



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof. Domenico Rio

TESI DI LAUREA TRIENNALE IN SCIENZE
GEOLOGICHE

**STUDIO GEOLOGICO DEL MONTE
PERON E DEI SUI DEPOSITI DI FRANA**

Relatore: Prof. Silvana Martin
Correlatore: Prof. Manuel Rigo

Laureando: Marco De Zorzi

ANNO ACCADEMICO 2010 / 2011

Indice

Introduzione	pg. 3
1. Inquadramento geografico	pg. 4
2. Inquadramento geologico	pg. 5
2.1 Legenda estratto foglio BL 063	pg. 6
2.2 Storia geologica dell'area	pg. 10
2.3 Descrizione formazioni presenti	pg. 13
3. La frana del Peron	pg. 18
3.1 Morfologia del deposito	pg. 19
3.2 Il evento: il rock avalanche	pg. 26
3.3 Misure della frana	pg. 28
4. Storia della frana	pg. 29
5. Campioni e datazioni	pg. 32
Bibliografia	pg. 33
Allegati	pg. 35
6. Campioni esaminati	pg. 35
7. Analisi chimiche	pg. 44

Introduzione

Questa tesi di laurea è uno studio geologico del Monte Peron, montagna poco conosciuta dal punto di vista turistico, ma interessante dal punto di vista geologico e strutturale, che appartiene alle Dolomiti Bellunesi.

L'interesse verso questo monte è dato dalla presenza di enormi depositi di frana estesi ciascuno per qualche km² nella piana sottostante il Monte Peron, denominati "Masiere di Vedana". Questi depositi sono stati oggetto di dibattiti tra i vari geologi, non solo in merito alla loro origine, ma anche in merito alla loro natura.

Lo scopo di questo lavoro consiste quindi nel cercare di fare un po' di chiarezza sui depositi, e sulla loro natura. Per fare ciò ho eseguito una ricerca bibliografica sugli autori che hanno studiato queste zone, ho fatto varie escursioni esplorative ai depositi e alle pareti del Peron per identificare le varie formazioni geologiche presenti, le loro caratteristiche e i loro limiti.

Ho elaborato una carta geologica preliminare dell'area in scala 1:5000, utilizzando come base la carta tecnica regionale della regione Veneto

1. Inquadramento geografico



Fig. 1 Localizzazione del monte Peron nella provincia di Belluno

L'area studiata è situata nell'Italia nord-orientale a ridosso delle prealpi Bellunesi, nel comune di Sedico (Fig.1). Il monte oggetto della tesi è il Monte Peron, la cui vetta è a quota 1486 m.s.l.m. Esso si trova a Sud delle Dolomiti Bellunesi sulla destra idrografica del fiume Piave e quindi sul versante destro del Vallone Bellunese, in sinistra idrografica del torrente Cordevole che, in questa zona esce dalla profonda valle glaciale sfociando nella piana di Belluno.

La valle del Piave o Val Belluna, ha direzione E-W ed è caratterizzata da un'evoluzione glaciale che ha avuto la sua massima espansione intorno ai 20.000 anni fa e che si è esaurita intorno ai 13.000 anni fa. (PELLEGRINI et al, 2006).

La paleo frana (o le paleo frane) oggetto di studio si è staccata dal versante meridionale del monte Peron originando un macereto estremamente esteso chiamato “ Masiere di Vedana” che, dalle pendici del monte si estende per circa 4,5 km di lunghezza, tra la confluenza della Valle del Cordevole e la Valle del Mis.

Sulle carte IGM l'area ricade nella tavoletta 1:25.000 "Sedico"; il Monte Peron si trova nel punto in cui si incontrano i quattro quadranti "case Salet", "forcella San Giorgio", "Mis", e "Mas".

2. Inquadramento geologico

Il Monte Peron appartiene alle Dolomiti orientali, ovvero ad una complessa zona di transizione tra l'Alto Trentino e il Bacino Veneto. Quest'area era situata in un complesso ambiente geologico che ha subito intense variazioni dal punto di vista sedimentologico, tettonico e climatico.







La prima cosa che si nota giungendo da sud dinnanzi alle pareti del monte Peron è l'enorme nicchia di distacco (Fig. 2) correlata al grande macereto delle "Masiere di Vedana" sottostante. La parete del monte è formata da strati verticali costituiti da una successione di unità mesozoiche che hanno età che vanno dal Trias Superiore (230 Ma) all'Eocene Inferiore (56 Ma). Gli strati sono principalmente inclinati di 80-90° e hanno un'immersione media verso 165 N.



Fig. 2 Parete sud del monte Peron con i suoi strati verticali

Un'importante faglia, la Linea di Belluno, passa alla base del monte Peron e delimita verso N la sinclinale di Belluno caratterizzata dalla presenza di formazioni terziarie.

2.1. Legenda estratto Foglio Belluno 063

	Asse di sinclinate
	Faglia inversa e sovrascorrimento
	Faglia: faglia presunta
	Detrito di falda con indicazione dei coni piú significativi: a) detrito in grossi massi. ATTUALE
	Depositi fluviali postglaciali per lo piú terrazzati e relativi coni. Depositi lacustri ricoperti da depositi fluviali (La Venegia*). OLOCENE
	Depositi fluviali e fluvioglaciali cataglaciali dell'ultima espansione glaciale, localmente cementati con indicazioni dei principali coni (Leveco*). PLEISTOCENE SUPERIORE
	MARNA DI BOLAGO: BURDIGALIANO p.p.
	ARENARIA DI LIBANO-SILTITE DI CASONI-ARENARIA DI ORZES: BURDIGALIANO p.p. (?) - AQUITANIANO p.p.
	SILTITE DI BASTIA: AQUITANIANO p.p. - CATTIANO p.p.
	ARENARIA GLAUCONITICA DI BELLUNO: CATTIANO p.p.
	FLYSCH DI BELLUNO: EOCENE p.p.
	SCAGLIA ROSSA: EOCENE INFERIORE p.p. - CRETACICO SUPERIORE p.p.
	BIANCONE: CRETACICO p.p. - MALM p.p.
	ROSSO AMMONITICO E FORMAZIONE DI FONZASO: MALM p.p. - DOGGER p.p.
	CALCARE DEL VAIDNT: DOGGER
	FORMAZIONE DI IGNE: ALENANO (?) - TOARCIANO
	FORMAZIONE DI SOVERZENE: LIAS MEDIO - LIAS INFERIORE
	CALCARI GRIGI: LIAS MEDIO - LIAS INFERIORE
	DOLOMIA PRINCIPALE: RETICO - NORICO

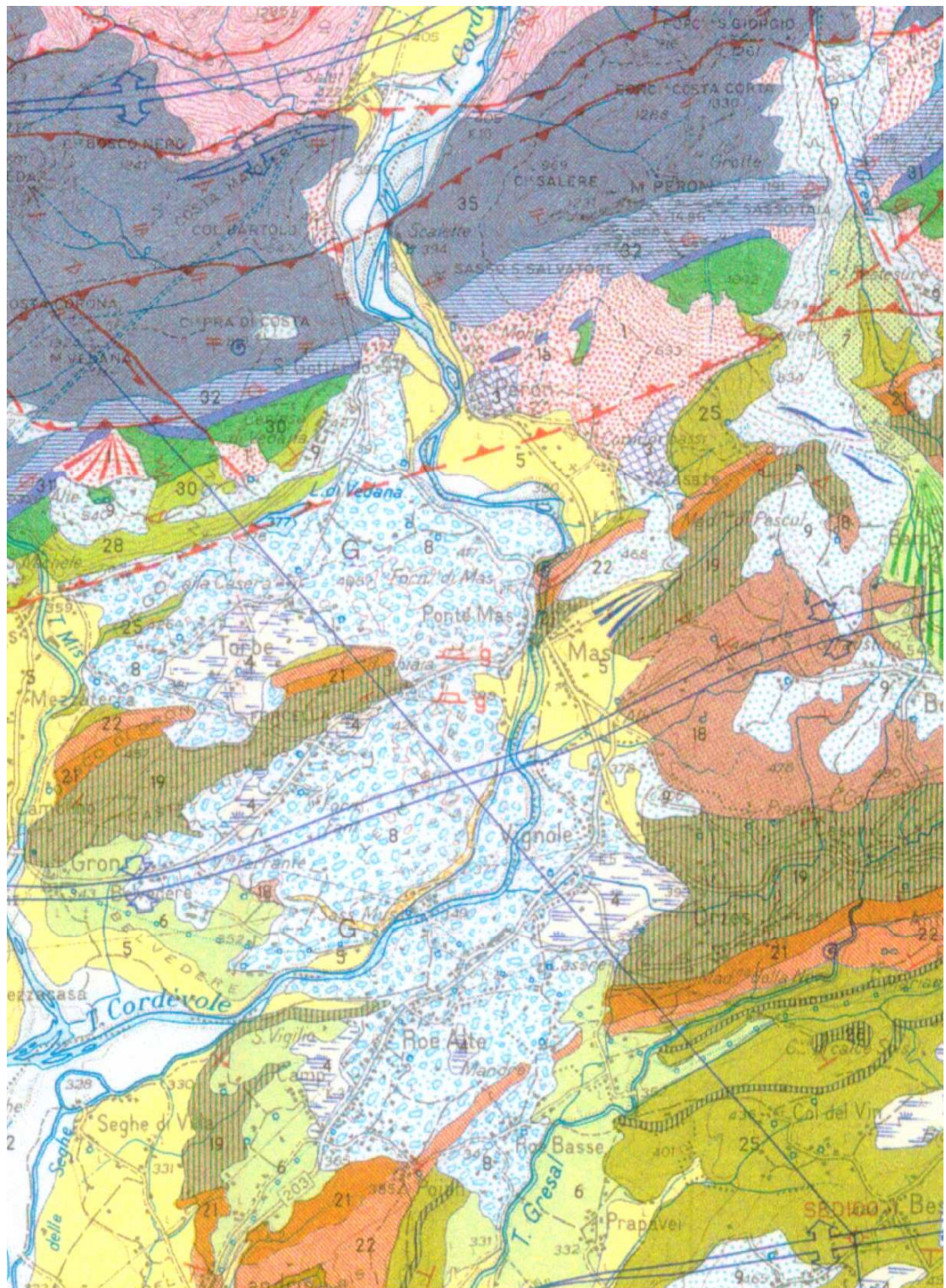


Fig. 3 Carta geologica del Monte Peron e dei depositi di frana in scala 1:50.000 (Servizio geologico d'Italia - Foglio Belluno 063)

La Linea di Belluno rappresenta la continuazione di una faglia a scala regionale che ha generato, più ad ovest, nel settore Trentino, la grande anticlinale Coppolo-Pelf (Fig. 4).

