

Fabio Marco Dalla Vecchia

# **GUIDA AI GEOSITI DEL GEMONESE - 1**

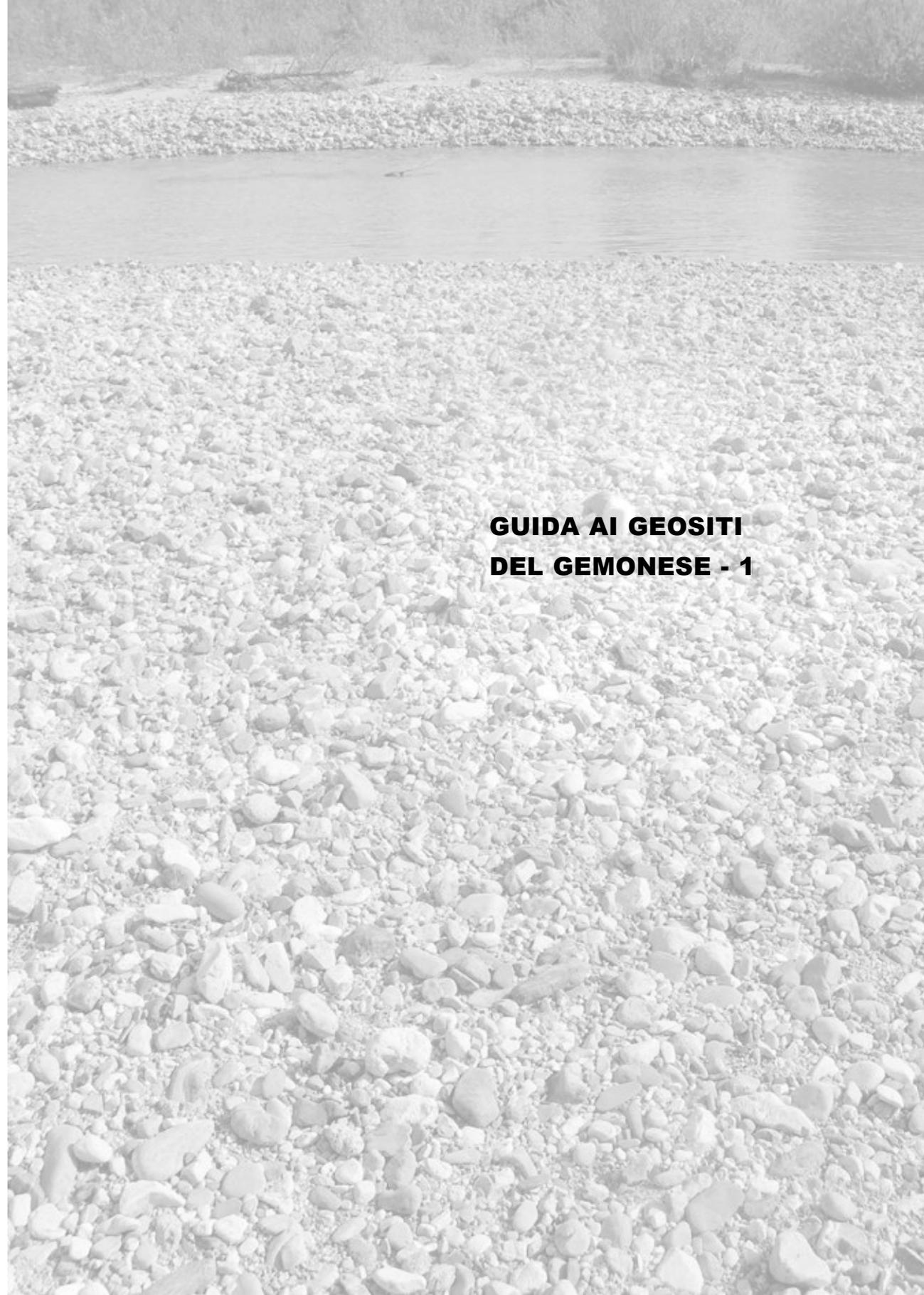


Comunità di montagna del Gemonese - 2023



Fabio Marco Dalla Vecchia (classe 1964) è laureato in Scienze Geologiche e dottore di ricerca in Paleontologia. Ha lavorato all'Institut Català de Paleontologia de Sabadell (Catalogna), dove è ancora ricercatore associato, e collabora dal 1985 con il Museo Friulano di Storia Naturale di Udine. Ha partecipato a campagne di scavo e prospezione

in Italia (Friuli Venezia Giulia, Veneto, Trentino e Lazio), Croazia (Istria), Spagna, Romania, Brasile ed Iran. È autore o coautore di 120 articoli tecnici su riviste scientifiche, di nove libri a carattere paleontologico-geologico e di oltre 100 articoli divulgativi.



## **GUIDA AI GEOSITI DEL GEMONESE - 1**



**Comunità  
di montagna  
del Gemonese**



Fabio Marco Dalla Vecchia

## **GUIDA AI GEOSITI DEL GEMONESE - 1**

***“Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento”,  
“Frana di Braulins”, “Conoide di deiezione del Torrente Vegliato”,  
“Colle di Osoppo”, “Successione miocenica in Val Tremugna”  
e Cuel dal Melòc***

La presente opera non è prodotta a scopo di lucro / *This is a no-profit product.*

È stata realizzata grazie ai “Contributi per la promozione del patrimonio geologico e della geodiversità” erogati nell’anno 2021 dalla Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia per il progetto della Comunità di montagna del Gemonese “Progetto di valorizzazione dei geositi presenti nell’ambito territoriale della Comunità di Montagna del Gemonese e in particolare del geosito “Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento” in attuazione della Legge Regionale 14 ottobre 2016 n. 15 (*Disposizioni per la tutela e la valorizzazione della geodiversità, del patrimonio geologico e speleologico e delle aree carsiche*).

