



Comune di
Castelfranco di Sopra

Provincia di Arezzo

Piano Strutturale

Arch. Marco Novedrati
Progettista

Arch. Gabriele Banchetti
Ufficio di Piano



Geol. Luca Pagliazzi
con la collaborazione di
Geol. Serena Vannetti
Indagini geologiche



Ing. Luca Rosadini - Ing. Leonardo Marini
con la collaborazione di
Ing. Jr. Valentina Lavacchini
Studi idraulici

Arch. Marco Novedrati
Responsabile del Procedimento

Dicembre 2013

Approvato con Delibera di C.C. nr. 49 del 29 Dicembre 2013

ELABORATO 4.1 - RELAZIONE
Elaborato modificato a seguito dell'accoglimento delle osservazioni



INDICE

Premessa	1
Elaborati prodotti	2
Inquadramento generale.....	3
Sintesi delle conoscenze	4
Piano di Bacino del Fiume Arno	5
Analisi e approfondimenti.....	6
Elementi geologici	7
Dati di base.....	21
Elementi geomorfologici.....	22
Aspetti idrogeologici	26
Elementi litologico-tecnici.....	32
Carta geologico-tecnica.....	34
Effetti locali e di sito per la riduzione del rischio sismico	36
Valutazioni di pericolosità	38
Censimento Pozzi (dicembre 2013)	43
Bibliografia	44

PREMESSA

La presente Relazione, redatta ai sensi del *Regolamento di attuazione dell'articolo 62 della legge regionale 3 gennaio 2005, n. 1 (Norme per il governo del territorio) in materia di indagini geologiche* (Decreto del Presidente della Giunta Regionale 25 ottobre 2011 n. 53/R pubblicato nella Sezione I del Bollettino Ufficiale della Regione Toscana n. 51 del 2 novembre 2011), è di supporto alla *Variante al Piano Strutturale* del Comune di Castelfranco di Sopra.

Il nuovo Piano Strutturale andrà a sostituire il precedente, attualmente vigente, supportato da indagini geologico-tecniche redatte nel 1999 con una normativa previgente.

Le indagini geologico sono dirette a verificare la pericolosità del territorio sotto il profilo geologico, idraulico e sismico, anche in attuazione degli atti di pianificazione sovraordinati, al fine di valutare le condizioni ed i limiti di trasformabilità, garantire e mantenere condizioni di equilibrio idrogeologico e recuperare eventuali situazioni di criticità esistenti.

In particolare, le indagini geologiche hanno previsto la realizzazione di uno studio di Microzonazione Sismica (MS) di Livello 1, in ottemperanza a quanto previsto dal Regolamento 53/R, facendo riferimento all'Allegato A, §2. Punto B.7 e C.5.

Le indagini geologiche di corredo al Piano Strutturale del Castelfranco di Sopra sono state articolate, rispetto agli aspetti geologici e sismici in:

- Sintesi delle conoscenze;
- Analisi ed approfondimenti;
- Valutazioni di pericolosità.

ELABORATI PRODOTTI

Le indagini di carattere geologiche e sismiche sono costituite dai seguenti elaborati:

- 4.1 Relazione
- 4.2 Carta geologica
- 4.3 Carta geomorfologica
- 4.4 Carta idrogeologica
- 4.4.1 Carta delle Isofreatiche
- 4.5 Carta delle indagini, Dati di base e Indagini geofisiche
- 4.6 Carta litologico-tecnica
- 4.6.0 Carta geologico-tecnica
- 4.7 Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica e Relazione illustrativa
- 4.8 Carta della Pericolosità geologica
- 4.9 Carta della Pericolosità sismica

Gli elaborati di carattere idraulico costituiscono studio a se stante al quale si rimanda per completezza.

Le indagini sono state condotte sull'intero territorio comunale alla scala 1:10.000, con approfondimento di alcuni tematismi (indagini geognostiche, geomorfologia, aspetti sismici locali, pericolosità geomorfologica e sismica) ad una scala di maggior dettaglio (1:2.000) in corrispondenza dei centri abitati (Pulicciano, Caspri, Castelfranco di Sopra, Certignano, Fornace, Botriolo).

INQUADRAMENTO GENERALE

Il Comune di Castelfranco di Sopra si trova sul versante orientale del bacino del Valdarno Superiore, ed il suo territorio ha una forma allungata sud-ovest nord-est, trasversale rispetto all'asse del bacino, disposta sud-est nord-ovest.

La superficie del territorio comunale è di 3760 chilometri quadrati, pari a 3760 ettari.

Nella cartografia della Carta Tecnica Regionale il territorio di Castelfranco di Sopra rientra nelle seguenti Sezioni, in scala 1:10.000: 276110, 276120, 276150, 276160 e 287030.

Il territorio comunale si estende dalla pianura alluvionale dell'Arno fino alla catena del Pratomagno, con una altimetria minima di circa 127 metri, lungo la Strada Provinciale degli Urbini, fino a 1.533 metri, in corrispondenza del Poggio dell'Uomo di Sasso.

La morfologia del territorio, estremamente variabile, ma strettamente legata alla litologia dei terreni affioranti, si sviluppa in paesaggi fortemente differenti tra loro, che mostrano andamenti all'incirca paralleli all'asse del bacino.

La pianura alluvionale dell'Arno occupa una porzione estremamente limitata del territorio comunale, lungo la già citata Strada Provinciale degli Urbini, che segna il confine con il territorio del Comune di Figline Valdarno.

Pianure alluvionali minori, ma di notevole importanza per il territorio comunale, sono quelle originate dal Torrente Faella a nord ovest, dal Borro della Spina a sud est e dal suo affluente destro Borro del Mulinaccio.

I due corsi d'acqua maggiori costituiscono affluenti di destra dell'Arno e segnano il confine con il comune di Pian di Scò e di Terranuova Bracciolini.

La fascia di territorio che si trova immediatamente a monte dei depositi alluvionali, delimitata da quelli depositi dall'Arno, dal Faella e dai Borri della Spina e del Mulinaccio, presenta forme dolci tipiche dei depositi palustro-lacustri a litologia limoso argillosa prevalente, che ricordano le pianure alluvionali ai depositi granulari che contraddistinguono le cosiddette "balze".

Questa morfologia è il frutto dell'azione delle forme dovute alla gravità ed all'azione delle acque, sia libere che incanalate, che agendo su litologie limoso-argillose, generano forme mammellari.

A monte di questa fascia dalle forme dolci è presente una fascia con forme molto più aspre, dovute alla presenza di depositi granulari costituiti da sabbie, ghiaie e ciottolami. Si tratta delle "balze", unità morfologica tipica del Valdarno Superiore.

Al tetto delle balze è presente un pianalto, corrispondente alla superficie di chiusura dei depositi fluvio-lacustri del Valdarno Superiore, che raccorda le balze al massiccio del Pratomagno.

Quest'ultimo paesaggio è rappresentato dal versante occidentale della catena montuosa preappenninica ove affiorano estesamente depositi arenacei di origine torbida.

SINTESI DELLE CONOSCENZE

La sintesi delle conoscenze, realizzata ai sensi delle direttive per le indagini geologico-tecniche allegata al Decreto del Presidente della Giunta Regionale 25 ottobre 2011 n. 53/R, comprende la raccolta della documentazione relativa al quadro conoscitivo esistente e certificato come quello derivante dai Piani di Bacino, dal Piano di Indirizzo Territoriale, dai Piani Territoriali di Coordinamento provinciali, al fine di inquadrare le problematiche ed i vincoli presenti sul territorio e sulla cui base effettuare le successive analisi ed elaborazioni.

La sintesi delle conoscenze è stata articolata nelle seguenti attività:

- Consultazione della Cartografia geologica regionale (Progetto CARG);
- Consultazione del Piano di Bacino redatto dall'Autorità di Bacino del Fiume Arno;
- Consultazione del Piano di Indirizzo Territoriale della Regione Toscana (P.I.T.);
- Consultazione del Piano Territoriale di Coordinamento della Provincia di Arezzo (P.T.C.P.);
- Consultazione dell'Inventario dei Fenomeni Franosi Italiani, progetto I.F.F.I., realizzato a cura dell'A.P.A.T. Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici e della Regione Toscana;
- Consultazione delle Indagini geologiche di supporto alla pianificazione urbanistica del Comune di Castelfranco di Sopra redatte dallo Studio Geotecno negli anni '90;
- Ricerca dei dati di base litostratigrafici e geotecnici presenti negli archivi comunali;
- Studi di fotointerpretazione effettuati su foto in visione stereoscopica dei voli presenti presso la Regione Toscana;
- Consultazione del volo del marzo 2013 effettuato a seguito degli eventi meteorologici intensi che hanno fortemente interessato il territorio comunale nell'inverno 2012/2013 e che è servito per meglio comprendere ed avere una visione d'insieme dei movimenti gravitativi avvenuti a seguito degli eventi meteorologici citati;
- Consultazione dei dati del Comprensorio di Bonifica 23 Valdarno relativi ai fenomeni franosi censiti dall'Ente;
- Ricerca bibliografica riguardante studi di carattere geologico in senso lato aventi ad oggetto il territorio comunale.
- Consultazione del Portale del Servizio Geologico d'Italia, in particolare dei seguenti archivi: Indagini del sottosuolo (L. 464/84), servito per un ulteriore aggiornamento dei dati di base, e Faglie capaci (ITHACA).
- Consultazione del Sistema Informativo Territoriale della Provincia di Arezzo, Progetto WaterPRO, Servizio WEBWater, servito per un ulteriore aggiornamento dei dati di base, in particolare relativamente alle stratigrafie dei pozzi.

PIANO DI BACINO DEL FIUME ARNO

Per quanto riguarda il Piano di Bacino del Fiume Arno si è proceduto alla consultazione della cartografia del Piano di Bacino, Stralcio Assetto Idrogeologico (PAI), relativamente ai fenomeni franosi ed alla stabilità dei versanti.

Si è quindi proceduto alla verifica della coerenza tra il quadro conoscitivo del Piano Strutturale in corso di formazione ed il Piano di Bacino.

In particolare, all'interno della Conferenza dei Servizi con la struttura tecnica dell'Autorità di Bacino e dell'Ufficio del Genio Civile, procedendo ad una verifica di coerenza tra i due strumenti pianificatori sono risultate, vista la vecchia strumentazione urbanistica comunale, notevoli difformità ed incongruenze tra gli elaborati costituenti il quadro conoscitivo del Piano Strutturale in via di adozione e la cartografia del Piano di Bacino relativi alla pericolosità geomorfologica.

Dovrà quindi, alla fine del percorso previsto dalle Norme del Piano di Bacino, essere aggiornata la cartografia del Piano stesso.

ANALISI E APPROFONDIMENTI

Successivamente alla raccolta dei dati precedenti sono stati effettuati approfondimenti di carattere geologico, strutturale, geomorfologico, idrogeologico, geotecnico e sismico, al fine di aggiornare ed integrare le conoscenze riguardanti il territorio.

Si è anzitutto proceduto ad un rilevamento di carattere litostratigrafico, strutturale e geomorfologico basato sulla cartografia geologica regionale, supportato da un accurato lavoro di fotointerpretazione eseguita su fotogrammi relativi a vari voli effettuati negli ultimi 30 anni, reperiti presso l'Archivio foto-cartografico della Regione Toscana e del volo recente effettuato dal Comune di Castelfranco, di conferma a quanto effettuato nelle fasi precedenti.

Relativamente agli aspetti di carattere idraulico si rimanda allo specifico studio idrologico-idraulico.

Relativamente agli aspetti sismici le indagini geologico-tecniche hanno previsto la realizzazione di uno studio di Microzonazione Sismica (MS) di Livello 1, in ottemperanza a quanto previsto dal Regolamento 53/R, facendo riferimento all'Allegato A, §2. Punto B.7 e C.5, finalizzato ad evidenziare gli elementi prioritari per la valutazione degli effetti locali e di sito per la riduzione del rischio sismico e scaturito nella realizzazione della Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS).

Per questo studio sono stati acquisiti tutti gli elementi necessari per una corretta e puntuale ricostruzione e rappresentazione del Modello geologico-tecnico di sottosuolo, sia in termini di geometrie e spessori delle litologie presenti, che in termini di parametrizzazione dinamica del terreno, principalmente in relazione a misure dirette delle Vsh e di rumore ambientale mediante tecnica a stazione singola (HVSr).

Per una trattazione completa relativa agli aspetti sismici si rimanda alla specifica Relazione tecnica illustrativa di supporto allo studio di Microzonazione Sismica (MS).

Gli approfondimenti si sono concretizzati nella realizzazione di tematismi di carattere geologico-tecnico, geomorfologico e sismico, rappresentati mediante cartografie alla scala 1:10.000 per l'intero territorio comunale e 1:2.000 per i centri abitati, sia in forma cartacea che digitale (GIS).

ELEMENTI GEOLOGICI

Il territorio comunale è posto all'interno di un'ampia depressione tettonica, allungata in direzione nord-ovest sud-est e bordata a nord est e a sud ovest rispettivamente dalla dorsale del Pratomagno e dai Monti del Chianti; in tale depressione si è sviluppato durante il Plio-Pleistocene il bacino sedimentario fluvio-lacustre del Valdarno Superiore.

Le caratteristiche stratigrafiche e strutturali di questa depressione, come del resto quelle degli altri bacini intermontani dell'Appennino (figura 1), sono state riferite fin dalla metà del secolo scorso (Trevisan, 1952) all'impostazione di un regime tettonico distensivo post-orogenico con il conseguente sviluppo di tutti i bacini intermontani dell'Appennino centro settentrionale. La spinta orogenica, iniziata nell'Oligocene superiore, avrebbe subito nel tempo un continuo spostamento verso est, lasciando il posto ad una fase estensionale che avrebbe indotto la formazione di numerose depressioni, tra le quali il Valdarno stesso.

Il margine sud occidentale del bacino è impostato su terreni dell'Unità Toscana non Metamorfica, mentre quello del margine nord orientale su terreni riferibili all'Unità Cervarola-Falterona.

Il margine del Pratomagno è interessato da un sistema di faglie ad alto angolo in corrispondenza delle quali si sono registrati movimenti verticali con rigetto complessivo nell'ordine dei 1000-1500 metri (Abbate *et al.*, 1991; Cecchi, 1992). Movimenti di tale entità non sono stati individuati in corrispondenza del margine dei Monti del Chianti, pertanto la struttura è assimilabile ad una del tipo a *semigraben* (figura 3).

Successivamente sono state sviluppate nuove ipotesi che inquadrano diversamente l'origine e lo sviluppo dei vari bacini neogenici (Boccaletti *et al.*, 1994). Secondo queste teorie gran parte dei bacini intermontani, tra cui il Valdarno, si sarebbero originati ed evoluti in un regime tettonico prevalentemente compressivo (bacini tipo *piggy back* o *thrust top* - figura 2). Nei sedimenti del Valdarno sono in effetti presenti strutture plicative riconducibili probabilmente alla riattivazione del thrust dell'Unità Toscana sull'Unità Cervarola-Falterona avvenuta su scala regionale nel Pliocene medio (Bernini *et al.*, 1990; Boccaletti *et al.*, 1992).

INQUADRAMENTO GENERALE

Il territorio comunale occupa una parte del margine nord orientale, in corrispondenza della dorsale del Pratomagno, e della porzione centrale della depressione tettonica costituente il Valdarno Superiore.