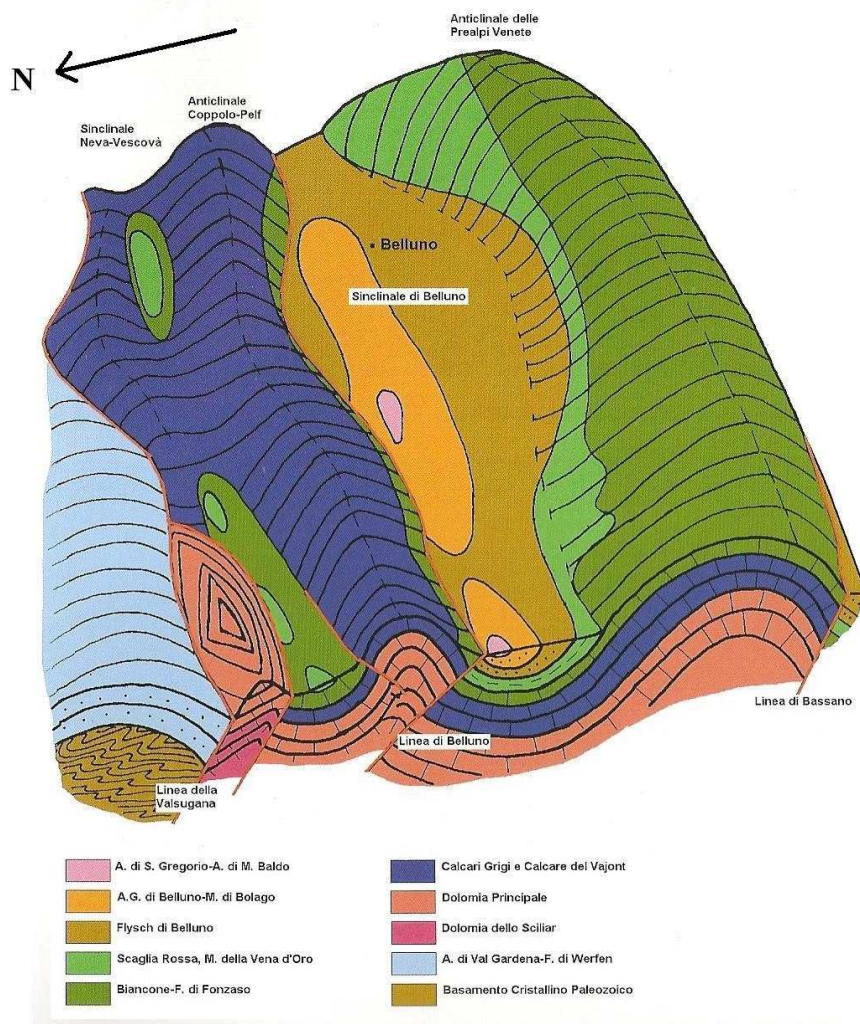


Fig. 4 Situazione strutturale del Vallone Bellunese con al centro la linea di Belluno e l'anticlinale Coppolo-Pelf. (GIORDANO D., TOFFOLET L, 2002).

Per quanto riguarda le formazioni presenti, ho individuato partendo dalla formazione più antica, la seguente stratigrafia: Dolomia Principale (220-210 Ma), Calcarei Grigi (200-170 Ma), Rosso Ammonitico Inferiore (170-160 Ma), Calcere del Vajont (160-155 Ma), formazione di Fonzaso (160-155Ma), Rosso Ammonitico Superiore (155-145 Ma), Biancone (145-125 Ma), Scaglia Rossa

(125-56 Ma), Flysch di Belluno (56-34 Ma). (Fig. 5 scala stratigrafica)

STRATIGRAFIA PERON

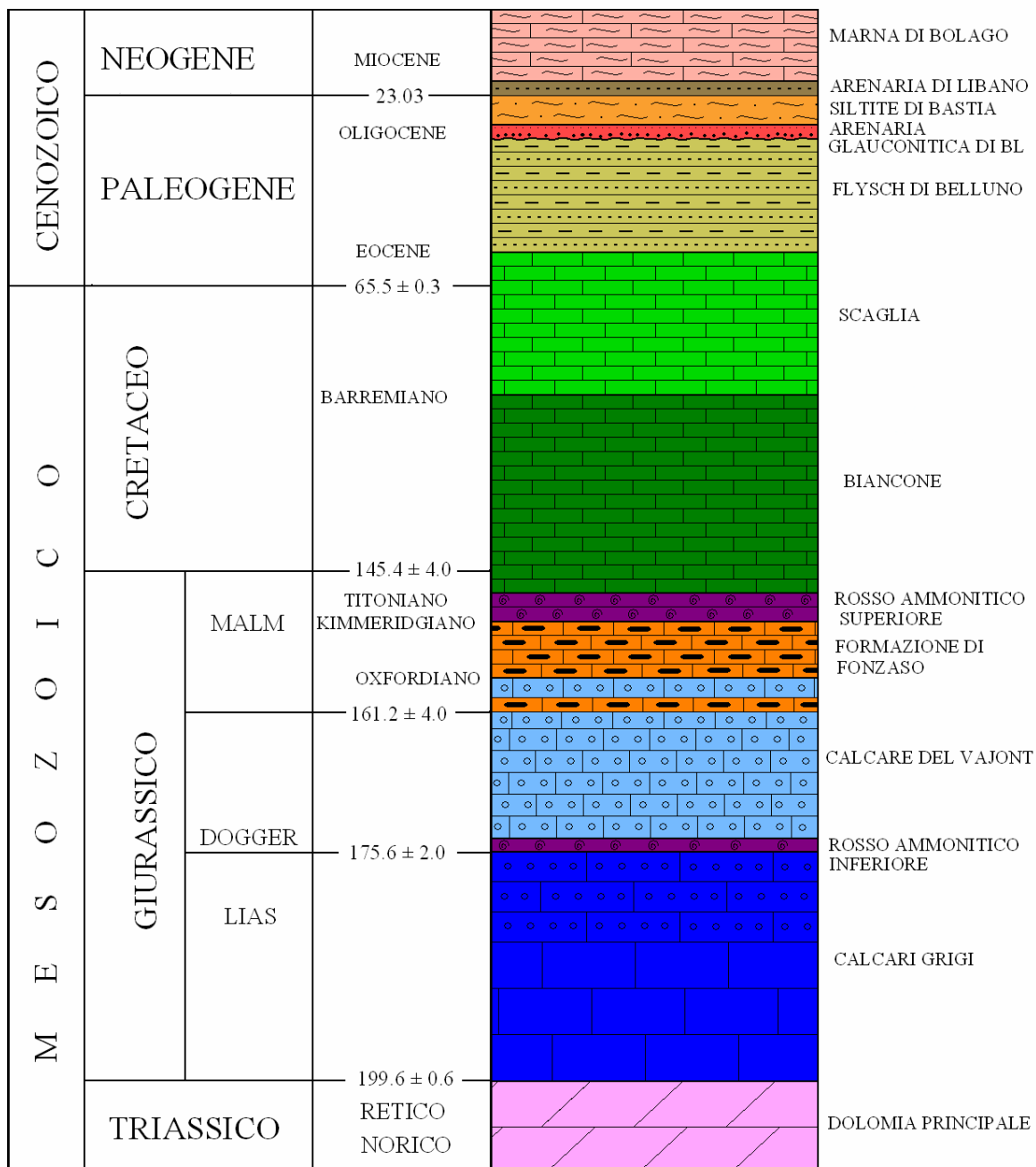


Fig. 5 Colonna stratigrafica dell'area del Peron con riportate a fianco le età e i vari periodi delle formazioni; spessori delle formazioni non in scala.

2.2. Storia geologica dell'area

A partire dal Trias Superiore (230-210 Ma) questa regione apparteneva ad una regione della Pangea caratterizzata da clima tropicale, con clima caldo e poco piovoso simile a quello delle attuali aree Caraibiche (GIORDANO D., TOFFOLET L., 2002).

In questo ambiente, a causa di un lungo periodo di subsidenza a carattere regionale, si formò una grande piana di marea con mare basso e tranquillo.

Su questa estesa piana di marea, invasa periodicamente dalle mare e spazzata dagli uragani, si depositarono calcari stratificati in grossi banchi dal colore bianco grigiastro, con una potenza totale superiore ai 1000m, che divennero successivamente oggetto di intensa dolomitizzazione (**Dolomia Principale**).

Tra il Trias Superiore e il Giurassico Inferiore, durante lo smembramento della Pangea in seguito ad una grande fase distensiva, sul margine “africano” della Tetide (corrispondente all'attuale Italia nord orientale), si formarono fosse tettoniche (graben) e alti strutturali (horst), delimitati da faglie normali e listriche. Esempi di queste fosse sono il bacino Lombardo ad ovest ed il Bacino Bellunese ad est.

Il Monte Peron era situato all'estremità del margine orientale della piattaforma Trentina. Su questo margine, in un'area di marea simile a quella del Trias Superiore, si depositarono dei fanghi carbonatici che diedero origine alla porzione inferiore dei **Calcari Grigi**. La porzione superiore è costituita invece da calcari oolitici provenienti dai margini degli atolli situati più ad ovest.

Alla fine del Giurassico inferiore (Lias), in seguito alla continua subsidenza, si ebbe l'annegamento della piattaforma Trentina seguito perciò da un arresto dell'apporto di sedimenti.

Il successivo accumulo di frammenti di echinodermi, bivalvi, spicole di spugna, belemniti e ammoniti, riferibile allo sprofondamento della

piattaforma e alla formazione di un profondo bacino, diede origine alla formazione del **Rosso Ammonitico Inferiore** (170-160 Ma).

Nel Bacino Bellunese intanto si depositarono le dolomie bituminose grigio scure della **Dolomia della Schiara**, e poi grandi quantità di fanghi carbonatici ricchi di resti di radiolari e spicole di spugna mescolati a detriti (**Formazione di Soverzene**). In questa fase si ebbe un arretramento del margine della piattaforma Trentina prima delineato dalla scarpata di faglia del Marmol, e ora dalla faglia diretta del Coro-Medone.(Fig. 6)

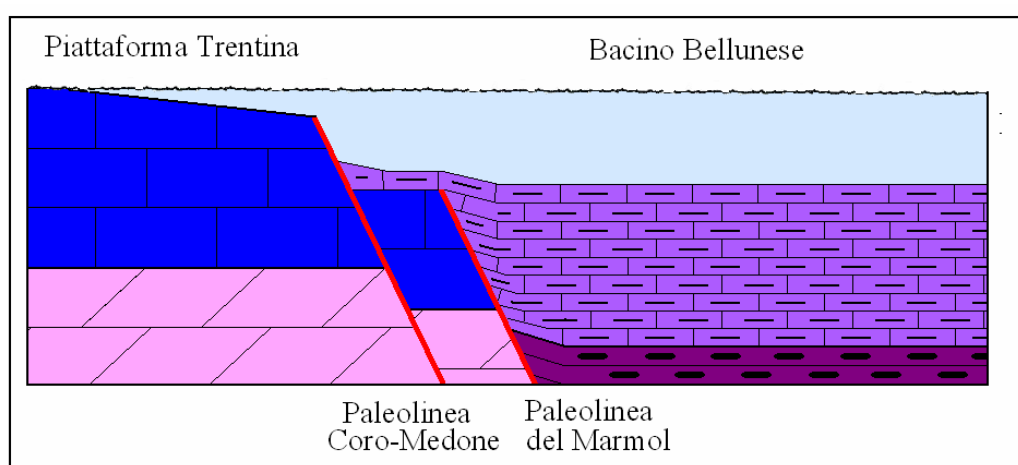


Fig. 6 Paleolinee che delimitavano il Bacino Bellunese dalla Piattaforma Trentina con la Dolomia Principale e i Calcari Grigi sulla piattaforma e la Dolomia della Schiara e la Formazione di Soverzene nel bacino.

Ad un continuo sprofondamento della Piattaforma Trentina, fino a diventare un “altofondo pelagico”, e in seguito all’evento anossico Toarciano, seguì la deposizione di marne e calcari marnosi selciferi grigio-giallastri, sottilmente stratificati della **Formazione di Igne**.

Durante la sedimentazione della Formazione di Igne, il sito corrispondente all’attuale Monte Peron si trovava ad est della paleoinea del Medone.

Sulla piattaforma Friulana intanto si accumulavano delle sabbie oolitiche con intraclasti e bioclasti che, nel Giurassico medio (Dogger) franavano lungo le scarpate della piattaforma Friulana

sottoforma di grandi torbiditi. Queste ultime, possedendo una grande inerzia, precipitavano nel bacino sottostante fino ad arrestarsi al margine della Piattaforma Trentina. Queste torbiditi hanno dato origine al **Calcere del Vajont** che ha riempito il Bacino Bellunese fino ad appianare il dislivello esistente tra il bacino Bellunese e l'altofondo Trentino, sovrapponendosi al Rosso Ammonitico Inferiore. L'elevata energia posseduta dalle correnti torbiditiche è facilmente osservabile a tetto della formazione di Ignee che appare spesso erosa da esse.

Alla deposizione del Calcere del Vajont è seguita la deposizione dei calcari selciferi della **Formazione di Fonzaso**, che terminò, alla fine del Giurassico, con una crisi di produzione di sedimenti da parte della piattaforma Friulana che rimaneva in posizione rilevata. Durante questo intervallo di deposizione di sedimenti Friulani, nel bacino Bellunese si depositò il **Rosso Ammonitico Superiore** seguito poi alla precipitazione di fanghi carbonatici pelagici che, nel Cretaceo, costituiranno gli strati calcarei del **Biancone**.