Comunità di montagna del Gemonese - 2023

*“Reduce a casa con le prime mie conquiste fossili,  
le feci osservare a persone d’intelligenza, ed in particolare  
al Cernazai allora vivente, che prese ad esaminarle con molto interesse,  
e mi animava a continuare la ricerca, dicendomi,  
che non tarderebbe il giorno che anche in Friuli la Paleontologia,  
ed anzi tutta la scienza geologica, verrebbe promossa e coltivata”*  
L. Castelli (1856)

## Introduzione

Quella della Comunità di montagna del Gemonese (Comuni di Artegna, Montenars, Gemona del Friuli, Trasaghis, Bordano e Venzone) è una zona indubbiamente simbolica dal punto di vista geologico. A nessuno può sfuggire, infatti, la sua relazione con i **terremoti del 1976**, un evento fondamentale nella storia del Friuli. L’epicentro della scossa catastrofica delle ore 21 del 6 maggio era stato posto inizialmente - in modo approssimativo ed erroneo - sul Monte San Simeone, che sovrasta Bordano e Venzone. GUIDOBONI *et al.* (2018), nel loro *Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a. C.-1997) e nell’area Mediterranea (760 a. C.-1500)* lo hanno situato pochi chilometri a sud-sud est di Osoppo. Uno degli studi scientifici più recenti sull’argomento (SLEJKO, 2018) ha collocato l’epicentro strumentale della scossa principale del 6 maggio (vale a dire, quello calcolato con i dati geofisici a disposizione) più ad oriente, a sud-est di Lusevera, ma è nella Comunità di montagna del Gemonese che quel sisma ha causato i maggiori danni (Fig. 1) e un elevato numero di vittime (oltre la metà delle 977 totali). Inoltre, gli epicentri strumentali di tre delle quattro repliche rovinose dell’11 e 15 settembre 1976 (rispettivamente una di magnitudo 5,1 e due di magnitudo 5,8 e 6,1) sono situati - in quest’ultimo studio - immediatamente a est e nord-est di Gemona del Friuli. L’epicentro della seconda scossa dell’11 settembre (magnitudo 5,4), invece, è stato posizionato più vicino a quello della scossa principale del 6 maggio. È bene ricordare che i terremoti del 1976 hanno disastato 45 comuni delle Province di Udine e Pordenone, ucciso complessivamente 989 persone, ferite più di 2600, distrutto 18.000 edifici (quasi 2000 abitazioni solo a Gemona del Friuli) e danneggiati 75.000. La particolarità geografica percepibile immediatamente quando si guarda una carta topografica della zona è il peculiare posizionamento a cavallo tra l’estremità orientale delle **Prealpi Carniche** e a quella occidentale delle **Prealpi Giulie**, allo sbocco in pianura del più grande fiume friulano, il Tagliamento. Questa guida è dedicata a quattro geositi regionali (“*Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento*”, “*Frana di Braulins*”, “*Conoide di deiezione del Torrente Vegliato*” e “*Successione miocenica in Val Tremugna*”) che ricadono nel territorio nella Comunità di montagna del Gemonese e ad uno - il “*Colle di Osoppo*” - appena esterno ad esso (Fig. 2). La caratteristica comune a questi geositi è di essere visibili

## Ringraziamenti

Il Progetto di valorizzazione dei geositi presenti nell’ambito territoriale della Comunità di Montagna del Gemonese e in particolare del geosito “*Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento*” è stato possibile soprattutto grazie a Luca Leonarduzzi della Comunità di montagna del Gemonese che lo ha seguito e coordinato. Un particolare ringraziamento va al dott Sandro Venturini per le usuali proficue discussioni e le identificazioni di bivalvi e gasteropodi. Sono in debito con il dott. Giuseppe Muscio per l’indispensabile aiuto editoriale. Per la difficile ricerca delle foto della frana di Braulins un ringraziamento va a Stefano Dal Secco, all’architetto Floriana Marino, direttrice del museo *Tiere Motus*, a Massimiliano Pozzo del Comune di Trasaghis, a Ivo Del Negro (già Sindaco di Trasaghis) e, soprattutto, al Gruppo Editoriale La Scuola SEI-SEI Editrice pA (e, in particolare, a Letizia Tomasello della Segreteria Editoriale) e alla dott.ssa Elizabeth J. Shepherd, Responsabile dell’Aerofototeca Nazionale - ICCD, Ministero della Cultura. Un ringraziamento è dovuto al Museo Friulano di Storia Naturale per l’accesso alle collezioni paleontologiche, soprattutto negli anni 2005-2007. Grazie anche alle persone che hanno reso disponibili le loro fotografie a fini culturali e divulgativi mediante il *Creative Commons* e a Lukas Panzarin per le ricostruzioni dei mammiferi estinti.

Si ringrazia infine la dott.ssa Chiara Piano del Servizio Geologico - Direzione centrale difesa dell’Ambiente - Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia per la collaborazione.



**Fig. 1** - Danni causati dalla scossa delle ore 21 del 6 maggio 1976 a Gemona del Friuli.  
- Damages caused by the earthquake on May 6<sup>th</sup> 1976 in Gemona del Friuli.

o almeno identificabili da un **geosito centrale**, quello che riguarda l'“*Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento*”. Si possono osservare a distanza lungo un percorso che si estende al margine del geosito centrale (Fig. 3) e sono facilmente e rapidamente raggiungibili. A questi geositi è stata aggiunta un'ulteriore emergenza geologica situata ai margini del geosito centrale: il Cuel dal Melòc e le sua spettacolare struttura tettonica.

