

**IMPIANTO DI RIGOSO – DIGA DI LAGO BALLANO E LAGO VERDE:
SERVIZI DI PROGETTAZIONE**



**RECUPERO DELLA DIGA DI LAGO BALLANO
PROGETTO DEFINITIVO**




 con la consulenza di 

TITOLO

**RELAZIONE GEOLOGICA E
GEOMORFOLOGICA**

CODICE OPERA

C732

CODICE ELABORATO

R104

REVISIONE	DATA	NOTE
0	29/04/22	Prima emissione

Contratto: n° 1401366462

Oggetto: **IMPIANTO DI RIGOSO - DIGA DI LAGO BALLANO E LAGO VERDE:
SERVIZI DI PROGETTAZIONE**

Data contratto: 05 Giugno 2020

Durata: 36 mesi

Cliente: **Enel Green Power S.p.A.**

Gestore del Contratto Ing. Federica Cella

Gestione Tecnica Ing. Luca Dal Canto

ATI: STUDIO SPERI Società di ingegneria S.r.l. (Mandataria)
Frosio Next S.r.l. (Mandante)
Waterways S.r.l. (Consulente)

ATI PM: Gianluca Gatto

ATI Staff Federico Bisci, Gioele Filippi, Piero Civollani, Fabrizio Cassone,
Simone Di Lorenzo, Alessandro Ferrera, Luciano Serra, Luigi Papetti,
Matteo Rebuschi, Caterina Frosio

Storia del documento

Revisione	Data	Redatto	Verificato	Approvato	Note
0	29/04/22	Piero Civollani	Fabio Oliva	Giorgio Lupoi	Prima emissione

STUDIO SPERI Società di ingegneria S.r.l. e Frosio Next S.r.l. non si assumono alcuna responsabilità per l'utilizzo da parte di terzi di risultati o metodi presentati in questo rapporto.

Le Società sottolineano inoltre che varie sezioni di questo rapporto si basano su dati forniti da o provenienti da fonti di terze parti. **STUDIO SPERI Società di ingegneria S.r.l. e Frosio Next S.r.l.** non si assumono alcuna responsabilità per perdite o danni subiti dal cliente o da terzi a causa di errori o inesattezze in tali dati da terze parti

INDICE

1.	INTRODUZIONE.....	3
2.	CARATTERIZZAZIONE SISMOTETTONICA DELL'AREA	8
2.1	INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE	8
2.2	QUADRO SISMOTETTONICO DELLE REGIONI DELLA GARFAGNANA E LUNIGIANA	26
2.3	SORGENTI SISMOGENETICHE	29
3.	STATO DELLE CONOSCENZE SULLE FAGLIE ATTIVE E CAPACI	38
3.1	INQUADRAMENTO	38
3.2	INFORMAZIONI DAL DATABASE ITHACA-ISPRA	43
4.	CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE DI SITO.....	51
4.1	INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE	51
4.2	CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE DI SITO.....	59
4.3	ASSETTO STRATIGRAFICO NELLA ZONA DI FONDAZIONE E SEZIONI GEOLOGICHE.....	66
5.	CRITICITÀ GEOLOGICHE CENSITE CON RIFERIMENTO ALL'IMPIANTO	71
5.1	PERICOLOSITÀ DA FAGLIAZIONE SUPERFICIALE	71
5.1	PERICOLOSITÀ PER LA STABILITÀ DEI VERSANTI SU CUI RICADONO LE SPALLE.....	73
6.	CONCLUSIONI	75
	BIBLIOGRAFIA	76

1. INTRODUZIONE

Il presente rapporto costituisce parte integrante del progetto definitivo di recupero dello sbarramento di Lago Ballano (PR) e riporta gli esiti degli **studi geologici, geomorfologici e di fagliazione superficiale** necessari alla identificazione e qualificazione delle pericolosità geologiche e sismiche insite nel territorio entro cui ricade l'opera di sbarramento.

Il progetto in esame è finalizzato al recupero parziale dell'invaso della diga di Lago Ballano, attualmente messa sostanzialmente fuori esercizio, con limitazione del livello d'invaso alla 1330,00 m s.l.m., a seguito nota prot. n. 20484 del 09.10.2015, del Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti – Ufficio Tecnico per le Dighe di Milano. L'intervento in progetto prevede la parziale demolizione e l'abbassamento della diga, riducendo in questo modo le sollecitazioni sul corpo diga e l'estensione degli interventi di manutenzione; inoltre verrà realizzato il nuovo scarico di superficie, l'impermeabilizzazione e il consolidamento del paramento di monte. Per effetto della riduzione di altezza e di volume invasato si ha il declassamento della diga di lago Ballano a diga di competenza regionale.

L'impianto di ritenuta è situato in corrispondenza del Rio della Barca, nel Comune di Monchio delle Corti (PR). Il serbatoio ha lo scopo di regolare le portate del Torrente Rio della Barca per la produzione di energia elettrica della centrale di Rigoso.

Lo sbarramento, costruito nel 1907-1908, attualmente è costituito da una diga a gravità con un'altezza di 20.00 m e volume di invaso di 1.27 Mm³. Tali caratteristiche inquadrano la diga nella come "*diga di competenza del Servizio Nazionale Dighe*", ai sensi della normativa tecnica nazionale (MinLLPP95), e come "*grande diga*", conseguentemente l'opera ricade nella categoria delle "*dighe di importanza strategica*" (NTD14, Par. C.7.7.2). Lo sbarramento è attualmente sostanzialmente fuori servizio, a causa della limitazione del livello d'invaso imposta con nota prot. n. 20484 del 09/10/2015, del Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti – Ufficio Tecnico per le Dighe di Milano. L'intervento oggetto del presente progetto definitivo prevede il parziale recupero della capacità d'invaso dello sbarramento, tramite demolizione di parte della diga esistente e interventi di ristrutturazione della restante parte di opera. In seguito agli interventi previsti dal presente progetto definitivo, la diga risulterà avere un'altezza pari a 9.70 m e un volume d'invasi pari a 0.60 Mm³. Tali caratteristiche comporteranno il declassamento dell'opera a "*diga di competenza regionale*" (MinLLPP95) e a "*diga di dimensioni contenute*", conseguentemente lo sbarramento ricadrà nella categoria delle "*dighe di importanza normale*" (NTD14, Par. C.7.7.2).

Le coordinate geografiche della linea mediana del coronamento della Diga di Ballano in corrispondenza del punto centrale sono:

- LATITUDINE, **44.36950°**
- LONGITUDINE, **10.10204°**

Di seguito si riporta la vista aerea dell'opera di sbarramento unitamente ad alcune fotografie del corpo diga.



Figura 1.1 Vista aerea dell'opera di sbarramento



Figura 1.2. Foto del corpo diga: lato monte



Figura 1.3. Foto del corpo diga: lato valle

Lo studio geologico del sito ha avuto un'impronta prettamente bibliografica e ha tenuto conto di parametri quali la *morfologia* e *geomorfologia* delle aree di imposta dell'opera di sbarramento e delle sponde ad esso prospicienti, i tipi *litologici* caratterizzanti tali aree, l'assetto *tettonico* di sito declinato poi nelle sue diverse componenti e, per gli aspetti puramente sismici, *strutture* e *sorgenti sismogenetiche*, *sismicità storica* e *fagliazione superficiale*.

L'iter metodologico ha previsto diversi step, illustrati nei vari capitoli della relazione, che si rifanno ad una revisione critica della letteratura scientifica esistente e dei documenti tecnici già disponibili relativi all'impianto.

Sismotettonica e fagliazione superficiale

Riguardo al ruolo della fagliazione superficiale, tenuto conto delle note e considerazioni espresse nelle "Linee-guida per la redazione e le istruttorie degli studi sismotettonici relativi alle grandi dighe" (Circ. Min. Infrastrutture e Trasporti 27/09/2017, n. 21530) lo studio è stato basato, in questa fase, su una analisi critica attenta e dettagliata della letteratura geologica *l.s.* (lavori scientifici, carte geologiche, carte strutturali, carte neotettoniche) inerente ciascuna area di interesse.

L'attenzione è stata focalizzata in primo luogo alla definizione del quadro geologico-strutturale locale, ovvero dell'area includente il sito di interesse, con particolare riguardo alle caratteristiche delle strutture tettoniche. È stata, quindi, esaminata la distribuzione spazio-temporale della sismicità nell'area di interesse e, quindi, il quadro sismotettonico locale, utilizzando le informazioni disponibili in lavori scientifici e nelle banche dati INGV (CPTI15-DBMI15, CFTI5Med, Successivamente si è proceduto a definire lo stato delle conoscenze riguardanti le faglie attive e/o capaci. Questa parte dello studio ha visto, in un primo stadio, la definizione dello scenario della deformazione attiva dell'area in cui è inserito il sito di interesse (a scala variabile). In particolare, si è mirato ad ottenere informazioni sulle caratteristiche (in termini di giacitura, cinematica e tassi) delle faglie "attive" nell'area, anche con l'obiettivo di "pesare" il grado di dettaglio/attendibilità degli studi esistenti su ciascuna area. Quindi, si sono raccolte informazioni relative alla fagliazione superficiale di sito, includendo quelle riportate nel database ITHACA dell'ISPRA. Si sottolinea che il termine "faglia attiva" è stato mantenuto seguendo l'accezione dei diversi autori e che, in generale, il termine "attiva" viene riferito a faglie che hanno prodotto rigetti in un intervallo di tempo "recente" che, molto spesso, non è ben definito dai diversi autori dei lavori scientifici consultati.

Inquadramento geologico generale dell'area in cui ricade l'invaso

L'assetto geologico dell'area di studio ha tenuto conto della recente cartografia geologica ufficiale a scala nazionale e regionale e della cartografia prodotta con articoli/pubblicazioni scientifici.

Stabilità delle sponde dell'invaso

In questa parte della relazione vengono riassunti i dati disponibili sulla stabilità dell'invaso e dello sbarramento, con particolare riferimento a dati ufficiali su scala nazionale prodotti con il Progetto IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi d'Italia) curato dall'ISPRA e dei PAI (Piano Assetto Idrogeologico) delle Autorità di Bacino competenti. Anche in questo caso, è da segnalare che le informazioni ottenute dalle due fonti di dati non sempre sono corrispondenti tra loro, anche perché i progetti sono stati redatti in momenti differenti e comunque non meno di 15 anni fa; sia il progetto IFFI che i PAI, per ovvie ragioni di scala, non sempre identificano esattamente la "tipologia" di frana né la profondità della superficie di scorrimento, nell'IFFI non viene riportato il grado di attività del dissesto. Sulla base di tale quadro conoscitivo e dei rilievi eseguiti sono stati qualificate le propensioni al dissesto sempre riferite ad eventi che possano determinare impatto sulla funzionalità dell'opera di sbarramento.

Considerazioni conclusive

Nella sezione conclusiva del rapporto vengono quindi riportati gli esiti di tali valutazioni articolati sui vari piani di interesse specifico:

- pericolosità sismica connessa alla presenza nell'intorno ristretto dell'opera di sbarramento di strutture tettoniche sismogenetiche censite dai data base e note dalla letteratura con massima magnitudo generabile $M_w > 4$; tale presenza, qualora ravvisata, potrà configurare per il sito una "near fault condition" per la quale, in ambito di verifica sismica, potrebbe essere necessaria la valutazione di scenari idonei alla protezione epicentrale dell'opera
- pericolosità geologica di fagliazione superficiale – attiva e capace - che comporti una possibile deformazione diretta in fondazione del corpo diga (spalle o fondo)
- suscettibilità a franare delle sponde o di altri eventi di natura geologica (liquefazione, carsismo) che possano apportare compromissioni funzionali alla struttura di sbarramento o anche solo agli organi di manovra non recuperabili con interventi manutentivi.

2. CARATTERIZZAZIONE SISMOTETTONICA DELL'AREA

2.1 Inquadramento geologico strutturale

Dal punto di vista geologico, il sito di Lago Ballano è ubicato nel settore nord-occidentale dell'Appennino Settentrionale ed, in particolare, a nord-est della Lunigiana, nel versante nordorientale della dorsale appenninica, in posizione molto prossima dello spartiacque regionale (Figura 2.1; Figura 2.2).

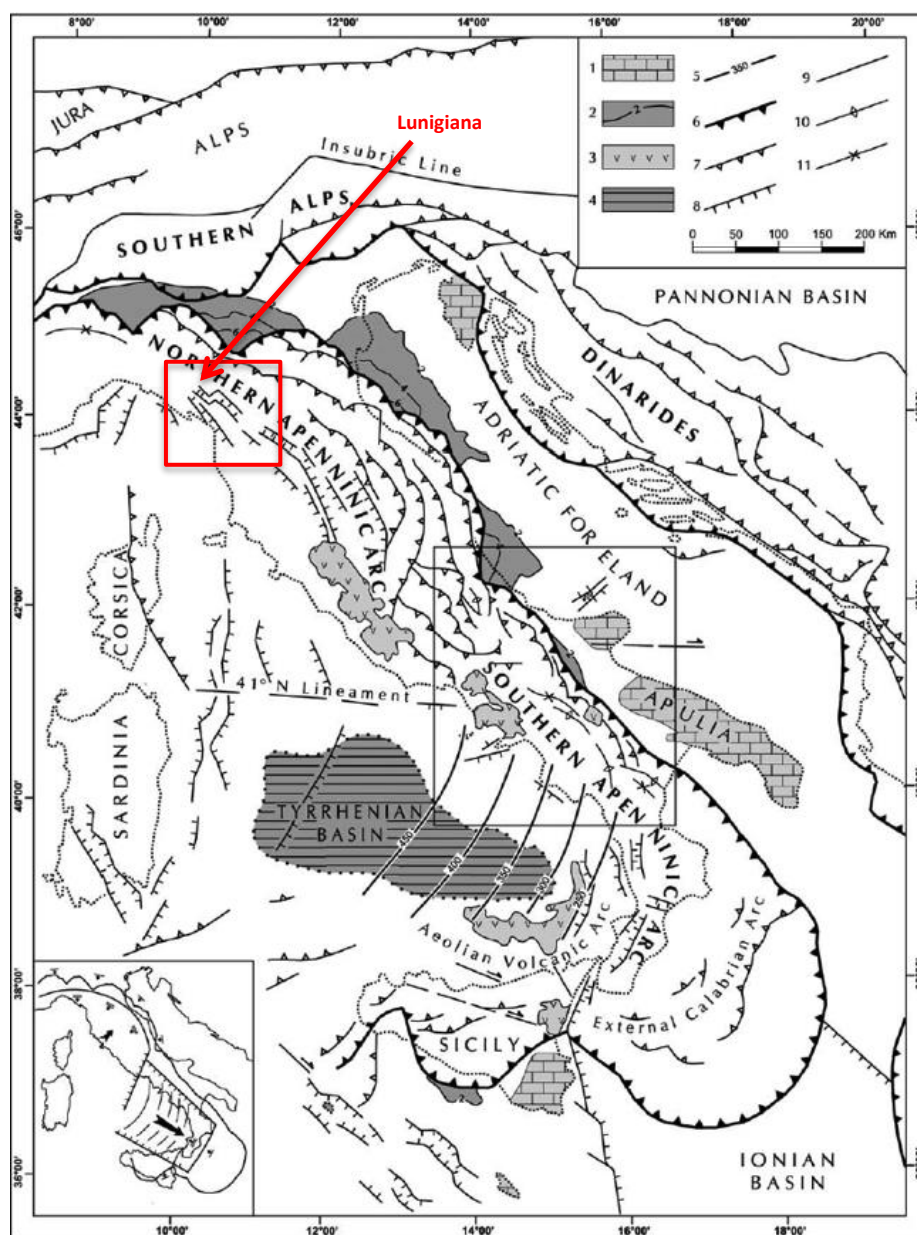


Figura 2.1 Assetto geologico-strutturale del settore nord-occidentale dell'Appennino Settentrionale, che include l'area di interesse (nel riquadro rosso). Da Patacca e Scandone (2001)

L'Appennino Settentrionale è parte di una catena a thrust e pieghe, originatasi durante il Terziario per l'accavallamento di unità riferibili al dominio interno ligure (unità Liguride e sub-liguride), di origine oceanica, sui domini esterni toscani (Falda Toscana) ed umbro-marchigiani (Carmignani e Kligfield, 1990; Carmignani et al., 2006; Figura 2.3).

Le prime fasi di strutturazione della catena, in regime collisionale, sono state seguite da una seconda fase di tipo distensivo iniziata nel tardo Miocene, che ha determinato l'esumazione e il sollevamento, a partire da circa 4-5 Ma, delle unità strutturali più profonde (Carmignani e Kligfield, 1990; Carmignani et al., 1994, 2001; Argnani et al., 2003; Balestrieri et al., 2003; Figura 2.4). Ciò ha causato lo sviluppo di una finestra tettonica che ha esposto un complesso metamorfico in corrispondenza delle Alpi Apuane (Carmignani e Kligfield, 1990; Carmignani et al., 2001, 2006; Figura 2.5). I processi estensionali si sono intensificati nel corso del Plio-Quaternario in connessione con il sollevamento, accompagnato da denudazione, della catena (Bartolini et al., 1982; Argnani et al., 2003; Balestrieri et al., 2003).

Nel settore ad ovest dell'attuale spartiacque appenninico, i processi estensionali hanno causato la creazione di bacini intramontani (Martini e Saggi, 1993; Argnani et al., 2003), la cui iniziale formazione è messa in relazione all'attività di faglie estensionali a basso angolo immergenti verso NE e verso SW (Carmignani e Kligfield, 1990; Barchi et al., 1998; Argnani et al., 2003; Figura 2.4; Figura 2.5). Tra i bacini estensionali, quelli situati più ad ovest si sono individuati fino dal tardo Miocene e sono caratterizzati da un riempimento continentale che evolve verso facies marine (Miocene finale-Pliocene), mentre i bacini più orientali (includenti quelli della Lunigiana) si sono formati nel Plio-Quaternario e sono stati sede di sedimentazione di successioni continentali fluviali e lacustri (Bernini e Papani, 2002; Martini e Saggi, 1993). I depositi marino-continentali pliocenici ospitati nei graben sono stati, quindi, incisi dalla rete idrografica, che si è approfondita in risposta al sollevamento quaternario dell'orogene (Bartolini et al., 1982).

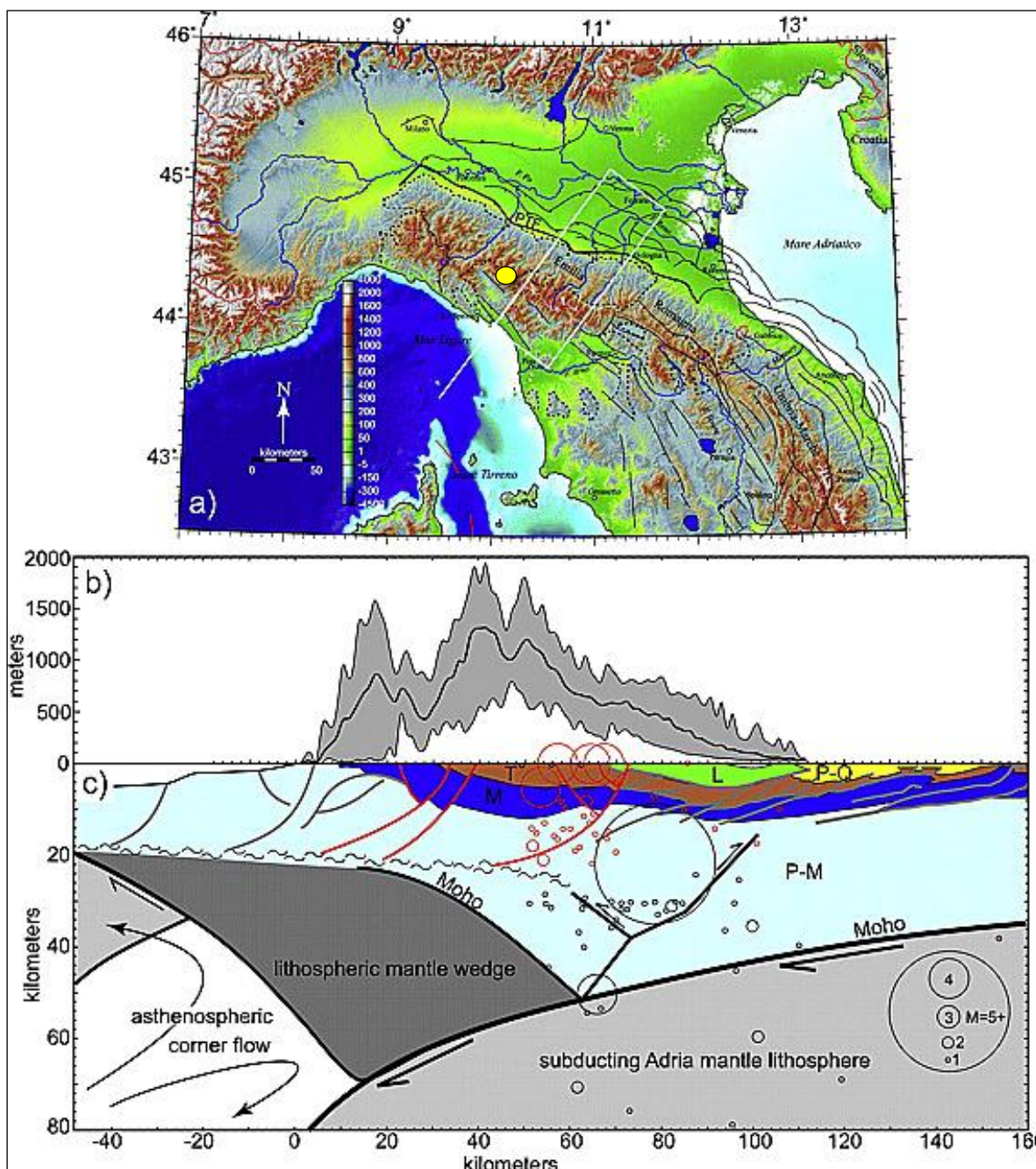
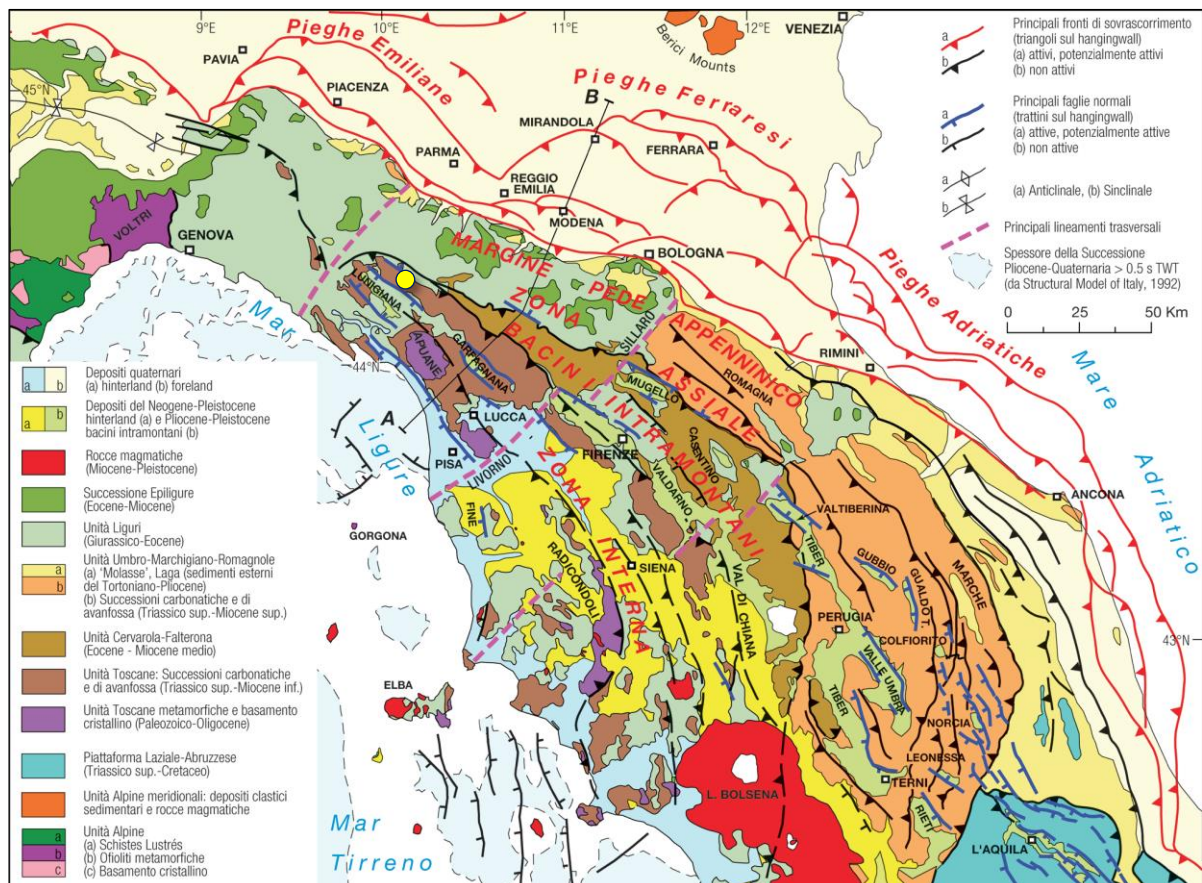


Figura 2.2 (a) Rilievo ombreggiato dell'Appennino Centro-Settentrionale, con indicazione dei principali thrust (linee con triangoli) e faglie normali (con trattini). PTF, fronte pedeappenninico (da Boccaletti *et al.*, 2004). Le linee spesse tratteggiate indicano le aree di affioramento delle unità Liguride e sub-Liguride. (b) Swath profile attraverso l'Appennino Settentrionale che sintetizza la topografia della fascia nel rettangolo bianco. (c) Sezione geologica schematica della crosta e del mantello superiore (da RETREAT working group) lungo la traccia corrispondente alla linea bianca in (a) ed epicentri dei terremoti (da Boccaletti *et al.*, 2004). P-Q, depositi Plio-Quaternari; L, falda Liguride; T, torbiditi silicoclastiche terziarie di avanfossa imbricate; M, calcari mesozoici; P-M, crosta tetideica paleozoico-mesozoica deformata, indifferenziata. Da Picotti e Pazzaglia (2008).
 Il simbolo giallo indica l'ubicazione dello sbarramento

Secondo più Autori (ad es., Carmignani e Kligfield, 1990; Argnani et al., 2003), la struttura alla scala crostale dei bacini localizzati ai margini dell'alto delle Alpi Apuane è caratterizzata da faglie normali ad alto angolo immergenti rispettivamente verso SW e verso NE che si radicano su faglie normali a basso angolo, delle quali costituiscono splay sintetici e antitetici (Figura 2.4; Figura 2.5). In particolare, i graben della Val di Vara e quello della Lunigiana - Val di Magra fanno parte di un'unica struttura distensiva, formata da due graben asimmetrici separati da un horst centrale, che si forma al di sopra di un alto di basamento raggiunto a circa 3'000 m di profondità nel Pozzo Pontremoli (ad es. Bernini e Papani, 2002; Argnani et al., 2003; Figura 2.4). Le faglie ad alto angolo che bordano i due graben sarebbero radicate ad un detachment principale immergente verso NE (ad es., Bernini e Papani, 2002; Argnani et al., 2003; Molli et al., 2018), come mostrano le sezioni geologiche in Figura 2.4 e Figura 2.5.

Interpretazioni alternative proposte in studi più recenti riguardanti il graben della Lunigiana (Molli et al., 2018) e il graben della Garfagnana (Puccinelli et al., 2016), vedono le faglie ad alto angolo troncare (e quindi postdatare) le faglie a basso angolo. Nel caso delle strutture che identificano il graben della Lunigiana, l'attivazione delle faglie ad alto angolo sarebbe più recente di 5 Ma (Molli et al., 2018; Figura 2.5).



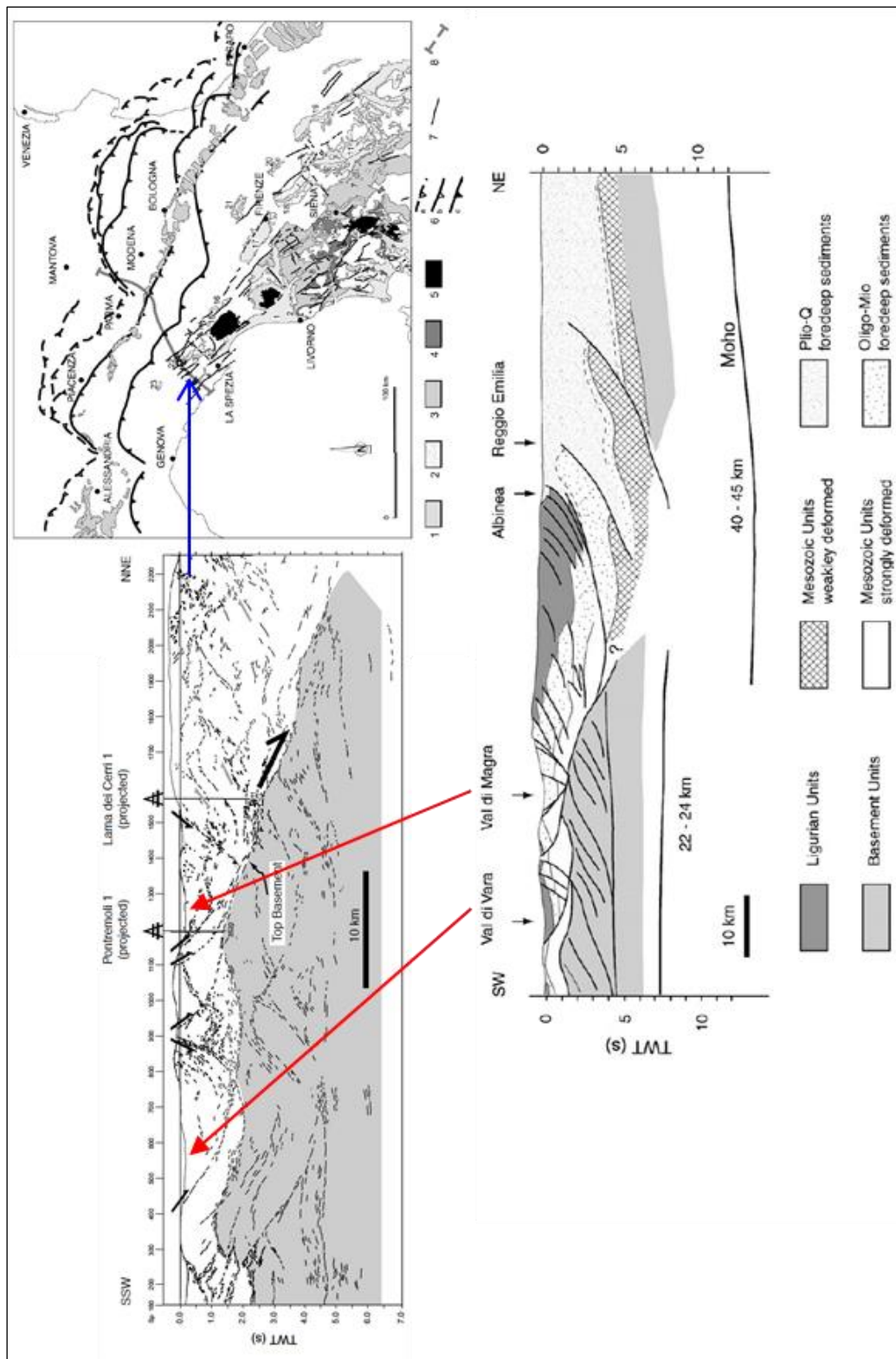


Figura 2.4 Line drawing e sezione geologica trasversale all'Appennino Settentrionale nel tratto tosco-emiliano (ubicazione nello schema geologico), mostranti le strutture estensionali attivatesi durante il Miocene, che hanno portato alla formazione dei graben della Val di Vara e della Val di Magra. Si noti l'immersione verso NE del top del basamento. Immagini tratte da *Argnani et al. (2003)*

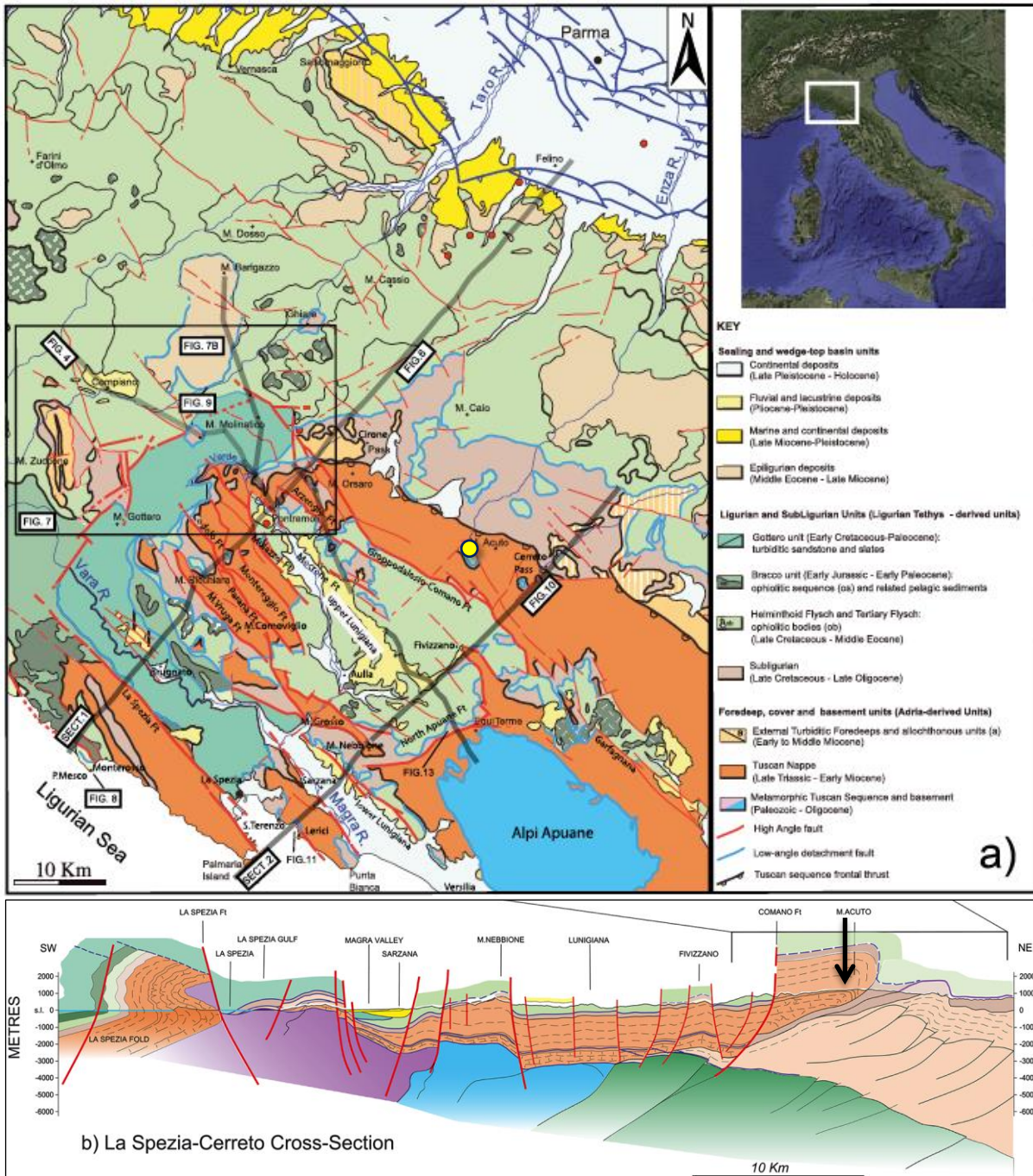


Figura 2.5 a: schema geologico del settore settentrionale toscano dell'Appennino Settentrionale con ubicazione della regione della Garfagnana; sono evidenziate le principali strutture da thrust ed estensionali. **b:** sezione geologica trasversale all'Appennino toscano a sud del graben della Lunigiana (ubicazione in "a": traccia in basso). Si noti che le faglie ad alto angolo tagliano e postdatano le faglie a basso angolo. La freccia nera indica la proiezione del sito di Lago Ballano. Da *Molli et al. (2018)*

Il graben della Lunigiana è separato verso sud da quello della Garfagnana da una struttura la cui orientazione è oggetto di discussione (circa E-W o NE-SW, secondo i diversi Autori) interpretata da alcuni Autori (ad es., *Argnani et al., 2003; Molli et al., 2018; Figura 2.5*) come

una faglia che accomoda, con cinematica prevalentemente normale, il ribassamento della Lunigiana rispetto all'alto delle Alpi Apuane; tale struttura è interpretata da altri Autori (Brozzetti et al., 2007; Di Naccio et al., 2013; Eva et al., 2014), come faglia di trasferimento con cinematica normale con componente strike-slip destra.

