate sezioni disponibili in affioramento (tagli stradali, incisioni torrentizie) nell'area e nei settori adiacenti non ha evidenziato dislocazioni all'interno delle unità vulcaniche e vulcano-sedimentarie con età Pleistocene medio-superiore.

La deviazione del reticolo appare riferibile piuttosto all'assetto sollevato che assume il blocco di substrato sedimentario subaffiorante nell'area che, verosimilmente, ha condizionato la deposizione delle sequenze vulcaniche e, di conseguenza il modellamento torrentizio.

Lo studio recente dei travertini del *Plateau* di Canino (Carrara, 1994; Carrara et alii, 2002), fornendo un quadro puntuale dell'assetto morfo-deposizionale dell'intero settore occupato dai depositi di maggiore potenza, ha evidenziato la relazione diretta tra lineamenti tettonici riconoscibili lungo al dorsale M. Canino – M. Fumaiolo, l'assetto della circolazione idrogeologica e l'accrescimento dei depositi prossimali agli apparati sorgentizi (Fig. 56).

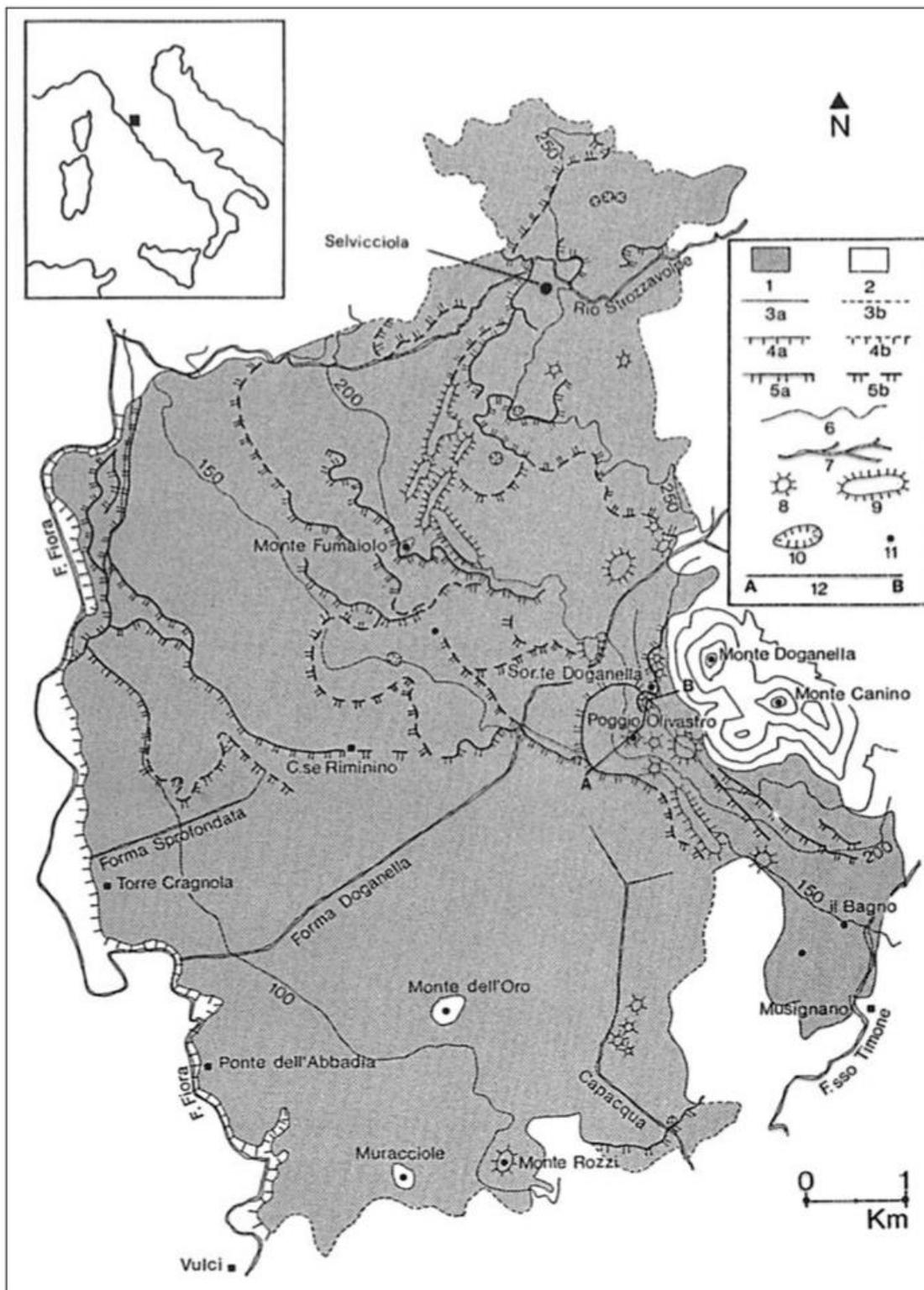


Figura 56 : Lineamenti geomorfologici del piastrone di travertino di Canino (modificato da Carrara et alii, 2002). Distribuzione delle principali scarpate impostate nei travertini e allineamento delle sorgenti lungo il margine SO della dorsale M. Canino – M. Fumaiolo evidenziano il controllo della faglia bordiera, disposta NO-SE, sulla morfologia preesistente e sull'assetto della circolazione idrotermale. Gli allineamenti di coni sorgentizi, di tipo puntuale e fissurale, evidenziano in particolare nella zona del M. Fumaiolo, un reticolo di discontinuità disposte NO-SE e circa NNE-SSO che controllano l'emergenza delle acque sotterranee e la deposizione del travertino. Legenda: 1) formazione dei travertini; 2) substrato; 3) limite di formazione, a:

certo, b: presunto; 4) scarpata di travertino su terrazzo fluviale, a: certa, b: presunta; 5) scarpata nei corpi di travertino, a:certa, b: presunta; 6) isoipsa; 7) corso d'acqua; 8) cono sorgentizio; 9) corpo fissurale; 10) cavità carsica e/o inghiottitoio; 11) sorgente.

I controlli mirati condotti nei settori di affioramento dei travertini prossimi all'area non hanno evidenziato elementi riferibili a deformazioni o dislocazioni in corrispondenza di elementi tettonici significativi.

Nell'ambito del presente studio analisi sistematiche, tramite ricognizioni di terreno e telerilevamento sono state condotte, inoltre, lungo le incisioni del reticolo minore, sui lineamenti individuati in corrispondenza dei versanti e dei terrazzi fluviali della Valle del Fiora, nonché negli areali circostanti di affioramento dei maggiori depositi di travertino, per i quali è stato evidenziato in letteratura la presenza di elementi tettonici con possibili evidenze di attività recente (Poggio Capalbiaccio - Grosseto; Poggio Olivastro).

I lineamenti individuati lungo la Valle del Fiora sono riferibili allo sviluppo di fenomeni erosivi ordinari a seguito dello scalzamento operato dal corso d'acqua alla base di versanti costituiti da alternanze di litologie eterogenee e diversamente competenti. Lungo il tratto fluviale in esame la presenza della colata lavica di Castellaccio di Vulci, con spessori di alcune decine di metri, conferisce su ampi tratti un assetto pressoché verticale ai versanti. L'ammasso a comportamento lapideo fratturato poggia sulla sequenza sedimentaria molto più facilmente erodibile. Il procedere dello scalzamento di fondo finisce con determinare il crollo della parete sovrastante, il distacco avviene lungo le fratture (da raffreddamento o detensionamento) della vulcanite, determinando la formazione di cigli di scarpata lineari più o meno continui.

Lo sviluppo della valle del Fiora rende disponibile, in particolare sulla sponda sinistra, affioramenti con sviluppo chilometrico. La presenza della colata tefritica di Castellaccio di Vulci, a cui è stata attribuita un'età non superiore a 270.000 anni (ISPRA, 2010), fornisce un preciso riferimento temporale per inquadrare cronologicamente eventuali deformazioni. I rilevamenti condotti (Figg. 57-58) non hanno evidenziato alcun elemento deformativo riferibile ad attività tettonica successiva alla messa in posto della colata. Risultati analoghi sono stati ottenuti dall'esame degli estesi fronti di cava realizzati in sponda sinistra del Fiora proprio per l'estrazione della lava (Fig. 59).



Figura 57: alveo del F. Fiora a valle del Ponte della Badia. Il corso del Fiora per un ampio tratto scorre impostato a margine e all'interno delle lave tefritiche del Castellaccio di Vulci (età < 270.000 anni; ISPRA, 2010), che con il loro comportamento di tipo lapideo hanno improntato il modellamento recente della Valle.



Figura 58: alveo del F. Fiora a valle del Ponte della Badia, in corrispondenza del Laghetto del Pellicone. Sulla sponda in sinistra idrografica (visibile nella foto) nella parte inferiore dalla parete è visibile l'affioramento della colata lavica di Vulci (spessore accertato sino a 35 m), che per le caratteristiche geomeccaniche dell'ammasso consente l'impostazione per lunghi tratti di scarpate pressoché verticali. Alla sommità affiorano con continuità le bancate sub orizzontali dei travertini di Canino derivanti dalla deposizione carbonatica ad opera della circolazione idrotermale emergente sulla sovrastante Piana del Diavolo. Le lave presentano un'evidente fessurazione da raffreddamento, mentre fratture tensionali da rilassamento gravitativo interessano il margine della placca di travertino. L'analisi delle sponde del Fiora

non ha evidenziato invece alcuna deformazione o dislocazione riferibili ad attività recente di strutture tettoniche.



Figura 59: fronti di coltivazione della tefrite di Castellaccio dei Vulci. Cava in sponda sinistra del Fiora a monte di Montalto di Castro, in loc. Campone. Le ampie sezioni relative alla pareti di cava consentono un'ampia esposizione della colata lavica e delle piroclastiti. L'analisi degli affioramenti non ha riscontrato alcuna struttura deformativa o dislocazione che interessasse la lava (datata a < 270.000 anni, ISPRA, 2010) e le unità sovrastanti. Gli unici sistemi di discontinuità sono chiaramente riferibili a fratture da raffreddamento e movimenti finali della colata in via di raffreddamento.

In ambito areale più ampio, la presenza della struttura di M. Canino – M. Fumaiolo (TIF16), esterna all'area di studio ma compresa nel suo intorno significativo ai fini dell'individuazione di faglie potenzialmente capaci, ha comportato un'analisi di terreno anche in corrispondenza degli affioramenti dotati di maggiore esposizione e continuità, rappresentati in particolare dagli estesi fronti di cava per la coltivazione del travertino di Poggio Olivastro (Figg.60-64). La posizione del deposito di travertino, come pure della cava, assume particolare rilevanza in quanto ricade proprio in corrispondenza del lineamento delimitante sul margine meridionale la dorsale di M. Canino, per il quale è ipotizzabile la presenza di una discontinuità di natura tettonica. Eventuali dislocazioni o deformazioni della struttura coinvolgerebbero direttamente i depositi sovrastanti e nello specifico i travertini.

L'ampiezza raggiunta dagli scavi, molte centinaia di metri in lunghezza e varie decine di metri in altezza, consente di riconoscere sia le modalità di accrescimento dei travertini, iniziata almeno dal Pleistocene medio (Carrara et alii, 1994) e tuttora in atto, sia le eventuali fasi deformative successive. I rilievi di terreno, unitamente all'analisi della letteratura recente (Cocozza, 1963; Carrara et alii, 1994; Di Salvo et alii, 2013), non evidenziano alcuna deformazione significativa

riferibile ad attività tettonica. Le variazioni di giacitura e inclinazione, tipicamente associate a questi depositi carbonatici, sono sempre riferibili alla tipologia dell'accrescimento e ai rapporti morfo-idrogeologici con le aree adiacenti.



Figura 60: veduta d'insieme delle condizioni attuali della cava di travertino di Poggio Olivastro. L'attività estrattiva proseguita per oltre 50 anni ha reso disponibili sezioni di affioramento estese per centinaia di metri in lunghezza e decine di metri in altezza che consentono l'esame dell'intera sequenza la cui deposizione iniziata nel Pleistocene medio è proseguita, sia pure con diverse modalità, sino all'attuale.



Figura 61: settore est del deposito di travertino degradante verso la piana sottostante. L'attività di cava ha comportato l'asportazione completa della sequenza sul lato destro della foto. Le pareti delimitanti lo scavo evidenziano un assetto significativamente inclinato della giacitura (nell'intorno di 30°), connessa esclusivamente ai meccanismi deposizionali dei travertini originati dall'emergenza più a monte della circolazione idrotermale.



Figura 62: ampia esposizione in uno sbancamento della cava della superficie di appoggio laterale dei depositi di travertino sulle unità sovrastanti.



Figura 63: La strato basale dei travertini poggia al disopra di un orizzonte piroclastico (colore marrone rossiccio) molto alterato, riferibile ai prodotti vulcanici del settore di Latera (Pleistocene medio). Al di sotto affiora un conglomerato a clasti evoluti (dimensioni da centimetriche a decimetri che), con diverso grado di cementazione riferibile all'Unità di Poggio Terzolo (età Messiniano sup.) sovrastante la sequenza classica della Formazione gessoso-solfifera. La superficie superiore del conglomerato, del tutto irregolare, rappresenta una superficie d'erosione su cui poggia la piroclastite. Nessuna deformazione o dislocazione post-deposizionale si rileva all'interno dell'unità vulcanica e dei sovrastanti travertini.



Figura 64: nel conglomerato dell'Unità di Poggio Terzolo (Messiniano sup.) sono comuni assetti deformati con giaciture anche verticalizzate e sistemi di discontinuità tettonica, come quelli ad alto angolo visibili nella foto. Tali deformazioni caratterizzano l'assetto della sequenza messiniana in tutto il settore. Le strutture,

sempre ben evidenti, si interrompono nettamente in corrispondenza della superficie limite superiore dei conglomerati, nessuna discontinuità si propaga nelle unità sovrastanti.

Verifiche di terreno e tramite telerilevamento sono state condotte anche sui depositi di travertino presenti più ad ovest, in territorio toscano, nell'area di Poggio Capalbiaccio (Figg.65-67), noti da tempo e per i quali sono state espresse interpretazioni contrastanti sulla possibile presenza di deformazioni recenti (Martelli et alii, 1989; Bosi et alii, 1996; CNR – III UNIV. ROMA, 1994). Gli affioramenti, disposti a diverse quote attorno ad un rilievo isolato impostato nelle unità della Falda Toscana, presentano stratificazione inclinata e in alcuni casi sono caratterizzati da faglie in apparenza importanti. L'analisi ha evidenziato che ogni deposito comprende diversi litosomi privi di forma propria, tanto da risultare morfologicamente indistinguibili dal substrato meso-cenozoico. L'assetto giaciturale non è confrontabile con il paesaggio attuale, e tale divario aumenta con la posizione altimetrica del deposito. L'incongruenza morfologica dei depositi con il paesaggio attuale e l'assenza di minerali vulcanici porta ad escludere l'età recente, proposta da alcuni Autori (Pleistocene sup.-Olocene secondo Martelli et alii, 1989; Boccaletti et alii, 1991), concordemente a quanto ottenuto con le datazioni svolte dal CNR – III UNIV. ROMA (1994) che hanno fornito età superiori al limite del metodo U-Th. Le strutture deformative individuate, per quanto evidenti localmente (in particolare nel deposito posto in prossimità della sommità del rilievo), non mostrano una continuità spaziale, anche dove le attività di cava hanno reso disponibili ampie sezioni di affioramento. In definitiva, ai depositi di travertino di Poggio Capalbiaccio è attribuibile un'età verosimilmente precedente al Pleistocene medio, se non pre-Quaternaria (Bosi et alii, 1996). Le deformazioni presenti non sono chiaramente attribuibili a strutture tettoniche, in particolare a faglie potenzialmente sismogeniche, e sicuramente la loro evoluzione è avvenuta in contesti geomorfologici profondamente diversi dagli attuali.



Figura 65: Poggio Capalbiaccio, cava superiore. A differenza delle ordinarie condizioni di affioramento dei travertini quaternari costituenti morfologie sovrainposte e ben evidenti rispetto alle superfici di appoggio (terrazzi, soglie, cenge aggettanti), i depositi presenti sui versanti di Poggio Capalbiaccio non presentano alcuna morfologia propria risultano completamente inseriti nel profilo di modellamento del rilievo riferibile, verosimilmente, ad una fase precedente al Pleistocene medio, se non ancora più antica. Configurazioni analoghe si riscontrano negli affioramenti visibili nelle piccole cave poste a quote minori.



Figura 66: Poggio Capalbiaccio, cava superiore. La superficie sommitale dei travertini, dove non asportata dagli scavi, si presenta regolarizzata, anche in discordanza con la stessa stratificazione, e ricoperta da depositi detritico-colluviali di versante su cui è impostata la superficie topografica attuale.



Figura 67: Poggio Capalbiaccio. Nella cava superiore caratterizzata dalle migliori condizioni di esposizione sono riconoscibili ammassi di travertino con assetto vistosamente basculato e strutture deformative interpretate come faglie a notevole componente orizzontale (Martelli et alii, 1989; Bosi et alii, 1996). Gli assetti giacitureali rilevabili appaiono, tuttavia, completamente avulsi dal contesto geomorfologico attuale (o da quello presumibile per il Pleistocene medio, anche in relazione all'assenza di minerali vulcanici) e le deformazioni di possibile origine tettonica non mostrano una continuità spaziale.

Altri lineamenti tettonici evidenziati in letteratura e illustrati in Figura 53, comunque ubicati al di fuori dell'area in esame, non risultano possedere evidenze di attività recente, né in termini morfotettonici né dal punto di vista dei controlli effettuati sul terreno. Si tratta in effetti di strutture che hanno controllato l'attività vulcanica del settore Vulsino occidentale (Metzelin & Vezzoli, 1983; Vezzoli et alii, 1987; Acocella et alii, 2012), l'assetto idrogeologico, l'emergenza della circolazione idrotermale e la deposizione dei travertini (Carrara, 1994; Di Salvo et alii, 2013) o che sono state ipotizzate sulla base di considerazioni geofisiche, idrogeologiche o paleogeografiche (ad es., Pasquaré et alii, 1994; Capelli et alii, 2012), che non sembrano comunque essere riattivate dopo il Pleistocene Medio.

Con riferimento diretto all'area in esame, gli elementi rilevati sono interamente riferibili all'assetto del substrato sedimentario, che ha condizionato la messa in posto delle sequenze vulcaniche e il modellamento esogeno legato essenzialmente a motivi morfo-climatici.

8.2.1.4. Principali risultati raggiunti

L'area TI1 si estende al margine dell'apparato vulcanico vulsino nell'ambito di una blanda morfologia corrispondente in gran parte alla superficie sommitale della F. di Sovana, sequenza piroclastica datata a circa 200.000 anni. La messa in posto delle porzioni marginali delle successioni vulcaniche relative all'edificio di Latera appare controllata dalla presenza di un blocco di substrato neogenico sollevato rispetto alla zona più occidentale e in parte subaffiorante che ha improntato la morfologia preesistente, e conseguentemente l'impostazione del reticolo minore.

Non sono stati rilevati elementi riferibili a deformazioni o dislocazioni superficiali recenti di natura tettonica. L'assetto locale del reticolo idrografico appare riconducibile direttamente al controllo morfologico operato dall'assetto del substrato. L'analisi fotointerpretativa e i successivi controlli sul terreno non hanno portato all'individuazione di elementi riferibili a fenomeni di fagliazione superficiale. Le forme di modellamento a carattere puntuale sovrainposte sono riferibili all'azione di erosione/deposizione delle acque di scorrimento libere o incanalate. Le modeste scarpate morfologiche individuabili sono riferibili alla morfoselezione dei terreni vulcanici dotati di coesione rispetto ai sedimenti e alle vulcanoclastiti incoerenti. L'esame delle limitate sezioni disponibili in affioramento (tagli stradali, incisioni torrentizie) nell'area e nei settori adiacenti non ha evidenziato dislocazioni all'interno delle unità vulcaniche e vulcano-sedimentarie con età Pleistocene medio-Olocene.

In relazione alla configurazione morfologica dell'intera area e alla sua età di formazione relativamente recente, l'assenza di anomalie morfotettoniche sembra costituire un elemento molto significativo al fine della validazione del criterio CE3 sulla base dei criteri discussi all'inizio della Scheda. La sismicità dell'area è caratterizzata da un evento significativo, strumentale, il terremoto del 06/02/1971 ($M_w = 4,8$; $I^o = VIII$) con epicentro circa 14 km a SE del baricentro dell'area.

A scala più ampia, tuttavia, si rileva l'assetto morfostrutturale dell'adiacente settore M. Doganella – M. Fumaiolo, in cui affiorano le sequenze carbonatica mesozoica del Dominio Toscano e terrigena del Dominio Ligure. Il limite meridionale del blocco di substrato sedimentario, rimarcato da un evidente scarpata NO-SE, rappresenta un significativo lineamento di origine tettonica lungo il quale si è imposta dal Pleistocene medio un'importante circolazione idrotermale, in parte tuttora presente. Il ruolo della struttura profonda nell'improntare l'attività vulcanica dell'edificio di Latera, nonché il suo stato di attività, sono documentati dalla presenza del cono di Monte Calvo, un apparato vulcanico periferico, riferibile alla fase finale del vulcanismo vulsino (circa 160.000 anni; Metzelin & Vezzoli, 1983; ENEL-VDAG, 1994). L'elemento tettonico individuato (Monte Canino – Monte Calvo TIF16), sia pure non riferibile alle principali zone sismogeniche dell'Appennino centrale, appare potenzialmente in grado di indurre dislocazioni della superficie del suolo. Tuttavia, servirebbero indagini sito specifici di maggior dettaglio per migliorare la conoscenza della struttura.

Le verifiche in sito sono state estese in aree circostanti, ritenute chiave per l'individuazione di deformazioni recenti per la presenza di estese sezioni di affioramento (naturali o artificiali), orizzonti litologici di età conosciuta, anomalie morfologiche o emergenza della circolazione idrotermale. In particolare, sono state esaminate la Valle del Fiora, la dorsale M. Canino – M. Fumaiolo, le cave di lava tefritica in sinistra del F. Fiora, le cave di travertino in attività di Poggio Olivastro, il corso del F. Fiora a monte del Ponte della Badia, le cave di travertino dismesse dell'area di Poggio Capalbiaccio.

8.3. Avanfossa Apulo-Bradanicca e Avampaese Apulo

	Avanfossa Apulo-Bradanicca e Avampaese Apulo
<i>Dominio tettonico</i>	Sistema avanfossa - avampaese
<i>Cinematica prevalente</i>	Distensiva
<i>Intervallo temporale di interesse</i>	Ultimi 125.000 anni
<i>Terremoto di riferimento</i>	Gargano, 30.07.1627 (Mw 6.7)
<i>Vulcano-tettonica</i>	NO

Per quanto riguarda il dominio tettonico dell'Avanfossa Apulo-Bradanicca e Avampaese Apulo sono state scelte due aree: la prima (area AP1) è ubicata a NE della località Mezzanone e circa 2 km a SE di Macchia Rotonda, settore di territorio diffusamente occupato dai depositi alluvionali quaternari appartenenti al Supersistema del Tavoliere delle Puglie mentre la seconda (area AP2) è in sinistra idrografica del Pantano di Lesce e rappresenta una porzione al margine orientale dell'Avanfossa Appenninica.

Inquadramento regionale

Il sistema catena-avanfossa-avampaese nell'Appennino Meridionale è molto ben conosciuto grazie soprattutto alle informazioni di sottosuolo provenienti dall'intensa attività di esplorazione petrolifera nell'area. L'architettura strutturale generale della catena è quella di un sistema *duplex* con le unità di tetto rappresentate da tutte le unità appenniniche note in affioramento e con il

nucleo formato da carbonati meso-cenozoici derivati dalla deformazione della Piattaforma Apula. I caratteri geologici di questo elemento strutturale, delimitato ad ovest dal Subappennino Dauno e ad est dal Promontorio del Gargano, sono in stretta relazione con l'evoluzione geodinamica che lo ha interessato nel corso del Pliocene e del Quaternario.

La fossa bradanica, infatti, è stata caratterizzata da due distinte fasi geodinamiche (Ricchetti et al. 1988; Doglioni et al. 1994). La prima, avvenuta nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore, è stata dominata da una marcata subsidenza che ha determinato la sedimentazione di depositi di origine marina rappresentati essenzialmente dalla Formazione della Calcarenite di Gravina e da una spessa successione limoso-argillosabbiosa ascrivibile alla Formazione delle Argille Subappennine. La seconda fase, invece, è stata dominata da un generale sollevamento che, durante tutto il Pleistocene, ha comportato la sedimentazione di depositi per lo più continentali e di transizione (e.g. Tropeano et al. 2002).