Nel Cretaceo Superiore si depositarono quindi fanghi carbonatici mescolati a gusci di foraminiferi planctonici che costituirono la **Scaglia Rossa**. In questo periodo si ebbe il definitivo annegamento della piattaforma Friulana dovuto ad un grande aumento del livello del mare che raggiunge il suo massimo livello proprio durante la deposizione della Scaglia Rossa.

Nel Cretaceo Superiore iniziò l'orogenesi alpina che portò le grandi modificazioni alle serie Bellunesi per l'attivazione di sovrascorrimenti ovest-vergenti durante la fase alpina "Mesoalpina" o Dinarica di età eocenica, che causò il sollevamento e la deformazione del fondale marino (DOGLIONI, 1987).

Durante la fase Neo-alpina, la cui direzione di compressione era NNW-SSE, si attivarono grandi sovrascorrimenti sud-vergenti con anticlinali da rampa anch'esse sud-vergenti di cui la linea (o sovrascorrimento della Valsugana, situato a Nord dell'area oggetto della tesi, è un esempio.

Un altro esempio di queste strutture Neo-alpine è la Linea di Belluno che passa proprio a Sud del Monte Peron e che costituisce la grande anticlinale da rampa chiamata anticlinale Coppolo-Pelf (Fig. 4).

Altri esempi di strutture di sovrascorrimento Neo-alpine sono la Linea di Bassano e la Linea del Montello.

L'emersione della catena alpina in aree settentrionali, già nel Paleocene/Eocene, aveva attivato immediatamente processi di erosione e deposizione, che hanno dato origine a grandi depositi torbiditici, tra cui appunto il **Flysch di Belluno** che è costituito dall'alternanza di livelli marnosi e arenacei.

Tra l'Eocene, periodo in cui si è verificata l'orogenesi Dinarica di cui l'intera regione dolomitica e pedemontana conservano tracce, e l'Oligocene, gli eventi tettonici alpini hanno prodotto un'importante lacuna stratigrafica di circa 10 milioni di anni, che termina con la deposizione di "molasse", tipici depositi terrigeni che si formano al margine di catene montuose soggette a forte erosione. I depositi terrigeni presenti nell'area studiata sono le **Arenarie Glauconitiche di Belluno**, la **Siltite di Bastia**, l'**Arenaria di Libano** e la **Marna di Bolago**.

2.3. Descrizione delle formazioni presenti

2.3.1. Calcari grigi

Età: Lias Inf. – Lias Medio

E' una formazione che generalmente si presenta come il gruppo dei calcari grigi costituito da quattro sottounità che sono la formazione Monte Zugna, calcare oolitico di Loppio, formazione di Rotzo, calcare oolitico di Massone, ma essendo estremamente variabile orizzontalmente, nella nostra area si presenta in maniera differente dalla classica successione. Sul monte Peron sono presenti solo due membri: un membro inferiore costituito da dolomie saccaroidi

bianche organizzate in cicli peritidali che poggiano sopra delle dolomie granulari scure bituminose, che segnano il limite inferiore con la Dolomia Principale. Il membro superiore è costituito invece da calcareniti e calciruditi ad ooliti, oncoliti e intraclasti, il tutto depositatosi in massicce bancate dallo spessore metrico.

L'ambiente deposizionale dei Calcari Grigi è caratterizzato da condizioni di margine di piattaforma instauratesi in corrispondenza dell'apertura del bacino di Belluno, seguite da condizioni peritidali, avvenute nel Lias inferiore.

Verso il contatto con le formazioni superiori diventano via via sempre più dolomitizzati.

Il limite superiore con il Rosso Ammonitico Inferiore è netto e ben visibile.

Lo spessore totale della formazione si aggira attorno ai 700 m.

2.3.2. Rosso ammonitico inferiore

Età: Giurassico Medio.

Tra i Calcari Grigi e i soprastanti Calcari del Vajont, è stato individuato un sottile strato di circa un metro di spessore, costituito da un calcare rosa-verdastro contenente sporadiche spicole, echinodermi e alcuni brachiopodi. Questo strato, seppur di difficile individuazione, è riconducibile al Rosso Ammonitico Inferiore. Non è stata individuata alcuna ammonite forse a causa del ridotto spessore di questa formazione e della accentuata dolomitizzazione che molto probabilmente ha dissolto i gusci aragonitici delle ammoniti.

Sono stati individuati degli orizzonti di hard-ground, i quali indicano momentanee interruzioni della sedimentazione dovute ad un innalzamento della CCD in seguito ad eventi tettonici, o ad una diminuzione dell'apporto sedimentario in seguito ad un abbassamento eustatico.

Il Rosso Ammonitico Inferiore affiora alla base della parete meridionale del monte Peron dove forma un'evidente cavità dovuta alla maggior erodibilità di questo calcare rispetto ai calcari adiacenti. Il contatto con il Calcare del Vajont è per faglia (trascorrente sinistra), a causa della maggior debolezza del Rosso Ammonitico Inferiore.

Il Rosso Ammonitico inferiore formazione affiora anche lungo l'alveo del torrente Cordevole con uno spessore di alcuni metri.

2.3.3. Calcari del Vajont

Età: Dogger – Malm inferiore.

I Calcari del Vajont sono calcari oolitici grigio/grigio-nocciola con sottili intercalazioni di calcari micritici a radiolari. L'intera formazione ha uno spessore attorno ai 300 m.

Sono dei calcari di origine torbiditica, generate da frane sottomarine provenienti dalla piattaforma friulana e precipitate a grandi velocità nel bacino bellunese nel quale si sono depositate. Le intercalazioni micritiche rappresentano le fasi di sedimentazione bacinale.

Si presentano in strati spessi da uno a pochi metri, il cui spessore è dovuto alla variazione dell'apporto della torbidite.

Il contatto con la formazione inferiore è un contatto erosivo con il Rosso Ammonitico Inferiore, mentre nella parte superiore, il contatto è graduale con alternanze con la formazione di Fonzaso. È in eteropia sia con il Rosso Ammonitico inferiore sia con la Formazione di Fonzaso.

Non sono stati trovati fossili poiché in questa formazione essi sono estremamente rari; si possono trovare tuttavia resti di conifere, coralli, crinoidi, echinodermi e spicole di spugna. Fin'ora è stata rinvenuta una sola ammonite (*Docidoceras*). I microfossili che si possono individuare nelle sezioni sottili sono foraminiferi e radiolari.

2.3.4. Formazione di Fonzaso

Età: Oxfordiano - Kimmeridgiano Inf.

La formazione di Fonzaso è costituita da un calcare micritico grigiastro con abbondante selce, che si presenta in strati decimetrici con uno spessore di 60 m.

In quasi tutta l'area in cui questa formazione si è depositata, essa si trova in eteropia con le torbiditi del calcare oolitico del Vajont, perciò il contatto inferiore non è netto ma graduale. Lo stesso vale per il contatto superiore con il Rosso Ammonitico Superiore dove la Formazione di Fonzaso diventa via via rosa-violaceo e diminuisce la selce.

Questa formazione è tipica di un ambiente di mare profondo, lo testimonia l'abbondanza selce di colore grigio (al fondo) e rosso verdognolo (in alto), caratteristica di questa formazione; essa si è formata per accumulo di materiale siliceo precipitato dalla colonna d'acqua soprastante, e si è accumulato per precipitazione di soluzioni colloidali. All'interno della formazione non si trovano ammonoidi né i loro aptici, segno che si è formata in condizioni di mare profondo al di sotto della ACD.

2.3.5. Rosso Ammonitico Superiore

Età: Kimmeridgiano Sup. – Titoniano Inf.

Questa formazione è facilmente riconoscibile poiché, ha il classico colore rosa-rosso-violaceo tipico del Rosso Ammonitico. Si presenta come un calcare nodulare fortemente bioturbato nel quale sono state rinvenuti alcuni esemplari di ammonoidi; oltre agli ammonoidi si possono trovare nautiloidi, rostri e fragmoconi di belemniti, bivalvi pelagici e crinoidi.

Sono presenti, seppur in maniera minore, dei noduli di selce rossastra.

La struttura nodulare è dovuta a bioturbazione combinata con cementazione e diagenesi.

La formazione ha uno spessore attorno ai 20 m e passa dal classico calcare rosa violaceo alla base ad un calcare nodulare biancastro al tetto (“Titoniano Bianco”). Questa variazione di colore è dovuta probabilmente ad una riduzione della presenza del ferro (Fe^{3+}) nei sedimenti.

L’ambiente di formazione è marino con profondità superiore ai 200 m, sicuramente inferiore alla CCD.

La presenza di hardgrounds indica che si tratta di una formazione condensata, ovvero che una piccola sezione di roccia rappresenta un grande intervallo di sedimentazione.

2.3.6. *Biancone*

Età: Tardo Giurassico fino a gran parte del Cretaceo Inferiore. (Titoniano Sup – Barremiano).

Il Biancone si presenta in strati centimetrici-decimetrici di calcari pelagici con noduli di selce grigia e giallastra. È facilmente riconoscibile per la tipica frattura concoide e la grana estremamente fine.

Si possono spesso individuare delle superfici stilolitiche derivanti da processi di pressione e soluzione della roccia quando è stata sottoposta a carichi litostatici.

Nella nostra zona la stratificazione non è sempre regolare poiché, a volte, è alternata a torbiditi a bioclasti e peloidi provenienti dalla piattaforma Friulana.

Questa formazione è il risultato della lenta decantazione dalla colonna d’acqua del fango pelagico mescolato con variabili quantità di carbonato microcristallino proveniente dalla vicina piattaforma Friulana. La profondità di sedimentazione è superiore ai 200 m.

Il limite inferiore è netto col Rosso Ammonitico Superiore e quello superiore solitamente è netto con la scaglia, o con un livello di marne bituminose di circa 50 cm (*livello Bonarelli*) ricco di solfuri di ferro e resti di pesci, depositatosi verso la fine del Cretaceo Inferiore dove si ha avuto un periodo di scarsa o nulla presenza di ossigeno sul fondo marino, verificatosi a scala planetaria. Questo livello non è stato individuato nella nostra area poiché o non presente o perché ricoperto dalla vegetazione.

Il limite superiore con la Scaglia è rappresentato da una serie di strati grigio-rossastri nodulari e compatti. Lo spessore totale della formazione si aggira attorno ai 600 m.

.

2.3.7 Scaglia rossa

Età: Aptiano-Eocene Inferiore

La Scaglia Rossa è una formazione pelagica deposta a grandi profondità, le massime raggiunte dalla nostra regione.

Si presenta alla base come calcari argillosi rosei rossastri, che diventano poi calcari scagliosi rosei selciferi, fittamente stratificati, i quali nelle parte superiore divengono più marnosi, di colore rosso e sono spesso accompagnati da sottili intercalazioni marnose ed argillose. La parte finale è rappresentata da marne e micriti marnose rossastre passanti al grigio verso i termini superiori.

La potenza totale di questa formazione è attorno ai 100 m.

Nell'area studiata la Scaglia Rossa è rappresentata solo dai suoi termini inferiori, manca tutta la parte della scaglia cinerea asportata dalla linea di Belluno che passa all'interno di questa formazione mettendo in contatto la Scaglia Rossa con il Flysch di Belluno.

3. La frana del Peron

La grande frana distaccatasi dal monte Peron è stata oggetto di molte controversie da parte di diversi autori. La descrizione che segue è il risultato dei vari studi effettuati sull'area di frana e soprattutto sul grande macereto denominato "Masiere di Vedana".