La diga e l'invaso dell'impianto di Lago Ballano sono ubicati nella dorsale di Monte Orsaro-Monte Acuto che, come alto morfostrutturale, borda verso NE il graben della Lunigiana (Figura 2.5). La dorsale è costituita, nella parte assiale, dalla successione riferita in letteratura all'unità tettonica della Falda Toscana (ad es. Carmignani e Kligfield, 1990; Bernini e Papani, 2002; Carmignani et al., 2006; Bonini e Pertusati, 2011; ISPRA, 2009; Molli et al., 2018; Figura 2.5; Figura 2.6; Figura 2.7), rappresentata dai terreni della Formazione del Macigno (ISPRA, 2009). La Falda Toscana è stata sovrascorsa, nell'ordine, da unità riferite all'Unità Subliguride ed all'Unità Liguride. Queste ultime affiorano in klippen e preservate entro piccoli graben lungo la culminazione della dorsale Monte Orsaro - Monte Acuto e, ribassate da faglie, lungo il fianco SW della stessa, dove sono rappresentate dall'unità tettonica Ottone (riferita all'Unità Liguride), localmente ricoperta da lembi dell'Unità Canetolo (riferita alle Subliguridi) (ISPRA, 2009; Figura 2.6; Figura 2.7; Figura 2.8) e dove costituiscono il substrato dei sedimenti continentali plio-quadernari, depositi nel bacino della Lunigiana/Val di Magra.

Le unità di provenienza interna (Unità Canetolo e Unità Caio, riferita alle Liguridi) affiorano anche estesamente lungo il fianco NE della dorsale di Monte Orsaro - Monte Acuto e Bonini (2013) segnala che, in corrispondenza del Monte Sillara, tale fianco è disseccato da una faglia normale con immersione verso NE ubicata in posizione prossima alla cresta della dorsale, a pochi chilometri dal sito della diga di Lago Ballano (Figura 2.9).

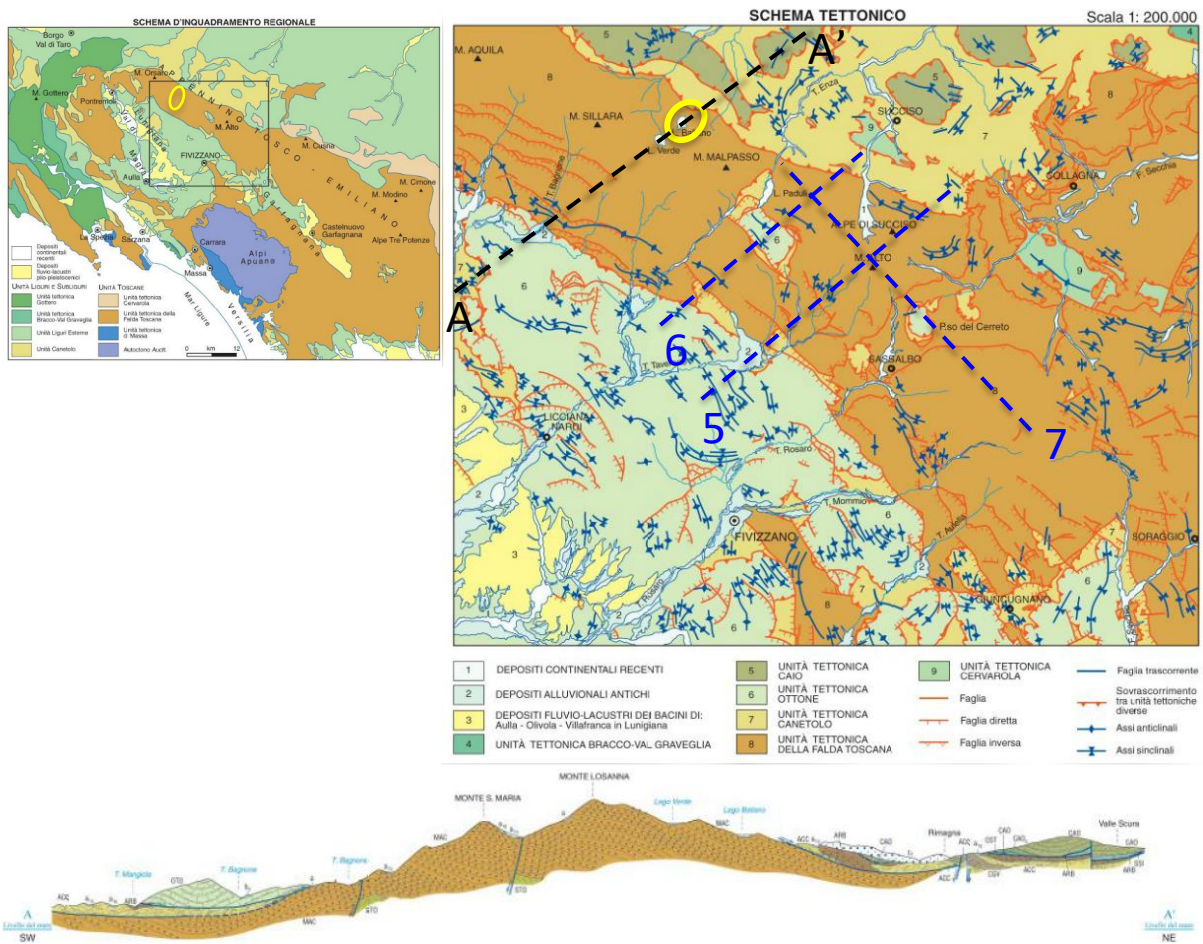


Figura 2.6 In alto: schema tettonico dell'area coperta dal Foglio 234 – Fivizzano della Carta Geologica d'Italia (ubicazione nella carta del riquadro in alto a sinistra) e sezione geologica (ubicazione nello schema tettonico). L'ubicazione della diga di Lago Ballano è indicata dal simbolo giallo. Le tracce in colore blu si riferiscono alle sezioni geologiche riportate in Figura 2.8. Immagini estratte dal Foglio 234 – Fivizzano della Carta Geologica d'Italia (ISPRA, 2009)

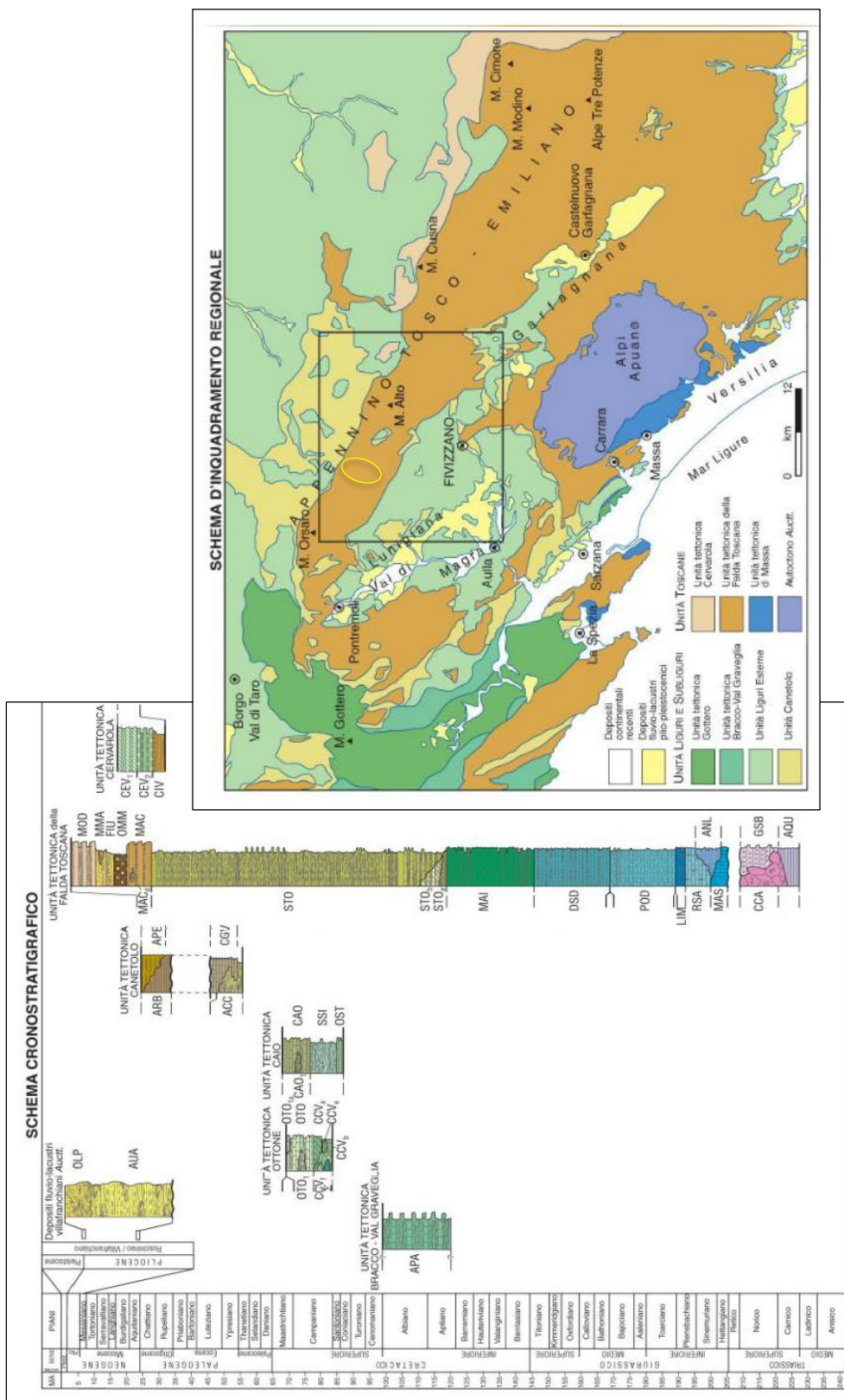


Figura 2.7 Schema cronostratigrafico e distribuzione spaziale delle unità tettono-sedimentarie affioranti nel Foglio 234 – Fivizzano della Carta Geologica d'Italia (ISPRA, 2009). Il simbolo giallo indica il sito dello sbarramento di Lago Ballano

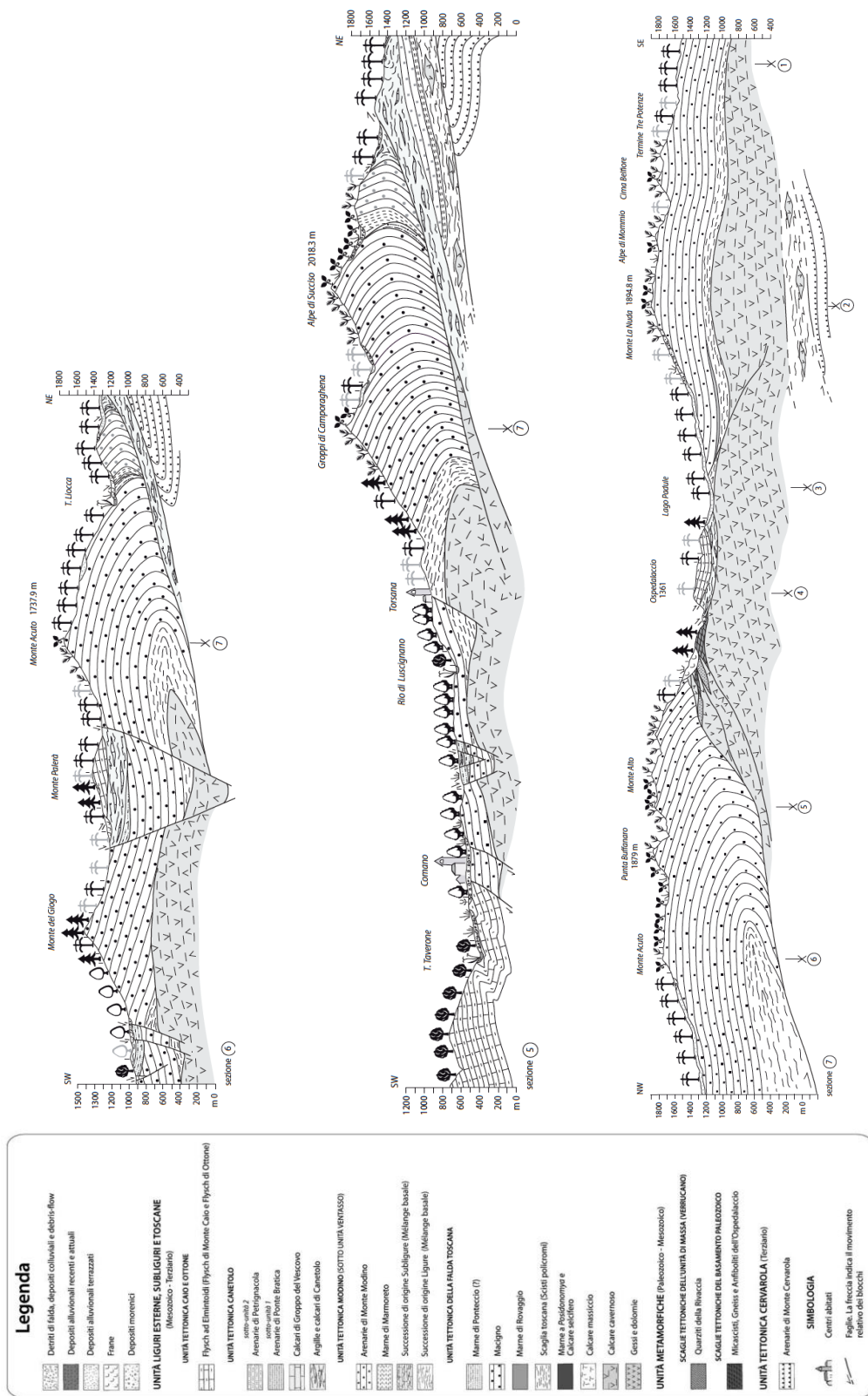


Figura 2.8 Sezioni geologiche trasversali e longitudinali alla dorsale di Monte Orsaro - Monte Acuto (ubicazione in Figura 2.6). Il sito di Lago Ballano è ubicato a NW della sezione n. 7. Da Bonini e Pertusati (2011), modificata

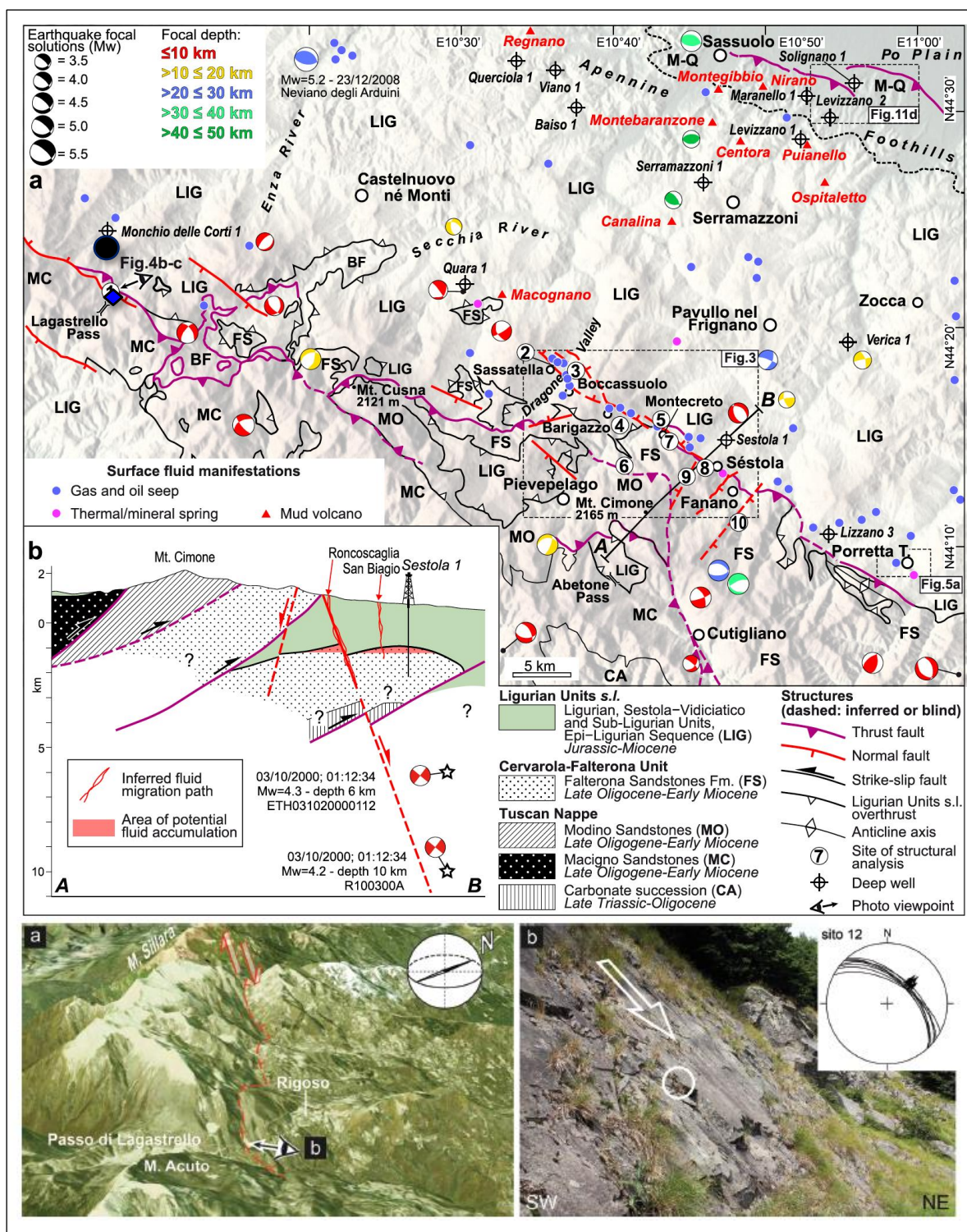


Figura 2.9 In alto: Schema tettonico del versante nordorientale della dorsale di Monte Orsaro - Monte Acuto, con indicazione dell'ubicazione del sito di Lago Ballano, lungo la cresta della dorsale (simbolo nero). In basso: a) Vista obliqua della faglia normale immergente verso NE che disloca il fianco nordorientale della dorsale appenninica principale (Monte Sillara); b) dettaglio del piano di faglia con dati strutturali, la freccia indica il movimento del blocco mancante. Da Martelli et al. (2017), modificato da Bonini (2013). Nell'immagine "a" il sito di Lago Ballano è ubicato nelle immediate vicinanze di Rigoso

Raggi (1985) interpreta i bacini della Toscana settentrionale (bacini delle valli del Vara e del Magra) come depressioni caratterizzate da asimmetria morfologica, con i versanti sudoccidentali (che sarebbero impostati lungo le faglie master) più ripidi di quelli nordorientali (impostati lungo faglie antitetiche, di minor rigetto), lungo i quali sono preservati estesi lembi di depositi terrazzati (Figura 2.10).

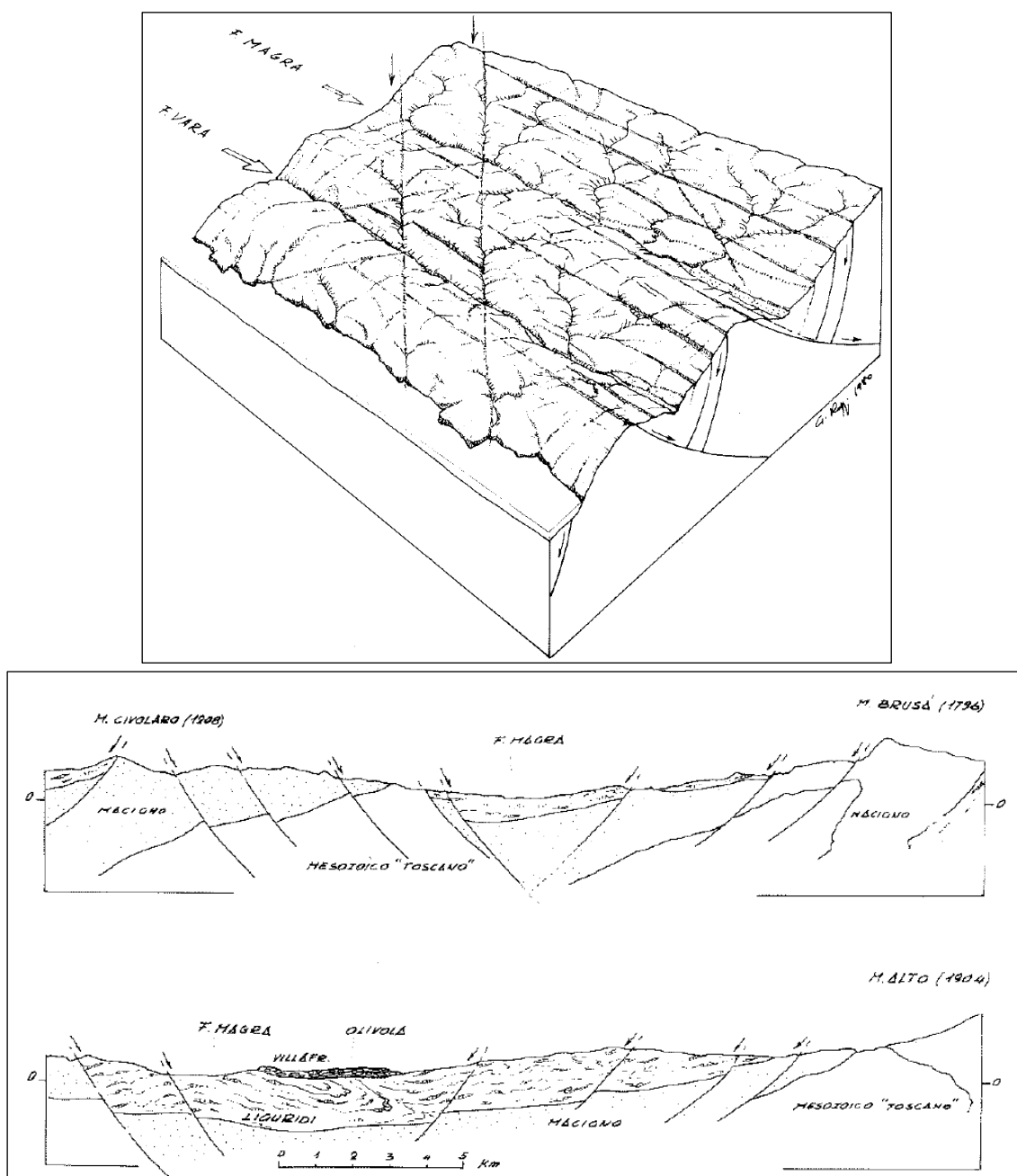


Figura 2.10 Assetto morfostrutturale dei bacini estensionali che ospitano le valli del Vara e del Magra e sezioni attraverso la Val di Magra. Da Raggi (1985)

Raggi (1985) attribuisce un ruolo importante, nell'evoluzione di tali bacini, a lineamenti trasversali riconosciuti da foto aeree o da rilevamenti, che avrebbero funzionato da trascorrenti sinistre, inizialmente accompagnando i sovrascorimenti, e, in seguito avrebbero contribuito a determinare movimenti verticali differenziali tra blocchi e, pertanto, a controllare la distribuzione dei depocentri del Plio-Pleistocene inferiore (Figura 2.11).

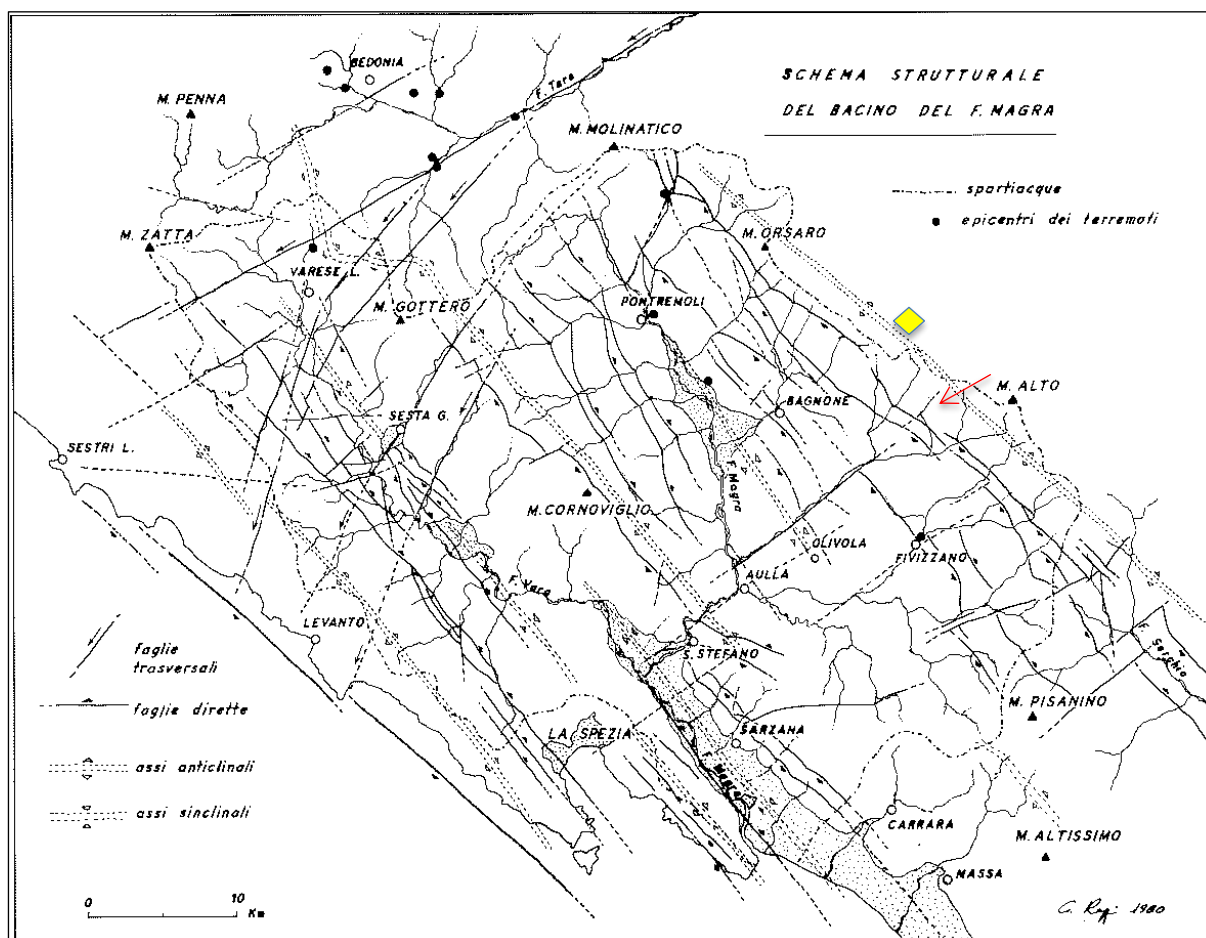


Figura 2.11 Schema strutturale dei bacini estensionali che ospitano le valli del Vara e del Magra e sezioni attraverso la Val di Magra. Da Raggi (1985). Il sito di Lago Ballano è situato a NW della cima di Monte Alto ed a SE di Monte Orsaro, in prossimità dello spartiacque, in corrispondenza del simbolo giallo. La freccia rossa indica una delle faglie "trasversali", cartografata lungo il fondo valle di una delle valli rettilinee drenanti verso il Fiume Magra

Le faglie trasversali, come le faglie ad orientazione "appenninica", sarebbero state attive fino a tempi definiti "recenti" non meglio precisati, presumibilmente nel Pleistocene medio, dal momento che negli schemi evolutivi in Raggi (1985) non sono cartografate faglie durante il Pleistocene superiore (Figura 2.12).