Si può suddividere schematicamente il territorio comunale, da un punto di vista geologico, in tre zone principali: una **zona montana e pedemontana**, corrispondente al margine nord orientale del bacino, impostata su terreni litoidi riferibili alle Unità Tettoniche Toscane, in particolare all'Unità Tettonica Cervarola-Falterona, Successione del Pratomagno, costituente il substrato dei depositi fluvio-lacustri e palustri; una **zona collinare e di pianalto**, impostata sui depositi di ambiente fluvio-lacustre e palustre che hanno riempito la depressione

tettonica del Valdarno Superiore, costituenti il Sintema del Valdarno Superiore appartenente al Supersintema dei Bacini Intermontani; ed infine una zona di fondovalle, impostata su depositi alluvionali del Fiume Arno e dei suoi affluenti, riferibili al Sintema del Fiume Arno.

UNITÀ TETTONICHE TOSCANE

UNITÀ TETTONICA CERVAROLA-FALTERONA

Successione del Pratomagno

L'Unità Tettonica Cervarola-Falterona, affiorante nella parte altimetricamente più elevata del territorio comunale, costituisce, lungo il margine nord orientale del Valdarno Superiore, il substrato dei depositi fluvio-lacustri, ed è rappresentata in affioramento esclusivamente dalla propria porzione arenaceo-torbiditica oligo-miocenica, costituita da una potente successione denominata Successione del Pratomagno (Abbate & Bruni, 1987). In tale porzione dell'Unità Cervarola-Falterona si distinguono tradizionalmente le Arenarie del Monte Falterona alla base (indicate come Macigno nei Fogli in scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia, come Cervarola Complesso A in Guenther & Reutter, 1985, come Complesso A in Signorini, 1936, come Macigno A in Losacco, 1963) e le Arenarie del Monte Cervarola (Nardi & Tongiorgi, 1962) al tetto (indicate come Complesso B in Signorini, 1936 e Signorini, 1945, come Macigno B in Losacco, 1963, come Macigno del Mugello e Formazione di Londa nei Fogli n. 114 e n. 106 in scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia).

Nell'area è stata riconosciuta solo la formazione delle Arenarie del Monte Falterona.

Arenarie del Monte Falterona (aF)

Si tratta di arenarie torbiditiche quarzoso-feldspatiche di colore dal grigio azzurro, al grigio verde o grigio scuro al taglio fresco e giallo ocraceo alla alterazione, di granulometria medio grossolana, gradate, alternate a livelli siltoso argillosi di colore marrone chiaro o verdastro; subordinatamente argilliti e siltiti nere in livelli sottili o poco spessi (da 1 centimetro ad 1 metro). Più rare, ma con aumento in frequenza verso il tetto della formazione, sono le torbiditi carbonatiche. Talvolta si rilevano livelli e /o lenticelle carboniosi millimetrici o centimetrici di colore da bruno a nerastro.

Lo spessore degli strati arenacei varia da pochi centimetri a vari metri: il più potente strato osservato nella dorsale del Pratomagno è spesso circa 12 metri.

La base della formazione in questa area non affiora; l'unità raggiunge uno spessore massimo affiorante di circa 1500 metri. Dato che Abbate *et al.* (1991), in corrispondenza del Pratomagno, calcolano la base dell'Unità Cervarola - Falterona a circa 1500 metri sotto il livello del mare, e nel presupposto che il Mesozoico ed il Terziario siano intorno ai 500 metri, lo spessore delle Arenarie del Monte Falterona potrebbe essere compreso tra i 2.000 ed i 2.500 metri.

La successione sedimentaria, dal basso verso l'alto, mostra delle variazioni rispetto a vari parametri stratimetrici, sedimentologici, granulometrici e litologici con trends ben defi-

niti, tra cui si rileva: un aumento del rapporto arenaria/pelite, una diminuzione dello spessore medio degli strati, una diminuzione del numero di questi ultimi che presentano l'intervallo Bouma "a" (Bouma, 1962) ed un parallelo aumento del numero di quelli che alla base presentano invece gli intervalli Bouma "b" o "c"; inoltre mentre nella parte bassa le torbiditi carbonatiche sono rappresentate da occasionali strati fini e sottili, nella porzione media e alta le torbiditi carbonatiche sono frequenti ed il loro spessore arriva anche ad alcuni metri.

Per le suddivisioni interne a questa formazione si è fatto riferimento alle unità litostratigrafiche, definite nelle sezioni in scala 1:10.000 n. 276110, n. 276120, n. 276150 e n. 276160 della Carta Geologica della Regione Toscana, progetto CARG, denominate rispettivamente dal basso verso l'alto della successione sedimentaria: Membro di Monte Falco (Fal_1), Membro di Camaldoli (Fal_2) e Membro di Lonnano (Fal_3). La differenziazione tra i vari membri è basata essenzialmente sul rapporto arenaria/pelite.

Per quanto riguarda l'età delle Arenarie del Monte Falterona nel Pratomagno ed in aree interne dell'Unità Cervarola - Falterona, le faune note non raggiungono il Miocene (Fazzuoli *et al.*, 1985 cum bibl.), mentre negli affioramenti più orientali, cioè quelli più esterni in prossimità del sovrascorrimento sulla Marnoso Arenacea del Dominio Umbro/Marchigiano/Romagnolo (Badia Prataglia, Monte Falterona) il Miocene inferiore è segnalato fin dal contatto con gli Scisti Varicolori (Abbate & Bruni, 1987 cum bibl.).

Membro di Monte Falco (Fal_1)

Arenarie grigio azzurre e grigio verdi in strati spessi e frequentemente amalgamati, con base grossolana e microconglomeratica, pelite quasi assente.

Il rapporto arenaria/pelite è maggiore di 10 ($A/P > 10$). Sono presenti rari strati di spessore per lo più nell'ordine di alcuni decimetri costituiti da areniti carbonatiche e marne.

L'età è riferibile all'Oligocene superiore.

Membro di Camaldoli (Fal_2)

Arenarie prevalenti e subordinate peliti con rapporto arenaria/pelite compreso tra 2 e 10 ($2 < A/P < 10$) in strati da medi a spessi, localmente amalgamati.

Sono presenti pochi strati, generalmente di spessore inferiore al metro, costituiti da areniti carbonatiche e marne.

L'età è riferibile all'Oligocene superiore - Miocene basale.

Membro di Montalto (Fal_3)

Si tratta di un'alternanza di arenarie e peliti con rapporto arenaria/pelite compreso tra 1/3 e 2 ($1/3 < A/P < 2$) in strati da sottili a spessi, eccezionalmente in banchi.

Sono presenti strati a composizione carbonatica: areniti carbonatiche e marne di colore grigio più o meno scuro al taglio fresco e da grigio giallastro a grigio chiaro all'alterazione, di spessore variabile da pochi decimetri ad alcuni metri.

L'età è Miocene basale.

SUPERSINTEMA DEI BACINI INTERMONTANI

Sintema del Valdarno Superiore

Il bacino sedimentario del Valdarno Superiore è stato riempito da depositi fluvio-lacustri, con spessori massimi nell'ordine dei 550 metri in corrispondenza del centro del bacino, appartenenti al Sintema del Valdarno Superiore (Supersintema dei bacini intermontani), che si sono originati in tre fasi deposizionali principali (Sestini, 1936; Merla & Abbate, 1967; Azzaroli & Lazzeri, 1977; Abbate, 1983; Magi, 1989; Sagri, 1991), separate da altrettanti discordanze, hiatus e superfici di erosione (figure 3 e 4).

Durante il Pliocene medio si formarono due piccoli bacini in prossimità della dorsale dei Monti del Chianti nelle zone di Castelnuovo dei Sabbioni e di Palazzolo in corrispondenza dei quali si sono originati i sedimenti appartenenti alla prima fase fluvio-lacustre denominata Subsintema di Castelnuovo dei Sabbioni.

Su questa successione poggiano, in discordanza, i terreni basali appartenenti al Subsintema di Montevarchi depositi durante la seconda fase deposizionale.

Il passaggio alla seconda fase è legato all'ampliamento della depressione valdarnese in seguito allo sviluppo di un'intensa attività tettonica che ha determinato la formazione di un lago molto esteso, ma poco profondo.

Il Subsintema di Montevarchi, originatosi nel Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, è costituito da sedimenti lacustro-palustri nella parte centrale del bacino e da depositi di delta conoide nelle zone marginali.

I sedimenti del secondo ciclo, con assetto sub-orizzontale, giacciono ai margini del bacino in discordanza su quelli del primo.

Le abbondanti faune a mammiferi ed i pollini rinvenuti indicano un clima fresco ed umido con episodi leggermente più aridi (Bertini, 1985).

Tra la seconda e la terza fase si è avuto un periodo di stasi tettonica nei bordi del bacino e quindi un notevole calo negli apporti sedimentari con lo sviluppo di un'intensa pedogenesi al tetto dei sedimenti del secondo ciclo, che avevano completamente colmato la depressione valdarnese.

La terza fase inizia nel Pleistocene medio con la ripresa della sedimentazione nelle conoidi poste sui fianchi del bacino e la deposizione di sedimenti fluviali da parte dell'Arno che precedentemente confluiva nella Val di Chiana (Bartolini e Pranzini, 1981).

I depositi di questa terza fase sono rappresentati dal Subsintema di Monticello-Ciuffenna, costituito da sedimenti fluviali del paleo Arno e sedimenti di conoide alluvionale sui versanti della dorsale del Pratomagno e su quella dei Monti del Chianti.

I sedimenti della terza fase giacciono verso i margini del bacino su quelli della seconda, con una leggera lacuna evidenziata da paleosuoli, mentre nella parte centrale sono concordanti, separati dai sottostanti della seconda fase, da una superficie erosiva (Magi, 1989).

La successiva fase erosiva, attivata dalla cattura delle acque del Valdarno Superiore da parte della Sieve, ha determinato una profonda incisione dei depositi fluvio-lacustri da parte dell'Arno e dei suoi affluenti; infatti il fondovalle è attualmente circa 150 metri più

basso della superficie di colmamento fluvio-lacustre.

Nel Pleistocene superiore l'Arno iniziò ad erodere i depositi precedentemente formati a seguito dell'incisione della soglia di Incisa (Bartolini & Pranzini, 1981), formando estesi terrazzi (Mancini & Romagnoli, 1966) soprattutto lungo i suoi affluenti principali e successivamente originando depositi alluvionali, raggruppati nel Sintema del Fiume Arno (Supersintema delle pianure alluvionali).

I depositi fluvio-lacustri valdarnesi presentano forme di erosione strettamente legate alla litologia che hanno prodotto paesaggi caratteristici: pareti sub-verticali nei terreni incoerenti (ciottolami e sabbie) denominate "balze", che arretrano progressivamente per crolli successivi; basse colline con deboli pendii e forme dolci nei terreni coesivi (limi e argille), dove il soliflusso e le frane di colamento rappresentano i principali agenti morfogenetici.

Nel territorio comunale affiorano terreni riferibili alla seconda e alla terza fase riferibili rispettivamente al Subsintema di Montevarchi e al Subsintema di Monticello-Ciuffenna.

Subsintema di Montevarchi

I depositi di questa successione si sono originati nel Pliocene superiore-Pleistocene inferiore in un bacino palustre-lacustre di vaste dimensioni che occupava l'intera vallata.

L'ampliamento del bacino valdarnese, avvenuto tra il primo ed il secondo ciclo sedimentario, è stato determinato da movimenti tettonici successivi alla deposizione della prima fase deposizionale.

I sedimenti del secondo ciclo, aventi generalmente un assetto sub-orizzontale, giacciono, al margine occidentale del bacino, in discordanza su quelli del primo, basculati dai movimenti tettonici avvenuti nel periodo compreso fra la deposizione delle due successioni.

Durante questa fase si sono originati depositi palustro-lacustri nella parte centrale del bacino, occupata da una vasta palude, e depositi di delta-conoide nelle zone marginali.

Le abbondanti faune a mammiferi ed i pollini rinvenuti indicano un clima fresco ed umido con episodi leggermente più aridi.

Tra la seconda e la terza fase è avvenuta una stasi tettonica ed un calo negli apporti sedimentari e lo sviluppo di un'intensa pedogenesi al tetto dei sedimenti del secondo ciclo.

Limi di Terranuova (TER)

Sedimenti che costituiscono l'unità stratigraficamente e geometricamente inferiore dei depositi del Subsintema di Montevarchi.

Nella facies tipica sono costituiti da limi, limi argillosi e limi sabbiosi, di colore grigio oppure grigio azzurro, in banchi e strati poco evidenti, di regola massicci, con giacitura prevalentemente sub-orizzontale, con frequenti intercalazioni di livelli di sabbie e sabbie limose di colore grigio oppure giallastro, talvolta arrossate.

Il passaggio alle sovrastanti Argille del Torrente Ascione avviene gradualmente, per il progressivo aumento della componente argillosa e la comparsa di livelli di torba o di sedimen-

ti ricchi di sostanza organica. Il passaggio tra le due unità è difficilmente definibile data la gradualità della transizione.

I Limi di Terranuova si sono originati in ambiente palustro-lacustre. La presenza di numerosi paleosuoli indica periodi di disseccamento del fondo del lago con conseguente colonizzazione da parte della vegetazione.

I Limi di Terranuova si depongono in un ambiente con clima caldo, interessato da episodi più freschi ed umidi.

Questa formazione, che supera un centinaio di metri di spessore, è attribuibile al Pliocene terminale-Pleistocene inferiore.

Argille del Torrente Ascione (ASC)

Nella facies tipica sono costituite da argille grigio azzurre e limi argillosi in banchi metrici contenenti livelli di torba; questi sedimenti presentano spesso intercalazioni di sabbie e sabbie ciottolose giallastre. Le lenti di materiali grossolani aumentano verso il margine del bacino, accompagnate da una diminuzione della frazione di sostanze organiche nei sedimenti.

Lo spessore di questa unità aumenta gradualmente spostandosi dal margine verso il centro del bacino da un minimo di 5 metri ad un massimo di 25 metri.

Le Argille del torrente Ascione poggiano in continuità sui Limi di Terranuova e passano verso l'alto alla formazione dei Limi e sabbie del Torrente Oreno.

Il passaggio al tetto, come quello alla base, avviene gradualmente per diminuzione della componente argillosa e scomparsa dei livelli di torba.

Questi terreni costituiscono un orizzonte esteso in tutto il bacino la cui deposizione è stata correlata ad un periodo con ridotti apporti terrigeni grossolani ed una notevole espansione della vegetazione acquatica.

I pollini indicano un'alternanza di fasi caldo umide e fasi fresche durante le quali il livello del lago subiva notevoli oscillazioni.

Le argille torbose si sono deposte così in un ambiente lacustre ricco di piante acquatiche soggetto a saltuari periodi di prosciugamento con conseguente formazione di suoli, mentre le sabbie si sono accumulate in un ambiente di conoide distale, soggetto a periodiche inondazioni in grado di deporre i corpi sedimentari più grossolani.

L'età di questa unità è riferibile al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

Limi e Sabbie del Torrente Oreno (LSO)

Si tratta di depositi palustro-lacustri costituiti da un'alternanza regolare di limi e di argille limoso-sabbiose di colore grigio azzurro, di spessore variabile fino ad un massimo di 50 metri.