3.1 Morfologia del deposito

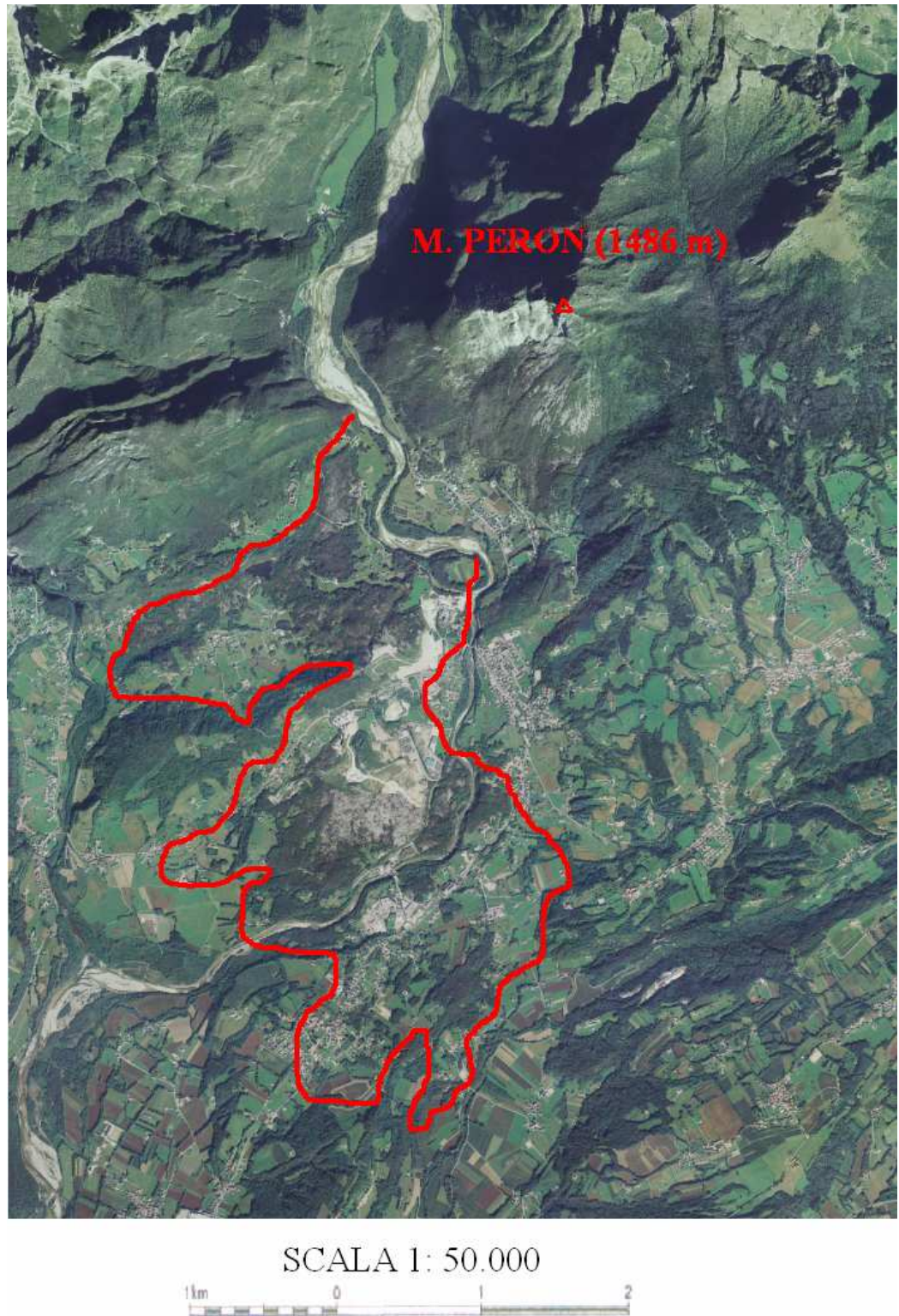


Fig. 7 Ortofoto con delimitati in rosso l'estensione dei depositi di frana (ortofoto Regione Veneto)

Il deposito principale, direttamente osservabile, si presenta come un esteso accumulo di materiale di granulometria e litologia uniforme. Osservando una sezione della parte superficiale di un deposito di

frana del Monte Peron, si può notare una gradazione inversa del materiale, con alla base una grande quantità di materiale fine passante verso l'alto (verso la superficie) a grandi blocchi fino a grandi *boulders* che vanno da poche a molte decine di metri cubi.

Il deposito principale ha inizio dalla parete del monte Peron e si estende per circa 4,5 km fino alla località Roe Basse.



Fig. 8 Gradazione inversa osservabile su una sezione del deposito. Il bastone bianco è lungo 1,5 m. (CUMANA.)

Alla base del monte, in località Peron, si può notare un piano che divide nettamente i depositi della parete da quelli sparsi sulla piana sottostante. I depositi di questa piana sono stati interpretati come depositi lacustri depositatosi in un probabile lago di sbarramento formatosi successivamente l'ultimo grande crollo. Si tratta di depositi lacustri ricoperti da sedimenti alluvionali trasportati dal torrente che ha dovuto farsi strada tra i depositi di frana, cambiando il suo corso.



Fig. 9 Depositi di frana visti dalla parete sud del Peron, con a destra la traccia lasciata dal Cordevole durante un suo precedente corso.

Nell'area del deposito sono state distinte due zone: (i) nell'area vicina alla parete i detriti sono costituiti quasi interamente da Calcari Grigi con qualche sporadico blocco di Calcare del Vajont. I blocchi in superficie sono di grandi dimensioni e diminuiscono andando in profondità per gradazione inversa, così come allontanandoci dalla zona di distacco. Nella parte distale si possono vedere dei cordoni e degli archi di detrito dovuti alle fasi finali di avanzamento della frana. La superficie del macereto è irregolare. L'intero deposito è poco ricoperto da vegetazione.

Nella zona di Roe Alte i depositi risultano diversi rispetto a quelli fin'ora descritti; a prima vista l'aspetto è molto diverso poiché si presentano come collinette arrotondate ricoperte da prati e da vegetazione. I rari massi individuati corrispondono alle litologie presenti sulle pareti del Monte Peron. I massi più grandi che abbiamo avuto modo di studiare entro il bosco cresciuto sui depositi, sono costituiti da Calcari Grigi, tuttavia ci sono massi minori formati

da Calcari del Vajont e da Rosso Ammonitico. In particolare, un blocco di Rosso Ammonitico di qualche metro cubo, fortemente fossilifero sulla cui superficie molti resti di echinodermi sono presenti, è stato campionato.

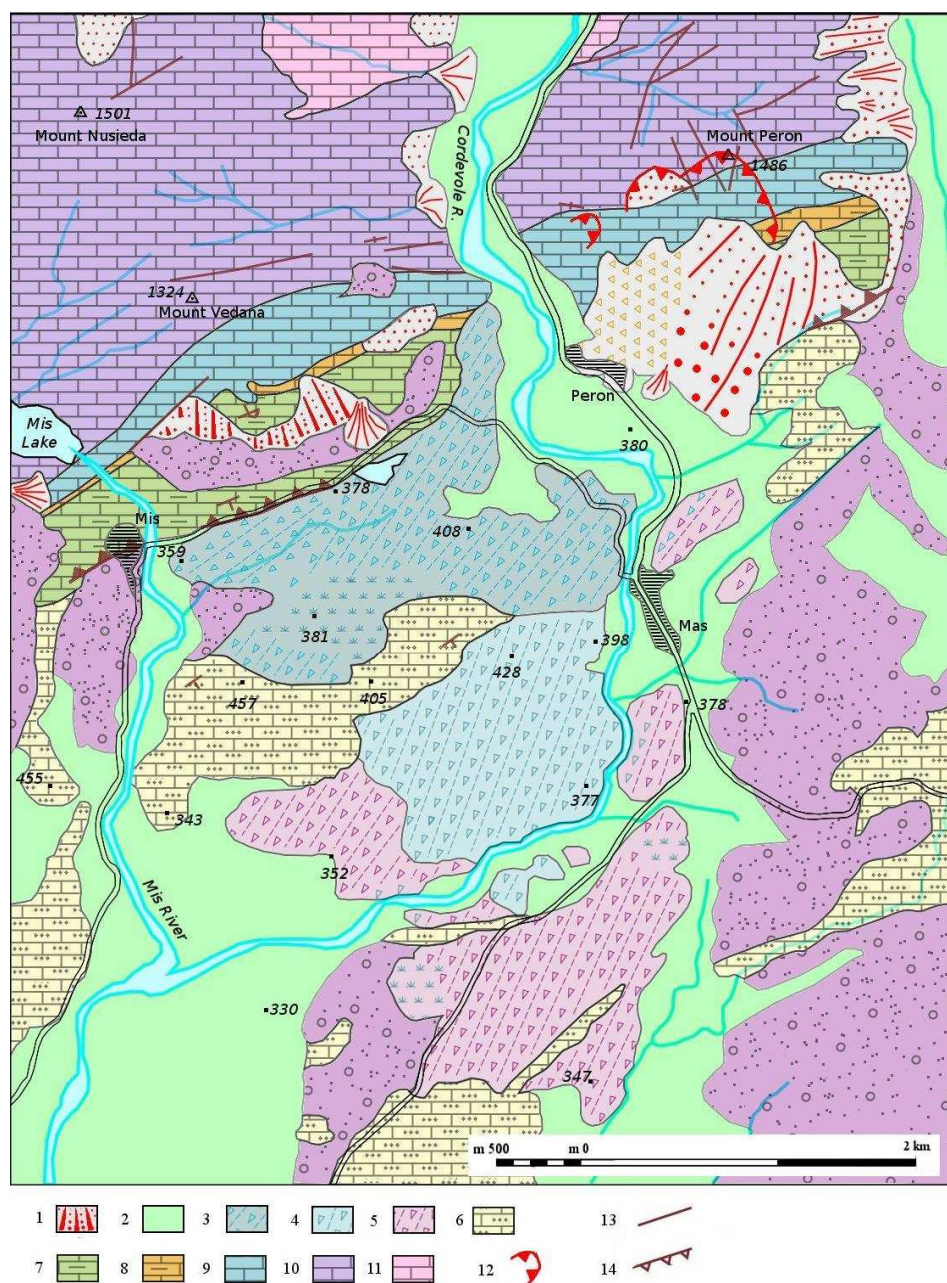


Fig. 10 Distinzione tra i vari depositi di frana. 1- detriti di versante, 2- depositi fluviali, 3- depositi in Calcari grigi, 4-depositi in calcari del Vajont, 5-depositi morenizzati, 6- molasse, 7- Biancone, 8- RAS & formazione di Fonzaso, 9- Calcari del Vajont, 10- Calcari Grigi, 11- Dolomia Principale, 12- nicchia di frana, 13- faglia, 14- sovrascorrimento. (PELLEGRINI et al. 2005),

Il grande macereto è stato interpretato inizialmente come una “marocca”, ovvero un deposito di frana caduto su un ghiacciaio e trasportato da esso, definendo perciò la frana come un unico grande evento.

Studi recenti hanno invece dimostrato che la frana è avvenuta in almeno due eventi.

Nella sua carta geomorfologia della Masiere di Vedana G.B. Pellegrini (2004), tramite lo studio delle cave aperte nell’area delle marocche, ha ricostruito dal basso verso l’alto la sequenza del deposito di frana come segue:

:

- 1) bedrock costituito dalla Marna di Bolago (Miocene inferiore);
- 2) conglomerato fluviale di Sass Muss, composto da clasti proveniente dalla valle del Cordevole, appartenente alla fase interglaciale;
- 3) 60 cm di paleosuolo datato 107 mila anni (C14);
- 4) Alcuni metri di depositi glaciali della prima fase wurmiana, di circa 43 mila anni (C14);
- 5) Depositi glaciolacustri singlaciali datati 19.700 ± 3000 anni;
- 6) Alcuni metri di depositi glaciali differenziati dai precedenti per l’assenza di clasti provenienti dal Vallone Bellunese;
- 7) Marocca del cordevole: 10 metri di depositi di frana mobilizzati dal ghiacciaio, composti da Calcere del Vajont, Rosso Ammonitico e Formazione di Fonzaso;
- 8) Deposito di rock avalnche formato da grossi blocchi di Calcere del Vajont nella aree piu distanti dalla parete e da Calcari Grigi nelle aree più prossimali.

