

TITOLO

**STUDIO IDROGEOLOGICO ED IDRAULICO A SCALA DI
SOTTOBACINI IDROGRAFICI DEL COMPENSORIO DELLA
C.M.L.O.V.S.M., FINALIZZATO ALLA DEFINIZIONE DEGLI
INTERVENTI PRIORITARI DI SISTEMAZIONE E DIFESA IDRAULICA**

ELABORATO

LC053_E1. RELAZIONE DI INQUADRAMENTO

SCALA

/

NOME TORRENTE

TORRENTE GALLAVESA

COMMITTENTE

COMUNITA' MONTANA LARIO ORIENTALE - VALLE SAN MARTINO

Via Vasena, 4 23856 Sala al Barro - Galbiate (LC)
cm.larioorientale_vallesmartino@pec.regione.lombardia.it

PROGETTISTI



PRO.TEA INGEGNERIA associati
Via Martiri 33, 23824 Dervio (LC) - Tel_fax 0341.851176
email: info@proteaingegneria.it <http://www.proteaingegneria.it>
P. IVA: 03388100137

Dott. Ing. Claudia Anselmini
Dott. Geol. Cristian Adamoli



Studio Tecnico Agostoni

23818 PASTURO - LC - Via Cariole, 7
23900 LECCO - Via G. B. Grassi, 17a
Tel. 0341 955142 - e. mail: studio.agostoni@gmail.com

Dott. Ing. Gabriele Agostoni
P.IVA n. 02261560136

Dott. Geol. Beatrice Leali
via Rivolta n. 42 - 23017 Morbegno (SO)
P.IVA: 00954070140
email: beatrice.leali@gmail.com

Documento firmato digitalmente ai sensi del D.lgs 82/2005 e norme collegate

REV.	DATA	DESCRIZIONE	REDATTO	VERIFICATO	APPROVATO
1	Dicembre 2016	Prima emissione	G.P. - S.C.	Cl. A. - Cr. A.	Cl. A. - Cr. A.
2					
3					

1.0	INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....	2
2.0	INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO	3
2.1	Caratterizzazione geologica.....	3
2.2	Analisi della dinamica geomorfologica.....	4
2.3	Elementi della dinamica idrogeologica interferenza con il R.I.M.....	6
2.4	Elementi di rischio interferenti con il R.I.M.....	8
3.0	INQUADRAMENTO IDROLOGICO-IDRAULICO DEL BACINO	9



1.0 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Torrente Gallavesa ha origine sulle pendici del monte Resegone in Valle San Martino. Il torrente attraversa il comune di Erve e successivamente il comune di Vercurago, prima di immettersi nel lago di Garlate.

Il Bacino idrografico ha superficie di circa 12 km², l'asta principale del torrente si snoda per una lunghezza di 8 km.

Le altitudini massima e minima del bacino idrografico sono pari a 1700 m s.l.m. e 199 m s.l.m..

Di seguito un inquadramento dell'area.