Le porzioni sabbiose di questa unità, che si presentano generalmente massive e talora con laminazioni piano parallele, si sono deposte nella parte più distale delle delta conoidi, presenti soprattutto nella parte nord orientale del bacino del Valdarno Superiore, mentre queste progredivano verso il centro del bacino stesso. In queste porzioni sono presenti anche

lenti di materiale più grossolano, costituito da conglomerati ad elementi arenacei, spessi al massimo 40 centimetri.

L'ambiente deposizionale può essere ricondotto ad un ambiente palustre o lacustre poco profondo soggetto a frequenti prosciugamenti. Sono infatti presenti livelli arrossati e paleosuoli che indicano emersioni legate a periodi di parziale disseccamento del lago.

Questi sedimenti passano lateralmente e superiormente ai depositi di delta conoide della stessa successione.

L'età è riferibile al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

Sabbie di Borro Cave (SBC)

Depositi di delta conoide costituiti da un'alternanza di sabbie di colore giallastro, sabbie limose e limi sabbioso argillosi di colore grigio o grigio giallastro con intercalazioni di banchi di argille limoso sabbiose di colore grigio azzurrognolo e lenti di ciottolami ad elementi arenacei e presenza di paleosuoli.

Gli strati hanno uno spessore variabile da alcuni decimetri ad alcuni metri.

Questi depositi costituiscono la zona di transizione e la porzione subacquea degli apparati di delta conoide.

L'età è riferibile al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

Lo spessore raggiunge alcune decine di metri.

I depositi di questa unità passano lateralmente verso il centro del bacino ed inferiormente ai sedimenti palustro lacustri del Subsistema di Montevarchi, lateralmente e superiormente passano invece, gradualmente, all'unità litostratigrafica denominata Ciottolami e sabbie di Casa la Querce.

Ciottolami e Sabbie di Casa La Querce (CCQ)

Depositi di canali fluviali intrecciati originati nella porzione medio inferiore delle conoidi alluvionali, formatesi sul versante valdarnese del massiccio del Pratomagno.

Si tratta di un'alternanza irregolare di banchi e lenti sabbiose o sabbioso-limose e ciottolami ad elementi arenacei. La dimensione degli elementi arenacei raggiunge alcune decine di centimetri. I ciottolami prevalgono verso i margini del bacino, mentre le litologie a granulometria più fine verso il centro.

Il colore dei ciottolami arenacei, solitamente alterati, è ocraceo o bruno rossastro, quello degli strati sabbiosi e di quelli limosi varia dal grigio giallastro al giallo ocraceo.

Il passaggio laterale e superiore ai Ciottolami della Penna è graduale. Lateralmente, verso valle, ed inferiormente si passa, sempre in maniera graduale, alle Sabbie di Borro Cave.

L'età di questa unità è Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

Lo spessore massimo è nell'ordine di alcune decine di metri.

Ciottolami della Penna (CPE)

Questi depositi rappresentano la porzione apicale degli apparati di delta conoide

formatesi sul versante valdarnese della dorsale del Pratomagno.

Sono costituiti da ciottolami eterometrici ad elementi arenacei prevalenti con, subordinatamente, sabbie limose.

I ciottolami sono costituiti da clasti di natura arenacea di colore ocraceo, solitamente alterati, immersi in matrice prevalentemente sabbiosa. I ciottoli sono solitamente appiattiti o subsferici. La tessitura è solitamente granosostenuta e possono risultare embriciati. Sono organizzati in strati tabulari a struttura massiva, con base e tetto piatti, che possono raggiungere un paio di metri di spessore.

Le sabbie sono prevalentemente medio fini, limose, di colore bruno rossastro, possono raggiungere il metro di spessore e sono intercalate ai ciottolami.

I Ciottolami della Penna sono spessi fino ad un massimo di 50 metri.

Questa unità è sormontata dai depositi di conoide alluvionale della Successione di Monticello-Ciuffenna. Verso il centro del bacino passano gradualmente ai Ciottolami e sabbie di Casa la Querce.

L'età è Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

Subsistema di Monticello-Ciuffenna

Un'importante fase erosiva separa la seconda dalla terza e ultima fase di colmamento del bacino valdarnese, determinando una lacuna la cui estensione cronologica è ancora da definire.

Questa successione è caratterizzata da depositi alluvionali del Pleistocene medio, comprendente i depositi fluviali di Monticello, che occupano la zona assiale del bacino, e i coevi depositi di conoide alluvionale, ben sviluppati lungo il margine nord orientale del bacino, sul versante occidentale del Pratomagno, mentre risultano meno estesi sul margine occidentale, costituito dal versante orientale dei Monti del Chianti.

Sabbie di Levane (SLE)

Sabbie fluviali quarzoso-feldspatiche da medie a grossolane, con laminazione incrociata concava ben sviluppata, di colore giallo chiaro o grigiastro, con lenti e tasche di ciottoli silicei e arenacei e intercalazioni di livelli limosi grigio chiari.

Gli affioramenti nel territorio comunale sono minimi. Il contatto inferiore è con i sedimenti della Successione di Montevarchi.

Lo spessore massimo è di 10-15 metri.

L'età delle Sabbie di Levane è Pleistocene inferiore - Pleistocene medio.

Ciottolami di Loro Ciuffenna (CLO)

Successione di strati di ciottolami eterometrici di natura arenacea che raggiungono diversi metri di spessore in prossimità della dorsale del Pratomagno.

Le dimensioni dei clasti arenacei, immersi in un'abbondante matrice sabbioso-limosa,

possono superare il metro, la forma è piatta o subsferica e risultano da ben arrotondati a poco arrotondati.

I conglomerati, con tessitura granosostenuta, sono costituiti in spessi banchi e si mostrano, di regola, molto alterati, di colore da bruno fino a rossiccio, disgregabili.

Si tratta di depositi prossimali di conoide alluvionale, in particolare di sedimenti di apice della conoide.

L'unità è organizzata in tre ordini differenti con uno spessore complessivo di diverse decine di metri.

L'età dei Ciottolami di Loro Ciuffenna, è Pleistocene medio.

Verso valle questa unità passa, con rapporto interdigitato, alle Sabbie del Tasso; superiormente i ciottolami passano alle Sabbie del Tasso o ai Limi di Pian di Tegna. Inferiormente il contatto è, attraverso una superficie di erosione, con i depositi del Subsistema di Montevarchi.

Sabbie del Tasso (STA)

Sabbie quarzoso-feldspatiche da medio-fini a grossolane, più o meno classate, con livelli di ciottolami arenacei. Il colore varia da giallo ocraceo a bruno.

Lo spessore degli strati è dell'ordine di alcuni decimetri.

Si tratta di depositi di conoide, con strutture tipiche di canali intrecciati. Verso il centro del bacino sono frequenti le intercalazioni di livelli di limi argilloso - sabbiosi di colore grigio e di argille torbose nerastre.

L'unità è organizzata in tre ordini differenti con uno spessore complessivo di alcune decine di metri.

L'età delle Sabbie del Tasso è Pleistocene medio.

Una superficie di erosione segna il contatto con i depositi del Subsistema di Montevarchi; lateralmente, verso monte, sono in eteropia con i Ciottolami di Loro Ciuffenna, mentre superiormente passano ai Limi di Pian di Tegna.

Limi di Pian di Tegna (LAT)

Limi e limi sabbiosi con colore variabile da rosso bruno a grigio e nerastro, di aspetto massivo, profondamente interessati da pedogenesi a pseudogley e da abbondanti screziature rossastre. Localmente sono presenti livelli di sabbie e lenti di ciottolami fini con elementi che non superano il centimetro. Lo spessore di questi livelli è nell'ordine di alcuni decimetri e può superare il metro.

I limi sono inferiormente in contatto con i Ciottolami di Loro Ciuffenna e con le Sabbie del Tasso. Lo spessore è variabile da pochi decimetri, nelle zone marginali, ad oltre una decina di metri di spessore.

Questa unità, organizzata anch'essa in tre ordini, rappresenta il sedimento finale della deposizione delle conoidi alluvionali del Valdarno Superiore.

L'età è Pleistocene medio.

SUPERSINTEMA DELLE PIANURE ALLUVIONALI

Sintema del Fiume Arno

Si tratta dei sedimenti alluvionali recenti e terrazzati originati a partire dal Pleistocene superiore dall'Arno e dai suoi affluenti.

Depositi alluvionali terrazzati (bn)

Sedimenti alluvionali terrazzati dell'Arno e dei suoi affluenti, originati durante l'ultima fase di evoluzione del bacino valdarnese, iniziata con l'abbassamento del livello di base dell'Arno, causato dalla cattura di questo da parte della Sieve.

I terrazzi alluvionali sono stati originati dal Torrente Faella durante il Pleistocene superiore - Olocene, sono organizzati in più ordini e risultano litologicamente costituiti da ciottolami, sabbie e limi, organizzati in corpi tabulari tra loro interdigitati.

Lo spessore totale dei terrazzi è di diversi metri e risultano variamente pedogenizzati a seconda del periodo di formazione e dei fattori climatici che si sono succeduti.

Depositi alluvionali (bb)

Depositi limosi, sabbiosi e ghiaiosi di origine fluviale; depositi prevalentemente limoso-sabbiosi per le piane alluvionali minori.

L'età è Olocene.

Depositi alluvionali in evoluzione (ba)

Sabbie, limi e ghiaie; depositi prevalentemente limoso - sabbiosi per le piane alluvionali minori.

L'età è Olocene.

COPERTURE RECENTI

Coperture eluvio-colluviali, detriti di falda attuali e coperture antropiche.

Depositi eluvio-colluviali (b2)

Materiale eterogeneo ed eterometrico derivante dall'alterazione della roccia del substrato ed accumulato in posto o dopo breve trasporto per ruscellamento.

Depositi di detrito di falda (a3)

Materiale eterogeneo ed eterometrico accumulato lungo i versanti prevalentemente per gravità.

Depositi antropici (h)

Coperture derivanti da attività antropiche in senso lato.

ELEMENTI STRUTTURALI

La catena montuosa del Pratomagno, che interessa la porzione del territorio comunale posta a monte del capoluogo, presenta nel suo complesso un assetto monoclinale, con strati prevalentemente immergenti verso il Casentino. Tale semplice struttura è in realtà complicata da differenti assetti locali oltre che da un elevato numero di faglie che interessano soprattutto il versante valdarnese e in misura minore quello casentino.

Le dislocazioni riconosciute sono rappresentate da faglie ad alto angolo raggruppabili secondo due orientamenti principali: il primo è nord-ovest sud-est (direzione appenninica) e il secondo, subordinato, sud-ovest nord-est (direzione antiappenninica).

Le faglie del primo gruppo, se si prende in esame l'intera dorsale del Pratomagno, presentano una notevole estensione laterale e immergono generalmente verso il Valdarno, ribassando i relativi blocchi sud occidentali da esse individuati. Le altre sono, mediamente, meno continue delle prime. Spesso le faglie del primo gruppo, a direzione appenninica, terminano contro quelle del secondo, facendo pensare per queste ultime a strutture del tipo transfer faults.

L'assetto strutturale dell'area è riferibile, pertanto, ad un complesso basculamento di blocchi separati da faglie ad alto angolo a direzione appenninica e antiappenninica, tali faglie individuando blocchi allungati in direzione intorno a nord-ovest sud-est. Ogni blocco avrebbe subito un basculamento verso nord est in conseguenza del movimento avvenuto lungo le faglie. Tale assetto sarebbe coerente con il modello a semigraben proposto per il bacino del Valdarno Superiore (figura 3).

Faglie a direzione appenninica

Rappresentano la maggior parte delle dislocazioni individuate nella catena del Pratomagno. Immergono in genere verso il Valdarno. I movimenti devono essere stati prevalentemente di tipo dip-slip con trascurabile componente orizzontale.

La più importante ed evidente di tutte le dislocazioni presenti nel Pratomagno, denominata tradizionalmente in letteratura "faglia della Trappola" (Losacco, 1963), può essere considerata la master fault dell'area. Si tratta in realtà non di una sola dislocazione, ma di un esteso sistema di faglie vicarianti che si sviluppa per circa 23 chilometri in direzione circa nord-ovest sud-est, formando una serie di ripide scarpate facilmente individuabili lungo tutto il versante sud occidentale della catena montuosa. Il piano di faglia immerge verso il Valdarno. La parte ribassata è quella sud occidentale.

Faglie a direzione antiappenninica

Nell'area del Pratomagno sono meno frequenti delle precedenti. Le principali hanno estensioni chilometriche. Potrebbero aver funzionato da transfer faults differenziando in maniera più o meno complessa i movimenti dei blocchi da esse individuati.

Sono da evidenziare alcuni allineamenti, in corrispondenza dei depositi fluvio-lacustri e palustri plio-pleistocenici, che mostrano la stessa direzione antiappenninica sud-ovest nord-

est. Lungo tali allineamenti si sono impostati alcuni tratti dei corsi d'acqua. Tali allineamenti potrebbero essere da mettere in relazione con faglie a direzione anti-appenninica.

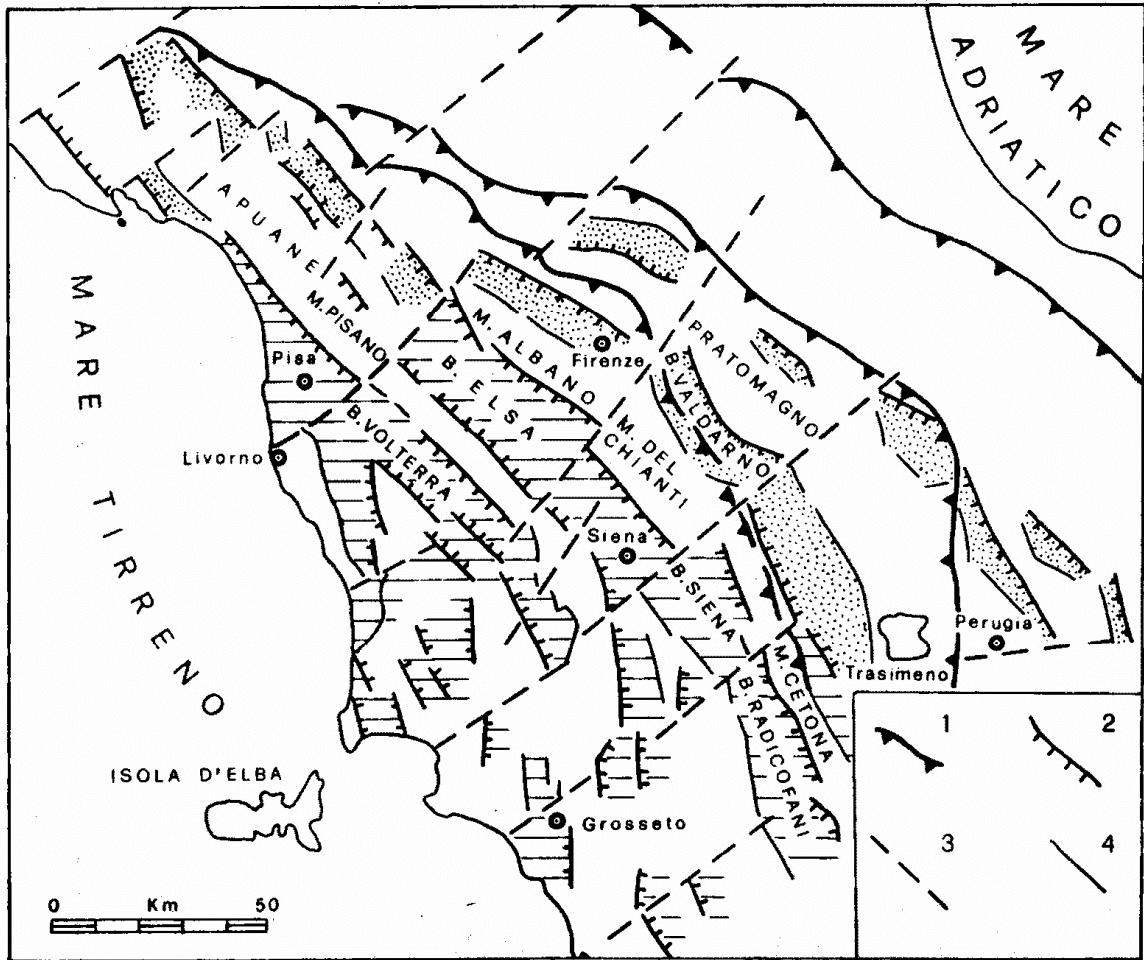


Figura 1 - I principali bacini neogenici dell'Appennino settentrionale. Il rigato orizzontale indica i bacini mio-pleiocenici con sedimenti marini e continentali; il puntinato indica quelli plio-pleistocenici con depositi fluvio-lacustri. 1: principali fronti di accavallamento. 2: faglie bordiere principali. 3: linee tettoniche trasversali. 4: faglie bordiere minori (da Sagri & Magi, 1992).

