

COMUNE DI FELITTO

PROVINCIA DI SALERNO

PIANO URBANISTICO COMUNALE

RELAZIONE GEOLOGICA

ELABORATO N. 3

CARATTERISTICHE
GEOMORFOLOGICHE
E STABILITA'

CARTOGRAFIA

TAV. N. 2
CARTA DELLA STABILITA'
SCALA 1:5000

TECNICO

Dott.ssa geologo Pasqualina Capozzoli



TECNICO

Dott. geologo Giovanni Turco

Ottobre 2010

INDICE

1. CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE.....	3
1.1 CARSISMO.....	8
2. FRANOSITA' DEL TERRITORIO	10
3. METODOLOGIA PER REALIZZAZIONE DELLA CARTOGRAFIA	13
3.1 CARTA DELL'INSTABILITA' POTENZIALE.....	15
3.1.1. Attribuzione dei pesi.....	15
3.2 DESCRIZIONE DELLE CLASSI DI INSTABILITA'DEI VERSANTI.....	17
4. VALUTAZIONE DELL'ENTITA' DI EROSIONE ED EVOLUZIONE FLUVIALE	18

1. CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE

Lo studio geomorfologico, esteso anche alle aree fuori dal territorio comunale è stato eseguito ricorrendo ad una attenta analisi contestuale su basi topografiche in scala 5000 e di aereofoto in scala a 20.000 e operando i necessari controlli in campagna.

L'area comunale ricade nel bacino idrografico del F. Calore, affluente di sinistra orografica del F. Sele, quest'ultimo è ubicato a sud-est di Salerno ed è compreso, completamente nel territorio del P.N.C.V.D.

I rilievi carbonatici dei M. Alburni a NE, del M. Motola a SE e della dorsale M. Soprano - M. Chianiello a SO costituiscono un anfiteatro montuoso aperto a NO che delimita il bacino del F. Calore.

Le aree endoreiche (80km^2) rappresentano l'11 % della superficie del bacino, mentre un'area di 684 km^2 costituisce il restante 89%. Dalla sorgente, alla quota 1124 m, fino alla confluenza con il F. Sele, il

F. Calore si sviluppa per una lunghezza di circa 80 km con una pendenza media dell'1,4 %, che cambiando dal 6% nel tratto iniziale allo 0,004 % nel tratto terminale, conferisce alla corrente un comportamento molto variabile lungo il tracciato.

Il bacino presenta un assetto geomorfologico con chiare evidenze di una morfogenesi complessa, influenzata dalla tettonica recente e dalla morfoselezione dei diversi litotipi presenti. Il paesaggio è costituito da versanti mediamente acclivi con valli ampie nella parte centrale del bacino, che si imposta in un ampio sinclinorio con depositi terrigeni, e da rilievi carbonatici circostanti, disposti ad arco da Ovest ad Est, con morfologie aspre. La configurazione morfologica del bacino idrografico ricalca l'assetto strutturale dei principali corpi geologici affioranti ed è il risultato dei diversi sistemi morfoevolutivi instauratisi in quest'area.

Nel bacino e relativamente al territorio comunale, su base altimetrica, si possono distinguere tre unità morfologiche principali:

- la prima comprende i rilievi montuosi ed alto-collinari, in genere al di sopra di 600/700 m;
- la seconda la fascia collinare compresa tra i 600 m e le zone di fondovalle;

- la terza le aree di fondovalle

Inquadrando a grande scala si può ritenere che il massiccio del Alburni, attualmente morfologicamente ben delineato e a struttura monoclinale, rappresenta in realtà il fianco settentrionale di un'ampia struttura sinforme che collega geologicamente i calcari degli Alburni con quelli della dorsale di M.te Chianiello – M.te Soprano affioranti più a sud. Lungo l'asse di questa ampia sinclinale, che geograficamente corrisponde grossomodo all'alto-medio corso del F.Calore, i calcari sono ribassati di alcune centinaia di metri e ricoperti da potenti spessori di flysch.

Lo spartiacque principale del bacino del F. Calore, si dipana in corrispondenza del M.te Soprano (1083 m s.l.m.), Vesole (1210 m) e Chianiello (1318): un insieme di dorsali carbonatiche esteso circa 80 kmq, con lunghezza di 22 km e larghezza di 6 km, che separa il bacino in esame dalla Piana di Paestum.

I rilievi di M.te Chianiello e di M.te Soprano, che a prima vista sembrano una tipica struttura monoclinale immergente a NNE, ad un esame più accurato si rileva per una brachianticlinale con asse grosso modo WNW-ESE, fagliata in cerniera. Un tale piegamento, che ha dato origine a strutture all'incirca con asse E-W, è noto in tutto l'Appennino a sud del Sele. L'area in esame dal punto di vista geomorfologico è rappresentata da una dorsale pressoché continua da SO a SE; il primo tratto, culminante nel M.te Soprano (1082 m.s.l.m) è un susseguirsi di cime e di passi al di sopra dei 1000 m di quota; il secondo tratto, il più breve è dominato dal solo, M.te Vesole (1210 m.s.l.m); mentre il terzo è un a dorsale composta da varie cime collegate fra loro da passi a quota molto bassa: la cima più alta è M.te Chianiello (1314 m.s.l.m).

