

Rischio sismico

1 - Inquadramento geografico, geologico e strutturale.

L'area della Val Brembana si trova all'interno della regione Lombardia in Provincia di Bergamo (BG) ed è attraversata dal Fiume Brembo. Si sviluppa per 77.109 ettari (800 km²) e comprende 55 comuni rappresentati nella Figura 2.



Figura 1. Val Brembana [da Google]

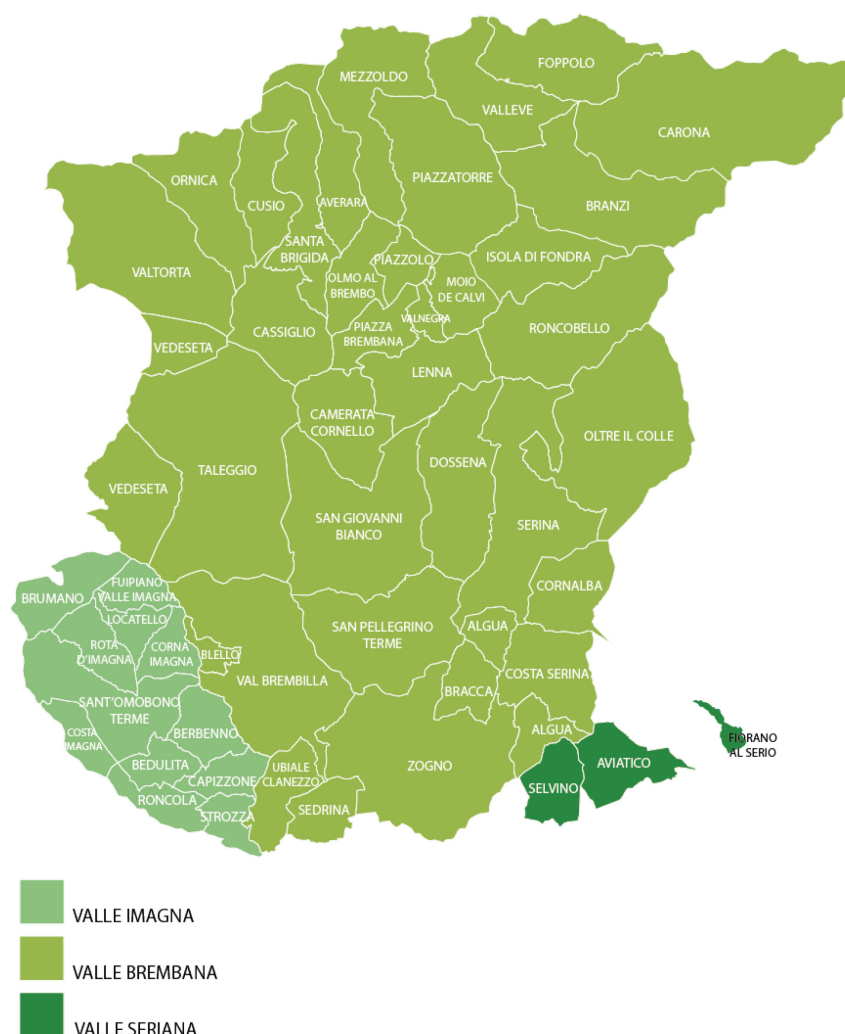


Figura 2. I Comuni della Val Brembana [GAL vallebrembana 2020]

La struttura delle Alpi è caratterizzata dalla presenza di due catene a falde che si sono propagate in senso opposto, rispettivamente verso NW e verso S. La catena a vergenza europea (NW) o catena alpina s.s. è formata da diversi sistemi tettonici traslati, a partire dal Cretacico, verso l'avampaese europeo, mentre la catena a vergenza africana (S), conosciuta come Alpi Meridionali o Sudalpino, è formata da un sistema tettonico che, a partire dal Neogene, si è deformato verso l'avampaese padano – adriatico. Il contatto tra le due catene ad opposta vergenza è tettonico e prende il nome di Lineamento Periadriatico (il suo segmento occidentale è chiamato Linea Insubrica): si tratta di un sistema di fratture subverticali, attive dal Neogene con prevalente carattere trascorrente, che comprende, a partire da Ovest, la Linea del Canavese, quella del Tonale, della Pusteria, della Gail e delle Karawaken.

Le Alpi Bergamasche fanno parte delle Alpi Meridionali o Sudalpino che, da un punto di vista paleogeografico, vengono considerate un frammento di un continente (paleo – Africa), originariamente situato a Sud dell'Oceano Ligure – piemontese. Tale porzione di catena è formata da un basamento cristallino con impronta metamorfica varisica e da una copertura sedimentaria di età compresa tra il Carbonifero superiore ed il Cretacico. L'attuale configurazione strutturale della catena è il risultato della tettonica compressiva di età alpina, che ha dato luogo ad una fascia di rilievi interessati da pieghe e sovrascorrimenti pellicolari (fold – thrust chain).

L'assetto strutturale principale della catena è dato da thrust prevalentemente sud – vergenti, che dividono la catena in fasce disposte E – W. Procedendo da N verso S, le unità strutturali che costituiscono tali fasce sono le seguenti:

1. Thrust orobici: compresi tra la Linea Insubrica e la Linea Orobica, sono costituiti dal basamento metamorfico ercinico, scagliato al suo interno ed accavallato sulle successioni di copertura permio – triassiche.
2. Anticlinali orobiche: strutture anticlinali, con disposizione en échelon destra, comprese tra la Linea Orobica e la Linea Valtorta – Valcanale; sono costituite dalle coperture permio – scitiche e dal sottostante basamento cristallino.
3. Fascia mediana delle unità alloctone: edificio strutturale con immersione regionale verso S, formato da thrust con geometria “foreland dipping duplex”; le diverse unità sono costituite dalla successione triassica.
4. Settore frontale: fascio di pieghe probabilmente associate a thrust sepolti (“fault propagation folding”), dislocate da strutture trascorrenti NE – SW; sono costituite prevalentemente dalle coperture giurassico – cretacee.

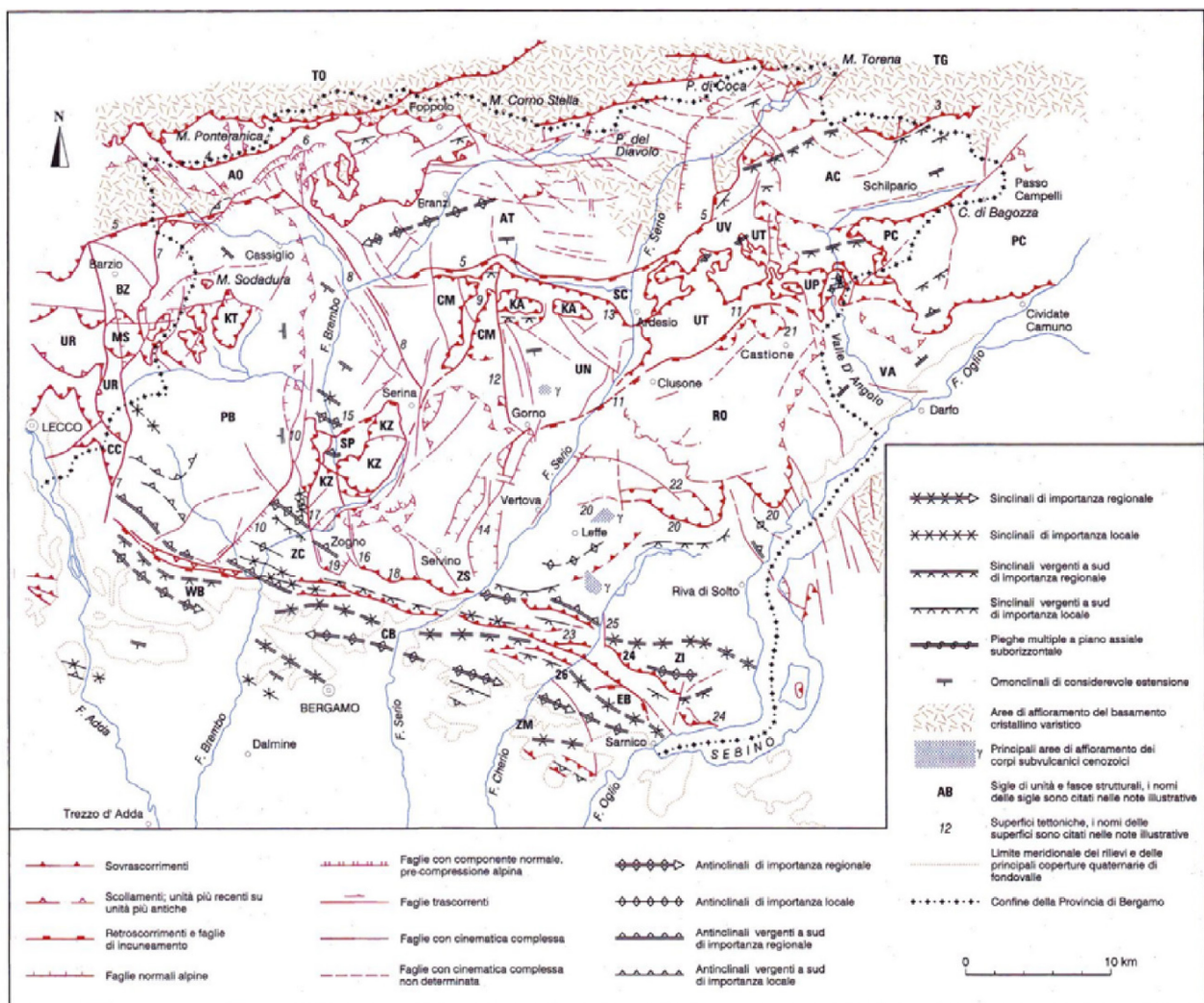


Figura 3. Schema tettonico della Val Brembana [Carta neotettonica d'Italia]

Le formazioni che caratterizzano la geologia della zona appartengono alla successione del Sudalpino:

