PIANO STRUTTURALE
L.R. 1 del 3 Gennaio 2005, art. 35

# COMUNE DI ZERI
## PROVINCIA DI MASSA-CARARRA


SINDACO
*Dott. Davide Filippelli*

ASSESSORE ALL'URBANISTICA
*Rag. Maurizio Vieno*

RESPONSABILE DEL PROCEDIMENTO
*Geom. Ruggero Pezzati*

GARANTE DELLA COMUNICAZIONE
*Geom. Giuliano Lorenzelli*

**GRUPPO DI PROGETTAZIONE**

***Arch. Silvia Viviani***

*Arch. Teresa Arrighetti*
*Arch. Pian.Terr. Letizia Coltellini*
*Dott. Geol. Fabrizio Alvares*
*Dott. Agr. Rosalba Saba*

COLLABORAZIONI

*Arch. Pian. Terr. Francesco Ghergo*

**INDAGINI GEOLOGICHE**

***Dott. Geol. Fabrizio Alvares***

COLLABORAZIONI

*Dott. Geol. Salvatore Buttiglieri*


INDAGINI GEOLOGICHE
**RELAZIONE**

**IG 00**

1 settembre 2011

## 1. PREMESSA

Su incarico del Comune di Zeri è stato condotto uno studio geologico tecnico di supporto al Piano Strutturale secondo quanto previsto dal D.P.G.R. 26/R del 27 Aprile 2007 ed in conformità al P.T.C. della Provincia di Massa Carrara ed al P.A.I. dell'Autorità di Bacino del Fiume Magra.

Le indagini sono state eseguite a partire dai dati disponibili relativi a studi geologici pregressi eseguiti sul territorio comunale, dalla cartografia del progetto CARG della regione Toscana e di quella del PAI dell'Autorità di Bacino del Fiume Magra.

Alla presente relazione tecnica sono allegati e fanno parte integrante i seguenti elaborati cartografici in scala 1:10.000:

**Tav. 1** - Carta geologica
**Tav. 2** - Carta geomorfologica
**Tav. 3** - Carta litolotecnica
**Tav. 4** - Carta idrogeologica
**Tav. 5** - Carta della pericolosità geomorfologica
**Tav. 6** - Carta della pericolosità idraulica
**Tav. 7** - Carta delle Zone a Maggior Pericolosità Sismica Locale (ZMPSL)

Si specifica che gli argomenti contenuti nei paragrafi *Sismicità del territorio di Zeri* e *Geomorfologia* sono stati integralmente tratti dagli studi geologici comune di Zeri – programma VEL della regione Toscana, mentre quelli contenuti nel paragrafo *Geologia* dalla pubblicazione "Pericolosità, rischio di frana e pianificazione - Un caso di studio del Bacino del Fiume Magra", Dott. Davide Giuntini – Dipartimento Scienze della Terra Università di Pisa.

## 2. INQUADRAMENTO TERRITORIALE

Il territorio comunale di Zeri è situato nell'alta Lunigiana, all'estremità nord-occidentale della Toscana, al confine con la Liguria; esso si estende per circa 73 kmq, tra il bacino del Torrente Scalocchia, che lo delimita a sud e gli alvei dei Torrenti Moretta, Orsara, Teglia e Gordana, che in parte lo delimitano ad est. Il limite settentrionale, per la sua gran parte, è rappresentato dall'alveo del Torrente Betigna mentre ad ovest il confine corre in direzione appenninica attraverso, grossomodo, il crinale di alcuni rilievi prevalentemente del dominio subligure tra i quali il Monte Ciocco, Monte Ferri e Monte Fiorito.

Il territorio generalmente presenta le caratteristiche morfologiche tipiche dell'alta collina mentre in corrispondenza dei tratti appenninici è caratterizzato da versanti con acclività molto pronunciata alla base dei quali sono presenti gli alvei dei torrenti profondamente incassati.

Nel rispetto del profondo legame esistente tra le popolazioni locali ed il territorio, visto sotto il profilo culturale legato al paesaggio ed articolato al territorio stesso, anche nella stesura delle carte si è tenuto conto della suddivisione del territorio comunale nei tre sub-sistemi riferiti alle sue tre principali vallate:

- Sub-sistema territoriale UTOE1: Vallata di Adelano
- Sub-sistema territoriale UTOE2: Vallata del Gordana
- Sub-sistema territoriale UTOE3: Vallata di Rossano

La vallata di Adelano si sviluppa in direzione nord-sud, con quote comprese tra 800 e 870 metri, a partire dal Monte Penato, a nord, da dove sorgono alcuni torrenti che poi convergono dando origine al Torrente Adelano, che da appunto il nome alla vallata.

La Vallata del Gordana prende il nome appunto dall'omonimo torrente, affluente del Fiume Magra; nasce dal Monte Tecchione, ad ovest , e si sviluppa in direzione est-ovest comprendendo in realtà due vallate: quella di Zeri, ad ovest, e quella di Codolo, all'estremità orientale.

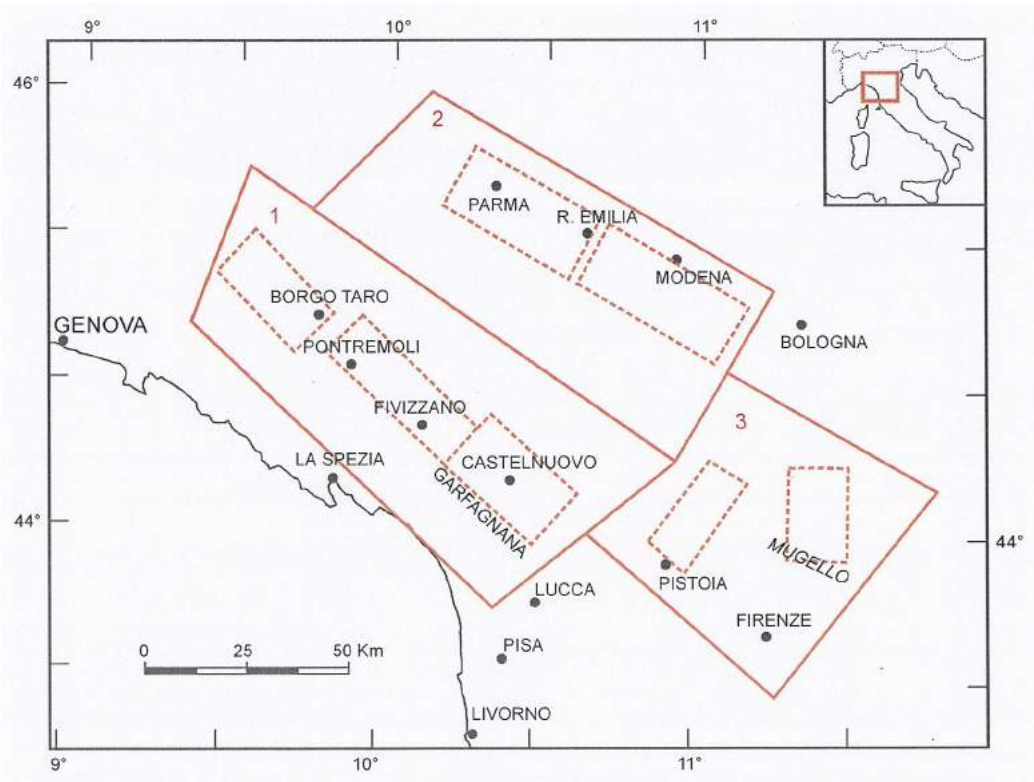
La vallata di Rossano, compresa tra i 700 e gli 850 metri di quota, si sviluppa essenzialmente lungo il corso del Torrente Teglia, da ovest verso est il quale nasce

## 3. SISMICITA' DEL TERRITORIO DI ZERI

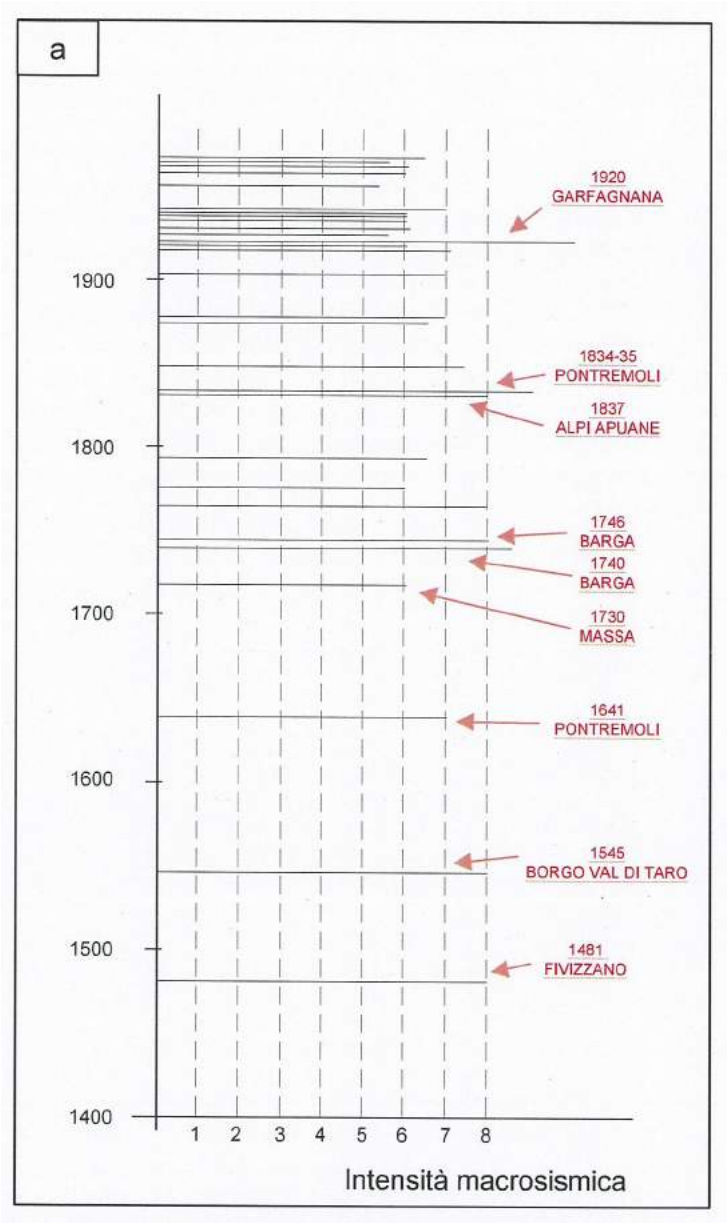
L'attività sismica dell'Appennino Nord-Occidentale può essere associata a tre aree principali:

1) Garfagnana – Lunigiana: situate sul bordo est della parte interna della catena, nelle quali la neotettonica ed il vulcanismo confermano l'esistenza di strutture prevalentemente tensionali;
2) Bordo appenninico e sottosuolo padano, corrispondente all'attuale fronte attivo della catena con caratteristiche compressive;
3) Pistoia – Mugello: la depressione del Mugello è ancora una struttura a carattere distensivo mentre l'allineamento sismico di Pistoia ha caratteri trascorrenti.

La distribuzione delle sorgenti sismiche è presentata figura seguente



La Toscana settentrionale è un'area caratterizzata da una storia sismica importante, con una discreta frequenza di eventi sismici ad elevata intensità macrosismica.