Il versante sud dell'intera dorsale di M.te Vesole-Soprano-Chianiello è del tipo obsequente, in questo caso condizionato da un importante faglia ad attività trascorrente per cui può essere definito anche di tipo strutturale. (Tale faglia è ben visibile nei pressi dell'abitato di Magliano dove è possibile vedere sul piano di faglia delle striature verticali e oblique).

Il versante nord può sembrare apparentemente un versante di strato, però ad una analisi più attenta è possibile vedere una pendenza del pendio rispetto a quella degli strati per cui tale versante può essere definito di tipo resequente con una acclività minore rispetto all'altro versante.

L'area in esame è caratterizzata dalla presenza di una faglia diretta con attività trascorrente, precisamente quella che borda a sud, il M.te Chianiello-Vesole-Soprano ed altre faglie con orientazione tipicamente appenninica che bordano tutto il versante settentrionale dell'area in esame. Con orientazione prevalentemente antiappenninica è possibile riconoscere tutta una serie di faglie più o meno parallele tra loro, che tagliano trasversalmente tutta la struttura carbonatica.

Per quanto riguarda i fenomeni carsici, questi danno origine a forme epigee ed ipogee articolate tra loro.

In prossimità della cima di M.te Chianiello è possibile vedere una superficie peneplanata. L'emersione pliocenica provoca la dislocazione dell'antica superficie ed il suo sollevamento differenziale, tanto che il piano carsico ne rappresenta un frammento. L'immersione a franapoggio degli strati favorisce l'impostazione di un reticolo idrografico superficiale secondo le linee di massima pendenza, ma soprattutto lungo le dislocazioni tettoniche. Il sollevamento provoca anche la forte erosione lineare della rete idrografica, definita di tipo susseguente, e quindi il suo infossamento per l'instaurarsi della circolazione carsica.

Esso è responsabile delle morfologie giovanili dei corsi d'acqua: valli a "V" ben marcate e profonde forre, come quelle in cui scorre per molti tratti il Fiume Calore .

L'emersione pliocenica provoca la dislocazione dell'antica superficie ed il suo sollevamento differenziale. Il sollevamento ha provocato anche la forte erosione lineare della rete idrografica, e quindi il suo infossamento per l'instaurarsi della circolazione carsica.

Sui rilievi calcarei citati prevale il carsismo, ma lungo i versanti sono attivi anche i processi fluvio-denudazionali, soprattutto in corrispondenza di versanti di recessione rettilineo parallela (Brancaccio et alii, 19789). Le acclività dei versanti sono nettamente condizionate dall'assetto tettonico: molte dorsali presentano un assetto monoclinico immergente verso il F. Calore e quindi con pendenze inferiori (15° - 25°) verso l'interno del bacino, mentre in corrispondenza delle linee di faglia si rilevano pendenze maggiori e, talora, la presenza di detrito di falda.

Sono osservabili sul M.te Chianiello alcune lembi di paleosuperfici relitte tra le quote 1000-800 m s.l.m..

La rete drenante è tipica dei massicci carbonatici: l'andamento rettilineo degli impluvi, costretti in alvei a prevalente sviluppo verticale, è chiaramente condizionato dall'assetto strutturale.

Alla notevole permeabilità per fessurazione e carsismo del substrato è da attribuire, infine, la scarsa densità di drenaggio di queste aree.

Al di sotto dei 600 m, in genere, il quadro morfologico presenta caratteristiche diverse perché in questa fascia prevalgono le successioni flyscioidi argillose-calcarei ed arenacee. Il paesaggio è caratterizzato da una morfologia relativamente dolce, con crinali piatti, valli svasate ad ampio ventaglio di testata. La zona collinare raggiunge le quote più elevate nella parte sud-orientale (M.te Farneta, 688 m s.l.m.) ed è interessata da processi morfogenetici per i movimenti gravitativi di massa e per erosione ad opera delle acque superficiali. A quote più basse si conservano soprattutto relitti di antiche superfici di erosione intagliate nei flysch. E' il caso delle spianate di 700, 600 e 500 m s.l.m., ben rappresentate, sulle quali insistono alcuni centri abitati delle aree limitrofe (Roscigno, Bellosguardo, Laurino e Aquara). La superficie di erosione più bassa, è attualmente marcata dalla quota 350 m s.l.m. ed è sospesa di circa 150 m rispetto agli attuali fondovalle. Per quanto attiene a quest'ultimo aspetto è apparso innanzitutto chiaro che almeno gli ordini compresi tra 700 e 350, presentano una notevole continuità sia sui versanti in sinistra che su quelli in destra orografica del F. Calore e del T. Pietra. Se ne deduce pertanto che non si sono verificati, dopo la loro formazione, importanti movimenti tettonici lungo le faglie presenti all'interno del bacino del T. Pietra. Inoltre si sono conservate, incise nei calcari mesozoici, paleo incisioni fluviali, valli sospese o corsi d'acqua sovrimposti che testimoniano l'esistenza, nel passato di un reticolo idrografico attivo a quote più elevate.