- **Basamento cristallino (zona orobica) ed anticlinali orobiche:** la zona orobica costituisce la più settentrionale delle zone nelle quali viene tradizionalmente suddivisa la catena. Essa è costituita dalle rocce del basamento metamorfico varisco accavallate sulle loro coperture permo-triassiche lungo un fascio di linee in parte vicarianti, talora en échelon, orientate E-W, che in letteratura sono conosciute come Linea Orobica o Thrust Orobico. A sud di questa è presente una stretta fascia costituita da tre strutture anticlinali (da ovest verso est “Anticlinale Orobica”, “Anticlinale Trabuchello – Cabianca” ed “Anticlinale di Cedegolo”) con disposizione en échelon destra, che coinvolgono sia il basamento cristallino che la copertura sedimentaria permo-triassica.
- **VULCANITE DEL MONTE CABIANCA (PERMIANO INFERIORE)** Le litofacies di questa unità, costituita da depositi vulcanoclastici con complesse intercalazioni di depositi vulcanici e sedimentari, affiorano lungo una fascia che da nord di Casera Sessi si estende fino alla Valle delle Saline. Un piccolo lembo di vulcaniti è presente anche lungo il fondovalle principale, in corrispondenza della confluenza del Brembo di Vallevé con quello di Foppolo. Sono costituite da piroclastiti (ignimbriti) sia di flusso, sia di caduta, di colore verde – chiaro, grigio o, talora, violaceo, organizzate in bancate di spessore metrico con aspetto massiccio. Quelle di flusso sono più uniformi, con fenocristalli di quarzo e feldspato, e con litici differenti. Quelle di caduta, invece, sono caratterizzate da alternanze, talora molto fitte, di livelli cineritici, in genere scuri, e livelli pomicei o tufacei più chiari. Dal punto di vista ambientale, la deposizione della Vulcanite del Monte Cabianca è avvenuta in condizioni continentali in prossimità di centri eruttivi, in un contestogeodinamico caratterizzato da intensa attività vulcanica e da attività tettonica responsabile della formazione di aree più o meno depresse, all’interno delle quali si accumulavano, con velocità di sedimentazione verosimilmente elevate, i prodotti diretti ed indiretti dell’attività vulcanica. Il suo limite superiore è con la Formazione del Pizzo del Diavolo ed è generalmente di tipo transizionale, anche se piuttosto rapido (la transizione avviene nell’ambito di pochi metri).
- **FORMAZIONE DEL PIZZO DEL DIAVOLO (PERMIANO INFERIORE):** Le rocce di tale formazione affiorano sia a monte del centro abitato di Vallevé, dove si estendono lungo le porzioni inferiori dei versanti ed i fondovalle dei due rami del Brembo (in quello di Vallevé solo fino all’altezza del ponte della strada provinciale), sia a valle dello stesso, dove formano il substrato roccioso del tratto di versante compreso tra la bassa Valle del Vendullo, il fondovalle e lo sbocco della Valenzana in quest’ultimo. Sono costituite prevalentemente da: siltiti e argilliti nere, fittamente laminate o con alternanze d’orizzonti arenacei grigi e marroni di spessore da millimetrico a pluridecimetrico, più raramente massicce, arenarie litiche, localmente stratificate, di colore da grigio a marrone chiaro, costituite prevalentemente da frammenti vulcanici e subordinatamente da quarzo, miche e feldspati, con livelli pelitici scuri, intervalli conglomeratici e vulcanoclastici più o meno fini e di colore grigio o grigio scuro – verdastro. Si tratta essenzialmente di depositi continentali di una fossa intramontana, nella quale si svilupparono ambienti alluvio – lacustri, caratterizzati da paleolaghi, generalmente permanenti, e da un sistema idrografico circoscritto e bordato da conoidi alluvionali. Le litofacies prevalentemente arenacee sono riconducibili ad una piana alluvionale sabbiosa, caratterizzata da ampi ventagli alluvionali attraversati da corsi d’acqua effimeri. Quelle prevalentemente pelitiche ad un ambiente lacustre, caratterizzato da specchi d’acqua da semi – perenni a perenni e con profondità variabili, e corsi d’acqua spesso effimeri. La Formazione del Pizzo del Diavolo stratigraficamente è ricoperta, con discordanza angolare, dal Verrucano Lombardo, ma nel territorio comunale di Vallevé tale passaggio avviene soltanto a monte del

centro abitato, in sinistra idrografica. Nelle restanti zone e in contatto tettonico (faglia, sovrascorrimento) con diverse formazioni più recenti.

- **VERRUCANO LOMBARDO (PERMIANO SUPERIORE)** Le rocce di tale unità affiorano in vari settori del territorio comunale seppur in maniera decisamente limitata. Compaiono lungo una fascia che dal Passo di San Simone scende lungo il versante sinistro verso Casera Sessi, in piccole scaglie tettoniche lungo il versante vallivo destro e sul fondovalle principale a monte di Cambrembo, all'estremità settentrionale di Valleve, dove formano una fascia che, dalla parte bassa del versante idrografico destro, scende dapprima sul fondovalle e poi risale sul versante opposto verso Foppolo. A valle del centro abitato principale affiorano unicamente presso lo sbocco della Valenzana, a ridosso del sovrascorrimento delle unità carbonatiche triassiche sulle unità permiane. L'unità è costituita da conglomerati poligenici a clasti centimetrici (mediamente 3 – 4 cm) subarrotondati, formati prevalentemente da quarzo e, in minor misura da vulcaniti violacee (raramente compaiono anche elementi litici derivanti da metamorfiti). Nei conglomerati sono presenti intervalli arenacei rossastri, talora con ciottoli sparsi o tasche di ciottoli, e lenti siltose, rosso – scuro. Tali litofacies più fini diventano preponderanti nella parte superiore dell'unità. La stratificazione è indistinta o massiccia nelle porzioni inferiori, mentre è più organizzata in quelle superiori a granulometria inferiore. Per quanto riguarda la genesi, si tratta di depositi alluvionali riferibili ad un sistema fluviale di tipo da anastomizzato a meandriforme, evolutosi fino ad un ambiente di piana alluvionale. Il Verrucano Lombardo verso l'alto passa in maniera netta al Servino. Nel territorio di Valleve, comunque, i rapporti tra le due formazioni sono sia stratigrafici che tettonici.
- **SERVINO (INDUANO – OLENEKIANO)**: Le litofacies del Servino affiorano diffusamente nel territorio in esame, in particolare tra il fondovalle di Cambrembo, il Passo di San Simone, i ripiani di Casera Sessi e la parte bassa della Valle delle Saline. Più a valle di Cambrembo affiorano in maniera più sporadica su entrambi i versanti vallivi, fatta eccezione che per quello sinistro nel tratto immediatamente a monte di Valleve. A sud del centro abitato principale compaiono unicamente in una scaglia tettonica di ridottissime dimensioni presso lo sbocco della Valenzana. L'unità inizia con arenarie quarzose a cemento dolomitico giallastro, ben stratificate, con intercalate siltiti, marne, argilliti giallastre o verdastre e, localmente, sottili orizzonti/lenti di calcareniti. Verso l'alto le arenarie tendono a scomparire e prevalgono alternanze di siltiti, siltiti marnose (spesso micacee), marne dolomitiche e dolomie sia marnose – siltose, sia marnose – arenacee giallastre. Geneticamente tali facies rappresentano l'inizio della trasgressione marina triassica sui depositi continentali del Verrucano Lombardo. Le variazioni di facies indicano un progressivo passaggio da ambienti litorali – epimeritici a condizioni di mare più profondo ed aperto. Il Servino verso l'alto passa, con limite transizionale, alla Carniola di Bovegno: il passaggio avviene attraverso la progressiva riduzione delle intercalazioni pelitiche e l'aumento delle litofacies dolomitiche. A causa di questo tipo di limite non è sempre possibile riferire con certezza gli affioramenti dolomitici alla parte sommitale del Servino o alla soprastante Carniola di Bovegno. Ciò avviene in particolare nel territorio comunale di Valleve, anche per l'esiguità delle esposizioni dovute alla presenza di depositi di copertura.
- **CARNIOLA DI BOVEGNO (OLENEKIANO SUPERIORE – ANISICO INFERIORE)** Le rocce di tale formazione affiorano nella zona di San Simone e nella parte bassa della valle Rotta, presso Cambrembo. La Carniola di Bovegno è costituita da calcari dolomitici e dolomie di colore giallastro con sottili intercalazioni argillose da ocra a grigio – verdi, dolomie – calcaree vacuolari (carniole) con intercalazioni lenticolari strato – concordanti o in tasche/filoni discordanti di brecce intraformazionali costituite da clasti angolosi centimetrici di calcari dolomitici, dolomie marnose e, subordinatamente, da argilliti e marne. Tali facies si sono deposte in una vasta piana costiera, in prevalenza sopratidale, con ambienti di sabkha e di

laguna a sedimentazione mista carbonatico – pelitica, in condizioni climatiche aride, confrontabili con le attuali coste del Golfo Persico. Inoltre, l'evoluzione di tale ambiente è stata caratterizzata dalla formazione di piccoli bacini evaporatici in cui precipitavano gessi e anidriti. Va comunque precisato che nel territorio comunale, così come in gran parte del settore brembano, le caratteristiche litologiche e tessiturali di tale formazione sono riferibili prevalentemente alle fasi tettoniche alpine. L'unità, infatti, costituisce l'orizzonte plastico lungo cui è avvenuto lo scollamento preferenziale tra la successione permiano – triassica basale e le successioni carbonatiche mesozoiche che seguono. Il limite superiore dell'unità nell'area in esame e, pertanto, sempre tettonico ed avviene con litofacies differenti. In altre zone, dove la successione non è disturbata, la Carniola di Bovegno passa, con limite transizionale, al Calcere di Angolo.

- **CALCARE DI ANGOLO (ANISICO INFERIORE – MEDIO)** Nel territorio comunale di Valleve le rocce di tale formazione affiorano a San Simone sul dosso dove sale la sterrata che conduce verso Casera Sessi, lungo una fascia che dal ripiano sottostante il Passo di San Simone giunge sino alla Valle Rotta e, inoltre, lungo un'altra fascia che dalla zona mediana della Valle del Vendullo scende obliquamente verso il fondovalle, dove forma il substrato roccioso dell'area del centro abitato principale, e quindi, risale a formare gran parte del versante occidentale del Pizzo del Vescovo. Sono costituite prevalentemente da calcari grigio scuri in strati debolmente nodulari, spessi 10 – 40 cm, localmente rinsaldati a formare banchi metrici, talora con intercalazioni calcarenitiche ed interstrati millimetrico – centimetrici marnoso – argillosi. Nella zona del Passo di San Simone, nella parte alta dell'unità è presente un livello siltoso con abbondante mica bianca detritica. Alla base dell'unità sono presenti livelli, di spessore da decimetrico a plurimetrico, di dolomie calcaree vacuolari che evidenziano la fascia di transizione con la sottostante Carniola di Bovegno. Tali facies sono tipiche di un articolato ambiente deposizionale, a sedimentazione prevalentemente carbonatica, di baia subtidale.
- **CALCARE DI CAMORELLI (ANISICO MEDIO – SUPERIORE)** Le rocce di tale formazione affiorano lungo due fasce: la prima si sviluppa dal Passo di San Simone verso la Valle Rotta, la seconda dalla zona mediana della Valle del Vendullo scende obliquamente il versante orientale del M. Pegherolo attraversando la Valenzana e terminando sui pendii sovrastanti Valleve. La parte inferiore dell'unità è costituita da calcareniti, localmente oolitiche o ricche in crinoidi, che passano superiormente a calcari e dolomie in strati planari sia sottili che metrici. Al passaggio con il Calcere di Angolo sono presenti livelli terrigeni fini. Tali facies sono tipiche di estese piane carbonatiche tidali. Il suo limite superiore è netto con il Calcere di Prezzo, ed è dato dalla comparsa di calcari e calcari marnosi neri, ben stratificati e intercalazioni marnose al di sopra delle dolomie e dei calcari stratificati. Nel vallone della Valenzana, al passaggio è presente un livello di brecciole.
- **CALCARE DI PREZZO (ANISICO SUPERIORE)** Nel territorio comunale di Serina le rocce di tale formazione affiorano in maniera estremamente limitata lungo l'alveo del Torrente Parina, nel tratto iniziale della forra che scende verso il fondovalle brembano. È costituito da calcari scuri, sottilmente stratificati, con interstrati marnosoargillitici e locali intercalazioni tufacee di ridotto spessore. Il Calcere di Prezzo nell'area in esame ha spessori ridotti, generalmente compresi tra 10 e 20 m. Il limite superiore del Calcere di Prezzo può essere sia con la Formazione di Buchenstein, sia con il Calcere di Esino, che con una facies di transizione tra le due unità. Il limite con la F. di Buchenstein è generalmente abbastanza netto, ed evidenziato dalla comparsa di calcari grigio-scuro con noduli e liste di selce nera ed intercalazioni di tufiti e vulcanoclastiti siltoso-arenacee. Il limite con il Calcere di Esino o con le sue facies di transizione alla F. di Buchenstein è in genere transizionale anche se rapido, ed è evidenziato dalla comparsa di calcareniti in strati che, via via, passano a banchi amalgamati e divengono meno scure. L'ambiente deposizionale del Calcere di Prezzo è da riferire ad un

bacino con condizioni di mare aperto ma non eccessivamente profondo, a sedimentazione mista, con apporti terrigeni fini provenienti da aree emerse ed accumulo di materia organica in condizioni di circolazione al fondo ristretta.