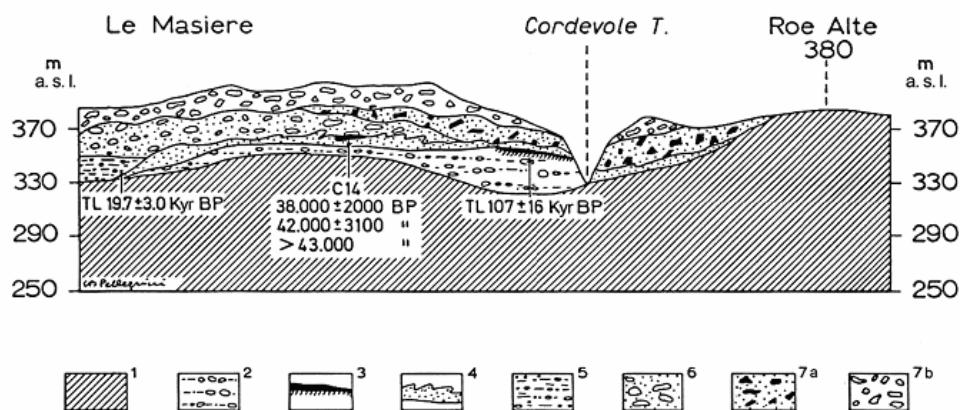


Fig. 10 Sezione di Sass Muss (Masiere di Vedana). 1- substrato roccioso; 2- Conglomerato di Sass Muss; 3- Paleosuolo interglaciale; 4- depositi glaciali; 5- depositi glaciolacustri; 6- depositi glaciali del ghiacciaio del Cordevole; 7- "Marocca del Cordevole"; 8- depositi rock avalanche. (PELLEGRINI & SURIAN, 1994).

Da questa analisi studio possiamo dedurre: che la frana staccatasi dal monte Peron non è avvenuta in un unico evento, ma si è trattato di un evento polifasico.

I depositi di frana mobilizzati dal ghiacciaio del Cordevole contengono infatti materiali a grana piccola rispetto ai grandi blocchi e boulders appartenenti ai depositi di frana soprastanti. Inoltre, nei depositi di marocca sono presenti le formazioni che rimanevano più esterne rispetto alla cima del Monte Peron e cioè: la formazione di Fonzaso, il Rosso Ammonitico superiore e il Calcere del Vajont. I depositi riguardanti il rock avalanche sono invece interamente di Calcere del Vajont e Calcari Grigi.

Non sono stati individuati nè paleosuoli nè le superfici d'erosione tra i due depositi, fatto che suggerisce che i due eventi siano avvenuti in tempi geologicamente vicini.

Lo studio della frana del monte Peron non è affatto semplice e le conclusioni che si possono trarre non sono definitive poiché sono molteplici i fattori che hanno portato al distacco delle frane.

Le cause possono essere ricondotte a fattori climatici, geologici, geomorfologici e tettonici, che messi insieme possono creare diverse ipotesi relative al corso degli eventi.

Uno dei fattori che sicuramente fa parte delle cause predisponenti è la presenza dei ghiacciai nei fondovalle alpini. In questa zona c'era il ghiacciaio del Cordevole che unendosi al ghiacciaio proveniente dall'adiacente valle del Mis, confluiva nel grande ghiacciaio del Piave.

Nella Alpi l'ultima glaciazione è avvenuta tra i 31.000 e 12.000 anni (PELLEGRINI et al, 2006). Il ghiacciaio del Piave, alimentato dai vari ghiacciai che scendevano dalle valli laterali, confluiva nella pianura Veneta in due lingue di cui troviamo traccia della loro massima espansione: i depositi morenici presso Quero, e le colline moreniche di Vittorio Veneto alla fine della Val Lapisina.

La massima espansione del ghiacciaio del Piave si è verificata attorno ai 17.670 ± 320 anni (BONDESAN, 1999) datazione eseguita sulle morene frontali dell'anfiteatro di Vittorio Veneto utilizzando il ^{14}C , seguita da una rapida fase di deglaciazione. In questa fase, nel vallone Bellunese, ci sono stati diversi grandi eventi franosi che sono riconducibili circa allo stesso periodo. (PELLEGRINI et al, 2006)

All'uscita dalla val Cordevole il ghiacciaio raggiungeva i 1140 metri di altezza (CASTIGLIONI, 1923), con uno spessore quindi di circa 800 m che esercitava un ingente peso sulle rocce sottostanti.

Si può perciò intuire che la deglaciazione rapida causò un enorme detensionamento delle rocce sottoposte alla pressione della massa glaciale, detensionamento che causò probabilmente in entrambi gli eventi, una fatturazione delle rocce già prefratturate, che ha favorito il successivo crollo della massa rocciosa.

Diversi autori affermano che il primo evento di frana è avvenuto quando il ghiacciaio del Cordevole si stava ritirando e la sua lingua

si era già staccata dal ghiacciaio del Piave (PELLEGRINI et al, 2006).

3.2 Secondo evento: il rock avalanche

Il secondo importante evento di frana, che ha riversato a valle milioni di metri cubi di roccia, è stato invece interpretato come una valanga di roccia.

Le valanghe di roccia, chiamate più comunemente rock avalanches, sono delle grandi masse di detrito derivate dal collasso di una parete rocciosa, che cadono ad elevate velocità percorrendo distanze notevoli. La velocità di caduta è nell'ordine delle decine di metri al secondo, mentre la distanza percorsa dalla frana può essere di diversi chilometri. I volumi interessati sono molto elevati, e possono arrivare ai milioni di metri cubi di materiale. Il termine "valanga" non è riferito al tipo di materiale o al tipo di trasporto che esso ha subito, ma agli aspetti cinematici del movimento dei materiali coinvolti.

I rock avalanches possono verificarsi in due modi: il primo tramite la caduta o lo scivolamento di un corpo roccioso il quale durante il movimento perde progressivamente la sua coesione interna, procedendo come una valanga di roccia; il secondo dall'improvvisa mobilitazione di una massa rocciosa in seguito a crolli da masse sospese o da scosse sismiche.

Nelle Alpi, nell'ambito degli eventi di frana, i rock avalanches sono numerosi. Ciò è da attribuire anche alla presenza di elevate pareti caratterizzate dalla presenza di più sistemi di fratture, faglie e piani di scivolamento lungo i quali può verificarsi il crollo.

Le caratteristiche litologiche, strutturali e geomorfologiche condizionano la dimensione ma soprattutto il movimento della valanga di roccia.

Per quanto riguarda il deposito creato dal rock avalanche, esso possiede un volume molto maggiore rispetto al volume della massa franata. Esso è dovuto innanzi tutto ad un fattore di aumento di volume del deposito causato da materiale inglobato durante la caduta e lo scorrimento.

I depositi di rock avalanche hanno una tessitura molto uniforme, ma spicca molto spesso la presenza di grandi blocchi e boulder. Osservando una sezione si nota che i clasti sono disposti in maniera inversamente gradata; i massi grandi infatti tendono a galleggiare nel detrito durante la caduta a causa dei forti urti che avvengono tra le particelle, i quali tendono a far spostare i clasti e i blocchi verso l'unica via libera, in questo caso verso l'alto.

In questi movimenti franosi non è richiesta la presenza di acqua o di un qualsiasi altro fluido poiché rock avalanche sono stati osservati anche sulla superficie del suolo lunare e anche su quello marziano. (DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHROTT L. & IBSEN M., 1996).

Le cause che trasformano un crollo in valanga di roccia non sono ancora del tutto note o non comunemente accettate, ma sono state proposte varie opinioni che potrebbero risultare valide:

- 1) durante la caduta il materiale franato ingloba una grande quantità di aria che causa una fluidificazione delle particelle facendo così arrestare il materiale franato più lontano del normale (KENT, 1965);
- 2) si crea un cuscinetto d'aria alla base della massa in movimento, cuscinetto che farebbe scivolare il materiale per grandi distanze (SHREVE, 1968);
- 3) la parte fine dei detriti agisce come mezzo che, diminuendo l'attrito interno, fa galleggiare i blocchi più grandi (HSU, 1975);
- 4) una delle più condivise è che la grande massa rompendosi generi tra i vari blocchi e detriti delle forti vibrazioni interne che aiuterebbero a far procedere per più chilometri la valanga di roccia. (fluidificazione acustica, MELOSH, 1980).

3.3 Misure della frana

I seguenti grafici indicano uno la massima distanza orizzontale che i detriti possono raggiungere, mettendo in relazione l'altezza e il volume coinvolto; il secondo dimostra l'area coinvolta dalla frana.

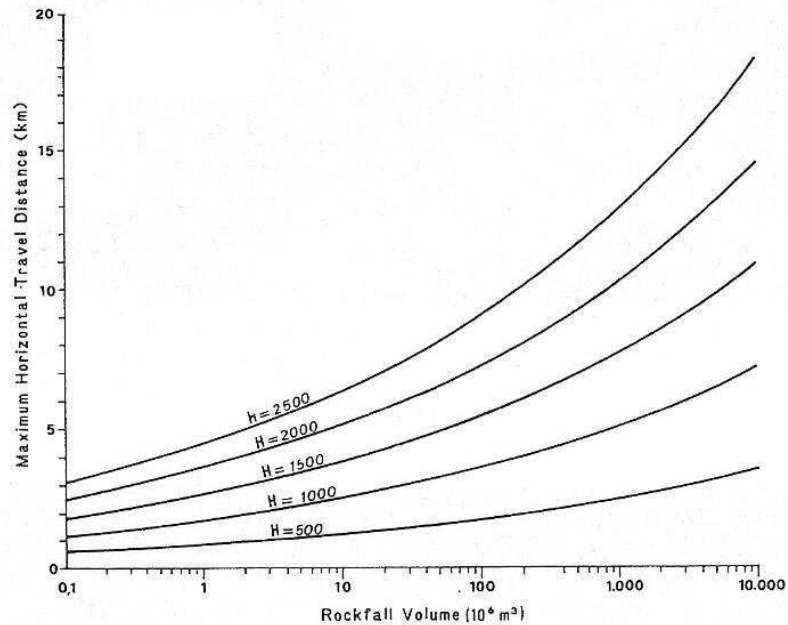


Fig. 11 Le curve indicano la massima distanza orizzontale raggiunta dai depositi in relazione all'altezza dell'area di innesco e il volume della frana. (DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHROTT L. & IBSEN M., 1996)

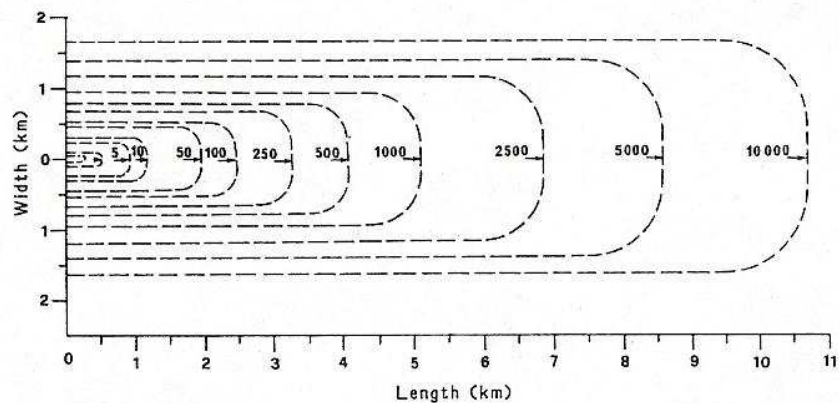


Fig. 12 Estensione dell'area ricoperta dai detriti di frana. (DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHROTT L. & IBSEN M., 1996)

Osservando tutt'oggi l'enorme macereto, la distanza massima che i detriti hanno percorso è di circa 4,5 km dalla parete, considerando anche però i detriti trasportati dal ghiacciaio.

Il Volume coinvolto dalla frana in roccia stimato è attorno ai 100 milioni di m³.

In base ai dati raccolti in questi anni dallo sfruttamento come cave di questi depositi, lo spessore massimo fin'ora misurato è stato di circa 40 m.

4. Storia della frana

I primi a studiare questa zona furono, nella seconda metà del 1800, l'ingegnere minerario LUCIO MAZZUOLI e il geologo austriaco HÖRNES. Quest'ultimo considerò le Masiere di Vedana come un deposito frontale del ghiacciaio del Cordevole che secondo lui si arrestava in questa zona per un certo periodo.