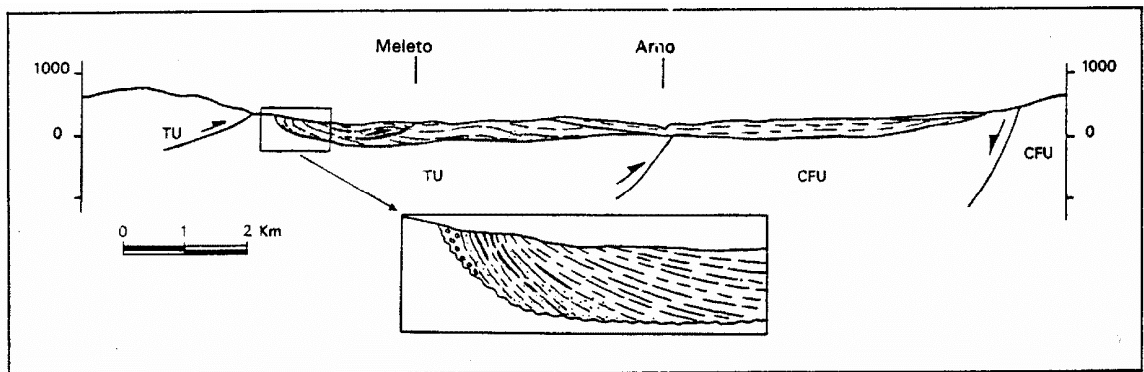


Figura 2 - Sezione geologica schematica del Valdarno, secondo un'interpretazione che lega la genesi del bacino ad una tettonica compressiva (da Boccaletti et al., 1994).

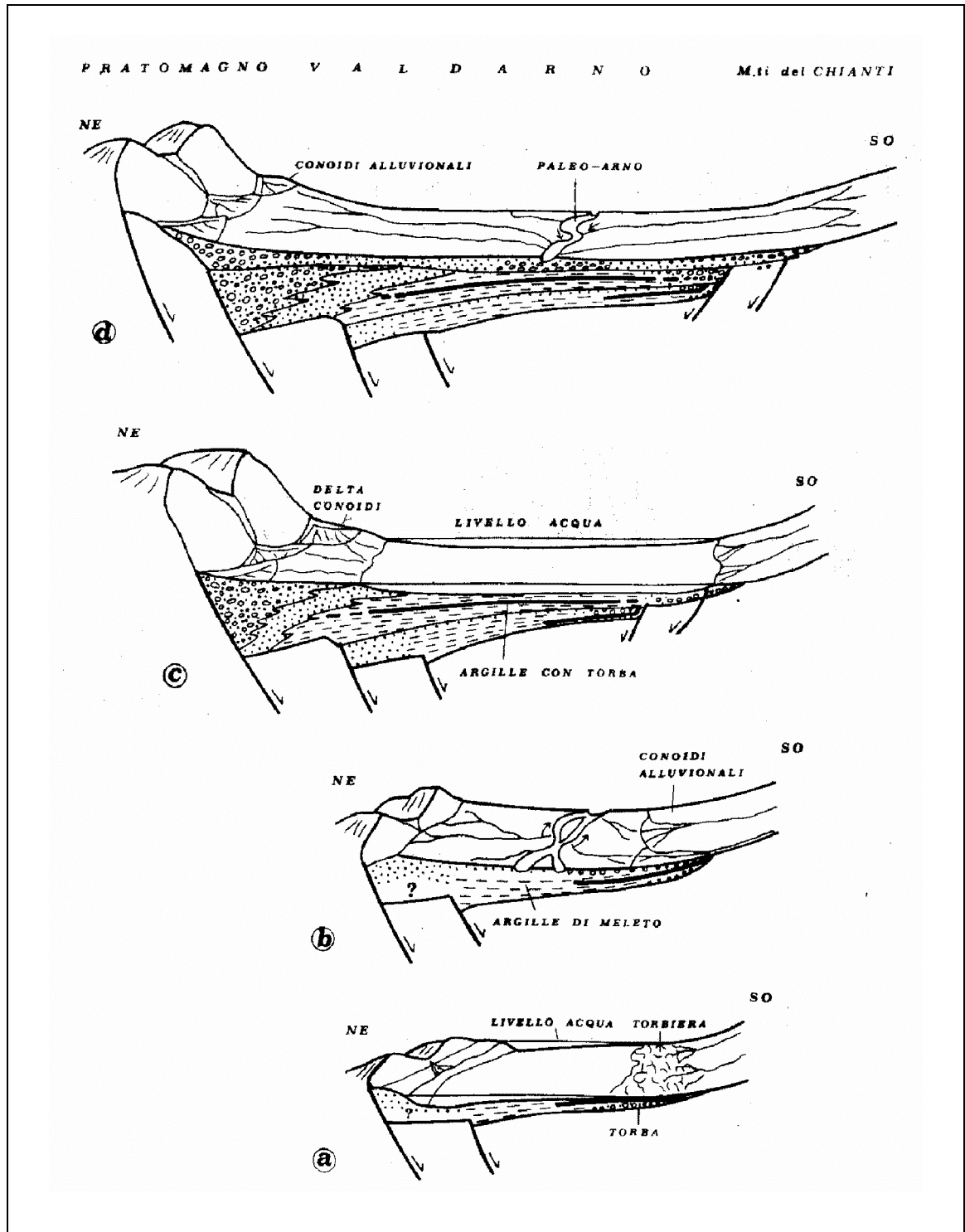


Figura 3 - Evoluzione tettonico sedimentaria del bacino del Valdarno Superiore (da Sagri, 1991); a, b: prima fase con deposizione dei livelli torbosi nelle Argille di Meleto ed il colmamento della depressione con depositi fluviali (Gruppo di Castelnuovo); c: seconda fase, ampliamento e nuovo riempimento del bacino con depositi lacustro-palustri e di delta conoide (gruppo di Montevarchi); c: terza fase, con accumulo di depositi fluviali del paleo-Arno (Gruppo di Monticello) e di conoide (Ciottolami di Loro Ciuffenna).

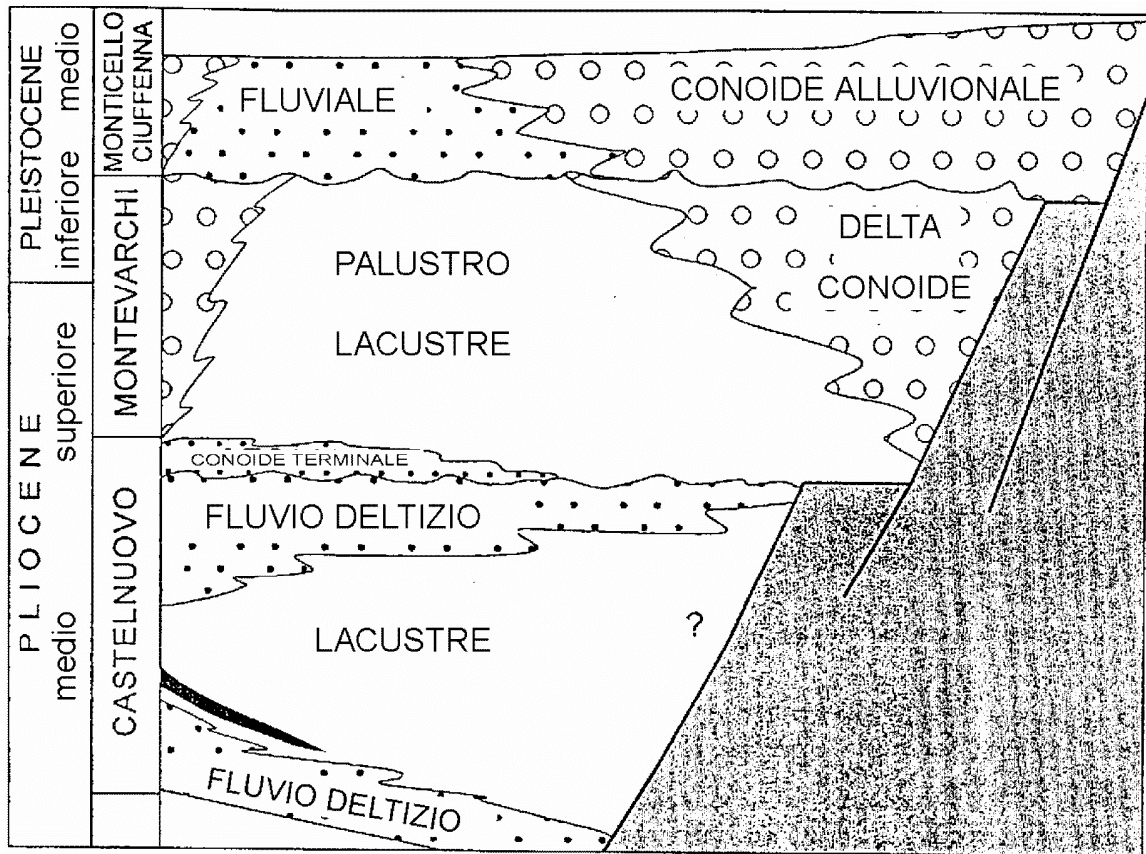


Figura 4 - Schema stratigrafico dei depositi del bacino del Valdarno superiore (modificato da Sagri *et al.*, 1994).

DATI DI BASE

Ai fini dell'aggiornamento delle indagini geognostiche effettuate sul territorio comunale, anche in funzione della stesura della Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS), è stata realizzata una approfondita ricerca bibliografica ed in rete.

In particolare sono stati consultati:

- Archivi comunali;
- Le indagini geologico-tecniche di supporto al Piano Strutturale;
- Archivi del ns. studio;
- Portale del Servizio Geologico d'Italia, in particolare l'archivio 'Indagini del sottosuolo' (L. 464/84);
- Consultazione degli archivi della Regione Toscana, in particolare della Banca Dati del sottosuolo (LaMMA), della Banca Dati indagini geotematiche (BDIG) e della Banca Dati stratigrafica della Toscana (SIRA).
- Sistema Informativo Territoriale della Provincia di Arezzo, Progetto WaterPRO, Servizio WEBWater, relativamente alle stratigrafie dei pozzi.

In totale sono stati raccolti i dati relativi a 167 indagini geognostiche e le indagini di nuova realizzazione (2013) utilizzate per la redazione dello studio di Microzonazione Sismica.

Le indagini geognostiche sono costituite variamente da sondaggi a carotaggio continuo, saggi geognostici, prove penetrometriche, sia statiche che dinamiche, analisi e prove geotecniche di laboratorio, indagini geofisiche con varie metodologie. Le indagini specifiche per la Microzonazione Sismica sono costituite da n. 44 misure di sismica passiva con tecnica a 'stazione singola' (HVSR); n. 2 misure di sismica passiva acquisite con *array* bidimensionali elaborati in modalità ESAC; n. 2 misure di sismica attiva acquisite con *array* monodimensionale e tecnica MASW; n. 1 misura di sismica attiva acquisita con *array* monodimensionale e tecnica a rifrazione per la definizione della velocità del bedrock affiorante.

Le indagini sono state svolte su tutto il territorio comunale, maggiormente in corrispondenza dei centri abitati. Le ubicazioni delle indagini sono state riportate nella Carta delle indagini, realizzata sia in formato cartaceo che digitale (GIS) in scala 1:10.000, utilizzando la simbologia prevista dagli 'Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica' redatti dal DPC (versione 2.0beta -II, Giugno 2012). La Carta delle Indagini rappresenta il tematismo previsto nell'ambito del vigente 53/R e degli studi di Microzonazione Sismica.

Dalle indagini specifiche per lo studio di Microzonazione Sismica è stata inoltre realizzata, in corrispondenza principalmente dei centri abitati, la Carta delle frequenze fondamentali dei depositi, in scala 1:2.000. Tale elaborato riporta l'ubicazione di tutte le misure di rumore ambientale mediante tecnica a stazione singola (HVSR), con i relativi valori della frequenza fondamentale (f_0) e dell'ampiezza dei picchi fondamentali (A_0).

Per una trattazione completa relativa agli aspetti sismici si rimanda alla specifica Relazione tecnica illustrativa di supporto allo studio di Microzonazione Sismica (MS).

ELEMENTI GEOMORFOLOGICI

La suddivisione territoriale del Comune di Castelfranco di Sopra effettuata dal punto di vista geologico può essere estrapolata, seppur con le dovute precisazioni, anche per quanto riguarda l'assetto geomorfologico; infatti le forme del paesaggio, nonostante una spinta antropizzazione, sono legate essenzialmente alla natura litologica dei terreni, che determina una differente risposta alla dinamica morfologica.

Per la zona montana e pedemontana e per quella collinare e di pianalto sono stati approfonditi essenzialmente gli aspetti legati alla dinamica di versante e alla dinamica fluviale, mentre per la zona di fondovalle sono stati presi in esame quelli legati alla dinamica fluviale.

Le presenti indagini di carattere geomorfologico sono basate sulla fotointerpretazione delle foto disponibili presso la Regione Toscana e sull'osservazione, non in visione stereoscopica, di un volo effettuato nel marzo 2013 dall'Amministrazione Comunale a seguito degli eventi meteorologici intensi dell'inverno scorso e dei movimenti gravitativi avvenuti a seguito di essi.

Inoltre sono stati effettuati sopralluoghi per la verifica dei fenomeni osservati e di una eventuale più recente loro evoluzione.

Zona montana e pedemontana

La zona montana e pedemontana è caratterizzata dall'affioramento di terreni litoidi riferibili all'unità litostratigrafica delle Arenarie del Monte Falterona.

E' presente, specialmente nella porzione altimetricamente più elevata del territorio, un alto grado di energia del rilievo, con valli profondamente incise dai corsi d'acqua, impostati spesso su lineamenti tettonici.

Questa morfologia è connessa all'assetto strutturale mentre, man mano che si scende verso valle, aumenta il peso del fattore antropico sulle forme del rilievo, con le secolari sistemazioni idraulico-forestali, tra cui notevole importanza rivestono i terrazzamenti dei versanti coltivati ad oliveto e secondariamente le briglie lungo i torrenti e i sistemi di regimazione delle acque superficiali.