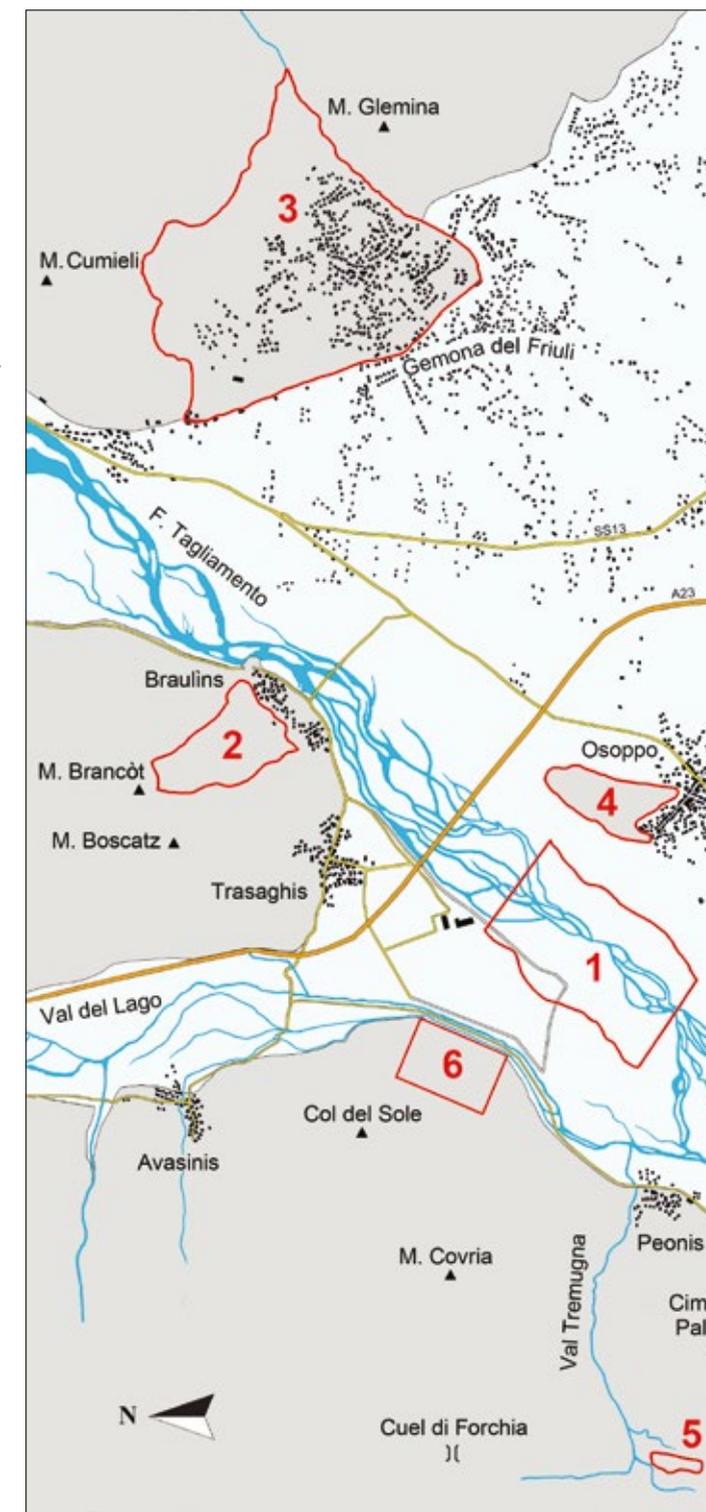
Un geosito è “*una località o area con caratteristiche geologiche di intrinseco interesse tali da permettere la comprensione della storia della Terra, delle sue rocce, minerali, fossili e paesaggi*”. I geositi sono gli elementi che rappresentano la **geodiversità**, vale a dire “*la naturale varietà di rocce, minerali, fossili, processi geologici, geomorfologici e pedologici, ovvero di tutti quei processi abiotici che creano le condizioni necessarie allo sviluppo della vita sulla Terra*”.

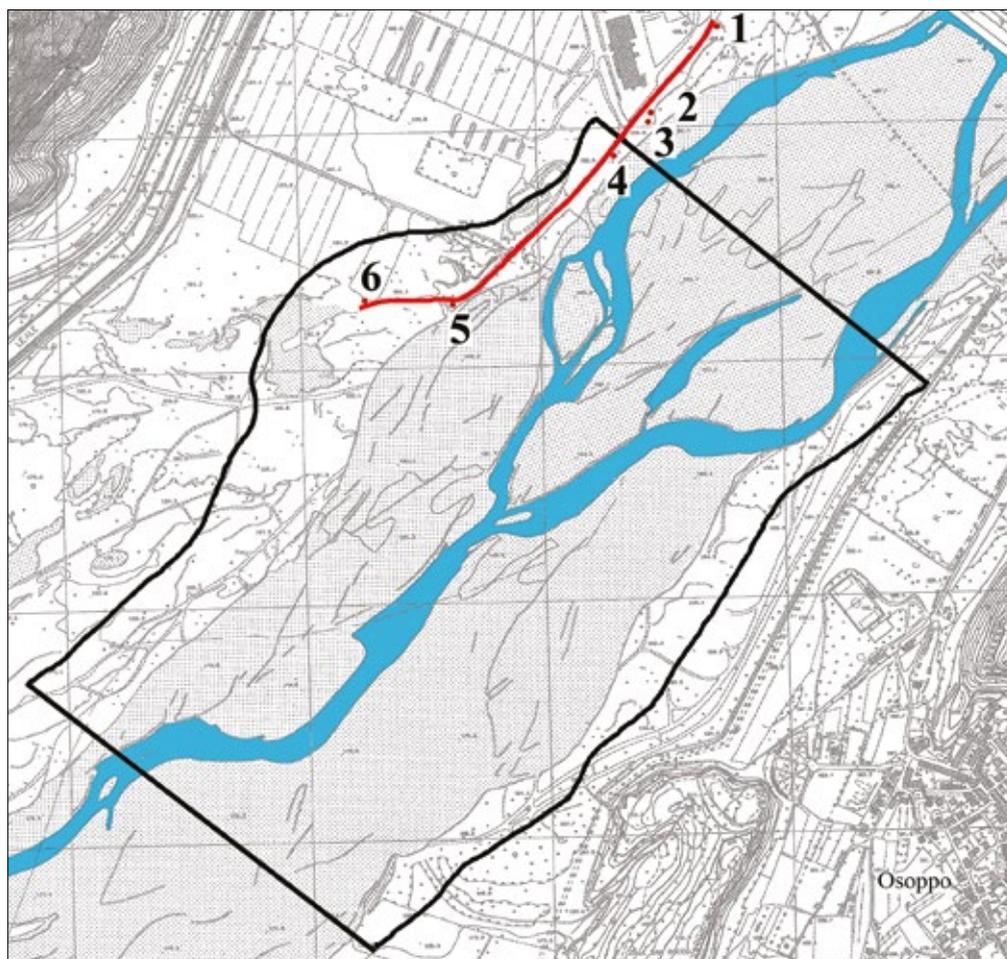
I geositi sono le testimonianze **emblematiche** della storia geologica e biologica (per quanto riguarda i fossili) di un territorio e raccontano l'evoluzione della vita e del paesaggio nel tempo ‘profondo’ (il tempo geologico).

La Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, attraverso il suo Servizio Geologico e in collaborazione con gli enti scientifici operanti nell'area di competenza, ha identificato **234** geositi all'interno del territorio regionale (CUCCHI *et al.*, 2010). Di questi, **22** sono stati definiti “*a valenza internazionale*”, **42** “*a valenza nazionale*” e **163** “*a valenza regionale*”. La Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia ha emanato la Legge Regionale

**Fig. 2** - Localizzazione e perimetro dei geositi regionali e del Cuel dal Melòc descritti in questa guida. Legenda: 1) “*Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento*”, 2) “*Frana di Braulins*”, 3) “*Conoide di deiezione del Torrente Vegliato*”, 4) “*Colle di Osoppo*”, 5) “*Successione miocenica in Val Tremugna*”, 6) Cuel dal Melòc.

- Location and perimeter of the regional geosites and the further site (Cuel dal Melòc) described in this guide. Legend: 1) “The braided riverbed of the middle reaches of the Tagliamento River”; 2) “The landslide of Braulins”; 3) “The alluvial fan of the Vegliato Torrent”; 4) “The Osoppo Hill”; 5) “The Miocene succession of the Tremugna Valley”; and 6) the Mt. Cuel dal Melòc.





**Fig. 3** - Perimetro del geosito regionale “Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento” e il percorso geoturistico (in rosso) lungo la pista ciclabile che costeggia il fiume, con la posizione dei sei punti di sosta tabellati. Legenda: 1) sosta 1, “Frana di Braulins”, 2) sosta 2, “Conoide di deiezione del Torrente Vegliato”, 3) sosta 3, “Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento”, 4) sosta 4, “Colle di Osoppo”, 5) sosta 5, “Successione miocenica in Val Tremugna”, 6) sosta 6, il Cuel dal Melòc e la Val del Lago.

- The perimeter of the regional geosite “The braided riverbed of the middle reaches of the Tagliamento River” and the geotourist route (in red) along the cycle path following the river bank, with the location of six panoramic stops. Legend: 1) stop n. 1, “The landslide of Braulins”; 2) stop n. 2, “The alluvial fan of the Vegliato Torrent”; 3) stop n. 3, “The braided riverbed of the middle reaches of the Tagliamento River”; 4) stop n. 4, “The Osoppo Hill”; 5) stop n. 5, “The Miocene succession of the Tremugna Valley”; 6) stop n. 6, the Mt. Cuel dal Melòc and the Del Lago Valley.

15/2016 per la tutela e valorizzazione del patrimonio geologico e speleologico regionale e promuove la divulgazione delle conoscenze relative ai geositi.

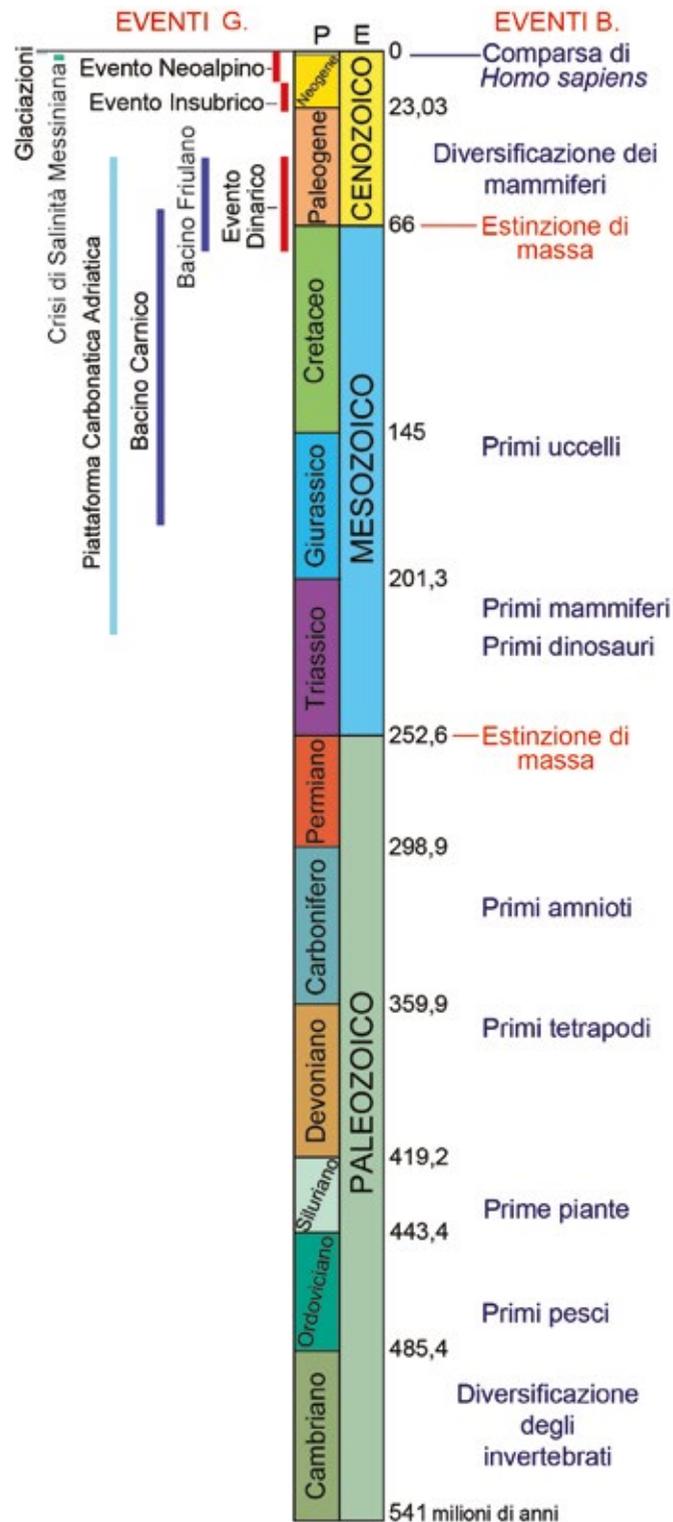
In corrispondenza del geosito “Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento” (FINOCCHIARO, 2010), classificato di interesse nazionale e situato - per quanto riguarda la sponda destra - nel territorio comunale di Trasaghis, la Comunità di montagna del