- **FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (ANISICO SUPERIORE – LADINICO INFERIORE)**
Come la precedente, anche questa unità affiora in maniera molto limitata lungo il fondovalle del Torrente Parina, nel tratto di monte della forra. Essa è costituita da calcilutitici ben stratificate, con noduli e liste di selce nera ed interstrati argilloso-tufacei, che verso l'alto presentano intercalazioni di calcareniti con sparsi noduli di selce, e di areniti e siltiti vulcanoclastiche grigio-verdi. La F. di Buchenstein nell'area in esame ha uno spessore di circa 19 metri. Il suo limite superiore è transizionale con il Calcare di Esino, con il quale presenta anche rapporti di eteropia, ed è dato dal progressivo aumento delle facies calcarenitiche che divengono via via più chiare e dalla scomparsa della selce. In zone limitrofe (versante N di Cima di Menna), invece, la F. di Buchenstein passa verso l'alto a calcari scuri, ben stratificati del Calcare di Perledo-Varenna. Il suo ambiente deposizionale è da riferire a bacini intrapiattaforma aperti, delimitati dalla piattaforma carbonatica anisico sommitale - ladinica, con apporti vulcanoclastici localizzati.
- **CALCARE DI PERLEDO-VARENNA (LADINICO SUPERIORE)** Rocce attribuibili a questa formazione affiorano unicamente all'estremità settentrionale del territorio comunale, nei dintorni del Passo di Menna. Essa alla base presenta calcari micritici neri, fetidi, in strati di 10-15 cm, con interstrati calcareo-marnosi ed intercalazioni di calcareniti. Nella porzione mediana i calcari sono parzialmente dolomitizzati, presentano liste e noduli di selce nera e, oltre alle calcareniti, hanno intercalazioni di calcari marnosi e marne argillose associate a tufiti di spessore sino a pluridecimetrico. La sua parte sommitale è costituita da prevalenti calcareniti grigio scure, localmente con intercalazioni ruditiche, con associate calciluti con selce stratoide, dolomie, calcari dolomitici e marnosi in strati sottili, tufiti sia fini che grossolane. In prossimità del tetto della successione è presente un orizzonte lenticolare (spessore sino a 3 m) caratterizzato da intercalazioni pluridecimetriche di litareniti vulcanoclastiche medio-grossolane ricche di frammenti vulcanici e quarzo. Il Calcare di Perledo-Varenna sul versante settentrionale del Passo di Menna ha uno spessore massimo di poco superiore a 300 m. Il suo limite inferiore può essere sia con la F. di Buchenstein, sia con le facies basali del Calcare di Esino. Il suo limite superiore è con le facies sommitali del Calcare di Esino, con il quale presenta anche una marcata eteropia laterale, ed è dato dal rapido passaggio a calcareniti grigio-nocciola o a calcari grigi in bancate. Il suo ambiente deposizionale era costituito da un ristretto solco entro la piattaforma carbonatica del Calcare di Esino, che rappresentava un'insenatura meridionale di un più articolato sistema di bacini intrapiattaforma. In esso si depositavano torbide e debris flow alimentati dai margini della coeva piattaforma carbonatica.
- **CALCARE DI ESINO (ANISICO SUPERIORE-LADINICO)** Le litofacies del Calcare di Esino costituiscono il substrato roccioso di gran parte del settore settentrionale del territorio comunale, dove formano l'ossatura dei rilievi che delimitano su entrambi i lati la forra della Val Parina. La formazione è costituita da varie litofacies di piattaforma carbonatica, localmente dolomitizzate. Quelle tipiche di piattaforma marginale e di pendio sono rappresentate da calcari da grigio chiari a nocciola, brecce, calcareniti e calciruditi in prevalenza massivi, mentre quelle di piattaforma interna sono date prevalentemente da calcari grigio chiari in strati e bancate, con subordinate intercalazioni di calcareniti. In alcuni settori la sommità della formazione è caratterizzata da sia da tasche con pisoliti, lenti di calcari grigio scuri, cementi in cavità stratoconcordanti o in filoncelli sedimentari, sia da tasche/filoncelli sedimentari con brecciole cementate da croste di calcite o riempiti da sedimenti argillosi e calcareo-marnosi oca provenienti da soprastanti paleosuoli a "terra rossa". Il Calcare di Esino nell'area in esame ha uno spessore variabile da 700 e 1000 m: in Val Parina le sole facies di pendio raggiungono i

600 m. Il suo limite stratigrafico inferiore è con varie unità, ma nell'area in esame è osservabile solo quello con la F. di Buchenstein con la quale ha anche rapporti di eteropia, come con il Calcare di Perledo-Varenna. Il limite superiore, generalmente netto, è con il Calcare Rosso ed è evidenziato da una discontinuità stratigrafica, localmente evidenziata da un livello a "terra rossa" e/o da tasche con diverse tipologie di brecce con clasti carbonatici e argillosi policromi. La sua genesi è da mettere in relazione all'evoluzione areale e temporale di un'articolata piattaforma carbonatica, comprensiva di numerosi ambienti deposizionali, dai transizionali alle successioni di bacino (facies di pendio) ai margini biocostruiti (reef) sino alla piattaforma interna (lagune subtidali aperte, ristrette e piane tidali).

- **CALCARE ROSSO (LADINICO SOMMITALE-CARNICO INFERIORE)** Le rocce di tale unità, attualmente ancora formalizzata come membro sommitale del Calcare di Esino. La facies più tipica, coltivata in Val Brembana come pietra ornamentale e commercializzata con il nome di "Arabescato orobico", è costituita da calcari stratificati di colore da grigio chiaro a grigio scuro, con orizzonti rosati e rossovinati e con alcune intercalazioni di spessore sino a pluridecimetrico di paleosuoli a "terra rossa". Nel territorio del comune di Serina mancano quasi completamente i termini rossastri e l'unità presenta una colorazione grigiocura. Alla sommità o lateralmente la facies tipica è sostituita da brecce carbonatiche con intercalazioni marnoso-argilloso-tufacee di colore variabile dal grigio-ocraceo al verde chiaro. Il Calcare Rosso nell'area in esame ha uno spessore di pochi metri. Il suo limite stratigrafico superiore con la Formazione di Breno è netto ed è ubicato in corrispondenza delle ultime intercalazioni di argilliti, al di sopra delle quali inizia una successione di calcari grigio chiari, ben stratificati. Il suo ambiente deposizionale era costituito da una piattaforma carbonatica peritidale, con periodiche e lunghe parentesi sopratidali e delimitata da aree carbonatiche emerse.
- **FORMAZIONE DI BRENO (CARNICO INFERIORE)** Anche le rocce di tale formazione affiorano unicamente sul versante destro della Val Parina. Essa è caratterizzata da una successione di calcari grigio-chiari, in strati e banchi di spessore sino al metro. In tale successione sono presenti livelli, di spessore sino a decimetrico, di argilliti tufacee biancastre, inoltre la stessa è localmente interessata da mineralizzazioni strato-concordanti a fluorite, sfalerite e galena, localmente associate con croste e tasche di brecce silicee. La Formazione di Breno nell'area in esame ha uno spessore di qualche decina di metri. Il suo limite stratigrafico superiore con il Calcare Metallifero Bergamasco in genere è netto ed è evidenziato dalla comparsa di calcari grigio-scuri meglio stratificati. Il suo ambiente deposizionale era costituito da una piattaforma carbonatica interna, con ambienti lagunari e di piana tidale.
- **CALCARE METALLIFERO BERGAMASCO (CARNICO INFERIORE)** Come le due precedenti, gli affioramenti di tale unità sono limitati al versante destro della Val Parina. Essa è costituita da calcari grigio-scuri in strati di spessore variabile da 10 a 40 cm e da subordinate calcareniti fini. Nella parte sommitale possono comparire liste di selce nera e vi sono frequenti sottili intercalazioni marnose. Come la sottostante Formazione di Breno localmente presenta mineralizzazioni a fluorite, barite, blenda, galena che si concentrano in strutture paleocarsiche (tasche spesso strato-concordanti) riempite da sedimenti carbonatici, silicei, calcite o dolomite spatiche, brecce di collasso. Il Calcare Metallifero Bergamasco nel territorio di Serina ha uno spessore di pochi metri. Il suo limite stratigrafico superiore è con la Formazione di Gorno o con l'Arenaria di Val Sabbia, ma non è osservabile nel territorio comunale. Il suo ambiente deposizionale era rappresentato da una piana tidale, prospiciente a lagune costiere.
- **ARENARIA DI VAL SABBIA (CARNICO INFERIORE)** Le rocce di tale formazione affiorano unicamente all'inizio della forra della Val Parina. Essa è costituita da siltiti ed arenarie grigio, verdi o rossovinati, molto compatte e ben stratificate, localmente in banchi di spessore anche plurimetrico e con geometrie lenticolari. Lo spessore dell'Arenaria di Val Sabbia nel territorio comunale non è valutabile a causa di dislocazioni tettoniche. Nel limitrofo

comune di Oltre il Colle ha uno spessore massimo di 120 m che tende a ridursi procedendo verso est. Il suo limite stratigrafico inferiore, con il Calcare Metallifero Bergamasco o con la cosiddetta “Lingua inferiore” della Formazione di Gorno non è osservabile nel territorio comunale. Il suo limite superiore è sempre con la Formazione di Gorno, con la quale presenta rapporti di eteropia, ed è caratterizzato da un graduale passaggio a facies calcaree, marnoso-siltose e miste calcarenitico-arenacee. Le caratteristiche sedimentologiche ed i rapporti laterali dell’Arenaria di al Sabbia indicano una deposizione in ambienti prevalentemente fluviale e dipiana alluvionale a meridione e deltizio-marino verso settentrione ed oriente, delimitato da lagune costiere a sedimentazione carbonatico-pelitica (F. di Gorno). I sedimenti silicoclastici di questa formazione derivano prevalentemente dallo smantellamento di effimeri e coevi edifici vulcanici posti a meridione.