L'insieme dei dati raccolti indica che il bacino del T. Pietra, parte del territorio di interesse, si è sviluppato approfondendosi progressivamente nelle coperture terrigene costituenti il nucleo della sinclinale della valle del F. Calore, fino a determinare l'esumazione dei litotipi cartonatici. Le superfici di erosione riconosciute rappresentano dei movimenti di stati più o meno lunga di queste fasi di approfondimento. La distribuzione delle superfici di 600 m s.l.m. attualmente localizzate in posizione di spartiacque, indica che da questo momento in poi il bacino del T. Pietra assume una fisiografia analoga a quella attuale. Pertanto si può affermare che a partire da tale momento che ha inizio l'approfondimento del bacino a nord-est del territorio comunale, a causa di importanti variazioni del livello di base a carattere regionale. Le fasi erosive che hanno inizio nel tardo i Pleistocene inferiore perdurano per tutto il Pleistocene medio. Lo svuotamento del bacino a nord-est del territorio comunale è avvenuto quindi tra la fine del Pleistocene inferiore ed il Pleistocene superiore. Le frane hanno

contribuito a questo intendo modellamento le cui evidenze morfologiche attualmente osservabili sul terreno sono però relative alle sole fasi erosive più recenti (Pleistocene superiore); la distribuzione delle paleosuperfici infatti indica che quelle più antiche sono state in gran parte erose.

Le frane prevalgono nelle zone più acclivi, in quelle dove agisce lo scalzamento fluviale ai piedi dei versanti, ed in corrispondenza degli affioramenti di Argille Varicolori, spesso nei sottobacini direttamente confluenti nelle aste di ordine elevato. Le zone vallive risentono direttamente dell'azione modellatrice dell'asta fluviale principale del F. Calore e saranno esaminate in dettaglio in seguito.

La rete drenante è particolarmente fitta ed in rapida evoluzione. Gli impluvi, in genere, hanno andamento tortuoso ed i bacini tendono ad assumere forme subcircolari o comunque non allungate; ciò, evidentemente, è legato alla particolare morfogenesi dei versanti, evoluti per movimenti in massa antichi e recenti e al ruolo subordinato che, in rocce tenere, ha il controllo strutturale sull'idrografia.

L'elevata densità di drenaggio è chiaramente legata alla scarsa permeabilità delle successioni affioranti.

Il fondovalle è caratterizzato dalla presenza del F. Calore e dei suoi affluenti.

Il corso d'acqua (Felitto-Castelcivita) si estende per una lunghezza di circa 20 km con una pendenza media di 4,9 per mille. L'ubicazione dei depositi alluvionali terrazzati più estesi mostra che la loro posizione è spesso associabile alla presenza di tributari. La deposizione, che avviene immediatamente a monte delle confluenze, rappresenta una retroazione causata da variazioni di equilibri idraulici legate agli apporti solidi da parte dei tributari.

Lungo le principali aste vallive infine si riconoscono, a quote comprese tra i 150-200 m s.l.m., alcune superfici aggradazionali legate a depositi fluviali terrazzati e sospesi a circa 30 m rispetto agli attuali fondovalle.

L'analisi di questi lembi relitti ha avuto una duplice finalità: a) stimare attraverso il loro grado di conservazione la tendenza evolutiva del versante nei vari contesti litologici, b) fornire un contributo alla ricostruzione tettonica e geomorfologia del territorio attraverso l'interpretazione della loro distribuzione plano-altimetrica.

1.1 CARSISMO

Il carsismo è presente in tutte le strutture calcaree ricadenti nel bacino del Calore: M.te Alburni, M.te Cervati, M.te Chianiello, M.te Vesole e M.te Motola, molto più complesso e ben sviluppato nelle prime due.

Nella struttura di M.te Chianiello-Vesole-Soprano, alle fasi di sollevamento sembra poter riferire la genesi di molti profondi pozzi e grotte ad andamento prevalentemente verticale ad esempio quelle che si trovano nei pressi dell'abitato di Roccadaspide.

Per quanto riguarda gli inghiottitoi questi sono presenti nell'area in modo diffuso molti di questi sono ben visibili già dall'esterno.

Sempre nel territorio dell'abitato di Roccadaspide sono presenti gli inghiottitoi: Inghiottitoio I, II, III, IV di Tempa di Pietra Cupa, inghiottitoio I di Fonte Germanito, inghiottitoio di Tempa Grava Larga, inghiottitoio in località Sabetti, inghiottitoio di Tempa la Macchia etc..

La copertura boschiva non ha impedito però lo sviluppo di sistemi di doline e di numerose forme superficiali come piccole forre, docce, vaschette di corrosione e forme di erosione di vari tipi, soprattutto nelle aree più tettonizzate.

Nel territorio contiguo al territorio comunale di interesse (Comune di Magliano), nelle zone non occupate dal bosco esistono aree di carsismo nudo, sui calcari si potuto esplicitare il fenomeno carsico superficiale con una varietà di forme (doline, lapiez, karren, ecc.) legate principalmente alla diretta azione meccanica, ancora forme rappresentate da campi solcati di microforme superficiali di dissoluzione. Si deve notare però che il carsismo ipogeo è conosciuto ancora in modo disomogeneo, dato che alcune zone non sono mai state esplorate.

Viceversa, nelle valli chiuse le acque piovane cadendo sui flysch impermeabili sono costrette a ruscellare senza infiltrarsi, a raccogliersi ed incanalarsi sino a quando, venendo a contatto con i calcari, sono costrette ad inabissarsi sotto forma di spettacolari inghiottitoi. Con il procedere dell'erosione anche le valli interne cominciarono a svuotarsi parzialmente dei depositi terrigeni, e così i punti di assorbimento (inghiottitoi) migrarono a quote più basse lasciando sospesi in alto, lungo il paleolimito flysch-calcari, gli ingressi non più attivi delle grotte.