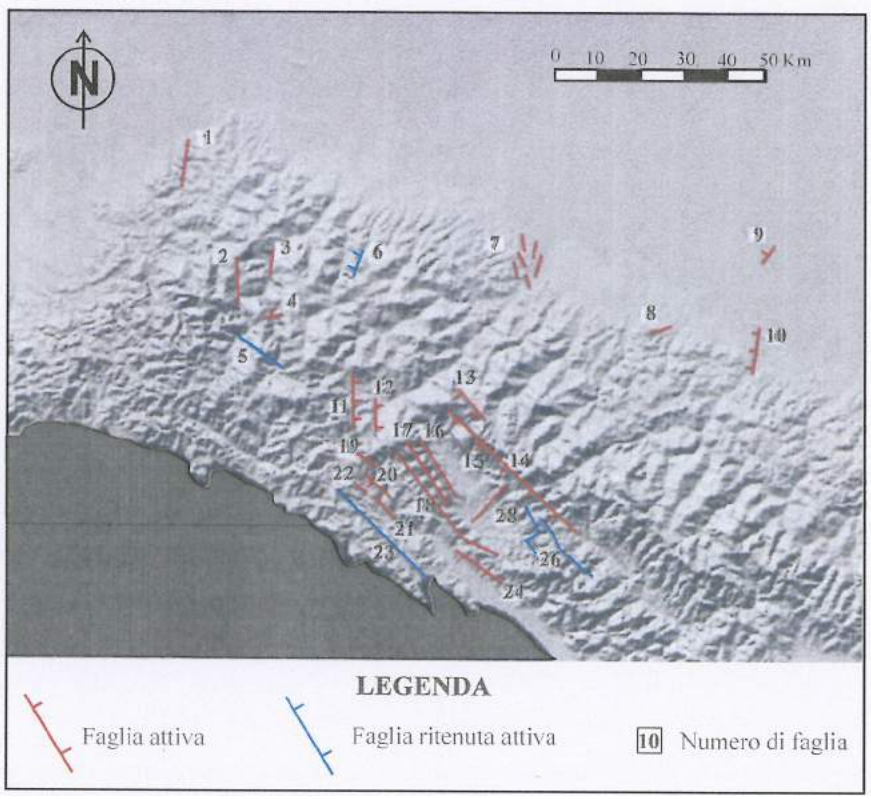



In particolare, la Lunigiana è caratterizzata da elevata sismicità (l'ultimo evento è costituito dal terremoto di Fivizzano del 10/10/95, Magnitudo 4.9 – Profondità 7 Km); in essa sono presenti faglie singole, associazioni di faglie, sistemi di faglie, tutti prevalentemente con un andamento NW-SE (fig 4.3; faglie N°13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26), come mostrato in Bellucci et al. (1990).

In particolare si hanno faglie plurichilometriche che nel loro insieme costituiscono un'unica grande struttura tettonica distensiva morfogenetica dall'inizio del Pliocene, comprendente due fosse tettoniche,

quella della Val di Vara e quella della Val di Magra, con interposto l'Horst di Monte Picchiara - Monte Cornoviglio (Bernini, 1991; Del Tredici, 1996; Elter e Schwab, 1959; Federici, 1980; Raggi, 1985; Zanelli, 1993).

Tuttavia le due fosse presentano attività sismica differenziata durante il Pleistocene: l'attività più recente sembra maggiormente concentrata nella fossa tettonica della Val di Magra, dove alcune faglie, oltre a condizionare la deposizione, tagliano i depositi del Pleistocene medio-superiore con rigetti di alcune decine di metri; la maggior sismicità è presente proprio in quest'area (Cattaneo et al.,1987; Boschi et al., 1995).




Secondo l'O.P.C.M. n°3274 del 20 marzo 2003, il Comune di Zeri (MS) viene riclassificato come ZONA 2.

Gli epicentri degli scuotimenti più significativi, che in quest'area non superano in genere il grado VIII della Scala M.C.S. (Postpischl, 1985), sono localizzati in aree limitrofe; il sisma che colpì la Garfagnana-Lunigiana il 7 settembre 1920 (IX-X grado M.C.S.) fu comunque avvertito distintamente in questa zona (Boschi & alii, 1995), dove provocò vari danni agli edifici (VI grado M.C.S., secondo Patacca & alii,1986).

Nella tabella sono riportati alcuni dei terremoti principali che hanno interessato il territorio di Zeri.

| DATA | INT. | FOGLIO | ZONA EPICENTRALE |
|---|---|---|---|
| 6-9-1545 | VIII | 84 II NO | Borgo Val di Taro |
| 14-2-1834 | VIII | 84 II NE | Passo della Cisa |
| 28-11-1849 | VII-VIII | 84 II NO | Borgo Val di Taro |
| 21-5-1875 | V | 95 I SE | Calice |
| 7-9-1920 | IX | 96 I SO | Garfagnana-Lunigiana |
| 7-5-1921 | VII | 84 II SE | Pontremoli |
| 18-11-1926 | V-VI | 96 IV NO | Bagnone |
| 21e 27-2-1928 | VI | 84 III SE | Varese Ligure |
| 8-7-1972 | V | 84 II SE | Pontremoli |
| 25-10-1972 | VI-VII | 84 II SE | Passo della Cisa |
| 8-7-1973 | VI | 84 II SO | Zeri |
| 8-2-1975 | VI | 84 II SO | Zeri |

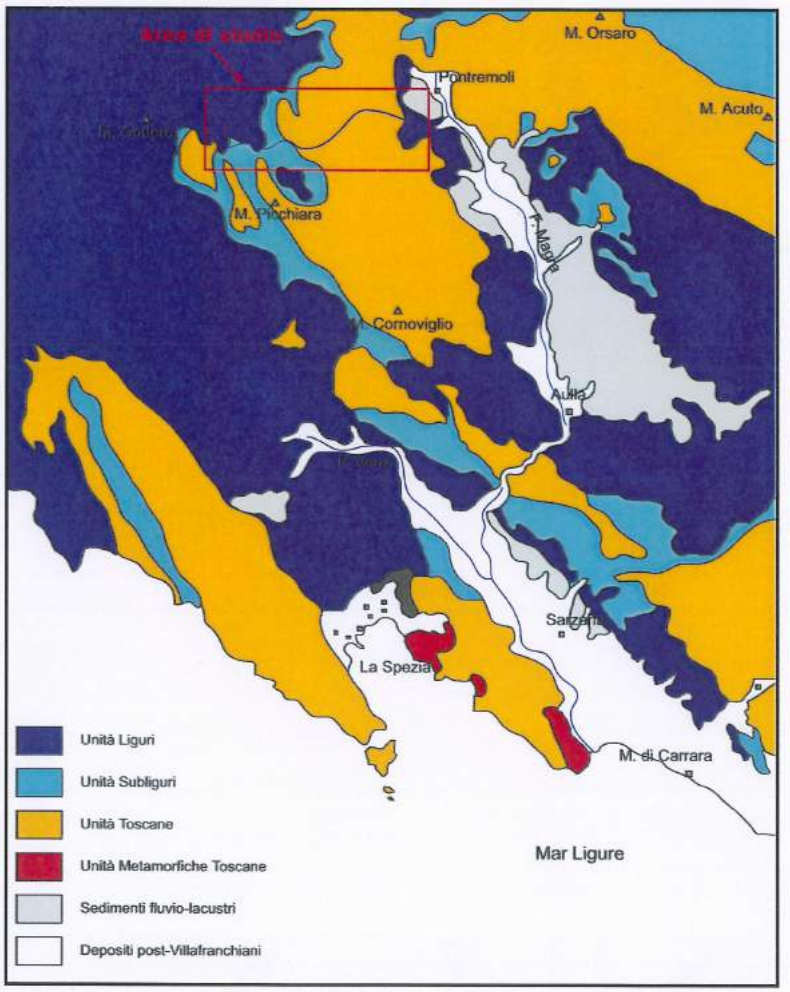
La comprensione delle caratteristiche sismotettoniche dell'area di studio, della sua sismicità storica e dei probabili meccanismi ed energie liberate durante l'accadimento di eventi tellurici è un passo importante, al fine di inquadrare il sito investigato da un punto di vista della sua pericolosità di base.
Il terremoto di progetto, da utilizzare come input per le modellazioni numeriche nell'area di Zeri è quello che devastò le aree della Garfagnana e della Lunigiana nel settembre del 1920. La scelta di utilizzare questo e non altri eventi sismici più recenti, con la possibilità di acquisire per essi dati diretti sui parametri free-field, è stata dettata dalle seguenti motivazioni:
-il sisma del 7 settembre 1920 è di gran lunga il più intenso registrato in epoca recente nella porzione settentrionale della Toscana e questa è una condizione essenziale, affinché esso possa essere considerato come terremoto di progetto; malgrado il carattere prevalentemente storico di tale evento tellurico escluda la possibilità di ricavare valide registrazioni strumentali, la distribuzione delle ripercussioni sulla popolazione, sul sistema insediativo e sull'ambiente è ben documentata.

## 4. GEOLOGICA

L'Appennino settentrionale è una catena a falde derivata dalla deformazione terziaria di un settore del paleomargine continentale della microplacca adriatica prospiciente l'oceano Ligure-Piemontese. La convergenza tra la placca Europea e la placca Adriatica ha causato, all'inizio, la subduzione della crosta oceanica interposta e, in seguito, la collisione fra le due placche. Procedendo lungo una trasversale dell'Appennino, dall'interno verso l'esterno della catena (da ovest verso est), vengono distinti i seguenti domini paleogeografici:

1. Il Dominio Ligure è rappresentato da varie Unità tettoniche, i cui depositi comprendono relitti di basamento oceanico e la relativa copertura sedimentaria. Le Unità liguri si suddividono in due grandi gruppi: il Ligure Interno ed il Ligure Esterno. Le Unità del primo gruppo hanno un carattere tipicamente oceanico, mentre le seconde passano da caratteri di transizione oceano – continente (quelle occidentali) a caratteri puramente continentali (quelle orientali).
2. Il Dominio Subligure, documentato dall'Unità di Canetolo, è una successione sedimentaria profondamente tettonizzata che, pur presentando molti problemi interpretativi, sembrerebbe essere sedimentata in una zona di transizione tra la crosta oceanica ligure e il margine passivo adriatico.

3. Il Dominio Toscano è rappresentato da tre successioni differentemente deformate: il Dominio Toscano Interno (Falda Toscana non metamorfica) con termini non metamorfici di età variabile dal Trias superiore all'Oligocene superiore; il Dominio Toscano Esterno (Complesso Metamorfico Toscano: Autoctono Auctt. delle Alpi Apuane, metamorfiti del M. Pisano e della Montagnola senese, ecc), con metamorfismo in facies scisti verdi, che oltre ad una copertura mesozoica e terziaria, comprende anche formazioni paleozoiche del suo basamento ercinico; l'Unità di Massa, frapposta tettonicamente alla Falda Toscana e l'Autoctono Auctt., costituita da termini paleozoici e del Trias inferiore e medio, che dovrebbe rappresentare substrato della Falda Toscana. La successione mostra l'evoluzione del margine continentale passivo della placca Adria.
4. Il Dominio Umbro-Marchigiano è una successione sedimentaria depositatasi su crosta di tipo continentale appartenente alla placca Adria e scollata al livello delle evaporiti. Questo dominio rappresenta la parte più esterna dell'Appennino settentrionale ed è quindi l'ultimo ad essere stato raggiunto dalle fasi deformative. Sulla trasversale dell'Appennino tosco-emiliano tale dominio risulta sepolto dalle coltri liguri, mentre affiora nelle Marche e in Umbria.