- **FORMAZIONE DI GORNO (CARNICO INFERIORE)** Le litofacies di tale formazione affiorano in due zone del settore settentrionale del territorio comunale. La prima è costituita da una fascia che si sviluppa dalla Valle delle Fontane sino a Valpiana e poi prosegue per un breve tratto verso sud, assottigliandosi notevolmente. L’altra è posta in Valle del Budrio e sulle soprastanti pendici meridionali del Monte Castello. Essa è costituita da alternanze di calcari grigio-scuri, marnosi, marnoso siltoso calcarenitici, e peliti e marne grigio-nerastre raramente laminate. Gli strati hanno spessori pluridecimetrici, sono piano-paralleli, raramente nodulari o con geometrie lenticolari. Lo spessore della F. di Gorno è estremamente variabile, anche a causa delle eteropie presenti; nel territorio comunale il massimo è stimabile in 130-140 m. Il suo limite stratigrafico superiore con la Formazione di San Giovanni Bianco è graduale ed è caratterizzato dalla comparsa, nella successione mista carbonatico-pelitica, di arenarie e peliti verdastre. Il suo ambiente deposizionale era rappresentato da un’ampia laguna-baia asedimentazione mista carbonatico-terrigena fine che, verso meridione, era bordata dal sistema fluvio-deltizio dell’Arenaria di Val Sabbia, mentre verso settentrione ed oriente faceva transizione alla piattaforma carbonatica tidale della F. di Breno.
- **FORMAZIONE DI SAN GIOVANNI BIANCO (CARNICO SUPERIORE)** Le rocce di questa unità costituiscono il substrato roccioso del fondovalle dove sorge l’abitato di Serina, del versante meridionale della dorsale Monte Castello – Costa Medile, di parte della Valle del Budrio e di una fascia che, al centro abitato principale, sale verso Valpiana e, quindi, prosegue verso oltre il Colle. Si tratta di una formazione litologicamente eterogenea che può essere suddivisa in due litofacies principali: una è prevalentemente arenaceo siltosa e occupa una posizione stratigrafica inferiore, l’altra è carbonaticopelitica ed è tipica della parte alta dell’unità. Inoltre, nella parte superiore della formazione vi sono anche locali lenti di evaporiti. La litofacies in posizione inferiore è costituita prevalentemente da arenarie medio-fini e siltiti di colore variabile dal grigio al verde chiaro e al rossastro. La litofacies superiore, invece, è costituita da dolomie grigie, dolomie marnose, calcari dolomitici vacuolari di colore bruno-giallastro ed intercalazioni decimetriche di argilliti verdi. Inoltre, in questa litofacies compaiono anche lenti di gesso ed anidridi di spessore pluridecametrico, di colore bianco-grigio chiaro, associate a carnioli e dolomie grigie di aspetto terroso. Lo spessore della F. di San Giovanni Bianco risulta difficilmente valutabile a causa delle deformazioni tettoniche alpine: i valori medi si mantengono attorno ai 120-160 m, mentre quelli massimi superano i 200 m. Il suo limite stratigrafico superiore non è generalmente preservato a causa delle elisioni tettoniche, in quanto la F. di San Giovanni Bianco rappresenta uno dei principali livelli di scollamento della successione mesozoica del bacino lombardo. Nei settori in cui gli scollamenti avvengono a livello più basso nella formazione, il limite, di tipo graduale, con la soprastante Formazione di Castro Sebino è evidenziato dall’incremento di carnioli e dalla comparsa di brecce intraformazionali calcareo-dolomitiche. Il suo ambiente deposizionale era rappresentato da un’area costiera poco profonda, a sedimentazione mista carbonatico-terrigena (“sabkha”),

delimitata a meridione da un apparato fluviale-deltizio ed interessata da un'evoluzione verticale, testimoniata dalla progressiva diminuzione degli apporti terrigeni. Lungo i livelli incompetenti della sua parte sommitale si è impostato uno dei principali orizzonti di scollamento presenti nella successione sedimentaria sudalpina, la Faglia di Clusone. Ciò implica che le formazioni sovrastanti, più recenti, appartengono ad altre unità strutturali.

- **FORMAZIONE DI CASTRO SEBINO (CARNICO SUPERIORE)** Le litofacies di tale unità costituiscono il substrato roccioso di varie zone del territorio comunale. La più ampia si estende dalla Valle del Budrio verso meridione, comprendendo il dosso di Corone, il ripiano di Lepreno e la zonadi fondovalle a sud dell'abitato di Serina. Un'altra si sviluppa lungo una fascia al piede delle pendici del massiccio dell'Alben, da Valpiana verso Oltre il Colle. Tale fascia è la prosecuzione settentrionale di quella posta a sud di Serina, ma la presenza di una spessa coltre di depositi di copertura ne maschera l'eventuale continuità. Infine, affiora anche lungo le sponde della Valle Scura, nel tratto superiore del suo corso. Essa è costituita in prevalenza da brecce calcaree irregolarmente stratificate o in banchi massivi amalgamati, con clasti spigolosi di dimensioni mediamente centimetrici e di colore da grigio nocciola a grigio scuro. Localmente compaiono anche calcari grigi, sia chiari che scuri, carniole, banchi di brecce a clasti calcarei, dolomitici, calcari dolomitici, con sottili intercalazioni marnose. Nel territorio comunale, inoltre, la formazione risulta per ampi tratti interessata da una brecciatura tettonica legata alle deformazioni alpine, che hanno interessato preferenzialmente questa successione per la sua posizione stratigrafica, immediatamente al di sopra dell'orizzonte di scollamento al tetto della F. di San Giovanni Bianco. Lo spessore della F. di Castro Sebino, di difficile valutazione a causa sia delle coperture, sia delle deformazioni tettoniche alpine, nel territorio comunale dovrebbe essere compreso tra 50 e 100 m. Il suo limite stratigrafico superiore con il Membro basale della Dolomia Principale è di tipo transizionale ma non è osservabile nel territorio comunale. Esso è posto in corrispondenza della comparsa di dolomie e calcari dolomitici grigio scuri, ben stratificati. La sua genesi è controversa, anche a causa dell'intensa tettonizzazione alpina che ne ha modificato le caratteristiche originarie. Attualmente si propende per un ambiente deposizionale marino transizionale, privo di apporti terrigeni, in un contesto tettonicamente attivo di rifting e con possibili interferenze ad opera di modificazioni diagenetiche precoci e tardive (compresa la dedolomitizzazione), iniziate nei sottostanti gessi-anidriti della F. di San Giovanni Bianco.
- **DOLOMIA PRINCIPALE (CARNICO SUPERIORE – NORICO MEDIO)** Le varie litofacies di questa unità formano il massiccio dell'Alben ed il Monte Zucco. Inoltre, affiorano lungo una fascia compresa tra il fondovalle del Torrente Serina, Lepreno ed il corso inferiore della Valle Scura. Infine, costituiscono il substrato roccioso dell'estremità meridionale del territorio comunale. In parte è costituito da calcareniti fini e calcisiltiti dolomitizzate di colore scuro, generalmente ben stratificate, laminate, con lenti di brecce intraformazionali e sottili intercalazioni marnoso-dolomitiche. La restante parte della successione è costituita dalle facies tipiche della formazione, appresentate prevalentemente da dolomie grigio-chiare in banchi sino a metri e, in minor misura, da brecce e megabrecce massive. L'ambiente deposizionale della Dolomia Principale era una vasta ed articolata piattaforma carbonatica dolomitizzata precocemente, con prevalenti facies lagunari e di piana tidale nella porzione medio-inferiore. La parte superiore presenta una maggiore differenziazione degli ambienti in connessione all'individuazione di solchi intrapiattaforma controllati dalla tettonica sinsedimentaria e di particolari margini biocostruiti ubicati sui bordi di queste depressioni.
- **DOLOMIE ZONATE (NORICO MEDIO)** Le rocce appartenenti a tale formazione affiorano nel settore meridionale del territorio comunale, tra Grumello, Bagnella ed Arola. Si tratta di alternanze di calcareniti e calcisiltiti dolomitizzate, grigio scure, in strati sino a pluridecimetrici. A tali facies localmente sono intercalate ritmiti grigio nerastre, di spessore centimetrico, con

sottili livelli di marne dolomitiche scure, finemente laminate. Lo spessore delle Dolomie Zonate nell'area in esame è stimato in 150 m. Il suo limite stratigrafico superiore generalmente è transizionale con il Calcare di Zorzino, ma nel territorio comunale questa formazione ha spessori estremamente ridotti e non è cartografabile separatamente. Sul terreno si osserva la comparsa di calcari scuri ben stratificati che, rapidamente, passano alle alternanze di argilliti e marne della formazione dell'Argillite di Riva di Solto. Il suo ambiente deposizionale era rappresentato da blandi pendii cheraccordavano la piattaforma carbonatica della Dolomia Principale a bacini intrapiattaforma ristretti, con fondali prevalentemente anossici. Su tali pendii torbidity e debris flow risedimentavano i carbonati della piattaforma e del suo margine.

- **ARGILLITE DI RIVA DI SOLTO (NORICO SUPERIORE)** Le litofacies di tale formazione affiorano unicamente nella zona meridionale del territorio comunale, tra Grumello, agnello, Rosolo ed il fondovalle del Torrente Serina. L'unità inizia con argilliti e argilliti marnose nere, molto compatte, fogliettate, ed organizzate in banchi di spessore plurimetrico, con locali orizzonti marnoso-calcarei fetidi. Verso l'alto, le facies argillitico-marnose si alternano ciclicamente con calcilutiti nerastre. Lo spessore dell'Argillite di Riva di Solto nel territorio comunale non è valutabile a causa delle deformazioni plicative e tettoniche. Esso, in generale, presenta consistenti variazioni areali, con massimi che in Val Serina raggiungono circa 320 m (zona della Fonte Bracca). Il suo limite stratigrafico superiore con il Calcare di Zu non è osservabile nel territorio comunale. Il suo ambiente deposizionale era rappresentato da solchi bacinali relativamente poco profondi, con elevato tasso di sedimentazione e fondali in prevalenza anossici. Le variazioni stratigrafiche della formazione evidenziano comunque un graduale passaggio ad ambienti di baia subtidale a sedimentazione mista argilloso-carbonatica.
- **Depositi di copertura**
- **ALTERITI (TERZIARIO-PLEISTOCENE)** Tali materiali sono stati cartografati lungo le pendici meridionali della dorsale Monte Castello – Costa Medile, sul dosso che da Corone scende verso Manzo, lungo il fondovalle del Torrente Serina in prossimità del centro abitato principale e poco più a valle, e su un dosso a sud-est di Lepreno. Si tratta di prodotti di alterazione sviluppati a spese di un substrato del quale non è più riconoscibile l'originaria natura, sia esso costituito da litotipi mesozoici che da depositi continentali neogenico-quadernari. Sono costituiti da diamicton massivo a supporto di matrice argilloso-limosa, con sparsi clasti residui ad alterazione variabile.
- **CONGLOMERATO DI VAL DELLE FONTANE (MIOCENE SUPERIORE)** Tali depositi sono stati cartografati al confine con il territorio comunale di Oltre il Colle, lungo la strada che porta a Pian della Palla. Si tratta di depositi di versante cementati e fortemente alterati, che si presentano quasi interamente suddivisi in pinnacoli dovuti all'alterazione. Litologicamente sono descrivibili come diamictiti massive, con ciottoli di dolomia alterati dall'interno, immersi in una matrice ocra chiara che li avvolge lasciando liberi gli interstizi. I ciottoli sono subarrotondati per alterazione ed eterometrici, con dimensioni variabili da pochi centimetri a qualche metro. Il cemento, di colore grigio chiaro, avvolgente i clasti occupando parte degli interstizi.
- **GRUPPO DEL CULMINE: CONGLOMERATI (PLIOCENE-PLEISTOCENE)** I conglomerati del Gruppo del Culmine formano lembi o piastronclinostaticati non in equilibrio con la topografia attuale. Si tratta di conglomerati e diamicton massivi o rozzamente clinostaticati, con clasti spigolosi, mal selezionati, di provenienza locale; da ben cementati a litificati.
- **GRUPPO DELLA VALLE DEI TETTI: CONGLOMERATI (PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE)** I conglomerati di questa unità formano falde o lembi di falde di detrito cementate, di spessore anche elevato, scarsamente erose, concordanti con il versante e senza discontinuità morfologiche significative a monte e a valle. Si tratta di conglomerati e diamictiti

a supporto clastico, da rozzamente clinostratificati a ben stratificati, con clasti mal selezionati, spigolosi di litotipi carbonatici locali. La loro cementazione è buona.