8.3.1. Area di studio AP1

Regione: Puglia

Provincia: Foggia

Indagini effettuate:

- Tipologia: fotointerpretazione, analisi dati DEM e Lidar
- Periodo di indagine: novembre 2014
- Materiale consultato:
 - Copertura aerea: Volo Italia, Strisciata 57, Strisciata 58;
 - Dati Lidar 1x1 metri, Regione Puglia (dati consultati dal geoportale nazionale), copertura completa;
 - Cartografia geologica in scala 1:100.000 (dati consultati da Ispra), copertura completa;
 - Cartografia geologica in scala 1:25.000 (Progetto CARG); l'area non è coperta dalla cartografia CARG, ma si è fatto riferimento ai limitrofi Fogli Foggia e Cerignola;
 - *Database* IFFI;
 - Base topografica IGM in scala 1:25.000;
 - CTR Regione Puglia in scala 1:5.000;
 - DEM a copertura nazionale;
 - DEM Regione Puglia 8x8 metri

8.3.1.1. Assetto geografico, geomorfologico e geologico

Contesto geografico

L'area è ubicata circa 4 km a NE della località Mezzanone e circa 2 km a SE di Macchia Rotonda. All'interno e nelle immediate vicinanze del sito di studio sono presenti alcuni caseggiati, pozzi irrigui ed elementi del reticolo viario secondario; l'area contiene numerosi bacini per la raccolta di acqua.

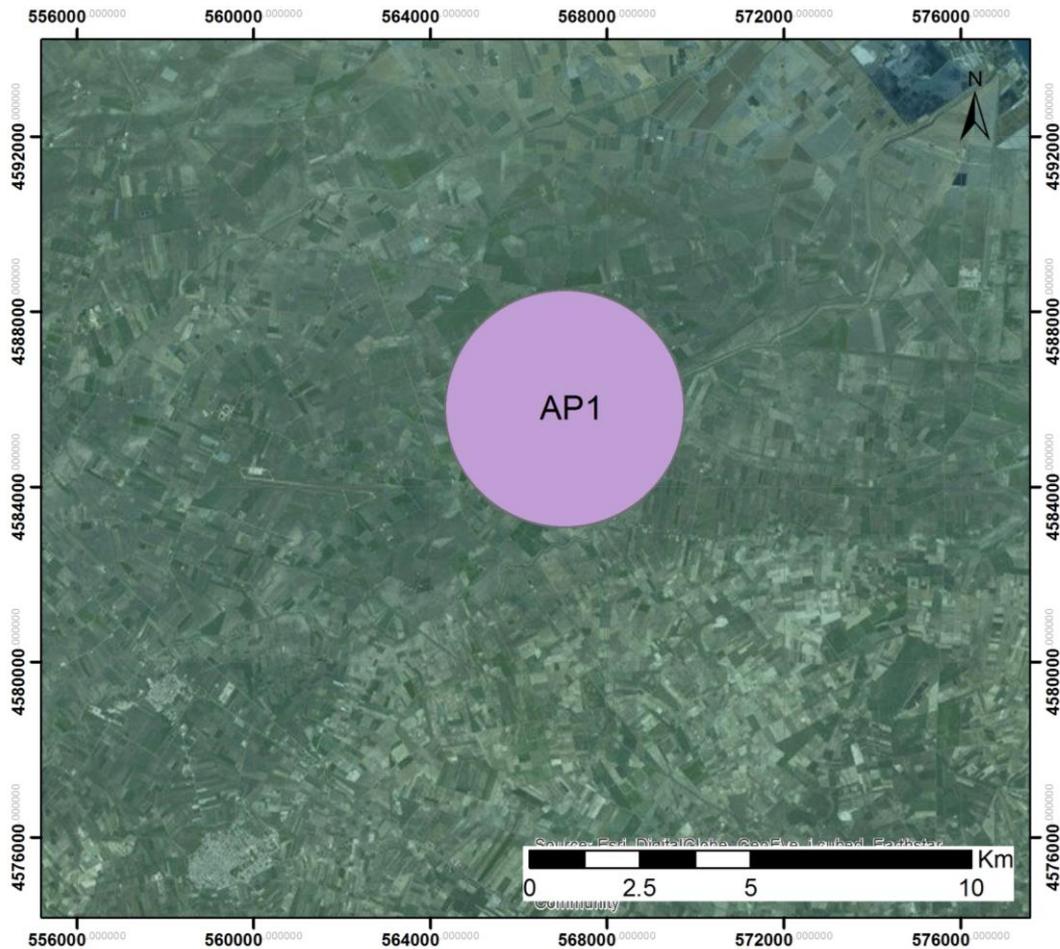


Figura 68: Localizzazione geografica dell'area AP1.

Contesto geomorfologico

L'area si presenta sub-pianeggiante ed è interessata dalla presenza di alvei fluviali, attivi ed inattivi, e canali. È posta tra i corsi del torrente Cervaro a nord e del torrente Carapelle a sud, entrambi con andamento meandriforme. Il territorio è caratterizzato dalla presenza di depositi fluviali organizzati in più ordini posti a quote diverse; lungo il torrente Carapelle sono evidenti vari gomiti fluviali.

L'assetto del paesaggio attuale è influenzato primariamente dall'evoluzione del reticolo idrografico locale (Fig.69).



Figura 69 : Ponte sul Torrente Cervaro. Foto scattata dal punto “f”.

Contesto geologico

Il substrato locale è costituito dalle unità pleistoceniche di riempimento della Fossa Bradanica, e in particolare dalle Argille Subappennine. Si tratta di limi argillosi e marne siltose di età calabriana, non affioranti nell'area di studio poiché ricoperti da depositi alluvionali.

Il territorio è diffusamente occupato dai depositi alluvionali quaternari appartenenti al Supersintema del Tavoliere delle Puglie e dai depositi legati all'evoluzione attuale dei corsi d'acqua. Sebbene la cartografia geologica più aggiornata (Fogli CARG) non copra l'area di interesse, utili informazioni possono essere tratte dai limitrofi Fogli Foggia, Ascoli Satriano e Cerignola. Le unità più recenti sono riferibili ai depositi del Pleistocene superiore? – Olocene del Subsintema dell'Incoronata.

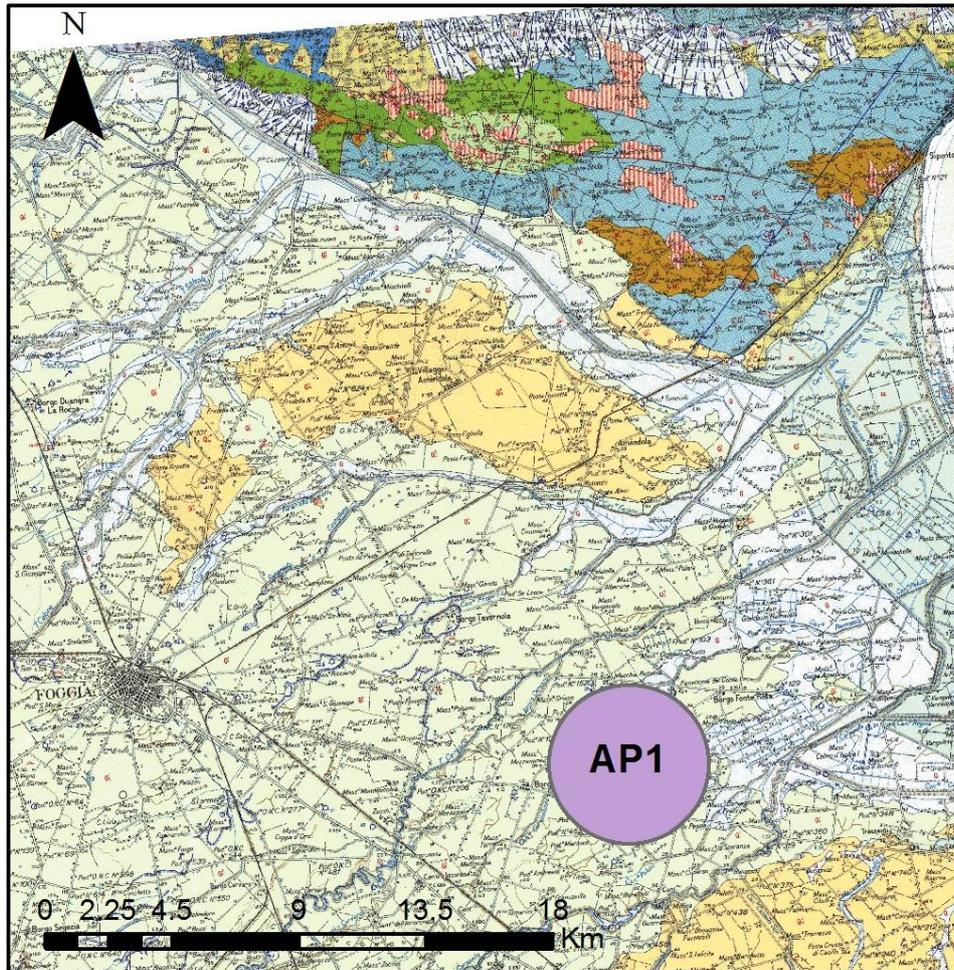


Figura 70: Inquadramento geologico area AP1.

8.3.1.2. Assetto sismotettonico

Nell'area di studio sono comprese alcune strutture tettoniche potenzialmente capaci. I dati disponibili in letteratura sono legati principalmente ad evidenze di carattere geofisico (Patacca e Scandone, 2002; Foglio CARG 408 e 421) e, limitatamente, ad alcuni settori nei pressi di Cerignola, di carattere geomorfologico (Foglio CARG 422).

L'area ricade in un contesto sismotettonico regionale costituito da faglie a cinematica distensiva, con locali componenti secondarie di trascorrenza. Le evidenze prodotte da un sisma in un contesto geodinamico distensivo sono più facilmente rilevabili rispetto ad altri contesti; il piano di faglia ha tipicamente un'inclinazione media di 50° - 70° e le evidenze stratigrafiche e geomorfologiche di deformazione cosismica condizionano l'assetto locale, tagliando le superfici pre-esistenti. In un ambiente distensivo maturo (ad es., bacini intermontani dell'Appennino Centro-Meridionale), la morfologia risultante è tipicamente caratterizzata da bacini tettonici separati da catene montuose; i fronti montuosi legati a faglie dirette costituiscono l'espressione

geomorfologica di lungo termine dell'attività sismica, risultante da ripetuti episodi di fagliazione superficiale.

La faglia principale è spesso accompagnata dalla presenza di faglie secondarie, sintetiche o antitetiche, specie nel blocco di tetto; qui gli effetti attesi del sisma sono più rilevanti rispetto al letto della faglia.

Oltre alle faglie contenute nel database ITHACA nelle vicinanze dell'area AP1 sono presenti alcuni elementi provenienti da altre fonti; si tratta di lineamenti a cinematica diretta, ad eccezione di FAP2, che è una trascorrente sinistra (Fig.71).

- FAP1 (faglia del Torrente Cervaro) e FAP2 (faglia del Torrente Carapelle), entrambe derivanti dal Foglio CARG 421 Ascoli Satriano;
- FAP8 FAP9, derivanti dallo studio geofisico della piattaforma apula (Enel, 1985);
- FAP 10 FAP 11 FAP 12, derivanti dal *database* DISS.

Sebbene la faglia FAP1 (Struttura distensiva che si sviluppa lungo il T. Cervaro, riconducibile ad una struttura sepolta parallela alla linea del Celone di Ciaranfi et al., 1983) attraversi l'area, il lineamento di maggiore interesse è rappresentato da uno dei segmenti del sistema di Foggia – Cerignola, che dista circa 6 km dall'area di studio.

Le faglie identificate da Patacca e Scandone (2002) sono presenti nel *database* ITHACA. Nello specifico, si tratta degli elementi FAP3 FAP4 FAP5 (sistema di Foggia-Cerignola), FAP6 (faglia di Troia-Carapelle) e FAP7 (faglia di Castelluccio dei Sauri).

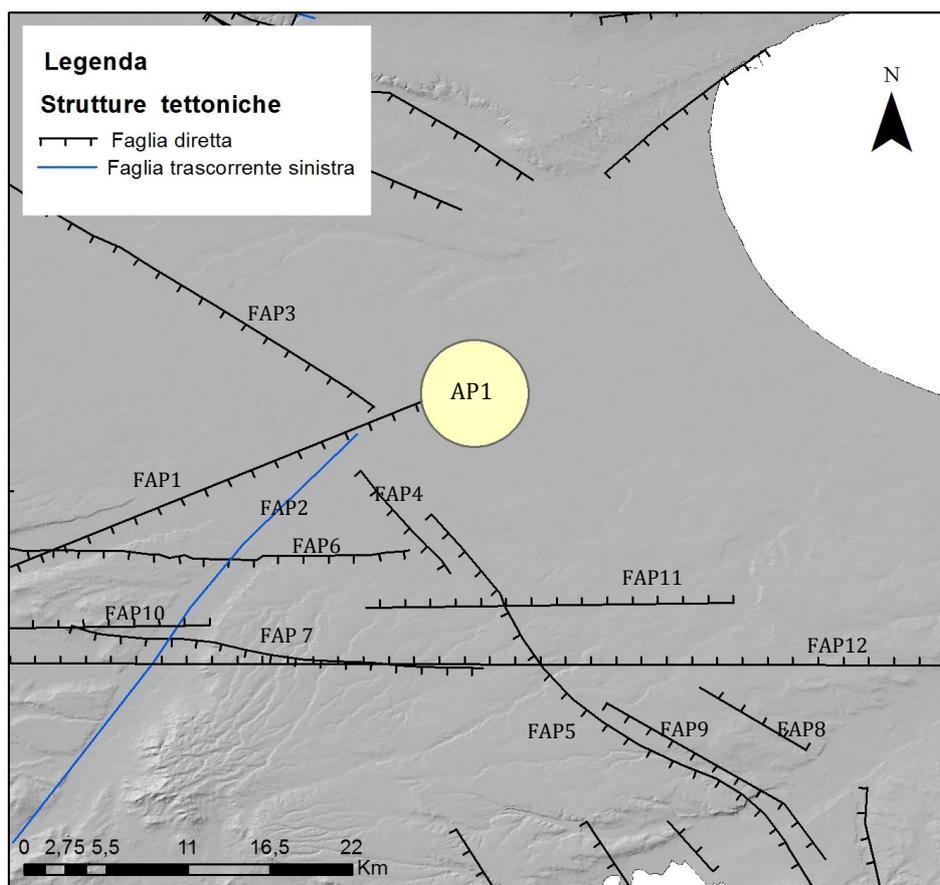


Figura 71: Modello digitale del terreno con evidenziate le faglie di maggior importanza per l'area AP1

Gli elementi che presentano il maggiore potenziale di fagliazione sono certamente rappresentati dal sistema di faglie dirette orientate NO-SE e con blocco ribassato a sud (FAP3 FAP4 FAP5 “sistema di Foggia – Cerignola”). Il sistema è suddiviso in più segmenti, alcuni dei quali mostrano attività molto recente (TAR-OLO), mentre in altri casi l'attività è certamente documentabile solo fino allo Ioniano. Secondo alcuni Autori (Patacca e Scandone, 2002), questo sistema rappresenta la sorgente sismogenetica del terremoto del 1731, uno dei principali sismi storici che hanno colpito l'area in esame, raggiungendo un'intensità macrosismica di grado IX.

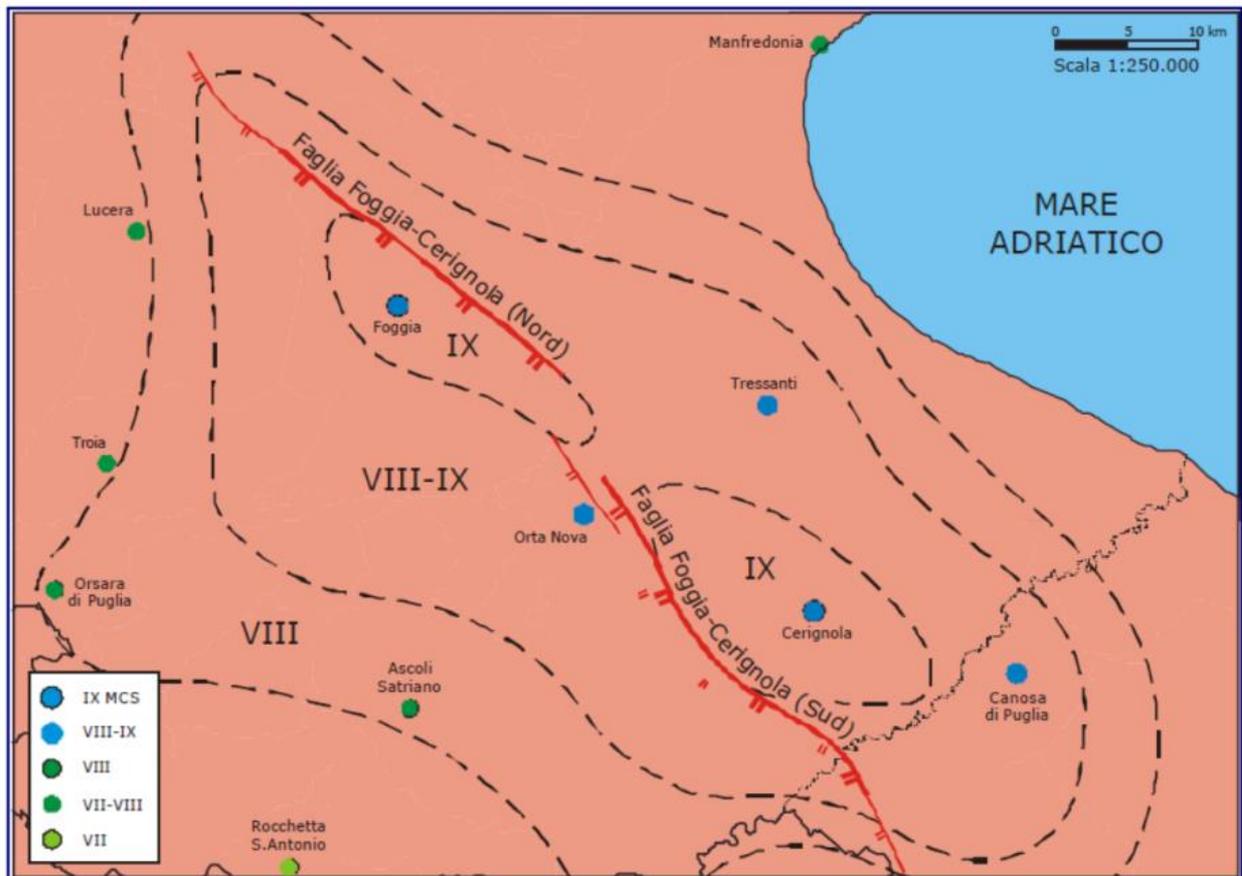


Figura 72: Campo macrosismico del terremoto del 20/03/1731 (piano quotato e isosisme) e traccia dei segmenti della faglia Foggia-Cerignola che mostrano evidenze di attività in tempi recenti. Con tratto più sottile sono indicati due segmenti di faglia alle estremità settentrionale e meridionale della faglia Foggia-Cerignola e un segmento di faglia presso Orta Nova che non mostrano indizi di attività recente. Da Patacca e Scandone, 2002.

Le evidenze geomorfologiche di superficie sono scarse poiché i lineamenti risultano sepolti; questo fatto spiega inoltre la differente resa cartografica degli elementi nei vari studi. Le uniche evidenze di superficie sono segnalate nel Foglio CARG Cerignola, in località “Torre Quarto” e “Masseria i Pavoni”. Questi punti sono stati oggetto di rilievi di terreno speditivi, svolti in corrispondenza delle superfici principali e delle forme più evidenti segnalate in letteratura (assetto delle scarpate e del reticolo idrografico locale).

Le faglie dei Torrenti Cervaro e Carapelle sono strutture sepolte che, nel settore di interesse, separano con andamento circa SO-NE dei settori diversamente inclinati verso la costa adriatica (Foglio CARG Ascoli Satriano). La struttura del T. Cervaro si sviluppa parallelamente alla linea del Celone di Ciaranfi *et al.* (1983) e potrebbe rappresentare la prosecuzione della faglia del Golfo di Manfredonia segnalata anche nel *database* ITHACA. Si segnala che i terrazzi fluviali posti nel settore a NO della faglia del T. Cervaro sono a quote maggiori rispetto al settore a SE; questa evidenza potrebbe essere messa in relazione ad un’attività della faglia; tuttavia questa ipotesi deve essere verificata mediante studi più approfonditi.

La faglia del T. Carapelle è segnalata come trascorrente sinistra, ma non si esclude una componente diretta (Ciaranfi *et al.*, 1983) e una segmentazione della faglia.

La faglia FAP6 (Troia-Carapelle), sebbene inserita nel *database* ITHACA, risulta dibattuta poiché lo studio più dettagliato disponibile (Patacca e Scandone, 2002) indica esplicitamente che questo elemento “può essere considerato inattivo in tempi recenti”.

La faglia FAP7 presenta invece indizi di attività recente ed è stata tentativamente associata al terremoto del 1361, che ha raggiunto intensità epicentrale di grado X (Patacca e Scandone, 2002; grado IX secondo il *database* CPTI).

La figura seguente mostra la mappa della sismicità storica estratta dal catalogo CPTI11, in un intorno significativo rispetto all'area di studio. La zona si presenta a sismicità molto contenuta. Gli eventi principali si localizzano nell'area garganica e lungo la catena appenninica; le distanze di questi sismi rispetto all'area sono rispettivamente dell'ordine dei 30 e dei 60 km. La Tabella successiva indica i principali parametri dei terremoti avvenuti ad una distanza inferiore di 40 km rispetto all'area.

Nell'areale di 10 km intorno al sito, è segnalato un evento sismico con magnitudo > 4, avvenuto il 29/05/2006; l'epicentro ricade a 9 km di distanza dall'area.

Il terremoto di riferimento è rappresentato dal sisma con epicentro nel Foggiano avvenuto il 20/03/1731 e che ha raggiunto intensità epicentrale di grado IX.

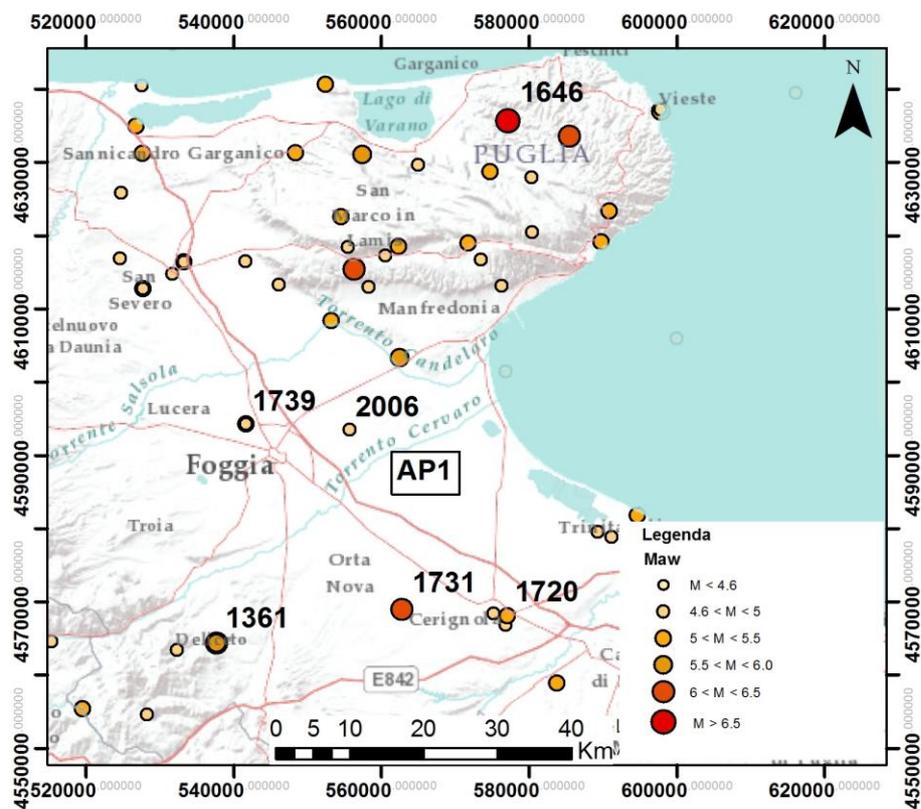


Figura 73: Mappa relativa alla sismicità storica e strumentale significativa estratta dal catalogo sismico CPTI11.

Epicentro	Data	Intensità I _o (MCS)	M _w	Distanza dall'area (km)
Ascoli Satriano	17/07/1361	IX	5.99*	29
Gargano	31/05/1646	IX – X	6.61*	30
Foggiano	20/03/1731	IX	6.53*	15
Foggia	13/02/1739	VII	5.14*	22
Puglia settentrionale	18/08/1948	VII – VIII	5.54	14
Promontorio del Gargano	29/05/2006	V – VI	4.63	9

Tabella 5: Dati relativi alla sismicità storica e strumentale significativa estratta dal catalogo sismico CPTI11 (Rovida *et al.*, 2011). Note: M_w = Magnitudo momento; se il terremoto è storico è derivata da dati macrosismici (Magnitudo momento derivata) e seguita dal simbolo *.