Mazzuoli, nella pubblicazione "*D'alcuni scoscendimenti postglaciali avvenuti nel versante meridionale delle Alpi*" (1881), avanzò l'ipotesi invece, che questi depositi fossero franati dal monte Peron. Secondo i suoi calcoli i detriti di una frana non avrebbero mai potuto raggiungere tale distanza, ma sarebbero stati trasportati a valle qualche chilometro dal ghiacciaio prossimo a scomparire, ricoprendo le tenui morene lasciate dal ghiacciaio del Cordevole.

Qualche anno dopo TORQUATO TAMARELLI, durante la costruzione della carta geologia di Belluno, pubblicata nel 1883, osservò questi depositi escludendo che quelle fossero morene frontali del ghiacciaio poiché sarebbero state, queste le sue parole, "...una stonatura nell'intero sistema glaciale della regione alpina." Si domandò "dove mai negli anfiteatri morenici, che veramente sono di

origine glaciale, si trovano cumuli siffatti?”. Affermò inoltre che l’evento franoso non fosse stato istantaneo ma bensì che fosse dovuto a successivi distacchi.. La notevole distanza raggiunta dai detriti viene spiegata poi come “ un effetto molto naturale della rottura di quel allagamento temporaneo, che non avrà certamente mancato il formarsi il Cordevole dietro all’ostacolo improvviso”.

Successivi studi furono effettuati da DAL PIAZ (1912), e da VENZO (1936), i quali descrissero questi depositi come materiale franato dal monte Peron, sul ghiacciaio del Cordevole, staccatosi dal ghiacciaio del Piave, e ormai nella sua fase di ritiro.

Solo negli ultimi anni, grazie agli studi di G.B. PELLEGRINI (1994), si è potuto capire la reale natura del deposito di frana noto come le “Masiere di Vedana”. Pellegrini studiò una sezione dei depositi in località Sass Muss, dove individuò una sequenza di depositi che attribuì in parte al trasporto glaciale, e in parte all’azione di un rock avalanche, fenomeno gravitativo scoperto e studiato solo recentemente.

Attorno a questi depositi aleggiano anche molte leggende popolari le quali narrano che la frana caduta dal monte Peron, allora chiamato monte Martinianus o Martiniano, seppelli sotto i suoi detriti la città di Cornia chiamata anche Cordua, con tutti i suoi abitanti. In molti scritti, a partire dalla metà del ‘500, si attribuisce la causa del distacco ad un grande terremoto avvenuto attorno al 1114.

Una delle citazioni a proposito della frana è dello storico GIORGIO PILONI che nell’*Historia di cival di Belluno* del 1607 scrive: “Anno 1114: ‘... Fu quest’anno così gran terremoto nell’Italia che non fu in molti secoli sentito il maggiore, perciò che rovinarono per tutte le Città le torri, le muraglie, li campanili con gran mortalità de huomini. Cascò nella Città di Belluno gran parte della muraglia verso mezzogiorno, cascarono torri e molti casamenti di quella. S’aperse un monte verso il luoco di Avedana, e cascò parte di quello, sopelendo sotto di se un grosso villaggio con tutti quelli, che ivi se ritrovorno: e questo fu il settimo giorno del mese di Gennaro [...]”

Era sopra questo fiume Cordevole un villaggio, Cordua, detto appresso Vedana, Eremitorio de Padri Cartusiansi, il qual fu sepolto da un monte che li soprastava, Martiniano chiamato, il qual rovinò per un terremoto grandissimo...”

Va ricordata inoltre l'esistenza di un ponte romano situato a due chilometri dall'abitato di Peron, percorrendo la strada che da Belluno va verso Agordo.

Il ponte, di epoca altomedievale, testimonia la presenza di una strada romana che si può seguire per vari tratti sulla sinistra idrografica del torrente Cordevole, rialzata di alcuni metri rispetto alla sede stradale odierna. La strada è stata definita la via più breve per la Germania, e collegava la città di Altino a Brunico e Innsbruck. (GUADAGNIN A. & VEDANA M) Questa antica strada romana scavata nella roccia è poco visibile in prossimà del monte Peron, e si perde proprio nella località coinvolta dalla frana.

5. Campioni e datazioni

Sul monte Peron e sui depositi situati in prossimità della parete, erano stati raccolti dei campioni di roccia i quali sono stati poi studiati in sezione sottile. (Sezioni: B1b, B2a, B3a, B3b, B3d, B4a, B5a)

I campioni sono serviti anche per eseguire delle datazioni utilizzando il metodo del Cl^{36} , un nuovo metodo di datazione basato sul decadimento di isotopi radioattivi di origine cosmogenica, per datare il tempo di esposizione di una superficie di roccia.

Quando una roccia carbonatica viene colpita da particelle cosmiche o cosmogeniche, gli atomi “*targets*” da essi colpiti (in questo caso, atomi di Ca) nei primi centimetri del materiale collassano trasformandosi in Cl^{35} il quale comincia a decadere in Cl^{36} . La costante di decadimento è di circa 300.000 anni. (ALFIMOV & IVY-OCHS, 2009)

Misurando le quantità di Cl^{35} e Cl^{36} riusciamo a risalire all'età della porzione di roccia che è stata esposta a seguito di una rottura..

Le età ottenute devono poi essere corrette in base a dei parametri geografici e geologici; uno di questi è, ad esempio, la posizione geografica del campione e il suo rapporto rispetto a ciò che lo circonda ovvero rispetto all'orizzonte.

Per ogni campione prelevato abbiamo quindi rilevato l'orizzonte tramite l'uso di una bussola, per la giacitura dell'esposizione e dell'angolo rispetto al nord dei principali ostacoli, e di un clinometro, che serve per misurare l'angolo tra l'orizzontale e l'orizzonte.

I campioni di cui si conoscono le prime datazioni sono tre e in allegato sono riportati i dati raccolti e ottenuti per ognuno di essi.

Bibliografia

- ALFIMOV V., IVY-OCHS (2009) How well do we understand production of ^{36}Cl in limestone and dolomite?
- BONDESAN A. (1999) Una nuova data ^{14}C nell'anfiteatro di Vittorio Veneto e la costruzione del suo sandur (Pianura del fiume Meschio) 87-89
- CASTIGLIONI B. (1923) Le tracce glaciali del Col Visentin presso Belluno 46-66
- DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHROTT L. & IBSEN M. (1996) Landslide recognition. Identification, Movement and Causes. 190-199
- DOGLIONI C. La tettonica delle Dolomiti (1987) 11-38
- GIORDANO D., TOFFOLET L. (2002). Il Paesaggio Nascosto Viaggio nella geologia e nella geomorfologia del Parco Nazionale Dolomiti Bellunesi. 49-111
- GUADAGNIN A. & VEDANA M. Scheda di rilevazione di opere, manufatti e siti, progetto DRAU Piave. Scheda n° 54 "Ponte romano Peron di Sedico"
- MASETTI D., BIANCHIN G. (1987). Geologia del gruppo della Schiara, suo inquadramento nella evoluzione giurassica del margine orientale della piattaforma di Trento. 189-204
- NICOLICH R., DELLA VEDOVA B., GIUSTINIANI M. (2004) Carta del sottosuolo della pianura Friulana. Note illustrative. 12-18
- PELLEGRINI G.B., ALBANESE D., BERTOLDI R. & SURIAN N. (2005) La deglaciazione alpina nel vallone Bellunese, Alpi meridionali orientali. 271-279
- PELLEGRINI G.B. & CANEVE L. (2004) Carta geomorfologia delle Masiere di Vedana. Estratto da MARCHETTI M. & SOLDATI

- M. (2009) The role of geomorphology in land management 131-132
- PELLEGRINI G.B., SURIAN N., ALBANESE D. (2005) Landslides activity in response to Alpine deglaciation: the case of Belluno Prealps (Italy)
- PELLEGRINI G.B. & SURIAN N. (1994) Late Pleistocene geomorphological evolution in the Vallone Bellunese, Southern Alps (Italy). 67-72
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1996) Carta Geologica d'Italia Foglio 063 "Belluno" (Scala 1:50.000)
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA REGIONE VENETO (2000) Carta Geomorfologica d'Italia Foglio 063 "Belluno" (Scala 1:50.000)
- TARAMELLI T. (1883). Note illustrative alla carta geologica della provincia di Belluno rilevata negli anni 1877-81 dal professore Taramelli Torquato. 167-172
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A.(1981) Subsidence and sedimentations on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy.

Allegati

1. Campioni esaminati

Descrizione dei campioni raccolti e analizzati con luogo di prelevamento, descrizione, coordinate espresse usando il sistema WGS84, quota, descrizione generale delle sezioni sottili, datazioni non corrette e qualche estratto dalle sezioni sottili.

B1a

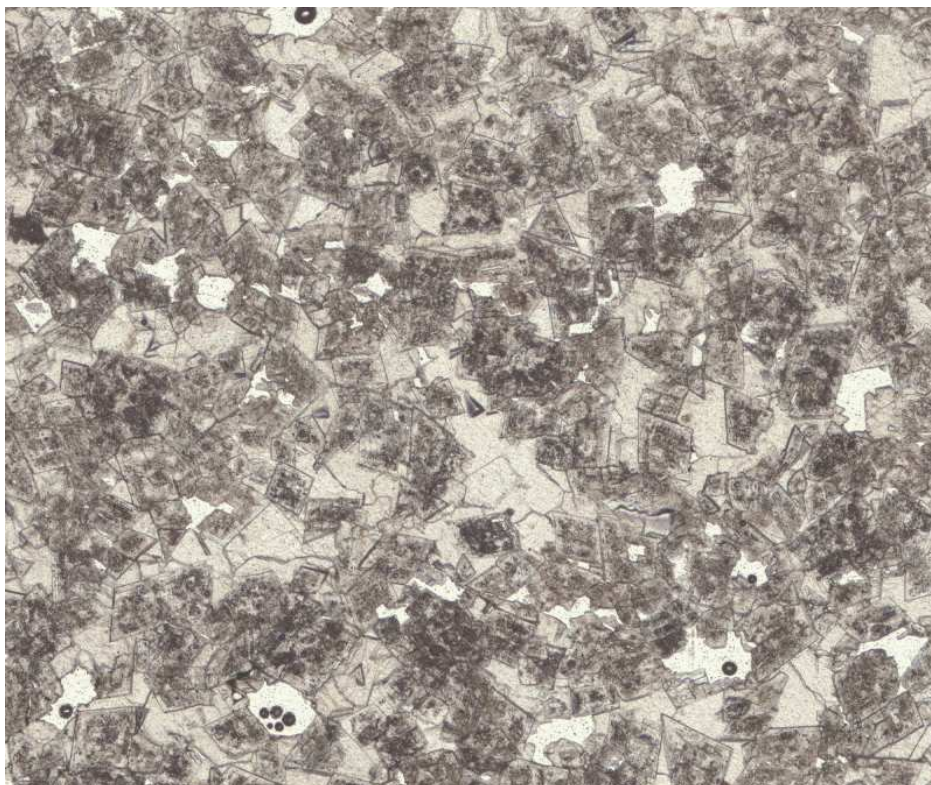
Luogo di prelevamento: lungo la strada nel villaggio di San Gottardo, megaboulder a bordo strada

Descrizione: Calcare fortemente dolomitizzato

Coordinate WGS 84: 33T, 1710163, 5117401

Quota: 400 m

Sezione sottile: campione fortemente dolomitizzato



B2a

Luogo di prelevamento: sulla destra idrografica del torrente Cordevole, lungo la strada che dal Mas porta a San Gottardo

Descrizione: calcare prefratturato con vene nere

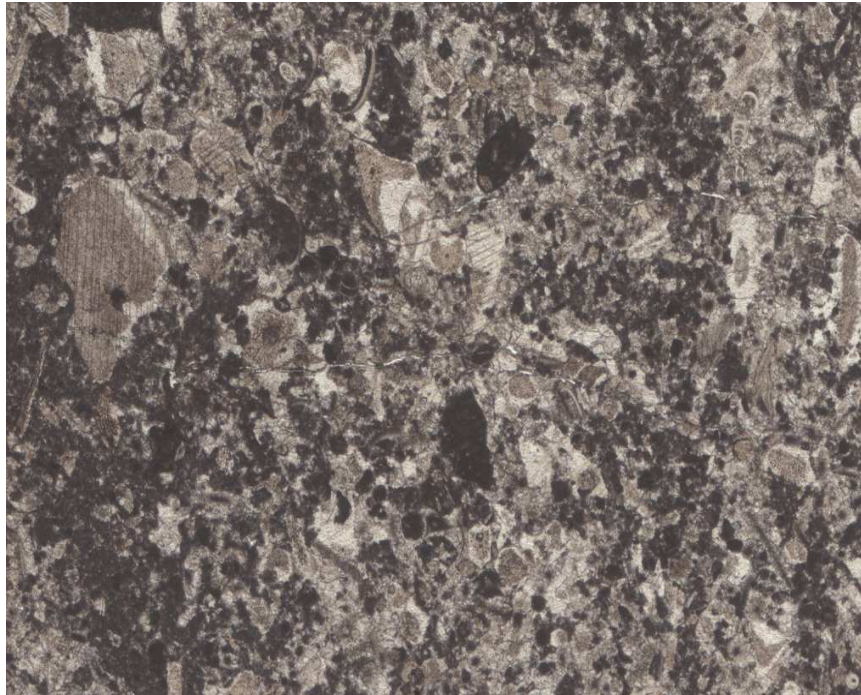
Coordinate WGS 84: 33T **0277641**, 5115856

Quota: 395 m

Orizzonte	Direzione	Inclinazione
	302	20
	333	19
	22	27
	68	8
	110	4
	240	6
	246	10
	270	8
	280	10

Sezione sottile: encrinite con molti frammenti di crinoidi e spugne

Datazione da correggere: 1480 anni



B3a

Luogo di prelevamento: sinistra idrografica del torrente Cordevole, verso la base del monte Peron circa 300 m sopra il paese Peron lungo il sentiero.