Gemonese, con il sostegno finanziario della Regione Friuli Venezia Giulia, ha sviluppato un percorso geoturistico tabellato, con i sei punti di sosta panoramici corrispondenti ai cinque geositi regionali più il Cuel dal Melòc (Fig. 3). Il percorso si sviluppa lungo una pista ciclabile istituita dall’UTI del Gemonese nel 2009. Questa è una strada non asfaltata che parte da un punto prossimo alla S.R. 512 (sulla sinistra prima di arrivare a Trasaghis provenendo da Braulins) e corre parallela all’alveo del fiume, all’interno del territorio comunale di Trasaghis, costeggiandolo per un tratto.

L’area è già interessata dal progetto *Grassland Magredi* e ricade nella zona speciale di conservazione SIC IT3320015 *Valle del Medio Tagliamento* per il suo interesse biologico. Lungo la pista sono presenti anche tabelle relative al percorso ciclistico e gli impianti informativi riguardanti il sito *Natura 2000 - Valle del medio Tagliamento* relativo al progetto *Grassland Magredi*.

La posizione del geosito “Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento” (punto di sosta 3) è strategica, consentendo una vista panoramica sui geositi “Frana di Braulins” (di interesse nazionale, CUCCHI *et al.*, 2010; punto di sosta 1) e “Conoide di deiezione del Torrente Vegliato” (di interesse regionale, FINOCCHIARO & FIGUS, 2010; punto di sosta 2) a nord, “Colle di Osoppo” (di interesse nazionale, VENTURINI & MUSCIO, 2010; punto di sosta 4) ad est e “Successione miocenica in Val Tremugna” (di interesse nazionale, SIMONETTO & DALLA VECCHIA, 2010; punto di sosta 5) pure all’interno del Comune di Trasaghis, ma a meridione del geosito centrale. Dalle sponde e dal greto del Tagliamento è, infine, panoramicamente osservabile tutto il margine meridionale delle Prealpi Carniche, dal Monte Brancòt a Cima Pala e, in particolare, il Cuel dal Melòc con la vicina Val del Lago (punto di sosta 6). Quest’ultima è sede del Lago di Cavazzo o dei Tre Comuni e corrisponde all’antico corso del paleo-Tagliamento.

Il riferimento bibliografico principale per quanto riguarda gli aspetti geologici della zona in esame sono le *Note Illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 049 Gemona del Friuli* e la relativa carta geologica a cura di A. Zanferrari, R. Avigliano, G. Monegato, G. Paiero e M.E. Poli, pubblicate nel 2013 dall’APAT (Agenzia per la protezione dell’ambiente e per i servizi tecnici) e dal Servizio Geologico della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia (entrambe disponibili online: [https://www.regione.fvg.it/rafvig/export/sites/default/RAFVG/ambiente-territorio/geologia/FOGLIA02/allegati/Foglio\\_049\\_GEMONA.pdf](https://www.regione.fvg.it/rafvig/export/sites/default/RAFVG/ambiente-territorio/geologia/FOGLIA02/allegati/Foglio_049_GEMONA.pdf)). In questa guida, però, sono state prese in considerazione anche interpretazioni alternative o più recenti sui vari aspetti della geologia (inclusi quelli paleontologici) del territorio. È comunque importante tenere in giusta considerazione il fatto che si tratta sempre di interpretazioni ed ipotesi, anche se basate su dati oggettivi, che saranno certamente soggette a modifiche nel tempo con il progresso negli studi.



**Fig. 4** - Suddivisioni degli ultimi 541 milioni di anni del tempo geologico (Eone Fanerozoico), con i principali eventi geologici nell'area in esame (eventi orogenetici e vita di bacini e piattaforme) e alcuni eventi biologici globali. Legenda: B.) biologici, E) Ere, G.) geologici, P) Periodi.  
- *Subdivisions of the last 541 million of years of the geological time (Phanerozoic Eon), with the main geological events occurred in the area under examination and some global biological events. Legend: B.) biological; E) Eras; G.) geological; P) Periods.*

## Alcune nozioni utili alla comprensione dei geositi

I geositi hanno la loro importanza nel rappresentare peculiarità geologiche o paleontologiche (possono avere, quindi, un particolare **interesse scientifico**) o essere degli esempi pregevoli di fenomeni geologici generali e presentare un interesse principalmente **didattico**. Il loro interesse scientifico, come si evince in CUCCHI *et al.* (2010), può riguardare discipline diverse all'interno delle Scienze della Terra: Geologia Stratigrafica, Sedimentologia, Geologia Strutturale, Geomorfologia, Idrogeologia, Carsismo, Geologia Marina, Geologia Ambientale, Geomineralogia, Mineralogia e Paleontologia. La **Paleontologia** è una disciplina distinta (con diverse branche nettamente separate al proprio interno: Paleontologia Generale, Paleontologia degli Invertebrati, Paleontologia dei Vertebrati, Micropaleontologia, Paleontologia Stratigrafica, Paleobotanica, Paleoecologia, ecc.), ma è considerata legata ai geositi in quanto i fossili su cui si basa si trovano all'interno delle rocce).