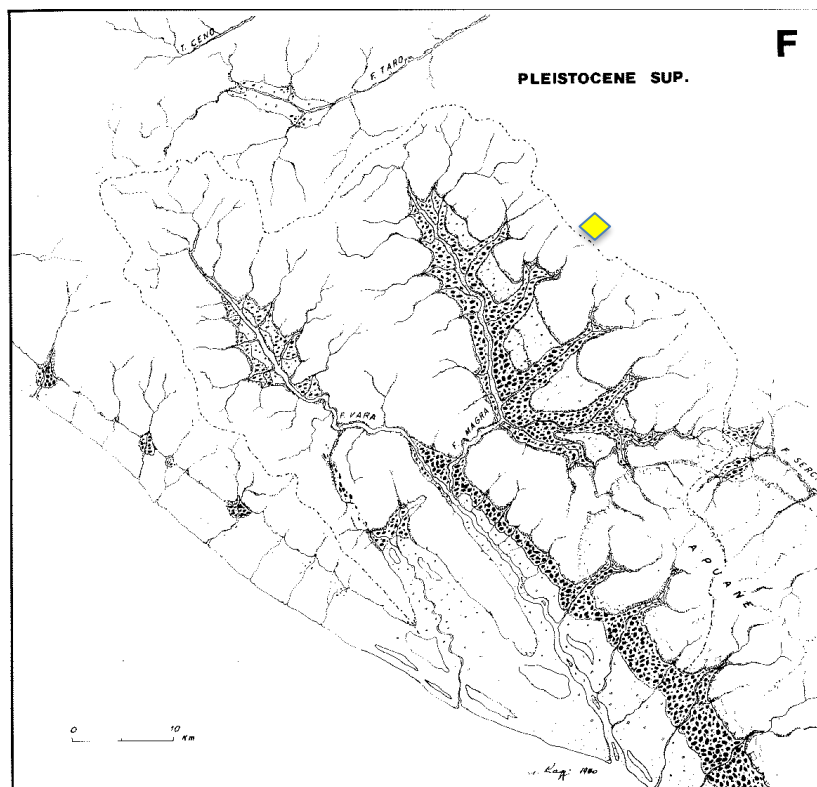
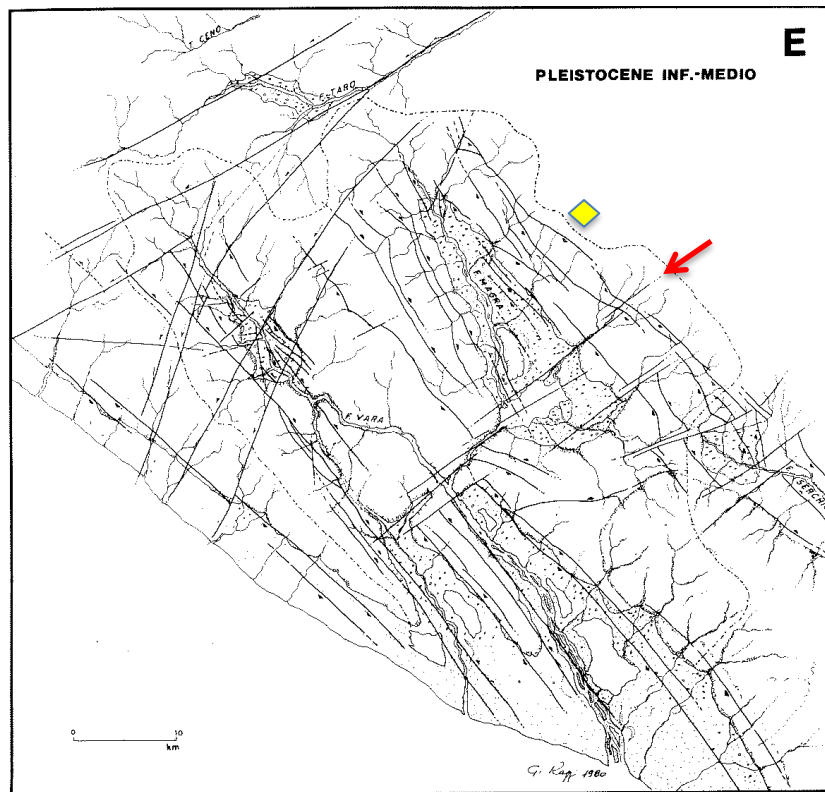


Figura 2.12 Schemi evolutivi dei graben della Val di Vara e Val di Magra durante il Pleistocene inferiore e medio e il Pleistocene superiore. Da Raggi (1985). Il simbolo giallo e la freccia rossa hanno la stessa valenza di Figura 2.11

Nell'interpretazione di *Bernini e Papani (2002)*, la tettonica estensionale che, a partire dal Pliocene inferiore, ha interessato la Lunigiana nord-occidentale ha generato un graben marcatamente asimmetrico caratterizzato da faglie ad alto angolo immergenti a SW e da faglie meno inclinate immergenti a NE; i sistemi di faglie con rigetti maggiori sono in posizione più esterna sul lato orientale (Sistema di Groppodalosio) e, sul lato occidentale, in posizione più interna (Sistema di Mulazzo; Figura 2.13; Figura 2.14). L'evoluzione del graben ha causato la formazione, nella zona assiale, di due distinti bacini fluvio-lacustri, denominati rispettivamente bacino di Aulla-Olivola, a sud-est, e di Pontremoli, a nord-ovest. La distribuzione spazio-temporale dei depocentri continentali è stata controllata dallo sviluppo della tettonica estensionale verso NW: l'inizio della sedimentazione dei depositi continentali fluvio-lacustri è diacrona e ricade nel Pliocene inferiore nel bacino di Aulla-Olivola e nel Pleistocene inferiore (Villafranchiano medio-superiore) in quello di Pontremoli (*Bernini e Papani, 2002; ISPRA, 2009; Figura 2.15*). Secondo *Bernini e Papani (2002)*, l'estensione che ha interessato la Lunigiana è iniziata nel Pliocene inferiore ed è stata scandita da interruzioni caratterizzate da incrementi del sollevamento, registrati da discordanze di carattere regionale nelle successioni fluvio-lacustri. I rallentamenti/interruzioni dell'estensione si collocano alla fine del Pliocene superiore e nel Pleistocene medio, quando si registra anche una diffusa deformazione compressiva registrata a scala mesostrutturale. La ripresa della distensione nel Pleistocene inferiore e medio, che segue fasi di accentuato uplift, sarebbe stata guidata da sollevamento del basamento, che avrebbe causato assottigliamento della copertura sul versante firrenico e sua conseguente traslazione verso la Pianura Padana.

In sintesi, nel modello di *Bernini e Papani (2002)*, la depressione della Lunigiana è un graben asimmetrico, bordato da faglie normali a geometria listrica di cui le faglie del sistema di Groppodalosio (Figura 2.13; Figura 2.14) costituiscono le master fault che hanno determinato, nel blocco di tetto, il tilting di 15°-20° verso NE dei depositi fluvio-lacustri plio-quadernari. In particolare, il sistema di faglie di Groppodalosio è ritenuto il sistema più importante del versante di NE del graben: si sviluppa per circa 30 km a ridosso del crinale appenninico costituendo il limite orientale dell'area interessata dalla distensione e si è impostato in corrispondenza della zona di cerniera di una blanda anticlinale che si estende per circa 15 km parallelamente al fronte della Falda Toscana, sul retro di esso. I rigetti verticali sono variabili e diminuiscono da SE verso NW, con rigetti massimi (circa 2'000 m) nella zona di Compione; la riduzione del rigetto è concentrata nella zona di Monte Bosta, dove attraverso una relay ramp parte del rigetto è trasferita sul sistema Arzengio (Figura 2.13; Figura 2.14).

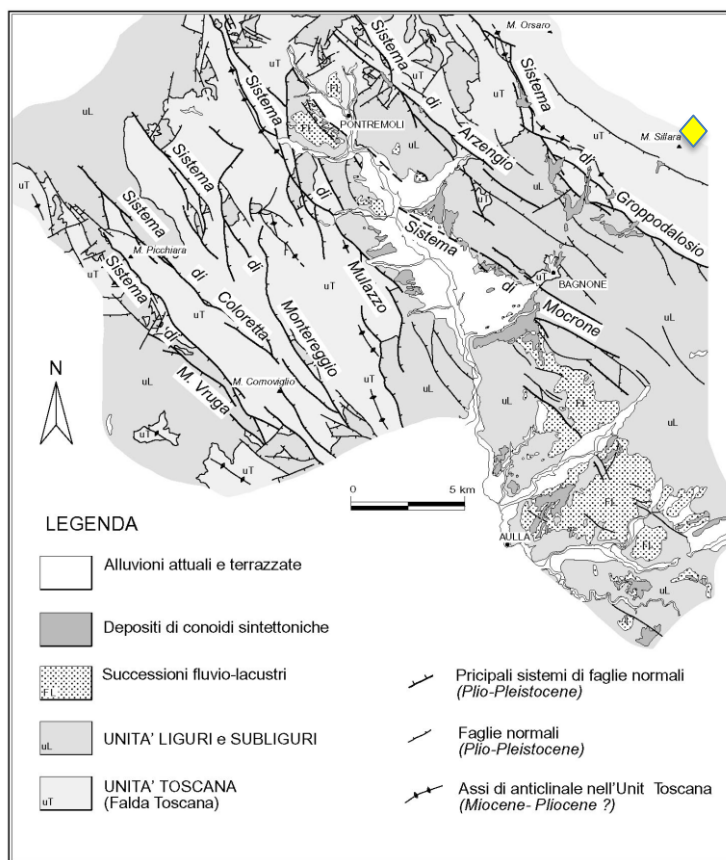


Figura 2.13 Schema strutturale dell'area nordoccidentale della Lunigiana con indicazione dei principali sistemi di faglie quaternarie. Da Bernini e Papani (2002). Il simbolo giallo indica l'ubicazione approssimata del sito di Lago Ballano

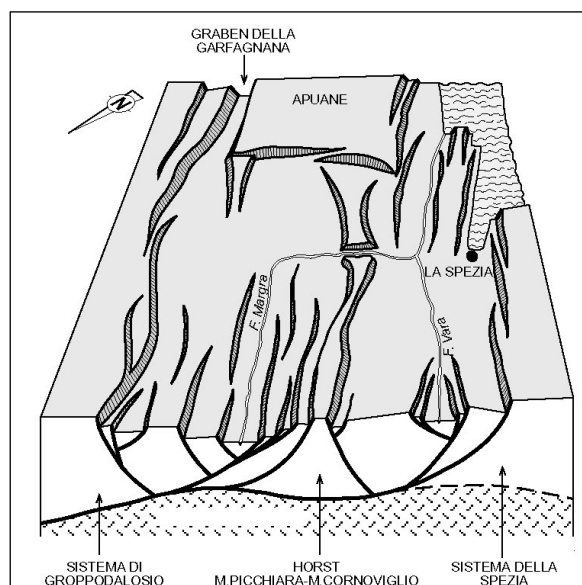


Figura 2.14 Block-diagram schematico, illustrante la struttura estensionale "Magra-Vara" costituita da due graben asimmetrici (la vista è da NW); sulla sinistra il sistema di faglie di Groppodalosio. Da Bernini e Papani (2002)

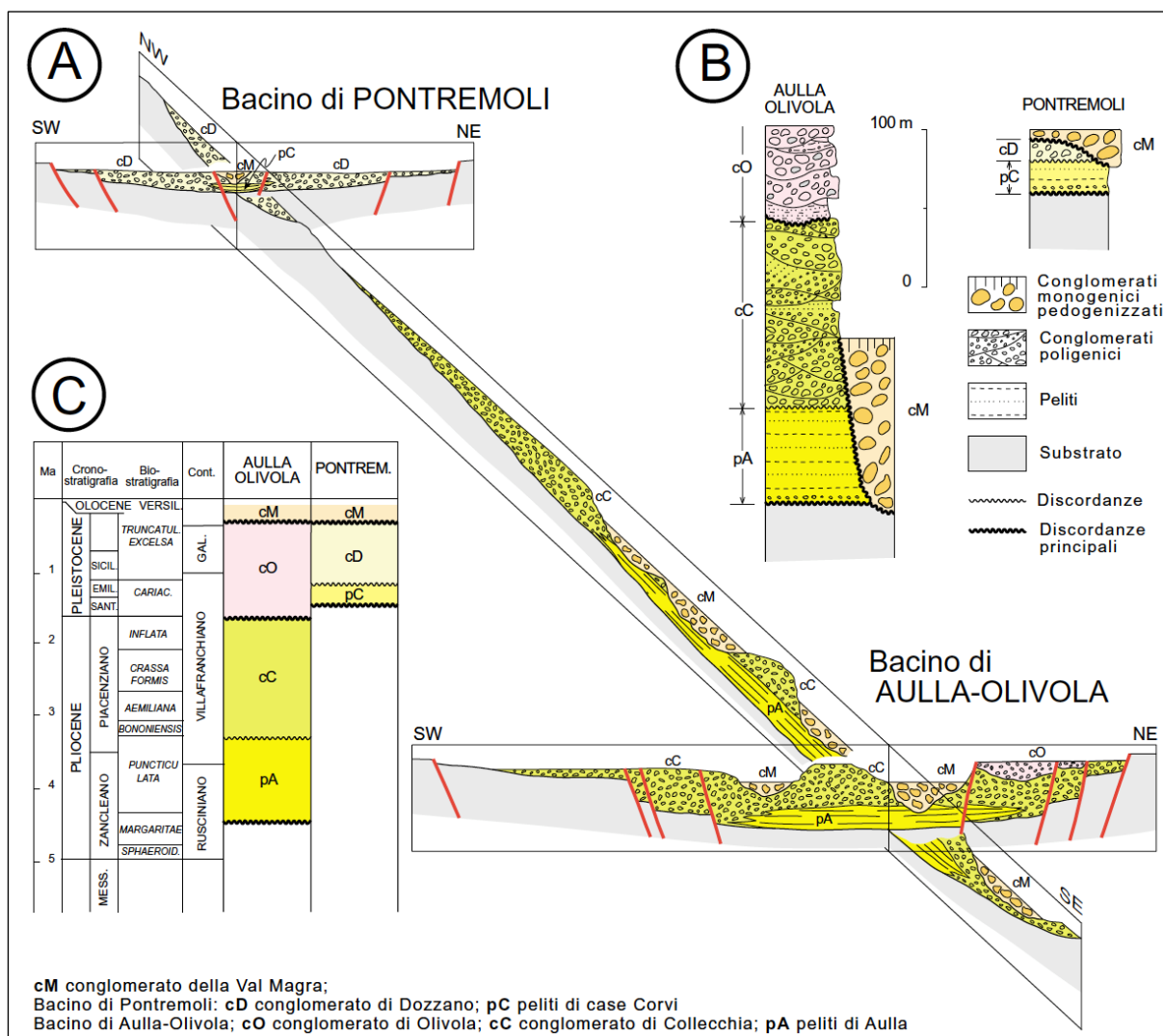


Figura 2.15 Schema stratigrafico delle successioni fluvio-lacustri dei bacini di Aulla-Olivola e di Pontremoli. A) Sezioni schematiche illustranti i rapporti latero-verticali fra le varie unità continentali dei due bacini; B) Successioni stratigrafiche schematiche dei due bacini; C) Schema di correlazione cronostatigrafica delle due successioni di Aulla-Olivola e di Pontremoli. Da Bernini e Papani (2002)

Bernini e Papani (2002) evidenziano che l'attività delle faglie bordiere del fianco nord-orientale della Lunigiana è proseguita durante la parte alta del Pleistocene. In particolare, il sistema di faglie NE-immergenti di Mocrone sarebbe stato attivo durante la deposizione del conglomerato della Val Magra (Figura 2.13), che costituiva ampie conoidi sviluppate nel Pleistocene medio nel blocco di tetto delle faglie di tale sistema (Figura 2.16); anche sul blocco ribassato del sistema di faglie di Mulazzo, (che avrebbe prodotto un rigetto complessivo di circa 2'500 m; Figura 2.13; Figura 2.14) ubicato lungo il bordo SW del bacino, sono presenti lembi (ridotti in estensione) di conglomerato di conoide della Val Magra alimentato dal versante occidentale del graben. Da tali evidenze gli Autori concludono che le conoidi del Pleistocene medio erano confinate nella zona assiale del graben tra i due sistemi di faglie più interni, testimoniando una loro contemporanea attività in tale periodo; inoltre evidenziano che, sebbene il limite delle alluvioni terrazzate sia allineato con il sistema di faglie di Mulazzo

(evidenza che suggerirebbe una sua attività più recente del Pleistocene medio), dal rilevamento non sono emerse evidenze di deformazioni dei depositi alluvionali. Riguardo al sistema di Groppodalosio, *Bernini e Papani (2002)* osservano che lungo le strutture del sistema di Groppodalosio sono presenti in più punti lembi di conglomerato di lera che giacciono sospesi sugli alvei attuali. I conglomerati di lera corrispondono a conoidi sviluppate nel Pleistocene superiore sul blocco di tetto (Figura 2.16) e, pertanto, ritenute dagli Autori attive durante quel periodo; in accordo con *Bartolini et al. (1982)*, l'attività recente delle faglie del sistema di Groppodalosio è dedotta da evidenze morfostrutturali (Figura 2.16).

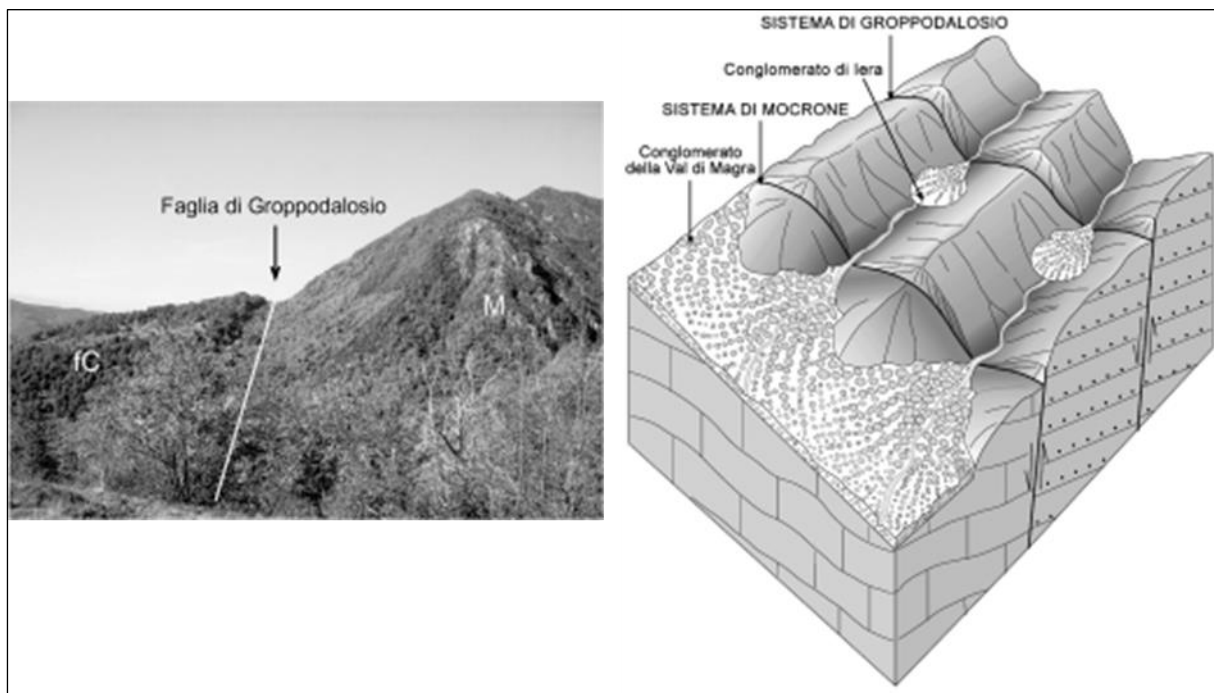


Figura 2.16 A sinistra: contropendenza sul crinale e lungo il versante in località La Fosa (a NW di Compione) che marca la faglia principale del Sistema di Groppodalosio. A destra: block diagram schematico (non in scala) illustrante la distribuzione delle conoidi del conglomerato della Val Magra (attribuito al Pleistocene medio) e del conglomerato di lera (attribuito al Pleistocene superiore) rispetto ai sistemi di faglie di Mocrone e di Groppodalosio. Figure tratte da *Bernini e Papani (2002)*

2.2 Quadro sismotettonico delle regioni della Garfagnana e Lunigiana

L'area della Lunigiana corrisponde ad una delle regioni più attive sismicamente dell'Appennino Settentrionale. Essa ricade nell'area epicentrale di numerosi terremoti storici di intensità da moderata a forte (Rovida *et al.*, 2020, 2022; <https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>; Figura 2.17), tra i quali i più intensi sono avvenuti nel 1481 (Mw = 5,6), 1834 (Mw = 5,96), 1837 (Mw = 5,94), e nel 1920. In particolare, la sequenza sismica del 1920 è stata caratterizzata da due eventi con magnitudo da moderata a forte, avvenuti rispettivamente il 6 settembre (Mw = 5,61) e il 7 settembre (Mw = 6,53).

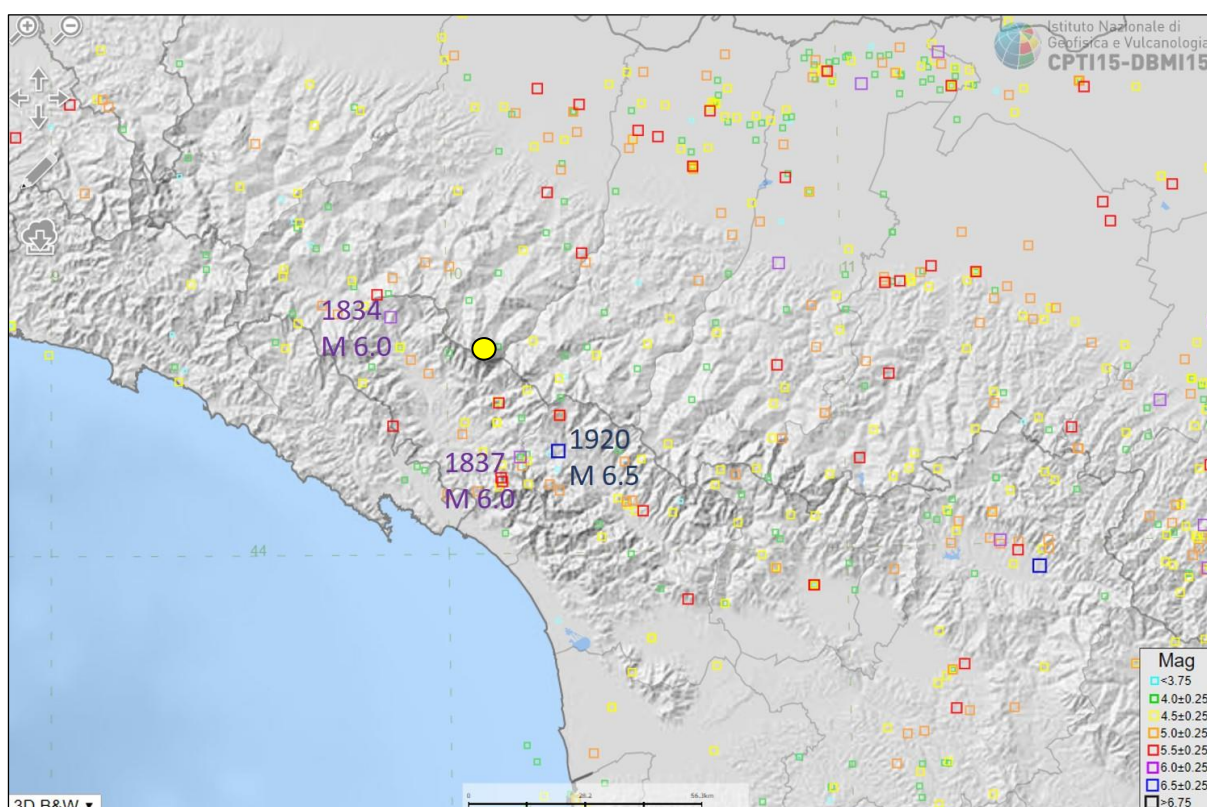


Figura 2.17 Sismicità storica della Lunigiana, da CPTI15-DBMI15 (<https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>), con indicazione dei principali terremoti storici. Il simbolo giallo indica l'ubicazione dello sbarramento di Lago Ballano (da CPTI15-DBMI15; <https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>)

Negli ultimi decenni, la regione in esame è stata interessata da sciami sismici e più terremoti di moderata energia quali quelli avvenuti nel 1995 (con M 4,9) e 2006 in Lunigiana, nel 2000 e gennaio 2013 (M 4,8) in Garfagnana, e quello del giugno 2013 (M 5,1) al confine Lunigiana-Garfagnana (Pezzo *et al.*, 2014; Stramondo *et al.*, 2014; Scafidi *et al.*, 2015; ISDe working group, 2016; Figura 2.18). Eva *et al.* (2014), dall'analisi della sismicità registrata nella zona occidentale dell'Appennino Settentrionale nel periodo 1999–2011, evidenziano che essa interessa la Lunigiana e si concentra lungo la terminazione settentrionale della dorsale delle Apuane, mentre in Garfagnana si localizzano pochi eventi interposti tra i settori nord e sud della Valle del Serchio Scafidi *et al.* (2015), dall'analisi della sismicità della regione occidentale

dell'Appennino Settentrionale nel periodo 1982-2013 (Figura 2.19), evidenziano che i più forti terremoti (1995 e giugno 2013) degli ultimi decenni, come i principali terremoti storici, si localizzano al margine settentrionale delle Alpi Apuane; a sud di quel settore un'altra area sismica si individua nella zona di giunzione tra i sistemi di faglia della Garfagnana nord e sud, dove si sono localizzate le sequenze del 2000 e del gennaio 2013 (vedi anche *ISIDe working group, 2016*; Figura 2.18).

L'esame degli eventi sismici che hanno interessato la Lunigiana dal 1985 evidenzia una microsismicità nelle vicinanze del sito di Ballano, con magnitudo massima pari a 2,7 (Figura 2.18).

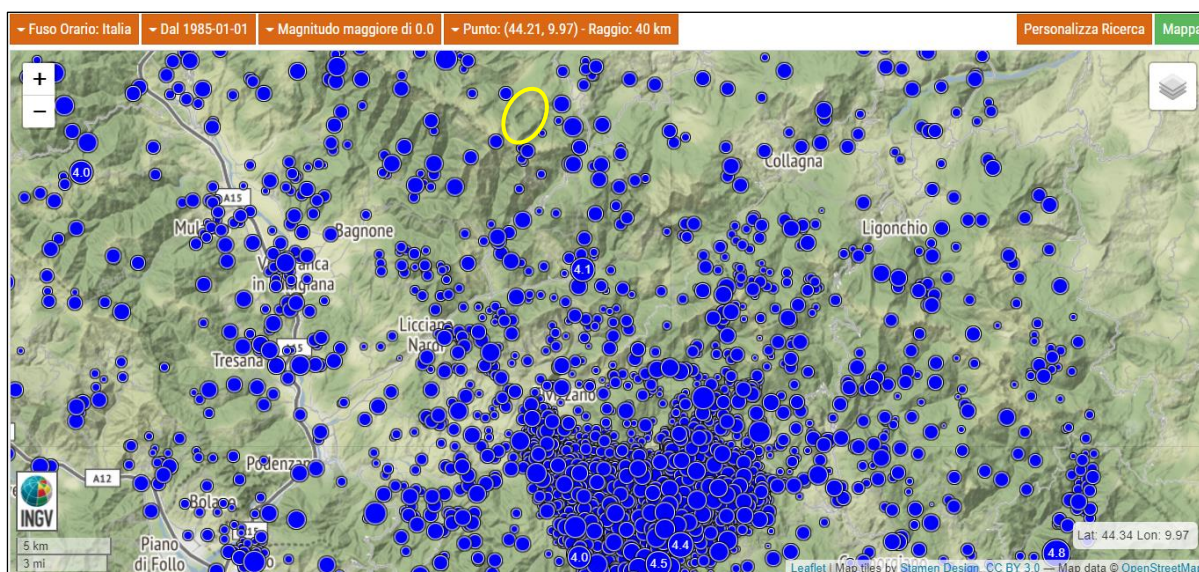


Figura 2.18 Sismicità nella Lunigiana dal 1 gennaio 1985 al 7 febbraio 2022. Da database ISIDe (*ISIDe working group, 2016*) - <http://cnt.rm.ingv.it/>. Il sito dell'impianto è mostrato nell'ellisse giallo

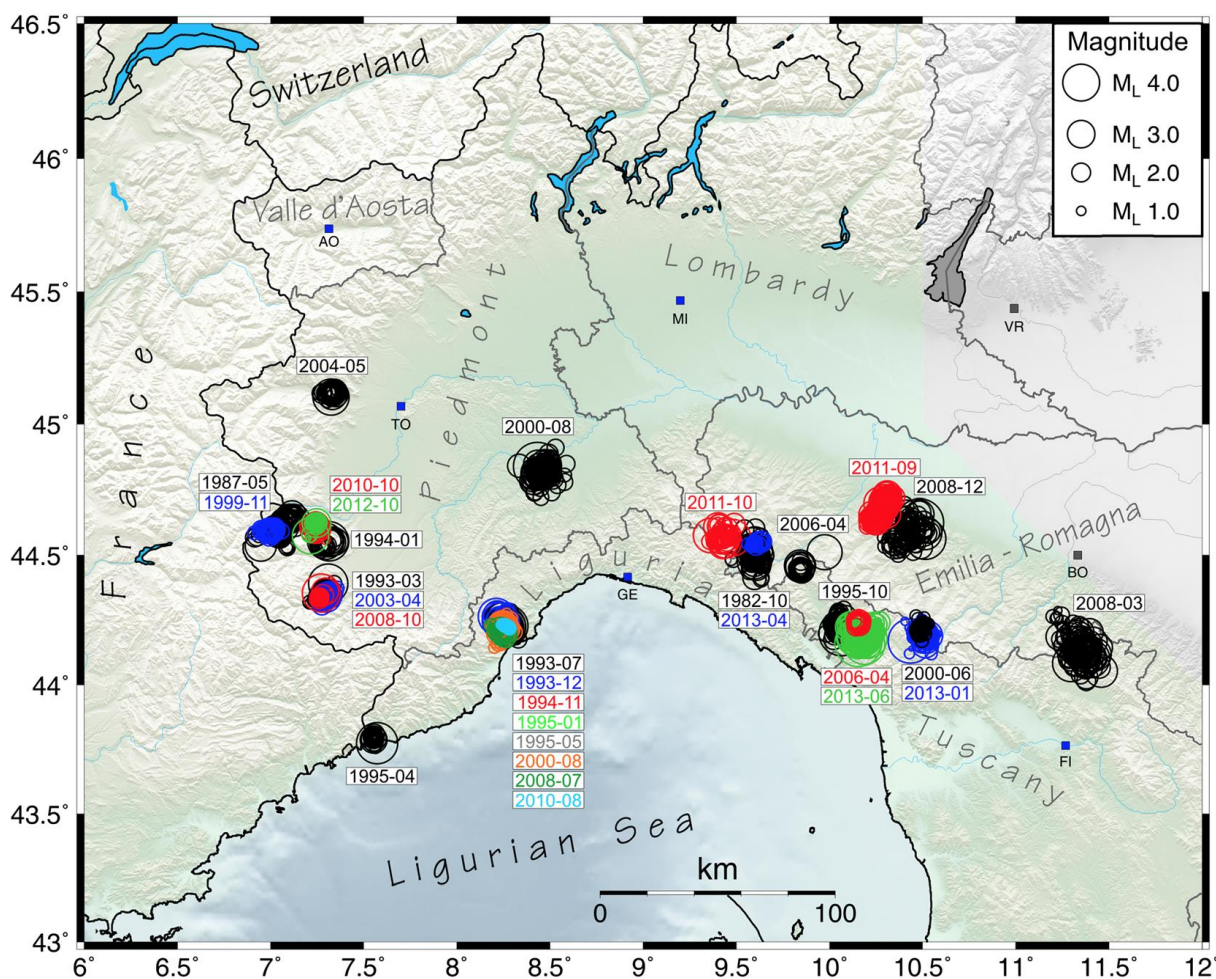


Figura 2.19 Ubicazione e date delle più significative sequenze sismiche (con più di 20 eventi in 24 ore) che hanno interessato l'Italia nordoccidentale tra il 1982 e il 2013. Le sequenze del 2000 e 2013 sono localizzate nel margine orientale della Valle del Serchio. Da Scafidi et al. (2015)

2.3 Sorgenti sismogenetiche

La sismicità delle regioni della Lunigiana e Garfagnana è attribuita da più Autori al campo di stress estensionale con direzione di estensione NE-SW, riconosciuto attivo nella regione da dati sismologici, GPS e misure di stress in pozzi (ad es., *Montone et al., 2004; Pondrelli et al., 2006; Chiarabba et al., 2005; Devoti et al., 2011*). In particolare, i meccanismi focali indicano che la sismicità, come quella di tutta la fascia tirrenico-assiale della catena appenninica, è riferibile ad un regime prevalentemente estensionale, guidato da una estensione orientata in direzione NE-SW (Figura 2.20) e i dati GPS relativi all'intero Appennino Settentrionale (*Serpelloni et al., 2006; Devoti et al., 2011; Bennett et al., 2012; Cenni et al., 2012*) indicano in generale movimenti orizzontali verso N-NE. In particolare, dai valori degli spostamenti orizzontali, *Viti et al. (2015)* distinguono, nell'intero Appennino Settentrionale, tre fasce parallele all'asse della catena: la zona interna, con velocità minime ($0,5 \div 2$ mm/a) verso E÷ENE nella parte ligure e tra NW e NE nella parte tirrenica; la zona assiale, comprendente l'alto Appennino tosco-emiliano e tosco-romagnolo e i bacini intermontani toscani, con velocità di $1 \div 3$ mm/a verso N÷NNE; la zona esterna, comprendente i fronti padani sepolti e il basso Appennino emiliano-romagnolo, caratterizzata da velocità nell'ordine di $2 \div 6$ mm/a verso NNE÷NE, con i valori maggiori nella parte centrale e in quella orientale.