Sono presenti locali strutture monoclinali con versanti a reggipoggio e a franapoggio, in relazione alla differenza di giacitura degli strati su opposti versanti, in cui questa favorisce o limita rispettivamente, la stabilità degli stessi.

Nel versante valdarnese della dorsale del Pratomagno sono ben individuabili vari gradini morfologici di evidente origine tettonica, segnati da scarpate di faglia, confermate queste ultime sia da forme tettoniche tipo "faccette triangolari", o "faccette trapezoidali", che da evidenze cinematiche alla scala dell'affioramento (specchi di faglia, strie, discontinuità con rigetti, ...).

Gli episodi di instabilità rilevati nella zona montana e pedemontana sono presenti per lo più su versanti impostati su superfici di strato o in cui gli strati presentano un assetto a franapoggio meno inclinato del pendio, in aree in cui si rileva una fratturazione spinta

dell'ammasso roccioso. Talvolta, si rilevano frane anche in corrispondenza di versanti a reggi-poggio o a traverpoggio, in genere in corrispondenza di aree intensamente fratturate e/o con elevato grado di alterazione, oppure in corrispondenza di scarpate di faglia. Tali fenomeni sono generalmente superficiali, ed interessano prevalentemente le coperture detritiche, spesso non cartografabili a causa del loro limitato spessore o della loro scarsa continuità areale, e la porzione superficiale più alterata dell'ammasso roccioso.

Si tratta di fenomeni classificabili genericamente come scorrimenti.

Localmente, laddove l'energia del rilievo è particolarmente elevata, si rilevano crolli di blocchi o massi.

Zona collinare e di pianalto

All'interno della zona collinare e di pianalto, impostata su terreni plio-pleistocenici fluvio-lacustri e palustro-lacustri, è possibile operare una suddivisione morfologica legata alla litologia.

In corrispondenza dei depositi granulari si sono formate scarpate acclivi, denominate localmente "balze", in erosione attiva mediante fenomeni riconducibili a crolli che possono interessare intere pareti così come blocchi o massi isolati.

Nell'inverno 2012/2013 si è avuto, a seguito degli intensi e particolarmente prolungati fenomeni meteorologici, una evoluzione regressiva spinta e fenomeni di frane, soprattutto per colamento, lungo la zona di sviluppo delle "balze". Questo fenomeno è stato oggetto di particolare attenzione durante questo studio, sia attraverso numerosi sopralluoghi sia per l'osservazione del volo effettuato dall'Amministrazione comunale a seguito di questi eventi.

La cartografia geomorfologica risulta quindi aggiornata anche in relazione agli eventi recenti.

Nei terreni coesivi limoso-argillosi, si hanno pendenze dolci e forme tondeggianti, contraddistinte generalmente da estesi movimenti di versante che possono concretizzarsi in fenomeni tipo soliflusso oppure in delle vere e proprie frane di colamento a cinematica lenta.

Le "balze", che possono raggiungere altezze superiori ai 15 metri, delimitano verso valle aree frastagliate, per lo più pianeggianti impostate su le Sabbie del Tasso e sui Limi di Pian di Tegna, che costituiscono dei veri e propri pianalti morfologici fra cui il principale come estensione è quello su cui è stato realizzato il centro abitato del capoluogo.

Zona di fondovalle

Nella zona di fondovalle, che comprende le pianure alluvionali del Fiume Arno, del Torrente Faella, del Borro della Spina e del Borro del Mulinaccio, la dinamica fluviale prevale nettamente tra gli agenti morfogenetici.

In tale zona si individuano vari ordini di terrazzi alluvionali sovente bordati verso valle da scarpate (orli di terrazzo).

Lungo il corso del Torrente Faella, in corrispondenza dell'omonimo centro abitato, nella carta geomorfologica sono evidenziate le opere di difesa idraulica (argini).

Su tutto il territorio sono stati individuati fenomeni di erosione incanalata in corrispondenza dei corsi d'acqua.

CARTOGRAFIA DELLE FORME E PROCESSI GEOMORFOLOGICI DI VERSANTE

Le forme ed i processi geomorfologici legati alla dinamica di versante, relativi alle due zone "montana e pedemontana" e "collinare e di pianalto" sono stati analizzati e cartografati relativamente al loro stato di attività, ai sensi del Regolamento Regionale 53/R:

- stato attivo, qualora siano presenti evidenze morfologiche di movimento che, non avendo esaurito la loro evoluzione, possono considerarsi recenti, riattivabili nel breve periodo con frequenza e/o con carattere stagionale;
- stato quiescente, qualora siano presenti evidenze morfologiche che, non avendo esaurito la loro evoluzione, hanno la possibilità di riattivarsi;
- stato inattivo, qualora gli elementi morfologici siano riconducibili a condizioni morfoclimatiche diverse dalle attuali o non presentino condizioni di riattivazione o di evoluzione.

Per le frane, laddove possibile, sono state evidenziate la nicchia di distacco e la zona di accumulo e di scorrimento: queste ultime due sono state cartografate congiuntamente con un'unica simbologia, data l'impossibilità di una loro oggettiva distinzione.

Laddove non è stato possibile cartografare la frana, a causa della sua limitata estensione, se ne è indicata la presenza mediante opportuna simbologia (frana non cartografabile). Queste frane sono state riscontrate essenzialmente al di fuori dei centri abitati, durante il rilevamento geomorfologico eseguito alla scala 1:10.000; poiché gli approfondimenti alla scala più dettagliata (1:2.000) hanno interessato solamente i centri abitati, questi fenomeni puntuali non sono stati rilevati in questa fase del rilevamento. Sono comunque presenti, per estensione cartografica della Carta geomorfologica in scala 1:2.000, anche in alcune tavole alla scala di maggior dettaglio.

L'area di possibile evoluzione del dissesto è stata valutata coerentemente con la tipologia del fenomeno e con le ipotesi cinematiche ad esso connesse, anche in relazione alle ultime indicazioni dell'Autorità di Bacino.

Le frane presenti nel territorio sono essenzialmente di due tipi: quelli a cinematica lenta (scorrimenti e soliflussi) nel caso di sedimenti coesivi e quindi le aree di possibile evoluzione sono limitate alle immediate vicinanze dei movimenti di versante stessi; i fenomeni connessi con le "balze" come precedentemente indicato sono invece a cinematica veloce, sia in relazione ai fenomeni di crollo e erosione regressiva, sia in relazione ai fenomeni di colate di fango alla base delle "balze" stesse.

Le aree di influenza non sono state quindi evidenziate all'interno della Carta geomorfologica. Per le aree in dissesto, cartografate come frane attive, frane quiescenti e soliflussi,

riportate nella Carta geomorfologica, si è tenuto conto delle relative aree di influenza, riferite alle aree di possibile evoluzione del fenomeno, nella redazione della Carta delle aree a Pericolosità Geologica, così come concordato con la struttura tecnica dell'Autorità di Bacino del Fiume Arno. Infatti le aree inserite in Pericolosità geologica molto elevata (G.4) individuano, oltre al dissesto stesso, l'area di possibile evoluzione; inoltre le aree limitrofe sono state inserite in Pericolosità geologica elevata (G.3).

I fenomeni franosi interessano solamente il centro abitato di Castelfranco di Sopra, in relazione alle "balze". Infatti il Capoluogo è caratterizzato dall'orlo superiore delle scarpate in erosione attiva, evidenziate sia nella Carta geomorfologica che nella Carta delle aree a pericolosità geologica, ove è stato attribuito a queste zone un grado di pericolosità elevata. Inoltre nelle prescrizioni geologiche del Regolamento Urbanistico (e nelle Norme Tecniche di Attuazione) si sono vietati interventi nella fascia di territorio prossima alle scarpate.

Gli altri centri abitati sono interessati solo in rari casi da fenomeni gravitativi.

ASPETTI IDROGEOLOGICI

IDROGRAFIA

Il territorio comunale è delimitato, nella sua porzione sud occidentale, dai tre corsi d'acqua principali, il Torrente Faella, il Borro della Spina (o della Fornace) ed il suo affluente destro Borro del Mulinaccio, rispettivamente a nord e a sud, entrambi affluenti del Fiume Arno.

Il Torrente Faella scorre con un andamento nord-est sud-ovest, scendendo dai versanti del Pratomagno fino al fondovalle, dove confluisce nel Fiume Arno a valle del confine comunale.

Il suo corso può essere suddiviso in due tratti, sulla base delle diverse litologie attraversate e conseguentemente della differente morfologia corrispondenti alle tre zone già distinte dal punto di vista geologico.

Il primo tratto scorre in corrispondenza dei litotipi arenacei (zona montana e pedemontana), riferibili alle Arenarie del Monte Falterona, a monte del capoluogo e della Strada Provinciale Setteponti, lungo un lineamento tettonico con direzione nord-est sud-ovest; i versanti risultano notevolmente incisi dal suo corso, caratterizzato inoltre da un'elevata pendenza. Lungo questo tratto sono numerosi gli affluenti minori, alcuni dei quali sono fossi modesti, più o meno temporanei, che scendono dai versanti limitrofi seguendo spesso lineamenti strutturali in direzione nord sud e nord nord-ovest sud sud-est, o anche, in misura minore, est ovest.

Il secondo tratto scorre in direzione quasi est ovest, con un andamento meandriforme, all'interno di una valle incisa nei depositi di conoide e fluvio-lacustri e delimitata da ripide scarpate; anche in questo tratto il torrente è caratterizzato da una pendenza medio elevata.

Il terzo ed ultimo tratto scorre in direzione nord-est sud-ovest, ed è caratterizzato da un andamento debolmente sinuoso e da moderate pendenze. In questo tratto la pianura alluvionale è ben sviluppata, con terrazzi del primo ordine. In questo tratto il Torrente Faella è protetto da argini.

Il Borro della Spina presenta un andamento morfologico, anche agli affioramenti litoidi, simile a quello del Torrente Faella, anche se le direzioni sono differenti; nel primo tratto la direzione è all'incirca est-ovest per poi proseguire, dopo la confluenza con il Borro del Mulinaccio, in direzione nord-est sud-ovest.

Il Borro del Mulinaccio, altro corso d'acqua rilevante per il territorio comunale, ha un andamento all'incirca nord-sud nella sua porzione inferiore, prima della confluenza con il Borro della Spina.

Un altro corso d'acqua di rilevante importanza, soprattutto in relazione ai suoi rapporti con l'abitato e le sue frequenti esondazioni a monte dell'area ex CEIM, prima della sua messa in sicurezza, è il Borro di Valecchi.

CARATTERISTICHE DI PERMEABILITÀ

Le formazioni geologiche presenti nel territorio comunale possono essere qualitativamente classificate e raggruppate in due classi idrogeologiche principali, sulla base delle loro caratteristiche litologiche e tessiturali e delle condizioni di tettonizzazione, tenendo conto della loro capacità di contenere acqua e di farla defluire:

- a. Formazioni permeabili per Permeabilità Primaria, per porosità, se le caratteristiche di permeabilità e trasmissività sono proprie dei terreni, in funzione della loro litologia.
- b. Formazioni permeabili per Permeabilità Secondaria, per fratturazione, se tali caratteristiche derivano da eventi successivi alla formazione dei terreni, quali fenomeni tettonici.

Le formazioni presenti, distinte inizialmente per tipo di permeabilità, sono state classificate in unità idrogeologiche in funzione del grado di permeabilità.

Si riportano di seguito le unità idrogeologiche individuate, sulla base dei contatti geologici, elencate secondo il grado di permeabilità.

Formazioni permeabili per permeabilità primaria

Permeabilità primaria molto bassa

Argille del Torrente Ascione (ASC)

Terreni caratterizzati da una permeabilità, primaria per porosità, molto bassa, in quanto costituiti litologicamente da argille, argille limose e sabbie argillose con argille torbose e livelli di torba; talvolta sono presenti rare intercalazioni di sabbie.

In corrispondenza delle argille il comportamento idrogeologico è quello tipico di un corpo impermeabile, riferibile ad un acquicludo. In corrispondenza dei livelli sabbiosi invece si può assimilare ad un acquitardo.

Permeabilità primaria bassa

Coperture antropiche (h)

Detrito di falda (a3)

Depositi eluvio-colluviali (b2)

Le coperture recenti sono generalmente caratterizzate da una permeabilità, primaria per porosità, scarsa. La permeabilità può comunque presentare un certo grado di variabilità nelle coltri detritiche derivanti dall'alterazione della roccia del substrato, a seconda della presenza di matrice prevalente più o meno sabbiosa e del grado di compattazione dei depositi.

Analogamente per i depositi detritici di riporto la permeabilità sarà funzione dei materiali utilizzati e dal loro grado di compattazione.

Depositi alluvionali terrazzati (bn)

Depositi prevalentemente sabbioso-ghiaiosi dotati di una scarsa permeabilità, primaria per porosità, a causa della loro intensa pedogenesi.

L'intensità e la tipologia dei processi pedogenetici sono determinate, oltre che dal tipo di sedimento, dall'interazione di diversi fattori, quali la morfologia, le caratteristiche climatiche del territorio, il tempo e gli organismi viventi.

Limi di Pian di Tegna (LAT)

Limi e Sabbie del Torrente Oreno (LSO)

Limi di Terranuova (TER)

Depositi, talora pedogenizzati, dotati di una permeabilità, primaria per porosità, bassa a causa della loro litologia prevalentemente limoso sabbiosa e limoso argillosa.

La permeabilità di questi depositi può localmente assumere valori medi nei livelli e nelle intercalazioni di sabbie, talora ghiaiose. Questi livelli a granulometria più grossolana, che consentono una certa circolazione idrica, comunque funzione della loro lenticolarità, sono da considerarsi acquiferi confinati.

Permeabilità primaria media

Sabbie del Tasso (STA)

Ciottolami di Loro Ciuffenna (CLO)

Ciottolami della Penna (CPE)

Ciottolami e Sabbie di Casa la Querce (CCQ)

Sabbie di Borro Cave (SBC)

Depositi fluvio-lacustri e di conoide alluvionale caratterizzati da una permeabilità, primaria per porosità, media, in quanto litologicamente costituiti da sabbie, localmente sabbie limose, con intercalazioni di lenti ghiaiose, e ciottolami ad elementi arenacei in matrice sabbiosa grossolana.

Tali sedimenti rappresentano un corpo acquifero dotato di una buona porosità e permeabilità. La permeabilità può localmente diminuire in corrispondenza dei livelli e delle intercalazioni limoso-sabbiose, limitati alle Sabbie di Borro Cave.

Permeabilità primaria alta

Depositi alluvionali in evoluzione (ba)

In questa unità sono incluse le alluvioni recenti e attuali dei principali corsi d'acqua presenti sul territorio comunale.

I depositi alluvionali presenti nel fondovalle, anche se questo interessa per una porzione estremamente marginale il territorio comunale di Castelfranco di Sopra, sono caratterizzati da una permeabilità estremamente variabile lungo il loro spessore.

In particolare, i depositi alluvionali deposti principalmente dal Fiume Arno possono essere suddivisi in due livelli principali.

Il livello superiore è costituito da sedimenti scarsamente permeabili (limi, limi sabbiosi, sabbie limose, limi argillosi e argille limose), comportando una scarsa infiltrazione delle acque meteoriche, mentre quello inferiore, caratterizzato da una permeabilità elevata a

causa della sua composizione litologica (ghiaie sabbiose e sabbie), è sede di un importante acquifero freatico.