### Il tempo geologico

Il tempo geologico scandisce la Storia del nostro pianeta, la Terra. L'origine della Terra risale probabilmente a 4,6 miliardi di anni fa e le rocce più antiche finora scoperte sulla superficie terrestre hanno un'età di circa 4 miliardi di anni. Questo lunghissimo intervallo temporale è stato suddiviso in intervalli di ordine gerarchico diverso che non hanno una durata standard basata su fenomeni astronomici come il tempo storico (giorni, mesi, anni, secoli, millenni ecc). I tre grandi intervalli principali del tempo geologico sono gli **Eoni** Archeano, Proterozoico e Fanerozoico. L'Eone Fanerozoico, durante il quale la vita si è evoluta sul pianeta (Fig. 4), è suddiviso in **Ere**: Paleozoica (o Paleozoico, da 541 a 252 milioni di anni fa), Mesozoica (o Mesozoico, da 252 a 66 milioni di anni fa) e Cenozoica (gli ultimi 66 milioni di anni). Le Ere sono suddivise in **Periodi**, intervalli di tempo con una durata variabile tra i 21 e gli 80 milioni di anni (Fig. 4). Un'eccezione è il Periodo Quaternario, iniziato 2,58 milioni di anni fa e tuttora in corso. I Periodi a loro volta sono suddivisi in **Epoche** e quest'ultime in **Età**. Per esempio, l'Età Messiniana è una suddivisione dell'Epoca Miocene (parte del Periodo Neogene dell'Era Cenozoica) ed è l'intervallo di tempo che va da 7,246 a 5,333 milioni di anni fa.

La **datazione** delle rocce si basa soprattutto su indagini riguardanti parametri **fisici** (come la magnetizzazione, che testimonia i cambi nella polarità magnetica della Ter-

ra), **astronomici** (per esempio, l'effetto nella sedimentazione dei cicli dell'eccentricità orbitale della Terra) e **fisico-chimici** (la quantità di isotopi radioattivi presenti), oppure mediante i **fossili** in esse contenuti. Tali datazioni sono attendibili, ma in ogni caso approssimative e con un variabile grado di incertezza.

### Le rocce

I rilievi e il sottosuolo sono essenzialmente costituiti da roccia. L'importanza 'culturale' delle rocce è ampiamente sottovalutata, conseguenza della mancanza nella nostra società di una base comune di conoscenze scientifiche e naturalistiche. Le rocce non sono oggetti insignificanti caratterizzati solo da colore e consistenza, ma raccontano una **storia** a chi è in grado di 'leggerla': quella degli eventi che hanno portato alla loro formazione. Questa storia ci parla anche degli antichi ambienti in cui si è svolta, in tempi e mondi lontanissimi.

Esiste una quantità quasi infinita di **tipi di rocce** e non è possibile trattare qui in modo esaustivo l'argomento. Le rocce possono essere suddivise a seconda del **processo** attraverso cui si sono formate (sedimentazione, consolidamento di magmi, ecc.), le **dimensioni** delle particelle che le costituiscono (granuli e cristalli) e la **composizione** chimica. I geologi hanno attribuito un nome a ciascun tipo principale di roccia, in modo da poterlo identificare immediatamente senza doversi dilungare in descrizioni dei particolari identificativi più generali.

Sulla base della loro genesi, le rocce sono suddivise in tre categorie principali: magmatiche (o ignee), sedimentarie e metamorfiche.

Le **rocce magmatiche** sono derivate dal raffreddamento più o meno rapido del magma (un insieme di roccia fusa e gas) proveniente dall'interno della Terra ed hanno una composizione silicea (vale a dire che al loro interno è presente silice,  $\text{SiO}_2$ ). Le lave, il basalto e il granito sono rocce magmatiche. A differenza di lave e basalti, i graniti si sono originati dal raffreddamento più lento della roccia fusa e questo è avvenuto in profondità all'interno della crosta terrestre. Le lave, invece, sono il prodotto dalla rapida cristallizzazione della roccia fusa in superficie e a contatto con l'atmosfera. Le rocce magmatiche sono rare in Friuli. Si sono essenzialmente formate durante due intervalli di attività vulcanica verificatisi rispettivamente circa 320 milioni di anni fa (durante il Periodo Carbonifero) e intorno ai 240 milioni di anni fa (a metà del Triassico). Esse affiorano solo in ristrette zone delle Alpi Carniche, Alpi Tolmezzine e Alpi Giulie.

Le **rocce sedimentarie** si originano dalla sedimentazione di particelle di dimensioni variabili - da sub-millimetriche a decametriche - derivate dalla disgregazione di rocce preesistenti (in tal caso si definiscono rocce **clastiche**, dal greco "*klastós*" = frammento), oppure dalla precipitazione diretta di minerali in acqua (per cui sono dette rocce **chimiche**). Le rocce sedimentarie formate da granuli o frammenti a composizione silicea sono denominate rocce **silicoclastiche**.