- **SUPERSINTEMA DI LENNA: DEPOSITI GLACIALI (PLEISTOCENE SUPERIORE)** Si tratta di diamicton con abbondante matrice limoso-sabbiosa, a ciottoli e blocchi moderatamente arrotondati, con clasti esclusivamente carbonaticodolomitici di provenienza locale. In essi sono relativamente frequenti i massi erratici, anche di alcuni metri cubi di volume.
- **SINTEMA DEL PO: DEPOSITI DI VERSANTE (PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE)** Tali depositi costituiscono falde detritiche di estensione variabile. Sono costituiti da ciottoli e blocchi spigolosi a supporto sia clastico che di matrice, spesso organizzati in corpi clinostratificati. La matrice, ove presente, è prevalentemente sabbioso-siltosa. Lungo le pendici del massiccio dell'Alben a tali depositi sono frammisti blocchi dolomitici che possono raggiungere dimensioni plurimetriche.
- **SINTEMA DEL PO: DEPOSITI DI FRANA (PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE)** accumuli sono costituiti da diamicton massivi a supporto di matrice fine, con clasti carbonatico-dolomitici spigolosi, eterometrici, con blocchi sino a plurimetrici.
- **SINTEMA DEL PO: DEPOSITI DI GENESI MISTA (PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE)** Si tratta di depositi messi in posto in parte per fenomeni di trasporto in massa, in parte per gravità e, in minor misura per trasporto torrentizio e dilavamento ad opera delle acque superficiali. Sono costituiti prevalentemente da diamicton massivi a supporto di matrice, con blocchi da spigolosi ad arrotondati, litologicamente eterogenei.
- **SINTEMA DEL PO: DEPOSITI DI TRASPORTO IN MASSA (PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE)** Questi depositi sono presenti sia entro i canali, sia al loro sbocco, dove formano lobi e piccole conoidi. Sono costituiti da diamicton massivi a supporto di matrice, con clasti spigolosi alimentati dai valloni soprastanti.
- **SINTEMA DEL PO: DEPOSITI ALLUVIONALI (PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE)** Sono costituiti per gran parte da ghiaie in corpi sia lenticolari che stratoidi, a supporto clastico prevalente, con matrice sabbiosa sia abbondante che scarsa o assente.

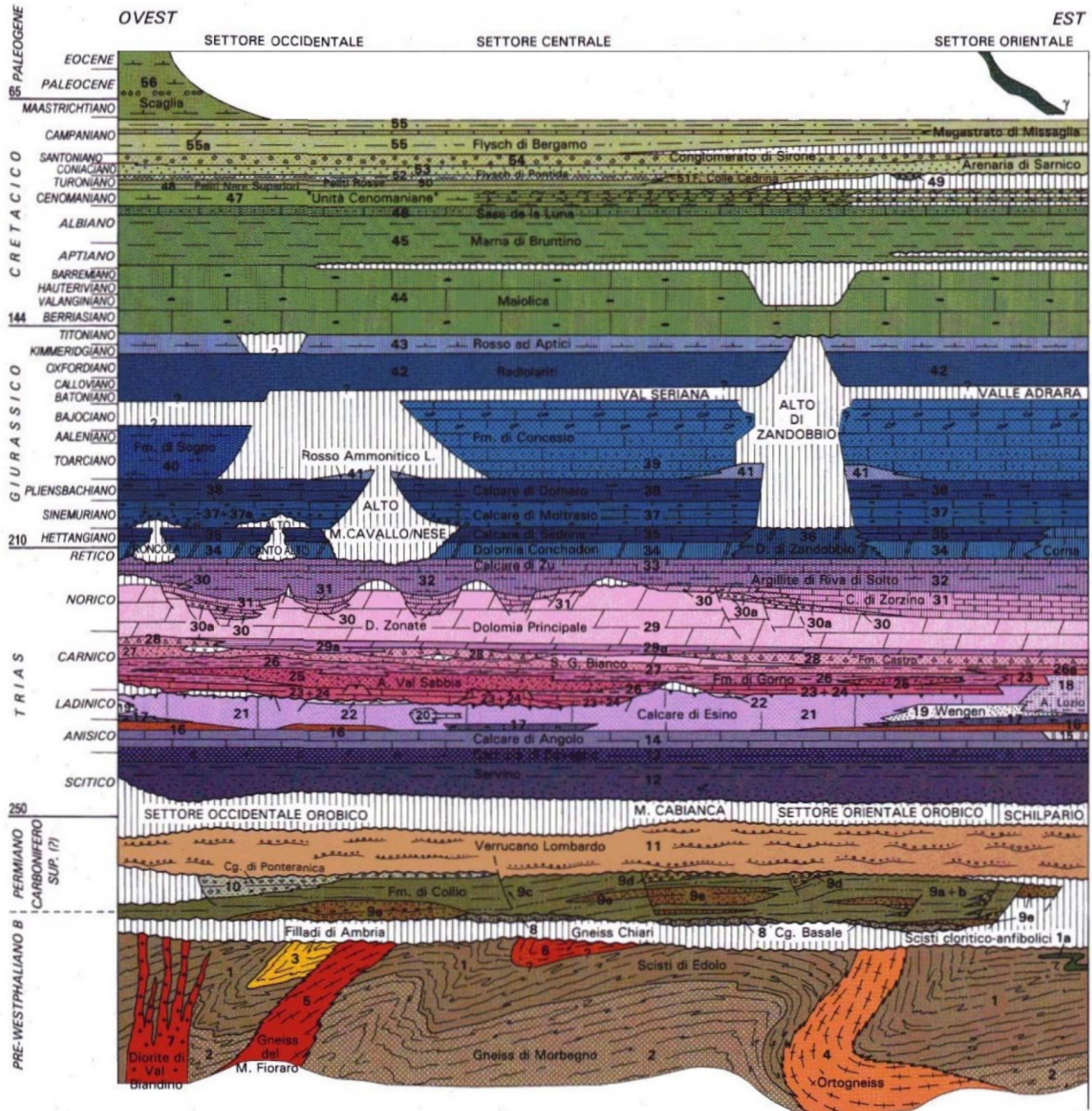


Figura 4. Schema stratigrafico delle unità formazionali di substrato delle Alpi Orobic - Prealpi Bergamasche presenti nella carta geologica della provincia di Bergamo. [Carta Geologica della Val Brembana, Val Gerola ed aree adiacenti – CROP Progetto Strategico Crosta Profonda].

2 - Sismicità dell'area

I Comuni della Val Brembana sono tutti classificati con sismicità 4 ai sensi delle NTC2018, Ordinanza PCM n. 3274 / 2003.

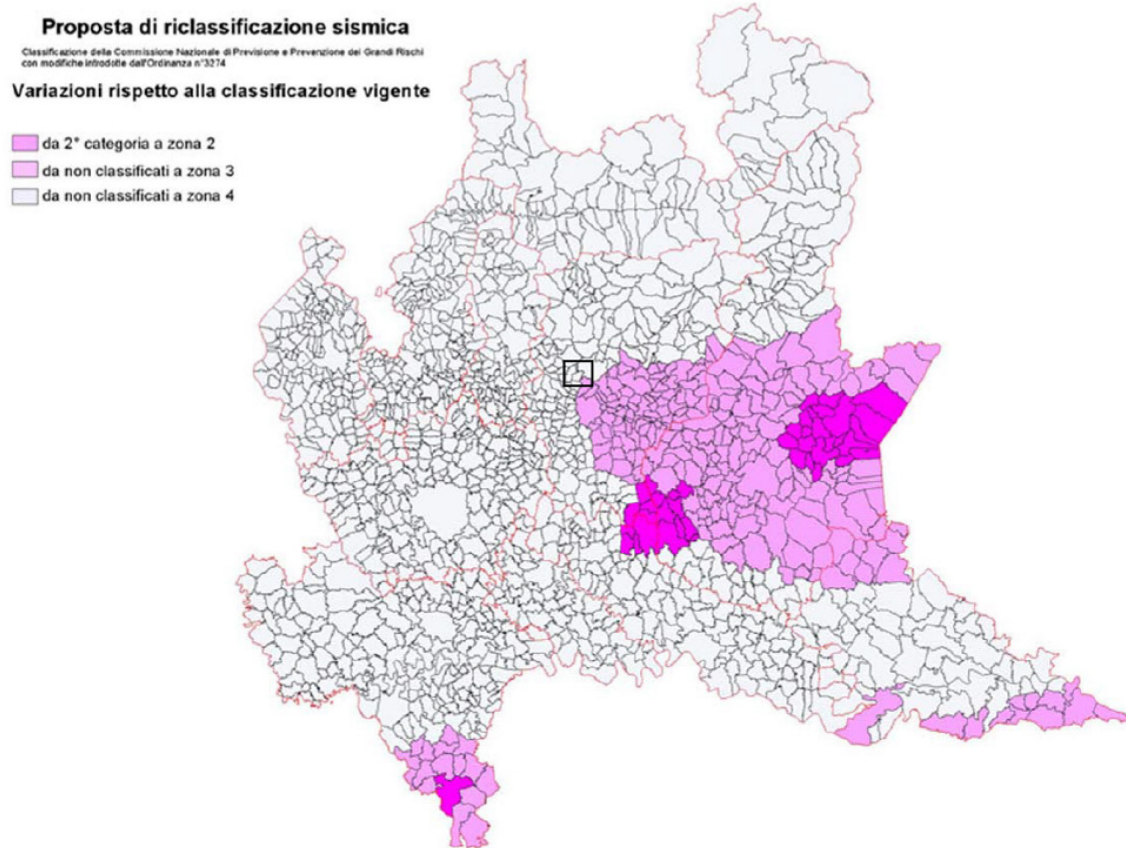


Figura 5. Classificazione sismica dei comuni secondo l'ordinanza PCM n.3274 del 20 marzo 2003 [dalla relazione geologica del comune di Sedrino].