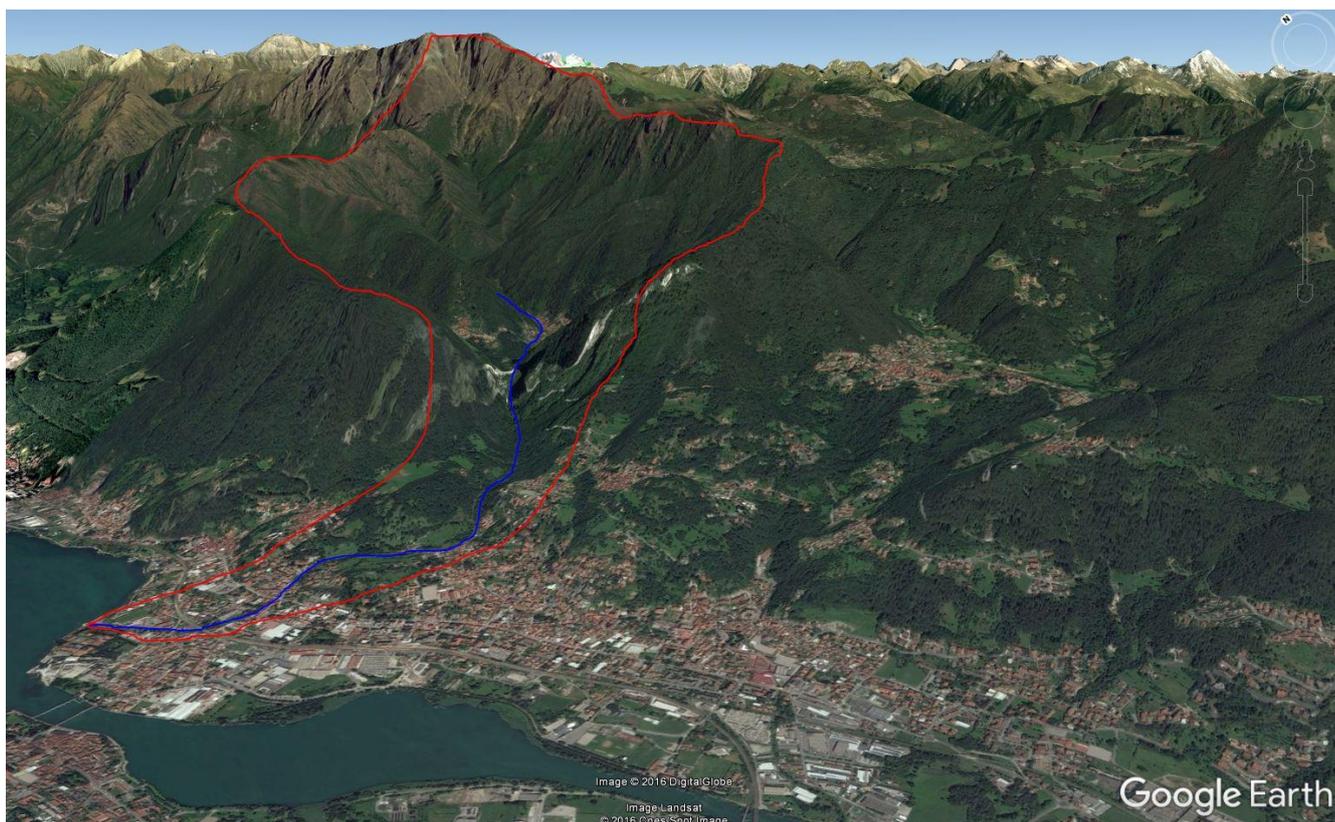
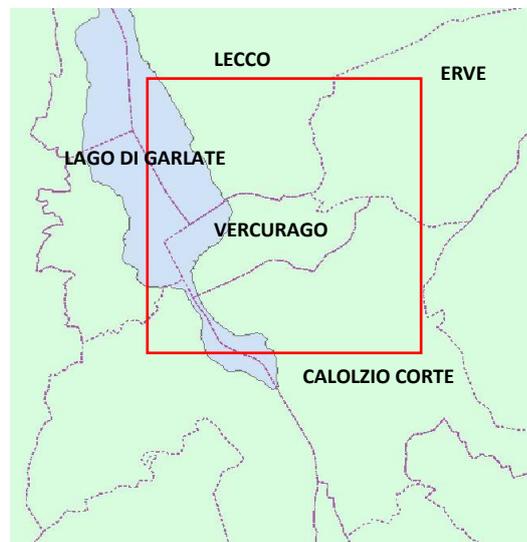


Figura 1 Estratto Google Earth indicante il Torrente Gallavesa (tratto in esame) e bacino idrografico sotteso

2.0 INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

2.1 CARATTERIZZAZIONE GEOLOGICA

I rilievi montuosi che caratterizzano il bacino idrografico del Torrente Gallavesa sono rappresentati da due gruppi strutturalmente separati: a nord una successione sedimentaria carbonatica di età Triassica e Giurassica, mentre a Sud si trova una successione compresa tra il Giurassico superiore e i Cretaceo superiore, costituita essenzialmente da formazioni rocciose marnose e arenacee. L'assetto tettonico della fascia prealpina è espressione di processi di sovrascorrimento che interessano le unità carbonatiche di piattaforma e bacinali di età Giurassica e Triassica.

L'assetto geologico e geomorfologico del bacino idrografico del Torrente Gallavesa è il risultato dell'azione e del modellamento da numerosi agenti tra i quali i corsi d'acqua, i ghiacciai, processi gravitativi, e da ultimi on centro per importanza dal carsismo, dall'erosione e dall'azione dell'uomo.

La morfologia del substrato lapideo affiorante o subaffiorante è ben osservabile in corrispondenza delle zone maggiormente elevate, in particolare nella porzione del territorio comunale di Vercurago posta in destra idrografica del Torrente Gallavesa.

Per di più il substrato lapideo è talvolta interessato da forme di origine carsica, determinate dal processo di dissoluzione ad opera delle acque di circolazione superficiale e sotterranea che interessa le rocce a composizione carbonatica. Pertanto la corrosione chimica che ne deriva si manifesta con la presenza di micro forme superficiali come scannellature e vaschette d'erosione.