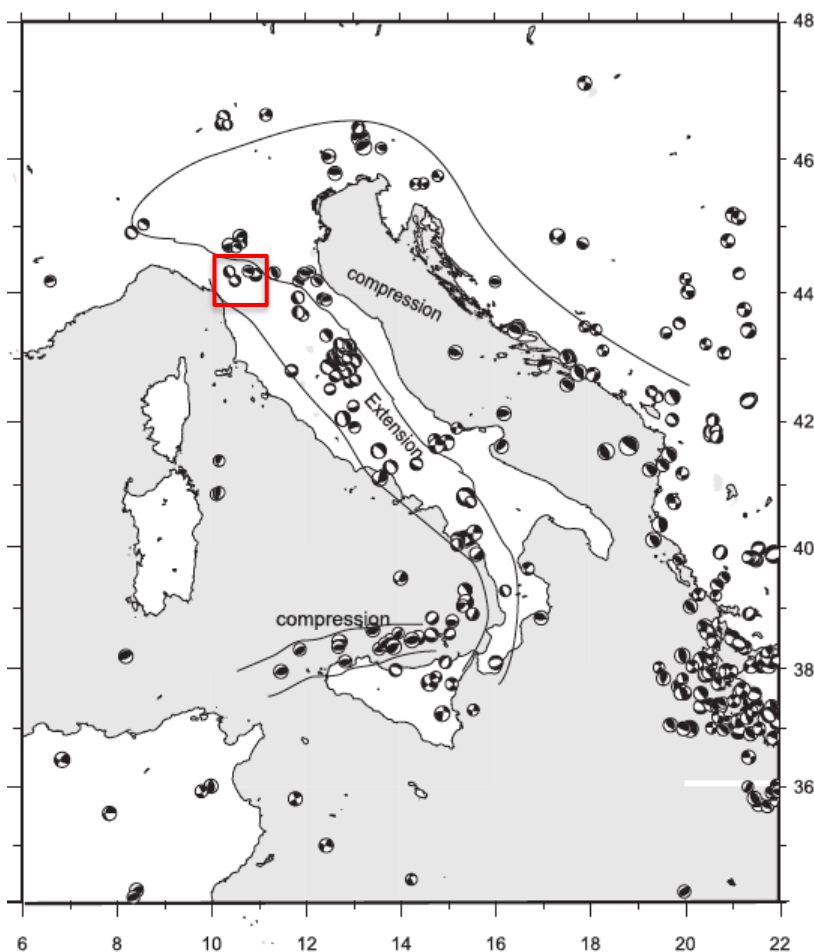


Figura 2.20 Sismicità nel periodo 1976-2002 e meccanismi focali dei terremoti con $M \geq 4.5$.
 Da *Chiarabba et al. (2005)*

Il regime estensionale guidato da estensione NE-SW è ritenuto responsabile dell'attivazione dei sistemi di faglie estensionali localizzati ai bordi del graben della Val di Magra e alla zona di faglia di direzione NE-SW (o E-W, per alcuni Autori) che separa il graben della Lunigiana, a nord, da quello della Garfagnana, a sud (Barchi et al., 1998; Boncio et al., 2000; Eva et al., 2014; DISS Working Group, 2018).

I sistemi di faglie che bordano verso occidente i graben della Lunigiana e Garfagnana, sono interpretati come la terminazione occidentale di un sistema regionale di faglie a basso angolo con immersione verso NE (Etrurian Fault System in Boncio et al., 2000) che si estende lungo l'intero Appennino Centro-Settentrionale (Barchi et al., 1998; Boncio et al., 2000; Figura 2.21), considerato attivo e responsabile della sismicità storica e recente della regione (Boncio et al., 2000).

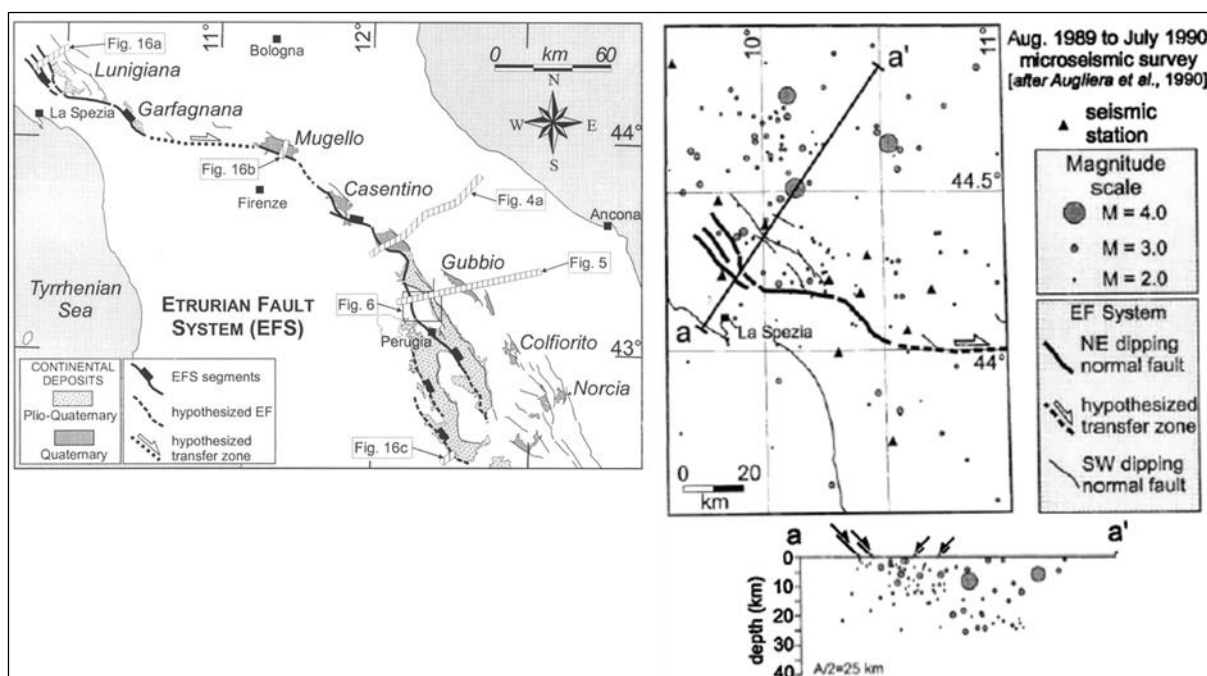


Figura 2.21 Assetto tettonico e sismicità dell'Appennino Settentrionale e dei bacini toscani, con indicazione dell'Etrurian Fault System (EFS). Sono evidenziati gli epicentri dei terremoti del 1837 e 1920. Figure tratte da Boncio et al. (2000)

In sostanziale accordo con tale interpretazione, i compilatori del database DISS (<http://diss.rm.ingv.it/dissnet/>) attribuiscono la sismicità dell'area della Garfagnana e di quella della Lunigiana all'attività di due sistemi di faglie normali con direzione NW-SE e immersione verso NE, che danno luogo alle sorgenti sismogenetiche composite ITCS026 – Lunigiana (a nord) e ITCS083 – Garfagnana (a sud) (Figura 2.22). Le sorgenti individuali appartenenti alla ITCS026 – Lunigiana più prossime allo sbarramento sono le sorgenti ITIS067 – Aulla e ITIS085 – Pontremoli, di cui alla prima è associato il terremoto del 1481 e alla seconda quello del 1834 (vedi schede in Figura 2.23 e Figura 2.24); invece, la sorgente individuale appartenente alla ITCS083 – Garfagnana prossima al sito d'interesse è la ITIS050 – Garfagnana North, a cui è associato il terremoto del 1920 (vedi scheda in Figura 2.25).

La sorgente composita ITCS026 – Lunigiana è interpretata, sulla base dei risultati dello studio condotto dall'unità di ricerca coordinata dal Prof. Paolo Scandone nell'ambito dei Progetti INGV-DPC S2 (*report non reperito con il presente studio*), come una struttura estensionale immergente a basso angolo verso NE corrispondente alla master fault del graben della Lunigiana (le faglie immergenti verso SW sono interpretate come antitetiche) e classificata come “faglia con attività recente”; essa corrisponde al sistema di Mulazzo di Bernini e Papani (2002) (DISS Working Group, 2021; <https://diss.ingv.it/diss330/dissmap.html>).

La sorgente composita ITCS083 – Garfagnana è, analogamente, una struttura estensionale situata nel bordo sudoccidentale della Valle del Serchio, che immerge a basso angolo verso NE e corrisponde alla master fault del graben della Garfagnana (DISS Working Group, 2021; <https://diss.ingv.it/diss330/dissmap.html>).

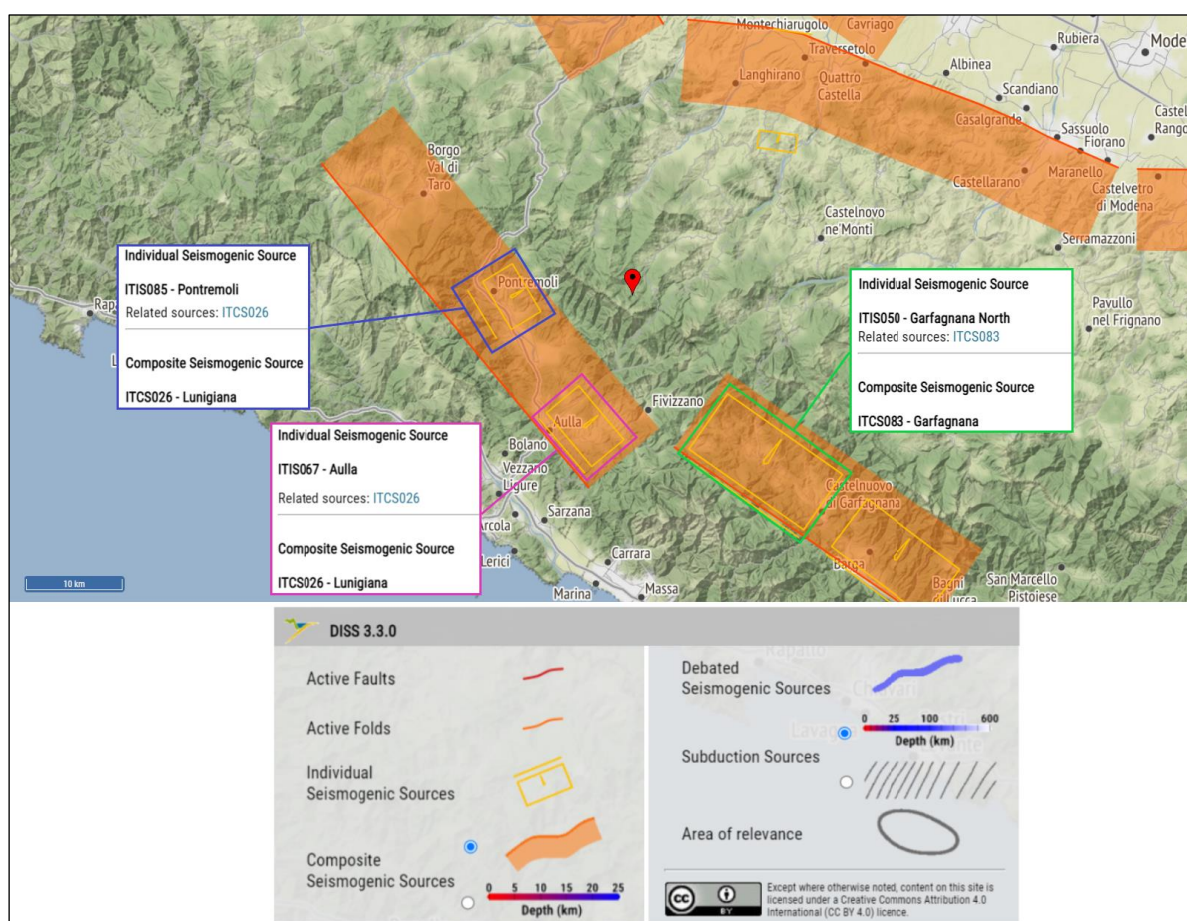


Figura 2.22 Strutture sismogenetiche nella regione d'interesse: in giallo la sorgente individuale ITIS085 – Pontremoli, in marrone la sorgente individuale ITIS067 – Aulla, appartenenti alla sorgente composita ITCS026 – Lunigiana; in viola la sorgente individuale ITIS050 – Garfagnana North, appartenente alla sorgente composita ITCS083 – Garfagnana. L'ubicazione dello sbarramento è indicata dal simbolo giallo. Fonte: INGV, Database DISS, <https://diss.ingv.it/diss330/dissmap.html>

ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA **Database of Individual Seismogenic Sources**

INDIVIDUAL SEISMOGENIC SOURCES *i*

DISS 3.3.0

INDIVIDUAL SEISMOGENIC SOURCES

COMPOSITE SEISMOGENIC SOURCES

DEBATED SEISMOGENIC SOURCES

SUBDUCTION SOURCES

WEB MAPPER

Information Commentary Pictures References

GENERAL INFORMATION

DISS-ID	ITIS085
Name	Pontremoli
Compiler(s)	Burrato P.(1), Vannoli P.(1), Gambini S.(1)
Contributor(s)	Burrato P.(1), Vannoli P.(1), Gambini S.(1), Basili R.(1), Baroux E.(1), Valensise G.(1)
Affiliation(s)	1) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; Sezione Roma 1; Via di Vigna Murata, 605, 00143 Roma, Italy
Created	01/11/2005
Updated	02/10/2007
Display map	
Related sources	ITCS026

PARAMETRIC INFORMATION

Parameter	Quality	Evidence
Location [Lat/Lon]	44.37 / 9.91	OD Based on geological data.
Length [km]	7.1	OD Based on geological and geomorphological data.
Width [km]	5.9	ER Calculated using the relationships from Wells and Coppersmith (1994).
Min depth [km]	2.0	OD Based on geological and seismological data.
Max depth [km]	5.9	OD Based on geological and seismological data.
Strike [deg]	329	LD Based on geological data from various authors.
Dip [deg]	42	LD Based on seismological data from Solarino (2007).
Rake [deg]	270	LD Based on geological data from various authors.
Slip Per Event [m]	0.30	ER Calculated from Mo using the relationship from Hanks and Kanamori (1979).
Slip rate [mm/y] min...max	0.1000... 1.0000	EJ Unknown, values assumed from geodynamic constraints.
Recurrence [y] min... max	300... 3000	EJ Inferred from slip rate and average displacement.
Magnitude [Mw]	5.7	LD Value adopted from the historical earthquake catalogue CPTI04.

LD=Literature Data; OD=Original Data; ER=Empirical Relationship; AR=Analytical Relationship; EJ=Expert Judgement

INFORMATION ABOUT THE ASSOCIATED EARTHQUAKES

Latest Earthquake	14 Feb 1834 CPTI04.
Penultimate Earthquake	Unknown See Commentary for information.

Figura 2.23 Informazioni generali e parametri della sorgente ITIS085 – Pontremoli.
 Fonte: INGV, Database DISS, <https://diss.ingv.it/diss330/dissmap.html>

ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA **Database of Individual Seismogenic Sources**

INDIVIDUAL SEISMOGENIC SOURCES *i*

Information Commentary Pictures References

GENERAL INFORMATION

DISS-ID	ITIS067
Name	Aulla
Compiler(s)	Burrato P.(1)
Contributor(s)	Burrato P.(1)
Affiliation(s)	1) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; Sezione Roma 1; Via di Vigna Murata, 605, 00143 Roma, Italy
Created	02/10/2007
Updated	02/10/2007
Display map	
Related sources	ITCS026

PARAMETRIC INFORMATION


Parameter	Quality	Evidence	
Location [Lat/Lon]	44.22 / 10.03	OD	Primarily based on the location of the associated historical earthquake.
Length [km]	9.0	OD	Based on geological, geomorphological and seismological data.
Width [km]	7.0	OD	Based on geological, geomorphological and seismological data.
Min depth [km]	1.0	OD	Based on geological, geomorphological and seismological data.
Max depth [km]	5.5	OD	Based on geological, geomorphological and seismological data.
Strike [deg]	320	OD	Based on geological data from various authors.
Dip [deg]	40	OD	Based on seismological data from Solarino (2007).
Rake [deg]	270	LD	Based on geological data from various authors.
Slip Per Event [m]	0.30	ER	Calculated from Mo using the relationship from Hanks and Kanamori (1979).
Slip rate [mm/y] min...max	0.1000... 1.0000	EJ	Unknown, values assumed from geodynamic constraints.
Recurrence [y] min... max	300... 3000	EJ	Inferred from slip rate and average displacement.
Magnitude [Mw]	5.8	LD	Value adopted from the historical earthquake catalogue CPTI04.

LD=Literature Data; OD=Original Data; ER=Empirical Relationship; AR=Analytical Relationship; EJ=Expert Judgement

INFORMATION ABOUT THE ASSOCIATED EARTHQUAKES


Latest Earthquake	05 May 1431	CPTI04.
Penultimate Earthquake	Unknown	See Commentary for information.

Figura 2.24 Informazioni generali e parametri della sorgente ITIS067 – Aulla.
 Fonte: INGV, Database DISS, <https://diss.ingv.it/diss330/dissmap.html>



ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

Database of Individual Seismogenic Sources



INDIVIDUAL SEISMOGENIC SOURCES i

DISS 3.3.0

INDIVIDUAL SEISMOGENIC SOURCES

COMPOSITE SEISMOGENIC SOURCES

DEBATED SEISMOGENIC SOURCES

SUBDUCTION SOURCES

WEB MAPPER


Information

Commentary

Pictures

References

GENERAL INFORMATION

DISS-ID	ITIS050
Name	Garfagnana North
Compiler(s)	Vannucci G.(1), Valensise G.(2)
Contributor(s)	Vannucci G.(1), Valensise G.(2)
Affiliation(s)	1) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; Sezione di Bologna; Via Donato Creti, 12, 40128 Bologna, Italy 2) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; Sezione Roma 1; Via di Vigna Murata, 605, 00143 Roma, Italy
Created	31/10/2001
Updated	31/10/2001
Display map	
Related sources	ITCS083

PARAMETRIC INFORMATION

Parameter	Quality	Evidence
Location [Lat/Lon]	44.18 / 10.32	LD Primarily based on the location of the associated historical earthquake.
Length [km]	18.0	OD Based on geological and geomorphological data.
Width [km]	11.3	ER Calculated using the relationships from Wells and Coppersmith (1994).
Min depth [km]	1.0	OD Based on geological and geomorphological data.
Max depth [km]	8.3	AR Derived from dip, width and min depth.
Strike [deg]	305	OD Based on geological and geomorphological data.
Dip [deg]	40	OD Based on geological and geomorphological data.
Rake [deg]	270	EJ Inferred from geological data.
Slip Per Event [m]	0.79	ER Calculated from Mo using the relationship from Hanks and Kanamori (1979).
Slip rate [mm/y] min...max	0.1000... 1.0000	EJ Unknown, values assumed from geodynamic constraints.
Recurrence [y] min... max	790... 7900	EJ Inferred from slip rate and average displacement.
Magnitude [Mw]	6.4	ER Calculated using the relationships from Wells and Coppersmith (1994).

LD=Literature Data; OD=Original Data; ER=Empirical Relationship; AR=Analytical Relationship; EJ=Expert Judgement

INFORMATION ABOUT THE ASSOCIATED EARTHQUAKES

Latest Earthquake	07 Sep 1920 CPTI04.
Penultimate Earthquake	Unknown See Commentary for information.

Figura 2.25 Informazioni generali e parametri della sorgente ITIS050 – Garfagnana North.
 Fonte: INGV, Database DISS, <https://diss.ingv.it/diss330/dissmap.html>

L'interpretazione sismotettonica del DISS è condivisa da *Eva et al. (2014)*, che associano la sismicità della Lunigiana nel periodo 1999-2011 ad una struttura sismogenetica immergente verso NE ubicata lungo il bordo SW del graben (Figura 2.26).

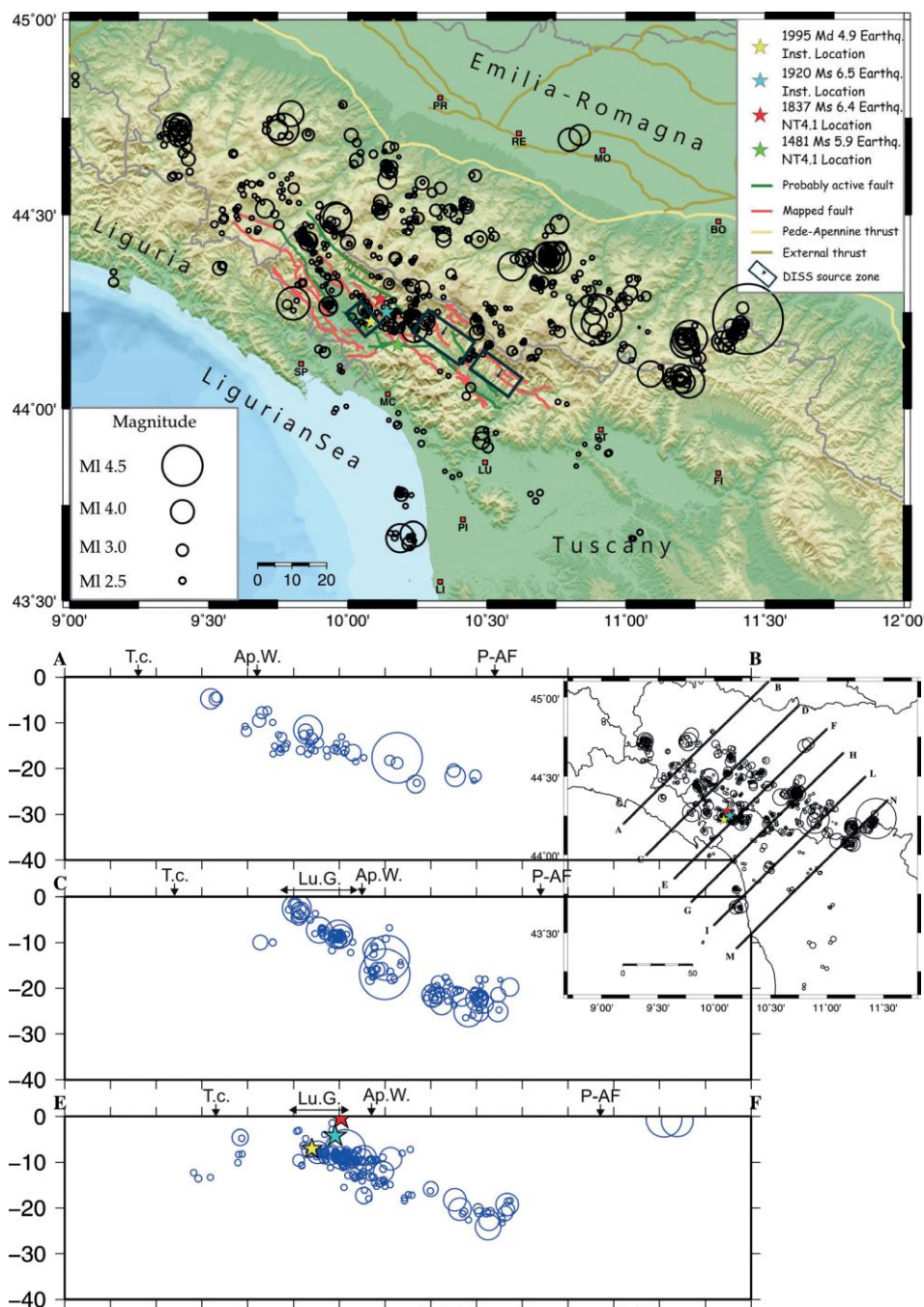


Figura 2.26 In alto: Sismicità nel periodo 1999 – 2011, con indicazione dei principali terremoti storici, delle faglie attive [da *Di Naccio et al., 2013*] e sorgenti sismogenetiche [da database DISS 3.1]. In basso: sezioni sismologiche orientate SW-NE attraverso l'Appennino toscano-emiliano, con indicazione dei principali terremoti storici (stella gialla: 1995; stella azzurra: 1920; stella rossa: 1837); T.c. = costa tirrenica; Ap.W. = spartiacque appenninico; P-AF = fronte dei thrust pedeappenninico; Lu.G. = graben della Lunigiana. Da *Eva et al. (2014)*, modificato

Il terremoto più recente che ha interessato la regione, ovvero quello con meccanismo focale di tipo dip-slip con debole componente trascorrente destra avvenuto il 21 giugno 2013, è attribuito all'attivazione della struttura ad orientazione circa E-W/NE-SW che connette i sistemi di faglia ai bordi sudoccidentali dei graben della Lunigiana e della Garfagnana (Pezzo et al., 2014; Stramondo et al., 2014; Figura 2.27; Figura 2.28).

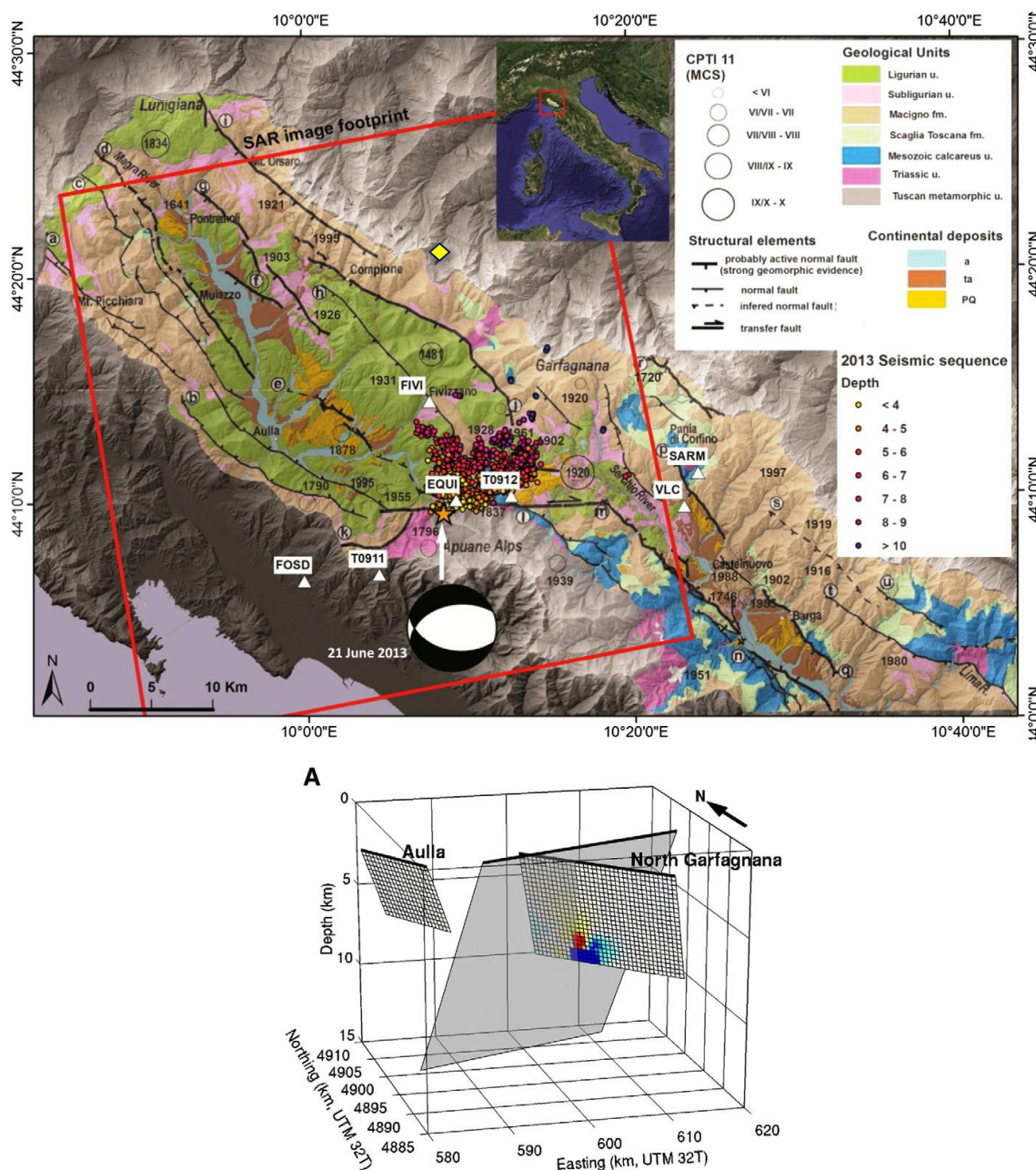


Figura 2.27 Carta geologico-strutturale della regione Lunigiana-Garfagnana [da Di Naccio et al., 2013] con indicazione della sismicità storica [da CPTI11; Rovida et al., 2011] e della sequenza sismica del 2013 con il meccanismo focale del terremoto del 21 giugno. Lo schema in basso a sinistra rappresenta l'immagine 3D, con vista da SW, della sorgente del terremoto del 21 giugno 2013. Da Pezzo et al. (2014). Il simbolo in giallo indica l'ubicazione del sito dell'impianto

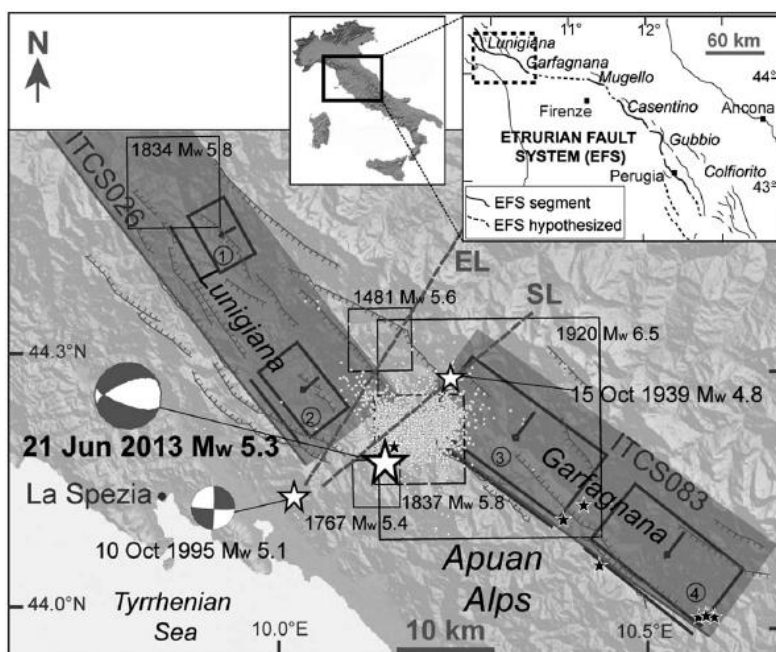


Fig. 1. Structural sketch of the Lunigiana and Garfagnana area with the June 21, 2013 earthquake, its focal mechanism (<http://cnt.rm.ingv.it/tgmt.html>) and the 2013 sequence [4]. Squares: historical earthquakes having magnitude larger than 5.3 [12]; hatched lines: normal faults [21]; dashed lines: lineaments, EL: Enza line [23], SL: Sarzana-Equi Terme line [3]; dark polygon: composite seismogenic sources projection on the ground surface, black boxes: individual seismogenic sources projection onto the ground surface; black lines: up-dip projection of the seismogenic sources onto the surface 1) ITIS085-Pontremoli; 2) ITIS067-Aulla; 3) ITIS050-Garfagnana North; and 4) ITIS051: Garfagnana South [2]; black stars: thermal springs. Inset shows the structural framework of the Etrurian Fault System (redrawn from [1]).

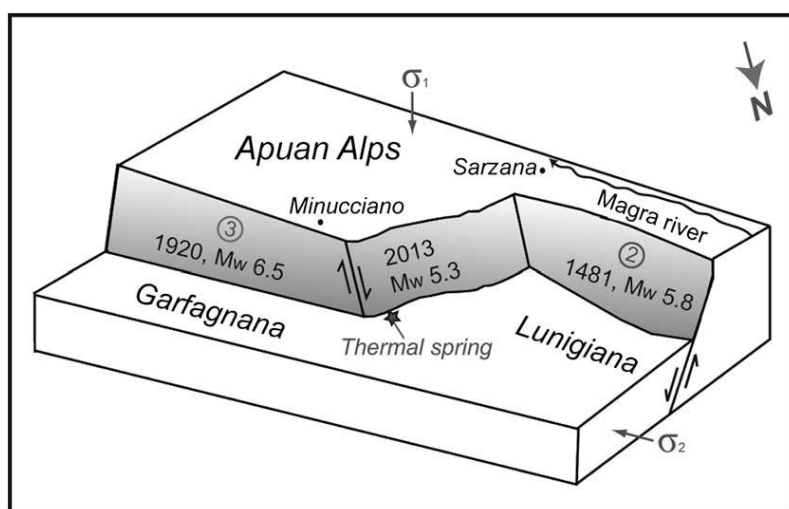


Figura 2.28 Interpretazione sismotettonica della sismicità registrata al confine Lunigiana-Garfagnana con indicazione delle principali sorgenti sismogenetiche dell'area (tratte da DISS) e block-diagram che mostra la geometria semplificata dell'area Lunigiana-Garfagnana. La sorgente del terremoto del 1481 è associata alla faglia bordiera sudoccidentale del graben della Lunigiana ed è schematicamente legata alla sorgente del terremoto del 1920 attraverso la relay ramp cui è associata la sequenza del giugno 2013. Immagini da Stramondo et al. (2014)

3. STATO DELLE CONOSCENZE SULLE FAGLIE ATTIVE E CAPACI

3.1 Inquadramento

Evidenze di tipo morfostrutturale, come quelle riportate in Figura 2.14, hanno indotto più Autori (ad es. Bartolini et al., 1982; Ambrosetti et al., 1987; Vannucci, 1999; Mantovani et al., 2011; Figura 3.1 e Figura 3.2) a considerare "attive" le faglie ubicate lungo i margini sudoccidentale e nordorientale del graben della Lunigiana, sebbene chiare evidenze di dislocazione di depositi tarsoquaternari datati non siano state rilevate sul terreno. Probabilmente a causa di tale mancanza di diretta evidenza geologico-strutturale, i sistemi di faglie in oggetto sono censiti da Galadini et al. (2001) tra quelli caratterizzati da attività genericamente pleistocenica, per i quali non è possibile dimostrare o escludere attività durante il Pleistocene superiore - Olocene (Figura 3.3).