Pure i sedimenti derivati dall'accumulo di frammenti prodotti dallo sminuzzamento di conchiglie, gusci, coralli, talli, teche e altre parti dure di organismi costituite di

carbonato di calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) originano rocce sedimentarie clastiche che sono, però, incluse nella categoria delle **rocce carbonatiche**. Più raramente, le rocce carbonatiche possono derivare dalla precipitazione diretta dei carbonati in acque ricche di  $\text{CaCO}_3$  e così rientrano nella categoria delle rocce chimiche. Un esempio piuttosto comune di queste ultime è il travertino. Le rocce carbonatiche si suddividono in **calcari** (formati da minerali di carbonato di calcio, principalmente calcite) e **dolomie** (costituite dal minerale dolomite, un carbonato di calcio e magnesio:  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ). I calcari sono più attaccabili dagli acidi organici contenuti nelle acque e più solubili delle dolomie. Per questo motivo, le grotte e i fenomeni carsici in generale si sviluppano prevalentemente nei calcari. Naturalmente, anche calcari e dolomie possono essere suddivisi in categorie basate sulle dimensioni dei clasti che le costituiscono. Da sabbie carbonatiche si formano le **calcareniti**, dalle ghiaie le **brecce** carbonatiche o i **conglomerati** carbonatici e così via. Vi sono poi metodi di suddivisione delle rocce carbonatiche basati sulla natura e la percentuale relativa delle diverse particelle che le costituiscono ed il cemento presente tra di esse, oppure sui rapporti spaziali tra le particelle costituenti la roccia (per esempio, se i granuli sono a contatto o no e in che proporzioni sono rispetto alla parte più fine del sedimento che compone la roccia o al cemento). I granuli sono fondamentalmente costituiti da **intraclasti** (frammenti di altre rocce carbonatiche), **peloidi** ('palline' di fango carbonatico che rappresentano gli escrementi di invertebrati marini), **oidi** (strutture sferoidali prodotte dalla precipitazione di carbonato di calcio in sottili strati concentrici) e **bioclasti** (frammenti delle parti mineralizzate con  $\text{CaCO}_3$  - conchiglie, gusci, talli ecc. - di organismi marini).

Quelle sedimentarie sono di gran lunga le rocce più comuni in Friuli. Le rocce carbonatiche formano gran parte delle montagne della zona in esame. Queste montagne, dunque, sono fondamentalmente costituite dall'accumulo di frammenti di gusci e conchiglie di organismi marini avvenuto in mari caldi tropicali milioni di anni fa.

I sedimenti possono essere distinti a seconda delle dimensioni delle particelle (i granuli) che li costituiscono (vale a dire, dalla loro grana più o meno fine), in **argille**, **limi**, **sabbie** e **ghiaie**. Nella ghiaia i granuli hanno dimensioni comprese tra due e 75 millimetri; nella sabbia tra due millimetri e 1/16 di millimetro (0,0625 mm); nel limo tra 1/16 e 1/256 di millimetro (0,0625 - 0,0039 mm). Le particelle più piccole di 1/256 di millimetro costituiscono l'argilla. Se i costituenti del sedimento sono più grossolani abbiamo le categorie dei **ciottoli** (dimensione maggiore tra i 7,5 e i 25 centimetri), delle **pietre** (dimensione maggiore tra 25 e 60 centimetri) e dei **massi** (dimensione maggiore superiore a 60 centimetri).

Le rocce costituite da ghiaie o da frammenti rocciosi più grandi cementati tra loro, che in generale sono denominate **ruditi**, si chiamano **conglomerati** quando i frammenti sono arrotondati e **brecce** quando sono a spigoli vivi. Quelle derivate dalle sabbie sono definite **areniti**; se le sabbie sono a composizione silicatica (vale a dire che i granuli sono composti di minerali silicatici, soprattutto quarzo) si chiamano **arenarie**. Dal fango hanno origine le **siltiti**. Le **marne** sono rocce a grana molto fine con una composizione che è costituita al 50% da carbonato di calcio e per il resto da minerali

argillosi. Le rocce a grana molto fine e composizione prevalentemente o parzialmente silicea, come marne e siltiti, sono chiamate nel complesso **peliti**. Le **argille** - formate dai minerali argillosi o più in generale dalla frazione del sedimento a granulometria inferiore a 1/256 mm - sono le rocce silicee a grana più fine e sono plastiche, quindi deformabili, ed impermeabili.

I sedimenti sono in origine “sciolti”, vale a dire che i granuli che li costituiscono non sono vincolati rigidamente tra loro e si possono muovere (si pensi, per esempio, alla sabbia). La **compattazione** dei sedimenti causata dal carico di quelli depositati sopra e la **cementazione** dovuta alla circolazione tra granulo e granulo di acque ricche di sali minerali portano alla loro trasformazione in dure rocce compatte e cementate. Il cemento che mantiene uniti i granuli è generalmente costituito da carbonato di calcio o da silice.

Le rocce sedimentarie sono spesso **stratificate** - vale a dire che appaiono sotto forma di corpi rocciosi tabulari di spessore inferiore ai due metri chiamati strati, sovrapposti l'uno sull'altro.

Le dimensioni delle particelle che formano una roccia ci forniscono informazioni sull'**energia ambientale** presente nel luogo di deposizione: più le particelle sono fini più l'ambiente di deposizione era tranquillo e vi giungevano solo le frazioni più sottili del sedimento sospeso nelle acque, che si deponivano per lenta decantazione. Al contrario, la presenza di frammenti di roccia delle dimensioni della ghiaia o dei ciottoli indica un'elevata energia ambientale, causata dall'agitazione del mezzo idrico (onde, correnti), oppure dall'inclinazione del fondale o del versante - nel caso di deposizione subaerea - e dall'instabilità creata dalla forza di gravità sui sedimenti.