Per l'intera area del bacino i versanti sono caratterizzati dalla presenza di soliflusso, crepazione e conseguente sviluppo, di coltri colluviali, si da fenomeni di dissesto veri e propri.

Nello specifico il bacino idrografico può essere suddiviso in due settori, in particolare quello di monte corrispondente all'abitato di Erve, e quello di valle localizzato nell'abitato di Vercurago.

Nello specifico l'abitato di Erve è situato lungo il tratto mediano della valle del Torrente Gallavesa che più a Sud forma una profonda forra torrentizia scavata in un substrato di natura prevalentemente calcarea. In corrispondenza del paese il tratto vallivo è caratterizzato nella parte alta da un'acclività, mentre nella parte bassa dove sono presenti delle falde di detrito la pendenza risulta molto più blanda.

Dal punto di vista geologico sul versante destro della valle del Torrente Gallavesa affiorano calcari stratificati (Calcarea di Domaro), con strati di spessore variabile fra i 10 e 50 cm. Sul versante opposto si osservano delle pareti rocciose formate da calcari dolomitici massici (Dolomia a Chocodon) che passano verso il basso a calcari stratificati, con superfici di strato ondulate e selce in liste e/o noduli (Calcarea di Sedrina). Ai piedi di queste pareti si osservano dei depositi di versante (falde di detrito) non ancora completamente colonizzati da vegetazione arborea, e localmente cementati. La successione stratigrafica affiora in monoclinale rovesciata originando falesie assai dirupate. Le pareti subverticali che verso monte delimitano la S.P. 181 sono formate da calcari lastriformi e calcari nodulari con letti e noduli di selce (Maiolica) in strati di spessore compreso tra 0,3 e 1 m cui seguono calcari marnosi e marne sottilmente stratificati (Sass de la Luna). Gli strati sono insistentemente piegati in anticlinali e sinclinali strizzate con superficie assiale subverticale. Trai i due settori (conca di Erve) affiorano in modo discontinuo calcari grigi con selce (Calcarea di Domaro), calcari marnosi silicei di colore rosato (Formazione di Sogno) radiolariti e

calcarei selciferi del selcifero lombardo, ammantati da depositi glaciolacustri di età quaternaria (limi varvati con dropstone) che testimoniano l'estensione dell'antico laghetto glaciale che occupava l'area dell'attuale abitato.

Per quel che concerne il settore di valle, il substrato è formato da termini della successione sedimentaria che vanno dal Lias Inferiore e Medio al Cretaceo Superiore in monoclinale rovescia ed è ricoperta da depositi continentali di origine glaciale (morene) e di origine alluvionale e lacustre (sedimenti trasportati dai corsi d'acqua provenienti dallo scioglimento dei ghiacciai quaternari).

Le formazioni presenti in loco in ordine cronologico dalla più antica alla più recente, sono le seguenti: calcari bianchi o verdastri (Maiolica) fittamente stratificati, alternati a livelli di selce grigia o nera in spessori massimi di 5-6 cm e talora alternati con marne arenacee azzurro-grigiastre; calcari azzurro verdastri a strati sottili (Sass della Luna); calcari giallastri o rosso vinosi (Marne rosse Cenomaniane); lenti di breccie a grana fine e straterelli arenacei grigio plumbeo riferibili alla successione flyscioide cenomaniano-turoniana; detrito di falda formato da clasti angolosi con dimensioni prevalenti tra i 10 e 20 cm (ci sono però anche dei blocchi molto grossi che raggiungono dimensioni massime di 2 metri. Il contenuto di matrice fine è variabile ma sempre e comunque subordinato alla frazione grossolana. Particolarmente importanti sia per estensione sia per potenza sono quelli che bordano il promontorio su cui è ubicato il complesso religioso di San Gerolamo e il versante inferiore del Pizzo.

2.2 ANALISI DELLA DINAMICA GEOMORFOLOGICA

Dal punto di vista geomorfologico l'abitato di Erve è stato interessato più volte da frane di crollo che nella maggior parte dei casi hanno avuto origine dalle ripide pareti rocciose, presenti nelle parti più alte dei versanti e solo raramente dalla rimobilizzazione dei singoli blocchi appartenenti ai depositi detritici superficiali. Tali pareti, appaiono molto acclivi e molto fratturate a causa da una tettonizzazione piuttosto intensa con suddivisione dell'ammasso roccioso in blocchi di dimensioni variabili, in precarie condizioni di equilibrio. L'evoluzione di questi fenomeni appare inoltre accelerata dall'azione degli agenti atmosferici, in particolare pioggia e gelo. Altri crolli hanno interessato la S.P. 181 che verso monte è delimitata da pareti acclivi con diaclasi ad andamento subverticale che individuano prismi e conci rocciosi anche di notevoli dimensioni.