Tale suddivisione risulta comunque indicativa, in quanto possono essere presenti lenti di materiale ghiaioso in corrispondenza del primo orizzonte e livelli di materiale più fine nel secondo orizzonte.

In corrispondenza delle pianure alluvionali riferibili al Borro della Spina, al Torrente Faella e agli altri corsi d'acqua minori, i depositi alluvionali hanno generalmente uno spessore inferiore di qualche metro rispetto a quelli ascrivibili al Fiume Arno; la permeabilità risulta anche in questo caso elevata.

Nelle pianure alluvionali minori i depositi sono generalmente costituiti da litologie limo-sabbiose, in corrispondenza delle quali la permeabilità può localmente assumere valori medi.

Ovunque l'acquifero freatico è delimitato verso il basso dai depositi palustro-lacustri, che costituiscono il substrato impermeabile dei depositi alluvionali.

Il coefficiente di permeabilità K , che ha le dimensioni di una velocità, mostra, in generale, una vasta gamma di valori che vanno da 10^1 a $1 \cdot 10^{-11}$ m/sec, e che sono anche funzione della granulometria. Il limite inferiore dei serbatoi impermeabili è stato fissato, convenzionalmente, ad un valore $1 \cdot 10^{-9}$ m/sec.

Nella tabella, modificata da Castany G., "Idrogeologia, principi e metodi", è riportata la relazione esistente nei depositi alluvionali tra le dimensioni dei granuli e il coefficiente di permeabilità K , che può essere utilizzata come stima qualitativa.

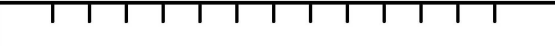
K (m/s)									
		10	1	10 ⁻¹	10 ⁻³	10 ⁻⁵	10 ⁻⁷	10 ⁻⁹	10 ⁻¹¹
granulometria	omogenea	ghiaia		sabbia	sabbia molto fine	silt	argilla		
	varia	ghiaia medio grossa	ghiaia e sabbia	sabbia, limo e argilla					
gradi di permeabilità		elevata			bassa		nulla		
tipi di formazioni		permeabili			semipermeabili		impermeabili		

Tabella 1 - Relazione tra granulometria e coefficiente di permeabilità nei depositi alluvionali (modificato da Castany G.).

Formazioni permeabili per permeabilità secondaria

Permeabilità secondaria media

Arenarie del Monte Falterona (FAL1, FAL2, FAL3)

Le Arenarie del Monte Falterona sono dotate di una permeabilità, secondaria per fratturazione, media.

La rete di fratture e diaclasi che interessano la massa rocciosa consente una discreta infiltrazione ed una circolazione idrica, con la formazione di falde idriche sotterranee, ubicate generalmente a diverse decine di metri di profondità.

Il valore di permeabilità dei litotipi arenacei è comunque funzione del grado di fratturazione dell'ammasso roccioso e delle caratteristiche proprie delle famiglie di faglie e fratture che lo attraversano, quali la densità, la spaziatura e l'estensione oppure il loro riempimento.

La variabilità della permeabilità è anche funzione della presenza di interstrati argillitici e/o marnosi e del rapporto arenaria/pelite.

In tali litotipi può verificarsi un accumulo idrico localizzato al passaggio tra bancate litoidi fratturate e sottostanti livelli argillitici che fungono da substrato impermeabile.

ACQUIFERI FREATICI E CENSIMENTO DEI POZZI

Di supporto alle indagini è stato effettuato un censimento dei pozzi presenti nel territorio comunale, limitatamente alle aree di fondovalle, definite da fasce piuttosto ristrette in corrispondenza dei depositi alluvionali presenti alla base dei primi versanti collinari che delimitano le pianure alluvionali.

Il censimento, al quale si rimanda per completezza, è stato effettuato nel dicembre 2013; sono stati censiti complessivamente 54 pozzi, dei quali alcuni sono posti all'esterno del limite del territorio comunale.

Per l'individuazione dei pozzi sono stati utilizzati i dati presenti nelle precedenti indagini, di supporto alla stesura del Piano Strutturale, quelli archiviati nei dati di base e quelli della Banca dati geografica in rete (WEBWater) della Provincia di Arezzo, servizio Difesa del Suolo, Acque e Demanio Idrico.

Per quanto riguarda le risorse idriche destinate al consumo umano che riveste carattere di pubblico interesse, sono stati censiti n. 7 pozzi ad uso acquedottistico (uno dei quali ubicato in Comune di Pian di Scò), e precisamente:

- P1, località Capraia
- P2, località Capraia
- P3, località Podere Il Prato
- P4, località Cerreto
- P5, frazione Certignano
- P6, località Forocava
- P7, località Casa Casato

Sulla base delle caratteristiche litologiche e sedimentologiche dei terreni, delle risultanze del censimento dei pozzi, limitato alle aree di fondovalle e alla base dei versanti collinari, è possibile distinguere la presenza di due corpi acquiferi principali.

I depositi alluvionali recenti di fondovalle sono sede di un acquifero freatico ben alimentato, sia dalle precipitazioni meteoriche che dalle infiltrazioni di subalveo dei corsi d'acqua presenti, a seconda delle zone del territorio, in particolare il Torrente Faella per la fascia

in sua sinistra idrografica comprendente l'abitato di Faella e le località a nord est e sud ovest e il Borro della Spina.

I pozzi che attingono nella pianura alluvionale del Fiume Arno non superano generalmente la profondità di 12-15 m: questo valore è presumibilmente da riferirsi allo spessore massimo dei depositi alluvionali, che hanno come substrato impermeabile i depositi palustro-lacustri, riferibili al Subsistema di Montevarchi, costituiti da depositi limoso-argillosi di colore grigio-azzurro, in corrispondenza dei quali si arrestano le perforazioni.

I pozzi presenti lungo gli altri corsi d'acqua principali (Torrente Faella e Borro della Spina) sono caratterizzati da profondità generalmente minori, variabili da 5 a 7 m, comunque solitamente inferiori a 10 m; questi valori indicano uno spessore minore dei depositi alluvionali rispetto a quelli deposti dal Fiume Arno.

In corrispondenza invece dei depositi alluvionali terrazzati e dei sottostanti depositi palustro-lacustri presenti sui versanti che delimitano le pianure alluvionali, sui quali i depositi alluvionali poggiano in discordanza, sono riscontrabili acquiferi confinati negli orizzonti a granulometria più grossolana, costituiti da sabbie e/o sabbie e ciottolami fini in matrice limoso-sabbiosa.

Dall'elaborazione dei risultati ottenuti durante la campagna di misura è stato possibile ricostruire la geometria della falda freatica in corrispondenza delle aree di fondovalle.

Le falde presenti nel territorio indagato sono influenzate dai corsi d'acqua presenti, dalle precipitazioni meteoriche e dalle acque di ruscellamento superficiale provenienti dai versanti; si evince dunque una marcata variabilità stagionale.

ELEMENTI LITOLOGICO-TECNICI

I vari litotipi presenti nel territorio comunale sono stati raggruppati in unità litotecniche in base alle loro caratteristiche tecniche.

I terreni sono stati raggruppati sulla base del rilievo geologico e dei dati geotecnici derivanti dalle indagini geognostiche raccolte negli archivi comunali.

La finalità, in accordo con il Programma Valutazione degli Effetti Locali (VEL), è quella di raggruppare i vari litotipi individuati in Unità Litologico-Tecniche (ULT) sulla base delle loro caratteristiche fisico-meccaniche e di determinare la corrispondenza con i parametri che caratterizzano la litologia dal punto di vista della risposta sismica. Pertanto le unità litologico-tecniche raggruppano i terreni in funzione delle loro caratteristiche fisico-strutturali e dei loro parametri geotecnici e geofisici, indipendentemente dalla loro posizione stratigrafica e dai relativi rapporti geometrici.

Sono distinti litotipi lapidei, litotipi granulari e coesivi.

Di seguito si riportano le Unità Litologico-Tecniche della Carta Litotecnica per la redazione della quale si è fatto riferimento alle indicazioni del Programma Valutazione Effetti Locali (VEL).

Unità Litologico-tecnica B

Rocce costituite da alternanze ordinate di livelli lapidei e livelli pelitici (con contrasto di competenza).

Unità B3

Raggruppa le Arenarie del Monte Falterona, Membro di Monte Falco (Fal₁) e le Arenarie del Monte Falterona, Membro di Camaldoli (Fal₂).

Rocce costituite da alternanze ordinate di livelli lapidei e livelli pelitici (con contrasto di competenza). Livelli lapidei in percentuale superiore al 75% del totale.

Unità B4

Raccoglie solamente le Arenarie del Monte Falterona, Membro di Montalto (Fal₃)

Rocce costituite da alternanze ordinate di livelli lapidei e livelli pelitici (con contrasto di competenza). Livelli lapidei compresi tra il 25% ed il 75% del totale.

Unità B5

Comprende le Arenarie del Monte Falterona, Membro di Montalto (Fal₃), litofacies argillitica. Rocce costituite da livelli lapidei inferiori al 25% e livelli pelitici superiori al 75% del totale.

Unità Litologico-tecnica C

Rocce e rocce deboli costituite da materiale prevalentemente granulare con grado di

cementazione medio basso, che presentano caratteristiche intermedie fra quelle delle rocce e quelle dei terreni in senso stretto.

Unità C2

Sono raggruppati i Ciottolami e Sabbie di casa La Querce (CCQ), i Ciottolami della Penna (CPE) e i Ciottolami di Loro Ciuffenna (CLO).

Struttura dell'ammasso: conglomerati e breccie sostenuti dalla matrice (matrix supported) o clastosostenuti.

Unità Litologico-tecnica D

Terreni coesivi con consistenza elevata.

Unità D

Sono raggruppati i Limi di Terranuova (TER) e le Argille del Torrente Ascione (ASC).

Granulometria dominante: argille e limi.

Unità Litologico-tecnica E

Terreni con stato di addensamento da addensato a sciolto costituiti da materiale prevalentemente granulare non cementato o con lieve grado di cementazione.

Unità E2

Sono raggruppati i depositi alluvionali in evoluzione e terrazzati (ba, bb, bn).

Granulometria dominante: ghiaie.

Unità E3

Sono raggruppati i Limi e Sabbie del Torrente Oreno (LSO), le Sabbie di Borro Cave (SBC), le Sabbie del Tasso (STA), Sabbie di Levane (SLE) e i Limi di Pian di Tegna (LAT).

Granulometria dominante: sabbie.

Unità Litologico-tecnica F

Terreni coesivi a bassa consistenza.

Unità F

Sono raggruppati il detrito di falda (a3) ed i depositi eluvio-colluviali (b2).

Granulometria: variabile.

Coperture antropiche

Comprende i depositi antropici (RI).

CARTA GEOLOGICO-TECNICA

Sulla base di una accurata revisione a scala di dettaglio delle cartografie già redatte, in particolare di quelle geologiche, geomorfologiche, idrogeologiche, unitamente all'elaborazione dei dati litologici, stratigrafici, litotecnici e sismici acquisiti, nonché ad un controllo in situ mediante rilevamento, è stata elaborata e redatta la Carta geologico-tecnica in scala 1:10.000 ed in scala 1:2.000 di dettaglio, quale carta di sintesi ed elaborato propedeutico alla stesura della Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS).

La Carta geologico-tecnica è stata realizzata sia in formato cartaceo che digitale (GIS), utilizzando la simbologia prevista dagli 'Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica' redatti dal DPC (versione 2.0beta -II, Giugno 2012).

Nell'ambito di tale revisione è stata posta particolare attenzione alla mappatura dei depositi di copertura, alla ricostruzione dettagliata delle forme geomorfologiche, dei fenomeni gravitativi di versante e/o delle aree instabili ed all'individuazione del substrato roccioso.

In particolare è stato individuato il substrato roccioso affiorante o sub-affiorante, costituito dalla formazione delle Arenarie del Monte Falterona, e rappresentato graficamente il suo stato di alterazione e fratturazione. Il substrato lapideo rigido stratificato (LPS) costituisce un 'bedrock sismico'.

Sono stati indicati anche elementi puntuali geologici ed idrogeologici, quali la giacitura degli strati in corrispondenza del substrato e l'indicazione della profondità del substrato rigido raggiunto da sondaggi o pozzi.

Si precisa che il substrato rigido viene incontrato, attraverso le indagini di sottosuolo disponibili, solo nella porzione settentrionale dell'abitato del capoluogo in corrispondenza del contatto con i depositi della porzione apicale della conoide alluvionale, in quella settentrionale dell'abitato di Certignano, ed in corrispondenza di Pulicciano e Caspri.

Proseguendo dalle porzioni apicali e centrali della conoide (in corrispondenza dell'abitato di Castelfranco e Certignano) verso le porzioni più centrali del bacino del Valdarno (in corrispondenza degli abitati di Faella e Botriolo), il substrato rigido si approfondisce bruscamente, sovrastato, ai margini del bacino, dalle successioni dei depositi di conoide alluvionale e poi da quelle dei depositi palustro-fluvio-lacustri, con i depositi alluvionali superficiali, in corrispondenza delle pianure alluvionali maggiori (Fiume Arno, Torrente Faella e Borro della Spina).

Gli spessori delle successioni dei depositi di copertura del substrato, articolati in conoidi alluvionali e depositi palustro-lacustri verso il centro del bacino, sono superiori a 150-200 metri.

Per quanto riguarda i terreni di copertura, questi sono stati raggruppati in funzione della litologia prevalente e dell'ambiente deposizionale che li ha originati.

Sono stati dunque distinti i seguenti gruppi, secondo la classificazione proposta dalle Specifiche Tecniche Regionali:

Depositi alluvionali (GM)

Comprendono terreni con stato di addensamento da addensato a sciolto costituiti da materiale prevalentemente granulare non cementato o con lieve grado di cementazione; sono prevalentemente costituiti da ghiaie limose, sabbie e limi.

Depositi palustro-lacustri (CL)

Comprendono terreni coesivi con consistenza elevata e sono costituiti da argille e limi argillosi, in subordine argille sabbiose. Costituiscono il substrato palustro-lacustre dei depositi alluvionali e sono affioranti alla base dei versanti collinari che bordano le pianure alluvionali.

Depositi palustro-fluvio-lacustri (SM, SW)

Comprendono terreni con stato di addensamento medio costituiti da materiale prevalentemente granulare parzialmente cementato; sono prevalentemente costituiti da sabbie e sabbie limose. Affiorano lungo i versanti collinari, sono sovrastanti i depositi palustro-lacustri (CL) e caratterizzano la porzione mediana delle scarpate acclivi denominate 'balze'.

Depositi di conoide alluvionale (GM)

Comprendono 'rocce deboli' costituite da materiale prevalentemente granulare con grado di cementazione medio basso, che presentano caratteristiche intermedie fra quelle delle rocce e quelle dei terreni in senso stretto; sono prevalentemente costituiti da conglomerati e ciottolami cementati in matrice sabbiosa e caratterizzano l'abitato di Castelfranco ed in parte quello di Certignano. E' comunque da precisare che quella di Castelfranco è una conoide alluvionale 'fossile'.

Depositi detritici (SW, GW)

Comprendono depositi eluvio-colluviali e detrito di falda, di bassa consistenza, con granulometria variabile dalle sabbie alle ghiaie sabbiose con limi. Sono presenti con spessori più rilevanti nell'ambito delle zone marginali dell'abitato di Castelfranco, in corrispondenza delle zone di contatto tra i depositi di conoide alluvionale ed il substrato ed in corrispondenza del margine esterno del pianalto.