Descrizione: derivante da blocco decametrico di Rosso Ammonitico sopra poco vegetato

Esposizione: 230/61

Coordinate WGS 84: 33T 0278057, 5116882 (errore 18 m)

Quota: 504 m

Datazione da correggere: 950 anni

Sezione sottile: Packstone con frammenti di *Saccocoma*, ambiente plateau pelagico, età Titoniano (Giurassico Superiore), Rosso Ammonitico Superiore

B3b

Luogo di prelevamento: sinistra idrografica del torrente Cordevole, verso la base del monte Peron circa 300 m sopra il paese Peron lungo il sentiero.

Descrizione: derivante da grande boulder di dimensioni metriche formato da Calcari Grigi

Esposizione: 230/61

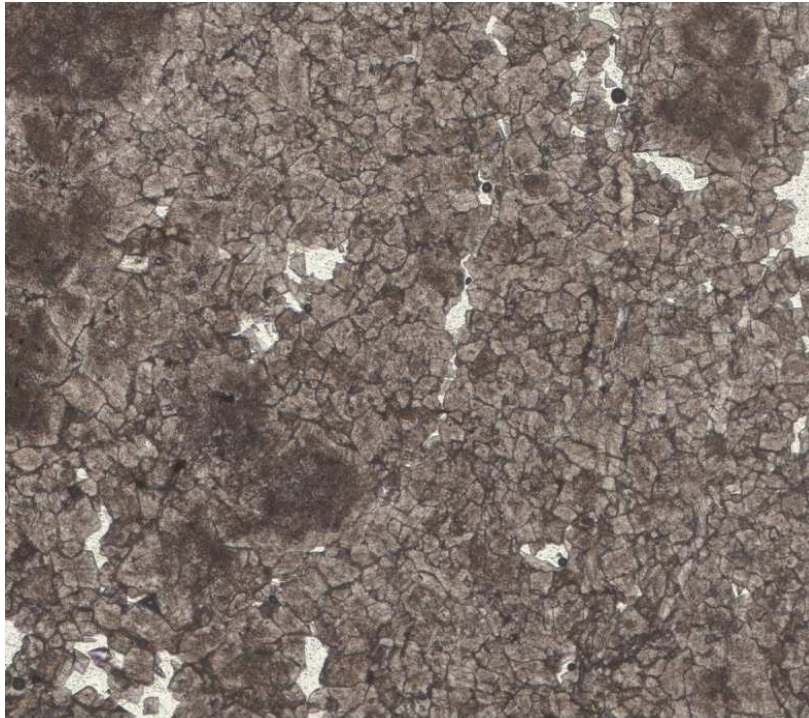
Coordinate WGS 84: 33T 0278057, 5116882 (errore 18 m)

Quota: 504 m

Orizzonte

Direzione	Inclinazione
112	3
238	2
253	11
257	10
270	24
281	11
289	24
332	22
355	34
59	46
102	11
104	11

Sezione sottile: campione fortemente dolomitizzato



B3c

Luogo di prelevamento: sinistra idrografica del torrente Cordevole, verso la base del monte Peron circa 300 m sopra il paese Peron lungo il sentiero.

Descrizione: derivante da blocco decametrico di Rosso Ammonitico sopra poco vegetato

Esposizione: 230/61

Coordinate WGS 84: 33T 0278057, 5116882 (errore 18 m)

Quota: 504 m

Datazione da correggere: 1860 anni

Sezione sottile: Packstone con frammenti di *Saccocoma*, ambiente plateau pelagico, età Titoniano (Giurassico Superiore), Rosso Ammonitico Superiore



B3d

Descrizione: derivante da grande boulder di dimensioni metriche formato da Calcari Grigi

Esposizione: 230/61

Coordinate: WGS 84, 33T, 0278057, 5116882 (errore 18 m)

Quota: 504m

B4a

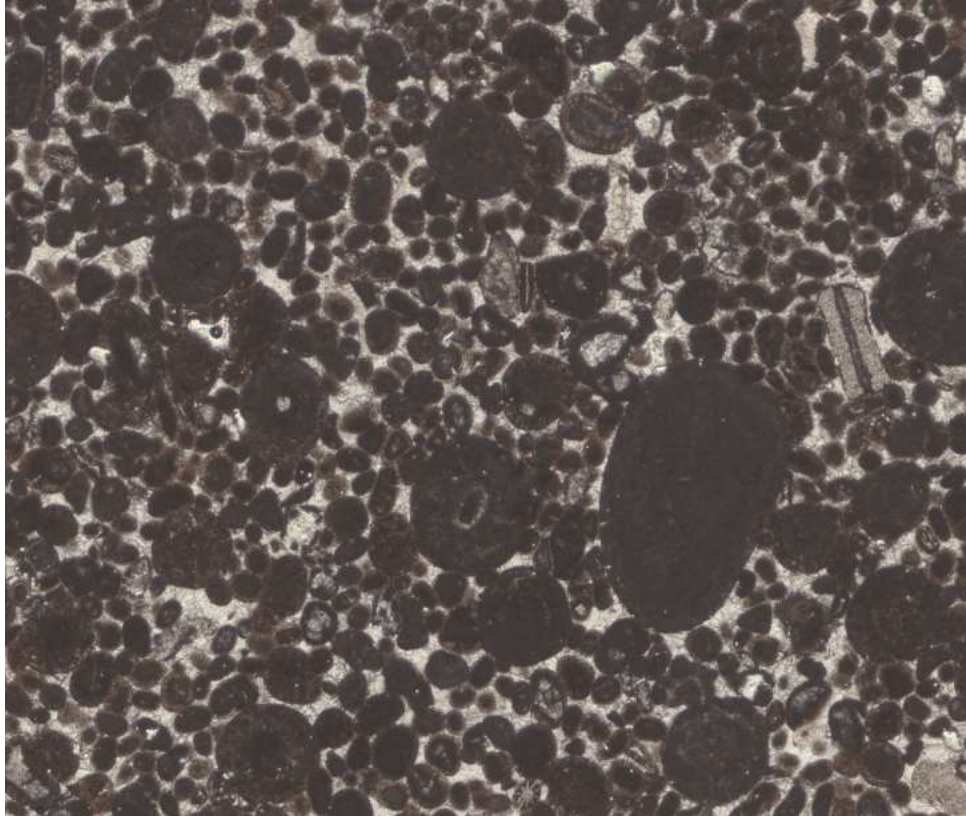
Luogo di prelevamento: base della parete del monte Peron

Descrizione: calcare grigio-nocciola riconducibile al Calcare del Vajont

Coordinate: WGS 84, 33T, 1741390, 5117891

Quota: 620 m

Sezione sottile: Calcare oolitico con due generazioni di ooliti, Calcare del Vajont.



B5a

Luogo di prelevamento: sinistra idrografica del torrente Cordevole, verso la base del monte Peron circa 200 m sopra il paese Peron lungo il sentiero.

Descrizione: Calcare grigio chiaro con ooliti

Esposizione 280/70

Coordinate WGS 84: 33T 0277943, 5116766 (errore 7 m)

Quota: 470 m

Orizzonte

Direzione	Inclinazione
22	39
288	16
273	23
258	6
247	7
233	2
150	5
151	90
21	90

Sezione sottile: Grainstone bioclastico e peloidi. Non riconducibile ad una specifica formazione, probabilmente appartenente al Gruppo dei Calcari Grigi

Sono stati inoltre raccolti ulteriori campioni situati in zone differenti che verranno datati prossimamente. Di seguito i dati raccolti.

B10

Luogo di prelevamento: ad Est del muro della certosa di Vedana

Descrizione: calcare oolitico dolomitizzato

Esposizione: 51/90

Coordinate WGS 84: 33T 0277070, 5116467

Quota: 402 m

Orizzonte	Direzione	Inclinazione
	285	28
	58	8
	48	26
	80	8
	240	9

B11

Luogo di prelevamento: Depositi morenizzati in località Roe Alte

Descrizione: Calcare del Vajont

Esposizione 110/20

Coordinate WGS 84: 33T 0277433, 5113918 (errore 3 m)

Quota:397

Orizzonte	Direzione	Inclinazione
	230	6
	260	11
	297	13
	309	6
	330	18
	358	7
	18	6
	47	7
	53	14
	74	6

B12

Luogo di prelevamento: Depositi morenizzati in località Roe Alte

Descrizione: calcare fossilifero a crinoidi

Esposizione: 220/20

Coordinate WGS 84: 33T 0277319, 5112290 (errore 5 m)

Quota: 392 m

Orizzonte

Direzione	Inclinazione
268	5
282	14
311	9
344	11
330	18
357	4
8	15
49	6
53	14
74	6



Fig Massa fossilifero contenente resti di crinoidi, località Roe Alte

B13

Luogo di prelevamento: sinistra idrografica del torrente Cordevole, verso la base del monte Peron circa 300 m sopra il paese Peron lungo il sentiero

Descrizione: grande blocco poco vegetato in Clacari Grigi

Esposizione: 230/61

Coordinate: WGS 84: 33T 0278057, 5116882 (errore 18 m)

Quota: 504

Orizzonte:

Direzione	Inclinazione
112	3
238	2
253	11
257	10
270	24
281	11
289	24
332	22
355	34
59	46
102	11
104	11



Fig Campioni raccolti in località Roe Alte

B14

Luogo di prelevamento: sinistra idrografica del torrente Cordevole, verso la base del monte Peron circa 200 m sopra il paese Peron lungo il sentiero.