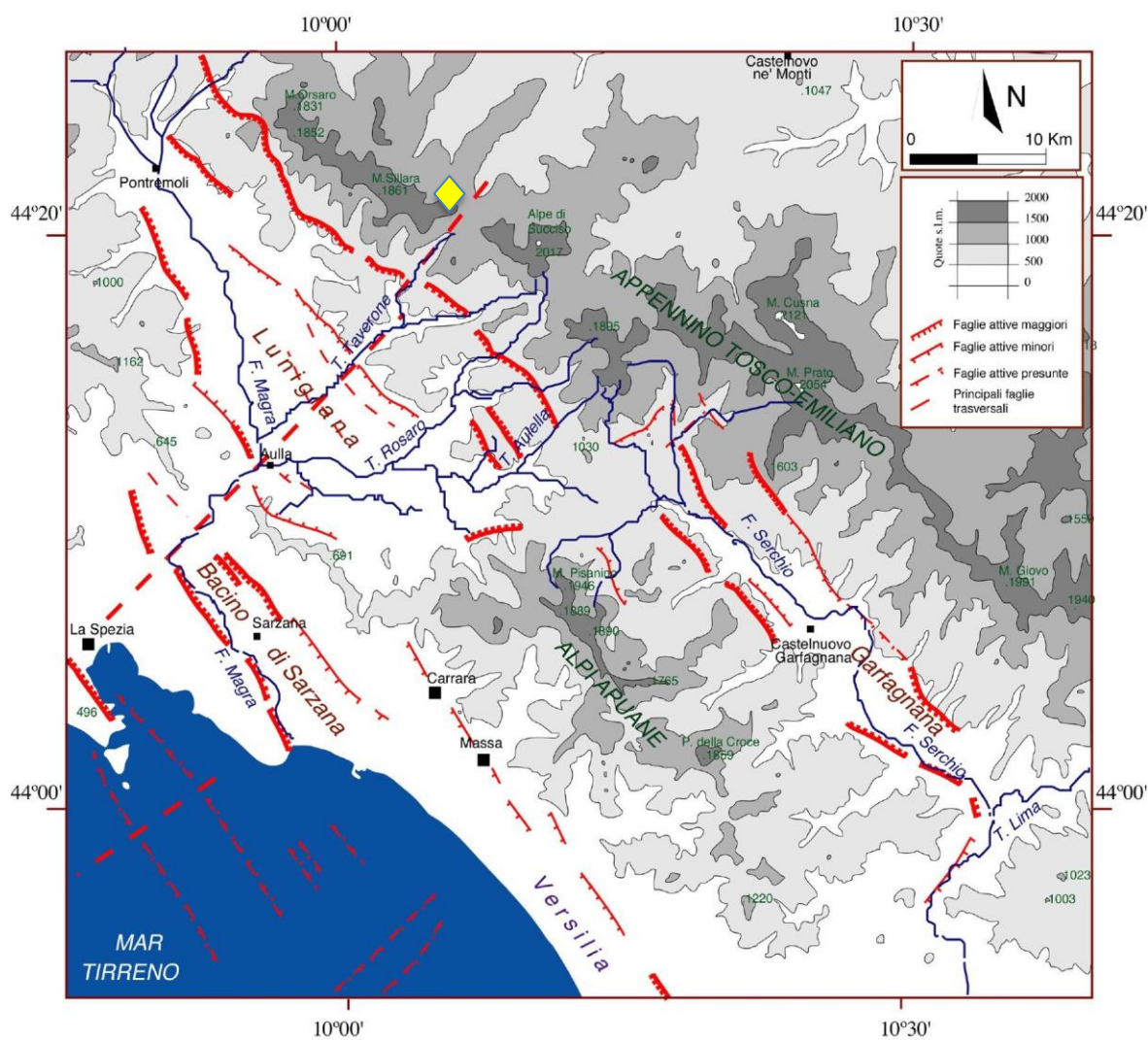


Figura 3.1 Principali faglie recenti/attive in Garfagnana. Da Vannucci (1999).
 L'ubicazione del sito di Ballano è indicata dal simbolo giallo

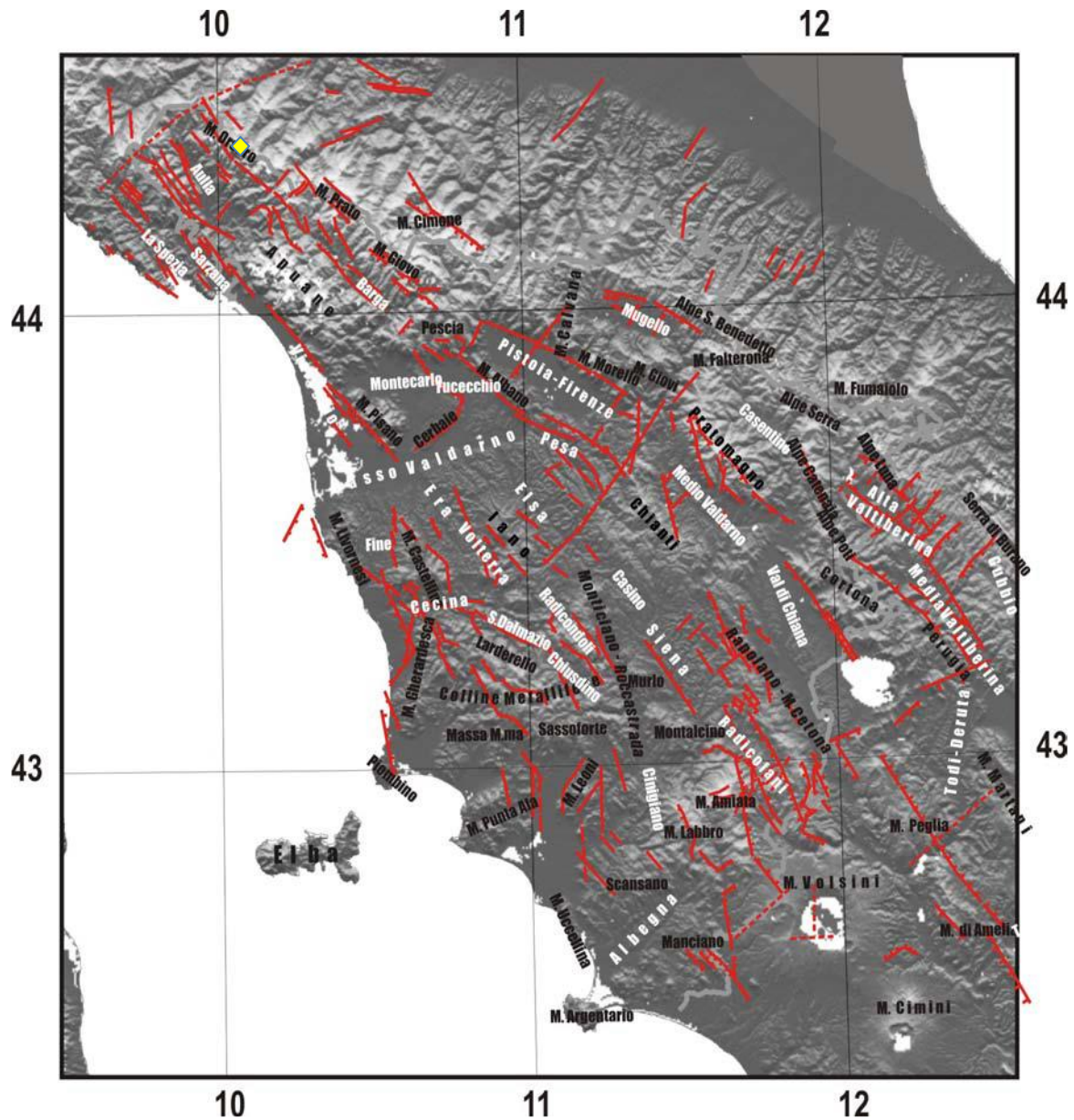


Figura 3.2 Principali faglie recenti/attive (in rosso) riportate nella Neotectonic Map of Italy (Ambroseffi et al., 1987) e nella Geological Map of Italy 1:1'250'000 (edita dall'APAT-Dipartimento Difesa del Suolo/Servizio Geologico d'Italia, 2004) sovrapposte al modello topografico digitale. Le scritte nere e bianche indicano rispettivamente i rilievi e le depressioni principali. Da Mantovani et al. (2011).
 Il sito di Ballano è indicato dal simbolo giallo

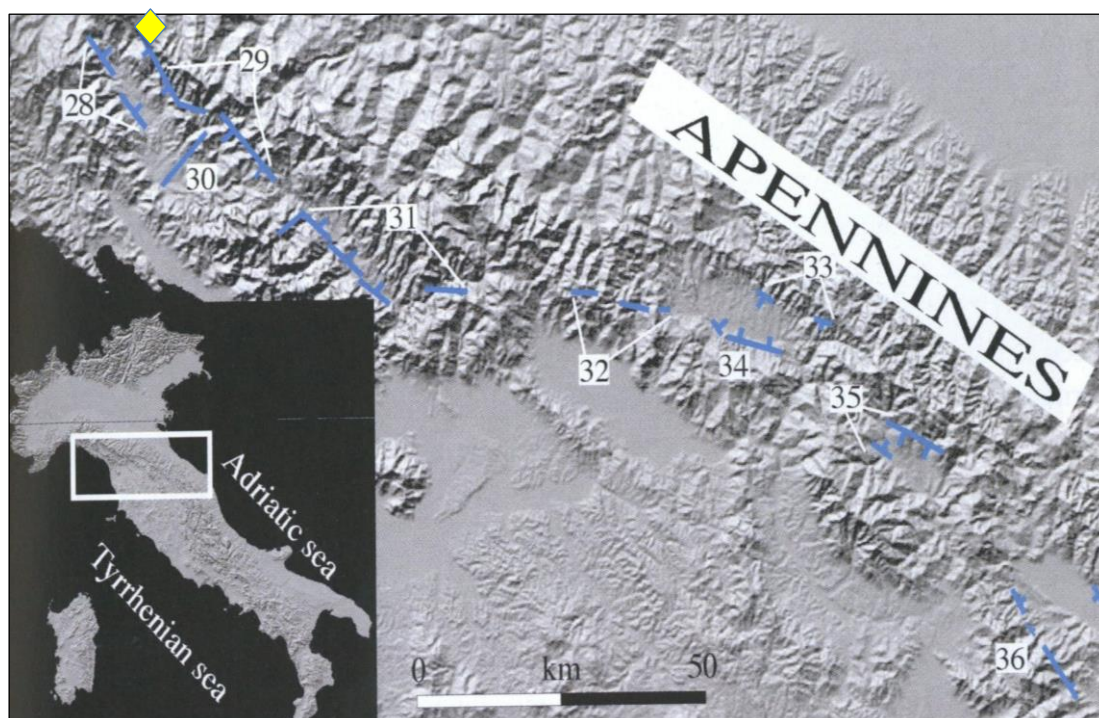


Figura 3.3 Carta delle faglie attive dell'Appennino Settentrionale. Il colore blu indica le faglie per le quali non è possibile dimostrare o escludere attività durante il Pleistocene superiore – Olocene. I sistemi di faglie ai bordi SW e NE della Lunigiana sono indicati dai numeri 28 e 29. Da *Galadini et al. (2001)*. L'ubicazione del sito di Ballano è indicata dal simbolo giallo

Come evidenziato nel Paragrafo 2.1, *Bernini e Papani (2002)* ipotizzano su base morfostratigrafica attività dei sistemi di faglie di Mulazzo e Groppoladosio durante il Pleistocene superiore (Figura 2.14); gli Autori sottolineano che le evidenze più marcate di dislocazioni recenti caratterizzano il sistema di Groppoladosio.

Più recentemente, *Di Naccio et al. (2013)* hanno analizzato i caratteri della morfologia e dell'idrografia dei fronti montuosi ai due margini del graben della Lunigiana al fine di individuare eventuali indizi di attività recente delle faglie sul bordo nordorientale, denominate segmenti di Groppoladosio e Compione-Comano, e sul bordo sudoccidentale (segmento di Mulazzo) (Figura 3.4). Sulla base dei risultati dello studio morfometrico delle diverse porzioni dei fronti montuosi e della rete idrografica che li disseca, gli Autori deducono per il segmento di faglia di Groppoladosio (il più prossimo al sito di Ballano) un elevato tasso di slip medio, pari a 0,6-0,8 mm/a nell'intervallo 125'000 anni-Attuale (Figura 3.4).

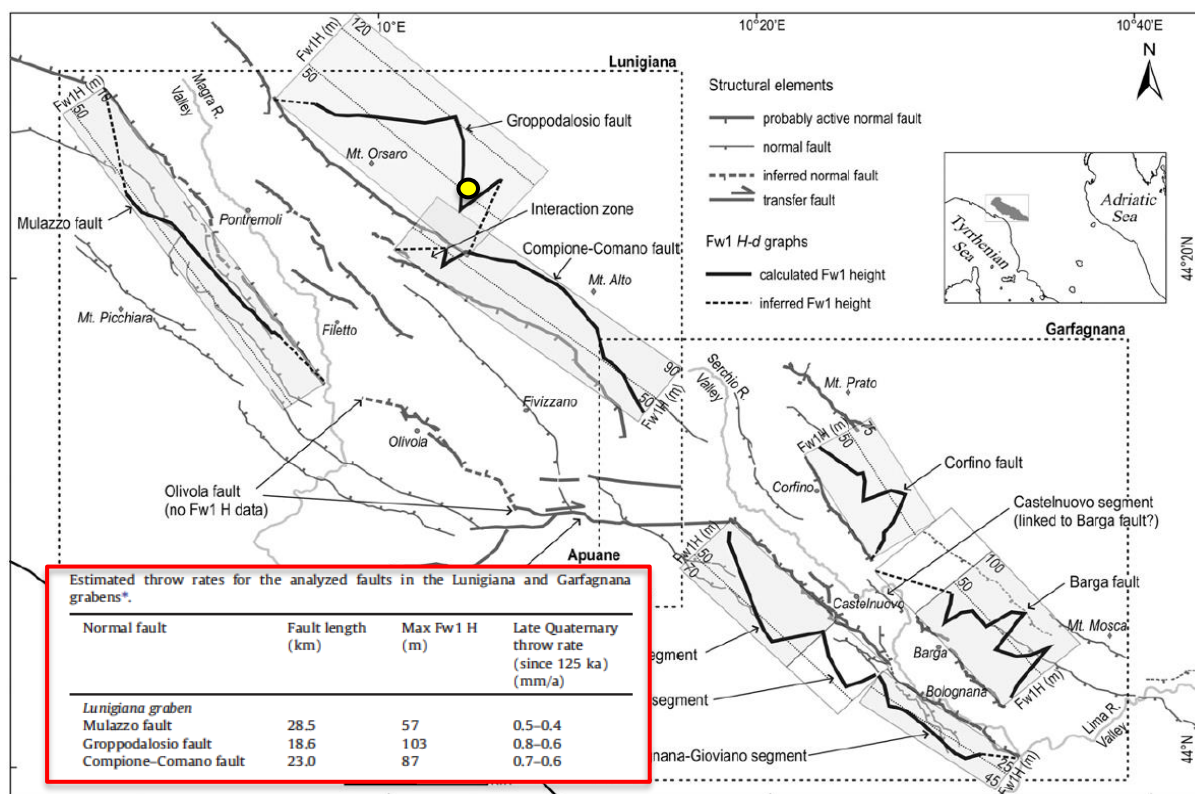


Figura 3.4 Segmenti di faglia che compongono i sistemi di faglie normali ai margini del graben della Lunigiana e tabella con indicazione dei tassi di scorrimento delle faglie, dedotti da indicatori geomorfologici. Immagini tratte da Di Naccio et al. (2013). Il simbolo giallo indica approssimativamente l'ubicazione del sito di Ballano, situato nel blocco di letto della faglia di Gropodalosio

Tutte le informazioni sopra elencate sono riportate nella Carta Sismotettonica Della Regione Emilia-Romagna e Aree Limitrofe di Martelli et al. (2017) e nelle relative Note Illustrative, nelle quali le faglie che dissecano il versante nordorientale della Lunigiana sono cartografate come faglie attive (Figura 3.5). Oltre ad esse, è classificata come "faglia attiva" anche la faglia normale identificata e cartografata da Bonini (2013) che diseca il fianco NE della dorsale di Monte Orsaro - Monte Acuto in prossimità del sito di Ballano (Figura 2.11). Martelli et al. (2017) precisano che tale struttura è individuabile per una lunghezza di circa 15 km ed è caratterizzata da una chiara evidenza morfostrutturale, rappresentata da scarpate allineate, faccette triangolari e blocchi inclinati verso SW sul lato NE della faglia, che "potrebbero suggerire una potenziale attività della faglia"; gli Autori ipotizzano che a tale faglia potrebbero essere associati terremoti strumentali e storici di magnitudo da bassa a moderata con epicentro situato nell'area a nord-est della faglia.

Infine, si osserva che, in prossimità del sito di Ballano, è cartografata una faglia con orientazione NE-SW classificata da Vannucci (1999) come una tra le "principali faglie trasversali" (Figura 3.1) e da Martelli et al. (2017) tra le faglie "potenzialmente attive". In entrambi i casi, gli Autori non forniscono indicazioni riguardo alla cinematica e all'età di più recente attivazione di detta struttura, la cui presenza è probabilmente desunta dai dati in Raggi (1985). Si fa notare, tuttavia, che quest'ultimo Autore non fa riferimento a tale struttura come faglia con attività recente e non fornisce precisazioni sull'età della sua più recente

attivazione; dagli schemi prodotti dall'Autore e riportati in Figura 2.12, è possibile desumere che sia stata attiva fino al Pleistocene inferiore-medio.

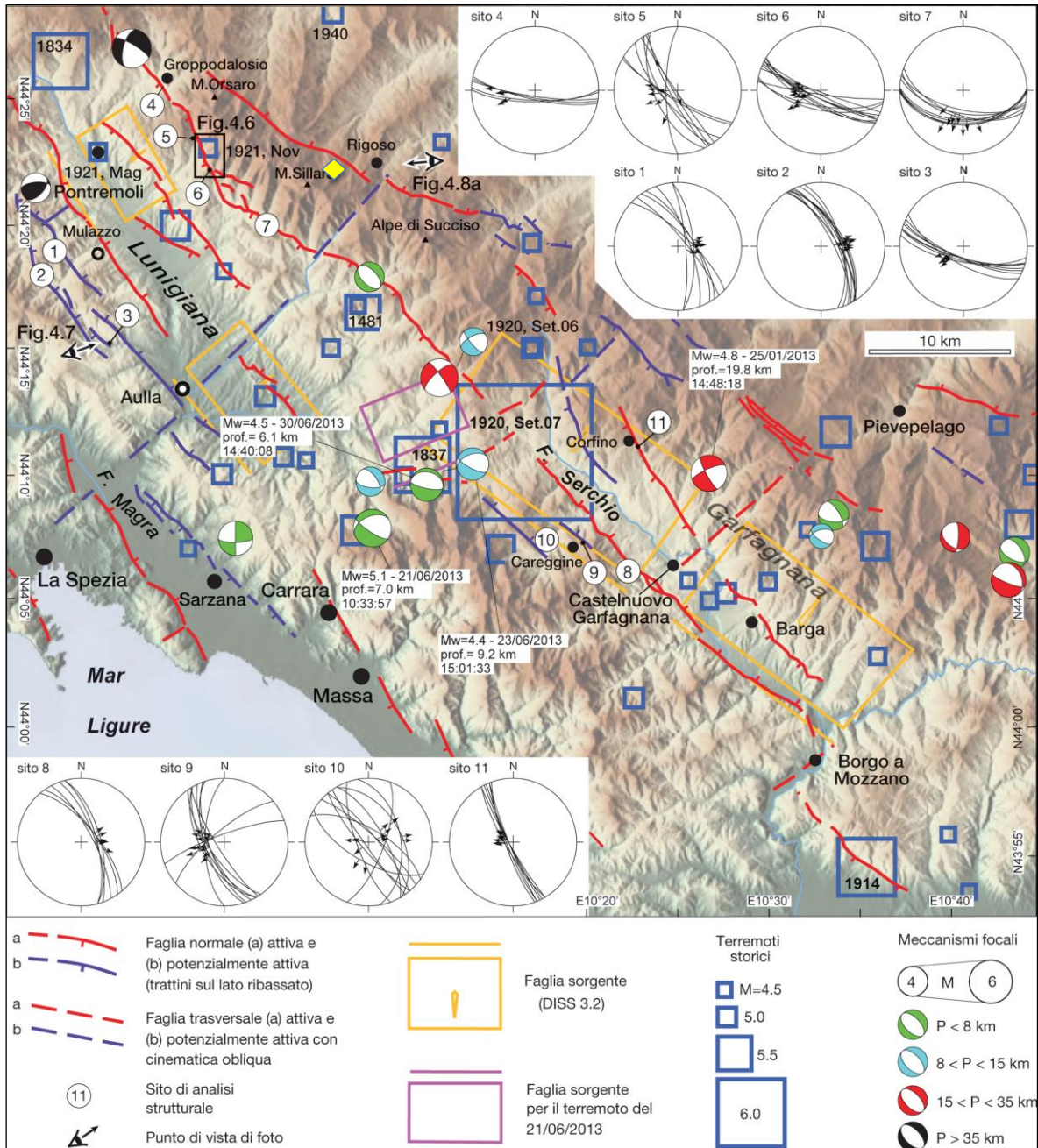


Figura 3.5 Principali caratteristiche strutturali del settore Garfagnana-Lunigiana. Strutture derivate da Corti et al. (2006), Di Naccio et al. (2013) e da indagini sul terreno. Gli stereonets illustrano i dati strutturali sulla cinematica delle faglie mesoscopiche e dei piani principali (proiezione di Schmidt, emisfero inferiore). I terremoti storici e i meccanismi focali dei terremoti con $M_w \geq 4,0$ sono riportati in carta. Le singole sorgenti sismiche sono derivate dal DISS 3.2 (DISS Working Group, 2015). La faglia ritenuta responsabile del terremoto del 21 giugno 2013 è tratta da Stramondo et al. (2014). Da Martelli et al. (2017). Il simbolo giallo indica l'ubicazione del sito di Ballano

3.2 Informazioni dal Database ITHACA-ISPRA

Nel database ITHACA (<http://www.isprambiente.gov.it/it/progetti/suolo-e-territorio-1/ithaca-catalogo-delle-faglie-capaci>) non è segnalata la presenza di faglie capaci in corrispondenza dello sbarramento e dell'invaso di Ballano. Va tuttavia sottolineato che sono segnalate diverse faglie capaci a breve distanza dall'invaso, ubicate rispettivamente a NE, NW e SW di esso (Figura 3.6) e che non interagiscono direttamente con la diga e l'invaso.

Le strutture più prossime al sito sono la faglia 93749 – M. Orsaro - Parma (4,6 km a NW, n. 1 in Figura 3.6), la faglia 90573 – Valditacca (1,8 km a NE, n. 2 in Figura 3.6), la faglia – Alpe di Succiso - Parma (3,7 km a ESE, n. 3 in Figura 3.6), la faglia 61319 - Monte Cornela (4,3 km a SW, n. 4 in Figura 3.6), la faglia 61320 – La Bota (4,0 km a WSW, n. 5 in Figura 3.6) e la faglia 61312 – Monte Marmagna (4,1 km a WSW, n. 6 in Figura 3.6).

Dalle schede associate alle strutture 93749 – M. Orsaro - Parma (Figura 3.7), 90573 – Valditacca (Figura 3.8) e 93750 – Alpe di Succiso-Parma (Figura 3.9) risulta che si tratta di tre faglie inverse immergenti verso SW la cui ultima attività, dedotta da analisi geomorfologiche e remote sensing (foto aeree e immagini satellitari) è ascrivibile al Pleistocene inferiore per la faglia 90573 – Valditacca. Anche se la qualità dello studio è ritenuta bassa dai compilatori del database Ithaca, alle tre faglie sono rispettivamente associate magnitudo massime di 6,0, 6,4 e 6,1. Riguardo alle faglie 93749 – M. Orsaro - Parma e 93750 – Alpe di Succiso-Parma, i compilatori del database Ithaca affermano che non sono state rinvenute evidenze di superficie in quanto *“la faglia taglia le Unità Liguri costituite da varie litologie non facilmente distinguibili. Per questo nella casella LITHO CUT non sono state segnate”*.

Analizzando le schede relative alle strutture 61319 - Monte Cornela (Figura 3.10), 61320 – La Bota (Figura 3.11) e 61312 – Monte Marmagna (Figura 3.12), risulta che si tratta di tre faglie normali immergenti verso SW la cui ultima attività, dedotta da studi e rilievi di campagna è riconducibile al Pleistocene. I compilatori del database Ithaca ritengono che la qualità dello studio sia media.

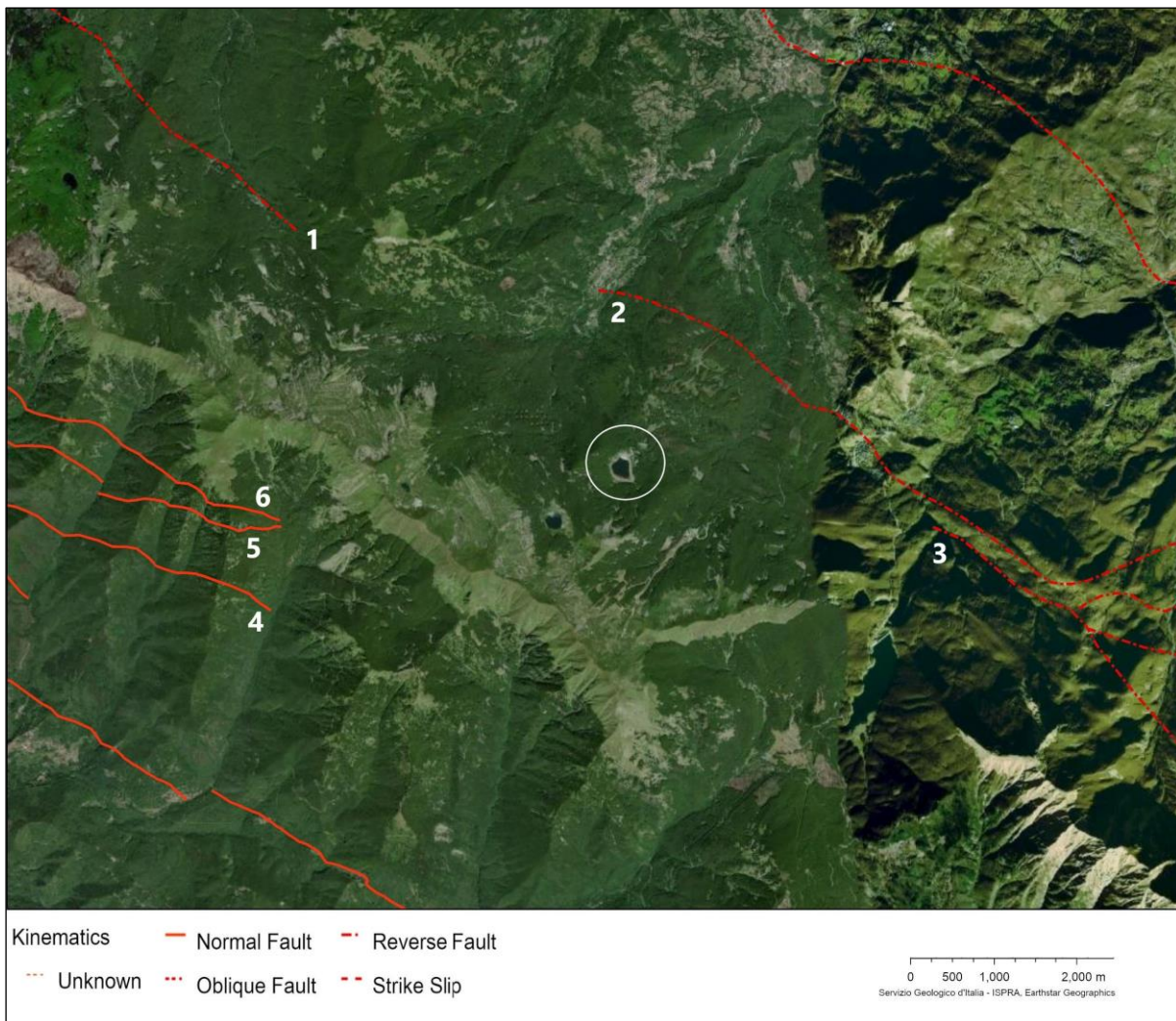


Figura 3.6 Immagine dal database ITHACA che mostra le faglie capaci censite nella regione che include il sito di Ballano (cerchio bianco). Esse corrispondono alla faglia 93749 – M. Orsaro - Parma (1), alla faglia 90573 - Valditacca (2), alla faglia 93750 – Alpe di Succiso - Parma (3), alla faglia 61319 – Monte Cornela (4), alla faglia 61320 – La Bota (5), alla faglia 61312 – Monte Marmagna (6). (Database ITHACA, <http://sqi2.isprambiente.it/ithacaweb/viewer/>)


Fault description	
GENERAL IDENTIFICATION	
Fault Code	93749
Fault Name	M. Orsaro - Parma
Region Name	Emilia Romagna
Tectonic Environment	ND
System Name	Appenninic foothills
Synopsis	
Rank	Primary
GOMETRY AND KINEMATICS	
Segmentation	Single Segment
Average Strike (°)	130
Dip (°)	Undefined
Dip Direction	SW
Fault Length (km)	5.5
Mapping Scale	1:250000
Fault Depth (m)	
Kinematics	Reverse
ACTIVITY	
Surface Evidence	ND
Last Activity	
Applied Technique	Geomorphologic data
Lithology	Marnoso-Arenacea Formation
SLIP PARAMETERS	
Recurrence Interval (yr)	
Slip Rate (mm/yr)	
Max Credible Rupture Length (km)	6.00
Max Credible Slip (m)	
Time Since Last Event (yr)	
Max Known Magnitude (Mw)	6.0
Max Known Intensity (MCS)	
Known Seismic Events	
FINAL REMARKS	
Capability Consensus	Low reliability
Study Quality	LOW
Notes	la faglia taglia le unita' Liguri costituite da varie litologie non facilmente distinguibili. Per questo nella casella LITHO CUT non sono state segnate.
Fault Trace Reference	
Last Update	
	

Figura 3.7 Scheda relativa alla faglia capace identificata con codice 93749 – M. Orsaro - Parma (indicata dalla freccia bianca). Da *ITHACA*, <http://sgj2.isprambiente.it/ithacaweb/SchedaFaglia.aspx?FaultCode=93749>


Fault description	
GENERAL IDENTIFICATION	
Fault Code	90573
Fault Name	Valditacca
Region Name	Emilia Romagna
Tectonic Environment	ND
System Name	Appenninic foothills
Synopsis	
Rank	Primary
GEOMETRY AND KINEMATICS	
Segmentation	Single Segment
Average Strike (°)	110
Dip (°)	Undefined
Dip Direction	SSW
Fault Length (km)	11.8
Mapping Scale	1:250000
Fault Depth (m)	
Kinematics	Reverse
ACTIVITY	
Surface Evidence	ND
Last Activity	Early Pleistocene
Applied Technique	Remote sensing: aerial photos, satellite
LITHOLOGY	
Lithology	Marnoso-Arenacea Formation
SLIP PARAMETERS	
Recurrence Interval (yr)	
Slip Rate (mm/yr)	
Max Credible Rupture Length (km)	13.00
Max Credible Slip (m)	
Time Since Last Event (yr)	
Max Known Magnitude (Mw)	6.4
Max Known Intensity (MCS)	
Known Seismic Events	
FINAL REMARKS	
Capability Consensus	Low reliability
Study Quality	LOW
Notes	
Fault Trace Reference	
Last Update	
	