Schema strutturale della Val di Magra

La catena appenninica è stata costruita dall'impilamento verso oriente di queste Unità tettoniche; le Unità più interne del dominio ligure costituiscono le Unità tettonicamente più elevate, mentre le Unità più esterne occupano le posizioni inferiori. L'area di indagine è caratterizzata da un' elevata variabilità litologica; affiorano infatti, secondo l'ordine di sovrapposizione geometrica (dal basso verso l'alto), le formazioni riferibili alle Unità tettoniche appartenenti al Dominio Toscano Interno, al Dominio Subligure ed a quello Ligure

**Evoluzione tettonica**

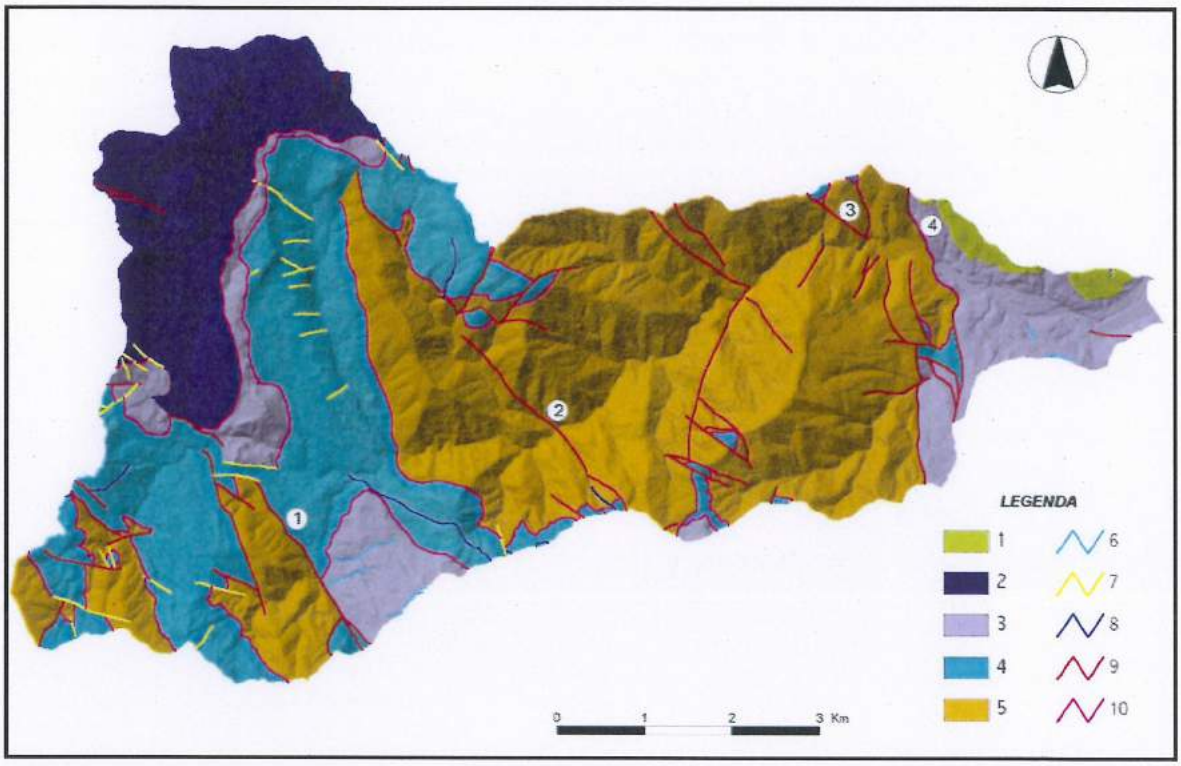
La struttura attuale dell'Appennino settentrionale deriva dalla sovrapposizione, a partire dal Miocene, di strutture distensive con stile molto differente, secondo il livello strutturale in cui si sono sviluppate, su strutture compressive del Cretaceo- Oligocene. Tra il Trias superiore ed il Miocene inferiore, la forte subsidenza del margine continentale africano (Placca Apula o Adria) causa la sedimentazione della Falda Toscana, che parte con sedimenti dolomitico-evaporitici, per poi proseguire con una sedimentazione calcarea e calcareo-pelagica fino a facies silico-radiolaritiche, segnale dell'apertura dell'oceano Ligure-Piemontese; la serie viene poi chiusa da una torbidite arenacea (Macigno). Lo stadio iniziale dell'evoluzione dell'oceano Ligure- Piemontese è caratterizzato dalle ofioliti, abbondantemente presenti nelle Liguridi Interne assieme alle relative coperture sedimentarie di acque profonde (Diaspri e Calcari a Calpionelle, Argille a Palombini), seguite da potenti torbiditi arenacee (Scisti della Val Lavagna e Arenarie del Gottero). Per le Liguridi Esterne, completamente scollate dal substrato, l'elemento più caratteristico sono i complessi basali prevalentemente argillitici con intercalazioni di masse ofiolitiche. A partire dal Cretaceo inferiore e fino all'Eocene medio, si attua una fase tettonica compressiva conosciuta come "fase ligure", che coinvolge la crosta oceanica del bacino Ligure-Piemontese e la sua copertura detritica, fase caratterizzata da raccorciamenti, formazione di pieghe isoclinali e falde di ricoprimento (Argnani et al., 2003; Boccaletti e Coli, 1983). Al termine dell'Oligocene, il regime tettonico compressivo, poi culminato nel Miocene superiore, provoca la collisione dei margini continentali Sardo-Corso e della placca Adria, determinando sia l'impilamento delle falde derivanti dai domini paleogeografici epicontinentali sia l'accavallamento su queste delle Unità liguri, con conseguente metamorfismo del margine continentale dell'Adria. In letteratura questa fase tettonica è conosciuta come "fase toscana" o fase D1 apuana (Carmignani e Giglia, 1975). L'edificio strutturale così formato viene tagliato da linee trasversali ad andamento antiappenninico, imputabili sia a fenomeni di trascorrenza in regime compressivo (Ghelardoni, 1965; Monteforti e Raggi, 1981; Fazzini e Gelmini, 1984) sia ai movimenti di traslazione che hanno portato le unità liguri ad accavallarsi sul Dominio Toscano (Raggi, 1985); non si esclude comunque una loro riattivazione neotettonica. La fase tettonica compressiva ha agito sull'Appennino settentrionale fino al Tortoniano superiore, dopodiché hanno avuto inizio i processi distensivi, in corrispondenza dell'apertura del Tirreno e come conseguenza dei processi di assottigliamento e affondamento della crosta ispessita dalla collisione (Patacca et al., 1990). Questa tettonica estensionale ha inizio nel Miocene superiore a sud dell'Arno e nel Pliocene inferiore nella Toscana a nord dell'Arno (Federici, 1973; Federici e Rau, 1980; Bartolini et al., 1982), partendo dall'interno della catena per migrare poi verso l'esterno dell'edificio appenninico. Contemporaneamente, sul versante padano della catena continua la compressione, con la migrazione verso nord e nord-est del fronte di accavallamento (Boccaletti et al., 1985; Bartolini et al., 1982). Nella Toscana settentrionale, la fase tettonica distensiva ha avuto inizio a partire dal Rusciniano

superiore–Villafranchiano inferiore (Bernini e Papani, 2002, Federici, 1978, 1980, 1981; Bertoldi, 1984, 1988), con la formazione di depressioni tettoniche, a direzione appenninica, che si sovrappongono, dislocandola, alla struttura a falde di ricoprimento costruita in precedenza. All'interno di queste grandi depressioni tettoniche viene ad instaurarsi una sedimentazione di tipo lacustre e fluviolacustre, che in Lunigiana ha lasciato ampie testimonianze presso Pontremoli e tra Aulla e Olivola. Le depressioni sono separate da strutture tettonicamente sollevate (sistemi *horst* e *graben*), dove affiora il substrato corrugato. L'area di studio è ubicata tra l'alta Val di Magra e la Val di Vara, che costituiscono una complessa struttura estensionale, sviluppata dal crinale appenninico fino alla costa ligure per una larghezza di oltre 40 km. La Val di Magra, in particolare, può essere considerata un graben asimmetrico limitato da gradinate di faglie listriche normali, formanti gli horst di M. Orsaro-M.Acuto a nord-est e di M. Picchiara-M. Cornoviglio a sud-ovest, costituiti quasi esclusivamente da Macigno. La forma particolare dell'Alta Val di Magra è da imputarsi al fatto che le faglie della porzione sud-occidentale del bacino, ritenute "*master faults*" contro cui terminerebbero i sistemi antitetici del versante opposto, sono meno inclinate ed hanno un maggiore rigetto rispetto a quelle del margine nord-orientale (Argnani et al, 2003; Raggi, 1985; Boccaletti e Coli, 1983). Oltre alle direttrici NO-SE sembrano riattivarsi anche le direzioni cosiddette trasversali ovvero antiappenniniche, NE-SO di cui abbiamo parlato in precedenza, interpretate da alcuni autori come "*transfer faults*" che collegano le faglie dei sistemi estensionale appenninici (Bernini et al., 1997; Bernini, 1991; Bernini e Lasagna, 1988) Al termine della fase distensiva assistiamo ad un sollevamento differenziale e basculamento dei blocchi, svincolati dall'intersezione dei fasci di faglie a direzione appenninica con quelle antiappenniniche, con conseguente approfondimento del reticolo idrografico e forte incremento dell'energia del rilievo (Raggi, 1985; Buti et al., 1997), sia direttamente, in corrispondenza dei versanti di faglia, sia indirettamente, come conseguenza della ripresa dei fenomeni erosivi.

**Assetto geologico**

La Val Gordana, da un punto di vista geologico e strutturale, può essere suddivisa in tre zone: alta (ovest), media e bassa (est). L'alta Val Gordana è contraddistinta da un'elevata variabilità litologica, come conseguenza della presenza di tre fronti di accavallamento, allineati in direzione appenninica: il primo è tra l'Unità del Gottero (Dominio Ligure Interno) e l'Unità di Ottone-S.Stefano (Dominio Ligure Esterno); il secondo è costituito dal fronte tra l'Unità di Ottone-S.Stefano e l'Unità di Canetolo (Dominio Subligure); infine si ha quello tra quest'ultima e la Falda Toscana (Dominio Toscano). L'assetto è dato da tipiche successioni di pieghe con asse NNO-SSE, come l'anticlinale M. Grosso-M. Antessio, che corrisponde alla dorsale che separa la Val Gordana dalla Val di Vara, intersecate da faglie dirette (faglia di Coloretta e di M. Colombo) che mettono parzialmente in contatto le soprastanti Unità liguri e subliguri con il Macigno della dorsale M. Picchiara-M. Cornoviglio. La parte centrale della valle può essere interpretata come una finestra tettonica, nella quale affiorano le Formazioni della Falda Toscana non metamorfica, in gran parte Macigno. In corrispondenza degli Stretti di Giaredo, poco prima della parte bassa della valle, l'azione erosiva del Torrente Gordana ha portato in affioramento il nucleo di una piega anticlinale a grande raggio, con asse NNO-SSE allineato con i paesi di Codolo e Torrano, nucleo costituito dalle formazioni mesozoiche della Falda Toscana: Calcari Selciferi, Diaspri e Maiolica. La piega è interrotta ad est dalla faglia di Codolo. La porzione orientale della Val Gordana, nella zona della confluenza con il

Magra, torna ad essere caratterizzata dalle Formazioni liguri dell'Unità di Ottone ribassati dalla faglia di Dozzano. Sulle colline in sinistra del Torrente Gordana, nelle vicinanze dell'abitato di Dozzano, sono ben esposti i depositi fluviolacustri villafranchiani, considerati da Federici (1978) appartenenti ad una piccola conca lacustre in comunicazione con il più grande lago di Olivola-Aulla per mezzo di una cascata, posta all'incirca presso l'attuale stretta della SS. Annunziata. Sul fondovalle sono presenti i depositi alluvionali recenti e sospesi.



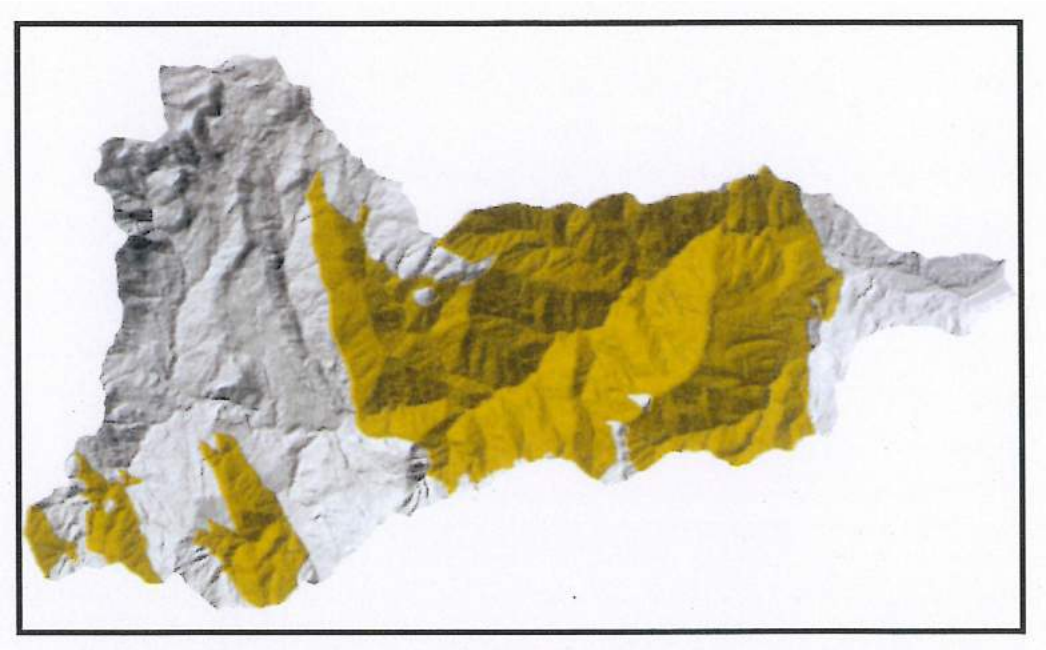

Carta geologico-strutturale semplificata dell'area di studio. 1) Depositi fluvio-lacustri villafranchiani; 2) Unità del Gottero; 3) UnitàdiOttone-S.Stefano; 4) Unità di Canetolo; 5) Falda Toscana; 6) Trincee; 7) Faglie trascorrenti; 8) Faglie inverse; 9) Faglie dirette; 10) Sovrascorrimenti. [1] Faglia di Coloretta; [2] Faglia di M. Colombo; [3] Faglia di Codolo; [4] Faglia di Dozzano.