Descrizione: Calcare grigio chiaro con ooliti

Esposizione 280/70

Coordinate WGS 84: 33T 0277943, 5116766 (errore 7 m)

Quota: 470 m

Orizzonte	Direzione	Inclinazione
	22	39
	288	16
	273	23
	258	6
	247	7
	233	2
	150	5
	151	90
	21	90

2. Analisi chimiche

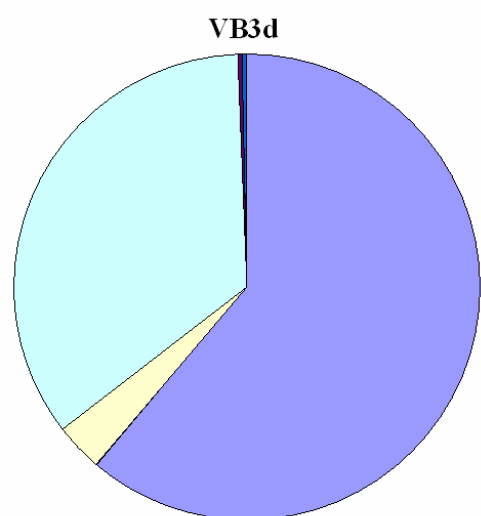
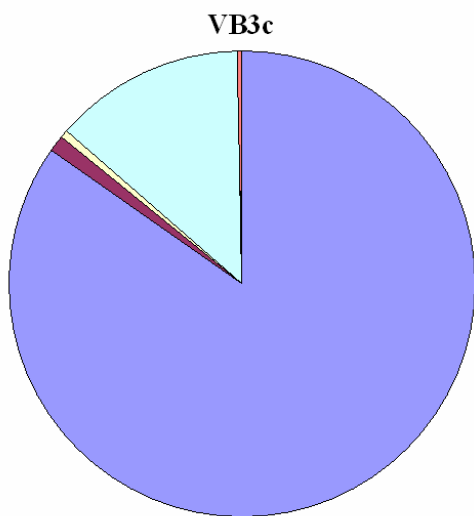
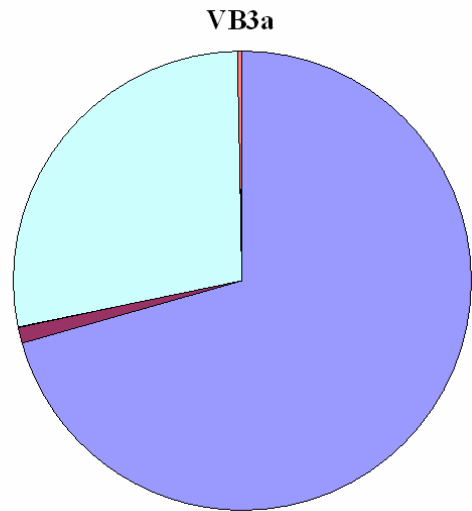
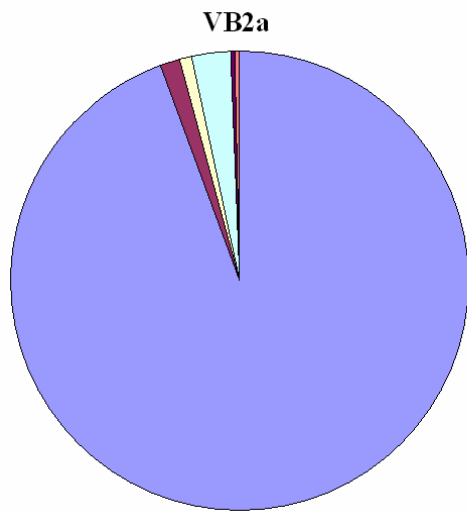
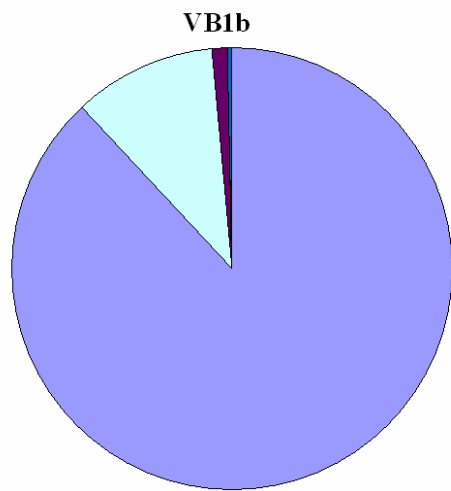
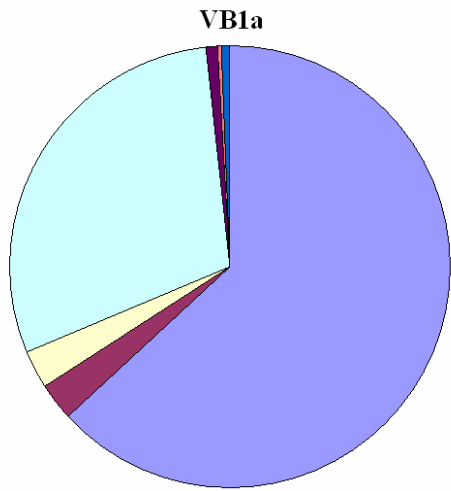
Sui campioni VB1a, VB1b, VB2a, VB3a, VB3c, VB3d, VB4a, VB5a, raccolti sono state effettuate delle analisi chimiche.

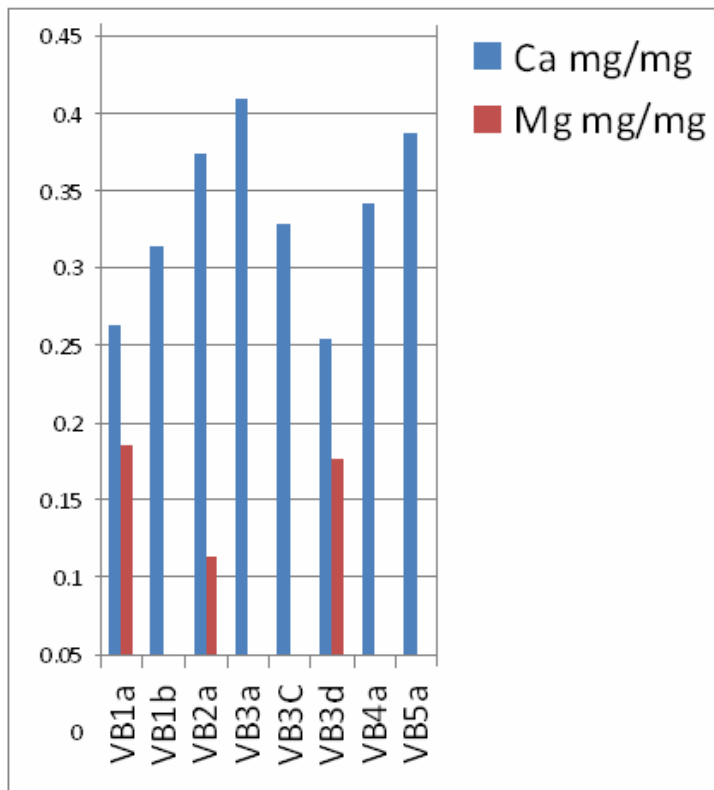
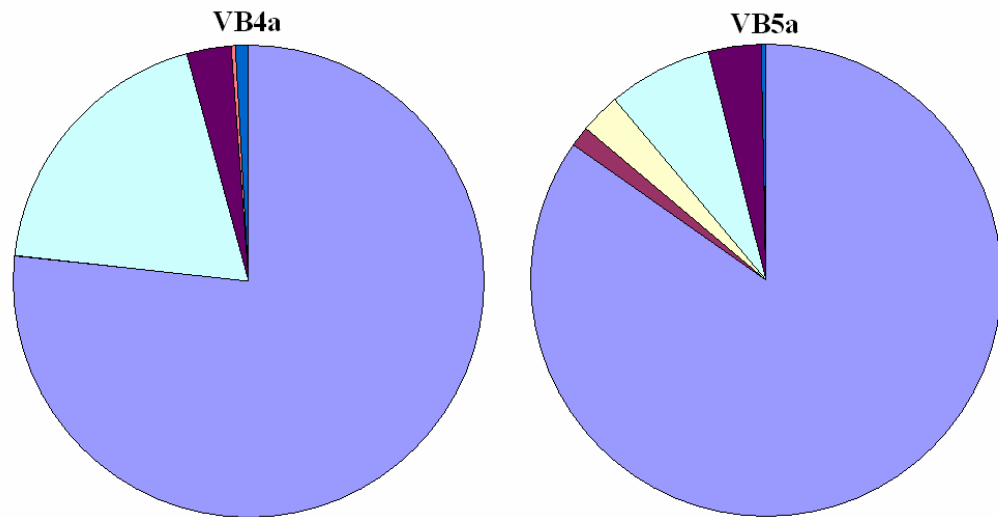
Per l'analisi degli elementi minori l'analista è stato il Dott. Gabriele Carugati dell'università dell'Insubria.

Le analisi in fluorescenza degli elementi maggiori sono state effettuate invece dalla Dott.ssa Daria Pasqual del dipartimento di Geoscienze di Padova.

ELEMENTI ED ISOTOPI MISURATI ALL' ICP-MASS (COMO)

Name	27Al	47Ti	52Cr	55Mn	11B	147Sm	157Gd	232Th
	mg/g	mg/g	mg/g	mg/g	mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
VB1a	0.064777	0.003078	0.002798	0.0305	0.00105	0.00028	0.00039	0.00005
VB1b	0.070738	<LOD	<LOD	0.008446	0.00089	0.00009	0.00012	0.00004
VB2a	0.390523	0.006466	0.00317	0.011411	0.00162	0.00025	0.00029	0.00014
VB3a	1.071211	0.018516	<LOD	0.424056	0.00183	0.00137	0.00145	0.00036
VB3c	1.521	0.020	0.007	0.240	0.00198	0.00150	0.00160	0.00044
VB3d	0.147	<LOD	0.008	0.084	0.00065	0.00029	0.00036	0.00006
VB4a	0.027	<LOD	<LOD	0.007	0.00106	0.00017	0.00025	0.00002
VB5a	0.080	0.001	0.003	0.007	0.00357	0.00009	0.00013	0.00003





ANALISI CHIMICHE (XRF, ICP-MASS) ESEGUITE A
COMO E PADOVA

	VB1a	VB1b	VB2a	VB3a	VB3c	VB3d	VB4a	VB5a
SiO2	0,05	0,07	0,41	2,87	3,27	0,33	0,03	0,06
TiO2	0,00	0,00	0,01	0,03	0,04	0,01	0,00	0,00
Al2O3	0,04	0,04	0,18	0,57	0,73	0,12	0,02	0,04
FeO	0,07	0,04	0,11	0,33	0,42	0,46	0,02	0,03
MnO	0,01	0,01	0,00	0,13	0,07	0,03	0,00	0,00
MgO	37,54	3,44	6,69	0,64	0,65	37,59	0,54	2,09
CaO	61,33	95,67	91,83	94,54	94,32	60,06	98,97	97,65
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,01	0,03	0,17	0,21	0,03	0,00	0,01
P2O5	0,02	0,07	0,06	0,08	0,13	0,02	0,02	0,01
Tot	99,06	99,35	99,32	99,36	99,84	98,65	99,60	99,89
L.O.I.	47,02	44,03	44,23	42,93	43,04	47,07	44,00	43,91

	VB1a	VB1b	VB2a	VB3a	VB3c	VB3d	VB4a	VB5a
V	8	<5	13	15	10	7	<5	6
Cr	<6	9	8	<6	10	10	11	7
Co	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Ni	8	<3	<3	6	9	<3	22	<3
Cu	8	8	8	13	12	12	8	10
Zn	12	12	8	13	15	6	<3	<3
Ga	<5	<5	<5	<5	6	<5	<5	<5
Rb	9	10	11	14	16	8	12	11
Sr	70	228	169	254	250	56	344	201
Y	12	4	8	28	31	15	10	6
Zr	6	5	6	10	12	7	3	4
Nb	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Ba	59	93	107	103	100	59	99	103
La	14	<10	11	33	30	<10	<10	<10
Ce	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	-26
Nd	14	19	11	23	31	11	26	<10
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Th	26	12	20	9	11	21	15	15
U	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3

samples	2,4612x carrier	total rock dissolved (g)
VB 1a	2,47129	56,41
VB 1b	2,46366	60,59
VB2a	2,45086	51,42
VB 3a	2,45603	57,98
VB 3c	2,01744	59,29
VB3d	2,46267	57,34
VB4a	2,46612	57,43

AGES CALCULATED FOR CHEMISTRY AND SHIELDING

Label	Age for the input conc.	+err	P_avg	+err		
	kyr	kyr	1e6 at/g/yr	1e6 at/g/yr	shielding	age wshielding
VB2a	1.48	0.05	29.7	1.0	1	1.48
VB3a	0.95	0.03	34.0	1.1	1	0.95
VB3c	1.86	0.06	33.9	1.1	1	1.86

Le età dei campioni sono espresse in migliaia di anni. Devono ancora essere corrette in base allo shielding misurato in campagna.