8.3.1.3. Ricostruzione del quadro morfotettonico

L'indagine è stata condotta per mezzo della revisione critica della bibliografia esistente, l'analisi fotogeologica ed i sopralluoghi sul terreno. L'insieme di questi dati ha consentito di elaborare una carta morfotettonica del sito (Allegato 4) e di un suo intorno significativo.

Nel novembre 2014 l'area è stata oggetto di un rilievo speditivo finalizzato ad una valutazione di massima dell'assetto geomorfologico locale, in particolare in relazione alle evidenze segnalate in letteratura.

La zona è caratterizzata da un assetto pianeggiante e pesantemente rimaneggiato poiché occupato per la quasi totalità da campi coltivati e aree urbane. In questo contesto geografico, gli affioramenti risultano numericamente molto scarsi e limitati ad aree di cava. Anche l'analisi delle coperture fotografiche, dei modelli digitali del terreno e i rilevamenti diretti in campo risultano poco vincolanti a causa del fatto che il rilievo morfologico è molto contenuto.

La figura 74 presenta l'ubicazione dei punti analizzati in prossimità dell'abitato di Cerignola; la prima delle strutture verificate è posta in località Torre Quarto ed è caratterizzata in superficie da una modesta depressione morfologica, talora riempita da depositi alluviali e colluviali che da una parte si collegano alla valle del fiume Ofanto e dall'altra ai corsi d'acqua appartenenti al sistema dei Torrenti Carapelle e Cervaro (Foglio CARG Cerignola).

La scarpata si sviluppa in direzione NO-SE ed è stata verificata in più punti lungo la sua intera estensione (punti "a", "b" e "c").

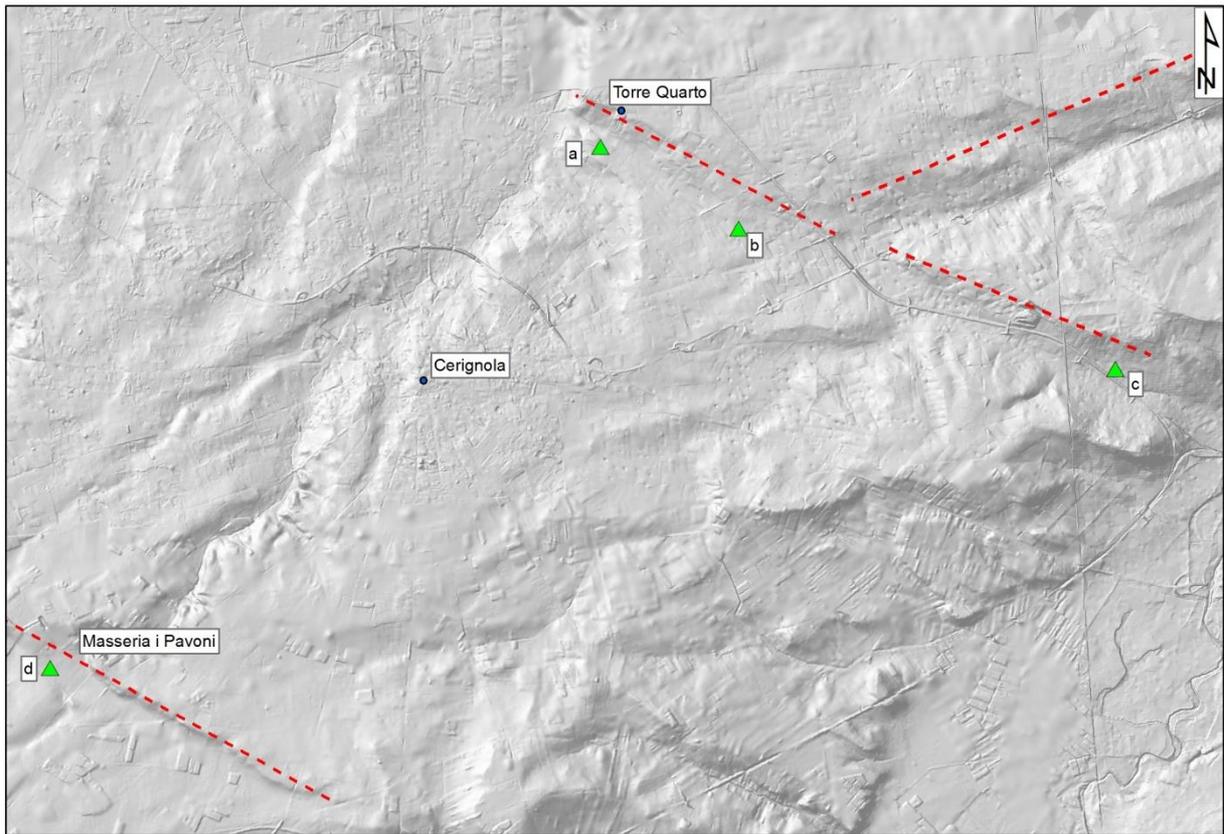


Figura 74: Modello digitale del terreno dell'area di Cerignola; i triangoli verdi rappresentano i punti da cui sono state scattate le foto, le linee rosse tratteggiate lineamenti desunti da DEM o dall'analisi di foto aeree.



Figura 75: Depressione morfologica nei pressi della scarpata di faglia della tenuta di Torre Quarto. Foto scattata dal punto "a".



Figura 76: Depressione morfologica lungo la scarpata di faglia di Torre Quarto. Foto scattata dal punto "b".



Figura 77: Depressione morfologica lungo la scarpata di faglia di Torre Quarto. Foto scattata dal punto "c".

Il secondo elemento verificato è situato a SO di Cerignola ed è evidenziato da una modesta scarpata orientata NO-SE, la cui parte ribassata è rivolta a SO (Foglio CARG Cerignola). La struttura è posta trasversalmente al reticolo idrografico ed interrompe la continuità di un corso d'acqua (Marana Acquamala) in località "Masseria i Pavoni". Qui, alla base della scarpata, è presente una modesta conoide alluvionale costituita da depositi sabbioso-ghiaiosi scarsamente cementati riferiti al subsistema delle Marane Pidocchiosa-Castello (RPL2, Pleistocene superiore-Olocene). Le evidenze di carattere morfologico e la direzione delle paleocorrenti forniscono per la conoide un deflusso opposto all'attuale andamento del corso d'acqua; l'orientazione della scarpata, inoltre, appare completamente svincolata dall'attuale orientazione del reticolo idrografico. Tale situazione è stata interpretata come dovuta ad un'attività tettonica recente che ha ribassato il settore posto ad ovest della scarpata interessando i conglomerati di Ordonia (ODN, Pleistocene medio) e i depositi ghiaiosi del subsistema di Salve Regina (OFF2, Pleistocene superiore) e risultando coperta dai modesti spessori di depositi palustri (e3) e alluvionali (RPL2). Queste morfologie anomale mostrano per ubicazione ed orientazione una stretta connessione con le strutture individuate attraverso i dati di profondità ed in particolare con il ramo meridionale della faglia Foggia-Cerignola evidenziata da Patacca e Scandone (2002).

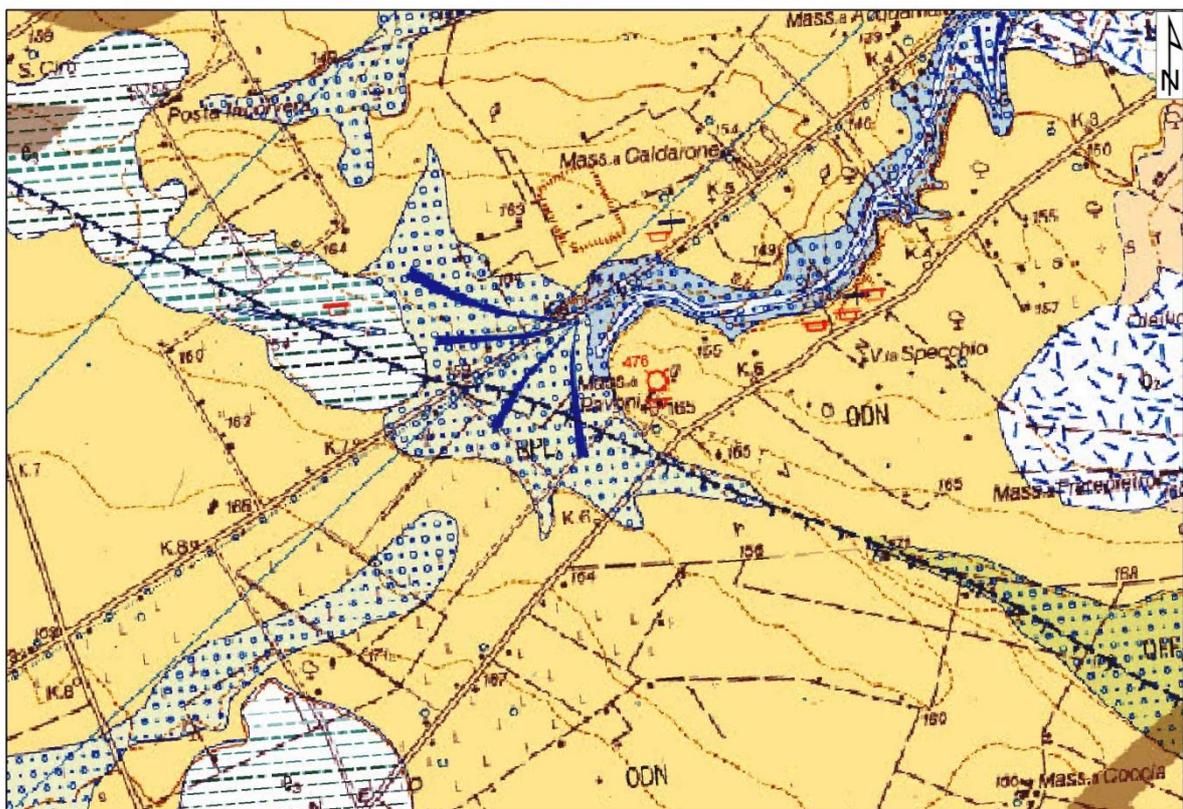


Figura 78: Estratto del Foglio CARG Cerignola in corrispondenza della Masseria i Pavoni (punto d). È presente un deposito di conoide alluvionale con deflusso opposto all'attuale andamento del corso d'acqua.

Gli elementi evidenziati nella carta morfotettonica si riferiscono generalmente al reticolo idrografico, attivo e inattivo e ai depositi ad esso correlati. In particolare, sono segnalati depositi terrazzati di origine alluvionale degradanti verso NE, scarpate morfologiche e gomiti fluviali.

Le informazioni raccolte hanno messo in evidenza numerosi elementi che portano a considerare il potenziale di fagliazione del sistema di Foggia – Cerignola non trascurabile.

8.3.1.4. Principali risultati raggiunti

L'area in esame è posta nelle immediate vicinanze o lungo la prosecuzione di alcuni elementi tettonici potenzialmente capaci, che sono stati oggetto quindi di controlli specifici. Gli elementi più significativi risultano quelli appartenenti al sistema di Foggia – Cerignola, posti a distanza di circa 5 km dell'area di studio. Evidenze sia di carattere geomorfologico (foglio CARG Cerignola) che geofisico (Patacca e Scandone, 2002) suggeriscono un'attività recente di alcuni segmenti di faglia. La zona è compresa nell'area epicentrale del sisma del 1731.

I sopralluoghi condotti hanno permesso di verificare, per quanto possibile nel contesto geomorfologico locale dominato dalla dinamica fluviale, l'attendibilità delle evidenze descritte in letteratura, che risultano vincolate da studi dettagliati e ben documentati; il sistema di Foggia – Cerignola presenta scarpate morfologiche recenti, verificate sul campo. Scarpate simili non sono tuttavia state identificate all'interno dell'area in esame.

In conclusione, l'analisi fotogeologica e i rilievi di terreno non hanno evidenziato elementi direttamente riferibili a significative deformazioni e dislocazioni superficiali di natura tettonica.

8.3.2. Area di studio AP2

Regione: Basilicata

Provincia: Matera

- Indagini effettuate:
- Tipologia: fotointerpretazione, analisi dati DEM e cartografia geologica
- Periodo di indagine: Novembre 2014
- Materiale consultato:
 - Copertura aerea: Volo Italia, Strisciata 64 e Strisciata 65
 - Cartografia geologica in scala 1:100.000 (dati consultati da Ispra), copertura completa;
 - *Database* IFFI;
 - Base topografica IGM in scala 1:25.000;
 - CTR Regione Puglia in scala 1:5.000;
 - DEM a copertura nazionale;
 - DEM Regione Puglia 8x8 metri

8.3.2.1. Assetto geografico, geomorfologico e geologico

Contesto geografico

L'area è posta in sinistra idografica del pantano di Lesce, nelle immediate vicinanze dell'area di studio, è presente il reticolo viario secondario e il territorio è occupato da campi coltivati, caseggiati ed attività antropiche e da alcuni bacini di raccolta delle acque.

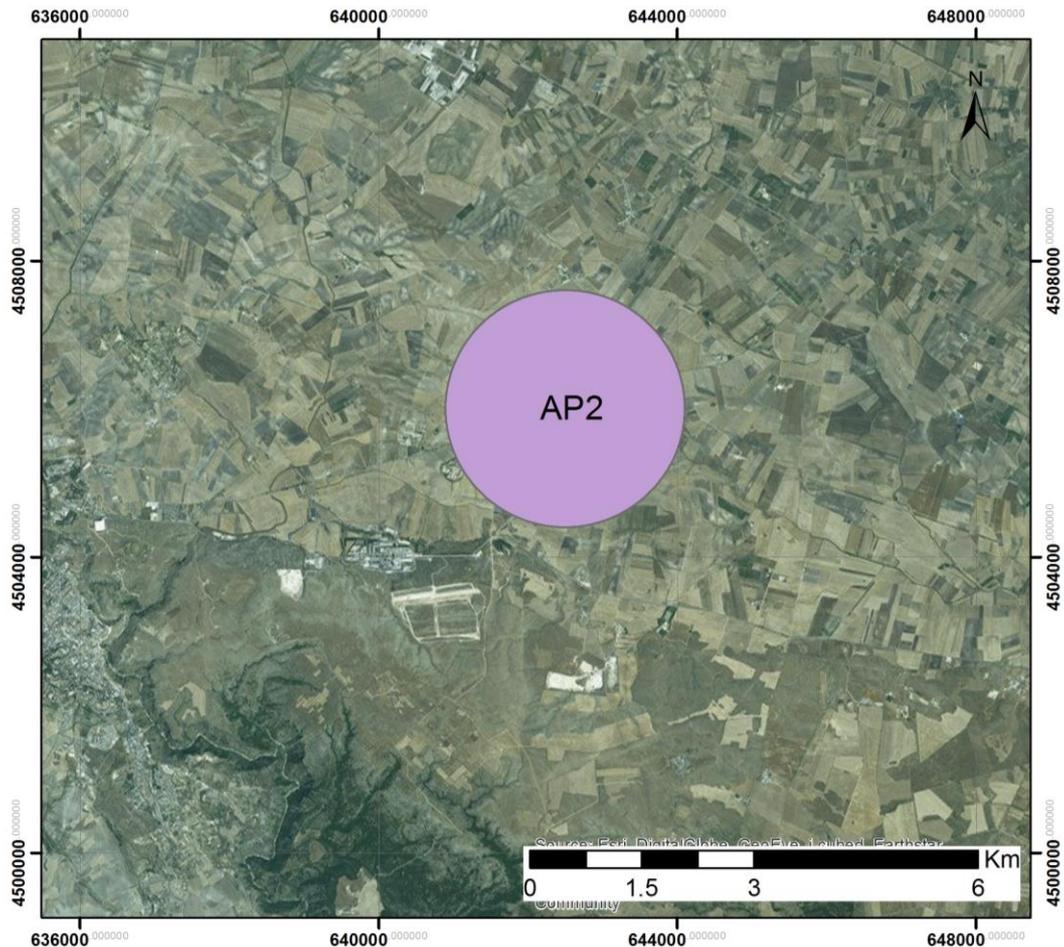


Figura 79: Localizzazione geografica dell'area AP2.

Contesto geomorfologico

L'area si sviluppa a quote comprese tra i 350 e i 370 m slm, di circa 10-20 m più elevate dell'alveo; l'area si presenta nel complesso ondulata poiché è attraversata da alcune incisioni vallive con deflusso verso ovest.

Il bordo occidentale dell'area corrisponde con il limite dei depositi alluvionali olocenici del Pantano di Iesce così come disegnato sulla cartografia geologica in scala 1:100.000. La cartografia IGM segnala, a poca distanza dall'area, alcune sorgenti ("fontane") ubicate in corrispondenza del contatto litologico tra depositi a differente permeabilità relativa.

L'assetto del paesaggio attuale è influenzato primariamente dall'evoluzione del reticolo idrografico locale.

Contesto geologico

Dal punto di vista geologico-strutturale, l'area rappresenta una porzione al margine orientale dell'Avanfossa Appenninica. La cartografia geologica in scala 1:100.000 segnala la presenza di

alcuni lembi di depositi alluvionali terrazzati, circondati dai depositi marini plio-pleistocenici (Argille Subappennine).

L'area è posta meno di 2 km a nord di alcuni affioramenti dei calcari che costituiscono l'avampaese apulo, di età generalmente cretacea.

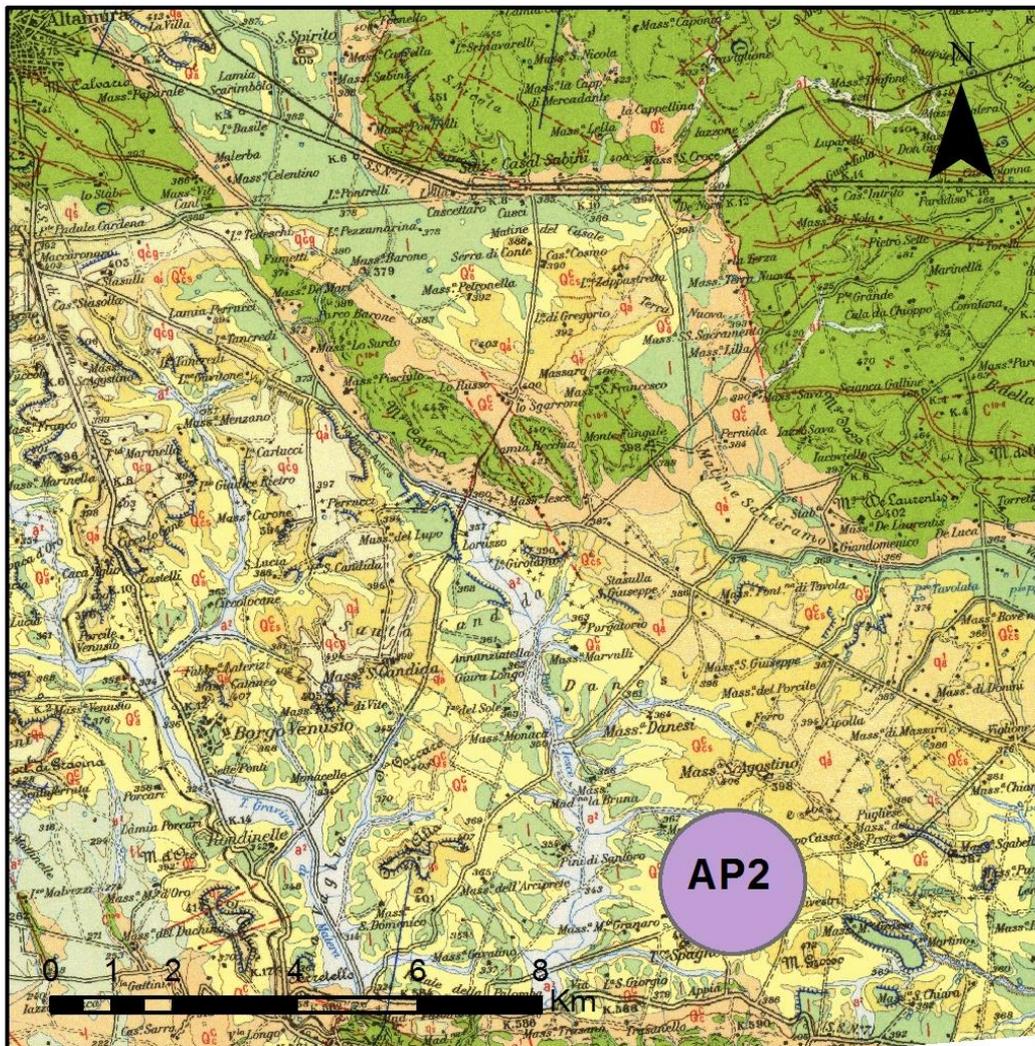


Figura 80: Inquadramento geologico area AP2.

8.3.2.2. Assetto sismotettonico

L'area ricade in un contesto sismotettonico regionale costituito da faglie a cinematica distensiva, con locali componenti secondarie di trascorrenza. Le evidenze prodotte da un sisma in un contesto geodinamico distensivo sono più facilmente rilevabili rispetto ad altri contesti; il piano di faglia ha tipicamente un'inclinazione media di $50^\circ - 70^\circ$ e le evidenze stratigrafiche e geomorfologiche di deformazione cosismica condizionano l'assetto locale, tagliando le superfici pre-esistenti. In un ambiente distensivo maturo (ad es., bacini intermontani dell'Appennino Centro-Meridionale), la morfologia risultante è tipicamente caratterizzata da bacini tettonici

separati da catene montuose; i fronti montuosi legati a faglie dirette costituiscono l'espressione geomorfologica di lungo termine dell'attività sismica, risultante da ripetuti episodi di fagliazione superficiale.

La faglia principale è spesso accompagnata dalla presenza di faglie secondarie, sintetiche o antitetiche, specie nel blocco di tetto; qui gli effetti attesi del sisma sono più rilevanti rispetto al letto della faglia.

Gli elementi più prossimi FAP13 e FAP14 distano circa 2 km dall'area; si tratta di strutture a cinematica diretta orientate NO-SE o ONO-ESE, appartenenti al sistema di *horst* e *graben* che si estende dalle Murge fino alla zona di Matera.

In generale, questo sistema comprende strutture da chilometriche a metriche, generalmente orientate NO-SE (Pieri *et al.*, 1997, Tropeano *et al.*, 1994). Tutte le strutture mostrano attività sin e postdeposizionale nella Calcarenite di Gravina e nelle Argille Subappennine, con rigetti fino a decametrici, dimostrando quindi un'attività certa almeno fino al Calabriano. Alcune strutture, localizzate in particolare lungo l'*Horst* di Zagarella, invece tagliano completamente questi depositi, mostrando attività almeno medio-pleistocenica e rigetti superiori ai 20-30 m (Tropeano *et al.*, 1994, 1997). La natura anche transtensiva dello stile tettonico è documentata nella Calcarenite di Gravina dalla presenza di strutture a fiore, sia positive che negative, e dalla presenza sui piani di faglia di strie orizzontali. Le strutture tettoniche condizionano il paesaggio attuale, con scarpate geomorfologiche o influenzando alcuni tratti del reticolo idrografico (Beneduce *et al.*, 2004).

La figura seguente mostra la mappa della sismicità storica estratta dal catalogo CPT111, in un intorno significativo rispetto all'area di studio. La zona si presenta a sismicità molto contenuta. Gli eventi principali si localizzano lungo la catena appenninica, in un contesto geodinamico differente rispetto a quello dell'area in esame; le distanze di questi sismi rispetto all'area sono dell'ordine dei 60 km.

Nell'areale di 10 km intorno al sito, è segnalato un unico evento sismico con magnitudo > 4, avvenuto il 11/11/1634 con epicentro nei pressi di Matera, circa 4 km a SO dell'area. Il sisma ha raggiunto intensità epicentrale di grado VI-VII ed ha magnitudo momento derivata di 4,93.

Sebbene risulti localizzato a circa 100 km di distanza, come terremoto di riferimento per l'area può essere assunto il sisma con epicentro nel Foggiano avvenuto il 20/03/1731 che ha raggiunto intensità epicentrale di grado IX. Le strutture a *horst* e *graben* di quest'area possono infatti essere considerate analoghe a quelle dell'area foggiana. Tale assunzione, effettuata con un approccio conservativo, è diretta conseguenza del fatto che l'intero bacino dell'avanfossa bradanica presenta un assetto sismotettonico unitario, caratterizzato dalla presenza di faglie dirette impostate nel substrato calcareo dell'avampaese, sepolto al di sotto dei depositi di avanfossa.