E' possibile osservare grotte a complesso sviluppo verticale che drenano le acque dalla superficie topografica all'acquifero sotterraneo, grotte orizzontali ben sviluppate ma particolarmente sollevate rispetto all'attuale livello di carsificazione principale.

Gli inghiottitoi e le grotte verticali sono presenti ma si sono formati dopo il più importante sollevamento del massiccio, durante una seconda fase di carsificazione (Celico e Russo 1981).

2. FRANOSITA' DEL TERRITORIO

Lo studio dei movimenti franosi è stato affrontato attraverso l'interpretazione di foto aeree in scala 1: 20.000 combinata con controlli mirati in campagna. Sono state utilizzate, altresì, le informazioni archiviate dal Gruppo nazionale per la difesa dalle catastrofi idrogeologiche del Consiglio nazionale delle ricerche (GNDCI-CNR), nell'ambito del progetto Aree vulnerate italiane (AVI), i cui risultati sono presentati sinteticamente in rapporti regionali editi a cura del GNDCI-CNR. L'insieme dei dati raccolti permettono una integrazione allo studio effettuato dall'Autorità di Bacino Interregionale del F.Sele. (Individuazione e Perimetrazione delle aree a rischio idrogeologico).

Il territorio comunale è caratterizzato da affioramenti ascrivibili alle seguenti Unità: Unità di Piattaforma carbonatica (Unità Alburno-Cervati) , Unità Sicilidi o di Affinità Sifilide . Come si evince dagli studi pregressi, ulteriormente verificato dallo studio in questione, i termini delle unità suddette affiorano in tutto il territorio comunale.

Studi effettuati da vari Autori sulla geologia e sull'evoluzione geomorfologica di alcuni bacini idrografici, caratterizzati da affioramenti della stessa formazione geologica ed altri condotti sul bacino a nord-est ricadente proprio nei limiti del territorio comunale hanno evidenziato, non solo, una stretta relazione tra le caratteristiche litologiche dei terreni affioranti, l'attitudine a conservare antiche forme di erosione e tendenza a franare, ma anche l'esistenza di rapporti fra distribuzione delle frane e tettonica.

In tal senso basta osservare non solo la percentuale di aree in frana in unità litologica ritenuta al suo interno sufficientemente omogenea ma anche la percentuale di aree sommatali non ancora intaccate dall'erosione nell'ambito delle unità stesse. Dal rapporto tra superficie in frana e superficie in affioramento (Sf/Saff.) e il rapporto fra ampiezza delle paleosuperfici e superficie di affioramento (Spal/Saff.) si può notare come tra i vari gruppi di flysch quelli ad alta componente argillosa e silicea presentano un alto rapporto (Sf/Saff), mentre i flysch ad alta componente arenacea hanno, rispetto agli altri, un più alto rapporto (Spal/Saff), cioè tendono ad avere una evoluzione più lenta dei fenomeni erosione/frane. Per quanto attiene ai rapporti fra distribuzione delle frane e tettonica sono state analizzate le relazioni esistenti fra direzioni del reticolo fluviale e dei versanti che sono fortemente condizionati dai lineamenti appenninici ed antiappenninici.

Le tipologie di frane riconosciute sul territorio comunale e classificate secondo Varnees (1978) e Cruden e Varnees sono:

Crolli in roccia

E' il caso di frane che hanno coinvolto i calcari cretatici lungo pareti dei versanti della forra del F. Calore. Si tratta in genere di rotture a cuneo, frammenti di strato con giacitura a franapoggio, rottura piana, rottura per taglio con distacco sub-verticale di un volume roccioso aggettante. Tali frane in genere mobilitano volumi variabili (da pochi 10^{-3} - 10 m^3). Tali fenomeni sono possibili lungo i versanti calcarei; attualmente lungo la forra i cui scorre il fiume Calore si osservano dei un grossi blocchi, alcuni dei quali superano i 5 m^3 .

Frane per scorrimento rotazionale

Risultano sviluppate e legate agli affioramenti delle torbiditi marnose-argillose delle unità Sicilidi e ai membri silicei ad esse associate. Si tratta di dimensioni limitate (lunghezze di alcuni decine di metri) di forma emiciclica e caratterizzate sovente da ripiani in controtendenza nella zona di nicchia. Esse coinvolgono versanti in genere con poche infrastrutture e in qualche caso interessa la strada provinciale (ex statale 18).

Frane complesse

La maggior parte delle frane presenti nel territorio comunale sono di tipo complesse . Sono impostate prevalentemente nei terreni marnosi-argillosi dell'unità Sicilidi ed ad Affinità Sicilidi; molto frequentemente si tratta di scorrimenti rotazionali che evolvono a colata e che presentano in genere sviluppi considerevoli. Si ritrovano in tutto il bacino del T. Pietra e lungo la strada provinciale che porta all'abitato di Laurino.

Frane da colamento

Le frane da colamento sono sviluppate in corrispondenza del membro argilloso "Argille varicolori" delle Unità Sicilidi cioè nel settore meridionale del bacino del T. Pietra (V.ne Cugnola di Mezzo, V.ne di S.Vito), lungo il V.ne Conche ed ancora in altri sottobacini del F. Calore.