Le unità tettoniche presenti, strutturatesi nei modi e nei tempi di cui si è fatto cenno nel precedente paragrafo, vengono qui di seguito descritte in ordine di sovrapposizione geometrica, procedendo dal basso verso l'alto:

***Unità Toscana non metamorfica (Falda Toscana)***

Nella zona in esame la Falda Toscana è presente in massima parte con il Macigno, che, per quanto riguarda l'Alta Val Gordana, costituisce le principali dorsali allungate in direzione NO-SE: la dorsale Monte Rosso- Monte Volacra, in sinistra del Torrente Gordana, la dorsale di Monte Antessio e quella di Monte Carbonara - Monte Favà in destra. Gli affioramenti più estesi e continui caratterizzano però la parte mediana del corso del Torrente Gordana, che ha inciso il proprio alveo all'interno dei terreni della Falda Toscana, portando in superficie la Scaglia Toscana, la Maiolica, i Diaspri ed il Calcare Selcifero (Figura 4.3). La Scaglia, in particolare, affiora lungo la S.P. n 37 che da Pontremoli va verso Patigno, all'altezza

della località Tecchia Rossa, dove tale Formazione è facilmente riconoscibile per la caratteristica colorazione rossa.



Aree di affioramento della Falda Toscana

- I Calcari Selciferi sono costituiti da calcilutiti silicee e calcareniti fini, grigie e grigio- biancastre, in strati sottili e medi, con presenza di liste e noduli di selce che aumentano gradualmente con il passaggio ai Diaspri. Essi affiorano nelle Strette di Giaredo.

- I Diaspri, presenti all'affioramento solo nelle Strette di Giaredo, si presentano, alla base, come radiolariti e selci compatte verdi e grigio-biancastre in strati sottili, che passano verso l'alto a diaspri rossi mal stratificati. Il passaggio alla soprastante Maiolica è contrassegnato da un aumento nella frequenza di intercalazioni di argilliti e marne silicee.

- La Maiolica è composta da calcilutiti e calcilutiti silicee bianche e grigio chiare, con liste e noduli di selce di colore grigio avorio. Al passaggio con la soprastante scaglia, che avviene gradualmente, sono presenti sottili livelli di argilliti calcaree e marne calcaree scure. Anche tale formazione è presente all'affioramento solo nelle Strette di Giaredo.

- La Scaglia Toscana si presenta nella Val Gordana come una successione di argilliti rosse fittamente stratificate, con livelli più marnosi, verdastri, e rare intercalazioni calcarenitiche, calcarenitico-pelitiche e pelitico-calcarenitiche. Alla base della Formazione affiora una litofacies pelitico- silicea (Scisti a Fucoidi Auctt.). Lo spessore in affioramento della Scaglia è intorno ai 250 metri; come sopra ricordato, le esposizioni migliori si hanno in località Tecchia Rossa.

- Il Macigno, è un'arenaria torbiditica quarzoso-feldspatica grigia o grigio-verde in strati variabili da qualche decimetro a qualche metro; localmente si trovano intercalati sottili strati di arenarie fini, siltiti e argilliti, come si può rilevare nelle esposizioni presenti lungo la strada che risale la Val

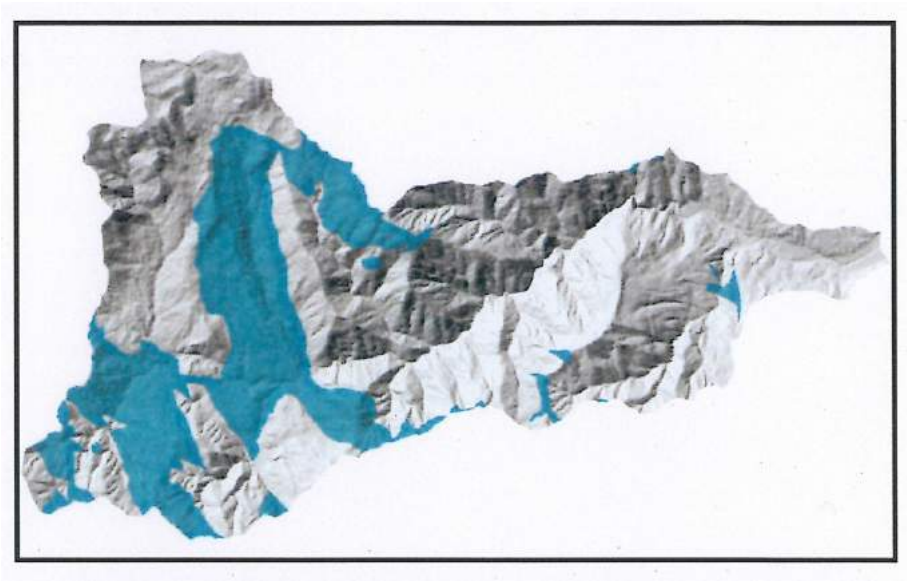
Gordana nel tratto che va da Codolo a Noce. Nella parte superiore della Formazione può prevalere la frazione siltitica e possono essere presenti rari olistostromi costituiti da brecce con clasti calcarei. Lo spessore complessivo della Formazione dovrebbe essere intorno ai 700-800 metri. La possibilità di reperire facilmente materiale in lastre ne ha favorito l'impiego per la copertura dei tetti: le *piagne*, che, sapientemente disposte secondo una tessitura ben stratificata, costituivano fino al Novecento il manto di copertura sia delle abitazioni rurali che dei palazzi cittadini. L'arenaria Macigno della Val Gordana è interessata da pieghe a grande raggio di curvatura ed attraversata da un fascio di faglie dirette che formano una struttura a gradinata verso la valle del Magra.

- Alla formazione dell'Olistostroma di Monte Modino appartengono depositi gravitativi in massa, costituiti da litofacies argillitico-calcaree, calcareo-marnose e calcaree. La struttura interna di questi depositi, che nell'area in esame affiorano presso M. Carmuschio, è caotica.

- Anche le Marne di Marmoreto affiorano solo presso M. Carmuschio. Sono marne calcaree grigio-verdi o verdi con intercalati strati sottili e medi di areniti e siltiti.

***Unità di Canetolo***

L'Unità di Canetolo, riferibile al Dominio Subligure, riveste una certa importanza, poiché costituisce il substrato per i principali dissesti presenti nell'area di studio: le frane di Patigno, Coloretta e Castello. I principali affioramenti si distribuiscono nell'Alta Val Gordana, mentre nel resto dell'area di studio tale Unità è presente, localmente, nelle vicinanze dell'abitato di Torrano e presso il crinale di M. Carmuschio. Questa Unità tettonica si sovrappone alla Falda Toscana e nella Val Gordana è rappresentata da un insieme inferiore a dominante calcareo-argillosa, costituito dalle Formazioni delle Argille e Calcari e dei Calcari di Groppo del Vescovo, sovrastato dalla Formazione a dominante arenacea delle Arenarie di Ponte Bratica.

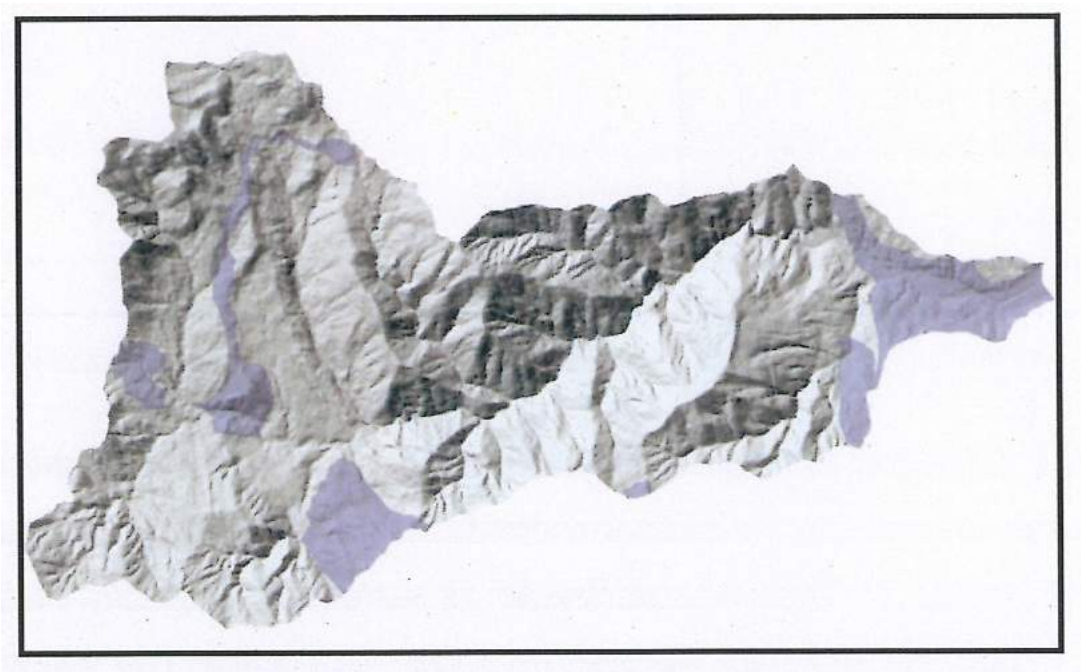


Aree di affioramento dell'Unità di Canetolo

- La Formazione delle Argille e Calcari, è costituita da argilliti grigio scure, fissili, con intercalazioni di calcari fini marnosi o silicei grigio-chiari e calcareniti scure, in strati di spessore decimetrico; i calcari e i calcari marnosi sono compatti, a grana finissima, e presentano una patina d'alterazione ocracea. Localmente sono presenti strati di torbiditi calcaree o calcareo-marnose a base calcarenitica, che possono raggiungere 1-2 metri di spessore. Nella parte alta della Formazione possiamo trovare intercalazioni lentiformi di torbiditi calcareo-marnose di colore grigio chiaro di spessore metrico.
- Al tetto delle Argille e Calcari si trovano i Calcari di Groppo del Vescovo, costituiti da bancate torbiditiche calcaree e calcareo- marnose di colore grigio chiaro o biancastro.
- La Formazione stratigraficamente più alta dell'Unità di Canetolo è quella delle Arenarie di Ponte Bratica, torbiditi arenacee grigio-verdi, costituite da una alternanza di strati sottili di arenarie fini micacee e siltiti con rare e sottilissime intercalazioni di siltiti marnose ed argilliti siltose laminate. Molto spesso appaiono alterate, friabili e porose, di colorazione ocracea. Nell'area di indagine risultano interposte alle Argille e calcari, al nucleo di pieghe isoclinali originatesi durante la fase di tettonica compressiva che ha portato le Formazioni Liguri sul Dominio Toscano.

***Unità di Ottone-S.Stefano***

Questa Unità, che si sovrappone tettonicamente all'Unità di Canetolo, è qui rappresentata in gran parte dal Flysch di Ottone. Il rilievo di Monte Vaio è costituito interamente da questo litotipo, così come il tratto di fondovalle tra Cavezzana e la confluenza con il Fiume Magra. L'Unità di Ottone affiora anche lungo la dorsale che delimita ad ovest la frana di Patigno e nei pressi del paese di Bergugliara.



Aree di affioramento dell'Unità Ottone-S.Stefano.