Figura 3.8 Scheda relativa alla faglia capace identificata con codice 90573 - Valditacca (indicata dalla freccia bianca). Da *ITHACA* <http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/SchedaFaglia.aspx?FaultCode=90573>

Fault description	
GENERAL IDENTIFICATION	
Fault Code	93750
Fault Name	Alpe di Succiso - Parma
Region Name	Emilia Romagna
Tectonic Environment	ND
System Name	Appenninic foothills
Synopsis	
Rank	Primary
GEOMETRY AND KINEMATICS	
Segmentation	Single Segment
Average Strike (°)	130
Dip (°)	Undefined
Dip Direction	SW
Fault Length (km)	7.5
Mapping Scale	1:250000
Fault Depth (m)	
Kinematics	Reverse
ACTIVITY	
Surface Evidence	ND
Last Activity	
Applied Technique	Geomorphologic data
Lithology	Marnoso-Arenacea Formation
SLIP PARAMETERS	
Recurrence Interval (yr)	
Slip Rate (mm/yr)	
Max Credible Rupture Length (km)	7.00
Max Credible Slip (m)	
Time Since Last Event (yr)	
Max Known Magnitude (Mw)	6.1
Max Known Intensity (MCS)	
Known Seismic Events	
FINAL REMARKS	
Capability Consensus	Low reliability
Study Quality	LOW
Notes	la faglia taglia le unita' Liguri costituite da varie litologie non facilmente distinguibili. Per questo nella casella LITHO CUT non sono state segnate.
Fault Trace Reference	
Last Update	
	

Figura 3.9 Scheda relativa alla faglia capace identificata con codice 93750 – Alpe di Succiso - Parma (indicata dalla freccia bianca). Da *ITHACA*
<http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/SchedaFaglia.aspx?FaultCode=93750>

Fault description	
GENERAL IDENTIFICATION	
Fault Code	61319
Fault Name	Monte Cornela
Region Name	Toscana
Tectonic Environment	ND
System Name	NE border of the Lunigiana Basin
Synopsis	
Rank	Secondary
GEOMETRY AND KINEMATICS	
Segmentation	Single Segment
Average Strike (°)	135
Dip (°)	Undefined
Dip Direction	SW
Fault Length (km)	4.9
Mapping Scale	1:25000
Fault Depth (m)	
Kinematics	Normal
ACTIVITY	
Surface Evidence	ND
Last Activity	Pleistocene generic
Applied Technique	Field studies
Evidence for Capability	Displacement of middle-late Pleistocene deposits and/or land forms
SLIP PARAMETERS	
Recurrence Interval (yr)	
Slip Rate (mm/yr)	
Max Credible Rupture Length (km)	
Max Credible Slip (m)	
Time Since Last Event (yr)	
Max Known Magnitude (Mw)	
Max Known Intensity (MCS)	
Known Seismic Events	
FINAL REMARKS	
Capability Consensus	Medium reliability
Study Quality	FAIR
Notes	
Fault Trace Reference	
Last Update	
	

Figura 3.10 Scheda relativa alla faglia capace identificata con codice 61319 – Monte Cornela (indicata dalla freccia bianca). Da *ITHACA*
<http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/SchedaFaglia.aspx?FaultCode=61319>

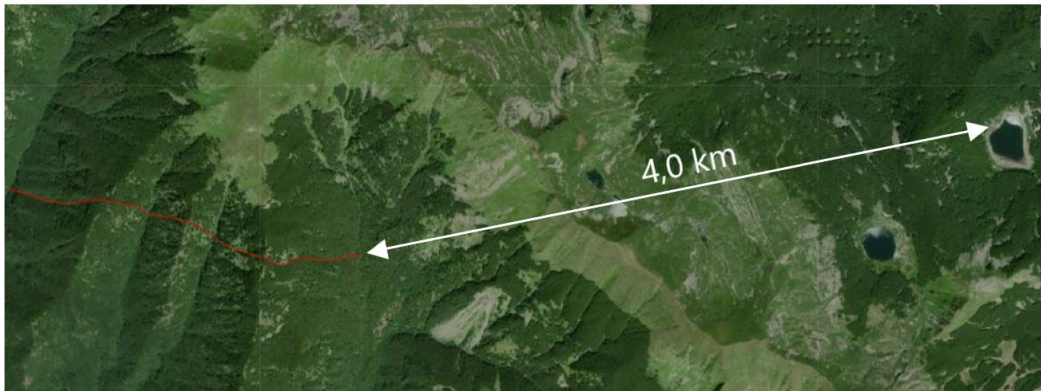
Fault description	
GENERAL IDENTIFICATION	
Fault Code	61320
Fault Name	La Bota
Region Name	Toscana
Tectonic Environment	ND
System Name	NE border of the Lunigiana Basin
Synopsis	
Rank	Secondary
GEOMETRY AND KINEMATICS	
Segmentation	Single Segment
Average Strike (°)	135
Dip (°)	Undefined
Dip Direction	SW
Fault Length (km)	2.4
Mapping Scale	1:25000
Fault Depth (m)	
Kinematics	Normal
ACTIVITY	
Surface Evidence	ND
Last Activity	Pleistocene generic
Applied Technique	Field studies
Evidence for Capability	Displacement of middle-late Pleistocene deposits and/or land forms
SLIP PARAMETERS	
Recurrence Interval (yr)	
Slip Rate (mm/yr)	
Max Credible Rupture Length (km)	
Max Credible Slip (m)	
Time Since Last Event (yr)	
Max Known Magnitude (Mw)	
Max Known Intensity (MCS)	
Known Seismic Events	
FINAL REMARKS	
Capability Consensus	Medium reliability
Study Quality	FAIR
Notes	
Fault Trace Reference	
Last Update	
	

Figura 3.11 Scheda relativa alla faglia capace identificata con codice 61320 – La Bota (indicata dalla freccia bianca). Da *ITHACA*
<http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/SchedaFaglia.aspx?FaultCode=61320>


Fault description	
GENERAL IDENTIFICATION	
Fault Code	61312
Fault Name	Monte Marmagna
Region Name	Toscana
Tectonic Environment	ND
System Name	NE border of the Lunigiana Basin
Synopsis	
Rank	Secondary
GEOMETRY AND KINEMATICS	
Segmentation	Single Segment
Average Strike (°)	135
Dip (°)	Undefined
Dip Direction	SW
Fault Length (km)	9.2
Mapping Scale	1:25000
Fault Depth (m)	
Kinematics	Normal
ACTIVITY	
Surface Evidence	ND
Last Activity	Pleistocene generic
Applied Technique	Field studies
Evidence for Capability	Displacement of middle-late Pleistocene deposits and/or land forms
SLIP PARAMETERS	
Recurrence Interval (yr)	
Slip Rate (mm/yr)	
Max Credible Rupture Length (km)	
Max Credible Slip (m)	
Time Since Last Event (yr)	
Max Known Magnitude (Mw)	
Max Known Intensity (MCS)	
Known Seismic Events	
FINAL REMARKS	
Capability Consensus	Medium reliability
Study Quality	FAIR
Notes	
Fault Trace Reference	
Last Update	
	

Figura 3.12 Scheda relativa alla faglia capace identificata con codice 61312 – Monte Marmagna (indicata dalla freccia bianca). Da *ITHACA*
<http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/SchedaFaglia.aspx?FaultCode=61312>

4. CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE DI SITO

4.1 Inquadramento geologico generale

Lo sbarramento di Ballano, posizionato in prossimità dello spartiacque appenninico e del Passo del Lagastrello, è ubicato in corrispondenza di depressioni e gradini morfologici formatisi all'interno di circhi glaciali per erosione differenziale. L'area in esame risulta essere compresa sul versante settentrionale di uno spartiacque orientato in direzione NW-SE lungo l'allineamento tra Monte Orsaro – Monte bocco – Monte Sillara. L'opera è localizzata nel contesto della catena appenninica settentrionale, risultato di diverse fasi di collisione che hanno coinvolto le placche Apula ed Europa, a partire dal Cretaceo e tutt'oggi in corso.

Secondo la cartografia Geologica d'Italia in scala 1:100'000, la diga di Ballano è localizzata sul margine settentrionale dell'Appennino tosco-emiliano dove vengono a contatto i rilievi montuosi caratterizzati dalla potente successione arenaceo-pelitica della Serie Toscana del "Macigno", alternanze di banchi gradati e sequenze arenaceo-calcareo-argillose della Formazione dei "Calcari e Arenarie di Monte Dosso", appartenenti alla Serie Ligure-Emiliana.

L'area d'interesse, che ricade nell'area sud-occidentale del Foglio 85 "Castelnovo ne' Monti", comprende formazioni riferibili soprattutto ai domini paleogeografici esterno Ligure, Subligure e Toscano. Nell'area in esame la Formazione del Macigno, appartenente al Dominio Toscano e costituente il crinale appenninico della zona, presenta una struttura anticlinale con asse orientato NW-SE. In corrispondenza dell'alta valle del Fiume Enza e della valle del Torrente Parma, le formazioni appartenenti al Dominio Toscano risultano essere interrotte da una successione di terreni argilloso-calcarei e calcareo-marnosi riferibili al Dominio Ligure. Nell'intorno dell'area d'interesse di Ballano, inoltre, i contatti tra le Unità Toscane e quelle Liguri e Subliguri sono interpretati come lineamenti tettonici.

L'analisi dello stralcio di Foglio 85 Castelnovo ne' Monti, appartenente alla Carta Geologica d'Italia in scala 1:100'000 e riportato in Figura 4.1 e Figura 4.2, ha permesso di individuare le formazioni che caratterizzano l'area d'interesse nell'intorno dello sbarramento e del bacino di Ballano e che risultano appartenenti all'**Unità Tettonica Toscana**. Nel dettaglio, lo sbarramento risulta compreso nel contesto della formazione calcareo-marnosa del "Macigno", una sequenza arenacea con intercalazioni argilloso-siltitiche e riferibile all'Oligocene medio e superiore, costituita da strati arenacei prevalenti dello spessore medio di 0,5 - 5 m molto compatte, micacee, grigie, a grana variabile da finissima a grossolana e caratterizzate da un cemento argilloso-calcareo. Le intercalazioni siltoso-argillitiche, dello spessore medio decimetrico, si presentano talora fogliettate.

Si evidenzia inoltre che la struttura originaria della diga risulta essere per la gran parte impostata al di sopra di depositi quaternari cartografati come depositi detritici gravitativi e morenici che caratterizzano l'area. Si tratta di depositi di versante e detritici olocenici situati a valle delle formazioni arenaceo-pelitiche che costituiscono il versante settentrionale dello spartiacque appenninico, oltre a depositi wurmiani riferibili a cordoni laterali e trasversali che sono stati depositi sulle soglie dei circhi glaciali e sui ripiani lungo le stesse valli un tempo occupate da lingue glaciali. A testimonianza dei processi che hanno caratterizzato questo tratto di crinale appenninico durante l'ultima glaciazione, si riconoscono numerose forme

come quella entro la quale è impostato il bacino di Ballano e cartografate proprio come circhi glaciali. La struttura di consolidamento dello sbarramento addossato sul lato di monte invece, risulta essere fondata quasi interamente sulla formazione arenacea del Macigno.

Si vuole sottolineare inoltre che nell'ambito di studi geologici datati, tra i quali si può inserire anche la Carta Geologica d'Italia in scala 1:100'000 del Foglio 85 Castelnovo ne' Monti risalente al 1968, parte delle successioni arenaceo-pelitiche del crinale toscano-emiliano dell'area in esame veniva indistintamente indicata come Formazione del Macigno. Più precisamente nell'intorno dello sbarramento di Ballano si riconoscono formazioni riferibili al "Macigno b" o "Macigno del Mugello" e del "Macigno a", "Macigno del Chianti" o "Macigno p.d.". Nel dettaglio, all'interno della Formazione del Macigno venivano riconosciute differenti litofacies che ricalcavano la suddivisione introdotta da *Signorini* nel 1936 ("Macigno a" o "del Chianti", "Macigno b" o "del Mugello" e "Macigno c" per una facies prettamente marnosa). In particolare, per l'area oggetto della presente Relazione al termine "Formazione del Macigno", denominazione rimasta in uso per l'identificazione delle successioni arenaceo-pelitiche più antiche di questa fascia di crinale toscano-emiliano, sono così stati affiancati differenti terminologie succedutesi nel tempo.

In quest'ottica recenti studi stratigrafici di maggiore dettaglio hanno sottolineato ulteriori rilevanti differenze cronologiche e sedimentologiche all'interno di queste successioni arenaceo-pelitiche, suggerendo la definizione di nuove formazioni geologiche. Così in lavori successivi le unità arenacee dell'area di crinale dell'Appennino Settentrionale le unità riferibili al "Macigno a" sono state denominate semplicemente con il termine di "Macigno", mentre al "Macigno b" venivano ascritte alle Arenarie del Monte Cervarola (*Bortolotti et al., 1970; Dallan Nardi & Nardi, 1972*).

Proprio le successioni arenaceo-pelitiche che caratterizzano il contesto geologico dello sbarramento di Ballano possono essere ricondotte, secondo la nomenclatura stratigrafica più recente, alla Formazione del Macigno (MAC) appartenenti all'Unità Tettonica della Falda Toscana.

Il serbatoio di Ballano è stato realizzato in un'area montana tra le quote 1330 e 1348 m s.l.m. nel settore immediatamente a nord dello spartiacque appenninico e di sviluppo SE – NW pressoché coincidente con l'allineamento Monte Orsaro – Monte Bocco – Monte Sillara. L'invaso occupa un modesto circo glaciale dominato dalla presenza di estesi corpi morenici risultato delle fasi deposizionali dell'ultima glaciazione wurmiana.

L'invaso è impostato in gran parte su depositi detritici e morenici che ricoprono la formazione arenacea del Macigno. I versanti del bacino sono caratterizzati da limitati affioramenti per la presenza di una fitta vegetazione che in molti casi è attecchita su depositi di copertura detritici e di natura morenica.

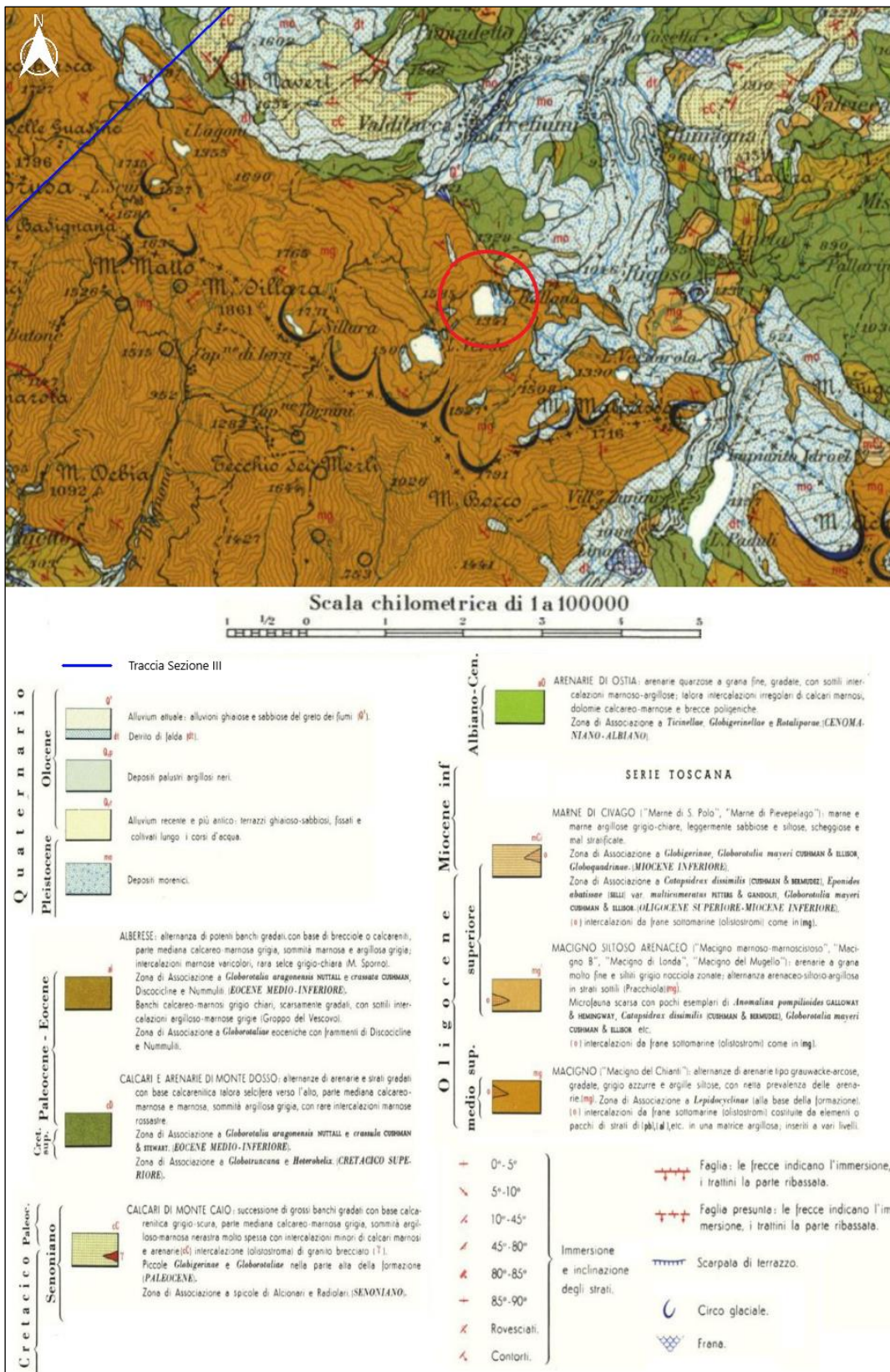


Figura 4.1 Stralcio della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100'000. Il cerchio rosso indica il sito dello sbarramento. [Foglio 85 Castelnovo ne' Monti]

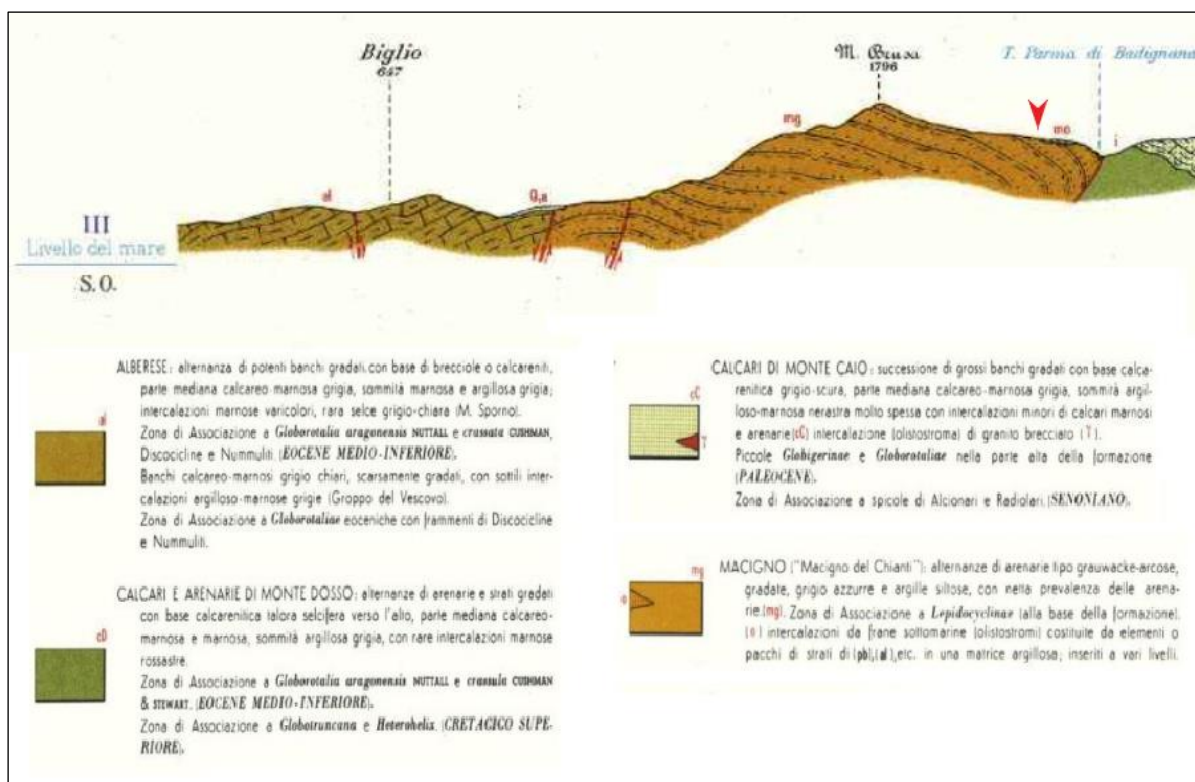


Figura 4.2 Parte terminale sud-occidentale della Sezione Geologica Interpretativa III compresa all'interno del Foglio 85 Castelnovo ne' Monti. Tale porzione terminale della sezione III è riportata in pianta in Figura 4.1 ed evidenziata dal lineamento blu che taglia dall'angolo NW dello stralcio di carta. La proiezione dell'ubicazione del sito di Ballano può essere individuata dalla freccia rossa, in corrispondenza dell'anticlinale con asse orientato SW-NE

Si analizza il contesto geologico nel quale si inserisce la diga di Ballano, grazie allo stralcio del Foglio 234 "Fivizzano" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50'000 "Fivizzano" della Cartografia Geologica realizzata dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa e alla relativa sezione geologica, riportate rispettivamente in Figura 4.3 e Figura 4.4. L'area dello sbarramento d'interesse si posiziona nella porzione nord-occidentale del Foglio 234 "Fivizzano".

Secondo il foglio geologico a scala 1:50'000, la diga di Ballano risulta essere impostata in parte sulla **Formazione del Macigno**, appartenente al Dominio Toscano, ed in parte su depositi eterogenei ed eterometrici, prevalentemente arenacei, riconducibili a **depositi di till indifferenziato** quaternario.

Dal punto di vista litologico la Formazione del Macigno, datata all'Oligocene superiore – Miocene inferiore, risulta essere costituita da torbiditi arenacei ed arenaceo – pelitici grigi con granulometria da media a medio – fine negli strati meno spessi e da grossolana a molto grossolana negli strati spessi e molto spessi. Sono presenti, seppur subordinate, torbiditi pelitico – arenacei sottili o, raramente, calcareo marnose. Gli intervalli pelitici, costituiti da siltiti grigie, marne siltose ed argilliti da grigie a grigio – scure, sono spesso sottili e laminati e possono raggiungere qualche decina di centimetri di spessore.

L'intera unità presenta uno spessore variabile da centinaia di metri fino a 2'000 metri.

La porzione centrale e sud-orientale dello sbarramento risulta impostata nel contesto di depositi di till indifferenziato, datati al Pleistocene medio/superiore. Si tratta di un deposito costituito da accumuli di clasti subangolosi, prevalentemente arenacei, di dimensioni comprese tra le ghiaie ed i massi, immersi in una matrice sabbioso – limosa grigio – ocrea. Lo spessore dell'unità varia da qualche metro fino ad un massimo di 100 metri (*Puccinelli et al., 2015*).

La sezione geologica A – A' (Figura 4.4), riportata all'interno del Foglio 234 Fivizzano della Carta Geologica d'Italia, conferma come l'invaso di Ballano sia collocato al di sopra della Formazione del Macigno.

Si vuole analizzare a questo punto il contesto geologico di maggiore dettaglio dell'area oggetto del presente rapporto, grazie alla carta geologica dell'appennino emiliano – romagnolo a scala 1:10'000 della Regione Emilia-Romagna (Figura 4.5).

In particolare, la cartografia 1:10'000, in accordo con quanto indicato dalla carta geologica a scala 1:50'000, mostra come sbarramento oggetto della presente Relazione sia impostato sulla Formazione del Macigno e su depositi periglaciali.

L'assetto strutturale dell'area appare uniforme con un'immersione prevalente della formazione arenaceo-pelitica del Macigno verso NE, determinando un assetto a franapoggio sul versante nel quale si colloca lo sbarramento di Ballano. Nelle immediate vicinanze del sito, le cartografie in scala 1:50'000 e 1:10'000 riportano giaciture di strato immergenti in direzione N-NE ed inclinazione media 25°.

Nell'area dell'invaso e dello sbarramento l'ammasso risulta essere ricoperto da coltri e depositi detritici di differente genesi, derivanti da fenomeni gravitativi e dall'azione glaciale ed intrinsecamente connessi tra di loro.

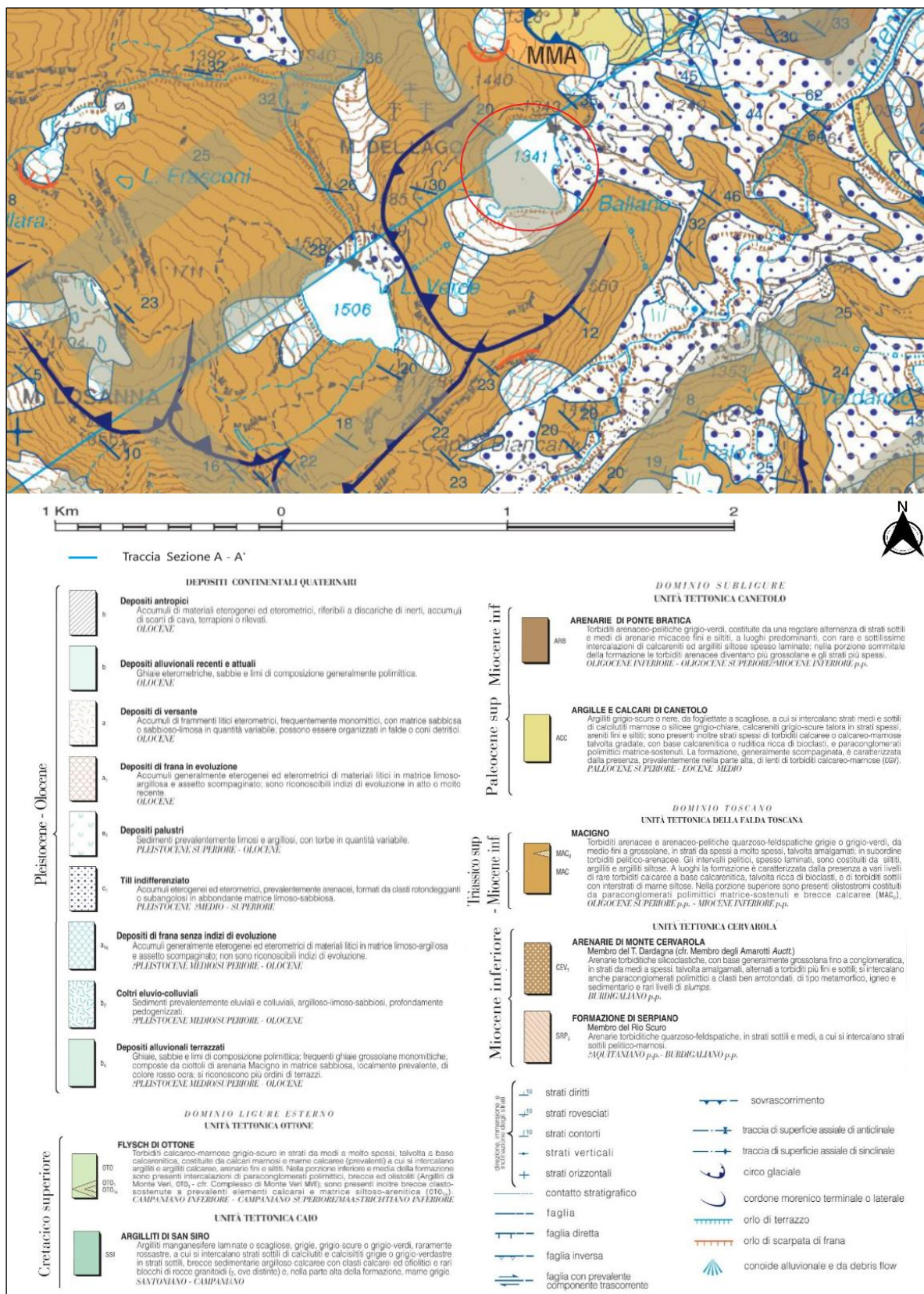


Figura 4.3 Stralcio della Carta Geologica a scala 1:50'000, con particolare dello sbarramento e dell'invaso di Ballano [Foglio 234 Fivizzano – Università di Pisa – Dipartimento di Scienze della Terra]

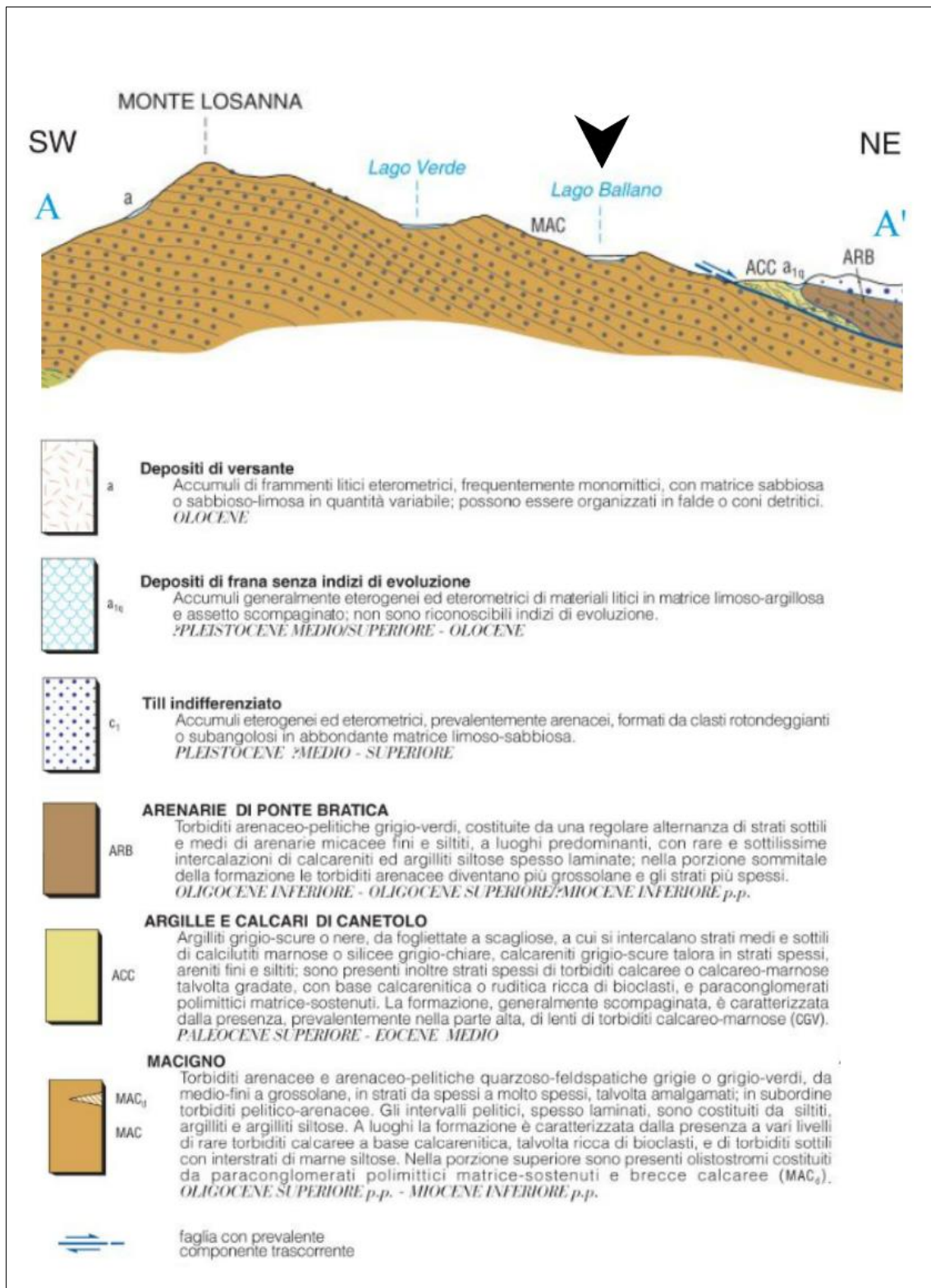


Figura 4.4 Parte della Sezione Geologica Interpretativa A – A' riportata all'interno del Foglio 234 Fivizzano a scala 1:50'000. Tale porzione della sezione A – A' è riportata in pianta in Figura 4.3 ed evidenziata dal lineamento blu che taglia lo stralcio di carta da SW a NE attraversando l'invaso di Ballano. La proiezione dell'ubicazione del sito di Ballano può essere individuata dalla freccia nera

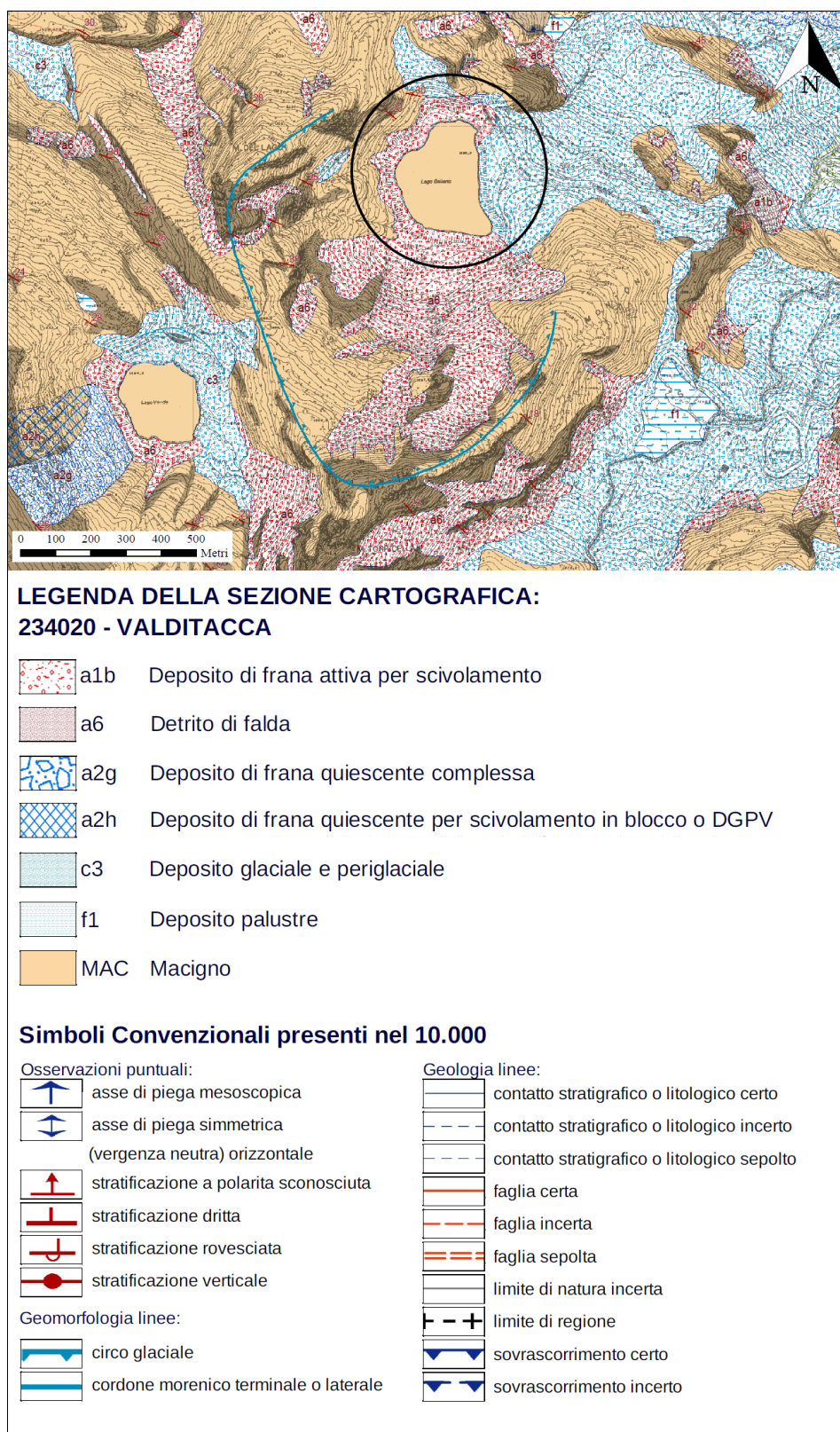


Figura 4.5 Stralcio della Carta Geologica della Regione Emilia-Romagna a scala 1:10'000. Il cerchio nero individua lo sbarramento e l'invaso di Ballano [Elemento 234020 Valditacca – Carta Geologica dell'appennino emiliano-romagnolo, 2011]

4.2 Caratteristiche geologiche e geomorfologiche di sito

La definizione del contesto geologico e geomorfologico dell'area in esame, inoltre, si è potuta avvalere del fondamentale contributo derivante dalle innumerevoli testimonianze documentali e dalle numerose **campagne di indagine** che negli anni si sono succedute nell'ambito dello studio dello sbarramento di Ballano. In particolare, tali indagini, realizzate nel contesto della diga o nelle immediate vicinanze della stessa, hanno contribuito a definire nel dettaglio la natura, la successione stratigrafica e l'assetto strutturale dei terreni e del substrato che possono essere rilevati all'interno del Volume Geologico Significativo dell'imposta. In questo senso, ci si riferisce soprattutto alle indagini che hanno fornito dati utili alla caratterizzazione geologica del sito e che sono riportate di seguito.