Nello specifico si evidenzia come i dissesti che insistono sul centro abitato sono localizzati in corrispondenza degli affioramenti rocciosi piuttosto continui. Nello specifico a monte della frazione Costa Lottiere, interessata da sporadiche cadute massi, ma protetta da numerose opere di difesa che ne riducono la pericolosità e a monte della località Bora-Pratomolone sino alla parte terminale di Via Resegone dove lo studio geologico-tecnico sviluppato ai sensi della legge 267/9 mette in risalto il grado di pericolosità della stretta fascia di terreni edificati che ricadono nella fascia del 5% d'arrivo dei massi. Lungo la S.P.181 la zona più pericolosa è rappresentata da pareti rocciose da molto acclivi fino ad aggettanti a monte della sede stradale compresa tra i km 30 e 31, dove una grossa frana avvenuta del gennaio del 1994 ha coinvolto la corsia di valle. Lo studio effettuato ai sensi della legge 267/98 non ha comunque rivelato la presenza di fenomenologia di crollo di ordine superiore al metro cubo, ed ha evidenziato che in molti casi i massi tendono a saltare letteralmente la strada cadendo direttamente nella forra del Gallavesa.



Per quanto riguarda il lato nord del nucleo abitato si trovano gli affioramenti rocciosi calcarei che formano un promontorio di forma allungata in senso circa Est- Ovest, caratterizzato da una parte sommitale circa pianeggiante.

Le pareti rocciose appaiono strapiombanti e intensamente fratturate e pertanto presentano forme aspre e dirupate. Ai piedi di questi versanti si trova una fascia a tratti sviluppata e generalmente rimboschita, di depositi di versante, con acclività uniformi e relativamente elevate. Marginalmente si distinguono dei depositi glaciali, di spessore estremamente ridotto (2 metri circa), dislocati per lo più nella fascia centrale del territorio comunale in senso Est – Ovest, quasi sempre terrazzati, con gradini dell'altezza di 2-3 metri e ricoperti da prati.

La principale forma di dissesto si manifesta attraverso periodici crolli aventi origini dalle ripide pareti rocciose fratturate e fessurate che si sviluppano a partire da quota 250 metri fino a 600 metri s.l.m.. Le superfici di discontinuità isolano blocchi di varie dimensioni, generalmente comprese tra alcuni decimetri cubi e una metro cubo che data la forte acclività degli affioramenti rocciosi, si vengono a trovare in condizioni di precario equilibrio. L'evoluzione di questi fenomeni è inoltre facilitata dall'azione disgregatrice delle piante cresciute nelle discontinuità e dei fenomeni di crioclastismo. Sono esposte ai crolli:

- la parete rocciosa sovrastante sia la statale 639, sia la porzione di nucleo abitato di Via Italia.
- il versante che sovrasta a Nord-Est la frazione Somasca inerente principalmente le vie pedonali di accesso al santuario di San Gerolamo e all'Eremo di Somasca.

La zona morfologicamente più depressa è rappresentata dalla piana di origine alluvionale e lacustre dove si trova il nucleo abitato di Vercurago.



2.3 ELEMENTI DELLA DINAMICA IDROGEOLOGICA INTERFERENZA CON IL R.I.M.

Per semplicità di lettura si riportano di seguito gli stralci dei sottobacini principali discretizzati, in riferimento alla carta della dinamica geomorfologica allegata, alla quale si rimanda per la visione completa.