I fenomeni più considerevoli sono costituiti da grandi corpi di frana che superano il chilometro di sviluppo lineare. In queste zone molto spesso i versanti sono interessati

da movimenti superficiali molto vasti che non permettono di differenziare e cartografare le singole frane. Sono stati apprezzati chiari spostamenti di alcuni tratti delle aste vallive soprattutto in corrispondenza di cumuli di frana in avanzamento. Altre osservazioni scaturiscono dal confronto di alcune basi I.G.M. del 1871, del 1956, e 1990 di un'area interessata da grandi fenomeni di colamento in sinistra orografica del T. Pietra . In particolare nella zona compresa tra il vallone Cannicelli ad ovest ed il vallone Carpineto ad est, sono state osservate alcune modificazioni del letto di piena del T. Pietra con riduzione della gola indotta dall'avanzamento di grandi corpi di frana. Altre differenze si osservano in località San Vito. Dal confronto con basi IGM del 1871, emergono oltre che modificazioni morfologiche locali, la scomparsa di molte costruzioni ricadenti in aree franose e la variazione del percorso di alcuni corsi d'acqua (è il caso del vallone Carpineto dove un grande cumulo di frana ha sensibilmente variato l'idrografia del luogo).

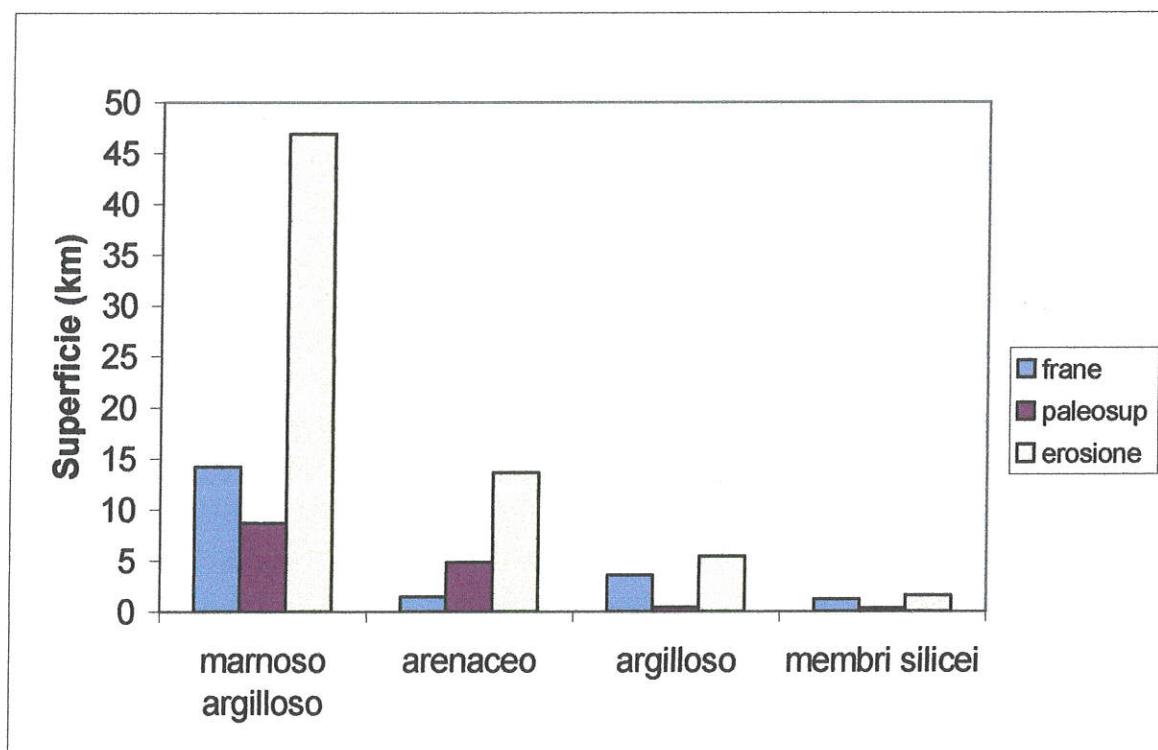


Figura 1 – Grafico della percentuale di aree in frana, di paleosuperfici ed in erosione nei principali complessi flyscioidi

3. METODOLOGIA PER REALIZZAZIONE DELLA CARTOGRAFIA

Nell'ambito dell'elaborazione del PUC è stato affrontato il tema della Difesa del suolo, prevenzione e riduzione dei fenomeni di dissesto idrogeologico dei versanti, allo scopo di individuare e delimitare, a scala di Piano, le aree a diverso grado di stabilità e di indicare, per ogni ambito omogeneo, gli indirizzi di governo. In una prima fase di analisi sono stati raccolti gli elementi necessari per la caratterizzazione geologica e geomorfologia del territorio comunale. Nella fase successiva è stata realizzata la carta dell'instabilità potenziale dei versanti, in funzione di alcune loro caratteristiche generali (pendenza, litologia etc).