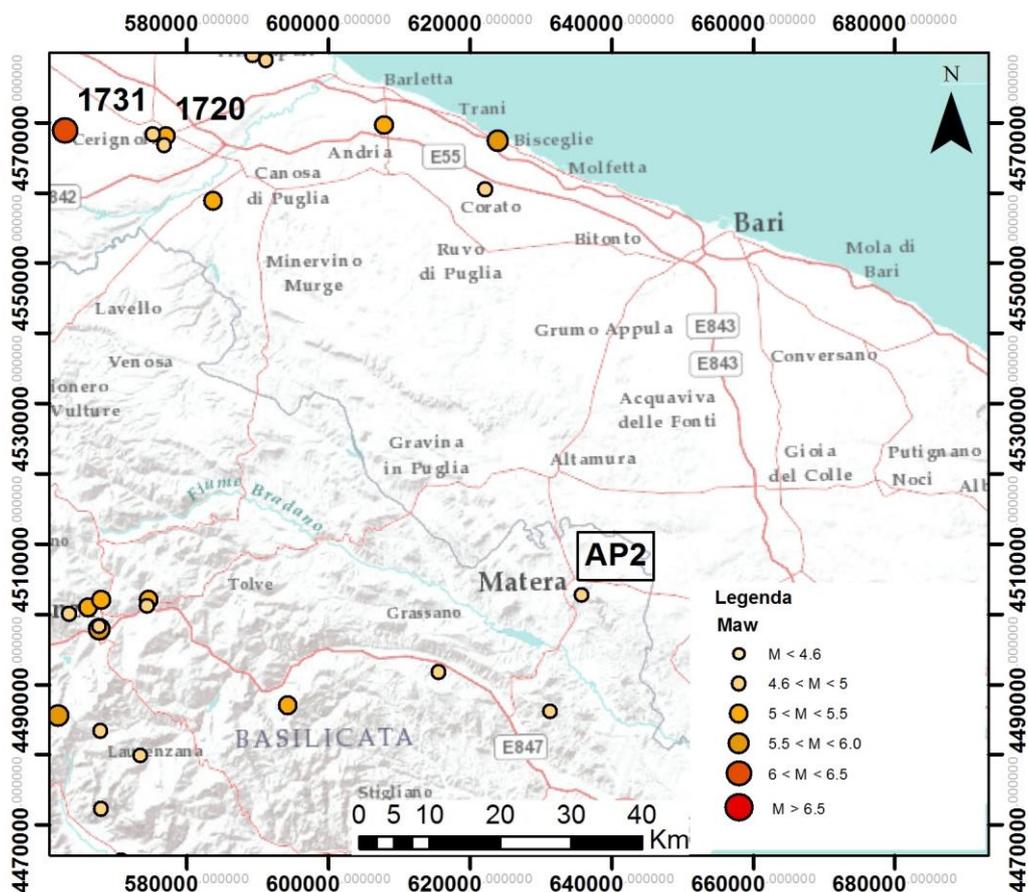


Figura 81: Mappa relativa alla sismicità storica e strumentale significativa estratta dal catalogo sismico CPTI11.

8.3.2.3. Ricostruzione del quadro morfotettonico

L'indagine è stata condotta per mezzo della revisione critica della bibliografia esistente, l'analisi fotogeologica ed i sopralluoghi sul terreno. L'insieme di questi dati ha consentito di elaborare una carta morfotettonica del sito e di un suo intorno significativo.

Nel novembre 2014 l'area è stata oggetto di un rilievo speditivo finalizzato ad una valutazione di massima dell'assetto geomorfologico locale.

L'assetto paesaggistico della zona è dominato dalla presenza di campi coltivati; di conseguenza, gli affioramenti risultano numericamente piuttosto scarsi e limitati ad aree di cava o agli alvei fluviali, profondamente incisi nel substrato.

L'analisi delle foto aeree e del DEM ha messo in luce la presenza di vari allineamenti con orientazione prevalente NO-SE; le principali evidenze geomorfologiche sono riconducibili ad allineamenti di scarpate o di elementi puntiformi e condizionano l'assetto del reticolo idrografico locale.

Un rilievo dettagliato è stato condotto in località Masseria Pietrapenta volto a verificare puntualmente alcuni elementi segnalati in letteratura (Tropeano *et al.*, 1994). La cava visitata si

trova in destra idrografica del Torrente Gravina; l'alveo del torrente scorre incassato all'interno dei depositi del Calcarea di Altamura (Cretacico superiore, in verde scuro nell'estratto del Foglio 201 "Matera" della carta geologica in scala 1:100.000).

Dal punto di vista geologico, la zona è dominata dalla presenza delle Argille Subappennine (Calabriano, in giallo nella cartografia geologica) e delle Calcareniti di Gravina (in arancio nella carta geologica) (fig.80).

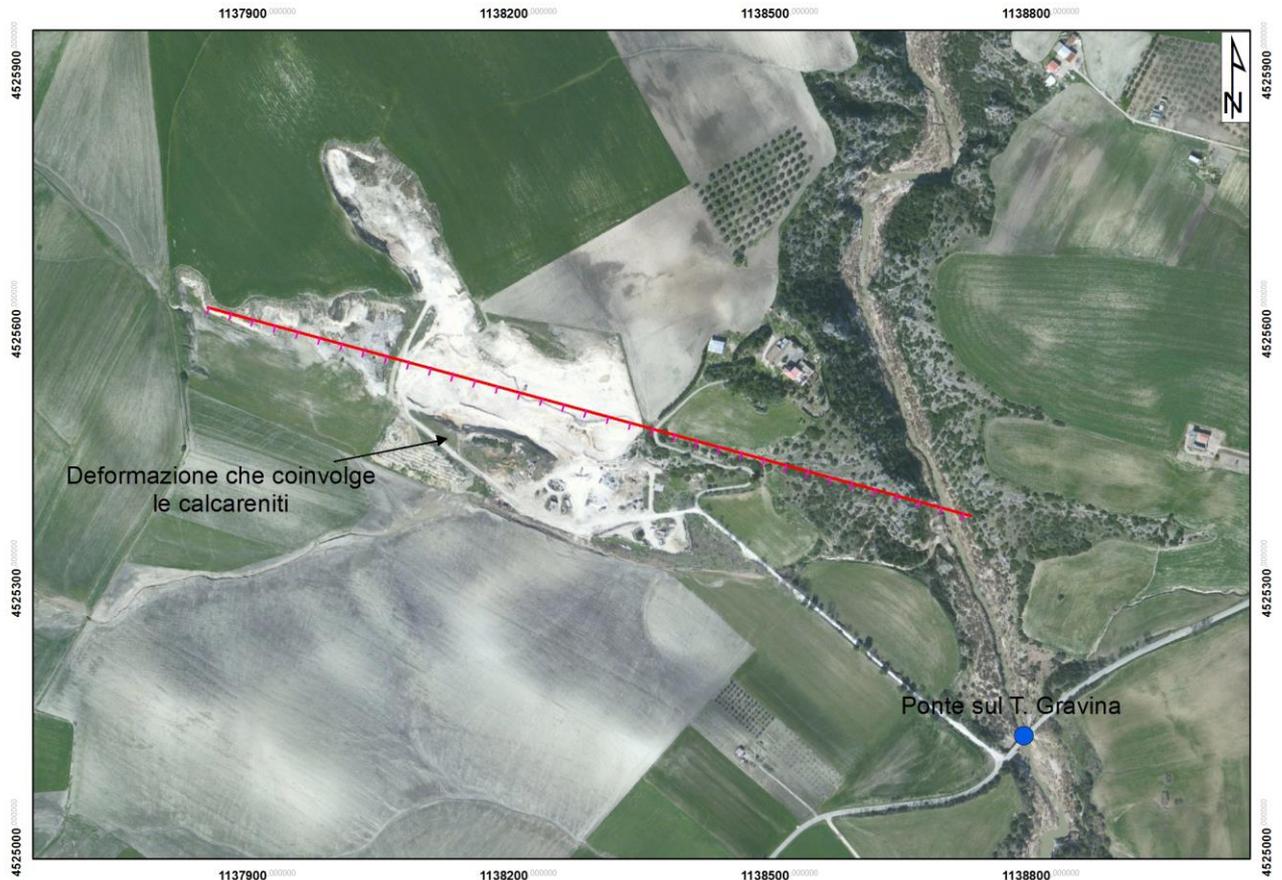


Figura 82: Localizzazione geografica della cava in località Masseria Pietrapenta, visitata nel corso dei rilievi sul campo del novembre 2014.



Figura 83: Vista dall'alto della cava di Masseria Pietrapenta; i triangoli verdi rappresentano i punti da cui sono state scattate le foto.

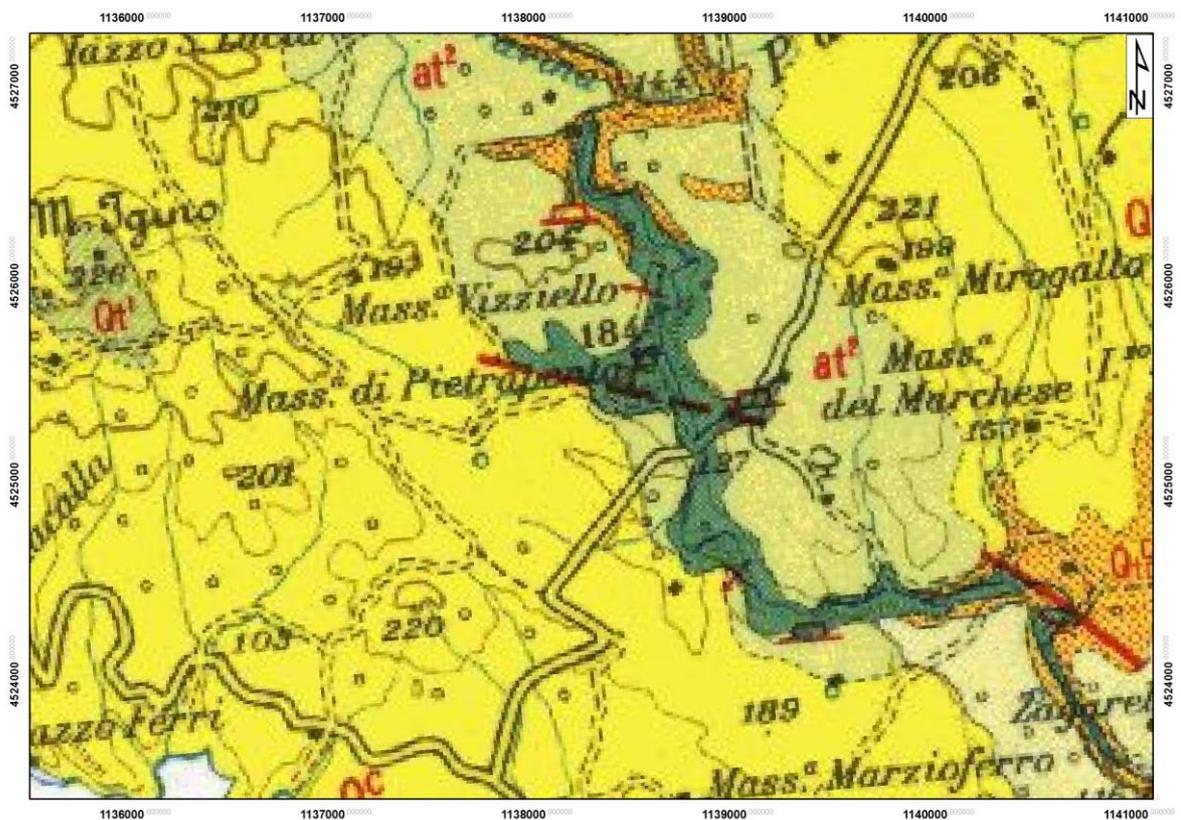


Figura 84: Estratto della cartografia geologica in scala 1:100.000 (Foglio "Matera").

Il substrato calcareo si dispone su due livelli distinti per via di una faglia diretta che ribassa il lato a sud, peraltro segnalata nella cartografia geologica in scala 1:100.000.

La faglia interessa i depositi calcarei cretaci e presenta una giacitura di $168^{\circ}/59^{\circ}$; è stato osservato sia il piano di faglia (punto "d") che dei depositi intensamente fratturati (*gouge* di faglia, punto "c").



Figura 85: Assetto geomorfologico locale; il substrato calcareo sullo sfondo è disposto su due livelli a causa della presenza di una faglia diretta. Vista verso nord, dal ponte sul T. Gravina.



Figura 86: Superficie di faglia che interessa i calcari cretatici. Foto scattata dal punto “d”.



Figura 87: Depositi intensamente fratturati (*gouge*) in corrispondenza della faglia in località Masseria Pietrapenta. Foto scattata dal punto “c”.

Il contatto tra calcari e calcareniti è stato osservato in più punti. In corrispondenza del punto “e”, le calcareniti ($225^{\circ}/30^{\circ}$) passano lateralmente ad un deposito probabilmente riferibile ad un detrito di versante, costituito da ciottoli centimetrici generalmente angolari, non cementato, in matrice sabbiosa.



Figura 88: Foto scattata dal punto “e”. In primo piano i calcari cretacici, sullo sfondo, in corrispondenza del tornante lungo la strada, le calcareniti.



Figura 89: Foto scattata dal punto “e”. A sinistra si nota un affioramento di calcareniti, passante lateralmente ad un possibile deposito di versante.

Il rilevamento è stato esteso all'interno della cava: le pareti della cava stessa sono costituite dai calcari di Altamura. Al centro della cava (punto "f") affiorano le calcareniti, a quote più basse rispetto alle pareti nel calcare; la differenza di quota è stimabile in prima approssimazione a circa 50 metri.

Nel fronte di cava è possibile osservare una deformazione su scala decametrica che coinvolge sia i calcari più antichi che i depositi calcarenitici. La parte più superficiale del fronte di cava è costituita da 2-3 m di depositi indeformati.

La prosecuzione della faglia osservata in "c" e "d" è stata osservata anche nel punto "h". Inoltre, all'interno delle calcareniti è visibile una faglia subverticale (immersione 188°, punto "g").

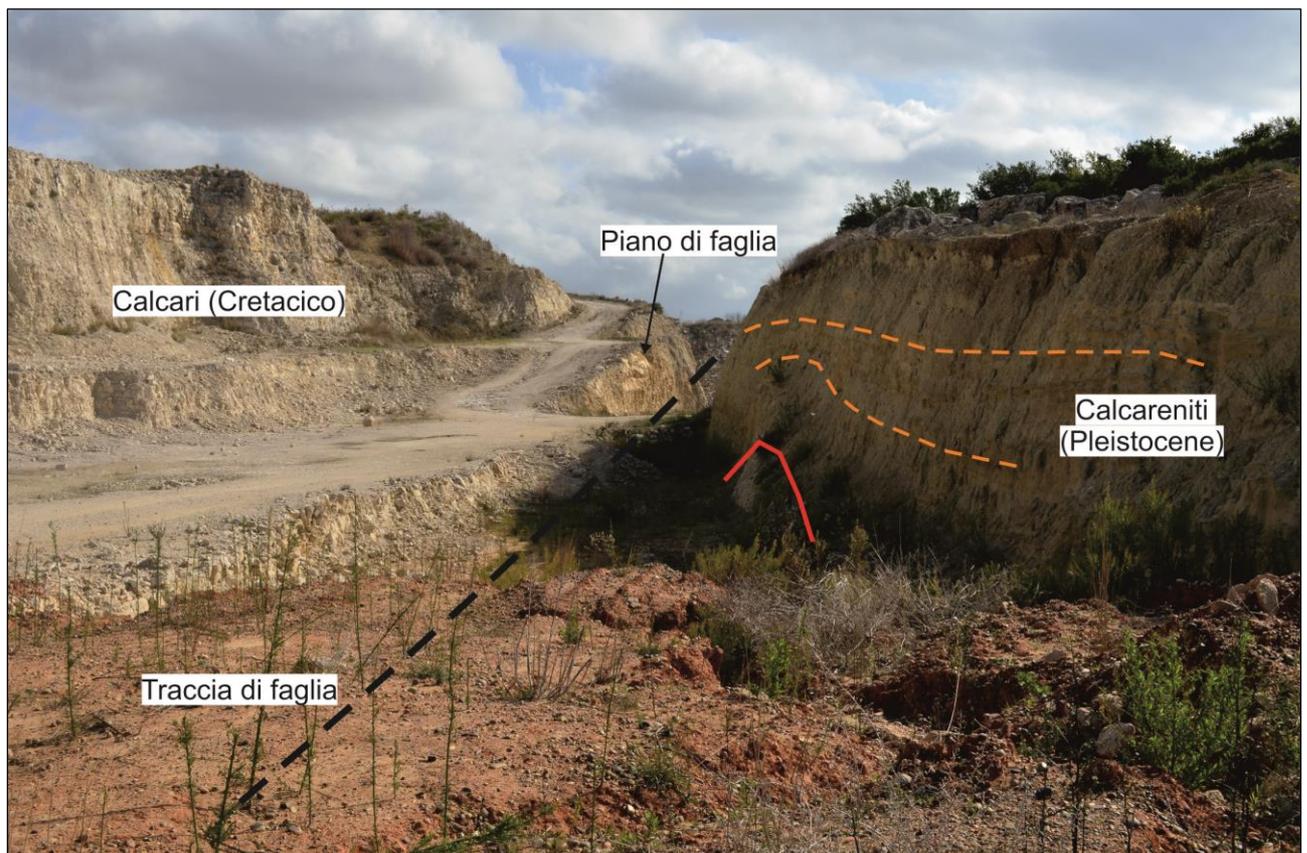


Figura 90: Visione d'insieme della cava in località Masseria Pietrapenta. In rosso i calcari al nucleo della piega, in arancio i depositi calcarenitici deformati. Foto scattata dal punto "f".



Figura 91: Faglia subverticale all'interno delle calcareniti. Foto scattata dal punto "g".



Figura 92: Contatto per faglia tra calcari e calcareniti. Foto scattata dal punto "f".

Sul fronte di cava settentrionale (punto “i”) è stato osservato un *graben* con altezza complessiva di circa 1-2 metri; il materiale interno al *graben* è costituito da depositi sabbiosi marini di colore giallo; la parte alta risulta di colore grigio per via di una patina di alterazione superficiale.



Figura 93: *Graben* di altezza metrica osservato sulla parete settentrionale della cava. Foto scattata dal punto “i”.

Nel complesso, i rilievi condotti hanno messo in luce la presenza di faglie e deformazioni che interessano il substrato calcareo e i depositi plio-pleistocenici delle Argille Subappennine e della Calcarenite di Gravina. Le morfologie osservate, inserite in un contesto geodinamico distensivo, quale quello in esame, possono essere riconducibili a strutture di *relay ramp* tra due faglie dirette, una delle quali è stata osservata direttamente in campo.

Le evidenze raccolte confermano ampiamente quanto segnalato in letteratura e portano a concludere che i processi tettonici siano stati attivi fino al Pleistocene medio. Sebbene non siano state rilevate deformazioni a carico dei depositi più recenti, le morfologie riconosciute sollevano comunque la necessità di indagini più approfondite e accompagnate da una datazione puntuale dei sedimenti coinvolti nelle deformazioni.

8.3.2.4. Principali risultati raggiunti

L'area in esame è posta nelle vicinanze (circa 2 km) di alcuni elementi tettonici appartenenti al sistema di *horst* e *graben* dell'area apulo-lucana. Queste strutture mostrano attività sin e postdeposizionale nella Calcarenite di Gravina e nelle Argille Subappennine, con rigetti fino a decametrici, dimostrando quindi un'attività certa fino al Calabriano. Il sistema distensionale è stato localmente attivo fino allo Ioniano, come testimoniano alcune sezioni sismiche ed affioramenti descritti in letteratura e verificati sul campo.

Alcune evidenze geomorfologiche riconosciute dall'analisi delle foto aeree (allineamenti di scarpate, tratti del reticolo fluviale secondario) coincidono con questi lineamenti. I sopralluoghi condotti hanno permesso di verificare le evidenze di letteratura e la presenza di faglie e deformazioni che interessano gli strati più antichi dei depositi di riempimento della fossa bradanica. La presenza di forme anomale suggerisce la necessità di verifiche più approfondite. L'interpretazione aerofotografica e i sopralluoghi condotti in campo tuttavia non hanno mostrato nessuna correlazione di queste morfologie con chiare espressioni superficiali di faglie ad attività recente. Non sono state rilevate deformazioni a carico dei depositi più recenti, né evidenze di tettonica attiva.

8.4. Sicilia

	Sicilia
<i>Dominio tettonico</i>	Sistema avanfossa - avampaese
<i>Cinematica prevalente</i>	Compressiva
<i>Intervallo temporale di interesse</i>	Ultimi 125.000 anni
<i>Terremoto di riferimento</i>	Belice, 15.01.1968 (Mw 6.2)
<i>Vulcano-tettonica</i>	SI

Inquadramento regionale

Per quanto riguarda la Sicilia è stata selezionata l'area denominata SIC1 ubicata a nord est dell'abitato di Mazara del Vallo a circa sette chilometri dall'attuale linea di costa. L'area è sub pianeggiante ed è caratterizzata da depositi alluvionali e sedimenti costieri quaternari che poggiano in discordanza sui terreni argilloso marnosi miocenici. Questi ultimi fanno parte dei depositi d'avanfossa che ricoprono la catena Magrebide – Apenninica caratterizzata da pieghe e *thrust* sud vergenti.

Il fronte della catena ("*Gela frontal thrust*") coincide con il limite sud orientale del bacino di Caltanissetta e il plateau dei Monti Iblei costituisce la zona di avampaese.

I sedimenti appartenenti all'avanfossa neogenica siciliana (Nigro & Renda, 2000) riferibili al Miocene costituiscono il substrato dell'area in oggetto e sono distribuiti nella Sicilia centrale e meridionale lungo fasce isopiche che caratterizzano l'andamento del vecchio margine esterno e delle zone depocentrali del bacino di sedimentazione.

8.4.1. Area di studio SIC1

Regione: Sicilia

Provincia: Trapani

- Indagini effettuate:
- Tipologia: Fotointerpretazione, analisi dati DEM e LIDAR, rilevamento sul terreno.
- Periodo di indagine: novembre 2014 ;
- Materiale consultato:
 - Copertura aerea: VOLO Italia -, scala nominale 1:73.000;
 - dati LIDAR Regione Sicilia (risoluzione al suolo 1 – 2 m);
 - cartografia geologica scala 1:50.000 (F. 617 - 618);
 - Base cartografica IGM in scala 1:25000;
 - CTR Regione Sicilia in scala 1:10000;
 - DEM risoluzione 20m;

8.4.1.1. Assetto geografico, geomorfologico e geologico

Contesto geografico

L'area è localizzata in un settore caratterizzato da estese superfici terrazzate, progressivamente digradanti verso mare (SO) e solcate da un reticolo idrografico in incisione lineare con una quota media di 60 m s.l.m..

Le pendenze dell'area sono basse (media 10°) e le pendenze più elevate si raggiungono in corrispondenza delle scarpate, di origine fluviale, che marcano i settori fluviali in incisione lineare. La principale asta fluviale è costituita dal fiume Delia, che scorre verso mare a valle del bacino idrico artificiale del Lago della Trinità, a ovest dell'area SIC 1.

L'uso del suolo nell'area SIC 1 è principalmente di tipo coltivo, con rari appezzamenti di vegetazione arbustiva o boscosa.

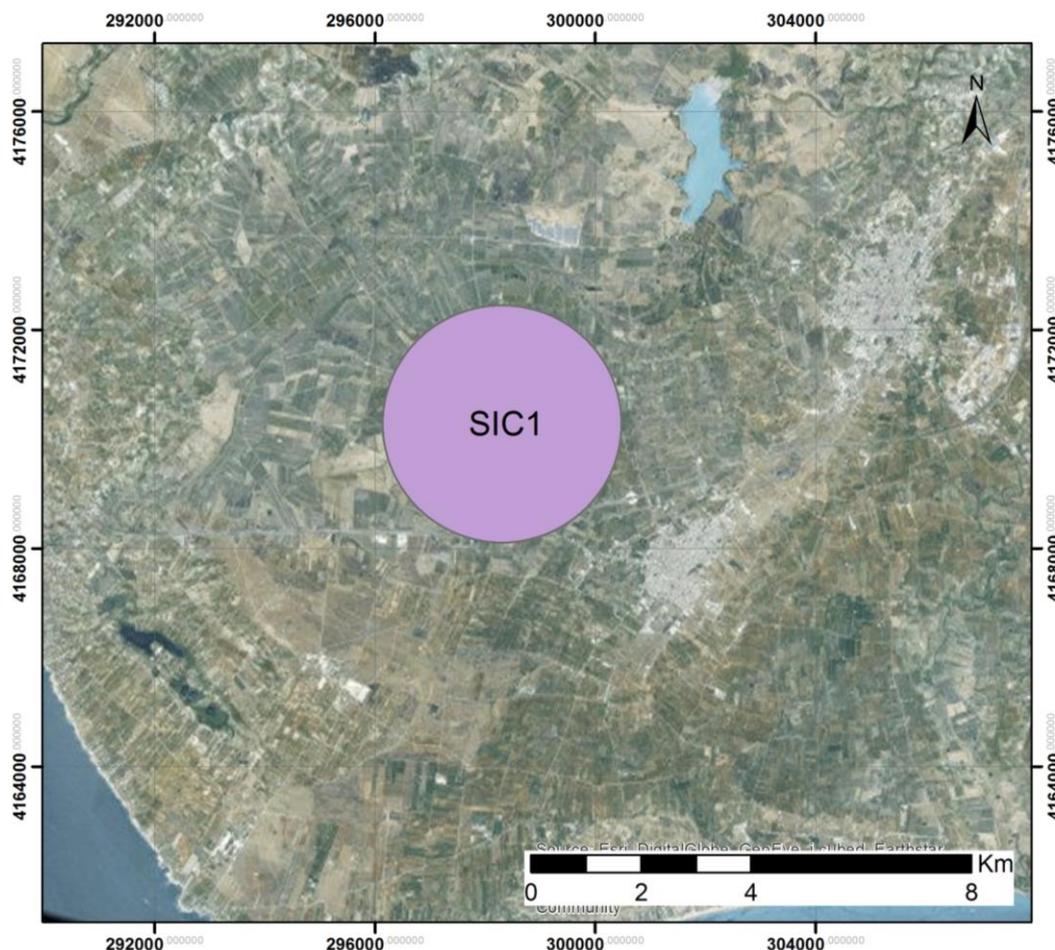


Figura 94: Localizzazione geografica dell'area SIC1.