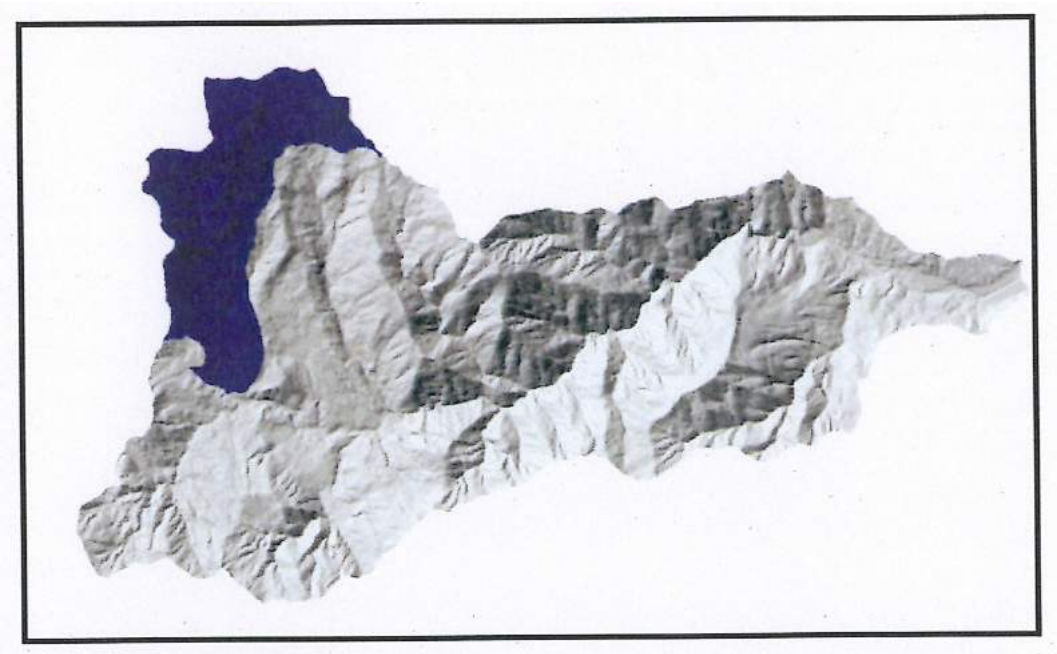
- La base dell'Unità di Ottone-S.Stefano è costituita dal Complesso di M. Penna-Casanova, un'Unità litostratigrafica eterogenea, costituita da più membri senza un preciso ordine stratigrafico; all'interno si trovano infatti brecce polimittiche, grigio-scure o grigio- verdi, composte da clasti calcarei, ofiolitici

e radiolaritici in una matrice argillitica (Brecce di S. Maria *Auctt.*), brecce clasto-sostenute a prevalenti elementi calcarei, brecce clasto-sostenute oligomittiche a prevalenti elementi ofiolitici, olistoliti di ultramafiti serpentinizzate (affioranti lungo la dorsale Castello - Colle Greta), olistoliti di successioni molto deformate riferibili alle Argille a Palombini e arenarie ofiolitiche grigio-verdi (Arenarie di Casanova *Auctt.*).

- Flysch di Ottone, è una torbidite calcareo-marnosa grigio-scura, talvolta a base calcarenitica, in strati di spessore da qualche centimetro ad un paio di metri, con intercalazioni di marne siltose, argilliti e argilliti calcaree e subordinatamente arenarie fini e siltiti. Il passaggio con le Arenarie di Casanova è stratigrafico per alternanze, con la comparsa di bancate calcareo-marnose che tendono progressivamente a prevalere.

***Unità del Gottero***

L'Unità del M. Gottero, come è stato già accennato, appartiene all'insieme delle Unità Liguri Interne ed ha un'origine oceanica. Tra le Unità presenti nella zona, è quella geometricamente più alta ed è comprensiva di tre Formazioni: le Argille a Palombini, gli Scisti della Val Lavagna e le Arenarie di M. Gottero. Tale Unità è presente all'affioramento nel solo settore nord-occidentale dell'area in studio, dove costituisce i maggiori rilievi. Mentre le arenarie si presentano con giacitura costante immersa ad ovest, le formazioni sottostanti sono disposte in maniera più caotica, smembrata e laminata.



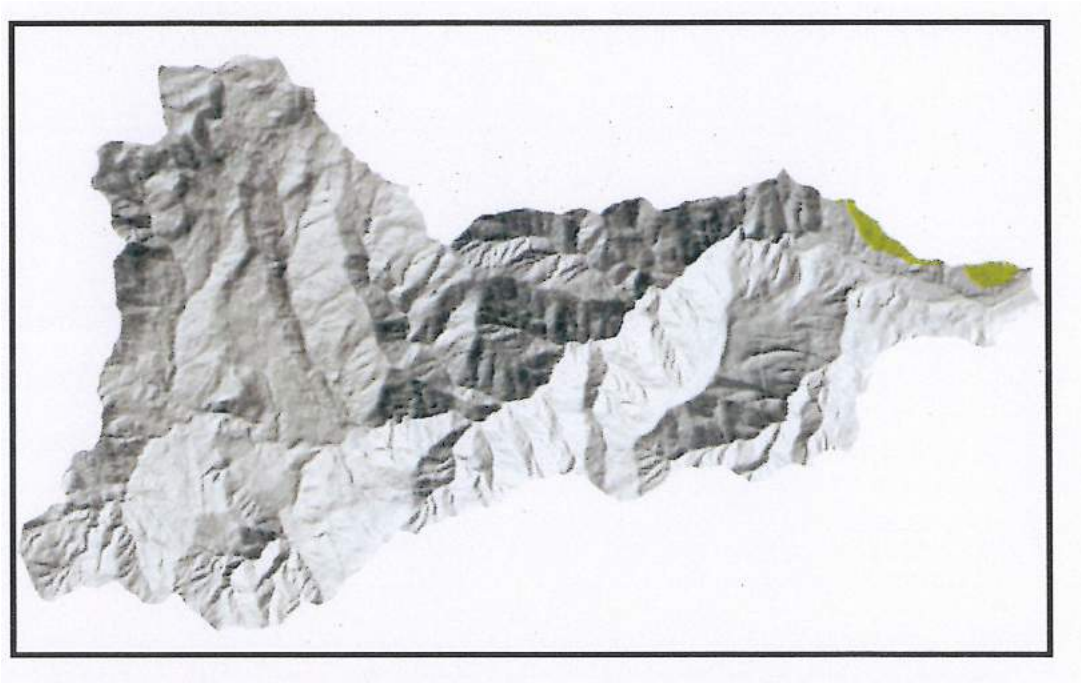
Aree di affioramento dell'Unità del Gottero

- Le Argille a Palombini si presentano come argilliti, argilliti silicee e raramente marne argillitico-siltitiche, di colore grigio scuro o nero, a cui si intercalano strati medi e spessi di calcilutiti e calcilutiti silicee grigie.

- Gli Scisti della Val Lavagna (Santoniano superiore/Campaniano inferiore - Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore) preludono alle arenarie soprastanti. Sono torbiditi distali pelitico-arenacee grigie, costituite da strati sottili di quarzo-areniti fini micacee e siltiti quarzose a cui si intercalano strati spessi di argilliti marnoso- siltose e marne siltose laminate, grigio-scure o nere. Gli strati arenacei aumentano di spessore e frequenza, progressivamente, fino al passaggio con la sovrastante Formazione delle Arenarie del Monte Gottero
- Le Arenarie del Monte Gottero sono torbiditi arenacee, costituite da grovacche quarzoso-feldspatiche grigie, ricche di miche, in strati spessi e molto spessi. Sono ben esposte lungo i ripidi versanti della dorsale montuosa di M. Pelata - M. Tecchione - M. Spiaggi. Al loro interno si intercalano livelli sottili di peliti grigie e grigio-scure e successioni, anche spesse, pelitico-calcaree scompaginate. Poco sotto la cima di Monte Pitone, nella porzione medio-alta della Formazione, affiora un'intercalazione lentiforme di marne siltose e argilliti marnose grigie, con rare intercalazioni di calcari silicei (GOT1). A causa della diversa competenza tra questa Formazione e quella sottostante degli Scisti della Val Lavagna, durante la traslazione dell'Unità si è avuta una laminazione della zona di contatto; per questo motivo spesso le Arenarie del Monte Gottero si rinvengono direttamente a contatto con le Argille a Palombini.

***Depositi fluvio-lacustri villafranchiani***

Gli affioramenti dei depositi neogenici fluvio- lacustri sono limitati ad un piccolo lembo sulle colline di Dozzano, nella parte terminale della vallata. La successione completa di questi depositi vede, in basso, sedimenti pelitici di ambiente palustre, per poi passare verso l'alto ad una sedimentazione subaerea di tipo fluviale. In affioramento sono presenti ghiaie e conglomerati poligenici in matrice sabbiosa, localmente cementati, con livelli di sabbie e limi.



Aree di affioramento dei depositi fluvio-lacustri.

## 4.1 CARTA GEOLOGICA

La carta geologica è stata redatta a partire dalla cartografia del progetto CARG della Regione Toscana, rielaborata sulla base degli studi geologici disponibili dell'Università di Pisa per la zona di Patigno, Val di Termine e Noce, oltre che della cartografia dell'autorità di bacino Fiume Magra.

Di seguito vengo descritte le formazioni presenti, in ordine cronologico dalla più recente alla più antica.

DEPOSITI OLOCENICI

**aa**: Coltri detritiche, detrito di falda, coni alluvionali, interessati da diffusi fenomeni di instabilità gravitativa
**b**: Depositi alluvionali attuali
**bn** - Depositi alluvionali terrazzati

DOMINIO LIGURE INTERNO

**GOT** - Arenarie di Monte Gottero: torbiditi arenacee a cui si intercalano sottili livelli pelitici grigi o grigio scuri. Talora sono presenti intercalazioni di successioni pelitico-calcaree costituite da argilliti varicolori e rari sottili strati di calcari silicei grigi o grigio-verdi e calcareniti fini. Nella porzione medio-alta sono presenti intercalazioni di marne siltose e argilliti grigie, con rare intercalazioni di calcari silicei (GOT1)
CAMPANIANO SUP./MAASTRICHTIANO INF. PALEOCENE

**GOT 1** Arenarie di Monte Gottero: intercalazioni e lenti di marne siltose e argilliti grigie con rare intercalazioni di calcari silicei
CAMPANIANO SUP./MAASTRICHTIANO INF. PALEOCENE

**LVG** - SCISTI DELLA VAL LAVAGNA: Torbiditi pelitico-arenacee e arenacee-pelitico grigie, costituiti da strati sottili di quarzo-areniti fini micacee e siltiti quarzose a cui si intercalano strati di argilliti e argilliti arnoso-siltose
SANTONIANO SUP/CAMPANIANO INF - CAMPANIANO SUP/MAASTRICHTIANO INF

**APA** - ARGILLE A PALOMBINI: Argilliti e argilliti silicee o marnoso-siltose grigio scure o nere, a cui si intercalano strati medi e spessi di calcilutiti e calcilutiti silicee grigie
?CENOMANIANO p.p. - SANTONIANO SUP./CAMPANIANO INF.

DOMINIO LIGURE ESTERNO

**OTO** - FLYSH DI OTTONE: torbiditi calcaro-marnose grigio scure in strati da medi a molto spessi
CAMPANIANO INF. - MAASTRICHTIANO INF.

**CCV5** - COMPLESSO DI CASANOVA: arenaree ofiolitiche gradate grigio-verdi
CONIACIANO SUP. - CAMPANIANO INF.

**CCV4** - COMPLESSO DI CASANOVA: brecce clasto-sostenute oligomittiche a prevalenti elemnti ofioliti
CONIACIANO SUP. - CAMPANIANO INF.

**CCV3** - COMPLESSO DI CASANOVA: brecce clasto-sostenute a prevalenti elementi calcarei con clasti di calcilutiti silicee ed in subordine di radiolariti, ofioliti e graniti
CONIACIANO SUP. - CAMPANIANO INF.

**CCV2** - COMPLESSO DI CASANOVA: paraconglomerati polimittici (Brecce di S. Maria Auctt.) grigio scuri o grigio-verdi matrice-sostenuti o claso-sostenuti
CONIACIANO SUP. - CAMPANIANO INF.