Modello di pericolosità sismica MPS04-S1

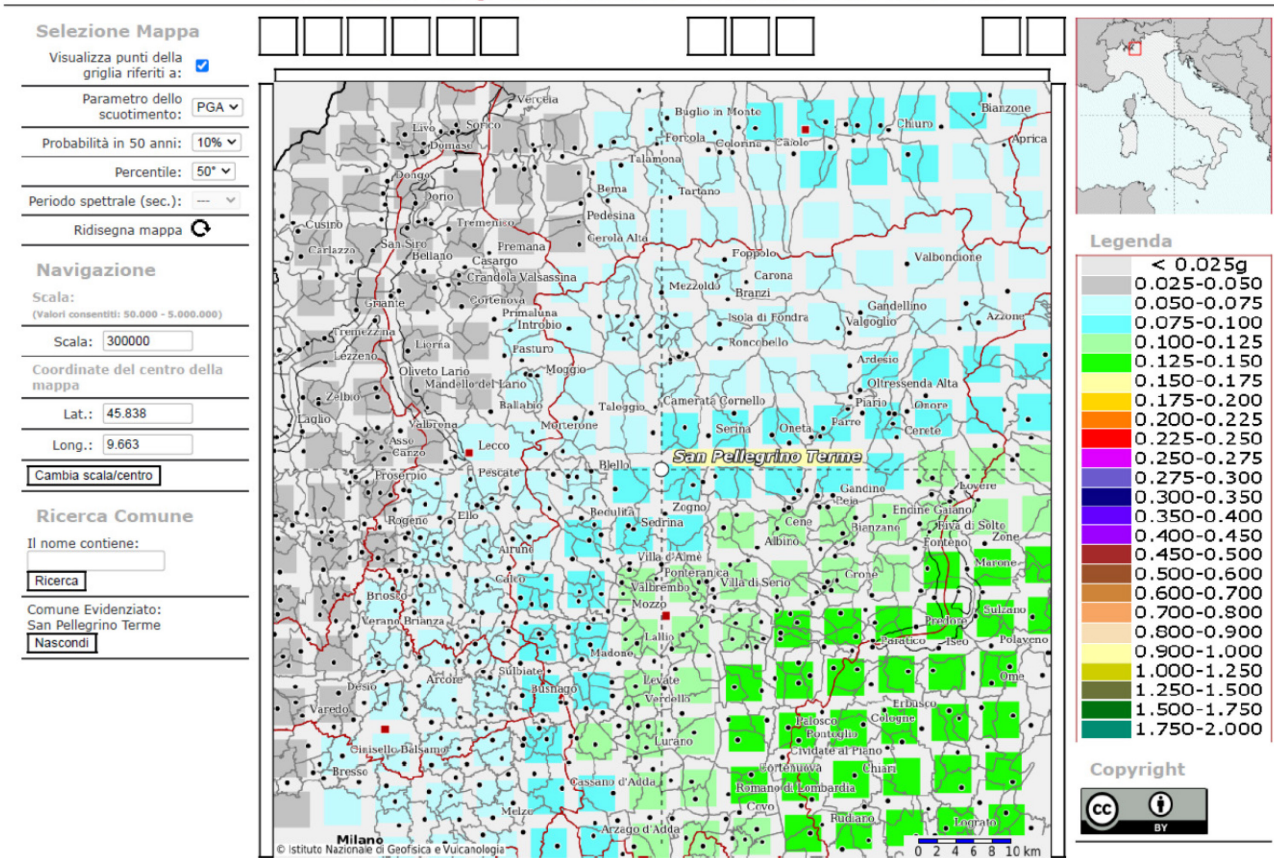


Figura 6. INGV Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia d'Italia. Mappe interattive di pericolosità sismica.

Le accelerazioni attese su “suolo rigido” per i Comuni brembani sono variabili da 0,025 g a 0,125 g. La Figura 6 illustra la mappa di disaggregazione con i valori di accelerazione massima attesi (con probabilità di superamento del 10% in 50 anni) su suolo rigido. Si nota il progredire dell’incremento dei valori attesi nel settore sud orientale della Val Brembana che risultano quindi i territori di maggiore pericolosità sismica attesa.

Nella tabella sono riportati i terremoti avvenuti nell’area nel raggio di 30 km da San Pellegrino Terme:

Anno	Località	Lat.	Long.	M
1576	Bergamo	45,694	9,670	4,51
1593	Bergamo	45,694	9,670	4,93
1606	Bergamo	45,694	9,670	4,93
1661	Bergamasco	45,705	9,799	4,68
1882	Rovetta	45,878	9,926	4,91
1887	Lecco	45,827	9,361	4,12
1918	Lecchese	45,778	9,631	4,97
1979	Capriate San Gervasio	45,660	9,475	4,85
1995	Brescia – Bergamo	45,717	9,849	4,54

Figura 7. Terremoti d’Italia [Gruppo di lavoro CPTI, 2011]

N	Tr	Anno	Me	Gi	Or	Mi	Se	AE	Imx	Io	TL	Maw	Daw
121	DI	1396	11	26				MONZA	75	75	A	5.37	0.30
271	CP	1576	9	26	6			BERGAMO		60		4.83	0.26
284	DI	1593	3	8				BERGAMO	65	65	A	5.03	0.33
302	DI	1606	8	22				BERGAMO	65	65	A	5.03	0.33
346	DI	1642	6	13	22			BERGAMO	65	65	A	5.03	0.33
365	DI	1661	3	12				MONTECCHIO	75	70	A	5.17	0.30
583	CP	1771	8	15				SARNICO		60		4.83	0.26
620	DI	1781	9	10				CARAVAGGIO	65	65	A	5.03	0.33
647	DI	1786	4	7				PIACENZA	70	65	A	5.31	0.16
694	DI	1802	5	12	9	30		VALLE DELL'OGGIO	85	80	A	5.67	0.09
827	CP	1839	8	9	8	45		BAGNOLO MELLA		60		4.83	0.26
1076	DI	1882	2	27	6	30		ROVETTA	65	65	A	4.96	0.13
1099	DI	1884	9	12				PONTOGLIO	60	60	A	4.83	0.26
1131	CP	1887	5	20	4	12		OGGIONO		55		4.63	0.13
1217	DI	1894	11	27				FRANCIACORTA	65	65	A	4.95	0.08
1664	CP	1918	1	13	12			LODI		45		4.86	0.14
1672	DI	1918	4	24	14	21		LECCESE	60	60	A	5.07	0.07
1889	CP	1934	3	23	1	46	50	PISOGNE		55		4.63	0.11
2054	DI	1951	5	15	22	54		LODIGIANO	60	65	A	5.24	0.07
2169	CP	1961	11	23	1	12	5	CAPRINO BERGAMASCO		60		4.83	0.26
2396	CP	1979	2	9	14	44		TREZZO SULL'ADDA				5.03	0.18
2483	DI	1991	11	20	1	54	19	ALPI CENTRALI	60	50	A	4.80	0.09
2503	DI	1995	10	29	13		28	BRESCIA-BERGAMO	55	55	A	4.57	0.06

N	numero d'ordine dei record
Tr	tipo di record: DI: parametri calcolati da dati di base macrosismici; CP: parametri adottati da cataloghi parametrici
Anno	tempo di origine: anno
Me	tempo di origine: mese
Gi	tempo di origine: giorno
Or	tempo di origine: ora
Mi	tempo di origine: minuto
Se	tempo di origine: secondo
AE	denominazione dell'area dei massimi effetti
Imx	intensità massima X 10 (scala MCS)
Io	intensità epicentrale X 10 (scala MCS)
TL	codice di localizzazione; A: localizzazione macrosismica automatica
Maw	magnitudo momento
Daw	errore associato alla stima di Maw

Dati estratti dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani tra il 217 a.C. e il 2004, versione 2004 (CPTI04) INGV, Bologna.

Figura 8. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, INGV.

3 - Le strutture sismogenetiche di riferimento per la Val Brembana

Il substrato roccioso della Val Brembana risulta privo di strutture sismogenetiche attive. Pertanto risulta generalmente prevedibile un grado di bassa sismicità per l'area. Il rischio sismico esistente deriva dalla possibile interferenza da strutture sismogenetiche limitrofe.

La sismicità dell'area è quindi connessa e da ricondursi alla vicinanza delle strutture sismogenetiche presenti nel settore del medio alta Val Padana e dalla zona del Garda. Questa attività si ripercuote quindi nel territorio della Val Brembana.

La pericolosità sismica per l'area nell'ottica del presente progetto di Protezione Civile è la possibile amplificazione degli effetti sismici che dipende per l'area dalla presenza di:

- Coltri detritiche granulari e/o coesive lungo le valli;
- Zone di frana, attiva o quiescente;
- Zone con possibile amplificazione topografica, in particolare lungo i solchi vallivi per i versanti con notevole ripidità e dislivello.

- Le aree a maggiore rischio si individuano nelle seguenti zone e fasce del territorio:
- Zone dei centri storici con edifici costruiti in epoche pregresse ed intensamente urbanizzati;
- Fasce lungo le vie di accessibilità all'area che risulta costituita dalla viabilità interna che fa capo alla infrastruttura viaria centrale principale valliva dell'area lungo il Fiume Brembo con sbocco al Capoluogo.