L'elaborazione dei dati, secondo la metodologia viene effettuata , utilizzando un sistema informativo geografico (G.I.S.); la restituzione dei dati è stata effettuata alla scala 1:5.000. A questa fase è seguita una verifica con i risultati dell'analisi geomorfologia degli affioramenti e di altri fattori; il prodotto è la “Carta della stabilità dei versanti”

La metodologia utilizzata per la “Carta della stabilità dei versanti” si basa su una serie di esperienze disponibili ampiamente documentate. Il principio comune su cui si basano le diverse metodologie, volt alla definizione di aree caratterizzate da una diversa propensione al dissesto, è l'analisi dei dissesti, al fine di individuare le condizioni in cui essi si verificano e la valutazione dell'influenza che tali condizioni rivestono. Le conoscenze acquisite vengono poi utilizzate per individuare se le condizioni riscontrate sussistano nelle aree non interessate da fenomeni di instabilità, al fine di prevenirne il manifestarsi.

La metodologia di riferimento, condotta su base puramente qualitativa, si fonda sull'individuazione dei principali elementi descrittivi che giocano un ruolo fondamentale nella propensione al dissesto dei versanti.

La metodologia è semplice nella sua impostazione generale, ma è completa perché, come già anticipato, considera i fattori principali che hanno influenza diretta ed indiretta sulle condizioni di stabilità.

Sono stati considerati i seguenti fattori:

- **la litologia**
- **pendenza dei versanti**
- **la geomorfologia**

Ad una preliminare acquisizione degli elementi utili all'analisi attraverso lo studio geomorfologico e dei dissesti, segue una predisposizione di alcune carte tematiche che rappresentano i singoli fattori predisponenti alla franosità. Nella prima fase, attraverso l'incrocio e la sovrapposizione di queste carte, si ottiene così un primo documento "carta dell'instabilità potenziale" da sottoporre alla seconda fase, cioè alla verifica dei tematismi del territorio di studio. Il risultato finale è la Carta della Stabilità dei Versanti (scala 1: 5.000)

Nella prima fase, gli elementi dei singoli tematismi sono raggruppati in classi, per ottenere una rappresentazione aggregata del territorio; ad ogni classe viene attribuito un valore (peso) in funzione del ruolo esercitato nella produzione di un dissesto. Nelle successive operazioni di sovrapposizione, si effettua una combinazione (somma algebrica) dei valori assegnati, fino ad ottenere un punteggio finale, che rappresenta l'influenza potenziale complessiva che i fattori considerati hanno sulla stabilità del versante e che ricade in un intervallo definito cui corrisponde una "classe di instabilità potenziale".

Gli incroci sono effettuati in operazioni diverse; nell'ordine, la prima avviene effettuando un confronto tra due elementi naturali che possono essere ritenuti costanti e non modificabili in tempi brevi, cioè la litologia e la pendenza dei versanti.

3.1 Carta dell'instabilità potenziale

Per effettuare tali operazioni di sovrapposizione dei diversi tematismi è stato utilizzato un sistema G.I.S., secondo una determinata procedura. Da questa elaborazione è stato così ottenuto un documento preliminare che costituisce la carta della instabilità potenziale dei versanti, che è stato successivamente sottoposto alla verifica con altri tematismi.

3.1.1. Attribuzione dei pesi

Un passaggio che presenta qualche difficoltà è costituito dall'attribuzione dei *pesi* alle singole variabili considerate e dalla definizione delle classi in instabilità potenziale da proporre; sulla base della letteratura è stato calibrato un sistema di valutazione idoneo alle condizioni specifiche del territorio comunale.

Pendenza dei versanti

La pendenza dei versanti è fattore molto importante per l'influenza diretta dell'inclinazione di un pendio sulla tendenza al dissesto.

Le classi di pendenza presenti sono cinque, alle quali sono attribuiti i pesi, compresi tra -2 e +2, in accordo con le principali esperienze metodologiche.

Litologia

Per litologia, non si intendono unicamente le caratteristiche della natura dei terreni ma anche le caratteristiche fisico-meccaniche ad essi relative. Nella documentazione di riferimento infatti le Unità litologiche vengono descritte nel dettaglio per quanto riguarda le caratteristiche litotecniche e strutturali, le tipologie di dissesto che possono interessare la copertura e il substrato. Per l'attribuzione dei pesi si è fatto riferimento alle principali esperienze metodologiche e alla conoscenza diretta delle caratteristiche dei litotipi affioranti nel territorio comunale. La scala dei valori applicata va da 1 a 10; i valori più alti corrispondono ai termini litologici più resistenti, compatti, poco alterati,

mentre quelli più bassi ai termini più fragili e sciolti. Nel caso in studio non sono attribuibili tutti i valori della scala. Di seguito sono indicati i pesi relativi alle classi litologiche individuate, in base alla documentazione di riferimento, nel territorio comunale.

Geomorfologia

La carta geomorfologia è stata realizzata sulla base delle conoscenze pregresse aggiornata con nuove elementi di interesse. Vi sono rappresentate le forme legate all'orografia e alla struttura, le forme legate all'azione delle acque correnti superficiali e all'azione antropica, le forme legate all'azione della gravità distinte in forme di denudazione e di accumulo; queste ultime risultano essere di notevole importanza per la taratura della carta della stabilità potenziale dei versanti.