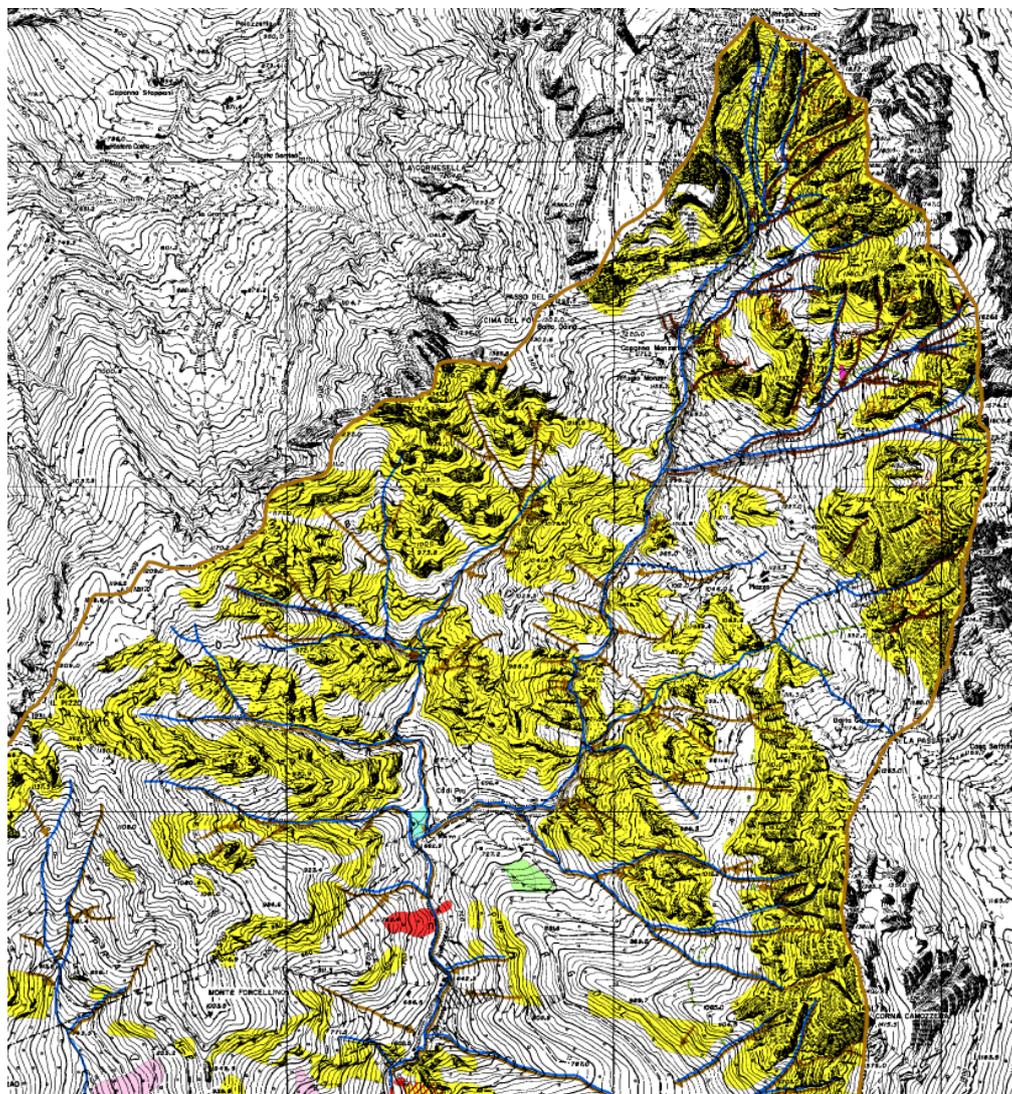


Figura 2: estratto carta della dinamica geomorfologica.

Il bacino idrografico del Torrente Gallavesa ricadente nel reticolo idrico minore rappresentato nella figura 2, appare prevalentemente soggetto a fenomeni di crollo che interessano una porzione del versante occidentale del Monte Resegone e i versanti di Sud-Est compresi tra il monte Cima Fo, il monte Il Pizzo, corrispondente al versante denominato Magnodeno Sambuco. Inoltre l'I.F.F.I. segnala un'area di frana avente un cinematismo rotazionale/traslattivo quiescente in corrispondenza della fascia altimetrica 650-750 m s.l.m. lungo il pendio in destra orografica. Contestualmente anche il versante opposto è soggetto dallo stesso tipo di fenomeno, ma interessando un limitato settore.

Oltre a ciò, lungo il versante orografico sinistro precisamente all'altezza della fascia altimetrica 630-750 m s.l.m. il P.A.I. indica un'area di frana quiescente. Contestualmente lungo il versante Nord del promontorio denominato Pergol (quota 750-800 m s.l.m.), l'I.F.F.I. individua un'area soggetta a frane superficiali diffuse

quiescenti. Nondimeno gli impluvi presenti nel bacino idrografico sono interessati da fenomeni di colamento rapido quiescente.