Contesto geomorfologico

L'area è caratterizzata dalla presenza di diverse superfici terrazzate, mediamente pendenti verso SSO, riconducibili a terrazzi marini sollevati e successivamente re-incisi dal locale reticolo idrografico. Sulla superficie dei terrazzi sono visibili numerosi dossi allungati perpendicolarmente al locale vettore di massima pendenza, ben riconoscibili in foto aerea e soprattutto attraverso una dettagliata analisi del modello digitale del terreno derivato da dato LiDAR. Tali dossi costituiscono i lembi relitti di diversi cordoni litorali/corpi dunari, conservati al di sopra delle superfici terrazzate e che registrano la progressiva progradazione della linea di costa prima del definitivo sollevamento del terrazzo marino.

Si riconoscono tre superfici terrazzate principali (e.g., Ruggieri & Unti, 1974), separate da scarpate di erosione alte alcune decine di metri, che possono essere ulteriormente suddivise in numerose superfici di ordine minore, marcate da piccole scarpate di pochi metri (e.g., D'angelo & Vernuccio, 1996).

I – il terrazzo più elevato, indicato in letteratura anche come Grande Terrazzo Superiore (Ruggieri & Unti, 1974; D'angelo & Vernuccio, 1994, 1996). Il margine interno di questo terrazzo non è mai

visibile nell'area di studio; verso NE è invariabilmente tagliato da scarpate di erosione fluviale. Ruggieri & Unti (1974) riconoscono questo terrazzo, al di fuori dell'area studio, fino alla quota di 500 m s.l.m. (Santa Ninfa). L'attribuzione cronologica di questo terrazzo non è concorde: ascritto al Pleistocene inferiore secondo alcuni Autori (Calabriano; e.g., Trevisan e Di Napoli, 1938; Coggi, 1965, Aruta et al., 1973) ma attribuibile al MIS17 secondo D'angelo & Vernuccio (1996). II – è un esteso terrazzo che si sviluppa principalmente nell'area di affioramento delle Calcareniti di Marsala e che presenta il margine interno a quota ca. 110 – 120 m. Attribuito da D'angelo & Vernuccio (1996) al MIS11.

III – una estesa superficie terrazzata, direttamente digradante a mare, il cui margine interno si pone ad una quota compresa tra 35 e 60 m s.l.m. Questo terrazzo corrisponde alla fase Tirreniana di *highstand*, i cui depositi raggiungono localmente le quote massime di 35 m s.l.m. (Antonioli et al., 2006).

A seguito di questo considerevole sollevamento, che ha caratterizzato l'evoluzione recente dell'area, la dinamica morfogenetica fluviale si è principalmente esplicata nell'approfondimento delle forme erosive dando luogo a incisioni lineari, alte scarpate fluviali, fenomeni di cattura e di riassetto del locale reticolo idrografico e fenomeni di precedenza fluviale.

Localmente si riconoscono infine aree depresse e bacini endoreici, talora di considerevole estensione, derivanti dallo sviluppo di fenomeni di sprofondamento carsico che si sono verificati in corrispondenza della presenza, nel sottosuolo, di lenti di gessi e gessareniti selenitiche.

Contesto geologico

L'area SIC1 è localizzata in un settore caratterizzato dalla presenza di un substrato Neogenico costituito da argille grigio-verdastre, ricche in globigerine, del Miocene medio – superiore (Fm. di Cozzo Terravecchia) e al di sopra delle quali, localmente, si hanno Calcari Massicci a *Porites* e gessi e gessareniti selenitici. Discordante sui terreni precedenti o, localmente, in rapporto stratigrafico di paraconcordanza, vi sono delle marne bianche e grigie a globigerine (*Trubi*) del Pliocene inferiore (cfr. F. Geologico, scala 1:100.000 "Mazara del Vallo"; D'Angelo & Vernuccio, 1994). Queste unità sono piegate in un'ampia anticlinale, con superficie assiale subverticale a direzione N45 ed immersione della cerniera verso SO. Interpretata da Barreca et al. (2014) come una *fault-related fold*, connessa ad un sovrascorrimento cieco (Thrust di Castelvetrano) posto poco a est di SIC1. Nell'area in sinistra idrografica della Fiumara di Mazara si rileva la presenza di un treno di pieghe, radicate a scarsa profondità, di ridotta ampiezza e a direzione assiale prevalente ca. N40.

Le unità neogeniche sono spianate da un'ampia superficie di erosione che testimonia un'intensa fase di peneplanazione fluviale e di successiva abrasione marina e deposizione di depositi litorali. Al di sopra di questa *unconformity* si trova, infatti, la Calcarenite di Marsala (calcareniti giallastre ascrivibili alla parte superiore del Pleistocene inferiore), spesso a copertura di lembi relitti di un

paleosuolo assai sviluppato. L'unità giace in assetto di monoclinale, generalmente immergente di ca. 10° verso SO. Localmente assume valori di inclinazione superiori ai 30° (alveo della Fiumara Mazaro, a nord di Mazara del Vallo) giustificabili solo attraverso un *tilting* tettonico successivo alla deposizione dell'unità.

A quote inferiori alla Calcarenite di Marsala affiorano infine, in corrispondenza di evidenti terrazzi morfologici, dei lembi relitti di depositi litorali e alluvionali, di spessore molto esiguo, al di sopra di piattaforme di abrasione riconducibili a dinamiche costiere marine.

D'angelo & Vernuccio (1994, 1996) distinguono depositi terrazzati tra le quote di 50 e 110 m s.l.m., attribuibili al Pre-Tirreniano (?) e depositi fino alla quota di 35 m s.l.m., attribuibili al Tirreniano (MIS5e), principalmente presenti lungo la piana costiera compresa tra Marsala e Mazara del Vallo.

Questa morfologia è incisa dal reticolo fluviale attuale che delinea delle piane alluvionali direttamente collegate al locale livello di base e che ospitano alluvioni recenti ed attuali (Olocene) e, localmente, piccoli lembi di depositi di versante e corpi risedimentati per frana.

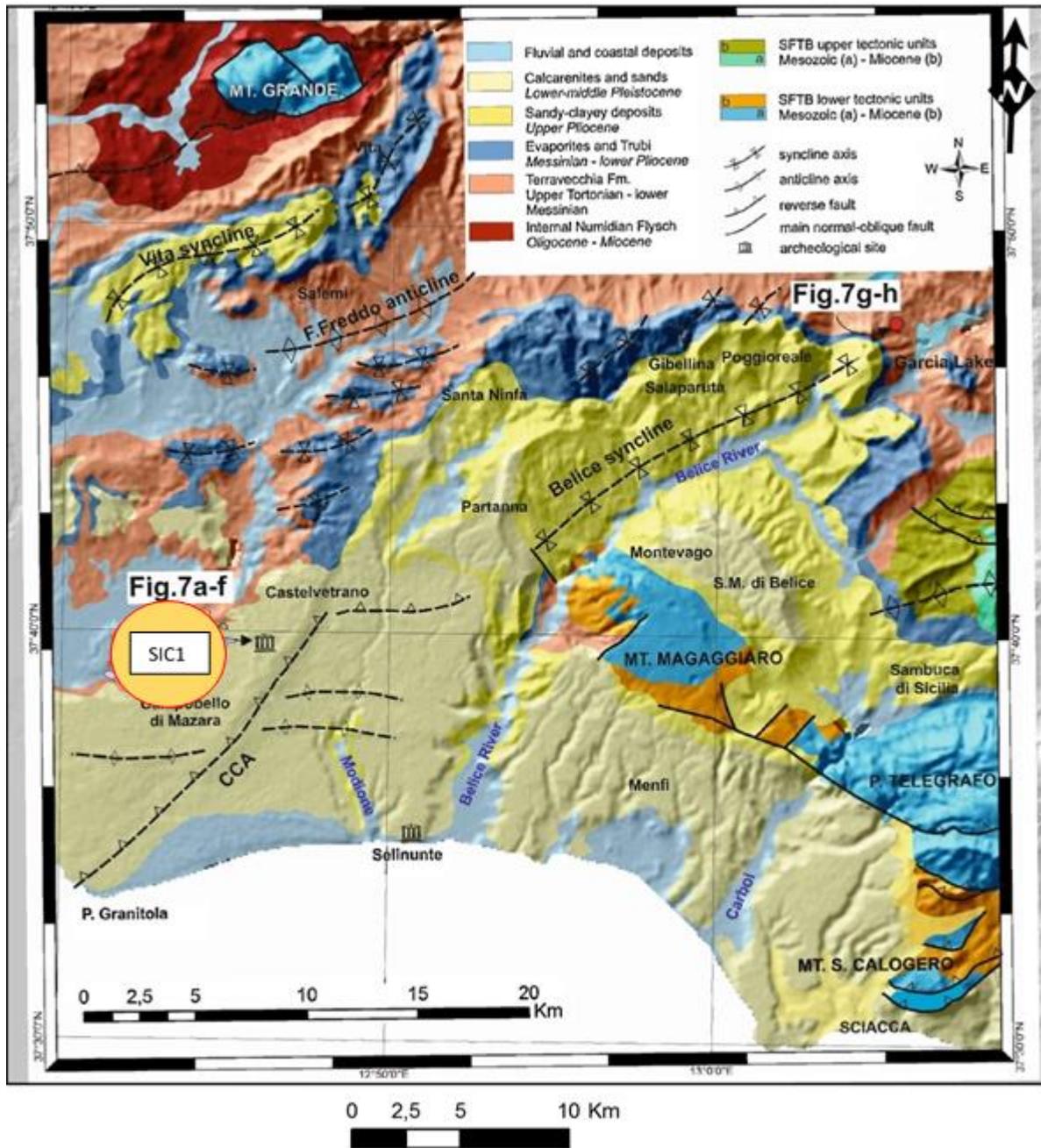


Figura 95: inquadramento Geologico dell'area SIC1. Estratto e modificato da Barreca et al. (2014) .

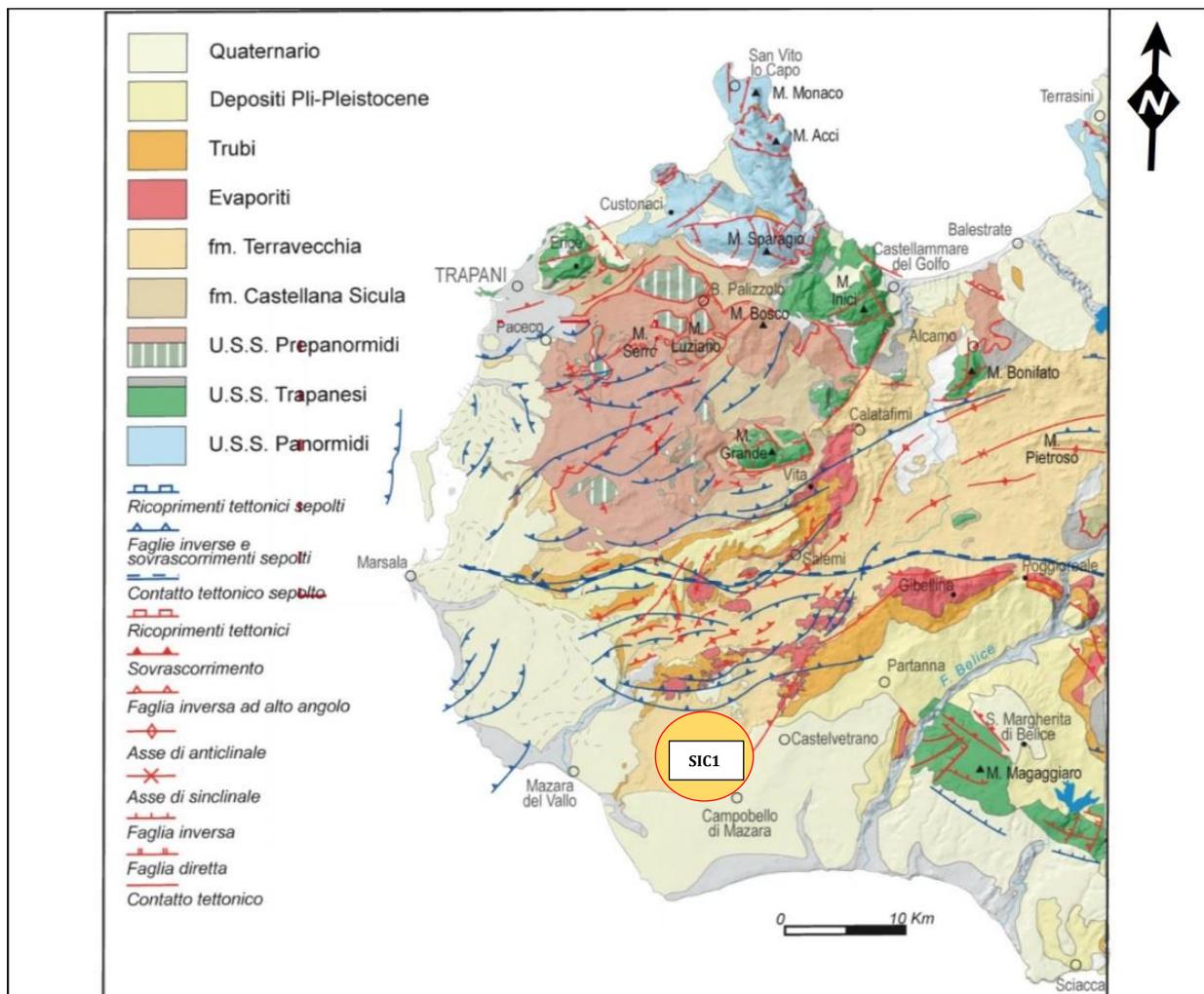


Figura 96: Carta geologico-strutturale (modificato da Servizio Geologico d'Italia, 2010).

8.4.1.2. Assetto sismotettonico

Le principali strutture tettoniche segnalate come attive in quest'area sono costituite da elementi individuati sulla base di elementi morfologici o sismologici.

Il database delle Strutture Sismogenetiche Italiane (DISS-3.1 – DISS Working Group, 2010) riporta le seguenti strutture composite, sulla base di dati sismologici e considerazioni vincolate dall'assetto geologico regionale (Fig.100).

Sorgente Composita di Marsala – Belice (FS1): situata nel settore di *hinterland* del fronte più esterno della catena Magrebina, rappresenta un insieme di strutture compressive a vergenza meridionale, possibilmente associabili alla sismicità strumentale dell'area e alla sequenza sismica del Belice del 1968. I vincoli geometrici alla struttura composita sono stati ottenuti dalla direzione media delle strutture rilevabili sul terreno in questo settore e l'inclinazione stabilita a priori. I valori di profondità superiore ed inferiore per il settore di rampa sono sfatati definiti rispettivamente dalla

profondità ipocentrale della sismicità storica e dalla profondità media di scollamento ricostruita da profili geologici.

- Sorgente Composita di Castelvetro – Gela (FS2): situata nel settore più esterno della catena Magrebina, rappresenta un insieme di strutture compressive a vergenza meridionale che si estende perlopiù in settori *off-shore*. L'attività recente di questo fascio di strutture è attestata, nella Sicilia orientale, dalla deformazione di depositi di avanfossa Plio-Pleistocenici e, a sud del Mt. Etna, di depositi marini e fluviali del Pleistocene superiore – Olocene. I vincoli geometrici alla struttura composita sono stati ottenuti dalla direzione media delle strutture rilevabili sul terreno in questo settore e l'inclinazione stabilita a priori. I valori di profondità superiore ed inferiore per il settore di rampa sono stati definiti sulla base delle geometrie tipiche delle rampe di *thrust* ricostruite in questo settore a partire da profili geologici.

Alcuni elementi cartografati sono stati identificati su base morfologica: Faglia di Salemi (FS3), Faglia di Petrosino (FS4) e Faglia del Torrente Carboi (FS5) (Ciaranfi et al. 1983).

La zona di taglio chiamata SWSTS (*SW Sicily Transcurrent Zone*; e.g. Scandone et al. 1991) è stata individuata in funzione di dati sismologici e di sismica *offshore* e interpretata come un elemento di taglio regionale a trascorrenza destra che separi due archi strutturali distinti.

La Faglia di Castelvetro Ovest (FS6) e Castelvetro Est (FS7), mappate su base morfologica (e.g., Ciaranfi et al. 1983), rappresentano gli elementi che trovano una più chiara espressione morfologica nell'area (Fig.100). (FS6) corrisponde al *Thrust di Castelvetro* descritto da Barreca et al. (2014).

I principali terremoti nei settori limitrofi all'area sono rappresentati dai seguenti eventi:

Epicentro	Data	Intensità lo (MCS)	Mw	Distanza dall'area (km)
Canale di sicilia	04/07/1727	VII	5,14*	32
Marsala	18/05/1828	VII	5,14*	29
Belice	15/01/1968	X	5,75	26

Tabella 6: dati relativi alla sismicità storica e strumentale significativa estratta dal catalogo sismico CPTI11 (Rovida et al., 2011). Note: Mw = Magnitudo momento; se il terremoto è storico è derivata da dati macrosismici (Magnitudo momento derivata) e seguita dal simbolo *.

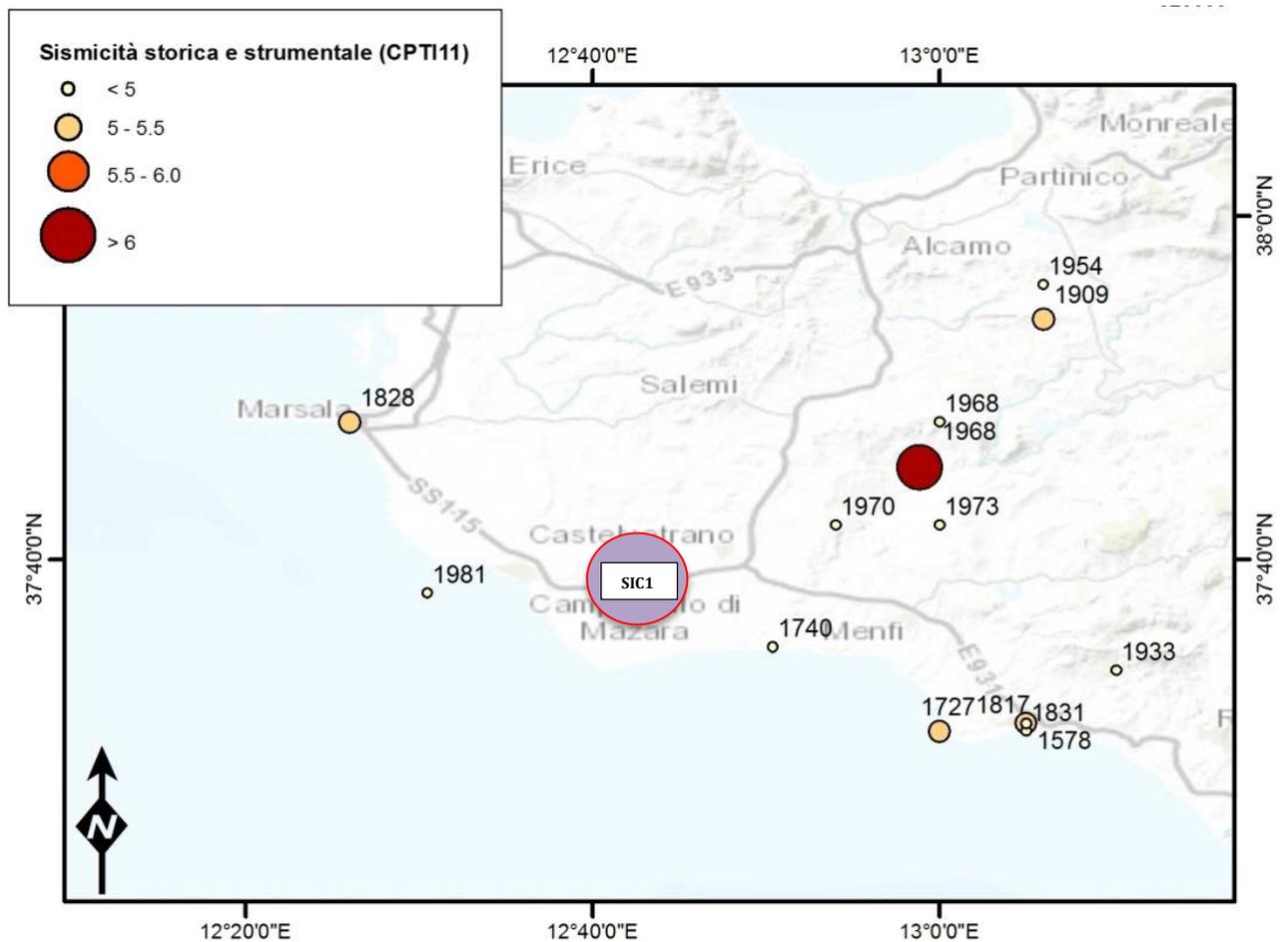


Figura 97: sismicità storica e strumentale dell'area.

Guidoboni et al. (2002), attraverso una revisione critica degli scavi archeologici effettuati presso il sito di Selinunte (Fig.99 ca. 20 km dall'area) e all'analisi delle direzioni medie di collasso delle strutture verticali dei templi (colonne e pareti), ipotizzano che l'area sia stata colpita da due diversi terremoti: il primo tra il IV ed il III Sec. a.C. ed il secondo tra il VI ed il XIII Sec. d.C. Questi due terremoti, dei quali non esistono testimonianze storiche, non sono attualmente contenuti nel catalogo sismico italiano (Rovida et al. 2011).



Figura 98: immagine satellitare dell'area archeologica di Selinunte . Nei riquadro a) e b) sono evidenziate le rovine di due templi di cui sono ancora ben visibili le colonne rovinate al suolo.



Figura 99: Rovine di colonne isorientate a Selinunte.

8.4.1.3. Ricostruzione del quadro morfotettonico

L'indagine è stata condotta per mezzo della revisione critica della bibliografia esistente, l'analisi fotogeologica ed i sopralluoghi sul terreno. L'insieme di questi dati ha consentito di elaborare una carta morfotettonica del sito e di un suo intorno significativo (Allegato 6).

Le principali forme cartografate e potenzialmente riconducibili ad elementi di interesse tettonico (Figura 100) sono costituite da scarpate morfologiche, tratti torrentizi ad incisione lineare, iso-orientazione di tratti vallivi e di scarpate allineate. Numerose sono le forme fluviali (valli sospese e decapitate, gomiti di cattura fluviale etc.) riconducibili al ringiovanimento del reticolo idrografico conseguente al considerevole sollevamento regionale di questo settore.

I vettori di pendenza media delle superfici marine terrazzate, che sono tagliate da diversi condoni dunari, indicano una direzione media verso SSO, con una notevole eccezione nel settore compreso tra Campobello di Mazara e i Laghi della Priola che è costituito da un'estesa superficie terrazzata debolmente inclinata verso OSO. Questo assetto potrebbe essere in parte imputabile alla deformazione indotta dall'anticlinale di *hangingwall del Thrust di Castelvetro* (FS6; e.g. Barreca et al. 2014).