In particolare lo studio geomorfologico è stato così strutturato:

- esame della cartografia di base, per il riconoscimento degli aspetti geomorfologici peculiari e lo studio del reticolo idrografico;
- studio preliminare degli aspetti geologico-strutturale
- esame delle fotografie aeree, sono stati individuati e cartografati in via preliminare i principali elementi geologici, tettonici e geomorfologici, i fenomeni di dissesto in atto e quiescenti;
- verifiche risultanze di terreno con esame delle fotografie aeree disponibili;
- analisi dei dissesti già individuati e perimetrati dalla Autorità di Bacino Interregionale del Sele nello stralcio della Carta della perimetrazione della pericolosità e del rischio idrogeologico). Lo studio è stato integrato con nuove fenomenologie emerse dai sopralluoghi effettuati in tutto il territorio comunale in conseguenza di eventi più recenti;
- carta geomorfologia (carta di analisi) a scala 1:5.000

3.2 Descrizione delle classi di stabilità dei versanti

Sulla base della considerazione dei fattori descritti precedentemente e delle esperienze metodologiche, sono state definite le classi di instabilità potenziale dei versanti a cui corrispondono intervalli di valori (pesi) derivati dalle operazioni di sovrapposizione previste. Si tratta di 7 classi di instabilità potenziale, con valore decrescente di gravità.

La classe di maggiore instabilità è quella corrispondente valori più bassi dei pesi (ridotte quindi sono le qualità dei fattori considerati), mentre un pendio stabile è rappresentato dai valori più alti (i fattori che contribuiscono hanno buone caratteristiche di tenuta)

Classe (Zona)	Descrizione
A	Aree instabili su cui insistono dissesti attivi o quiescenti
B	Aree potenzialmente instabili su cui insistono processi geodinamici in atto o potenziali legati alle acque incanalate lungo i fossi, valloni o corsi d'acqua maggiori
C	Aree potenzialmente instabili per sfavorevoli condizioni morfologiche; inclinazioni comprese negli intervalli di innesco dei fenomeni gravitativi
D	Aree potenzialmente instabili per particolari condizioni geologico-stratigrafiche
E	Area potenzialmente instabile per particolari condizioni geologico-stratigrafiche e morfologiche predisponenti
F	Aree stabili; inclinazione inferiore agli intervalli di innesco dei fenomeni gravitativi
G	Aree stabili per favorevole condizione morfologica

Tab. 1 - classi di instabilità potenziale dei versanti

4. VALUTAZIONE DELL'ENTITÀ' DI EROSIONE ED EVOLUZIONE FLUVIALE

Lo studio della dinamica fluviale rappresenta un importante strumento per le attività di pianificazione e monitoraggio nelle fasce di pertinenza fluviale. Infatti la conoscenza delle tendenze evolutive degli alvei è necessaria per definire i vincoli cui assoggettare le zone contigue ai corsi d'acqua. Numerosi studi sono stati effettuati sul bacino idrografico del F. Calore al fine di valutare la dinamica fluviale tramite rilevamenti sul terreno e consultazione degli archivi storici. L'approccio all'argomento si è stato basato sull'integrazione dei dati areali relativi all'intero bacino e sull'andamento plano-altimetrico degli alvei.

Con un elaboratore sono stati calcolati per ogni sottobacino alcuni parametri geomorfici (Tab.2, Tab.3, Tab.4.) indice di anomalia gerarchica (g_a) e densità di drenaggio (D), necessari per l'utilizzo delle formule empiriche di regressione proposte da CICCACCI et alii (1991) per stimare il trasporto torbido (T_u) come espressione dell'entità dell'erosione. Il bacino del F. Calore è impostato prevalentemente su affioramenti terrigeni, nel territorio comunale è impostato su affioramenti calcareo/terrigeni. Sono stati raggruppati i sottobacini del F. Calore in cinque classi di entità di erosione. Alla quarta e quinta classe non appartiene nessuno dei sottobacini di 6° e 7° ordine, mentre tra i sottobacini di 3°, 4° e 5° ordine quelli con valori medio-alti di T_u costituiscono circa il 15%. Tutti i sottobacini di 3° e 4° ordine che presentano valori di T_u elevati sono poco estesi. Infatti la maggior parte di questi sottobacini è impostata su terreni del complesso argilloso-marnoso-arenaceo il che comporta una rete di drenaggio fitta come testimoniano gli alti valori di D . Sui calcari il reticolo di drenaggio è invece poco evoluto per la maggior resistenza all'erosione delle rocce che determina per i sottobacini ivi presenti bassi valori di T_u . Inoltre, quando un sottobacino è impostato su litologie a comportamento reologico profondamente diverso, i valori di T_u non sono molti elevati perché il reticolo è poco sviluppato. In fase interpretativa è stata dunque osservata una diffusa correlazione tra i valori di T_u e la litologia mentre la presenza di situazioni anomale ha evidenziato come l'esistenza di altri fattori, come quello antropico, possa risultare di notevole peso, come nel caso di sottobacini ad intenso uso agricolo con conseguente scomparsa delle linee di impluvio di ordine basso. Nel complesso i materiali erosi nei sottobacini del territorio comunale sono modesti rispetto ad altri sottobacini con medesime caratteristiche litologiche.