**S** - SERPENTINI: olistoliti di ultramafiti serpentinizzate
CONIACIANO SUP. - CAMPANIANO INF.

DOMINIO SUBLIGURE

**ARB** - ARENARIE DI PONTE BRATICA: torbiditi arenacee grigio-verdi costituiti da una regolare alternanza di strati sottili e medi di arenarie fini micacee e siltiti
OLIGOCENE-OLIGOCENE SUP/MIOCENE INF.

**CGV** - CALCARE DI GROPPO DEL VESCOVO: torbiditi calcaree o calcareo-marnose grigio chiare in strati spessi e molto spessi a cui si intercalano calcilutiti e calcilutiti marnose, areniti fini, argilliti e argilliti marnose. La formazione è eteropica con la parte alta delle argille e calcari
EOCENE INF. – MEDIO

**ACC** - ARGILLE E CALCARI: argilliti grigio scure o nere a cui si intercalano strati medi o sottili di calcilutiti marnose o silicee grigio chiare, calcareniti grigio scure, areniti fini e siltiti; sono compresi inoltre strati medi e spessi di torbiditi calcaree o calcaro-marnose
PALEOCENE SUP. - EOCENE MEDIO

DOMINIO TOSCANO

**MMA** - MARNE DI MARMORETO: marne e marne calcaree grigio-verdi, a cui si intercalano strati sottili e medi di areniti, areniti manganesifere e siltiti e talora anche da argilliti varicolori
OLIGOCENE SUP. - MIOCENE INF.

**OMM** - OLISTOSTROMA DI MONTE MODINO: depositi gravitativi di massa costituiti da litofacies argillitoco-calcaree, calcareo-marnose e calcaree del Cretaceo inf. - Eocene medio
OLIGOCENE SUP. - MIOCENE INF.

**MAC** - MACIGNO: arenarie torbiditiche quarzos-feldspatiche grigie o grigio-verdi da medio-fini a grossolane in strati da spessi a molto spessi a cui si intercalano strati sottili di arenarie fini, siltiti, argilliti e argilliti siltose con rari olistostromi costituiti da brecce calcaree nella porzione superiore
OLIGOCENE SUP. - MIOCENE INF.

**STO** - SCAGLIA TOSCANA: questa formazione comprende variue litofacies che non hanno un preciso ordine stratigrafico, la prevalente è la litofacis pelitica
APTIANO INF. - OLIGOCENE SUP.

**MAI** - MAIOLICA: calcilititi e calcilutiti silicei chiare in strati medi con liste e noduli di selce
TITONIANO SUP. - APTIANO INF.

**DSD** - DIASPRI: radiolariti e selci rosse, verdi o grigie, in strati sottili con intercalazioni di argilliti e marne silicee
BAJOCIANO SUP. /BATONIANO INF. - TITONIANO SUP.

**LIM** - CALCARE SELCIFERO DI LIMANO: calcilutiti silicee e calcareniti fini talvolta gradate grigio o grigio chiare, in strati sottili e medi con noduli e liste di selce grigio chiare con sottili intercalazioni di marne calcaree e marne argilloso-siltose grigie
PLIENSBACHIANO SUP. - PLIENSBACHIANO SUP./TOARCIANO INF.

## 5. GEOMORFOLOGIA

### Versante di Patigno

L'area in esame si estende da NW verso SE per circa 2500 metri tra le quote 1000 e 550 m s.l.m. in sinistra idrografica del Torrente Gordana. Essa si presenta come un esteso versante esposto a sud, con una inclinazione media di circa 10°, i cui tratti morfologici essenziali, idrografici e orografici, sono fortemente condizionati dall'assetto geologico-tettonico dell'area dell'Appennino settentrionale alla quale appartiene. Infatti il versante di Patigno è confinato verso nord-ovest da una dorsale sostanzialmente coincidente con la linea di accavallamento tettonico tra l'Unità di Ottone - S.Stefano e l'Unità di Canetolo, mentre verso est risulta limitato da un crinale impostato sulla Formazione dell'Argille e Calcari e allungato in direzione circa nord-sud, parallelamente alle principali direzioni di strato.
La diversa acclività dei versanti, nonché le diverse forme dei rilievi sono strettamente legate alle caratteristiche dei litotipi affioranti: forme dolci, con impluvi e displuvi ampi e arrotondati, e versanti poco acclivi sono caratteristici di rocce prevalentemente argillitiche, forme abrupte e versanti a maggior acclività di rocce lapidee.

Di seguito vengono illustrate le forme ed i processi legati alla dinamica del modellamento geomorfologico: l'erosione, il trasporto e il deposito.
I due agenti principali che agiscono sul versante di Patigno, modellandolo ed influenzandone la sua stabilità sono le acque correnti e la gravità.
Le osservazioni riportate provengono da un rilevamento di campagna effettuato durante la stagione invernale dell'anno 2002 e nell'estate 2003.

**Forme e processi legati alle acque correnti**

L'idrografia dell'area è rappresentata dal Torrente Gordana, che scorre da ovest verso est, al piede della frana, e dai suoi affluenti di sinistra, il Rio Vaccareccio, che scorre ad ovest di Patigno, il Rio di Noce, che drena la porzione di versante compresa tra Patigno e Noce e il Torrente Fiume, ad est di Noce.
A questi corsi d'acqua relativamente sviluppati in lunghezza si aggiungono aste minori del I e II ordine gerarchico, di lunghezza più limitata e maggior acclività che disegnano nell'insieme reticoli poco evoluti.
Il versante di Patigno è inoltre interessato da un sistema di solchi di ruscellamento concentrato minori, poco organizzato con andamento irregolare (gomiti, canali abbandonati, etc.), direttamente incisi nei depositi detritici sciolti e quindi risultato dell'interazione dei deflussi e i numerosi e diffusi fenomeni di instabilità. Essi svolgono azione di drenaggio delle acque superficiali, riversandole poi a valle direttamente nel T.Gordana.

Questo sistema di drenaggio scarsamente gerarchizzato è indicativo di una certa immaturità evolutiva che da un lato determina cattive condizioni di regimazione delle acque superficiali e dall'altro favorisce l'infiltrazione delle acque nel sottosuolo che intanto vanno ad alimentare la circolazione sotterranea.
Tale circolazione si realizza essenzialmente all'interno del potente corpo detritico che presenta caratteristiche di permeabilità per porosità, con valori che variano in funzione della composizione e della granulometria.
Per la presenza di letti limo-argillosi intercalati a varie profondità, si possono originare modeste falde idriche sospese; i relativi livelli idrici si attestano anche a quote poco profonde (circa 3-4 metri dal p.c. ) per cui a seguito di periodi particolarmente piovosi si possono manifestare ristagni d'acqua in corrispondenza di zone a debole pendenza o in contropendenza. Queste condizioni ad elevata saturazione ed imbibizione dei terreni favoriscono il decadimento delle caratteristiche geomeccaniche e contribuiscono a fenomeni di plasticizzazione superficiale e di riattivazione di superfici di scorrimento più omeno profonde.
La geometria del sistema idrogeologico profondo è legata al particolare assetto geologico-stratigrafico del versante ed alle caratteristiche di permeabilità delle rocce che costituiscono il substrato. Per la sua natura prevalentemente argillitica, il Complesso di Canetolo si può ritenere scarsamente permeabile e, pertanto, rappresenta la base della circolazione idrica profonda.
Le forme di erosione e di deposito dovute alle acque superficiali sono distribuite prevalentemente lungo i torrenti Gordana e Vaccareccio.
Su entrambe le sponde del Torrente Gordana, la cui sezione fluviale raggiunge la sua massima larghezza a circa 300 metri a monte della confluenza con il Rio Noce, si rinvengono depositi ghiaiosi tipici di

ambienti fluviali mentre in alcuni casi è possibile riconoscere la geometria della superficie di terrazzamento debolmente inclinata verso il fondo valle.
Attualmente, lungo il tratto che ricade nell'area di studio, il Torrente Gordana è caratterizzato da una fase di approfondimento e una chiara testimonianza dell'azione di scalzamento alla base del versante è data dal denudamento di porzioni di roccia lungo il suo alveo, quello del Rio Vaccareccio e del Rio Noce, nonché dallo stato di dissesto di varie opere di difesa idraulica realizzate a seguito dell'alluvione che colpì la zona nei giorni 8 e 9 Novembre del 1982 e di altri eventi eccezionali.
Dai rilievi effettutati nell'estate 2003 si è osservata un'accentuata erosione laterale che ha prodotto la distruzione delle protezioni di sponda (gabbionate).
Anche il Rio Vaccareccio, un fosso con portate a carattere stagionale, è sede di un attivo e marcato fenomeno di approfondimento dell'alveo, che determina la diffusione di numerose scarpate di erosione con altezza fino a 4-5 metri.
Lo scalzamento alla base dei versanti da esso esercitato ha prodotto diversi movimenti franosi come quelli in località Ternesia. Poco sopra l'abitato di Patigno, ad una quota di circa 745 metri s.l.m., il Rio Vaccareccio si divide in due rami secondari che bordano l'abitato di Val di Termine ad ovest e ad est (Rio Batriolo).

**Forme e processi legati alla gravita'**

**La grande frana di zeri (MS)**

La frana di Patigno si sviluppa per una lunghezza massima pari a circa 2,5 Km e raggiunge una larghezza massima di circa 1 Km al piede, per una superficie complessiva di 1,360 Km2. La nicchia di distacco è riconducibile alla grande scarpata ad andamento NNE-SSW, che borda a NW il versante di Patigno per una lunghezza di 600-700 m.
Modellata prevalentemente nella formazione delle Arenarie di Ponte Bratica, si presenta come una superficie ad andamento subverticale che raggiunge un'altezza massima di circa 70 m.
L'intera scarpata è interessata da numerose nicchie di distacco di materiale per crollo che ne rimodellano la superficie in un'alternanza di concavità e convessità.
Il diffuso stato di dissesto che caratterizza l'intero versante di Patigno fa ritenere che il vasto movimento gravitativo sia attivo, come si evince dai numerosi indizi di movimento.
La presenza di fratture di trazione che interessano la porzione superficiale del terreno permette di individuare movimenti franosi attivi, in quanto espressione dello stato tensionale del terreno in corrispondenza della zona di distacco.
Esse si presentano come strappi del manto erboso aventi un'apertura variabile da qualche centimetro a pochi decimetri. Il bordo verso valle risulta ribassato di alcuni decimetri, a seconda dell'entità del movimento, come quelle presenti in località Ternesia e poste immediatamente a ridosso della corona di distacco delle frane presenti. Sono stati anche rinvenuti sistemi di fratture che interessano il manto stradale con il medesimo significato di quelle precedentemente descritte.
La presenza di gibbosità , spesso molto pronunciate e con altezze variabili tra 1 e 3 m, determina un aspetto ondulato con forme piuttosto dolci del rilievo.
Nella zona corrispondente alla parte medio-alta del territorio esaminato indizi chiari di attività (fratture, strappi della copertura erbosa, rigonfiamenti del terreno) sono stati osservati in alcuni corpi di frana posti