EFFETTI LOCALI E DI SITO PER LA RIDUZIONE DEL RISCHIO SISMICO

Relativamente agli aspetti sismici le indagini geologico-tecniche hanno previsto la realizzazione di uno studio di Microzonazione Sismica (MS) di Livello 1, in ottemperanza a quanto previsto dal Regolamento 53/R, facendo riferimento all'Allegato A, §2. Punto B.7 e C.5, finalizzato ad evidenziare gli elementi prioritari per la valutazione degli effetti locali e di sito per la riduzione del rischio sismico e scaturito nella realizzazione della Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS).

In relazione alla riduzione del rischio sismico gli elementi evidenziati per la valutazione degli effetti locali e di sito, sono stati quelli ritenuti utili alle successive fasi di caratterizzazione sismica dei terreni e di parametrizzazione dinamica riferite alla realizzazione o verifica dell'edificato. A tal fine, oltre all'acquisizione di ogni informazione esistente finalizzata alla conoscenza del territorio sotto il profilo geologico e geomorfologico, sono stati acquisiti elementi per una ricostruzione e successiva rappresentazione del modello geologico-tecnico di sottosuolo, sia in termini di geometrie sepolte e di spessori delle litologie presenti (mediante la raccolta delle indagini che costituiscono la Carta delle Indagini), sia in termini di parametrizzazione dinamica principalmente in relazione a misure dirette delle Vsh e di rumore ambientale mediante tecnica a stazione singola (HVSR).

Per una trattazione completa relativa agli aspetti sismici si rimanda alla specifica Relazione tecnica illustrativa di supporto allo studio di Microzonazione Sismica (MS).

Nello specifico la Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS), che sostituisce integralmente la Carta delle Zone a Maggior Pericolosità Sismica Locale (ZMPSL) redatta secondo il regolamento previgente, individua, sulla base di osservazioni geologiche, geomorfologiche e dell'acquisizione, valutazione ed analisi dei dati geognostici e geofisici, le microzone ove possono verificarsi diverse tipologie di effetti locali o di sito prodotti dall'azione sismica.

In particolare nella valutazione degli effetti locali o di sito ai fini della riduzione del rischio sismico è stata posta particolare attenzione ai seguenti aspetti:

- ricostruzione del Modello geologico-tecnico dell'area;
- individuazione dei litotipi che possono costituire il substrato rigido, accompagnata da una stima approssimativa della profondità ed una stima del contrasto di impedenza sismica atteso;
- individuazione di eventuali discontinuità e morfologie sepolte;
- presenza di faglie e/o strutture tettoniche;
- contatti tra litotipi a caratteristiche fisico-meccaniche significativamente differenti;
- accentuazione della instabilità dei pendii;
- terreni suscettibili a liquefazione e/o addensamento;
- terreni soggetti a cedimenti diffusi e differenziali.

L'elaborazione della Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS) è stata realizzata solo sui centri urbani maggiormente significativi, individuati dal Comune di Castelfranco di Sopra di concerto con l'autorità competente, identificati nelle aree: Pulicciano, Caspri, Castelfranco di Sopra, Certignano, Fornace, Botriolo.

La carta è stata redatta sia in formato cartaceo che vettoriale (GIS), tenendo conto delle indicazioni fornite negli Indirizzi e Criteri di Microzonazione Sismica, nelle Specifiche Tecniche Regionali e nel rispetto degli 'Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica' redatti dal DPC (versione 2.0beta -II, Giugno 2012).

Nello specifico la Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS) individua e caratterizza:

1. Zone stabili: zone nelle quali non si ipotizzano effetti locali di alcuna natura (lito-tipi assimilabili al substrato rigido in affioramento con morfologia pianeggiante o poco inclinata) e pertanto gli scuotimenti attesi sono equivalenti a quelli forniti dagli studi di pericolosità di base.
2. Zone stabili suscettibili di amplificazione sismica: zone in cui il moto sismico viene modificato a causa delle caratteristiche litostratigrafiche e/o geomorfologiche del territorio.
3. Zone suscettibili di instabilità: zone suscettibili di riattivazione dei fenomeni di deformazione permanente del territorio indotti o innescati dal sisma (instabilità di versante, liquefazioni, fagliazioni superficiali).

Per la definizione delle zone, la loro perimetrazione e gli approfondimenti sugli aspetti di carattere sismico si rimanda alla specifica Relazione tecnica illustrativa di supporto allo studio di Microzonazione Sismica (MS).

VALUTAZIONI DI PERICOLOSITÀ

Il territorio comunale è stato caratterizzato in funzione dello stato di pericolosità, ai sensi del Regolamento 53/R.

Attraverso la sintesi delle conoscenze, le analisi e gli approfondimenti sono state caratterizzate aree omogenee dal punto di vista delle pericolosità e delle criticità rispetto agli specifici fenomeni che le generano, oltre ad essere integrate e approfondite quelle già individuate nei piani di bacino.

Il territorio comunale è stato quindi caratterizzato in aree omogenee in funzione della pericolosità geologica, idraulica e, per le aree urbanizzate, della pericolosità sismica locale.

AREE A PERICOLOSITÀ GEOLOGICA

Per la perimetrazione delle aree a pericolosità geologica si è fatto riferimento al Regolamento 53/R, secondo i relativi criteri rispetto alle varie classi di pericolosità, così come di seguito riportati.

Il territorio è stato cartografato in modo tale da non avere mai il contatto tra porzioni di territorio comprese in classi di pericolosità geologica non progressive.

Di seguito si riportano le situazioni delle varie classi di pericolosità geologica.

Pericolosità geologica molto elevata (G.4)

Aree in cui sono presenti fenomeni attivi e relative aree di influenza, aree interessate da soliflussi.

Pericolosità geologica elevata (G.3)

Aree in cui sono presenti fenomeni quiescenti e relative aree di influenza; aree con potenziale instabilità connessa alla giacitura, all'acclività, alla litologia, alla presenza di acque superficiali e sotterranee, nonché a processi di degrado di carattere antropico; aree interessate da intensi fenomeni erosivi e da subsidenza; aree caratterizzate da terreni con scendenti caratteristiche geotecniche; corpi detritici su versanti con pendenze superiori al 25%.

Pericolosità geologica media (G.2)

Aree in cui sono presenti fenomeni franosi inattivi e stabilizzati (naturalmente o artificialmente); aree con elementi geomorfologici, litologici e giacaturali dalla cui valutazione risulta una bassa propensione al dissesto; corpi detritici su versanti con pendenze inferiori al 25%.

Pericolosità geologica bassa (G.1)

Aree in cui i processi geomorfologici e le caratteristiche litologiche, giacaturali non costituiscono fattori predisponenti al verificarsi di processi morfoevolutivi.

Nella Carta delle aree a pericolosità geologica si è tenuto conto delle aree di possibile evoluzione del dissesto, che sono state valutate coerentemente con la tipologia del fenomeno e con le ipotesi cinematiche ad esso connesse.

Le frane presenti nel territorio sono essenzialmente di due tipi: quelli a cinematica lenta (scorrimenti e soliflussi) nel caso di sedimenti coesivi e quindi le aree di possibile evoluzione sono limitate alle immediate vicinanze dei movimenti di versante stessi; i fenomeni connessi con le "balze" come precedentemente indicato sono invece a cinematica veloce, sia in relazione ai fenomeni di crollo e erosione regressiva, sia in relazione ai fenomeni di colate di fango alla base delle "balze" stesse.

Le aree di influenza non sono state quindi evidenziate all'interno della Carta geomorfologica. Per le aree in dissesto, cartografate come frane attive, frane quiescenti e soliflussi, riportate nella Carta geomorfologica, si è tenuto conto delle relative aree di influenza, riferite alle aree di possibile evoluzione del fenomeno, nella redazione della Carta delle aree a Pericolosità Geologica, così come concordato con la struttura tecnica dell'Autorità di Bacino del Fiume Arno. Infatti le aree inserite in Pericolosità geologica molto elevata (G.4) individuano, oltre al dissesto stesso, l'area di possibile evoluzione; inoltre le aree limitrofe sono state inserite in Pericolosità geologica elevata (G.3).

Nelle aree a pericolosità geologica molto elevata (G.4) sono inseriti, oltre ai fenomeni gravitativi attivi, anche i soliflussi.

I fenomeni franosi interessano solamente il centro abitato di Castelfranco di Sopra, in relazione alle "balze". Infatti il Capoluogo è caratterizzato dall'orlo superiore delle scarpate in erosione attiva, evidenziate sia nella Carta geomorfologica che nella Carta delle aree a pericolosità geologica, ove è stato attribuito a queste zone un grado di pericolosità elevata. Inoltre nelle prescrizioni geologiche del Regolamento Urbanistico (e nelle Norme Tecniche di Attuazione) si sono vietati interventi nella fascia di territorio prossima alle scarpate.

Gli altri centri abitati sono interessati solo in rari casi da fenomeni gravitativi.

AREE A PERICOLOSITÀ IDRAULICA

Per le considerazioni di carattere idraulico e per la perimetrazione delle aree a pericolosità idraulica si rimanda allo studio allegato.

AREE A PERICOLOSITÀ SISMICA LOCALE

Dall'analisi e dalla valutazione integrata di quanto emerge dall'acquisizione delle conoscenze relative agli elementi di tipo geologico, geomorfologico e dalle indagini geotecniche e geofisiche, sono evidenziati il Modello geologico-tecnico dell'area (rappresentato nella Carta geologico-tecnica) e, conseguentemente, le aree ove possono verificarsi effetti locali o di sito (rappresentate nella Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica).

In particolare la valutazione degli effetti locali o di sito ai fini della riduzione del ri-

schio sismico consente di rappresentare:

- litotipi che possono costituire il substrato rigido, con una stima approssimativa della profondità ed una stima del contrasto di impedenza sismica atteso;
- probabili fenomeni di amplificazione stratigrafica, topografica e per morfologie sepolte;
- presenza di faglie e/o strutture tettoniche;
- contatti tra litotipi a caratteristiche fisico-meccaniche significativamente differenti;
- accentuazione della instabilità dei pendii;
- terreni suscettibili a liquefazione e/o addensamento;
- terreni soggetti a cedimenti diffusi e differenziali.

Tale valutazione viene rappresentata attraverso la realizzazione di uno studio di Microzonazione Sismica di livello 1 secondo i criteri definiti nelle specifiche tecniche di cui all'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri 3907/2010, che scaturisce nella redazione di una serie di elaborati, in particolare della cartografia MOPS.

La sintesi delle informazioni derivanti dalle cartografie geologiche, geomorfologiche, delle indagini e dalla Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica consente di valutare le condizioni di pericolosità sismica dei centri urbani studiati secondo le seguenti graduazioni di pericolosità.

Si riportano di seguito le situazioni delle varie classi di pericolosità sismica.

Pericolosità sismica locale molto elevata (S.4)

Zone suscettibili di instabilità di versante attiva che pertanto potrebbero subire una accentuazione dovuta ad effetti dinamici quali possono verificarsi in occasione di eventi sismici; terreni suscettibili di liquefazione dinamica in comuni classificati in zona sismica 2.

Pericolosità sismica locale elevata (S.3)

Zone suscettibili di instabilità di versante quiescente che pertanto potrebbero subire una riattivazione dovuta ad effetti dinamici quali possono verificarsi in occasione di eventi sismici; zone con terreni di fondazione particolarmente scadenti che possono dar luogo a cedimenti diffusi; terreni suscettibili di liquefazione dinamica (per tutti i comuni tranne quelli classificati in zona sismica 2); zone di contatto tra litotipi con caratteristiche fisico-meccaniche significativamente diverse; aree interessate da deformazioni legate alla presenza di faglie attive e faglie capaci (faglie che potenzialmente possono creare deformazione in superficie); zone stabili suscettibili di amplificazioni locali caratterizzati da un alto contrasto di impedenza sismica atteso tra copertura e substrato rigido entro alcune decine di metri.

Pericolosità sismica locale media (S.2)

Zone suscettibili di instabilità di versante inattiva e che pertanto potrebbero subire una riattivazione dovuta ad effetti dinamici quali possono verificarsi in occasione di eventi

sismici; zone stabili suscettibili di amplificazioni locali (che non rientrano tra quelli previsti per la classe di pericolosità sismica S.3).

Pericolosità sismica locale bassa (S.1)

Zone stabili caratterizzate dalla presenza di litotipi assimilabili al substrato rigido in affioramento con morfologia pianeggiante o poco inclinata e dove non si ritengono probabili fenomeni di amplificazione o instabilità indotta dalla sollecitazione sismica.

In prossimità del contatto tra i depositi di conoide ed il substrato nella parte alta del capoluogo, ove il passaggio tra questi litotipi avviene entro alcune decine di metri, si sono registrati contrasti di impedenza sismica più elevati rispetto alla porzione centrale della conoide, ove invece il substrato si approfondisce bruscamente. Verso il centro del bacino le misure passive Esac mostrano contrasti evidenti solo a profondità nell'ordine di centinaia di metri (Botriolo), ove è presumibile la presenza del substrato, sovrastato dai depositi alluvionali e da quelli palustro-fluvio-lacustri.

Questo influisce in maniera sostanziale sulla definizione delle aree a pericolosità sismica. In particolare la pericolosità sismica più elevata (S.3) si attribuisce alle porzioni apicali della conoide alluvionale, nella parte alta del capoluogo, ove la profondità modesta alla quale si intercetta il substrato, nell'ordine di alcune decine di metri, dà luogo a contrasti di impedenza più elevati rispetto alle porzioni centrali ove lo spessore dei depositi di conoide aumenta in maniera considerevole.

In corrispondenza dei fondovalle, l'indagine geofisica ESAC ha mostrato contrasti evidenti solo a profondità nell'ordine di centinaia di metri, vista la presenza dei depositi alluvionali e di quelli palustro-lacustri, sovrastanti il substrato roccioso; pertanto a tali zone è stata attribuita una pericolosità sismica media (S.2).

Nelle porzioni di territorio in cui il substrato rigido risulta affiorante è stata comunque attribuita una pericolosità sismica media (S.2) poiché quasi ovunque la morfologia locale risulta da mediamente acclive ad acclive e sono presenti locali fenomeni di dissesto, sia quieti che attualmente inattivi. Talvolta in corrispondenza del substrato geologico in affioramento o con presenza di coperture detritiche con spessori minimi, si sono rilevati picchi in frequenze alte o molto alte, che sono state interpretate come uno spessore di alterazione e fratturazione del substrato roccioso o interstrati argillitici alterati.

Per tali motivazioni le zone suddette non sono state considerate come Zona stabili, anche se in presenza di substrato affiorante, bensì sono state distinte nelle Zona stabili suscettibili di amplificazioni locali, riportando, nelle colonne stratigrafiche corrispondenti, una apposita simbologia indicante l'alterazione dei litotipi rocciosi, e conseguentemente ad esse è stata comunque attribuita una pericolosità sismica media (S.2).

Non sono state individuate zone caratterizzate da depositi soggetti a liquefazione (sulla base delle risultanze di alcune indagini geognostiche costituenti i dati di base, che escludono, viste le caratteristiche granulometriche ed il grado di addensamento dei depositi,

la possibilità di liquefazione) e zone in cui sono possibili cedimenti differenziali.