- CONSONDA S.p.A., 1978:
 - esecuzione di n. 2 perforazioni a carotaggio continuo in corrispondenza del nucleo della struttura originaria, per la realizzazione dei pendoli PL1 e PL2. Le perforazioni hanno rispettivamente raggiunto le profondità di 39 e 30 m al di sotto del piano del coronamento. I due sondaggi hanno dapprima attraversato il corpo diga in muratura di pietrame per poi addentrarsi all'interno dei depositi morenici ed infine nel substrato arenaceo-pelitico.
 - esecuzione di n. 13 perforazioni a carotaggio continuo (S1-S13) in corrispondenza del nucleo del corpo diga, raggiungendo la profondità massima di 27 m al di sotto del piano di fondazione. La maggior parte dei sondaggi, dopo aver attraversato il corpo diga in pietrame, si addentra all'interno dei depositi morenici e detritici che caratterizzano l'area dello sbarramento, per poi giungere al substrato arenaceo del Macigno. I soli sondaggi S3, S4, S5 S6, S7 e S11 incontrano il substrato roccioso al di sotto del corpo diga e dovrebbero essere stati quindi realizzati nel contesto della struttura addossata a quella originaria del corpo diga. Il sondaggio S10 è stato invece spinto solamente fino alla profondità di 2,50 m al di sotto del coronamento, incontrando quindi il solo corpo diga. Si rileva inoltre che il sondaggio S6 è inclinato di 20° verso monte.
- IMPRESA ROMOLO BARDIN S.p.A, 1988:
 - esecuzione di n. 3 perforazioni a carotaggio continuo a valle del corpo diga, nel contesto dei depositi morenici. Le perforazioni (SG1-SG3) hanno raggiunto la profondità massima di 15,20 m al di sotto del piano campagna. Tutti i sondaggi sono stati spinti in profondità fino ad incontrare il substrato arenaceo-pelitico del Macigno.
- COMITGEO s.n.c., 2002:
 - esecuzione di n. 2 perforazioni a carotaggio continuo a valle del corpo diga, nel contesto dei depositi morenici. Le perforazioni (SC1-SC2) hanno raggiunto la profondità massima di 18,00 m al di sotto del piano campagna. Tutti i sondaggi sono stati spinti in profondità fino ad incontrare il substrato arenaceo-pelitico del Macigno.

- esecuzione di n. 4 log termodifferenziali nei sondaggi i SC1 ed SC2 (2 dei quali su pozzo stabilizzato e 2 su pozzo con acque miscelate).
 - esecuzione di n. 9 prove di permeabilità in foro Le Franc, nel contesto dei fori realizzati per i sondaggi a carotaggio continuo SC1 e SC2.
 - esecuzione di 3 prove di densità in sito entro l'area di fluttuazione del bacino d'invaso (D1, D2, D3) con prelievo ed analisi dei campioni relativi.
 - prelievo ed analisi di laboratorio su n. 5 campioni dai pendii e dagli interstrati rocciosi e n. 11 dai sondaggi meccanici SC1 e SC2 (analisi granulometriche, limiti di Atterberg, umidità naturali).
 - prelievo di n. 4 serie di campioni per l'esecuzione di una prova di taglio diretto su 4 provini diversi in roccia (C1, C2, C2 bis e C3) e su 2 dei campioni sciolti prelevati per le densità in sito (D1 e D2).
 - esecuzione ed interpretazione di n. 4 basi sismiche a rifrazione, per un totale di 326 m, con lettura sia delle onde P che delle onde S e definizione dei moduli elastico dinamici dei terreni. In particolare:
 - base sismica 1: è stata sviluppata trasversalmente all'asse della diga in direzione NE-SW in spalla sinistra, dall'area dell'invaso fino ad arrivare alla zona di valle dello sbarramento;
 - base sismica 2: è stata sviluppata longitudinalmente all'asse della diga in direzione NW-SE nell'area di monte del corpo diga, nel contesto della zona di invaso;
 - base sismica 3: è stata sviluppata longitudinalmente all'asse della diga in direzione NW-SE nell'area immediatamente a valle del corpo diga, a partire dallo scarico di superficie e proseguendo verso NW nella zona del più recente muro d'ala;
 - base sismica 4: è stata sviluppata longitudinalmente all'asse della diga in direzione NW-SE nell'area immediatamente a valle del corpo diga, a partire dallo scarico di superficie e proseguendo verso SE nella zona del corpo originario dello sbarramento.
- SONDEDILE S.r.l., 2008:
 - esecuzione di n. 5 perforazioni a carotaggio continuo in corrispondenza della struttura muraria originaria (S2B) del corpo diga, della spalla sinistra (S1B), dei terreni e rocce di fondazione immediatamente al piede del paramento di valle della struttura originaria (S5B) e nell'area dell'invaso a poche decine di metri dal paramento di monte (S3B e S4B), fino ad una profondità massima di 41 m.
 - esecuzione di n. 4 perforazioni a distruzione di nucleo per l'attrezzamento dei fori per le prove Cross-hole, in corrispondenza della struttura muraria originaria del corpo diga (CH2B), della spalla sinistra (CH1B) e nell'area dell'invaso a poche decine di metri dal paramento di monte (CH3B e CH4B), fino ad una

- profondità massima di 41 m. La profondità d'indagine raggiunta dal sondaggio CH5B non viene specificata all'interno dei documenti attualmente disponibili.
- esecuzione di n. 5 prove S.P.T. nel contesto dei carotaggi continui S1B, S2B, S3B, S4B e S5B.
 - prelievo di n. 5 campioni rimaneggiati dai terreni di fondazione per l'esecuzione di prove granulometriche e prove per la determinazione dei limiti di Atterberg.
 - realizzazione di n. 12 prove di permeabilità Lugeon nel contesto del solo ammasso di fondazione per i sondaggi S1B, S2B, S3B, S4B e S5B.
 - realizzazione di n. 8 prove dilatometriche nel contesto delle sole rocce di fondazione per i sondaggi S1B, S2B e S4B.
- TERRA S.r.l., 2009:
 - realizzazione di n. 2 rilievi geomeccanici mediante sonda televisiva in foro, nell'ambito dei fori di sondaggio in corrispondenza del nucleo della struttura originaria (S2B) e nell'area dell'invaso a poche decine di metri dal paramento di monte (S3B).
 - PROGEO S.r.l., 2009:
 - esecuzione di n. 4 prove Cross-hole nei fori di sondaggio realizzati nel contesto della campagna d'indagine geognostica Sondedile del 2008. In particolare, la realizzazione di tali prove è stata eseguita nelle coppie di fori S1B-CH1B, S2B-CH2B, S3B-CH3B, S4B-CH4B.
 - esecuzione di n. 2 stendimenti a rifrazione tomografica:
 - sezione 1: è stata sviluppata longitudinalmente all'asse della diga in direzione nord-sud per una lunghezza di 235 m con 48 sensori di ricezione delle onde di compressione (P) (geofoni) interspaziati ogni 5 m partendo in corrispondenza della coppia di sondaggi CH1B-S1B, proseguendo in direzione delle coppie di sondaggi CH3B-S3B e CH4B-S4B a monte del manufatto e terminando un centinaio di metri circa sempre parallelamente al paramento di monte della diga;
 - sezione 2: è stata sviluppata trasversalmente all'asse della diga in direzione ovest-est per una lunghezza di 115 m con 24 sensori di ricezione delle onde di compressione (P) (geofoni) interspaziati ogni 5 m partendo sulle pendici a monte del manufatto e terminando in corrispondenza della coppia di sondaggi CH3B-S3B a ridosso del paramento di monte della diga.
 - ENEL, 2012:
 - realizzazione di una campagna di rilievi geomeccanici nel contesto dello sbarramento e delle sponde dell'invaso.

- esecuzione realizzazione di rilievi geologici e geomorfologici dell'area dello sbarramento e dell'invaso.
- GEOEXPLORATION, 2020:
 - realizzazione di una campagna di rilievi sismici a rifrazione con tomografia in onde P e S nel contesto dello scarico di superficie e dell'area immediatamente a valle di quest'ultimo.

Tali indagini hanno interessato l'intera estensione dell'imposta, permettendo una buona ricostruzione del modello stratigrafico dei terreni e del substrato di fondazione.

Unitamente a quanto riportato dalla cartografia geologica analizzata finora nel presente paragrafo, le numerose campagne di indagine prese in considerazione hanno permesso di definire un modello di sottosuolo di dettaglio per il sito d'interesse. Tali dati arricchiscono la definizione del modello geologico-stratigrafico derivato dall'analisi della cartografia geologica di riferimento.

Proprio sulla base dei rilevamenti di superficie e delle campagne di indagini condotte, si è potuto ricostruire il modello geologico-stratigrafico nell'area dello sbarramento. In particolare, tra i 15 e i 20 m al di sotto del piano di coronamento, si riscontra la presenza in fondazione della formazione arenaceo-pelitica del Macigno da mediamente a fortemente alterata e fratturata, al di sotto della quale si incontra la stessa formazione ma caratterizzata da un grado di compattezza superiore ed alterazione inferiore. L'ammasso roccioso non affiora nell'area dello sbarramento, ma solamente nell'area a monte (Figura 4.6) ed a valle dello stesso. L'analisi delle indagini dirette ed indirette a disposizione ha permesso di ricostruire l'andamento del tetto substrato torbiditico sul quale è fondata la struttura muraria costituente il corpo più recente della diga. Mentre la Formazione del Macigno appare subaffiorante e si rinviene a pochi metri di profondità al di sotto delle coperture detritiche in spalla sinistra ed immediatamente a monte dell'imposta, il tetto del substrato tende ad approfondirsi rapidamente dirigendosi verso la porzione centrale della stretta e mantenendosi tra i 10 e 15 metri di profondità anche nell'area della sponda destra.

Si è potuto inoltre verificare che la porzione del corpo diga originario risulta per la gran parte fondata sui terreni detritici di origine gravitativa e glaciale, rispettivamente nell'area centro-settentrionale e meridionale dello sbarramento. Gli stessi depositi di origine gravitativa ricoprono il substrato in corrispondenza della porzione centro-settentrionale della diga (Figura 4.7) e lungo le sponde settentrionale, occidentale e sud-occidentale dell'invaso, mentre i depositi detritici di origine glaciale caratterizzano le spalle e l'area a valle dello sbarramento (Figura 4.8) e soprattutto l'area orientale del bacino di Ballano.



Figura 4.6 Particolare di un affioramento della Formazione del Macigno nell'area a monte dello sbarramento lungo la strada che da Lago Ballano conduce a Lago Verde. Si tratta di torbiditi arenacei ed arenaceo – pelitici grigi con granulometria da media a medio – fine negli strati meno spessi e da grossolana a molto grossolana negli strati spessi, a cui sono subordinati livelli pelitici, costituiti da siltiti grigie, marne siltose ed argilliti grigie



Figura 4.7 Vista sulla porzione centro-settentrionale a monte dello sbarramento, con particolare dei depositi detritici di origine gravitativa che ricoprono la formazione arenaceo-pelitica del Macigno sottostante. Le immagini evidenziano la natura caotica e la tessitura eterogenea dei depositi di versante che caratterizzano i versanti nordoccidentali dell'invaso e l'area settentrionale dello sbarramento. Tali depositi sono costituiti da accumuli di clasti eterometrici a struttura caotica immersi in una matrice sabbioso-limosa talora argillosa



Figura 4.8 Viste dell'area a valle dello sbarramento nella zona dello sfioratore (immagine di sinistra) e sulla spalla destra (immagine di destra), caratterizzate dalla presenza dei depositi di origine glaciale con clasti eterometrici e frequenti blocchi inglobati in una matrice sabbioso-limosa e limoso-sabbiosa

La **geomorfologia** dell'area di spartiacque appenninico di questo settore del Parco Nazionale dei Cento Laghi è caratterizzata da versanti a media inclinazione e risulta dominata dall'accumulo di grandi masse detritiche al piede degli stessi versanti ed all'interno degli alvei fluviali e dei circhi glaciali (Figura 4.9). I processi in atto e le evidenze morfogenetiche, unitamente alle caratteristiche litologiche-tessiturali delle formazioni ed unità rilevabili, indicano una genesi legata soprattutto a fenomeni erosivi ed a instabilità degli stessi versanti che costituiscono il circo glaciale all'interno del quale è ospitato il lago di Ballano. Tali fenomeni erosivi si inquadrano in un panorama geologico interessato da antichi processi glaciali ed a successivi fenomeni di natura prettamente fluviale. Le già citate indagini ed i rilievi di superficie, realizzati nel contesto dello sbarramento di Ballano, hanno portato a determinare che alcuni dei depositi rinvenuti al di sotto dell'imposta derivino da intensi fenomeni erosivi e da instabilità di versanti dell'area in esame.



Figura 4.9 Vista d'insieme del Lago di Ballano dal coronamento della diga, con particolare riferimento ai versanti a media-elevata acclività che circondano l'invaso. Le sponde che bordano il lago risultano essere caratterizzate dalla presenza di depositi di versante e di origine glaciale che ne addolciscono localmente le pendenze e ricoprono il substrato arenaceo-pelitico

4.3 Assetto stratigrafico nella zona di fondazione e sezioni geologiche

Dall'analisi dei dati geologici e geotecnici derivanti dalla letteratura geologica, dalla documentazione storica e dalle indagini geognostiche è stato possibile costruire n. 3 sezioni geologiche interpretative della zona di imposta dell'opera: n. 2 longitudinali, con viste da monte e da valle, e n. 1 trasversale al coronamento.

Si riportano di seguito le tracce di 3 sezioni geologiche, su base della cartografia geologica in scala 1:10'000 (Figura 4.10), realizzate longitudinalmente e trasversalmente al coronamento dell'opera. La sezione A-A' rappresenta quella longitudinale al coronamento dell'opera, con viste da monte e da valle, mentre la sezione D-3 quella trasversale (rispettivamente in Figura 4.11, Figura 4.12 e Figura 4.13).

In particolare, la sezione D-3 di Figura 4.13 rappresenta la sezione di verifica che è stata tracciata in sinistra rispetto al punto di massima altezza del corpo diga.

Nelle sezioni, la geometria dell'opera è stata ricostruita in base ai disegni disponibili ed alle indagini effettuate, così come gli spessori e l'andamento delle unità geotecniche e litotecniche è stato dedotto dai sondaggi geognostici realizzati, unitamente alle informazioni derivanti dalle prove geofisiche.

La Formazione Macigno, individuabile al di sotto dell'imposta e localmente dei depositi detritici di origine gravitativa e glaciale, presenta un generale assetto con la stratificazione principale orientata verso N-NE, come deducibile dalle indagini realizzate. In ogni caso, frequentemente le carote estratte dai sondaggi sono risultate caratterizzate da sistemi di discontinuità e fratturazione con inclinazioni medie di circa 25° rispetto all'orizzontale.

Infine, grazie alle testimonianze fornite dalle stesse indagini realizzate nell'ambito dello sbarramento, la formazione rocciosa di fondazione risulta essere caratterizzata dalla presenza di una fascia superficiale di spessore medio compreso tra 5 e 10 metri di ammasso particolarmente fratturato ed alterato rispetto a quanto riscontrabile più in profondità.

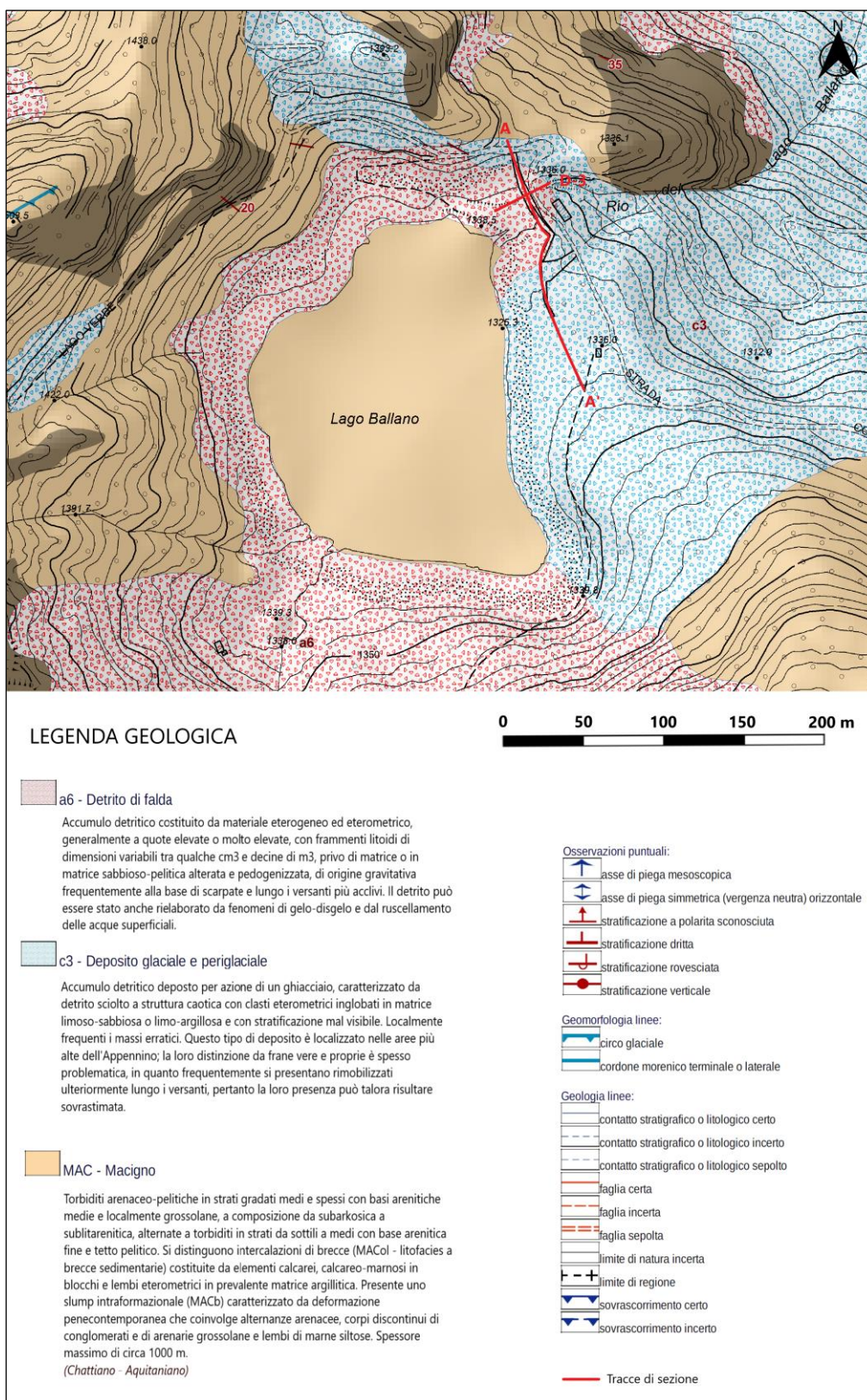


Figura 4.10 Stralcio della Carta Geologica in scala 1:10'000 della Regione Emilia-Romagna, nella quale sono riportate le tracce delle sezioni geologiche A-A' e D-3 [234020 Valditacca – Carta Geologica dell'appennino emiliano-romagnolo, 2011]

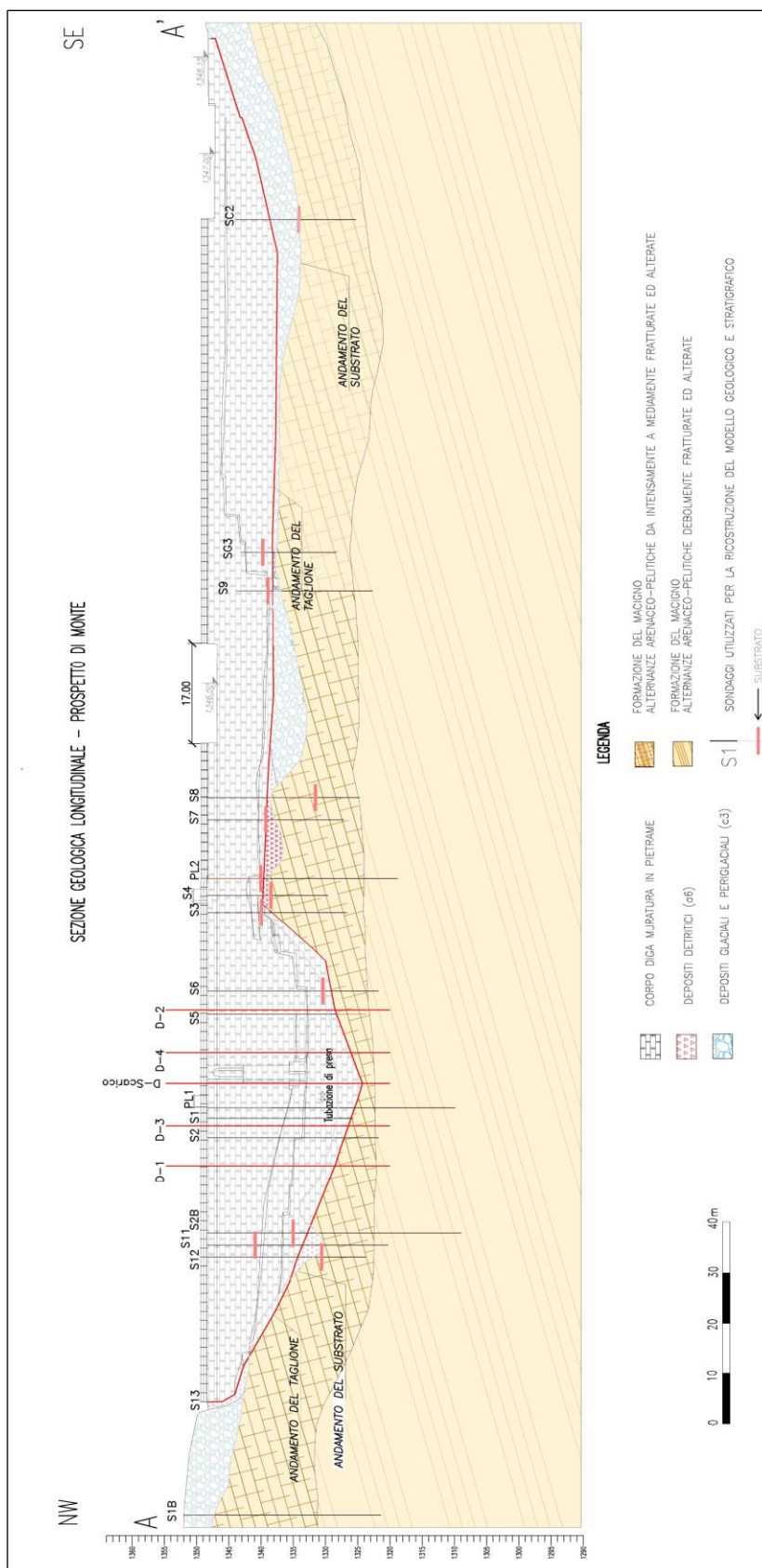


Figura 4.11 Sezione geologica interpretativa A-A' parallela al coronamento, vista da monte

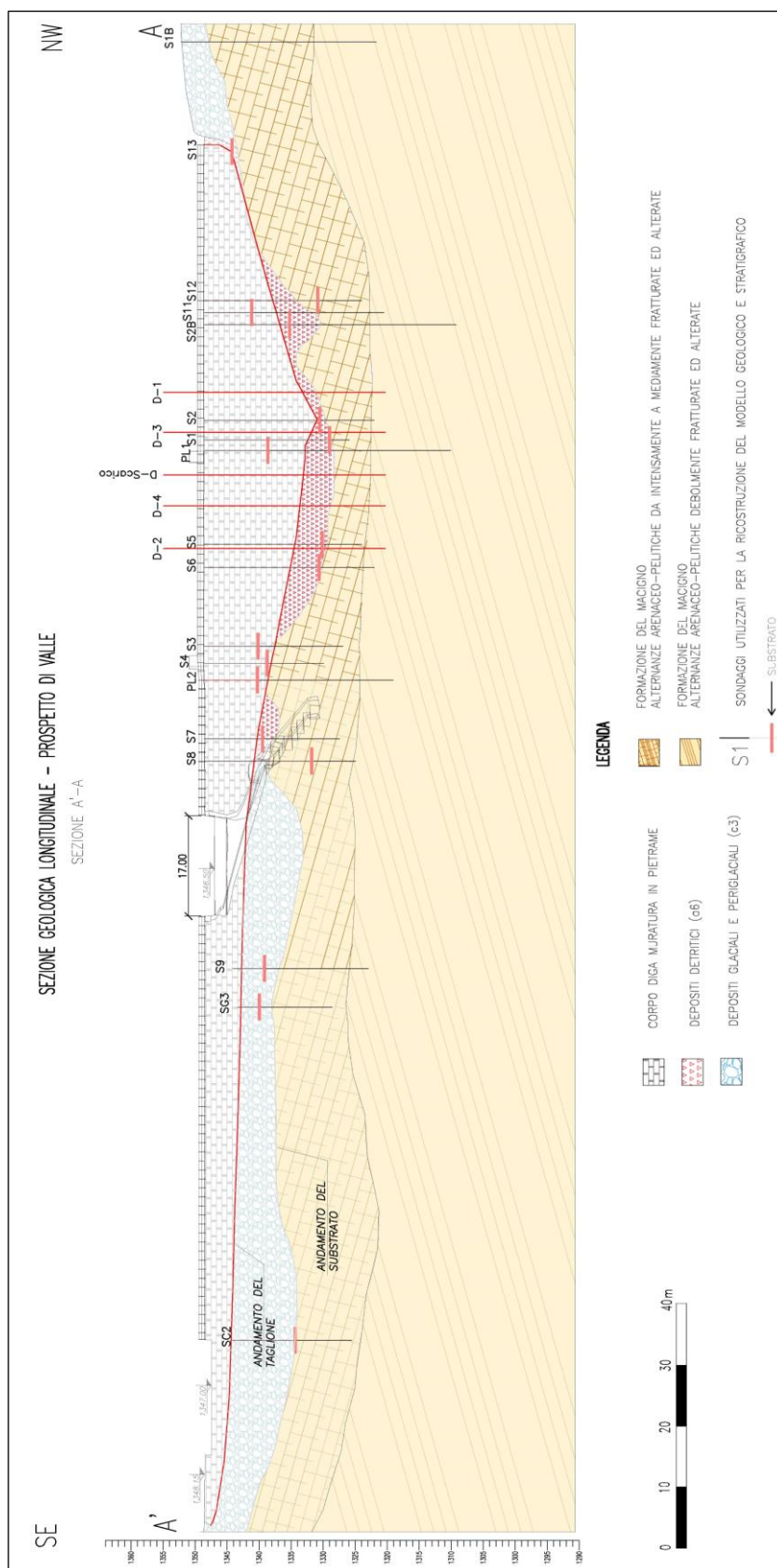


Figura 4.12 Sezione geologica interpretativa A-A' parallela al coronamento dell'opera, vista da valle

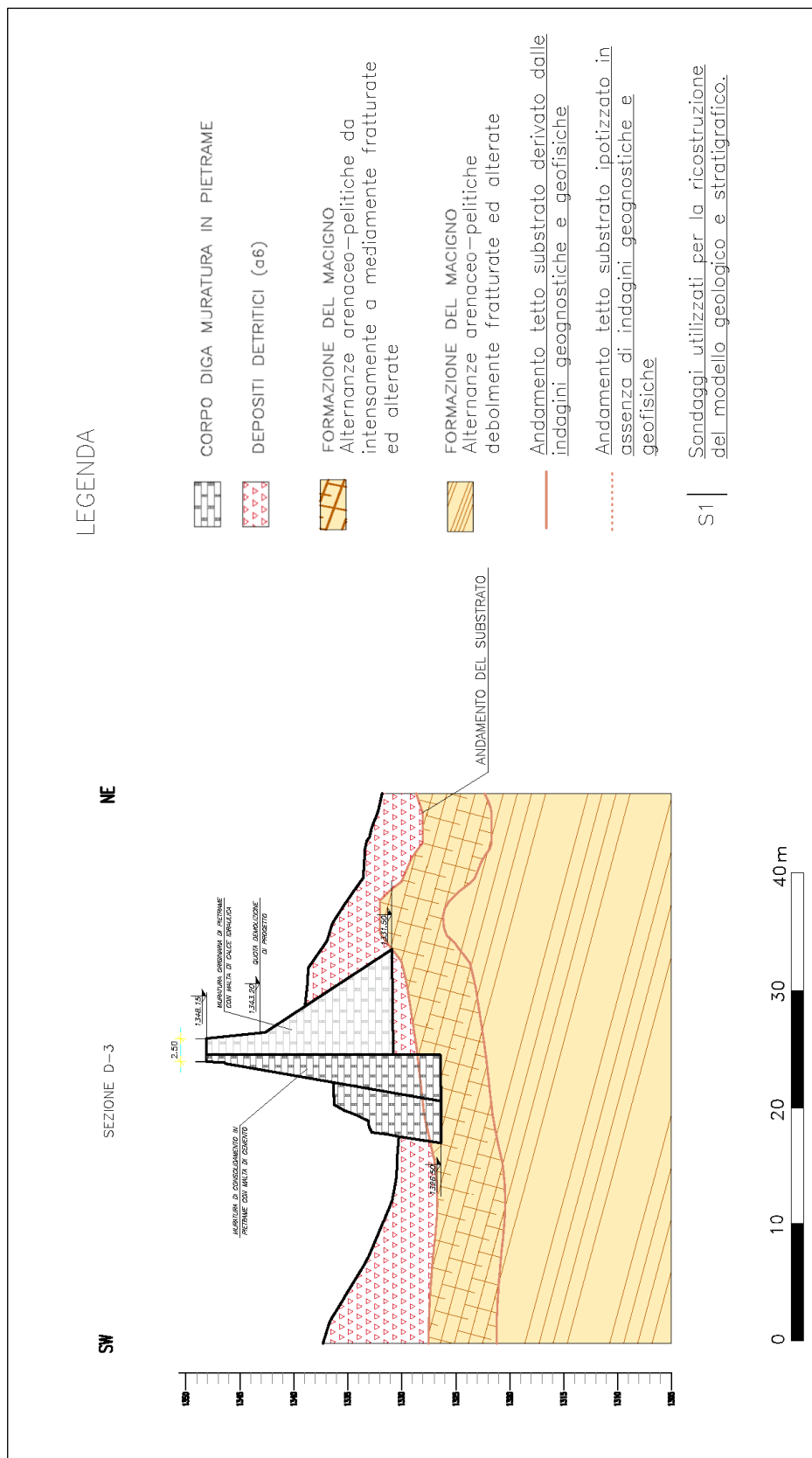


Figura 4.13 Sezione geologica interpretativa D-3 trasversale al coronamento dell'opera

5. CRITICITÀ GEOLOGICHE CENSITE CON RIFERIMENTO ALL'IMPIANTO

5.1 Pericolosità da fagliazione superficiale

Dall'esame della letteratura e dei database *DISS*, *CPT115-DBM115* e *CFT15Med* è emerso che l'area della Lunigiana è stata investita da forti terremoti storici nel 1481, 1740, 1834, 1837, 1914 e dal terremoto "della Garfagnana" del 1920. Dai database *CPT115-DBM115* e *CFT15Med* non sono emerse informazioni circa eventuali effetti secondari (rottture del suolo, frane) cosismici che abbiano interessato l'invaso di Ballano, associate ad ai terremoti del 1481, 1740, 1834, 1837 e 1914. L'evento del 1920 ha invece causato frane e fratture superficiali nelle località di Rigoso e Trefiumi, ubicate entrambe a 3 km a NNE dell'invaso di Ballano. La consultazione del database *ISIDe* ha, inoltre, evidenziato che eventi sismici di bassa magnitudo con epicentri prossimi al sito di interesse sono avvenuti negli ultimi decenni (Figura 2.18).