in prossimità dell'abitato di Pandegia (940 m) e in corrispondenza della parte occidentale dell'abitato di Val di Termine (850 m), che fanno ritenere i fenomeni attivi.
In particolare quest'ultimo movimento, dell'estensione di 5 ettari, sta provocando problemi di stabilità alle abitazioni. Il tratto di versante che mostra segni di attività più evidenti è quello compreso tra l'abitato di Patigno ed il corso del Torrente Gordana, dove sono coinvolte la parte sud-orientale del nucleo urbano, con ingenti danni alle abitazioni del paese, l'area della Chiesa di San Lorenzo e del cimitero.
Particolarmente significative sono le foto di seguito riportate: esse mostrano il muro perimetrale del cimitero fortemente lesionato e le tombe all'interno ruotate ed inclinate per il movimento franoso.
Per quanto riguarda la chiesa di S. Lorenzo, da ricerche storiche risulta che essa è stata più volte ricostruita (ultima ricostruzione 1784-1786) e in seguito riparata in media ogni 20-25 anni. La stessa è stata chiusa al culto nel 1983 perché dichiarata inagibile. Un cordolo di calcestruzzo armato, che collega, i pilastri e le pareti divisorie, è stato aggiunto nella ricostruzione del 1938-43, resa necessaria dalla concomitanza degli effetti del terremoto del 1920 e della frana.
Oggi la chiesa, la canonica e il campanile si trovano in condizioni di stabilità alquanto precarie
In generale, si tratta di un potente accumulo detritico che conferisce al versante di Patigno pendenze generalmente modeste, con andamenti superficiali del terreno piuttosto dolci ed ondulati. Questo corpo geomorfologico complesso è soggetto ad estesi fenomeni di riattivazioni gravitative che si manifestano principalmente a valle di Patigno e presso la frazione di Val di Termine.
Le principali tipologie dei movimenti franosi individuate in campagna sono riconducibili a frane di crollo, di scorrimento e di colamento. Nelle frane di scorrimento il movimento avviene lungo fasce di taglio aventi in genere uno spessore modesto rispetto a quello dell'originario corpo di frana. Esse sono marcate in superfici dalla presenza di scarpate di altezza variabile (da 5 a 10 metri) alle quali sono spesso associate verso valle aree a minore acclività o disposte in contropendenza, che corrispondono alla porzione di testata della massa spostata, e sono dovute alla parziale rotazione del corpo in movimento su una superficie di scorrimento curva e concava verso l'alto.
In questa parte del movimento franoso si ritrovano spesso alberi inclinati verso monte a testimonianza del movimento rotatorio della massa spostata.
Nella porzione inferiore del versante in frana, caratterizzata dalla compressione del materiale spostato, sono presenti generalmente rigonfiamenti del terreno marcati da rotture del pendio e, dove presenti, dall'inclinazione dei fusti degli alberi verso valle.
Le frane per colamento, che interessano porzioni piuttosto estese del versante e il cui movimento è simile a quello di un fluido molto viscoso, sono marcate nell'area in studio da corone di distacco in genere meno nette rispetto a quelle corrispondenti agli scorrimenti e spesso associate a strappi e sistemi di fratture nei primi decimetri del suolo, come si verifica per il movimento franoso posto a nord-est del cimitero di Patigno.
La zona di piede è in genere marcata da rigonfiamenti del terreno di forma lobata e allungati nel senso della massima pendenza. La zona frontale di questi lobi è evidenziata dalla presenza di scarpate e rotture di pendio.
Queste scarpate possono essere molto pronunciate fino ad un altezza massima di 6-7 metri, come nel caso della frana che interessa la porzione occidentale di Val di Termine o di quella che mobilizza la parte meridionale di Patigno.

Le frane di crollo, poco numerose, interessano al parte altimetricamente più elevata del territorio: esse danno luogo a depositi costituiti da blocchi di diametro variabile tra 0,5 e 2,5 metri, che si collocano al piede della scarpata di degradazione che si sviluppa lungo il crinale settentrionale del versante di Patigno.
In generale, la maggior parte delle frane riferibili ad un unico tipo di movimento interessa porzioni limitate del territorio esaminato.
Per esempio le frane distribuite lungo la porzione di versante compresa tra il Torrente Gordana e il cimitero di Patigno sono frutto di una serie di movimenti attivi di tipo scorrimenti rotazionali.
Tuttavia nella maggior parte dei casi, gli elementi morfologici che contraddistinguono i corpi franosi mostrano come essi siano caratterizzati da stili di attività dovuti alla combinazione in sequenza temporale delle due tipologie scorrimenti e colamenti (frane a stile di attività complesso) o dalla molteplice ripetizione dello stesso tipo di movimento (frane a stile di attività multiplo).

**Coloretta**

L'analisi geomorfologica dell'area di Coloretta ha messo in evidenza una instabilità generale dell'area, inoltre dai sopralluoghi sono emersi una serie di cedimenti sulla carreggiata della viabilità comunale a monte della scuola e nel campo da tennis a servizio della stessa. Inoltre, sono stati notati cedimenti strutturali nei muri perimetrali dell'edificio scolastico e in abitazioni limitrofe.
Il quadro idrogeologico non presenta anomalie e l'asta drenante principale dell'area è rappresentata dal Torrente Gordana. I corsi d'acqua presenti nella zona di indagine presentano fenomeni di erosione di fondo e/o di sponda.
L'area su cui insiste la scuola elementare di Coloretta presenta indizi di instabilità determinati dallo scivolamento della coltre detritica superficiale a causa sia della natura argillosa del deposito superficiale che per effetto degli accumuli di acqua di infiltrazione all'interfaccia detrito substrato; quest'ultimo provoca un allentamento dei legami interni del deposito ed un abbassamento della pressione litostatica.
Il movimento presenta una dinamica assimilabile ad un lento soliflusso.

## 5.1 CARTA GEOMORFOLOGICA

Come per la carta geologica, anche la carta geomorfologica è stata rielaborata a partire da quelle del CARG, considerando gli studi geologici esistenti e la cartografia del PAI.
Nella carta geomorfologica le formazioni geologiche sono state accorpate in classi litogeomorfologiche, secondo il seguente schema:

- I depositi quaternari di fondovalle e dei bacini in tramontani sono stati distinti in:
  depositi alluvionali attuali
  depositi alluvionali terrazzati

- Le unita' costituenti il substrato in:
  Rocce stratificate a dominante argillosa
  Rocce filladiche, scistose, argilliti e argilloscisti. Membri pelitici dei flysch
  Flysch arenacei, calcarei e calcareo-marnosi
  Rocce stratificate competenti
  Cataclasiti, calcari cavernosi e brecce carsiche, tettoniche e sedimentarie, prevalentemente non argillose
  Rocce magmatiche (ofioliti, vulcaniti, graniti, rocce filoniane ecc.). Metabrecce e metaconglomerati prevalentemente non filladici

- I depositi quaternari di versante di origine gravitativa sono stati distinti in:
  Frane attive e zone di pertinenza
  Frane quiescenti e zone di pertinenza, coltri detritiche potenti assimilabili
  Frane inattive ed aree di pertinenza, coltri detritiche assimilabili, detrito di falda, depositi morenici, coni detritici alluvianali, aree interessate da ruscellamento diffuso

Inoltre sono state inseriti i corsi d'acqua, distinti in
  Asta principale
  Asta secondaria
  Asta minuta significativa
  Asta minuta

I laghi e specchi d'acqua artificiali, le sorgenti, oltre agli elementi strutturali (faglie e sovrascorrimenti)

## 6. CARTA LITOTECNICA

I vari litotipi presenti, distinti in coerenti, semicoerenti e incoerenti, sono stati raggruppati in classi litotecniche secondo il seguente schema:

- LITOTIPI COERENTI
  Materiale lapideo monolitologico non stratificato fratturato
  Materiale lapideo monolitologico stratificato fratturato
  Materiale lapideo plurilitologico stratificato fratturato

- LITOTIPI SEMICOERENTI
  Materiale granulare cementato o molto addensato a grana prevalentemente grossolana
  Materiale granulare cementato o molto addensato a grana prevalentemente medio-fine
  Materiale coesivo sovraconsolidato
  Unità prevalentemente argillose; terreni eterogenei ad assetto caotico

- LITOTIPI INCOERENTI
  Materiale detritico eterogeneo ed eterometrico (depositi di versante s.l.)
  Materiale granulare sciolto o poco addensato a prevalenza grossolana

## 7. CARTA IDROGEOLOGICA

La carta idrogeologica è stata redatta anch'essa facendo riferimento alla cartografia del CARG, raggruppando i vari litotipi secondo il loro grado di permeabilità primaria (per porosità) e secondaria (per fatturazione e/o carsismo).
Dal punto di vista della permeabilità le varie unità litostratigrafiche riconosciute possono essere classificate come segue:

PERMEABILITA' PRIMARIA
- Depositi alluvionali attuali e terrazzati, brecce di Casanova (CCV4): permeabilità medio-alta
- Coltri detritiche, detrito di falda , coni alluvionali: medio-bassa

PERMEABILITA' SECONDARIA
- Maiolica e Calcare selciferi di Limano: permeabilità medio-alta
- Arenarie di Monte Gottero, Serpentiniti, Calcare di Gruppo di Vescovo e Macigno: permeabilità media
- Flysh di Ottone, Complesso di Casanova (CCV5), Arenarie di Ponte Pratica e Diaspri: permeabilità medio-bassa
- Arenaria di Monte Gottero, Scisti della Val Lavagna, Complesso di Casanova (CCV3), Argille calcari, Marne di Marmoreto, Scaglia Toscana: permeabilità da bassa a molto bassa
- Complesso di Casanova e Olistostroma di Monte Modino: impermeabile

## 8. VALUTAZIONE DI PERICOLOSITA'

Il territorio comunale viene caratterizzato in funzione dello stato di pericolosità con l'indicazione degli condizionamenti alla trasformazione anche di tipo prescrittivo da assumere nella redazione del regolamento urbanistico.
Attraverso le analisi e gli approfondimenti vengono caratterizzate aree omogenee dal punto di vista delle pericolosità e delle criticità rispetto agli specifici fenomeni che le generano, in conformità anche a quelle già individuate dall'Autorità di Bacino Fiume Magra.
Sono pertanto caratterizzate le aree a pericolosità geomorfologica e le zone a maggior pericolosità sismica locale (ZMPSL).
Per quanto riguarda la pericolosità idraulica, viste le caratteristiche morfologiche del territorio comunale di Zeri, tale problematica risulta poco rilevante e le aree classificate in pericolosità idraulica sono ridotte a

solo due, peraltro coincidenti con alvei di corsi d'acqua e quindi al di fuori di ambiti urbani. Pertanto si è ritenuto di limitare la carta della pericolosità idraulica soltanto alle due zone suddette, intendendo che il resto del territorio comunale è da ritenersi ricadente tutto in classe I.1 di pericolosità.

## 8.1 AREE A PERICOLOSITÀ GEOMORFOLOGICA

Sono distinte quattro classi di pericolosità. Stante la particolare situazione geomorfologica del territorio comunale, in coerenza anche con la pericolosità geomorfologica espressa dal PAI, si è ritenuto di introdurre due classi di pericolosità media, escludendo la bassa: la G2a (che rappresenta di fatto la classe G.2 così come definita dalle direttive di cui al DPGR 26/R) e la G2b che include tutta la parte del territorio comunale non ricompresa nelle pericolosità G.4, G.3 e G.2a e che presenta comunque caratteristiche geomorfologiche tali da non poter escludere una certa propensione al dissesto.

Pericolosità gemorfologica molto elevata:
**G.4 -** aree interessate da fenomeni gravitativi attivi e relative aree di pertinenza
Pericolosità gemorfologica elevata:
**G.3 -** aree interessate da fenomeni gravitativi quiescenti e zone di pertinenza; coltri detritiche assimilabili

Pericolosità gemorfologica media:
**G.2.a** - Aree interessate da fenomeni gravitativi inattivi con relative aree di pertinenza; aree in dissesto stabilizzate artificialmente; coltri detritiche assimilabili; coni alluvionali; aree con elementi geomorfologici, litologici e giaciturali con una bassa propensione al dissesto
**G.2.b** - Aree prive di indizi di franosità reale a scala di bacino o con dissesti non cartografabili alla scala 1/10.000. Si tratta comunque di aree in cui i processi geomorfologici e le caratteristiche litologiche e giaciturali presenti determinano un certo livello di pericolosità geomorfologica per "propensione al dissesto".

**UTOE 1 – Vallata di Adelano**
In questo ambito territoriale si evidenziano aree a pericolosità geomorfologica molto elevata (**G.4**) e elevata (**G.3**) nella zona afferente le località Calzavitello, Tosi, Biagi, Pasquino, Maddalena e Bornia.
In particolare, fatta eccezione per l'abitato di C. Maddalena nella quale si evidenzia la presenza di una frana attiva nella porzione occidentale dell'abitato stesso, i restanti nuclei urbani sono ricompresi nella classe di pericolosità elevata per frane quiescenti.