Per tali aspetti risulta comunque opportuno, a livello di intervento diretto, effettuare adeguate indagini geognostiche come previsto dalla normativa vigente, che accertino la presenza localizzata di eventuali problematiche.

In corrispondenza della porzione settentrionale del capoluogo e di Pulicciano sono state individuate zone interessate dalle deformazioni dovute a faglie attive e capaci.

CENSIMENTO POZZI (DICEMBRE 2013)

data misura	numero	località	quota	livello statico	livello statico relativo
			(m s.l.m.)	assoluto	livello statico relativo
				indagini 2013	indagini 2013
				(m s.l.m.)	(m)
				0,0	
				0,0	
11/12/2013	1	Podere la Casina	140,5	136,6	3,95
11/12/2013	2	Campo Cellani	145,0	141,7	3,30
11/12/2013	3	La Casuccia	148,3	145,4	2,95
11/12/2013	3a	La Casuccia	148,5	145,4	3,10
11/12/2013	3b	Borro della Spina	151,3	149,1	2,20
11/12/2013	4	Zona industriale Steccata	157,5	155,6	1,91
11/12/2013	5	La Steccata	160,0	157,2	2,85
11/12/2013	6	C. San Antonio	161,0	158,4	2,64
11/12/2013	6a	La Steccata	160,0	158,0	2,00
11/12/2013	7	C. San Antonio	159,6	158,2	1,40
11/12/2013	8	Castellina	166,0	162,7	3,28
11/12/2013	9	Riguzze	172,0	169,8	2,20
11/12/2013	10	Riguzze	175,0	171,5	3,51
11/12/2013	11	C. Mignaie	164,0	161,8	2,25
11/12/2013	12	C. Mignaie	164,8	163,7	1,06
11/12/2013	13	Zona industriale Steccata	162,2	159,5	2,67
11/12/2013	14	Il Casone	162,3	160,7	1,65
11/12/2013	15	Le Pincellese	170,0	157,3	12,72
11/12/2013	16	Zona industriale Botriolo	166,6	164,9	1,67
11/12/2013	17	Casa Nuova	175,0	172,3	2,70
11/12/2013	18	vicino Casa Nuova	177,0	173,0	3,97
11/12/2013	19	C. Faellina	183,0	180,0	3,00
11/12/2013	20	vicino C. Sportico	172,0	167,7	4,27
11/12/2013	21	C. Fruscola	168,0	164,5	3,51
11/12/2013	22	C. Fruscola	178,0	163,6	14,36
11/12/2013	23	C. Sportico	163,0	160,6	2,38
14/12/2013	24	Vallone	159,5	155,6	3,95
14/12/2013	25	Vallone	158,4	155,5	2,95
11/12/2013	26	Il Pino	156,0	155,5	0,48
14/12/2013	27	Torrente Faella	151,0	148,3	2,71
14/12/2013	28	Il Poderuzzo	158,0	155,2	2,80
14/12/2013	29	Faella	149,0	146,3	2,70
14/12/2013	30	Faella	147,5	145,7	1,80
14/12/2013	31	Valimeli	145,0	144,0	0,96
14/12/2013	32	Valimeli	145,0	142,9	2,06
14/12/2013	33	Faella	142,5	140,7	1,80
14/12/2013	34	Faella	141,3	139,8	1,50
14/12/2013	35	Fornace	139,0	137,0	2,00
14/12/2013	36	Fornace	143,0	141,0	2,00
14/12/2013	37	Faella	138,0	137,0	1,00
14/12/2013	38	Le Chiuse	143,0	137,7	5,30
14/12/2013	39	C. Ciliegiole	140,0	137,5	2,46
14/12/2013	40	C. Ciliegiole	138,0	135,5	2,48
14/12/2013	41	C. Ciliegiole	135,0	132,2	2,80
14/12/2013	42	C. Ciliegiole	151,0	149,5	1,51
14/12/2013	43	Grilaie	133,0	129,1	3,87
14/12/2013	44	Il Carpine	131,0	128,9	2,11
12/12/2013	45	Il Carpine	132,0	126,3	5,71
12/12/2013	46	Il Carpine	136,0	128,8	7,21
12/12/2013	47	Montalpero	129,6	125,9	3,71
12/12/2013	48	Ponte del Bernino	126,0	124,0	2,00
12/12/2013	49	Podere Volpaie	129,5	124,1	5,39
12/12/2013	50	C. Nuova III	130,5		
14/12/2013	51	Podere Burrone	130,5	122,8	7,70
14/12/2013	52	C. Urbini	135,0	134,7	0,30
12/12/2013	53	Podere Muricce	128,0	121,8	6,16
14/12/2013	54	Podere Modella	132,0	120,6	11,37
	P1	Capraia	640,0		
	P2	Capraia	685,0		
	P3	Podere Il Prato	330,0		
	P4	Cerreto	345,0		
	P5	Certignano	320,0		

BIBLIOGRAFIA

- Abbate E. & Bruni P. (1987) - Modino-Cervarola o Modino e Cervarola? Torbiditi oligomioceniche ed evoluzione del margine nord appenninico. Mem. Soc. Geol. It., 39.
- Abbate E. (1983) - Schema stratigrafico della successione neautoctona del Valdarno Superiore e del bacino di Arezzo, in: I depositi fluvio-lacustri del Valdarno Superiore, Istituto di Geologia e Paleontologia di Firenze.
- Abbate E., Bruni P. & Sagri M. (1991) - Sezione geologica dai Monti del Chianti al passo dei Mandrioli. Studi Geologici Camerti, Volume speciale.
- Aruta G., Bruni P., Cecchi M. & Pandeli E. (1996) - Eteropie tra le torbiditi delle Arenarie di M. Falterona e le Arenarie di M. Cervarola tra il Pratomagno ed il Lago Trasimeno (Appennino Settentrionale)". 78^a Riunione estiva della Società Geologica Italiana.
- Azzaroli A. & Lazzeri L. (1977) - I laghi del Valdarno Superiore. Centro Studi Geologia Appennino CNR, Università di Firenze, Pubbl. 26.
- Bartolini C. & Pranzini G. (1981) - Plio-Quaternary evolution of the Arno basin drainage. Z. Geomorph. N.F., 40.
- Bartolini C. (1983) - Cenni sulla morfologia del Valdarno, in: I depositi fluvio-lacustri del Valdarno Superiore, Istituto di Geologia e Paleontologia di Firenze.
- 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. Boll. Soc. Geol. It., 101.
- Benvenuti M. (1992) - Stratigrafia e sedimentologia dei depositi fluvio-lacustri Plio-Pleistocenici dell'area nord occidentale del Valdarno superiore. Rivista Italiana di Paleontologia Stratigrafica, 98.
- Berti U. (1990) - Stratigrafia e sedimentologia della zona di Pian di Scò e Castelfranco del bacino fluvio lacustre del Valdarno superiore. Tesi di laurea, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze.
- Bertini A. (1985) - Studi palinologici sui sedimenti lacustri del Gruppo di Montevarchi nei dintorni di Figline e Terranuova Bracciolini (Valdarno Superiore). Tesi di Laurea, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze.
- Bertini A., Magi M., Mazza P.P.A. & Fauquette S. (2010) - Impact of short-term climatic events on latest Pliocene land settings and communities in Central Italy (Upper Valdarno basin). Quaternary International, 225.
- Billi P., Magi M. & Sagri M. (1983) - Dati sedimentologici relativi al Gruppo di Ponticello. In: I depositi fluvio-lacustri del Valdarno Superiore, Istituto di Geologia e Paleontologia di Firenze.
- Billi P., Magi M. & Sagri M. (1987) - Coarse grained low-sinuosity river deposits: example from Plio-Pleistocene Valdarno basin, Italy. In: Ethridge F.G., Flores R.M. & Harvey M.G. Eds., Recent Development in Fluvial Sedimentology, S.E.P.M., Spec. Publ., 39.

- Billi P., Magi M. & Sagri M. (1991) - Pleistocene lacustrine fan delta deposits of the Valdarno Basin, Italy. *Jour. Sed. Petrology*, 61.
- Boccaletti M., Bonini M., Moratti G. & Sani E. (1995) - Nuove ipotesi sulla genesi e sulla evoluzione dei bacini post-nappe in relazione alle fasi compressive Neogenico-Quaternarie dell'Appennino Settentrionale. Estratto da: Atti del convegno "Rapporti Alpi- Appennino e guida alle escursioni". *Acc. Naz. Delle Sci.*.
- Borselli V., Ficarelli G. & Torre D. (1981) - Lineamenti geologici del bacino fluvio-lacustre del Valdarno superiore. *Atti IX Congresso Soc. Paleont. It.*.
- Bouma A.H. (1962) - *Sedimentology of Some Flysch Deposits: a Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam.
- Bruni P. & Pandeli E. (1980) - Torbiditi calcaree nel Macigno e nelle Arenarie del Cervarola nell'area del Pratomagno e del Falterona (Appennino sett.). *Mem. Soc. Geol. It.*, 21.
- Canuti P. & Tacconi P. (1975) - Carta idrogeomorfologica e delle risorse idriche del bacino del Fiume Arno. Firenze.
- Canuti P. & Tacconi P. (1992) - La dinamica fluviale dell' Arno. SELCA, Firenze.
- Cecchi M. (1992) - Stratigrafia fisica dell'unità Cervarola-Falterona nell'area del Pratomagno. Tesi di laurea. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze.
- Cecchi M. (1995) - Assetto stratigrafico e tettonico del Pratomagno centro-meridionale: nuovi dati. *Mem. Vald. Anno 161, Fascicolo X*.
- Cecchi M. & Tangocci F. (2004) - Carta Geologica Regionale della Regione Toscana in scala 1:10.000 Sezione n. 276150, Versione preliminare. In www.rete.toscana.it. Coordinatore scientifico Prof. Mario Sagri.
- Cecchi M. & Tangocci F. (2004) - Carta Geologica Regionale della Regione Toscana in scala 1:10.000 Sezione n. 276110, Versione preliminare. In www.rete.toscana.it. Coordinatore scientifico Prof. Mario Sagri.
- Cicali F., Ferrini G. & Magi M. (1983) - Dati sedimentologici relativi alla conoide di Loro Ciuffenna (gruppo delle conoidi del Pratomagno e del Chianti). In: *I depositi fluvio-lacustri del Valdarno Superiore*, *Ist. Geol. Paleont. Univ. Firenze*.
- Cotroneo G. (1999) - I rapporti tra le conoidi di Castelfranco e Loro Ciuffenna. Tesi di laurea. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze..
- Dainelli N. (2004) - Carta Geologica Regionale della Regione Toscana in scala 1:10.000 Sezione n. 276120, Versione preliminare. In www.rete.toscana.it. Coordinatore scientifico Prof. Mario Sagri.
- De Giuli C. (1983) - Aspetti paleontologici della successione del Valdarno Superiore e del bacino di Arezzo. In: *I depositi fluvio - lacustri del Valdarno Superiore*, *Istituto di Geologia e Paleontologia di Firenze*.
- Geomap, Abbate E. & Malesani P. (1980) - *Direttissima Roma - Firenze*, Studio geologico fra Montevarchi e Figline Valdarno. Rapporto interno Ferrovie dello Stato.
- Geomap, Abbate E. & Malesani P. (1980) - *Direttissima Roma - Firenze*. Tratto Arezzo - Figline Valdarno. Rapporto interno Ferrovie dello Stato.

- Guaita C. (1980) - Riconoscimento di un livello di riferimento e analisi delle facies torbiditiche al passaggio Macigno - Arenarie del Cervarola (Oligocene Sup.-Miocene inf.) nell'area del Falterona - Pratomagno (Appennino settentrionale). Tesi di laurea. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze.
- Lazzeri L. (1977) - I laghi del Valdarno, Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- Losacco U. (1963) - Osservazioni geologiche sulla parte settentrionale e centrale della catena di Pratomagno. Boll. Soc. Geol. It., 82.
- Lotti B. (1897) - Cenni geologici sul Valdarno. Boll. Soc. Geol. It., 28.
- Lotti B. (1910) - Descrizione geologica della Toscana. Mem. descr. Carta Geol. d' Italia, Roma.
- Magi M. (2004) - Carta Geologica Regionale della Regione Toscana in scala 1:10.000 Sezione n. 276140, Versione preliminare. In www.rete.toscana.it. Coordinatore scientifico Prof. Mario Sagri.
- Magi M. (1989) - Carta geologica della conoide di Loro Ciuffenna (Valdarno Superiore). SELCA, Firenze.
- Magi M. (1982) - Indagini stratigrafiche e sedimentologiche sui sedimenti fluvio-lacustri nell' area centro-meridionale del Valdarno Superiore. Tesi di Laurea, Istituto di Geologia, Università di Firenze.
- Magi M. & Sagri M. (1996) - Aeolian sand sheets and terminal fans: sedimentological evidences of arid climatic conditions in the Plio-Pleistocene Valdarno basin (Northern Apennines, Italy). 17th Regional African European Meeting of Sedimentology, Sfax.
- Magi M. & Sagri M. (1994) - Il Valdarno superiore, itinerario n° 11. In: BE-MA editrice: "Guide geologiche regionali: Appennino Tosco-emiliano", Soc. Geol. It., 4.
- Mancini E. & Romagnoli L. (1966) - Primo contributo alla geomorfologia e alla pedologia del Valdarno Superiore. Boll. Soc. Geol. Ital., 84.
- Marcucci M. (1970) - Notizie paleobotaniche sul Valdarno. Guida alle escursioni del 65° Congr. Soc. Geol. It..
- Martini I.P. & Sagri M. (1993) - Tectono-sedimentary characteristic of Late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines. Earth Sci. Rev., 34.
- Masini S. (1999) - Le conoidi di Castelfranco e Pian di Scò. Tesi di laurea, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze.
- Mazzanti R. & Trevisan L. (1978) - Evoluzione della rete idrografica dell'Appennino Settentrionale. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1.
- Merla G. & Abbate E. (1967) - Note illustrative della Carta Geologica d' Italia, F. 114 Arezzo. Servizio Geologico d' Italia.
- Merla G., Bortolotti V. & Passerini P. (1967) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 106, Firenze. Servizio Geologico d' Italia.
- Ristori G. (1886) - Considerazioni geologiche sul Valdarno superiore, sui dintorni di Arezzo e sulla Val di Chiana. Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat...
- Roberts P.D. (1991) - Palynology of Early Pleistocene Lacustrine Deposits of the Valdarno Basin, Tuscany, Italy", MSc. Thesis, Institute of Earth Studies, University of Wales,

Aberystwyth.

- Sagri M. & Magi M. (1992) - 76° Congresso Soc. Geol. It. Guida alle escursioni post-congresso. Escursione 84.
- Sagri M. (1991) - Evoluzione stratigrafica e tettonica del bacino del Valdarno Superiore. Mem. Valdarnesi, Ser. 7, 157.
- Sagri M., Martini I.P., Benvenuti M. & Magi M. (1994) - Basin fill architecture of the Neogene-Quaternary extensional basins in the Northern Appennines. In: 15th IAS Regional Meeting, Ischia.
- Signorini R. (1945) - Osservazioni geologiche sul Pratomagno e la Consuma. Boll, Soc, Geol, It. 68.
- Torre D., Albanelli A., Azzaroli A., Ficarelli G., Magi M., Napoleone G. & Sagri M. (1993) - Paleomagnetic calibration of late Villafrancan mammalian faunas from the upper Valdarno, Central Italy. Mem., Soc, Geol, It., 49.