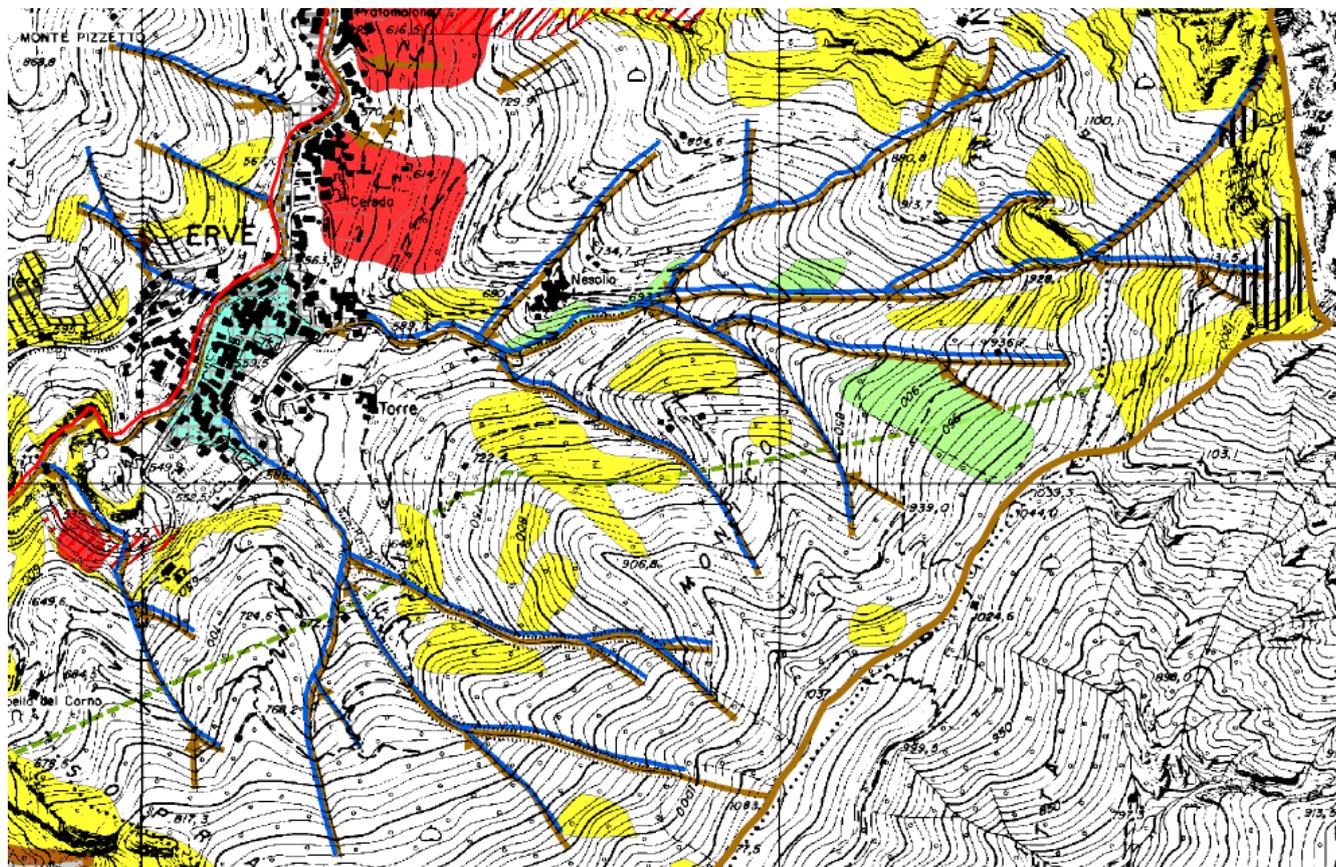
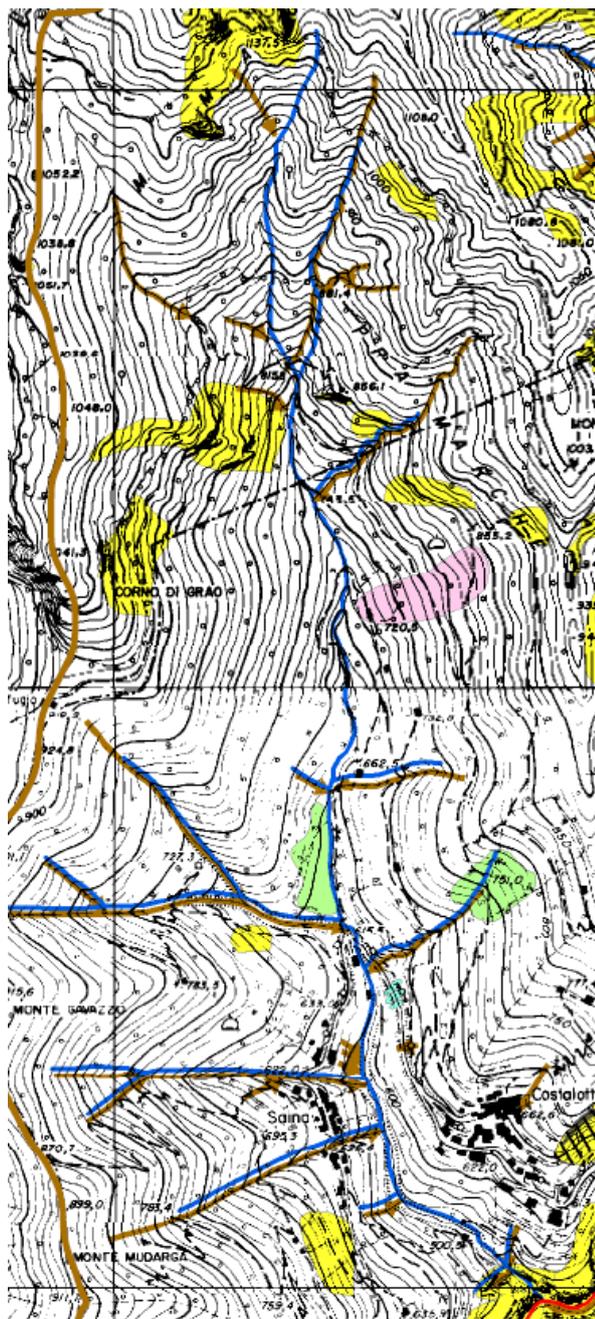