**UTOE 2 – Vallata del Gordana**
Come noto, in questo ambito territoriale, si riscontrano le maggiori problematiche sulla pericolosità geomorfologica di tutto il territorio comunale.
In particolare si rileva tutta la zona a pericolosità geomorofologica G.4 e G.3 afferente i nuclei abitativi di Patigno e Coloretta, dove si rilevano porzioni dell'abitato interessate sia da frane attive che quiescenti.
Inoltre zone a pericolosità geomorfologica G.4 e G.3 interessano i seguenti nuclei urbani:

- Villaggio degli Aracci, la cui porzione orientale è inserita in classe G.3;
- Loc. Noce, la cui parte sud-occidentale è inserita in classe G.3;
- Loc. Antara, interessato interamente da una frana attiva e quindi in G.4;
- Loc. Val di Termine, interessato da una frana attiva nella porzione occidentale (G.4) e da frana quiescente nella restante parte (G.3);
- Loc. Castello, quasi del tutto ricadente in classe G.2b (pericolosità media) e solo marginalmente da frane attive e quiescenti;

**UTOE 3 – Vallata del Rossano**

In questa valla si rilevano aree a pericolosità geomorfologica molto elevata (G.4) sul nucleo abitativo di Chioso mentre aree interessate da pericolosità elevata (G.3) riguardano, oltre all'abitato stesso di Chioso, l'abitato di Valle e marginalmente l'abitato di Paratola.

## 8.2 AREE A PERICOLOSITÀ IDRAULICA

Come sopra accennato, nel territorio comunale le aree classificate a pericolosità idraulica diversa dalla I.1 sono solo due:

- Tratto del Torrente Fiume, ad Est dell'abitato di Patigno, prima dell'innesto con il Torrente Gordana: tale area presenta una pericolosità idraulica molto elevata (I.4) per eventi con Tr≤30 anni
- Tratto del Torrente Benigna, sul limite Nord del territorio comunale: tale area presenta sia una pericolosità idraulica molto elevata (I.4) per eventi con Tr≤30 anni, sia una pericolosità idraulica elevata per eventi compresi tra 30<Tr≤200 anni.

## 8.3 AREE A PERICOLOSITÀ SISMICA LOCALE

Dall'analisi e dalla valutazione integrata dei dati disponibili di carattere geologico, geomorfologico, geognostico, vengono definite le aree ove possono verificarsi effetti locali o di sito.

Per quanto concerne il territorio comunale di Zeri, inserito come visto in Zona sismica 2, gli elementi di valutazione che portano alla definizione delle aree a maggior pericolosità sismica locale sono i seguenti:

1. probabili fenomeni di amplificazione stratigrafica, topografica e per morfologie sepolte
2. la presenza di faglie e/o strutture tettoniche
3. accentuazione della instabilità dei pendii
4. terreni soggetti a cedimenti diffusi e differenziali.

Tale valutazione viene rappresentata attraverso la realizzazione della cartografia delle Zone a Maggior Pericolosità Sismica Locale (ZMPSL) che individua qualitativamente gli elementi in grado di generare i fenomeni di amplificazione locale ed instabilità dinamica.

Sono definite quindi le seguenti classi di pericolosità sismica locale:

**Pericolosità sismica locale molto elevata (S.4)**: aree in cui sono presenti fenomeni di instabilità attivi e che pertanto potrebbero subire una accentuazione dovuta ad effetti dinamici quali possono verificarsi in occasione di eventi sismici;
**Pericolosità sismica locale elevata (S.3**): aree in cui sono presenti fenomeni di instabilità quiescenti e che pertanto potrebbero subire una riattivazione dovuta ad effetti dinamici quali possono verificarsi in occasione di eventi sismici; zone potenzialmente franose o esposte a rischio frana per le quali non si escludono fenomeni di instabilità indotta dalla sollecitazione sismica; zone con terreni di fondazione particolarmente scadenti che possono dar luogo a cedimenti diffusi; zone con possibile amplificazione sismica connesse a zone di bordo della valle e/o aree di raccordo con il versante; zone con possibile amplificazione per effetti stratigrafici; presenza di faglie e/o contatti tettonici;
**Pericolosità sismica locale media (S.2)**: zone con fenomeni franosi inattivi; aree in cui è possibile amplificazione dovuta ad effetti topografici; aree che comunque presentano una certa propensione al dissesto.
Quindi, per le stesse motivazioni esposte nel paragrafo relativo alla pericolosità geomorfologica che hanno portato alla definizione della classe di pericolosità geomorfologica G.2b, è stata esclusa la classe di pericolosità sismica S.1

La carta delle Zone a Maggior Pericolosità Sismica Locale (ZMPSL), definita sulla base delle indicazioni di cui all'Allegato n.1 delle direttive, è stata realizzata solo nei principali nuclei abitati presenti sul territorio comunale che sono stati così individuati:

**UTOE 1 – Vallata di Adelano**

**Loc. Frandalini**
In questa località, al di fuori delle zone classificate in S.2, si distinguono aree a pericolosità sismica S.3 per presenza di faglie e sovrascorrimenti tettonici

**Loc. Calzavitello – Tosi – Biagi – Pasquino – Maddalena – Bornia**
In queste località, al di fuori delle zone classificate in S.2, si distinguono aree a pericolosità S.4 per movimenti franosi attivi e aree S.3 riguardanti movimenti franosi quiescenti, la presenza di coltri detritiche/conoidi e di faglie e sovrascorrimenti tettonici.

**UTOE 2 – Vallata del Gordana**

**Località Zum Zeri**

In questa località, al di fuori delle aree classificate in S.2, si distingue un'area a pericolosità S.4 per frana attiva posta a sud del nucleo di Zun Zeri e una vasta area in pericolosità S.3 per presenza di coltri detritiche/conoidi che ricomprende quasi tutta l'area degli impianti sciistici.

**Località Villaggio del Rastrello**

In questa località, al di fuori delle zone classificate in pericolosità S.2, si distinguono aree a pericolosità S.3 per la presenza di faglie e sovrascorrimenti tettonici e di coltri detritiche/conoidi

**Località Villaggio degli Aracci**

In questa località, al di fuori delle aree classificate in S.2, si distinguono alcune aree marginali classificate in pericolosità S.4 per movimenti franosi attivi, mentre tutto il nucleo abitato ricade in classe di pericolosità S.3 per la presenza di movimenti franosi quiescenti e coltri detritiche/conoidi.

**Località Serra Lunga**

In questa località, al di fuori delle aree classificate in S.2, si distinguono aree a pericolosità S.3 per la presenza di faglie e sovrascorrimenti tettonici e di coltri detritiche/conoidi.

**Località Patigno – Noce – Antara – Val di Termine**

In queste località, al di fuori delle aree classificate in S.2, si distinguono ampie zone a pericolosità S.4 per movimenti franosi attivi e a pericolosità S.3 per movimenti franosi quiescenti, coltri detritiche/conoidi, oltre che zone marginali sempre classificate in S.3 in corrispondenza di faglie e sovrascorrimenti tettonici. Non si esclude la possibilità che in alcune aree la pericolosità S.3 possa essere associata anche alla presenza di terreni detritici di alterazione del substrato con caratteristiche geotecniche scadenti (litotipi argilloso-limosi molli)

**Località Formentara**

In questa località, al di fuori delle aree classificate in S.2, si distingue un'area a pericolosità S.3 per presenza di coltri detritiche/conoidi e di faglie e sovrascorrimenti tettonici.

**Località Coloretta – Castello – La Dolce**

In queste località, al di fuori delle aree classificate in S.2, si distinguono ampie zone a pericolosità S.4 per movimenti franosi attivi e a pericolosità S.3 per movimenti franosi quiescenti, coltri detritiche/conoidi, oltre che zone marginali sempre classificate in S.3 in corrispondenza di faglie e sovrascorrimenti tettonici. Come per la zona di Patigno, in alcune aree la pericolosità S.3 è associata anche alla presenza di terreni detritici di alterazione del substrato con caratteristiche geotecniche scadenti (litotipi argilloso-limosi molli), come evidenziato dalla stratigrafia di alcuni sondaggi geognostici eseguiti presso l'abitato di Coloretta.

**Località Codolo Chiesa – Codolo di Sotto**

In queste località, al di fuori delle aree classificate in S.2, si distinguo aree a pericolosità S.3 per presenza di coltri detritiche/conoidi e di faglie e sovrascorrimenti tettonici.

**Località Bergugliara**

In questa località, al di fuori delle aree classificate in S.2, si distinguo aree a pericolosità S.3 per presenza di coltri detritiche/conoidi e di faglie e sovrascorrimenti tettonici.

**UTOE 3 – Vallata del Rossano**

**Località Chiesa di Rossano – Piagna – Castoglio – Chioso – Paratola – Valle – Montelama**

In queste località, al di fuori delle aree classificate in S.2, si distinguono aree a pericolosità S.4 per movimenti franosi attivi, S.3 per frane quiescenti e coltri detritiche/conoidi e zone di faglie e sovrascorrimenti tettonici.

**Località Bosco di Rossano**

Questa località si sviluppa totalmente sulle alluvioni di fondovalle del corso d'acqua Canale Bosco per cui viene classificata in pericolosità S.3 (zone di bordo valle e/o zone di raccordo di fondovalle – zone con presenza di depositi alluvionali).

BIBLIOGRAFIA


- indagini geologiche e geotecniche di supporto alla pianificazione urbanistica: relazione geologica, carta geomorfologica e carta della pericolosità – Dott. Geol. Daniela Raggi
- carta geologica progetto CARG (sezioni 233010, 233020, 233030, 233050, 233060, 233100) – Regione Toscana
- cartografia PTC – Provincia Massa Carrara
- cartografia PAI Autorità di Bacino Fiume Magra (pericolosità geomorfologica e rischio geomorfologico, pericolosità idraulica)
- "Pericolosità, rischio di frana e pianificazione Un caso di studio del Bacino del Fiume Magra", Dott. Davide Giuntini – Dipartimento Scienze della Terra Università di Pisa

Località Patigno, Val di Termine e Noce

- carta geologica, 1999 - Dip. Scienze della Terra Università di Pisa
- carta geomorfologica, 1999 - Dip. Scienze della Terra Università di Pisa
- sezione interpretativa frana Patigno, 1999 - Dip. Scienze della Terra Università di Pisa
- rilievo aerofotogrammetrico, 1999 - SCAME sas
- relazione sull'attività di monitoraggio geodetico della frana Patigno, 2007 – Università di Siena e Bologna
- monitoraggio tubi inclinometrici frana Patigno, 2007 – Provincia di Mssa Carrara Dott. Geol. Carlo Alberto Turba e Dott. Geol. Marco Zollini

*Tratti dagli studi geologici comune di Zeri programma VEL:*

- stratigrafie sondaggi geognostici, 1999 – Ditta EUROGEO srl
- prospezioni sismiche in foro, 2002 – Ditta METHODO srl
- prospezioni sismiche a rifrazione, 1999 – SGG
- prospezioni sismiche a riflessione, 2001 – Dip. Scienze della Terra Università di Chieti
- carotaggi sonici, 1999 – SGG
- dati inclinometrici, 1999 - Dip. Scienze della Terra Università di Pisa
- parametrizzazione geofisica (Vp, Vs, Vp/Vs, G, E, v), 2003 - Dip. Scienze della Terra Università di Chieti
- dati penetrometrici, 2002 – Dott. Geol. Paolo Baracca

Località Coloretta

*Tratti dagli studi geologici comune di Zeri programma VEL:*

- stratigrafie sondaggi geognostici (scuola elementare), 1997 – Dott. Geol. Roberto Antiga
- stratigrafie sondaggi geognostici (Torre), 1997 – Ditta TE.AM.
- prospezioni sismiche a rifrazione, 2002 – Ditta METHODO srl
- dati inclinometrici (Torre), 2000 – Ditta GE.A.S. srl

- prospezioni sismiche a riflessione, 2001 - Dip. Scienze della Terra Università di Chieti
- dati piezometrici (Torre), 2000 – Ditta GE.A.S. srl
- prospezioni sismiche in foro, 2002 – Ditta METHODO srl
- parametrizzazione geofisica (Vp, Vs, Vp/Vs, G, E, v), 2003 - Dip. Scienze della Terra Università di Chieti
- Carta geomorfologica applicativa, 1999 Comunità Montana della Lunigiana
- Stratigrafia sondaggi geognostici, ditta GEO SERVICE