L'esame della letteratura scientifica e la consultazione del database *DISS* hanno evidenziato che il principale terremoto storico localizzato in Lunigiana (terremoto del 1481 con M 5,8) e la sismicità del periodo 1999-2011 sono associate all'attività delle faglie normali a basso angolo e immersione verso NE ubicate lungo il margine sudoccidentale del graben della Lunigiana (*Eva et al., 2014; Pezzo et al., 2014; Stramondo et al., 2014; DISS Working Group, 2018*). In particolare, nel database *DISS* è censita la sorgente composita *ITCS026 - Lunigiana*, che include la sorgente individuale *ITIS067 - Aulla*, alla quale è associato il terremoto del 1481. Al contempo, non è segnalata la presenza di sorgenti sismogenetiche nel margine NE del graben della Lunigiana, definito dalla dorsale di Monte Orsaro - Monte Acuto.

L'insieme dei lavori consultati ha evidenziato che la dorsale di Monte Orsaro - Monte Acuto è dissecata da faglie con attività plio-quadernaria con orientazione NW-SE e immersione verso SW che hanno controllato la formazione del graben della Val di Magra. Queste includono il sistema di faglie di Groppodalosio che disseca la dorsale di Monte Orsaro - Monte Acuto nella sua parte alta. Le cartografie reperite (a scale diverse e generalmente piccole, ad es. *Raggi, 1985; Vannucci, 1999; Galadini et al., 2001; Bernini e Papani, 2002; Bonini, 2013; Di Naccio et al., 2013*; faglie 61308 - Monte Castiglione e 61309 - Monte della Pala in database *ITHACA*) offrono rappresentazioni diverse del sistema di faglie di Groppodalosio, i cui segmenti sono ubicati rispettivamente a 6,8 e a 5,8 km di distanza dalla diga di Ballano. Pur in mancanza di dati diretti (geologico-strutturali), sulla base di evidenze morfostrutturali e morfostratigrafiche, tale sistema è considerato attivo durante il Pleistocene superiore da *Bernini e Papani (2002)* e per il "segmento di Groppodalosio" è stato stimato da *Di Naccio et al. (2013)* un tasso di dislocazione medio negli ultimi 125'000 anni molto elevato (0,6-0,8 mm/a).

Oltre a tali strutture, *Martelli et al. (2017)* classificano come "faglia attiva" una faglia normale con immersione verso NE e della lunghezza di circa 15 km cartografata da *Bonini (2013)* ad alta quota lungo il versante nordorientale della dorsale di Monte Orsaro - Monte Acuto (faglia di M. Sillara; Figura 2.11). Per quanto deducibile dalle rappresentazioni cartografiche, tale faglia corre a breve distanza (non valutabile in quanto nelle stesse cartografazioni, riportate in Figura 2.9 e Figura 3.4, non sono rappresentati la diga e il lago di Ballano) dal sito di Ballano, formando un piccolo angolo nei pressi della diga. Riguardo a tale struttura, si segnala che in *Bonini (2013)* non è fatto riferimento alla possibile attività recente di essa, che è ipotizzata da

Martelli et al. (2017) per la presenza di scarpate allineate e faccette triangolari; tuttavia, si osserva che tali elementi morfologici non costituiscono indicatori certi di attività recente, ma possono derivare anche da erosione selettiva su piani di faglia non "attivi" impostati su rocce litoidi, "resistenti" all'erosione. Non sono chiari (e non si sono reperiti elementi utili a chiarire) i rapporti tra tale struttura e le faglie ad essa quasi sovrapponibili (faglia 93750 – Alpe di Succiso-Parma, distante 3,8 km verso NE dalla diga di Ballano e faglia 90573 – Valditacca, distante 2 km verso NE dal sito, rispettivamente n. 2 e n. 3 in Figura 3.6) censite nel database Ithaca e, nel caso della faglia 93750 – Alpe di Succiso-Parma, descritta come faglia inversa immergente verso SW. Per entrambe le strutture non esistono vincoli di superficie che consentano di collocare cronologicamente l'ultima attività, che è genericamente attribuita all'intervallo Pleistocene inferiore – medio ed è dedotta da analisi geomorfologiche e di foto aeree e immagini satellitari. In particolare, per quanto concerne la faglia 93750 – Alpe di Succiso-Parma, i compilatori del database Ithaca affermano che non sono state rinvenute evidenze di superficie in quanto "la faglia taglia le Unità Liguri costituite da varie litologie non facilmente distinguibili. Per questo nella casella LITHO CUT non sono state segnate". Si evidenzia che le schede relative a tali strutture sono associate magnitudo massime di 6,1 e 6,4. In aggiunta, si sottolinea che dalla consultazione del database Ithaca non risultano faglia attive e/o capaci che interagiscono direttamente con l'invaso di Ballano.

Si segnala che Raggi (1985) individua, a breve distanza dal sito di Ballano, una faglia con orientazione NE-SW circa trasversale alla diga. Tale struttura, con orientazione trasversale rispetto alle faglie estensionali che hanno guidato la formazione del graben della Lunigiana, apparterebbe ad un insieme di strutture che avrebbero prodotto dislocazioni trascorrenti sinistre durante i raccorciamenti ed, in seguito, durante l'estensione plio-quadernaria. L'Autore non fornisce informazioni specifiche circa la struttura in oggetto (trattata e discussa non nello specifico ma come insieme di "faglie trasversali"), incluse quelle sui vincoli di età sull'ultima attivazione di tale struttura che, per quanto deducibile dagli schemi evolutivi in Raggi (1985; Figura 2.12), sarebbe stata attiva fino al Pleistocene inferiore-medio. Pur con tali incertezze, la struttura in oggetto è cartografata tra le faglie "attive" da Vannucci (1999) e "potenzialmente attive" da Martelli et al. (2017). In entrambi i casi, gli Autori non forniscono informazioni circa la geometria, la cinematica e i vincoli di età sull'attivazione più recente; inoltre, il grado di dettaglio delle cartografie (Figura 3.1 e Figura 3.5) non permette di identificare con chiarezza i rapporti spaziali/geometrici tra tale struttura e la diga di Ballano. Si segnala, inoltre, che il ruolo delle "faglie trasversali" non è sostanzialmente menzionato/discusso in lavori diversi da Raggi (1985) e che, nello specifico, la struttura in oggetto non è rappresentata nella dettagliata carta geologica di Bernini e Papani (2002; Figura 2.13), in Bonini (2013; Figura 2.11), in Di Naccio et al. (2013; Figura 3.4) e nel Foglio 234 – Fivizzano della Carta Geologica d'Italia (ISPRA, 2009) riportato in Figura 4.3.

5.1 Pericolosità per la stabilità dei versanti su cui ricadono le spalle

Lo stralcio di Carta geologica 1:10'000 redatto dalla Regione Emilia-Romagna (Figura 4.5) mostra come il versante ubicato a S e SW dell'invaso sia caratterizzato da depositi di frana attiva per scivolamento.

D'altra parte, lungo tutto il perimetro del bacino di Ballano, così come nella zona di sbarramento, sia la cartografia ufficiale del PAI (Piano assetto Idrogeologico) (Figura 5.1) che la mappa del progetto IFFI (Figura 5.2) non riportano frane né, quindi, situazioni di rischio potenziale.

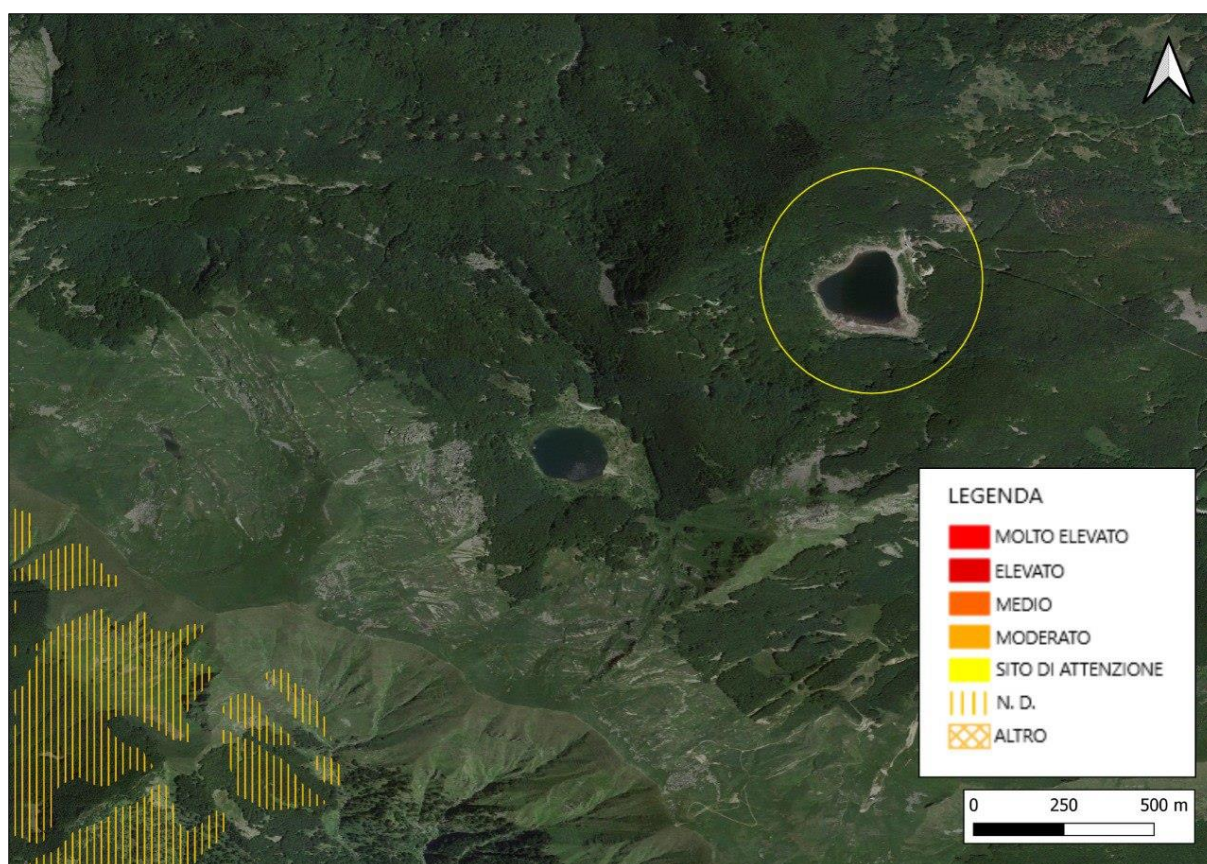


Figura 5.1 Stralcio della Mosaicatura Nazionale ISPRA (Elaborazione v. 3.0 – dicembre 2017) delle aree a pericolosità da frana dei Piani di Assetto Idrogeologico (PAI), redatti dalle Autorità di Bacino Distrettuali, dal Portale IdroGEO. Il cerchio giallo indica l'invaso di Ballano

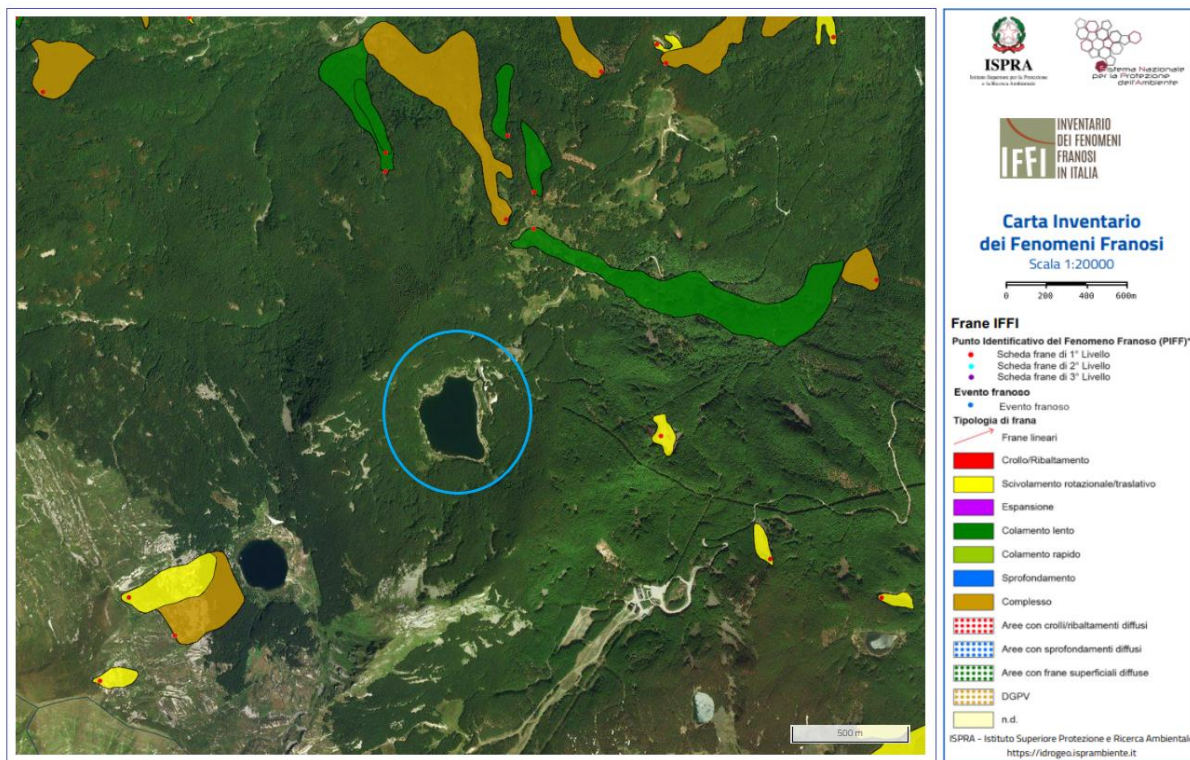


Figura 5.2 Stralcio del Progetto IFFI con ubicazione delle frane ed i fenomeni di instabilità dei versanti censiti nell'area del bacino di Ballano. Lo sbarramento è indicato dal cerchio azzurro

6. CONCLUSIONI

Per il sito dell'impianto di Ballano si è tenuto conto di tutte le conoscenze disponibili in letteratura e nella documentazione di progetto, criticamente analizzate, e di quelle direttamente maturate in ambito geologico-geomorfologico. Il risultato è un'attenta analisi bibliografica e cartografica effettuata al fine di individuare le caratteristiche morfologiche, litologiche, geomorfologiche e tettoniche dell'area di interesse. I sopralluoghi effettuati hanno permesso inoltre di verificare le informazioni bibliografiche e di aumentare il grado di dettaglio delle stesse.

Dal punto di vista morfologico, il sito è situato in corrispondenza del Rio della Barca, nel settore nord-occidentale dell'Appennino Settentrionale ed, in particolare, a nord-est della Lunigiana, nel versante nordorientale della dorsale appenninica, in posizione molto prossima dello spartiacque regionale e del Passo del Lagastrello.

Dal punto di vista litologico, l'unità dominante è rappresentata dalla Formazione arenaceo-pelitica del Macigno, appartenente al Dominio Toscano, ricoperta da coltri e depositi detritici di differente genesi, derivanti da fenomeni gravitativi e dall'azione glaciale ed intrinsecamente connessi tra di loro.

Dal punto di vista geomorfologico, l'area in esame è caratterizzata da versanti a media inclinazione e dominata dall'accumulo di grandi masse detritiche al piede degli stessi versanti ed all'interno degli alvei fluviali e dei circhi glaciali. processi in atto e le evidenze morfogenetiche, unitamente alle caratteristiche litologiche-tessiturali delle formazioni ed unità rilevabili, indicano una genesi legata soprattutto a fenomeni erosivi ed a instabilità degli stessi versanti che costituiscono il circo glaciale all'interno del quale è ospitato il lago di Ballano.

Dal punto di vista sismico, lo sbarramento e l'invaso si inseriscono nel contesto sismogenetico delle regioni della Lunigiana e della Garfagnana. Le sorgenti individuali appartenenti alla ITCS026 – Lunigiana più prossime allo sbarramento sono le sorgenti ITIS067 – Aulla e ITIS085 – Pontremoli, di cui alla prima è associato il terremoto del 1481 e alla seconda quello del 1834. Al contempo la sorgente individuale appartenente alla ITCS083 – Garfagnana prossima al sito d'interesse è la ITIS050 – Garfagnana North, a cui è associato il terremoto del 1920.

Dal punto di vista delle criticità geologiche sull'impianto, sono segnalate diverse faglie capaci a breve distanza dall'invaso, ubicate rispettivamente a NE, NW e SW di esso e che non interagiscono direttamente con la diga e l'invaso. Le strutture più prossime al sito sono la faglia 93749 – M. Orsaro - Parma (4,6 km a NW), la faglia 90573 – Valditacca (1,8 km a NE), la faglia – Alpe di Succiso - Parma (3,7 km a ESE), la faglia 61319 - Monte Cornela (4,3 km a SW), la faglia 61320 – La Bota (4,0 km a WSW) e la faglia 61312 – Monte Marmagna (4,1 km a WSW).

Per quanto riguarda la pericolosità da frana si segnala che lungo tutto il perimetro del bacino di Ballano, così come nella zona di sbarramento, sia la cartografia ufficiale del PAI (Piano assetto Idrogeologico) che la i dati derivanti dal progetto IFFI non riportano frane né, quindi, situazioni di rischio potenziale. Nell'ambito della cartografia geologica della regione Emilia-Romagna invece, viene riportato che i versanti ubicati a S e SW dell'invaso siano caratterizzati da depositi di frana attiva per scivolamento.

BIBLIOGRAFIA

- Ambrosetti, P., Bartolini, C., Bosi, C., Carraro, F., Ciaranfi, N., Panizza, M., Papani, G., Vezzani, L., Zanferrari, A., 1987. Neotectonic map of Italy. C.N.R.-P.F. Geodinamica, Sottoprogetto Neotettonica, Quad. Ric. Sci., 4.
- Argnani, A., Barbacini, G. Bernini, M., Camurri, F., Ghielmi, M., Papani, G., Rizzini, F., Rogledi, S., Torelli, L., 2003. Gravity tectonics driven by Quaternary uplift in the northern Apennines: insight from the La Spezia-Reggio Emilia geotranssect. *Quaternary International*, vol. 101–102, pag.13–26.
- Balestrieri, M.L., Bernet, M., Brandon, M.T., Picotti, V., Reiners, P., Zattin, M., 2003. Pliocene and Pleistocene exhumation and uplift of two key areas of the Northern Apennines. *Quaternary International*, vol. 101, pag. 67-73.
- Barchi, M. R., De Feyter A., Magnani M. B., Minelli G., Piali G., Sotera B. M., 1998. Extensional tectonics in the Northern Apennines (Italy): Evidence from the CROP03 deep seismic reflection line. *Memorie della Società Geologica Italiana*, vol. 52, pag. 527-538.
- Bartolini, C., Bernini, M., Carloni, G.C., Costantini, A., Federici, P.R., Gasperi, G., Lazzarotto, A., Marchetti, G., Mazzanti, R., Papani, G., Pranzini, G., Rau, A., Sandrelli, F., Vercesi, P.L., Castaldini, D., Francavilla, F., 1982. Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale. Note illustrative. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, vol. 101, pag. 523–549.
- Bennett, R.A., Serpelloni, E., Hreinsdóttir, S., Brandon, M.T., Buble, G., Basic, T., Casale, G., Cavaliere, A., Anzidei, M., Marjonovic, M., Minelli, G., Molli, G., Montanari, A., 2012. Syn-convergent extension observed using the RETREAT GPS network, northern Apennines, Italy. *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, n. B4. doi:10.1029/2011JB008744.
- Bernini M., Papani G.; 2002. La distensione della fossa tettonica della Lunigiana nord-occidentale (con Carta geologica alla scala 1:50000). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, vol. 121, pag. 313-341.
- 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. Con note illustrative. Regione Emilia-Romagna-SGSS, CNR-IGG. SELCA, Firenze.
- Boncio, P., Brozzetti, F., Lavecchia, G., 2000. Architecture and seismotectonics of a regional low-angle normal fault zone in Central Italy. *Tectonics*, vol. 19, pag. 1038-1055.
- Bonini, M., 2013. Fluid seepage variability across the external Northern Apennines (Italy): structural controls with seismotectonic and geodynamic implications. *Tectonophysics*, vol. 590, pag. 151–174.

- Bonini, M., Pertusati, P.C., 2011 Note alla carta geologica e della vegetazione di un settore orientale della Lunigiana (MS) e dell'alta val di Secchia (RE). Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, vol. 116, pag. 33-54.
- Bortolotti, V., Passerini, P., Sagri, M., Sestini, G., 1970. - The Miogeosynclinal Sequences. In: SESTINI G. (Ed.), Development of the Northern Apennines Geosyncline. *Sediment.Geol.* 4, 3/4.
- Brozzetti, F., Boncio, P., Tinari, D. P., Di Naccio, D., Torelli, L. 2007. LANFs attive e relativi meccanismi di trasferimento alla terminazione settentrionale dell'Etrurian Fault System (Lunigiana-Garfagnana, Italia). *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*, vol. 4, pag. 164-165.
- Carmignani, L., Decandia, F.A., Fantozzi, P.L., Lazzarotto, A., Liotta, D., Meccheri, M., 1994. Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy). *Tectonophysics*, vol. 238, pag. 295-315.
- Carmignani, L., Decandia, F.A., Disperati, L., Fantozzi, P.L., Kligfield, R., Lazzarotto, A., Liotta, D., Meccheri, M., 2001. Inner Northern Apennines, in "Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins", a cura di G.B. Vai e I.P. Martini, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pag. 197-214.
- Carmignani, L., Conti, P., Massa, G., Vaselli, L., Mancini, S., 2006. Lineamenti geologici delle Alpi Apuane. *Acta apuana*, Suppl. V, pag. 9-23.
- Carmignani, L., Kligfield, R., 1990. Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex. *Tectonics*, vol. 9, n. 6, pag. 1275-1303.
- Cenni, N., Mantovani, E., Baldi, P., Viti, M., 2012. Present kinematics of Central and Northern Italy from continuous GPS measurements. *Journal of Geodynamics*, vol. 58, pag. 62-72.
- Chiarabba, C., Jovane, L., Di Stefano, R., 2005. A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics*, vol. 395, n. 3-4, pag. 251-268.
- Corti, G., Lucia, S., Bonini, M., Sani, F., Mazzarini, F., 2006. Interaction between normal faults and pre-existing thrust systems in analogue models. In Buiter, S.J.H., Schreurs, G. (Eds.) *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 253, pag. 65-78.
- Dallan Nardi, L., Nardi, R., 1972 - Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale. *Mem. Acc. Lunig. Sc.*, 42: 1-212.
- 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*, vol. 311, n. 3-4, pag. 230-241.

- Di Naccio, D., Boncio, P., Brozzetti, F., Pazzaglia, F.J., Lavecchia, G., 2013. Morphotectonic analysis of the Lunigiana and Garfagnana grabens (northern Apennines, Italy): implications for active normal faulting. *Geomorphology*, vol. 201, pag. 293–311.
- DISS Working Group, 2010. Version 3.1.1: a compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://www.diss.rm.ingv.it/diss/>, © INGV 2010 – Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- DISS Working Group, 2015. Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.2.0. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>.
- DISS Working Group (2021). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.3.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/diss3.3.0>.
- Eva, E., Solarino, S., Boncio, P., 2014. HypoDD relocated seismicity in northern Apennines (Italy) preceding the 2013 seismic unrest: seismotectonics implications for the Lunigiana-Garfagnana area. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, vol. 55, n.4, pag. 739-754.
- Galadini, F., Meletti, C., Vittori, E., 2001. Major active faults in Italy: Available surficial data. *Netherlands Journal of Geosciences*, 80(3-4), 273-296.
- ISIDe working group, 2016. Version 1.0, DOI: 10.13127/ISIDe, <http://cnt.rm.ingv.it/iside>
- ISPRA – Mosaicatura Nazionale ISPRA (Elaborazione v. 3.0 – dicembre 2017) delle aree a pericolosità da frana dei Piani di Assetto Idrogeologico (PAI), redatti dalle autorità di Bacino Distrettuali. <https://idrogeo.isprambiente.it>
- ISPRA – PROGETTO IFFI "Inventario dei Fenomeni Franosi In Italia", in scala 1:25'000.
- ISPRA – Servizio Geologico d'Italia, 2009. Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50'000. Foglio 234 Fivizzano. Università di Pisa – Dipartimento di Scienze della Terra. https://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/234_FIVIZZANO/Foglio.html
- ITHACA WORKING GROUP (2019). ITHACA (ITaly HAZard from Capable faulting), A database of active capable faults of the Italian territory. Version December 2019.
- Mantovani, E., Viti, M., Babbucci, D., Cenni, N., Tamburelli, C., Vannucchi, A., Falciani, F., Fianchisti, G., Baglione, M., D'Intinosante, V., and Fabbroni, P., 2011. Sismotettonica dell'Appennino Settentrionale, Implicazioni per la pericolosità sismica della Toscana, Regione Toscana, Stampa Centro stampa Giunta Regione Toscana, Firenze, 88 pp., available at: <http://www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica/index.shtml>

- Martelli, L., Bonini, M., Calabrese, L., Corti, G., Ercolessi, G., Molinari, F.C., Piccardi, L., Pondrelli, S., Sani, F., Severi, P., 2017. Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna e aree limitrofe, con Note illustrative. Regione Emilia Romagna, Ed, 94.
- Martini, I. P., Sagri, M., 1993. Tectono-sedimentary characteristics of Late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy. *Earth-Science Reviews*, vol. 34, n. 3, pag. 197-233.
- Molli, G., Carlini, M., Vescovi, P., Artoni, A., Balsamo, F., Camurri, F., Clemenzi, L., Storti F., Torelli, L. 2018. Neogene 3-D structural architecture of the north-west Apennines: The role of the low-angle normal faults and basement thrusts. *Tectonics*, vol. 37, n. 7, pag. 2165-2196.
- Montone, P., Mariucci, M.T., Pondrelli, S., Amato, A., 2004. An improved stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 109(B10).
- Patacca, E., Scandone, P., 2001. Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-belt—foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene). In *Anatomy of an orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins* (pp. 401-440). Springer, Dordrecht.
- Pezzo, G., Boncori, J.P.M., Atzori, S., Piccinini, D., Antonioli, A., Salvi, S., 2014. The 2013 Lunigiana (Central Italy) earthquake: Seismic source analysis from DInSAR and seismological data, and geodynamical implications for the northern Apennines. *Tectonophysics*, vol. 636, pag. 315-324.
- Picotti, V., Pazzaglia, F.J., 2008. A new active tectonic model for the construction of the Northern Apennines mountain front near Bologna (Italy). *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, B08412. doi:10.1029/2007JB005307.
- Pondrelli, S., Salimbeni, S., Ekström, G., Morelli, A., Gasperini, P., Vannucci, G., 2006. The Italian CMT dataset from 1977 to the present. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 159, n. 3-4, pag. 286-303.
- Puccinelli, A., D'Amato Avanzi, G., Perilli, N., 2015. Note illustrative del Foglio 234 Fivizzano della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50'000. ISPRA, Roma.
- Puccinelli, A., D'Amato Avanzi, G., Perilli, N., 2016. Note illustrative del Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50'000. ISPRA, Roma.
- Raggi, G., 1985. Neotettonica ed evoluzione paleogeografica plio-pleistocenica del bacino del Fiume Magra. *Memorie della Società Geologica Italiana*, vol. 30, pag. 35-62.
- Regione Emilia-Romagna, 2011. Carta Geologica Carta Geologica dell'appennino emiliano-romagnolo, Elemento 234020 "Valditacca", a scala 1:10'000.

- Rovida, A., Camassi, R.D., Gasperini, P., Stucchi, M., 2011. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Milano, Bologna. <https://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI11>.
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P., 2020. The Italian earthquake catalogue CPTI15. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 18(7), 2953-2984. <https://doi.org/10.1007/s10518-020-00818-y>.
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P., Antonucci A., 2022. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 4.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/CPTI/CPTI15.4>.
- Scafidi, D., Barani, S., De Ferrari, R., Ferretti, G., Pasta, M., Pavan, M., Spallarossa D., Turino, C., 2015. Seismicity of Northwestern Italy during the last 30 years. *Journal of Seismology*, vol. 19, n. 1, pag. 201-218.
- Serpelloni, E., Anzidei, M., Baldi, P., Casula, G., Galvani, A., 2006. GPS measurement of active strains across the Apennines. *Annali di Geofisica.*, vol. 49, n. 1, pag. 319-329.
- Servizio Geologico d'Italia, 1968. Carta Geologica d'Italia in Scala 1:100'000 – Foglio 85 “Castelnovo ne' Monti”. II Edizione, Roma.
- Signorini, R., 1936. Osservazioni geologiche sul bordo settentrionale del Casentino. *Boll. Soc. Geol. It.*, 55, 283-294.
- Stramondo, S., Vannoli, P., Cannelli, V., Polcari, M., Melini, D., Samsonov, S., Moro, M., Bignami, C., Saroli, M., 2014. X-and C-Band SAR Surface Displacement for the 2013 Lunigiana Earthquake (Northern Italy): A Breached Relay Ramp?. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, vol. 7, n. 7, pag. 2746-2753.
- Vannucci, G. 1999 Individuazione di strutture attive nell'Appennino centro-settentrionale. Ph.D. Thesis, Università di Firenze.
- Viti, M., Mantovani, E., Babbucci, D., Tamburelli, C., Cenni, N., Baglione, M., D'Intinosante, V., 2015. Belt-parallel shortening in the Northern Apennines and seismotectonic implications. *International Journal of Geosciences*, vol. 6, pag. 938-961.