Figura 3: estratto carta della dinamica geomorfologica.

La figura 3 riguarda il versante nordoccidentale del Monte Spedone, lungo il quale sono presenti due impluvi che sfociano nel Torrente Gallavesa. Entrambi i bacini idrografici appaiono interessati a fenomeni di crollo attivo coinvolgendo diverse porzioni del versante. Non di meno, in prossimità dell'abitato di Nesolino, lungo il versante orografico destro, l'I.F.F.I. segnala tre aree soggette a frane superficiali diffuse. Contestualmente nella fascia altimetrica compresa tra gli 850-1000 m s.l.m., precisamente poco a valle della cresta compresa tra il Monte Spedone e il Monte L'Ocone. Nondimeno gli impluvi sono interessati da fenomeni di colamento rapido quiescente.



La figura 4 rappresenta il bacino idrografico delimitato dal monte Monte Pizzo-Monte Forcelli - Monte Pizzetto-Monte Mudarga - Monte Gavazzo – Corno di Grao.

La cartografia I.F.F.I. segnala in particolare alcune zone soggette a crolli e ribaltamenti diffusi attivi collocate in corrispondenza dei costoni rocciosi strapiombanti sulla valle.

Nondimeno in corrispondenza del versante orografico sinistro, nella fascia altimetrica compresa a quota 700-850 m s.l.m. a valle della cima del Monte Forcellino, l'I.F.F.I. mostra una'area soggetta a frane superficiali diffuse attive.

Per di più lungo il versante occidentale del Monte Pizzetto, a quota 750 m s.l.m., viene indicata una'area soggetta a frane superficiali quiescenti. Contestualmente in prossimità dell'impluvio principale, lungo il versante opposto rispetto al Monte Pizzetto, è presente un'altra area soggetta a frane superficiali diffuse quiescenti.

Tuttavia gli impluvi presenti in quest'ambito appaiono interessati da fenomeni di colamento rapido quiescente.

Figura 4: estratto carta della dinamica geomorfologica.