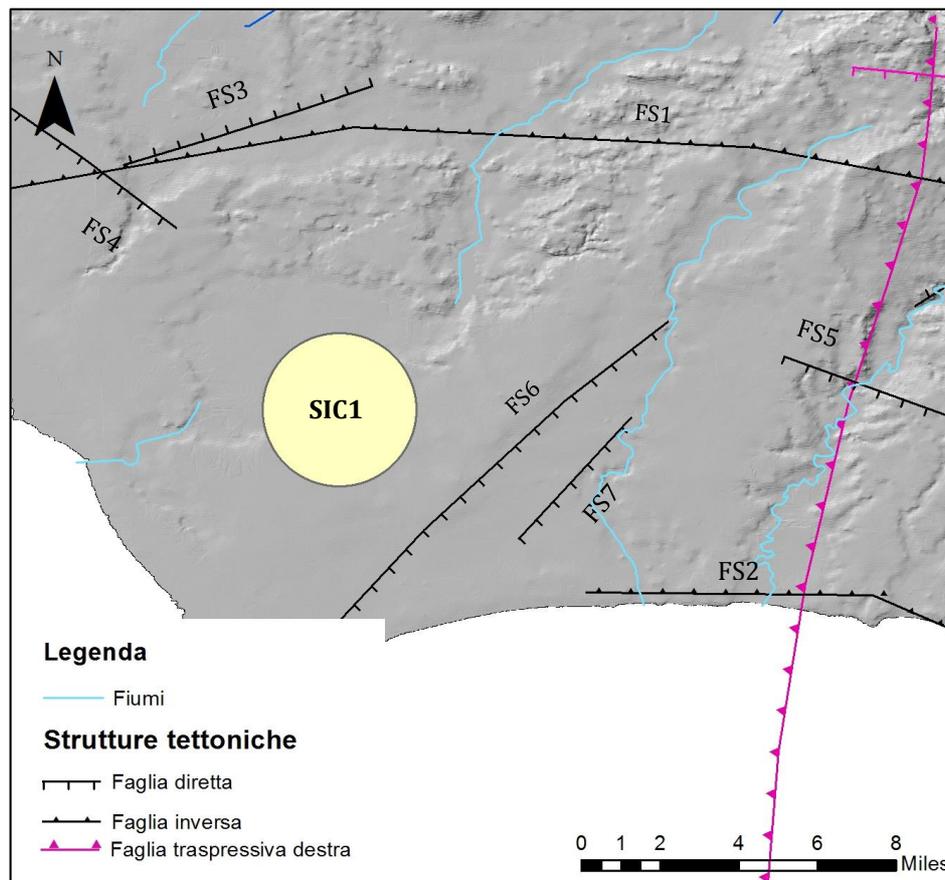


Figura 100: Ubicazione delle strutture tettoniche rispetto all'area SIC1

Barreca et al. (2014), riportano, quali indizi di attività recente e di capacità di deformazione superficiale per il Thrust di Castelvetro, una piega anticlinale alla scala metrica ed alcune

deformazioni fragili osservate in un sito archeologico nei pressi di Castelvetro. L'analisi sul terreno del medesimo sito (Fig.101) ha permesso di rivalutare tali evidenze con le seguenti osservazioni.

a) La piega di Castelvetro è caratterizzata da un'apertura molto ampia (angolo di apertura ca. 150°). Cerniera e superficie assiale della piega (a direzione ca. N120) non risultano compatibili con il campo di sforzo dedotto dall'andamento del *Thrust* di Castelvetro.

b) la distribuzione giaciturale delle deformazioni fragili misurate non presenta evidenti *clustering* né risulta facilmente compatibile con l'assetto giaciturale della piega.

Si ritiene che quella che è stata interpretata come una piega sia in realtà una variazione giaciturale dovuta alla presenza di *facies* sedimentarie di barra dunare ad andamento planimetrico ca. NNO-SSE (cfr. allegato 6). Le deformazioni fragili osservate, che mancano di una congruente componente cinematica, non solo tra le diverse strutture, ma anche lungo la traccia delle singole faglie (movimenti a forbice), possono essere dovute alla compattazione dei sedimenti di barra in presenza di un fattore di instabilità dovuto al rilievo topografico stesso o a fenomeni di instabilità, anche sismicamente indotti (e.g., *lateral spreading*), comunque strettamente legati alla presenza di un contesto geologico e geomorfologico predisponente.



Figura 101: Panoramica sulle Calcareniti di Marsala piegate in assetto anticlinale. Il punto corrisponde al sito nel quale Barreca et al. (2014) segnalano evidenze archeosismologiche di fagliazione superficiale.

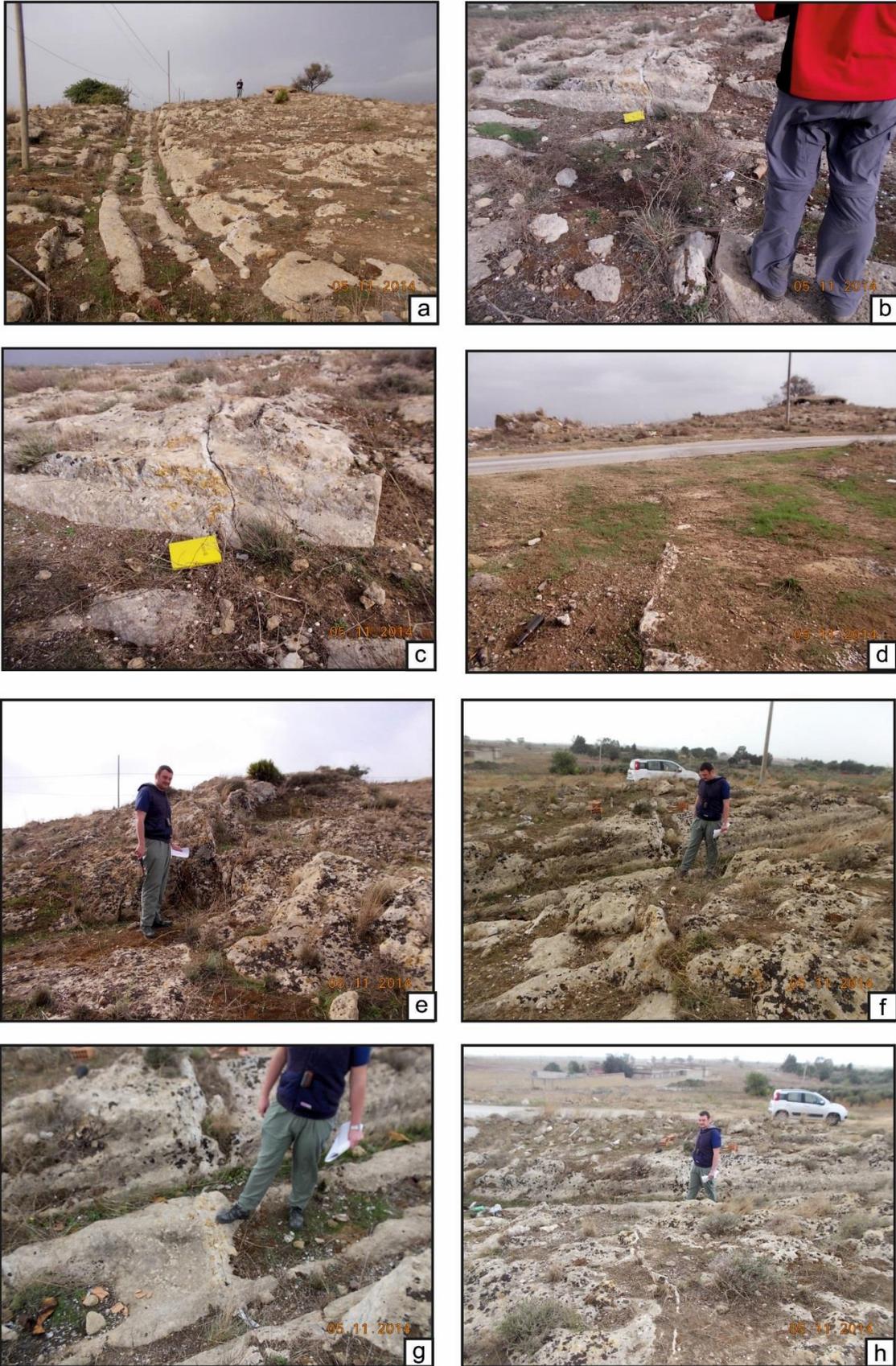


Figura 102: Particolari fotografici delle dislocazioni superficiali osservate: a) prospettiva sulla strada carraia ritenuta dell'età del bronzo (cfr. Barreca et al. 2014) e tagliata da successive dislocazioni superficiali di rigetto centimetrico; b) e c) esempi di dislocazione superficiale costituita da frattura beanti, con rigetto

centimetrico e movimenti tipici “a forbice” e caratterizzati da scarsa continuità laterale; d), e), f), g) e h) giunti riempiti di calcite senza rigetto evidente o con rigetto sub-centimetrico.

Il Thrust di Castelvetro trova un suo proseguimento, secondo Barreca et al. (2014), in una struttura a direzione circa E-O, che corre lungo il margine settentrionale di terrazzo marino tra Partanna, a est, e Castelvetro, a ovest e la cui espressione morfologica è costituita da una scarpata con la medesima direzione (Fig.103). L'area è stata oggetto di un accurato controllo sul terreno che ha portato all'osservazione di alcuni affioramenti in corrispondenza di vecchi fronti cava (Fig.104), nelle immediate vicinanze della scarpata morfologica.

I dati rilevati non mettono in luce la presenza di importanti fasce di deformazione nelle immediate vicinanze della morfostruttura, quindi la scarpata morfologica è riconducibile ad una scarpata erosiva in separazione di due terrazzi marini successivi, ulteriormente evidenziata dalla presenza di un cordone dunare relitto.



Figura 103: panoramica, ripresa da sud, sulla scarpata morfologica che separa due terrazzi marini a ovest di Partanna. Questa scarpata è stata interpretata da Barreca et al. (2014) come guidata dalla crescita di un sovrascorrimento sepolto a direzione E-O e a vergenza meridionale.

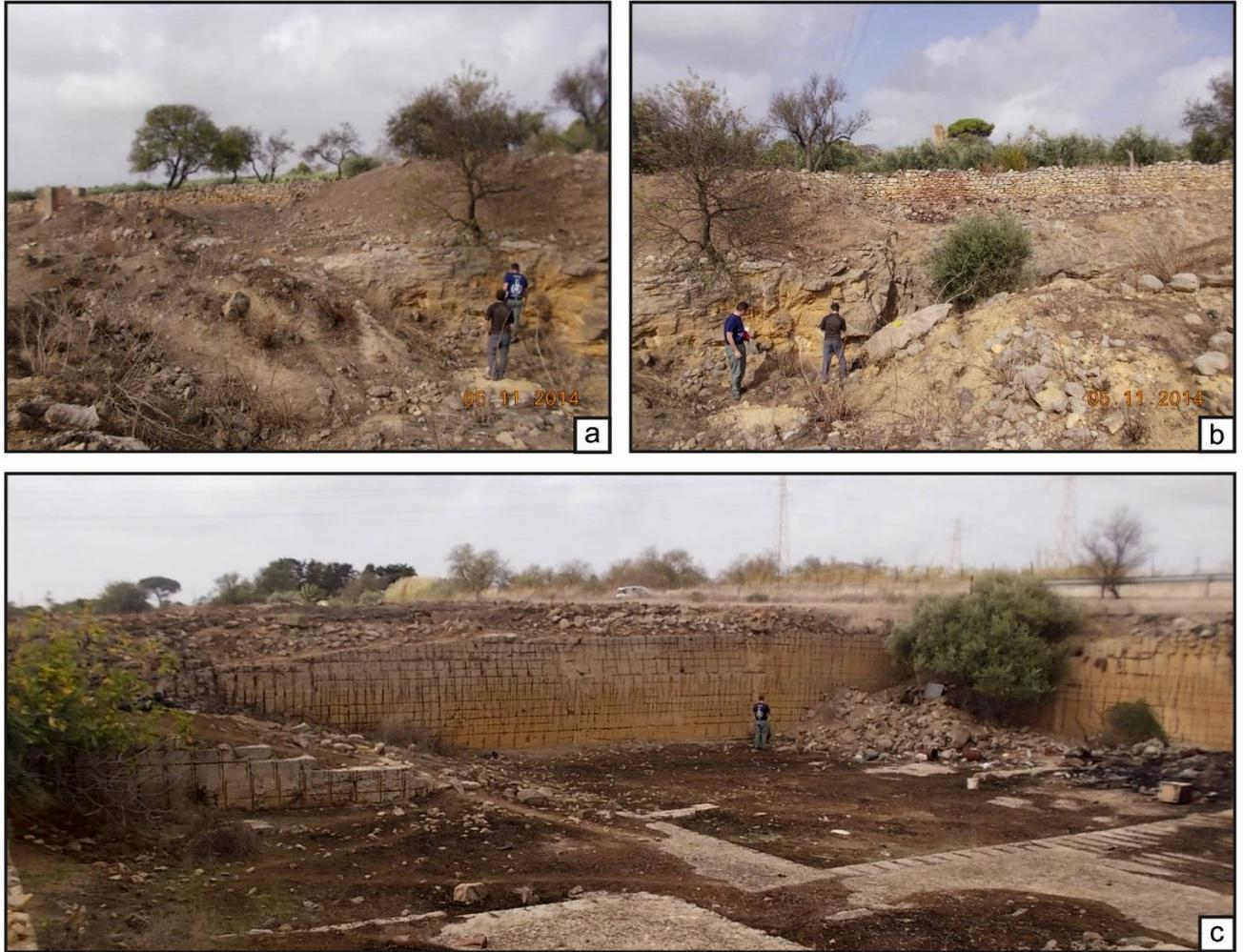


Figura 104: panoramiche su alcune cave nelle Calcareniti di Marsala e poste nelle vicinanze della scarpata morfologica di Fiugura 103).



Figura 105: panoramica su di un solco vallivo inciso all'interno dei terrazzi marini nei pressi di Partanna. Il ringiovanimento del reticolo idrografico e l'incisione di queste strette valli, talora tagliate e catturate da un reticolo idrografico più recente, sono conseguenza del recente sollevamento dell'area.

Nel settore compreso tra Mazara del Vallo, a ovest, e Campobello di Mazara, a est, la continuità dell'area terrazzata, dolcemente digradante verso mare, è rotta dalla presenza di alcune ampie depressioni, dall'andamento irregolare, occupate dai laghi della Priola e della Murena (Figura 106). Tali depressioni sono riconducibili a sprofondamenti carsici di notevole ampiezza (*polje*) dovuti alla dissoluzione di litotipi gessoso ed evaporitici, presenti in lenti nella successione terrigena.



Figura106: Panoramica sulla depressione morfologica occupata dal Lago Priola interpretata come un *polje* carsico dovuto alla dissoluzione di lenti di litotipi evaporitici.

Nelle vicinanze del lago Priola (Fig107) è stata rilevata la presenza di notevoli fenomeni di instabilità gravitativa, riconducibili ad una genesi da tettonica carsica. La dissoluzione dei litotipi carsificabili, presenti in lenti, causa infatti lo sviluppo di notevoli sprofondamenti e o la conseguente instabilità gravitativa delle aree circostanti che subiscono un riaggiustamento in funzione di nuove condizioni di equilibrio. Le strutture osservate sono caratterizzate da a) l'estrema superficialità dei livelli di scollamento, b) una vergenza generale verso le aree di depressione morfologica, c) l'estrema velocità di movimento una volta innescato il fenomeno, dedotta dall'analisi delle unità e dei suoli dislocati e d) la quiescenze delle stesse una volta raggiunta una nuova condizione di equilibrio, come si può evincere dalla totale mancanza di espressione superficiale per tali strutture.

L'innescò e lo sviluppo di tali fenomeni di dislocazione superficiale sono intimamente legati alla presenza di lenti di litotipi carsificabili nelle immediate vicinanze. Occorre notare come tali litotipi possano essere in condizioni di non affioramento, poiché interamente inclusi nelle formazioni ospitanti, eppure costituire un fattore di rischio nell'ambito dell'evoluzione naturale del sito e del territorio. Inoltre un simile contesto geologico costituisce fattore predisponente allo sviluppo di depressioni e dislocazioni superficiali, anche in conseguenza di *triggering* sismico.

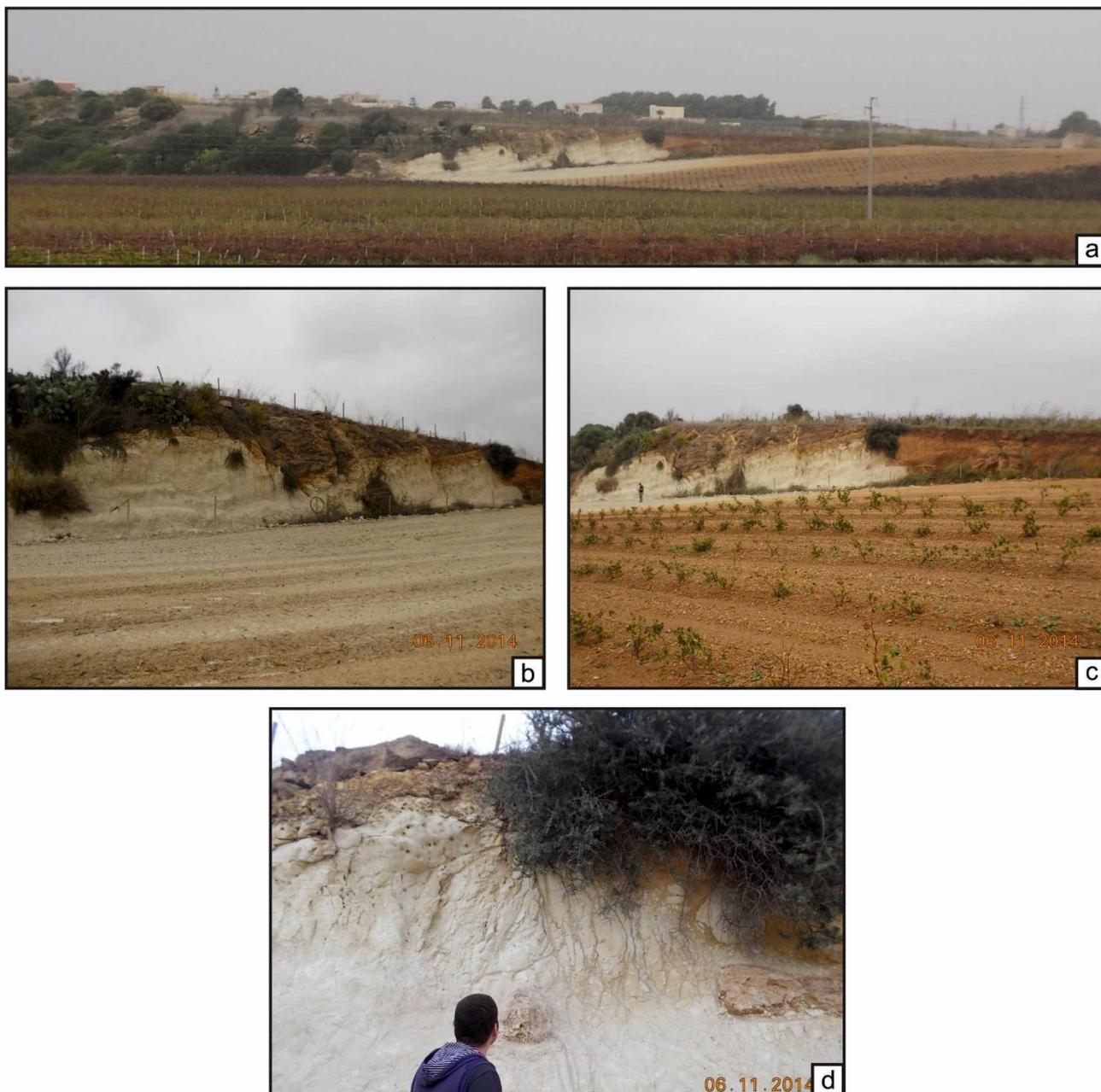


Figura107: Tettonica salina nei pressi del polje carsico del Lago Priola): a) panoramica sulla parte di cava che espone delle faglie normali listriche, estremamente pellicolari, che dislocano la formazione pliocenica dei Trubi (in bianco), delle sovrastanti Calcareniti di Marsala (in giallo), un deposito colluviale ed un suolo recente; b) e c) dettaglio sulle faglie normali – si noti il *tilting* dei blocchi dislocati che indica una posizione molto superficiale dello scollamento basale delle faglie e che suggerisce un meccanismo di *triggering* di tipo gravitativo (*lateral spreading*) indotto dalla dissoluzione carsica d) particolare sui trubi

Per avvalorare la natura non tettonica della successione di faglie listriche rilevate vengono applicati dei possibili criteri diagnostici ricavati dalla bibliografia specifica e riportati di seguito in forma tabellare (Hanson et al, 2009; Vendeville, 1999; Hudec et al, 2007).

Criteri a scala regionale:

CONTESTO REGIONALE		
GEOLOGIA	GEOMORFOLOGIA	SISMOLOGIA
<i>Criterio</i>		
Presenza di uno strato di scollamento o distacco composto da sale\evaporiti sovrastato da depositi sedimentari	Anomalie gravitazionali associate con grandi corpi di sale\evaporiti	Associazione non diretta con alta\moderata sismicità, possibile associazione con microsismicità.
<i>Evidenza riscontrata</i>		
Litotipi gessosi ed evaporitici, presenti in lenti nella successione terrigena.	Nel settore compreso tra Mazara del Vallo, a ovest, e Campobello di Mazara, a est, la continuità dell'area terrazzata, dolcemente digradante verso mare, è rotta dalla presenza di alcune ampie depressioni, dall'andamento irregolare, occupate dai laghi della Priola e della Murena. Tali depressioni sono riconducibili a sprofondamenti carsici di notevole ampiezza (<i>polje</i>) dovuti alla dissoluzione di litotipi gessosi ed evaporitici, presenti in lenti nella successione terrigena.	Epicentri di terremoti storici di moderata intensità ($M_w > 5$) a distanza superiore a 30 km

Criteri a scala locale:

CONTESTO LOCALE					
TOPOGRAFIA	GEOMORFOLOGIA	STRATIGRAFIA	STRUTTURA TETTONICA	GEOFISICA	SISMOLOGIA
<i>Critero diagnostico</i>					
Rilievi bassi o moderati, assottigliamento verticale e ampliamento orizzontale guidato da pendenza topografica	Caratteristiche geomorfologiche simili a quelle di frane a basso gradiente	Presenza di uno strato di sale o evaporiti	Faglie normali presenti nella parte superiore del corpo di sale e <i>thrust</i> nella parte inferiore	Discordanze geologiche (faglie superficiali, rotazione interna di blocchi, distacco) sono distinguibili nei dati di sismica a riflessione.	Non associata a livelli di sismicità moderata
<i>Evidenza riscontrata</i>					
Le pendenze dell'area sono basse (media 10°)	Nei dintorni dell'area si segnala la presenza di corpi lentiformi di gessi ed evaporiti soggetti a processi di dissoluzione carsica con possibile innesco di fenomeni di instabilità e di fagliazione superficiale legata a tettonica gravitativa a basso angolo	Nei dintorni dell'area si segnala la presenza di corpi lentiformi di gessi ed evaporiti (Trubi)	Faglie normali listriche, estremamente pellicolari, che dislocano la formazione pliocenica dei Trubi, delle sovrastanti Calcareniti di Marsala, un deposito colluviale ed un suolo recente	Dati geofisici non disponibili tuttavia si nota il <i>tilting</i> dei blocchi dislocati che indica una posizione molto superficiale dello scollamento basale delle faglie e che suggerisce un meccanismo di <i>triggering</i> di tipo gravitativo (<i>lateral spreading</i>) indotto dalla dissoluzione carsica	Epicentri di Terremoti storici di moderata intensità (MW>5) a distanza superiore a 30km

Per tutti i criteri sopra citati è stata individuata un'evidenza in linea di massima compatibile con i criteri che individuano la tettonica salina e quindi per questo motivo si può affermare che la serie di faglie listriche non è di origine tettonica, suggerendo un meccanismo di *triggering* di tipo gravitativo (*lateral spreading*) indotto dalla dissoluzione carsica.



Figura108: Affioramento di litotipi carsificabili (Fm. Gessoso Solfifera)

8.4.1.4. Principali risultati raggiunti

Nei dintorni dell'area si segnala la presenza di corpi lentiformi di gessi ed evaporiti soggetti a processi di dissoluzione carsica con possibile innesco di fenomeni di instabilità e di fagliazione superficiale legata a tettonica gravitativa a basso angolo. Il contesto geologico potrebbe inoltre essere predisponente a fenomeni gravitativi anche sismicamente indotti. I controlli effettuati sul terreno non hanno consentito di individuare litologie e situazioni analoghe all'interno dell'area in esame.

Controlli specifici sono stati svolti su una possibile struttura che si sviluppa in vicinanza dell'area. Tale struttura è descritta in letteratura come un sovrascorrimento cieco e attivo (Sovrascorrimento di Castelvetro). Rispetto ad essa l'area si porrebbe nel settore di *backlimb* dell'anticlinale di tetto ad esso associata. L'analisi fotointerpretativa e i sopralluoghi sul terreno non hanno portato tuttavia all'individuazione di elementi potenzialmente correlabili a fenomeni di fagliazione superficiale nell'area in esame.