Le variazioni planimetriche del corso d'acqua principale sono state analizzate nell'ambito di un contesto di equilibrio dinamico tra la corrente idraulica in transito e l'apporto solido da parte dei tributari. Infatti, i processi di dinamica fluviale sono il risultato della interazione tra deflussi idrici e quantità e qualità dei sedimenti disponibili. La valutazione dei rapporti intercorrenti tra queste due variabili ha richiesto lo studio integrato dei dati, ricavati: a) valutazione del tasso di erosione annuo, legato al ruscellamento delle acque superficiali, attraverso metodi indiretti basati sull'analisi geomorfica quantitativa; b) indagini geomorfiche di campagna c) fotointerpretazione stereoscopica; d) analisi comparata tra cartografie IGM ; f) altri studi pregressi.

SOTTOBACINI DI 4° ORDINE						
SOTTOBACINO	Area	Numero dei segmenti	Totale numero dei segmenti	Totale lunghezza dei segmenti	Densità di drenaggio D	Trasporto torbido Tu
	Kmq	1° ordine		Km	Km/Kmq	tonn/Kmq/anno
T. Carpineto	2,7	15	23	12	4,5	1334
T. Cugnola di Mezzo	4,4	23	33	18,6	4,2	1885
T. Remolino	5	21	29	17,4	3,5	397
T. Scaraviello	6,3	41	57	28,3	4,5	3105
T. Lomugno	14	54	75	44,4	3,2	492

Tab.2 – Parametri geomorfici dei sottobacini di 4°, calcolati per stimare l'indice di erosione in termini di trasporto torbido

SOTTOBACINI DI 5° ORDINE						
SOTTOBACINO	Area	Numero dei segmenti	Totale numero dei segmenti	Totale lunghezza dei segmenti	Densità di drenaggio D	Trasporto torbido Tu
	Kmq	1° ordine		Km	Km/Kmq	tonn/Kmq/anno
T.Pietra	88,2	386	440	321,3	3,6	1612

Tab.3 – Parametri geomorfici del sottobacino di 5°, calcolati per stimare l'indice di erosione in termini di trasporto torbido

SOTTOBACINI DI 6° ORDINE						
SOTTOBACINO	Area	Numero dei segmenti	Totale numero dei segmenti	Totale lunghezza dei segmenti	Densità di drenaggio D	Trasporto torbido Tu
	Kmq	1° ordine		Km	Km/Kmq	tonn/Kmq/anno
F. Calore (Felitto)	196,2	834	1095	638,4	3,3	2304

Tab.4 – Parametri geomorfici del sottobacino di 6°, calcolati per stimare l'indice di erosione in termini di trasporto torbido

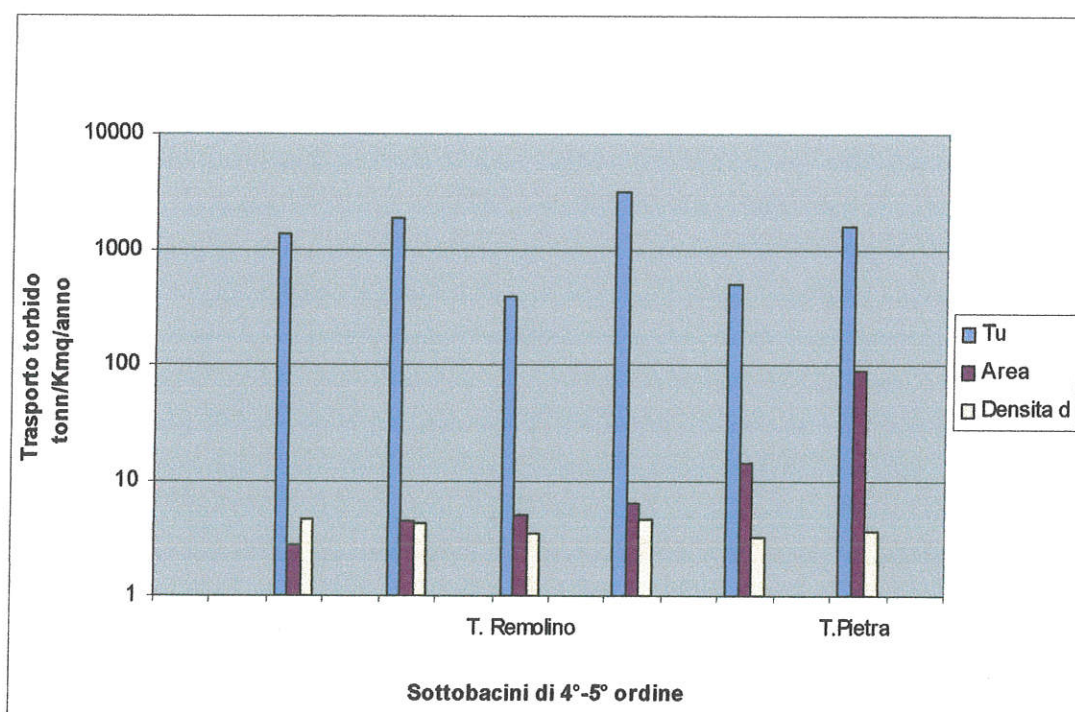


Fig.2- Istogramma dell' entità di erosione per sottobacini flyscioidi nel territorio comunale

In base ai valori dei Tu sono stati raggruppati i sottobacini in classi d'entità di erosione, sono state distinte 4 classi prevalenti:

1. classe : $Tu < 350$ tonn/Kmq anno
2. classe : $350 < Tu < 1000$ tonn/Kmq anno
3. classe $1000 < Tu < 3000$ tonn/Kmq anno
4. classe $Tu > 3000$ tonn/Kmq anno