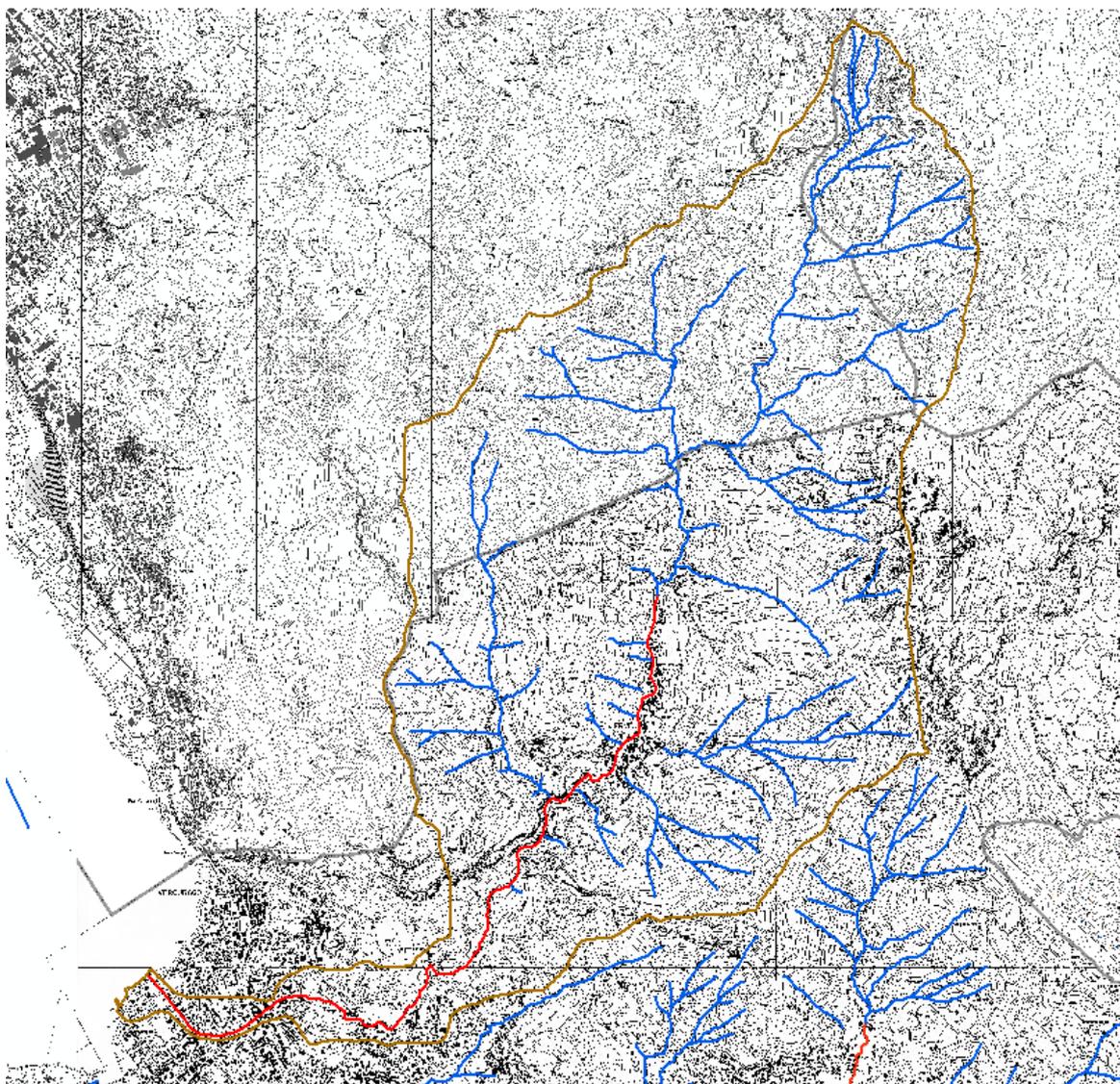
2.4 ELEMENTI DI RISCHIO INTERFERENTI CON IL R.I.M.

Il reticolo idrico minore del bacino del Torrente Gallavesa non ricade in nessun'area di rischio secondo il P.G.R.A..

3.0 INQUADRAMENTO IDROLOGICO-IDRAULICO DEL BACINO

La caratterizzazione idrologica ed idraulica del torrente Gallavesa è già stata analizzata in uno studio dell'Geol. Luigi Corna¹ nell'anno 2006 al quale si rimanda in questa sede, nell'ambito della progettazione delle opere di completamento della rete di collettamento al futuro impianto intercomunale di Calolziocorte.

Per la determinazione delle portate al colmo, l'autore utilizza la stessa metodologia adottata nel presente studio idraulico.



Estratto CTR – Bacino idrografico del torrente Gallavesa

¹ Progetto delle opere di completamento della rete di collettamento al futuro impianto comunale di Calolziocorte – Ottobre 2006, Dott. Geol. Luigi Corna

Come riportato nel suddetto lavoro, la superficie del bacino del torrente Gallavesa è pari a circa 12 km², l'asta principale del torrente si snoda per una lunghezza di circa 8 km, partendo da una quota massima di 1700 m s.l.m. fino a 199 m s.l.m., in corrispondenza dello sbocco nel lago di Olginate. Il bacino è caratterizzato da pendenze pari a 40-50 % nella parte di monte, del 5-10 % in corrispondenza dell'abitato di Erve, del 10-20 % più a valle dell'abitato di Erve ed infine 5-10 % in prossimità dell'abitato di Calolziocorte.

Dopo la determinazione delle caratteristiche morfometriche del bacino, nello studio viene definita la curva di possibilità pluviometrica, utilizzando i parametri a e n forniti dalla Direttiva 2 PAI.

La durata critica dell'evento è assunta pari al tempo di corrivazione (stimato utilizzando la formula di Giandotti, pari a 1,16 ore); il valore del coefficiente di deflusso è determinato come media pesante sulle diverse tipologie di utilizzo del suolo che caratterizzano il bacino.

Utilizzando la formula del Metodo Razionale viene poi determinata la portata di massima piena. La portata solida viene stimata utilizzando la formula di Schöcklitsch.

Con questa metodologia lo studio determina la portata di massima piena con tempo di ritorno di 100 anni, utilizzata poi nello studio per condurre la verifica idraulica.

$$Q_{T=100 \text{ anni}} = 67 \text{ m}^3/\text{s}$$