L'analisi fotogeologica ed i rilievi di terreno non hanno in definitiva evidenziato all'interno dell'area in esame elementi riferibili a significative deformazioni e dislocazioni superficiali di natura tettonica né anomalie nell'assetto del reticolo idrografico.

9. Discussioni e conclusioni

La pericolosità della fagliazione del suolo è un fattore fortemente limitante l'idoneità delle aree rispetto ad un requisito di sicurezza primario per qualsiasi opera realizzata dall'uomo, in particolar modo per strutture che devono resistere nei secoli come il deposito nazionale di rifiuti radioattivi, poiché a livello ingegneristico non esistono tecniche atte a garantire la completa protezione delle strutture nel caso in cui si verifichi dislocazione superficiale. Occorre inoltre ricordare che i requisiti di sicurezza richiesti in una struttura come un deposito di rifiuti radioattivi implicano necessariamente l'adozione di ipotesi cautelative, applicando il principio della precauzione.

In un processo di *siting* per la realizzazione di un deposito di rifiuti radioattivi il potenziale di fagliazione superficiale e l'associata deformazione, siano esse di natura primaria o secondaria, devono essere determinate (ANSI/ANS-2.27-2008). L'obiettivo è l'identificazione delle eventuali faglie capaci sulla base dell'acquisizione di un insieme completo e coerente di dati geologici e geofisici, raccolti mediante ricerche bibliografiche, indagini e rilevamenti di campo a scala dettagliata e perché ciò sia fatto nel modo più completo possibile deve essere seguito un approccio multidisciplinare.

Le scale di riferimento per le analisi e indagini da eseguire sono diverse; la guida IAEA SSG 9 suggerisce una tipologia per cui lo studio del sito deve procedere seguendo una scala d'investigazione; *Regional, Near regional, Site vicinity*. Partendo dalla prima, la scala deve essere progressivamente ridotta e di conseguenza anche le informazioni saranno maggiormente dettagliate e via via più specifiche nella valutazione del pericolo derivante da fagliazione.

In sostanza la valutazione e la caratterizzazione della fagliazione superficiale richiede non solo l'applicazione di diversi criteri diagnostici ma anche lo sviluppo di un modello interpretativo che considerando tutti i dati che derivano da geologia, geologia strutturale, stratigrafia, tettonica, cinematica ecc., fornisca uno schema interpretativo del territorio che consenta di inserire in un unico quadro conoscitivo tutti gli elementi di interesse.

Questo quadro costituisce il modello geologico e geotecnico di riferimento, in grado di descrivere in modo adeguato le caratteristiche dell'area di progetto con riferimento specifico alle condizioni di contorno di interesse per il mantenimento in sicurezza delle infrastrutture che potrebbero essere realizzate in tale territorio.

La valutazione dell'origine della fagliazione deve essere documentata in modo dettagliato attraverso interpretazioni tecniche, partendo dai dati disponibili al fine di valutare tutte le possibili incertezze e indicando in modo esplicito i parametri chiave, i criteri diagnostici e il grado di conoscenza dei dati disponibili per ognuno di questi fattori (Hanson et al,1999).

In questo modo sarà possibile poter focalizzare meglio le nuove indagini da eseguire contribuendo ad analizzare il loro valore potenziale per ridurre l'incertezza nella definizione dell'origine della faglia.

In generale quindi qualsiasi faglia in un intorno significativo dell'area di studio che, se attiva, potrebbe rappresentare un rischio sia per deformazione superficiale sia per scuotimento deve essere valutata nel dettaglio.

Faglie che si sono mosse e strutture geologiche che hanno deformato la superficie durante il Quaternario devono essere considerate potenzialmente attive, e per questo motivo si deve valutare il grado di attività e il tasso di movimento per capire se e come queste strutture potrebbero interagire con il sito.

Come riportato nella SSG-9, un'altra tipologia di valutazione della fagliazione superficiale da affiancare ai metodi diretti riguarda l'analisi probabilistica, soprattutto nel caso in cui non ci siano basi sufficienti per definire una faglia sicuramente *non capace*. In questo caso, utilizzando tutti i dati disponibili, dovrebbero essere utilizzati i metodi probabilistici simili a quelli utilizzati per la valutazione del pericolo di scuotimento al suolo (Youngs et al., 2003).

Il lavoro svolto per il presente progetto di Dottorato ha portato alla proposta di un approccio metodologico per lo studio del fenomeno della fagliazione superficiale e in particolare dell'origine di quest'ultimo mediante un approccio multidisciplinare diviso principalmente in tre fasi a dettaglio crescente, in cui il livello di dettaglio richiesto è paragonabile alle tre scale proposte da IAEA.

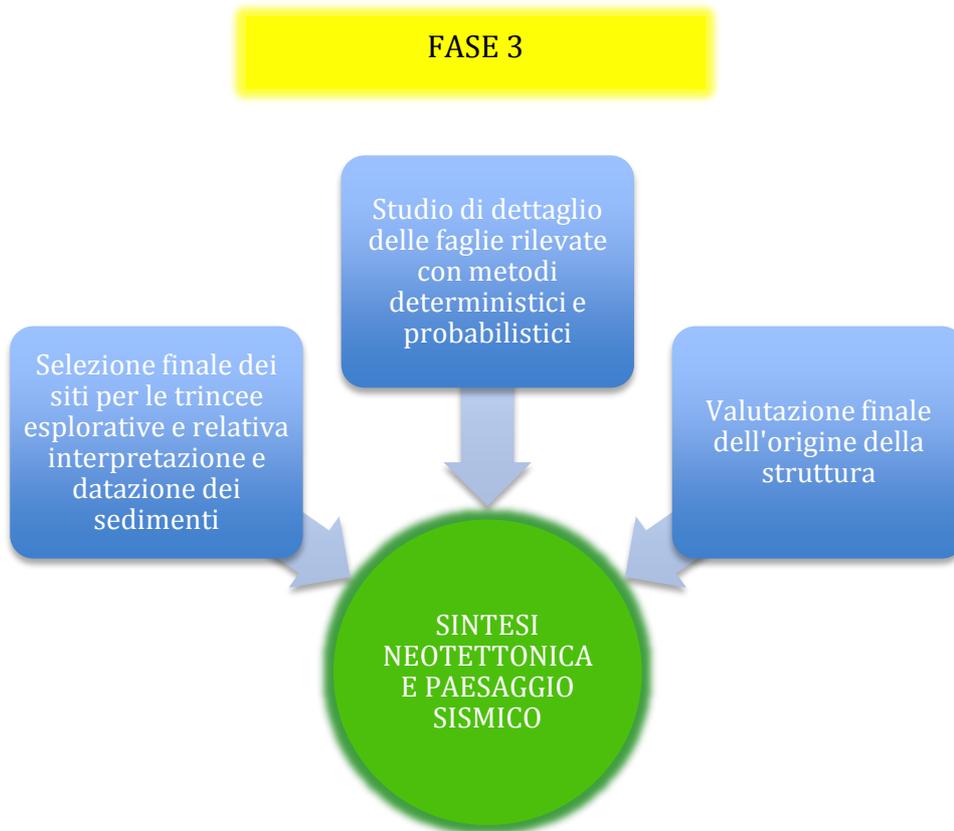
Nel dettaglio:

FASE 1



FASE 2





A causa di alcuni rinvii e ritardi rispetto alle tempistiche dettate dalla legge, in questo lavoro di tesi sono state presentate aree di studio non appartenenti alla CNAPI (poiché ancora segretata) e caratterizzate fino all'analisi preliminare della fase 2.

Tuttavia una volta che avrà inizio il processo di caratterizzazione finale dell'area definitiva per la realizzazione del Deposito Nazionale, la procedura qui proposta dovrebbe essere interamente esplicitata in tutte le fasi; quindi il rapporto finale delle attività svolte dovrà illustrare il quadro geologico e sismotettonico dell'area, le risultanze degli studi di dettaglio (geomorfologici, paleosismologici e geofisici e probabilistici), corredati dai *logs* e dalle descrizioni delle trincee, immagini, tabelle relative alle datazioni (metodi, sigma, laboratori) e da una cartografia alla scala minima di 1:5000 con indicata la traccia della faglia e le relative zone di rispetto (*setbacks*). Infine i risultati delle indagini per la caratterizzazione del sito devono fornire la documentazione relativa alla presenza o assenza di fagliazione superficiale nell'area di studio.

10. Bibliografia

Acocella V., Palladino D.M., Cioni R., Russo P., Simei S. (2012) - Caldera structure, amount of collapse and erupted volumes: the case of Bolsena Caldera, Italy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 124 (9–10), 1562–1576.

Allen, C. R. (1975) Geological criteria for evaluating seismicity, *Geological Society of America Bulletin* 86 (8), 1041-1057

Ambrosetti P., Bartolini C., Bosi C. (1981) – L'evoluzione geologica e morfologica quaternaria dell'area adiacente la bassa valle del fiume Fiora (Viterbo). *Geogr. Fis. e Din. Quat.*, 4.

Ambrosetti P., Bosi C., Carraro F., Ciaranfi N., Panizza M., Papani G., Vezzani L., Zanferrari A. (1987) – Neotectonic Map of Italy. Scala 1:1.500.000. CNR – Prog. Fin. Geodinamica, Roma 1987.

Ambrosetti P., Carboni M.G., Conti M.A., Costantini A., Esu D., Gandin A., Girotti A., Lazzarotto A., Mazzanti R., Nicosia V., Parisi G., Sandrelli F. (1978) – Evoluzione paleogeografica e tettonica nei bacini tosco-laziali nel Pliocene e nel pleistocene inferiore. *Mem. Soc. Geol. It.*, 19, 573-580.

ANSI/ANS-2.27-2008 - "Criteria for investigations of nuclear facility sites for seismic hazard assessments", American Nuclear Society, La Grange Park Illinois.

Antonoli, F., Kershaw, S., Renda, P., Rust, D., Belluomini, G., Cerasoli, M., & Silenzi, S. (2006). Elevation of the last interglacial highstand in Sicily (Italy): a benchmark of coastal tectonics. *Quaternary international*, 145, 3-18.

Aruta L., Buccheri G., Greco A., & Sprovieri R. (1973). Il Siciliano della Fonte del Belice (Sicilia meridionale). *Riv. Min. Sic.*, 136 – 138, 234 – 239.

Audemard, F.A., 1999. Morpho-structural expression of active thrust fault systems in the humid tropical foothills of Colombia and Venezuela. In: W. Frisch (Editor), *Proc. Fourth Int. Conf. Geomorphology*, Bologna 1997, *Z. Geomorph.*, N.F., 118: 1-18.

Azzaroli A., Radina B., Ricchetti G. & Valduga A. (1968) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. F°189, "Altamura". *Serv. Geol. It.*, pp. 24, Roma.

Bally, A.W., Burbi, L., Cooper, C., Ghelardoni, R., 1986. Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 35, 257-310.

Barchi, M.R., Minelli, G., Pialli, G., 1998. The CROP 03 profile: a synthesis of results on deep structures of the Northern Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 52, 383-400.

Barreca, G., Bruno, V., Cocorullo, C., Cultrera, F., Ferranti, L., Guglielmino, F., ... & Pepe, F. (2014) - Geodetic and geological evidence of active tectonics in south-western Sicily (Italy). *Journal of Geodynamics*, 82, 138-149.

Barberi F., Buonasorte G., Cioni R., Fiordelisi A., Foresi L., Iaccarino S., Laurenzi M.A., Sbrana A., Vernia L., Villa I.M. (1994) - Plio-Pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, 49, 77-134.

Bartole, R., 1995. The North Tyrrhenian-northern Apennines post-collisional system: Constraints for a geodynamic model. *Terra Nova*, 7, 7-30.

Bartolini C., Bosi C. (1982) – Middle-upper Pleistocene shorelines of the Tyrrhenian coast between Tarquinia and Mt. Argentario (Italy). *Abstr. 11th INQUA Congr.*, Moscow.

Bartolini C., Bosi C. (1983) – The Tyrrhenian transgression in the Tarquinia area (Northern Latium, Italy). *Geogr. Fis. e Dinam. Quat*, 6, 131-136.

Basili R., G. Valensise, P. Vannoli, P. Burrato, U. Fracassi, S. Mariano, M.M. Tiberti, E. Boschi (2008). The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology, *Tectonophysics*, [doi:10.1016/j.tecto.2007.04.014](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.04.014).v

Benedetti, L., Tapponnier, P., King, G.C.P., Meyer, B., Manighetti, I., 2000. Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, northern Italy. *J. Geophys. Res.*, 105, 739-766.

Beneduce P. Festa V., Francioso R., Schiattarella M. & Tropeano M. (2004) - Conflicting drainage patterns in the Matera Horst Area, southern Italy. *Physics and Chemistry of the Earth* 29 (2004) 717–724.

Bernini M., Boccaletti M., Moratti G., Papani G., Sani F., Torelli L. (1990) – Episodi compressivi neogenico-quadernari nell'area estensionale tirrenica nord-orientale. Dati in mare e a terra. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, 577-589, 1 tav..

Bigi, S., Lenci, F., Doglioni, C., Moore, J.C., Carminati, E., Scrocca, D., 2003. Decollement depth vs accretionary prism dimension in the Apennines and the Barbados. *Tectonics*, 22, doi: 10.1029/2002TC001410.

Boccaletti M., Cerrina Feroni A., Martinelli A., Moratti G., Plesi G., Sani F. (1991) – L'alternanza distensione-compressione nel quadro evolutivo dei bacini neogenici dell'Appennino settentrionale. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. 1991/1, 187-192.

Boccaletti M., Guazzone G. (1972) – Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali di retro-arco. *Mem. Soc. Geol. It.*, 11, 201-216.

Boccaletti M., Decandia F.A., Gasperi G., Gelmini R., Lazzaretto A. & Zanzucchi G. (1982) - Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale, scala 1:250.000 (1982). C.N.R. Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto 5 – Modello Strutturale, pubblicazione n. 429, Gruppo Appennino Settentrionale. Note illustrative.

Boccaletti M., Coli M., Eva C., Ferrari G., Giglia G., Lazzarotto A., Merlanti F., Nicolich R., Papani G. & Postpischl D. (1985) – Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines. *Tectonophysics*, 117, 7–38.

Boccaletti M., Bonini M., Moratti G. & Sani F. (1995). Nuove ipotesi sulla genesi dei bacini post-nappe in relazione alle fasi compressive neogenico-quadernarie dell'Appennino settentrionale. *Accad. Naz. Sci., Scritti Doc.*, 14-229-262.

Boccaletti M., Gianelli G. & Sani F. (1997). Tectonic regime, granite emplacement and crustal structure in the inner zone of the Northern Apennines (Tuscany, Italy): a new hypothesis. *Tectonophysics*, 270(1-2), 127-143.

Boccaletti M. & Sani F. (1998) - Cover thrust reactivations related to internal basement involvement during the Neogene-Quaternary evolution of the Northern Apennines. *Tectonics*, 17, 112–130.

Boccaletti, M., Bonini M., Corti G., Gasperini P., Martelli L., Piccardi L., Severi P. & Vannucci G. (2004) – Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000. Regione Emilia-Romagna, SGSS – CNR-IGG, sezione di Firenze. S.EL.CA, Firenze.

Boccaletti M., Corti G. & Martelli L. (2010) - Recent and active tectonics of the external zone of the Northern Apennines (Italy). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, 100, 1331–1348.

Boccaletti, M., Ciaranfi, N., Cosentino, D., Deiana, G., Gelati, R., Lentini, F., Massari, F., Moratti, G., Pescatore, T., Ricci Lucchi, F., Tortorici, L., 1990. Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 77, 41-50.

Bonini, M., Moratti, G., & Sani, F. (1999). Evolution and depocentre migration in thrust-top basins: inferences from the Messinian Velona Basin (Northern Apennines, Italy). *Tectonophysics*, 304(1), 95-108.

Bosi C., Messina P., Rosati M., Sposato A. (1996) – Età dei travertini della Toscana meridionale e relative implicazioni neotettoniche. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 293-304.

Bosi C., Palieri L., Sposato A. (1990) - Guida all'escursione sui terrazzi e linee di costa del litorale del Lazio settentrionale. Associazione Italiana per lo Studio del Quaternario - Centro di Studio per la Geologia Tecnica (C.N.R.), 17-18 ottobre 1990, Tarquinia e Montalto di Castro, 39 pp, 17 figg., 3 tabb., 1 carta, f.t., Roma.

Brogi A. (2007) - The structure of the Monte Amiata volcano-geothermal area (Northern Apennines, Italy): Neogene-Quaternary compression versus extension. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, (2008), 97, 677–703.

Brogi A., Liotta D. (2008) - Highly extended terrains, lateral segmentation of the substratum, and basin development: the Middle–Late Miocene Radicondoli Basin (inner Northern Apennines, Italy). *Tectonics* 27, TC5002.

Brondi Aldo - Riccardo Levizzari - Giancarlo Ventura - Francesco Zarlenga, 2011, Smaltimento dei rifiuti radioattivi, *Dario Flaccovio Editore s.r.l.*, pp 193.

Bulgarelli G.M., Coubray S., Pellegrini E., Petitti P., Tagliacozzo A. (1993) – L'insediamento preistorico di Poggio Olivastro (Canino, Viterbo). *Atti del I Incontro di studi, La Cultura di Rinaldone - Ricerche e scavi, Saturnia (Manciano) – Farnese, 17/05/1991. Eureka*, 285-294.

Calabrese L., & Di Dio G. (2009). Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000, foglio 180 "Salsomaggiore Terme". Servizio Geologico d'Italia-Regione Emilia Romagna, Roma.

Capelli G., Mastrorillo L., Mazza R., Petitta M., Baldoni T., Banzato F., Cascone D., Di Salvo C., La Vigna F., Taviani S., Teoli P. (2012) – Carta idrogeologica del territorio della Regione Lazio, scala 1:100.000 (4 fogli). Regione Lazio - Dipartimento Territorio, Direzione Regionale Ambiente – Area Difesa del Suolo. S.EL.CA., Firenze.

Carraro F., Collo G., Forno M.G., Giardino M., Maraga F., Perotto A. & Tropeano D. (1995). L'evoluzione del reticolato idrografico del Piemonte centrale in relazione alla mobilità quaternaria. In Polino R. & Sacchi R. (ed s.) *Atti del Convegno "Rapporti Alpi Appennino" e guide alle escursioni (Peveragno - CN)*, 31 maggio-1 giugno 1994) *Acc. Naz. Sc.*, 14, 445-461.

Carta Geologica d'Italia (1967). Foglio 59 "Pavia" alla scala 1:100.000. II edizione. Serv. Geol d'Italia, Roma.

Carta Geologica d'Italia (1971). Foglio 60 "Piacenza" alla scala 1:100.000. II edizione. Serv. Geol d'Italia, Roma.

Carta Geologica d'Italia (1971). Foglio 71 "Voghera" alla scala 1:100.000. II edizione. Serv. Geol d'Italia, Roma.

Carta Geologica d'Italia (1971). Foglio 72 "Fiorenzuola d'Arda" alla scala 1:100.000. II edizione. Serv. Geol d'Italia, Roma.

Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 (2005). Foglio 179 "Ponte dell'Olio". Regione Emilia Romagna / Servizio Geologico Nazionale.

Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 (2009). Foglio 180 "Salsomaggiore Terme". Regione Emilia Romagna / Servizio Geologico Nazionale.

Carta Geologica d'Italia (1969a). Foglio 57 "Vercelli" alla scala 1:100.000. II edizione. Serv. Geol d'Italia, Roma.

Carta Geologica d'Italia (1969b). Foglio 58 "Mortara" alla scala 1:100.000. II edizione. Serv. Geol d'Italia, Roma.

Carta Geologica d'Italia (1970a). Foglio 69 "Asti" alla scala 1:100.000. II edizione. Serv. Geol d'Italia, Roma.

Carta Geologica d'Italia (1970b). Foglio 70 "Alessandria" alla scala 1:100.000. II edizione. Serv. Geol d'Italia, Roma.

Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 194 Acqui Terme. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia: 229 pp.

Castellarin A. (1994). Strutturazione eo- e mesoalpina dell'Appennino settentrionale attorno al "nodo ligure". Studi Geol. Cam., vol. spec (1992/2) app., CROP 1-1°, 99-108.

Castellarin, A., Vai, G.B., 1981. Importance of Hercynian tectonics within the framework of the Southern Alps. J. Struct. Geol., 3, 477-486.

Carboni M.G., Pelagi I., Palieri L., Raffi I., Sposato A. (1994) – Dati preliminari sull'evoluzione geologica della fascia costiera tirrenica del Lazio settentrionale durante il Pleistocene.

Carrara C. (1994) - I travertini di Canino (Viterbo, Italia centrale): elementi di cronolitostratigrafia, di geochimica isotopica, e loro significato ambientale e climatico. Il Quaternario, 7(1), 73-90.

Carrara C., Cerilli E., Verrubbi V. (2002) – Elementi geologici sulla necropoli eneolitica della Selvicciola (Ischia di Castro – Viterbo). Il Quaternario, 15 (2), 221-227. 754 Castaldini D., Gasperi C., Gelmini R. (1980) – Neotettonica dei fogli 135 (Orbetello) e 136 (Tuscania). In: Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 356, 1187-1198.

Cerilli E., Carrara C., Sadori L. (2011) – Interazione uomo-ambiente nella bassa Maremma Laziale durante l'età del rame: aspetti geologici e paleobotanici. In: L'età del rame in Italia., Atti XLIII Riun. Sc. IIPP, Bologna, 26-29 novembre 2008, 241-247. Firenze, 2011.

Cerilli E., Conti A.M., Macchiarelli R., Persiani C., Petitti P., Salvadei L. (1993) - Rapporto preliminare sugli scavi eseguiti nella necropoli eneolitica della Selvicciola (Ischia di Castro). Preistoria e protostoria in Etruria - Atti del I Incontro di Studi, La cultura di Rinaldone - Ricerche e scavi, 75-84.

Chiarabba C., Amato A., Fiordelisi A. (1995) - Upper crustal tomographic images of the Amiata–Vulsini geothermal region, central Italy. J. Geophys. Res. 100, 4053–4066.

Chiarabba, C., De Gori, P., Speranza, F., 2008. The southern Tyrrhenian subduction zone: Deep geometry, magmatism and Plio-Pleistocene evolution. Earth Planet. Sci. Lett., 268, 408-423.

Chiocci F.L. (1992) – Evidenze di un basculamento alto-pleistocenico della piattaforma continentale del Lazio centro-settentrionale. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1991/2), CROP 11, 271-281.

Chiocci F.L. (1994) – Definizione dell'assetto tettonico generale e delle dislocazioni presenti nella piattaforma continentale tra l'Argentario e Capo Linaro, relativi agli ultimi 800.000. Relazione interna redatta per conto di ENEL/DCO.

Ciaranfi N., Ghisetti F., Guida M., Iaccarino G., Lambiase S., Pieri P., Rapisardi L., Ricchetti G., Torre M., Tortorici L. & Vezzani L. (1983) - Carta Neotettonica dell'Italia meridionale. Pubbl. n°515 Prog. Fin. Geod. C.N.R., 62 pp.

CNR (1987) Progetto Finalizzato Geodinamica. Sottoprogetto Neotettonica. *Neotectonic Map of Italy at scale 1:500.000 - Sheet 1*. Ambrosetti P., Bosi C., Carraro F., Panizza M., Papani G., Vezzani L. And Zanferrari A. Litografia Artistica Cartografica, Florence (Italy).

CNR (1990). Structural model of Italy. Scale 1: 500.000. Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R., P. Scandone. Progetto Finalizzato Geodinamica. Di Dio G., Piccin A. & Vercesi P.L. (2005). Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000, foglio 179 "Ponte dell'Olio". Servizio Geologico d'Italia- Regione Emilia Romagna, Roma.

CNR (1987) Progetto Finalizzato Geodinamica. Sottoprogetto Neotettonica. *Neotectonic Map of Italy at scale 1:500.000 - Sheet 1*. Ambrosetti P., Bosi C., Carraro F., Panizza M., Papani G., Vezzani L. And Zanferrari A. Litografia Artistica Cartografica, Florence (Italy).

CNR (1990). Structural model of Italy. Scale 1: 500.000. Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R., P. Scandone. Progetto Finalizzato Geodinamica.

CNR - III UNIV. ROMA (1994) – Centro di Studio per la Geologia Tecnica del CNR, Dipartimento di Scienze Geologiche della III Università di Roma, Centro di Studio per il Quaternario e l'Evoluzione Ambientale del CNR - Studi per la caratterizzazione geologica e neotettonica dell'area di Montalto di Castro. Rapporto di sintesi, 128 pp., 8 tavv. f.t.. Roma, Luglio 1994. Relazione inedita conservata presso Archivio SOGIN.