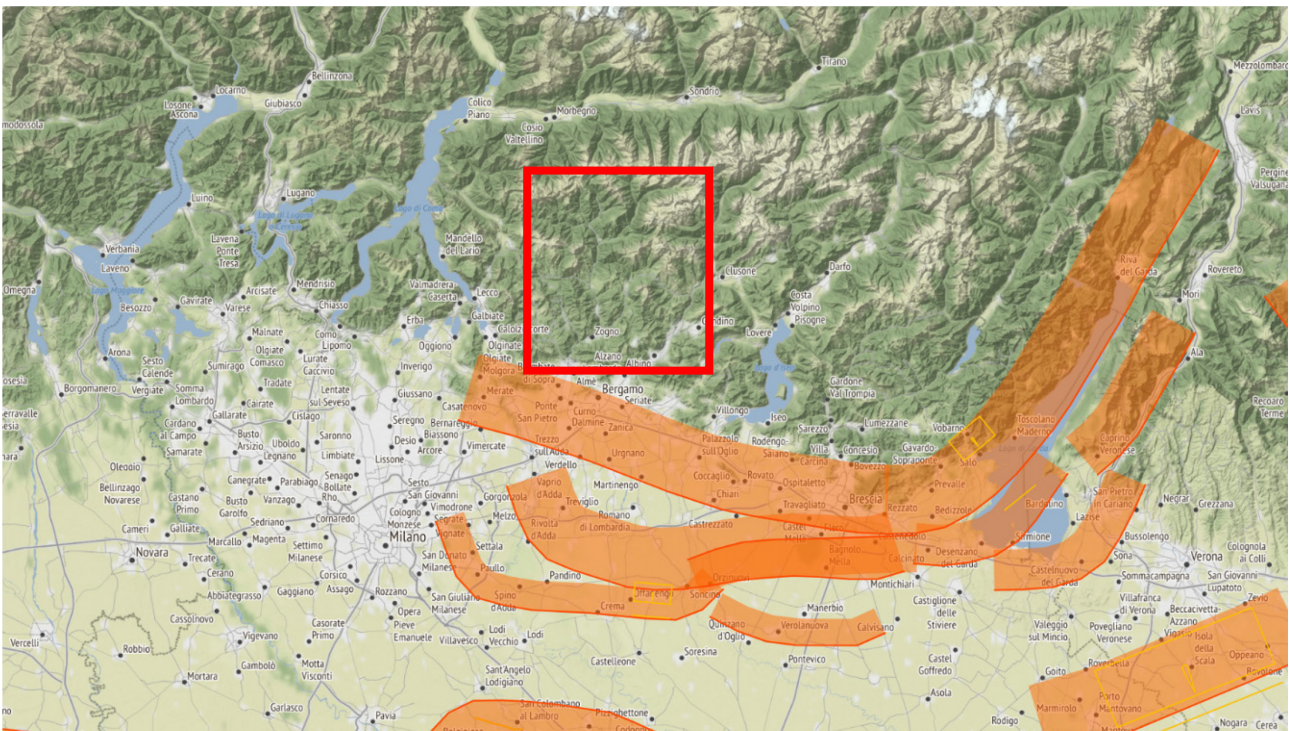
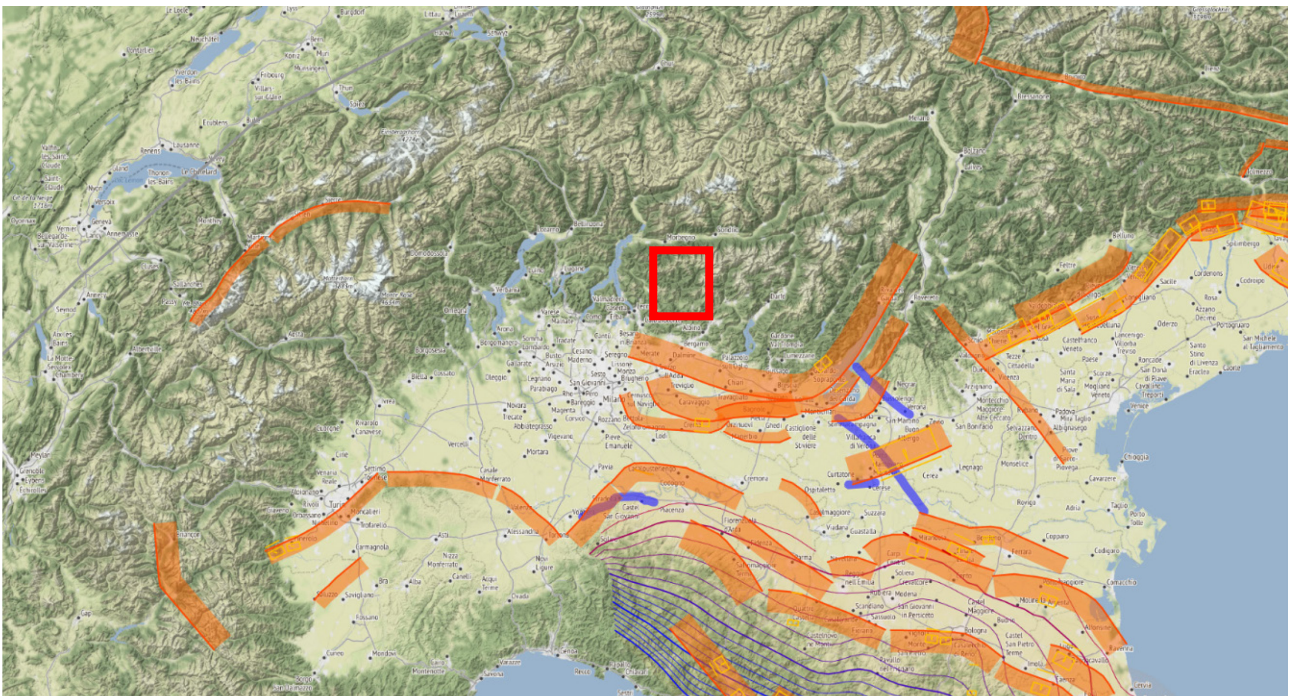


Figura 9. INGV Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia d'Italia. Struttura sismotettonica dell'area del Nord Italia. E' evidenziata in ROSSO l'area della Val Brembana.

Le principali strutture sismogenetiche di riferimento per l'area sono le seguenti.

Struttura 1. Spinta interna S-Alpi occidentali



Database of Individual Seismogenic Sources



DISS 3.3.0

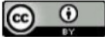
FONTI
SISMOGENICHE
INDIVIDUALI

**SORGENTI
SISMOGENICHE
COMPOSITE**

FONTI
SISMOGENICHE
DIBATTUTE

FONTI DI
SUBDUZIONE

MAPPATORE
WEB



SORGENTI SISMOGENICHE COMPOSITE

Informazione Commento Immagini Riferimenti

INFORMAZIONI GENERALI

ID DISS ITCS010

Nome Spinta interna S-Alpi occidentali


Compilatore/i Burrato P.(1)

Contributori) Burrato P.(1)

Affiliazione/i 1) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; Sezione Roma 1; Via di Vigna Murata, 605, 00143 Roma, Italia

Creato 19/04/2010

Aggiornato 28/05/2015

Visualizza mappa 

Fonti correlate

INFORMAZIONI PARAMETRICHE

Parametro	Qualità	Prova
Profondità minima [km]	5.0	OD Basato su dati geologici di vari autori.
Profondità massima [km]	12.0	OD Basato su dati geologici di vari autori.
Colpo [gradi] min... max	265...295	OD Basato su dati geologici di vari autori.
Dip [gradi] min... max	25...35	OD Basato su dati geologici di vari autori.
Spoglia [gradi] min... max	80...100	EJ Dedotto da dati geologici.
Velocità di scorrimento [mm/a] min... max	0.1000... 0.5000	EJ Sconosciuto, valori assunti dai vincoli geodinamici.
Magnitudine massima [Mw]	6.9	E.R Stimato dalle relazioni di scala di Leonard (2014).

LD=Dati Di Letteratura; OD=Dati Originali; ER=Relazione Empirica; AR=Relazione Analitica; EJ=Giudizio Esperto

Questa Sorgente Composita si trova a cavallo della regione a ovest del Lago di Garda tra le città di Brescia (a est) e Bergamo (a ovest) e appartiene a un fronte di spinta interno del sistema di spinta delle Giudicarie Alpine meridionali. Questo fronte è localmente un arco interno tendente a S, una rampa dei sistemi di faglie compressive più meridionali delle Alpi.

I cataloghi storici e strumentali (Boschi et al., 2000; Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; Pondrelli et al., 2006; Guidoboni et al., 2007) mostrano solo una distribuzione sparsa della sismicità intermedia lungo l'urto del fronte di spinta. In particolare i cataloghi storici elencano eventi di magnitudo compresa tra Mw 4.6 e 5.0, che potrebbero essere stati generati da sorgenti sismogenetiche appartenenti a questa sorgente composita.

Tuttavia, il 30 ottobre 1901 (Mw 5.7, Salò) si è verificato un terremoto chiave per comprendere il potenziale sismico delle strutture appartenenti al sistema di spinta delle Giudicarie (Mw 5.7, Salò) ad est di questa sorgente composita e lungo il segmento di tendenza NE del fronte. È stato seguito, circa un secolo dopo e praticamente nella stessa area, da un ulteriore evento il 24 novembre 2004

(Mw 5,2). Un altro terremoto distruttivo si è verificato ad est di questa sorgente il 3 gennaio 1117 (Mw 6.6, Veronese) (Magri e Molin, 1986; Guidoboni e Comastri, 2005).

Questa Sorgente è una faglia a spinta cieca vergente a S, ritenuta una rampa attiva del sistema di faglie delle Giudicarie. Il ruolo complessivo e la geometria di questa sorgente si basano su dati geologici regionali e geofisici del sottosuolo (cfr. Cavallin et al., 1988; Castaldini e Panizza, 1991).

Lo sciopero è stato preso dall'orientamento generale delle strutture tettoniche mappate. Il tuffo è stato dedotto da considerazioni geologiche regionali relative al piano di spinta. Si presumeva che il rastrello rappresentasse la pura spinta, sulla base di considerazioni geodinamiche generali. La profondità minima e massima erano basate sulla geologia del sottosuolo e sull'incertezza riguardante la profondità alla quale è radicata la spinta attiva. Il tasso di slittamento è stato dedotto dai dati geodinamici regionali.

Magnitudo massima attesa: 6.9 M

Struttura 2. Spinta esterna delle S-Alpi occidentali in profondità



Database of Individual Seismogenic Sources



DISS 3.3.0


FONTI
SISMOGENICHE
INDIVIDUALI

**SORGENTI
SISMOGENICHE
COMPOSITE**

FONTI
SISMOGENICHE
DIBATTUTE

FONTI DI
SUBDUZIONE

MAPPATORE
WEB



SORGENTI SISMOGENICHE COMPOSITE

Informazione Commento Immagini Riferimenti

INFORMAZIONI GENERALI

ID DISS ITCS002

Nome Spinta esterna delle S-Alpi occidentali in profondità


Compilatore/i Burrato P.(1)

Contributori Burrato P.(1), D'Ambrogi C.(2), Maesano FE(1)

Affiliazione/i 1) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; Sezione Roma 1; Via di Vigna Murata, 605, 00143 Roma, Italia
2) Istituto superiore per la protezione e la ricerca ambientale; Servizio Geologico d'Italia; Via Vitaliano Brancati, 48, 00144 Roma, Italia

Creato 01/04/2015

Aggiornato 01/04/2015

Visualizza mappa 

Fonti correlate

INFORMAZIONI PARAMETRICHE

Parametro	Qualità	Prova
Profondità minima [km]	6.0	OD Basato su dati geologici e geofisici del sottosuolo di vari autori.
Profondità massima [km]	13.0	OD Basato su dati geologici e geofisici del sottosuolo di vari autori.
Colpo [gradi] min... max	250...340	OD Basato su dati geologici e geofisici del sottosuolo di vari autori.
Dip [gradi] min... max	25...40	OD Basato su dati geologici e geofisici del sottosuolo di vari autori.
Spoglia [gradi] min... max	80...100	EJ Dedotto dai dati di stress geologico e attivo.
Velocità di scorrimento [mm/a] min... max	0.1000... 0.5000	EJ Sconosciuto, valori assunti dai vincoli geodinamici.

Questa Sorgente Composita appartiene al fronte di spinta più esterno delle Alpi meridionali, vergente a S, sepolto nella pianura lombarda. È stato aggiornato nell'ambito della ricerca sviluppata durante il Progetto Europeo GeoMol (<http://www.geomol.eu/>).