Cocozza T. (1963) - Nuovi dati stratigrafici e tettonici sul Monte Canino (Viterbo). Geol. Rom., 2, 15-40.

Coggi L. (1965). Il Pleistocene della Sicilia occidentale e nuova località fossilifera del Tirreniano a Sud di Marsala. Riv. Min. Sic., 91 – 93, 3-12, 2 ff.

Console R., Sonaglia A. (1972) - Studio del terremoto di Toscana. Ann. Geofis., 25, 369-390, 4 fig., 6 tab., Roma.

Corda L., De Rita D., Funicello R., Salvini F. (1979) – dati preliminari sulla neotettonica del F. 136 (Toscana). In: Nuovi contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 251, 5-12.

Cosentino D., Pasquali V. (2012) - Carta geologica informatizzata della Regione Lazio Scala 1:25.000.

D'angelo U., Vernuccio S. (1994). Note illustrative della carta geologica Marsala (F° 617, scala 1:50.000), Boll. Soc. Geol. It., 113(1), 55 – 67, carta geologica annessa.

D'angelo, U., & Vernuccio, S. (1996) - I terrazzi marini quaternari della estremità occidentale della Sicilia. Mem. Soc. Geol. It, 51, 585-594.

d'Atri A., Irace A., Piana F., Tallone S., Varrone D., Bellino L. & Fioraso G. (2014). Note Illustrative alla Carta

Devoti, R., Esposito, A., Pietrantonio, G., Pisani, A. R., Riguzzi, F., 2011, Evidence of large scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 311, 230-241, doi:10.1016/j.epsl.2011.09.034

Di Salvo C., Mazza R., Capelli G. (2013) - Gli acquiferi in travertino del Lazio: schemi idrogeologici e caratteristiche chimico-fisiche. *Rend. Online Soc. Geol. It.*, 27 (2013), 54-76.

DISS Working Group (2010). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, © INGV 2010 - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - All rights reserved; DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.1.1

Dogliani C., 1994 – Elementi di tettonica attiva; Università degli studi della Basilicata facoltà MM-FF-NN, casa editrice Salice p.163.

Dogliani, C., Bosellini, A., 1987. Eoalpine and Mesoalpine tectonics in the southern Alps, *Geol. Rundsch.*, 76, 735-754.

Dogliani, C., Scrocca, D., 2004. Basal décollement and subduction depth vs topography in the Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 123, 497-502. Enel (1985) – Progetto “Regione Puglia”. Studio geofisico della piattaforma Apula. Rapporto finale e Allegati.

Fabbri M., Villa I. (1987) – Problemi cronologici del vulcano di Monte Calvo (Lazio). Riassunto in *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 42, 183-183.

Forno M.G. (1982). Studio Geologico dell'altopiano di Poirino (Torino). *Geogr. Fis e Dinam. Quat.*, 5, 129-162.

Fossen Haakon, 2010- Structural Geology, Cambridge University press-University Printing house, Cambridge CB2 8BS, United Kindom, pp 457-ISBN 978-0-521-51664-8.

Galadini, F., Hinzen, K. G., & Stiros, S. (2006) - Archaeoseismology: methodological issues and procedure. *Journal of Seismology*, 10(4), 395-414.

Galadini F., E. Falcucci, P. Galli, B. Giaccio, S. Gori, P. Messina, M. Moro, M. Saroli, G. Scardia, A. Sposato, 2012, Time intervals to assess active and capable faults for engineering practices in Italy. *Engineerin Geology* 139-140, 50-65

Galvani 2007, Indagini geodetiche e geomorfologiche in Appennino centrale per la caratterizzazione tettonica attiva, tesi di dottorato, Università degli Studi Roma 3.

Gelati R. & Gnaccolini M. (1988). Sequenze deposizionali in un bacino episuturale nella zona di raccordo tra Alpi ed Appennini Settentrionale. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, 31, 340-350.

Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S., Rossi M. & Vignolo A. (2010). Sedimentary and tectonic evolution in the eastern Po Plain and northern Adriatic Sea area from Messinian to Middle Pleistocene. In: Sassi FP (ed), *Nature and Geodynamics of the Lithostere in Northern Adriatic*, *Rendiconti Fisica Accademia Lincei*, (2010) 21 (Suppl 1): 131–166, DOI 10.1007/s12210-010-0101-5.

Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S. & Rossi M. (2012). Late Miocene-Middle Pleistocene sequences in the Po Plain - Northern Adriatic Sea (Italy): The stratigraphic record of modification phases affecting a complex foreland basin. *Marine and Petroleum Geology*, 42: 50-81.

Guidoboni E, Muggia A, Marconi C, Boschi E (2002) - A case study in archaeoseismology. The collapses of the Selinunte temples (southwestern Sicily): Two earthquakes identified. *Bull Seismol Soc Am* 92:2961–2982

Hanson, K.L., Kelson, K.I., Angell, M.A., and Lettis, W.R, Techniques for identifying faults and determining their origins (1999). Contract Rep NUREG/CR-5503, 504p. U.S. Nuclear Regulatory Commission, Washington, D.C.

Holzer, T.L., "Ground Failure Induced by Ground-Water Withdrawal From Unconsolidated Sediment," *Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology*, VI:67-105, 1984b.

Hudec, M. R., & Jackson, M. P. (2007). Terra infirma: understanding salt tectonics. *Earth-Science Reviews*, 82(1), 1-28. IAEA (2010) – Specific Safety Guide. Seismic hazards in site evaluation for nuclear installations. IAEA, Vienna, 2010.

IAEA (International Atomic Energy Agency) (2010) - Seismic Hazards in Site Evaluation for Nuclear Installations, SSG-9.

IAEA (International Atomic Energy Agency) (2014) - Near Surface Disposal Facilities for Radioactive Waste, Specific Safety Guide No. SSG-29

IAEA (International Atomic Energy Agency) (2015) - Site Survey and Site Selection for Nuclear Installations, Specific Safety Guide No. SSG-35

ISPRA – Servizio Geologico d'Italia - Progetto ITHACA (Italy Hazard from Capable faults). <http://sgi1.isprambiente.it/geoportal/catalog/content/project/ithaca.page>

ISPRA - Servizio Geologico d'Italia (2010) – Carta Geologica d'Italia scala 1:50000 – Foglio n. 344 Toscana.

Irace A., Clemente P., Natalicchio M., Ossella L., Trenkwalder S., De Luca D.A., Mosca P., Piana F., Polino R. & Violanti D. (2009). *Geologia e Idrostratigrafia Profonda della Pianura Padana Occidentale. Regione Piemonte*, 111 p., 61 tables; La Nuova Lito Firenze 2009, ISBN 978-88-904554-0-7, disponibile online at <http://www.regione.piemonte.it/acqua/idrostrat.htm>.

Keefer, D.K., "Landslides Caused by Earthquakes," *Geological Society of America Bulletin*, 95:406-421, 1984.

Langenheim, V.E., K.M. Schmidt, and R.C. Jachens, "Coseismic Deformation During the 1989 Loma Prieta Earthquake and Range-Front Thrusting Along the Southwestern Margin of the Santa Clara Valley, California," *Geology*, 25- 12:1091-1094, 1997.

Livio, F., Michetti, A.M., Sileo, G., Carcano, C., Mueller, K., Rogledi, S., Serva, L., Vittori, E., Berlusconi, A., 2009a. Quaternary capable folds and seismic hazard in Lombardia (northern Italy): the Castenedolo structure near Brescia. *Italian Journal of Geosciences (Bollettino della Società Geologica Italiana)*, 128 (1), 191-200.

Machette M.N., 2000. Active, capable, and potentially active faults a paleoseismic perspective. *Journal of Geodynamics* 29, 387-392.

Mariotti, G., Doglioni, C., 2000. The dip of the foreland monocline in the Alps and Apennines. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 181, 191-202.

- Martelli L., Moratti G., Sani F. (1989) – Analisi strutturale dei travertini della Toscana meridionale (Valle dell'Albegna). *Boll. Soc. Geol. It.*, 108, 197-205.
- McCalpin, J.P., and A.R. Nelson, "Introduction to Paleoseismology," (McCalpin, J.P., ed.), *Paleoseismology*, Academic Press, San Diego, California, 1-32, 1996.
- McCalpin, J. P., 2009. *Paleoseismology*, Elsevier, 2nd edition, 613 pp.
- McCalpin J., 2014, Surface faulting without earthquakes; sackung and salt tectonics. 5th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA), 21 -27 September 2014, Busan, Korea.
- McCalpin J.P., "Criteria for Determining the Seismic Significance of Sackungen and Other Scarplike Landforms in Mountainous Regions, Appendix A – NUREG/CR-5503
- Meletti, C., Galadini, F., Valensise, G., Stucchi, M., Basili, R., Barba, S., Vannucci, G., Boschi, E, 2008. A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory. *Tectonophysics*, 450, 85–108.
- Messina P., Palieri L., Sposato A. (1990) – La diversione del F. Fiora (Lazio settentrionale) in relazione agli eventi eustatici del Pleistocene medio-superiore. *Il Quaternario*, 3(2), 119-130.
- Metzelin S., Vezzoli L. (1983) – Contributi alla geologia del vulcano di Latera (Monti Vulsini, Toscana meridionale-Lazio settentrionale). *Mem. Soc. Geol. It.*, 25, 247-273.
- Michetti, A.M and Hancock, P.L., 1997. Paleoseismology: Understanding Past Earthquakes Using Quaternary geology. *Journal of Geodynamics*, 24(1-4): 3-10.
- Michetti, A.M., Serva, L. Vittori, E., 2000. ITHACA Italy Hazard from Capable Faults: a database of active faults of the Italian onshore territory. CD-Rom and explicative notes, ANPA, Rome.
- Michetti A.M., Audemard F and Marco S., 2005, Future trends in paleoseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses, In: Michetti A.M., Audemard F., Marco S. (Editors), "Paleoseismology, integrated study of the Quaternary geological record for earthquake deformation and faulting", Special Issue, *Tectonophysics*, 408 (1-4): 3-21.
- Michetti, E Esposito, L Guerrieri, S Porfido, L Serva, R Tatevossian, E Vittori, F Audemard, T Azuma, J Clague, V Commerci, A Gürpinar, J McCalpin, B Mohammadioun, NA Mörner, Y Ota, E Roghazin, 2007, Environmental Seismic Intensity Scale-ESI 2007. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*.
- Ministry for the Environment Manatu Mo Te Taiao PO Box 10-362, Wellington, New Zealand, 2003, Planning for Development of Land on or Close to Active Faults. Institute of Geological & Nuclear Sciences client report 2002/124
- Mohammadioun B. and Serva L. (2001) Stress Drop, Slip Type, Earthquake Magnitude, and Seismic Hazard, *Bull. Seism. Soc. Am.* 91 (4), 694-707
- Molli G. (2008) - Northern Apennine-Corsica orogenic system: an updated review. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 298, 413-442.
- Montone, P., Mariucci, M.T., Pondrelli S., Amato, A., 2004. An improved stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean). *J. Geophys. Res.*, 109, B10410, doi: 10.1029/2003JB002703.
- Montone, P., Mariucci, M.T., Pierdominici, S., 2012. The Italian present-day stress map. *Geophys. J. Int.*, 189, 705-716

Mosca P. (2006). Neogene basin evolution in the Northern Po Plain (NW Italy). Insights from seismic interpretation, subsidence analysis and low temperature (U-Th)/He thermochronology. PhD Thesis VU University Amsterdam, 190 pp.

Moretti A., Melitti C., Ottria G. (1990) – Studio stratigrafico strutturale del Monti Romani (GR-VT) – 1: dal Paleozoico all'orogenesi alpidica. Boll. Soc. Geol. It., 109 (3), 557-581.

Muir-Wood, R., "Neohydrotectonics" (N.A. Mörner, L.A. Owen, I. Stewart, and C. Vita-Finzi, eds.), *Neotectonics-Recent Advances*, (Abs.), p. 43, 1992.

Mutti E., Papani L., Di Biase D., Davoli G., Mora S., Segadelli S. & Tinterri R. (1995). Il Bacino Terziario Epimesoalpino e le sue implicazioni sui rapporti tra Alpi ed Appennino. Memorie di Scienze Geologiche di Padova, 47, 217-244.

Nappi G., Capaccioni B., Mattioli M., Mancini E., Valentini L. (1994) - Plinian fall deposits from Vulsini Volcanic District (Central Italy). Bull. Volcanol., 56, 502–515.

Nappi G., Renzulli A., Santi P. (1991) - Evidence of incremental growth in the Vulsinian calderas (central Italy). In: Verma-Surendra P. (Ed.), *Calderas: Genesis, Structure and Unrest*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 47, 13–31. Nappi G., Renzulli A., Santi P., Gillot Y. (1995) - Geological evolution and geochronology of the Vulsini Volcanic District (central Italy). Boll. Soc. Geol. Ital., 114, 599–613.

Nicoletti M., Petrucciani C., Piro M., Trigila R. (1981) – Nuove datazioni vulsine per uno schema di evoluzione dell'attività vulcanica. Nota II: il quadrante sudoccidentale. Per. Miner., 50, 141-169.

Obermeier, S.F., "The New Madrid Earthquakes: An Engineering-Geologic Interpretation of Relict Liquefaction Features," *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1336-B: 1-114, 1989.

Obermeier, S.F., "Using Liquefaction-Induced Features for Paleoseismic Analysis," (J.P. McCalpin, ed.), *Paleoseismology*, Academic Press, London, p. 331-396, 1996. Lenci, F., Carminati, E.,

Palladino D.M., Gaeta M., Giaccio B., Sottili G. (2014) - On the anatomy of magma chamber and caldera collapse: The example of trachy-phonolitic explosive eruptions of the Roman Province (central Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 281 (2014), 12–26.

Palladino D.M., Simei S., Sottili G., Trigila R. (2010) - Integrated approach for the reconstruction of stratigraphy and geology of Quaternary volcanic terrains: an application to the Vulsini Volcanoes (central Italy). In: Groppe G. & Viereck E.L. (Eds.), *Stratigraphy and Geology in Volcanic Areas*. Geol. Soc. Am., Spec. Pap. 464, 66–84. Patacca E. & Scandone P. (2002) – Identificazione e valutazione di strutture sismogenetiche. Convenzione di Ricerca tra ENEA e Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa. Aggiornamento al Maggio 2002.

Panizza M., 2007- "Geomorfologia, Nuova edizione", Pitagora Editrice Bologna-pp339, ISBN 88-371-1657-8

Parsons, T., and G.A. Thompson, "The Role of Magma Overpressure in Suppressing Earthquakes and Topography: Worldwide Examples," *Science*, 253:1,399-1,402, 1991.

Pasquarè G., Battaglia T.A., Piana F. (1994) - Valutazione dei problemi inerenti la mobilità tettonica quaternaria dell'area di Montalto di Castro. Relazione inedita (conservata presso Archivio SOGIN), 114 p.

Pezzopane, S. K., and Dawson, T. E. (1996) Fault displacement hazard: A summary of issues and information, in *Seismotectonic Framework and Characterization of Faulting at Yucca Mountain, Nevada*, U.S. Geological Survey Administrative Report prepared for the U.S. Department of Energy, Yucca Mountain Project (MOL.19970129.0041), Chapter 9, 160 pp.

Piccardi L., Vittori E., Blumetti A.M., Comerci V., Di Manna P., Guerrieri L. (2015) - Mapping capable faulting hazard in a moderate-seismicity, high heat-flow environment: the Southern Tuscany-Tuscia province. In: Proceeding of the 6th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology, 19-24 April 2015, Pescina, Fucino Basin, Italy, *Miscellanea INGV*, 27, 378-381, ISSN 2039-6651.

Pieri M. & Groppi, G. (1981). Subsurface geological structure of the Po Plain. *Quad. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogramma Modello Strutturale, Agip*:1-13.

Pieri P., Vitale G., Beneduce P., Doglioni C., Gallicchio S., Giano S.I., Loizzo R., Moretti M., Prosser G., Sabato L., Schiattarella M., Tramutoli M. & Tropeano M. (1997) - Tettonica quaternaria dell'area bradanico-ionica. *Il Quaternario*, 10 (2), 535- 542.

Ponti, D.J., and R.E. Wells, "Off-Fault Ground Ruptures in the Santa Cruz Mountains, California: Ridge-Top Spreading Versus Tectonic Extension During the 1989 Loma Prieta Earthquake," *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81:1480-1510, 1991.

Ponza A., Pazzaglia F.J. Picotti V. (2010) – Thrust-fold activity at the mountain front of the Northern Apennines (Italy) from quantitative landscape analysis. *Geomorphology*, 123 (2010), 211-231.

Porfido S., E. Esposito, G. Tranfaglia, R. Pece, L. Serva e E. Vittori, 2007, Effetti geomorfologici indotti nell'appennino meridionale dagli eventi sismici del 1805, 1930 e 1980. *Atti del 23° convegno Nazionale GNGTS*.

Principi, G., Treves, B., 1984. Il sistema Corso-Appenninico come prisma di accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini. *Mem. Soc. Geol. It.*, 28, 549-576.

Radtke U., Hausmann R., Hetsch B. (1986) – The travertine complex of Vulci (Central Italy). An indicator of Quaternary climatic change. In: *Quaternary Climate in Western Mediterranean*, Sect. 2, 271-291.

Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP (1998). *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. A cura di G. Di Dio. S. *El. Ca., Firenze*, 120.

Ripamonti 2016, Valutazione probabilistica da fagliazione superficiale: Analisi del metodo per una applicazione nel processo di localizzazione del deposito nazionale dei rifiuti radioattivi, Tesi di dottorato, Università degli Studi dell'Insubria.

Rosenberg, C.L., 2004. Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics*, 23, TC3002, doi: 10.1029/2003TC001526.

Rovida A., Camassi R., Gasperini P., Stucchi M. (a cura di) (2011) - CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>

Roure F. Bergerat F., Damotte B., Mugnier J. & Polino R. (1996). The ECORS-CROP Alpine seismic traverse. *Memoires de la Societe Geologique de France, Nouvelle Serie. 1 : Vol. 170*. - p. 113.

Ruggieri, G., & Unti, M. (1974). Pliocene e Pleistocene nell'entroterra di Marsala. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, 93(3), 723-733

Sartori, R., 1990. The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of peritethyan areas. In: Kastens, K.A., Mascle, J., et al. (Eds.), *Proc. ODP Sci. Res.*, 107, 715- 730.

Scandone, P., Bigi, G., Cosentini, D., Parotto, M., & Sartori, R. (1991). Structural model of Italy. *Progetto Finalizzato Geodinamica—CNR, Sheet*, 6.

Scrocca, D., Carminati, E., Doglioni, C., 2005. Deep structure of the Southern Apennines, Italy: Thin-skinned or thick-skinned? *Tectonics*, 24, doi: 10.1029/2004TC001634

Serva, L. (1990) Il ruolo delle Scienze della terra nelle analisi di sicurezza di un sito per alcune tipologie di impianti industriali; il terremoto di riferimento per il sito di Viadana (MN), *Boll. Soc. Geol. Ital.* 109, 375-411

Serva, L., Blumetti, A.M., Guerrieri, L. and Michetti, A.M., 2002. The Apennine intermountain basins: the result of repeated strong earthquakes over a geological time interval. *Boll. Soc. Geol. It., Spec. Vol. 1* (2001): 939-946. Servizio Geologico d'Italia (1969) – Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 – Foglio n. 136 – Tuscania.

Servizio Geologico d'Italia (2010) – Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000 – Foglio n. 605 – Paceco.

Servizio Geologico d'Italia (2011) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 408 “Foggia”.

Servizio Geologico d'Italia (2011) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 421 “Ascoli Satriano”.

Servizio Geologico d'Italia (2011) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 422 “Cerignola”.

Taddeucci A., Voltaggio M. (1987) – Th230 dating of the travertines connected to the Vulsini Mts. Volcanism (Northern Latium, Italy): neotectonics and hydrogeology. *Per. Miner.*, 56, 295-302.

Trevisan L. & Di Napoli E. (1938). Tirreniano, Siciliano e Calabriano nella Sicilia sudoccidentale. *Giorn. Sc. Nat. Econ. Palermo*, 39, Mem. 8, 39 pp.

Tropeano M., Marino M. & Pieri P. (1994) – Evidenze di tettonica distensiva plio-pleistocenica al margine orientale della Fossa bradanica – L'Horst di Zagarella. *Il Quaternario*, 7 (2), 597-606.

Tropeano M., Pieri P., Moretti M., Festa V., Calcagnile G., Del Gaudio V. & Pierri P. (1997) - Tettonica Quaternaria ed elementi di sismotettonica nell'area delle Murge (Avampaese Apulo). *Il Quaternario*, 10, 2, 543-548.

Turbeville B.N. (1992) – ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages and stratigraphy of the Latera caldera, Italy. *Bull. Volcanol.*, 55, 110–118.

Vendeville B., "Large-Scale Gravity Gliding and Spreading Above Salt or Shale" Appendix A – NUREG/CR-5503

Vezzoli L., Conticelli S., Innocenti F., Landi P., Manetti P., Palladino D.M., Trigila R. (1987) – Stratigraphy of the Latera

Vigna, B., Fiorucci A. & Ghielmi M. (2010). Relations between stratigraphy, groundwater flow and hydrogeochemistry in Poirino Plateau and Roero areas of the Tertiary Piedmont Basin, Italy. *Memorie Descrittive Della Carta Geologica D'Italia*, 90, 267-292.

Vittori, E., Sylos-Labini, S. and Serva, L., 1991. Paleoseismology: review of the state of the art, *Tectonophysics*, 193: 9-32.

Wallace, R.E., "Faulting Related to the 1915 Earthquakes in Pleasant Valley, Nevada and Some Tectonic Implications," *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1274-A:33, 1984.

Wallace, R.E., 1984. Fault scarps formed during the earthquake of October 2, 1915, in Pleasant Valley, Nevada, and some tectonic implication. In: Faulting related to the 1915 earthquakes in Pleasant Valley, Nevada, U.S. Geological Survey Prof. Paper, 1274-A: 1-33.

Wasowski, J., Pierri, V., Pierri, P., & Capolongo, D. (2002). Factors controlling seismic susceptibility of the Sele Valley slopes: the case of the 1980 Irpinia earthquake re-examined. *Surveys in Geophysics*, 23(6), 563-593.

Wells D.L. and Coppersmith K.J. (1994) New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 974-1002

Wesnousky, S.G., 1988. Seismological and Structural Evolution of Strike-Slip Faults. *Nature*, 335: 340-343.

Wesnousky, S. G., 2000. The Role of Neotectonics in the Study of Fault Mechanics and Seismic Hazard. In *Active Fault Research for the Millenium, Proceedings of the Hokudan International Symposium and School on Active Faulting*, 545-552.

Youngs, R. R., Arabasz, W. J., Anderson, R. E., Ramelli, A. R., Ake, J. P., Slemmons, D. B., McCalpin J.P., Doser D.I., Fridrich, C.I., Swan F.H., Rogers A.M., Yount C.J., Anderson L.W., Smith K.D., Bruhn R.L. Knuepfer P.L.K., Smith R.B., dePolo C.M., O'Leary D.W., Coppersmith K.J., Pezzopane S.K., Schwartz D.P., Whitney J.W., Olig S.S. & Toro, G. R. (2003). A methodology for probabilistic fault displacement hazard analysis (PFDHA). *Earthquake Spectra*, 19, 191

Yeats, R., "Active Faults Related to Folding" *Active Tectonics: Studies in Geophysics*, National Academy Press, Washington, D.C., 1986.

Yeats, R.S., Editor, 2012. *The Geology of Earthquakes*, 2nd Edition. Oxford University Press, New York, 534 pp.

Youd, T. L., Idriss, I. M., Andrus, R. D., Arango, I., Castro, G., Christian, J. T., Ishihara, K. (2001). Liquefaction resistance of soils: summary report from the 1996 NCEER and 1998 NCEER/NSF workshops on evaluation of liquefaction resistance of soils. *Journal of geotechnical and geoenvironmental engineering*, 127(10), 817-833.

Ringraziamenti

Vorrei ringraziare innanzitutto il professor Alessandro Michetti, per l'opportunità di partecipare a questo progetto di dottorato, e tutto il gruppo di ricerca in particolare Franz, Francesca, Livio, Fabio, per tutte le avventure vissute in questi anni all'università dell'Insubria.

Grazie alla mia famiglia per avermi sempre sostenuto e incoraggiato, e uno speciale GRAZIE per ogni cosa (la lista è sempre più lunga) alla mia metà Licia (ennesima avventura portata avanti insieme).

Un doveroso ringraziamento va a tutto il gruppo di lavoro Deposito Nazionale di Sogin per avermi inserito nel mondo del lavoro con un'attività veramente particolare ed unica.

Ringrazio poi i tanti, senza elencare i nomi per non dimenticare nessuno, amici di una vita e nuovi amici che mi sono stati vicini e infine tutti coloro che hanno condiviso con me un pezzo di strada.

ALLEGATI