L'elemento principale utilizzato per l'interpretazione della geometria delle sorgenti sismogenetiche in questo settore della Pianura Padana è la presenza di due principali strati di distacco all'interno della successione stratigrafica tagliata dalle faglie di spinta delle Alpi meridionali. I due orizzonti di distacco sono uno più profondo situato alla sommità delle evaporiti triassiche (o base della sequenza carbonatica mesozoica), e uno meno profondo situato alla base dei depositi di avanfolite Gonfolite. Quest'ultima, nell'area tra Milano e Mantova, si fa meno profonda verso est seguendo la geometria superficiale del bacino che ha ospitato i sedimenti. In conseguenza della presenza dei due orizzonti di distacco, il fronte esterno delle Alpi meridionali è caratterizzato da un'importante spinta profonda che taglia la sequenza carbonatica mesozoica, e da spinte poco profonde che si sono sviluppate all'interno dei depositi dell'avanfossa Gonfolite. Il risultato pratico per l'interpretazione delle sorgenti sismogenetiche è che il fronte di spinta esterno delle Alpi meridionali è ora interpretato come segmentato down-dip con sorgenti separate: una corrispondente alla spinta più profonda, e due con le spinte meno profonde, formando due piccoli archi. Questi ultimi, poiché il loro distacco è poco profondo verso est, hanno anche un'ampiezza di avvallamento ridotta nella stessa direzione (con importanti implicazioni sul loro potenziale sismogenico, cioè la massima magnitudo del potenziale terremoto). e due con le spinte meno profonde, formando due piccoli archi. Questi ultimi, poiché il loro distacco è poco profondo verso est, hanno anche un'ampiezza di avvallamento ridotta nella stessa direzione (con importanti implicazioni sul loro potenziale sismogenico, cioè la massima magnitudo del potenziale terremoto).

Questa Fonte è la più profonda e la più grande delle strutture esterne.

Gli attuali cataloghi dei terremoti mostrano una scarsa distribuzione di sismicità minore in questa regione, con pochi o nessun evento che possa essere associato a questa Sorgente.

Lo sciopero di questa Fonte è stato preso dall'orientamento generale delle strutture tettoniche mappate; l'immersione è stata presa dalle prove sotterranee del piano di spinta; si presumeva che il rastrello rappresentasse la pura spinta, sulla base di considerazioni geodinamiche generali. La profondità minima e massima erano basate sulla geologia del sottosuolo e sull'incertezza riguardante la profondità alla quale è radicata la spinta attiva. Il tasso di slittamento è stato dedotto dai dati geodinamici regionali.

Magnitudo massima attesa: 5.9 M

Struttura 3. Spinta esterna delle S-Alpi occidentali poco profonde verso ovest



Database of Individual Seismogenic Sources



DISS 3.3.0


FONTI
SISMOGENICHE
INDIVIDUALI

SORGENTI
SISMOGENICHE
COMPOSITE


FONTI
SISMOGENICHE
DIBATTUTE

FONTI DI
SUBDUZIONE

MAPPATORE
WEB



SORGENTI SISMOGENICHE COMPOSITE i

Informazione	Commento	Immagini	Riferimenti
Nome	Spinta esterna delle S-Alpi occidentali poco profonde verso ovest		
Compilatore/i	Burrato P.(1)		
Contributori	Burrato P.(1), D'Ambrogi C.(2), Maesano FE(1)		
Affiliazione/i	1) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; Sezione Roma 1; Via di Vigna Murata, 605, 00143 Roma, Italia 2) Istituto superiore per la protezione e la ricerca ambientale; Servizio Geologico d'Italia; Via Vitaliano Brancati, 48, 00144 Roma, Italia		
Creato	01/04/2015		
Aggiornato	28/05/2015		
Visualizza mappa			
Fonti correlate	ITIS104		

INFORMAZIONI PARAMETRICHE

Parametro	Qualità	Prova
Profondità minima [km]	2.0	OD Basato su dati geologici e geofisici del sottosuolo di vari autori.
Profondità massima [km]	6.0	OD Basato su dati geologici e geofisici del sottosuolo di vari autori.
Colpo [gradi] min... max	215...340	OD Basato su dati geologici e geofisici del sottosuolo di vari autori.
Dip [gradi] min... max	25...50	OD Basato su dati geologici e geofisici del sottosuolo di vari autori.
Spoglia [gradi] min... max	80...100	EJ Dedotto dai dati di stress geologico e attivo.
Velocità di scorrimento [mm/a] min... max	0.1000... 0.5000	EJ Sconosciuto, valori assunti dai vincoli geodinamici.
Magnitudine massima [Mw]	6.2	E.R Stimato dalle relazioni di scala di Leonard (2014).

LD=Dati Di Letteratura; OD=Dati Originali; ER=Relazione Empirica; AR=Relazione Analitica; EJ=Giudizio Esperto

Questa Sorgente Composita appartiene al fronte di spinta più esterno delle Alpi meridionali, vergente a S, sepolto nella pianura lombarda ed è stata stabilita nell'ambito della ricerca sviluppata durante il Progetto Europeo GeoMol (<http://www.geomol.eu/>).

L'elemento principale utilizzato per l'interpretazione della geometria delle sorgenti sismogenetiche in questo settore della Pianura Padana è la presenza di due principali strati di distacco all'interno della successione stratigrafica tagliata dalle faglie di spinta delle Alpi meridionali. I due orizzonti di distacco sono uno più profondo situato alla sommità delle evaporiti triassiche (o base della sequenza carbonatica mesozoica), e uno meno profondo situato alla base dei depositi di avanfolite Gonfolite. Quest'ultima, nell'area tra Milano e Mantova, si fa meno profonda verso est seguendo la geometria superficiale del bacino che ha ospitato i sedimenti. In conseguenza della presenza dei due orizzonti di distacco, il fronte esterno delle Alpi meridionali è caratterizzato da un'importante spinta profonda che taglia la sequenza carbonatica mesozoica, e da spinte poco profonde che si sono sviluppate all'interno dei depositi dell'avanfossa Gonfolite. Il risultato pratico per l'interpretazione delle sorgenti sismogenetiche è che il fronte di spinta esterno delle Alpi meridionali è ora interpretato come segmentato down-dip con sorgenti separate: una corrispondente alla spinta più profonda, e due con le spinte meno profonde, formando due piccoli archi. Questi ultimi, poiché il loro distacco è poco profondo verso est, hanno anche un'ampiezza di avvallamento ridotta nella stessa direzione (con importanti implicazioni sul loro potenziale sismogenico, cioè la massima magnitudin del potenziale terremoto). e due con le spinte meno profonde, formando due piccoli

archi. Questi ultimi, poiché il loro distacco è poco profondo verso est, hanno anche un'ampiezza di avvallamento ridotta nella stessa direzione (con importanti implicazioni sul loro potenziale sismogenico, cioè la massima magnitudo del potenziale terremoto). e due con le spinte meno profonde, formando due piccoli archi. Questi ultimi, poiché il loro distacco è poco profondo verso est, hanno anche un'ampiezza di avvallamento ridotta nella stessa direzione (con importanti implicazioni sul loro potenziale sismogenico, cioè la massima magnitudo del potenziale terremoto).

Questa Sorgente Composita è la più occidentale e la più grande delle due strutture poco profonde e ospita la singola sorgente sismogenetica del terremoto della Valle dell'Oglio del 1802. Per un'analisi approfondita della sismogenesi in questa regione, il lettore può fare riferimento anche alla Fonte Individuale in questo Database.

Gli attuali cataloghi dei terremoti mostrano una scarsa distribuzione di sismicità minore in questa regione, ad eccezione di un terremoto chiave che si è verificato il 12 maggio 1802 (Mw 5.9) nella valle dell'Oglio R..

Lo sciopero di questa Fonte è stato preso dall'orientamento generale delle strutture tettoniche mappate; l'immersione è stata presa dalle prove sotterranee del piano di spinta; si presumeva che il rastrello rappresentasse la pura spinta, sulla base di considerazioni geodinamiche generali. La profondità minima e massima erano basate sulla geologia del sottosuolo e sull'incertezza riguardante la profondità alla quale è radicata la spinta attiva. Il tasso di slittamento è stato dedotto dai dati geodinamici regionali.

Magnitudo massima attesa: 6.2 M

4- Analisi degli elementi di ingresso e rappresentazione della carta di vulnerabilità sismica del Piano della Protezione Civile della Val Brembana

L'analisi del territorio per la valutazione delle aree sensibili di pericolosità sismica nell'ottica del Piano della Protezione Civile della Valle Brembana è stata effettuata includendo le seguenti aree caratterizzanti:

1. Centri storici (centri storici ex Art. 68 PTCP Provincia di Bergamo);
2. Aree di fondovalle con depositi granulari e/o coesivi suscettibili di amplificazione sismica di sito, falde di detrito, zone moreniche (Scenario Z4);
3. Aree interessate da ciglio di scarpata, con altezza $H > 10$ m, suscettibili di amplificazione morfologica topografica (Scenario Z3a);
4. Aree di frana, sono comprese tutte le aree caratterizzate da movimenti franosi attivi, quiescenti ed aree potenzialmente franose o esposte a rischio di frana (Scenario Z1);
5. Zone di contatto stratigrafico e/o tettonico tra litotipi di con caratteristiche fisico-meccaniche molto diverse (Scenario Z5).

Considerando che non esistono attualmente studi esaustivi in grado di fotografare la vulnerabilità del costruito sul territorio, e che in ogni caso, fino al 2003, nei Comuni ora inseriti in classe terza non venivano adottati criteri antisismici nelle costruzioni in quanto classificati in quarta classe, si può considerare valido quanto suggerito dal Piano d'Emergenza Provinciale – Rischio Sismico il quale adotta un approccio cautelativo con riferimento ad uno scenario relativo ad un terremoto di media intensità, con danneggiamenti isolati ad edifici e/o infrastrutture, ma con allarme generalizzato e talora panico nella popolazione, sovrastimando quindi il più probabile evento atteso in base alla classificazione sismica nazionale vigente.

Particolare attenzione è posta ai centri storici che per loro natura sono costituiti da edifici fortemente vulnerabili.

Il processo di analisi illustrato determina l'individuazione di piano della cartografia denominata AREE VULNERABILI PER IL RISCHIO SISMICO DELLA COMUNITÀ MONTANA VALLE BREMBANA.

Nel territorio analizzato è stata riscontrata l'assenza delle verifiche sismiche sugli edifici di interesse strategico e opere infrastrutturali, la cui funzionalità durante gli eventi sismici assume rilievo fondamentale per le finalità di protezione civile ex art. 2 comma 3 dell'OPCM 3274/2003.

E' opportuno segnalare la necessità di approfondimenti conoscitivi che si dovrebbero programmare in futuro:

- approfondimento sulle caratteristiche di adeguatezza dal punto di vista sismico dell'edificio sede dell'Unità di Crisi Locale (U.C.L.)
- approfondimento sulle caratteristiche di adeguatezza dal punto di vista sismico delle aree di ammassamento e il ricovero e delle opere infrastrutturali che possono assumere rilevanza in caso di collasso.

In assenza di informazioni di carattere sismico sugli edifici, non sono state individuate strutture per il ricovero. Per le caratteristiche meteorologiche dei luoghi, è opportuno individuare strutture pubbliche o private idonee al ricovero adatti anche nei periodi invernali.

In attesa degli approfondimenti di carattere sismico sugli edifici e sulle infrastrutture, in questa prima fase si è pertanto limitati ad individuare le aree maggiormente vulnerabili rappresentate dai centri storici, le sedi dell'U.C.L. e le aree di attesa.