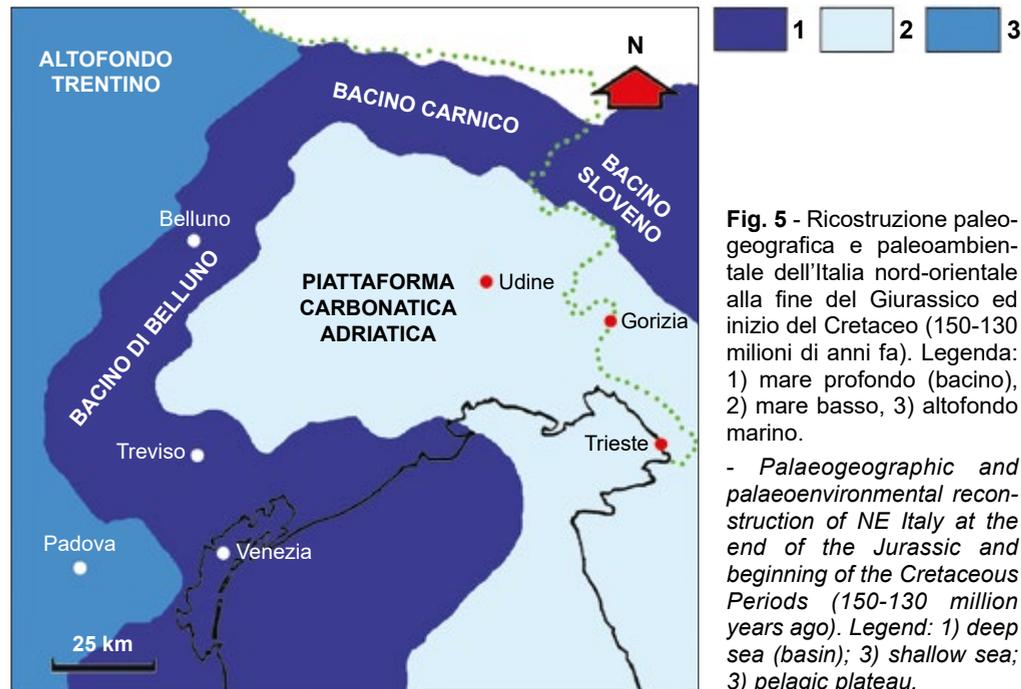
I **tufi** derivano dagli accumuli di ceneri e lapilli vulcanici, ma non sono rocce magmatiche perché si sono formati mediante il processo della sedimentazione.

Le **rocce metamorfiche**, derivano dalla ricristallizzazione di rocce preesistenti (sia magmatiche sia sedimentarie e persino già metamorfiche), ma senza la loro fusione. La ricristallizzazione avviene a causa di elevate pressioni e temperature. Gli affioramenti di questo tipo di roccia sono limitati alla parte più settentrionale ed occidentale del Friuli (Val Visdende e Monte Peralba).

## Breve storia geologica del Friuli con particolare riguardo al Gemonese

Le rocce più antiche dell'area in esame risalgono a 230-200 milioni di anni fa, l'intervallo del tempo geologico chiamato **Triassico superiore**. A quel tempo il paesaggio era piatto (vale a dire che non c'erano montagne o rilievi significativi) e gran parte delle attuali Prealpi Carniche e Giulie era una zona di mare basso e caldo, con lagune e piane di marea fangose in cui si depositavano sedimenti carbonatici, simili a quelle che esistono oggi nelle isole Bahamas. Questa zona di mare basso è detta **piattaforma carbonatica** e si estendeva a sud in quella che oggi è la pianura friulana (Fig. 5). Nella piattaforma carbonatica il mare ha una profondità in genere di **pochi metri**. Spesso si sviluppano scogliere organogene, così chiamate perché costituite principalmente da aggregati di organismi con strutture rigide (conchiglie nei molluschi, talli nelle alghe calcaree, coralli ecc.) cementate tra loro a formare corpi resistenti alle onde. Tipiche sono oggi quelle prodotte dai coralli, le **scogliere coralline**. Le piattaforme carbonatiche si sviluppano ai margini dei continenti o di isole oceaniche più o meno grandi. Costituiscono estesi banchi in gran parte sommersi. I sedimenti si accumulano, formando potenti spessori stratificati, grazie al lento sprofondamento locale della crosta terrestre e alla continua produzione da parte degli organismi di conchiglie e altre strutture mineralizzate. Le piattaforme carbonatiche sono caratteristiche delle zone **tropicali** e **sub-tropicali** della Terra, nelle quali la temperatura è costantemente elevata, e si sviluppano dove il mare non è inquinato dal fango trasportato dai fiumi.

Una piattaforma carbonatica è spesso delimitata verso il mare aperto da un **margin**, una zona di mare basso posto al limite tra la piattaforma interna, situata verso “terra”, e la zona esterna della piattaforma, che si estende verso il mare aperto. Il margine può essere formato da barre sabbiose o da una scogliera organogena. Verso terra la **piattaforma interna** è costituita da lagune generalmente poco profonde e da vaste piane limose alternativamente emerse o sommerse durante il ciclo delle maree (piane tidali o di marea). Se non esiste un margine a proteggere questa parte interna della piattaforma, le onde provenienti dal mare aperto aumentano l'energia ambientale e non si formano le piane limose, ma si ha un mare basso e agitato. Dalla zona esterna, superato il margine, si passa al **pendio** o **scarpata** del contiguo bacino marino, un tratto in cui il fondale è più o meno inclinato. Alla fine del pendio si ha il raccordo con il fondo del bacino. Il **bacino** è una depressione della superficie terrestre dove il mare raggiunge le centinaia o migliaia di metri di profondità. In esso generalmente si depositano i sedimenti franati



**Fig. 5** - Ricostruzione paleogeografica e paleoambientale dell'Italia nord-orientale alla fine del Giurassico ed inizio del Cretaceo (150-130 milioni di anni fa). Legenda: 1) mare profondo (bacino), 2) mare basso, 3) altofondo marino.

- *Palaeogeographic and palaeoenvironmental reconstruction of NE Italy at the end of the Jurassic and beginning of the Cretaceous Periods (150-130 million years ago). Legend: 1) deep sea (basin); 2) shallow sea; 3) pelagic plateau.*

lungo il pendio e quelli, per lo più limi finissimi, che si trovano in sospensione nell'acqua a causa di tempeste, correnti o altri fenomeni e che decantano.

La vasta piattaforma carbonatica chiamata dai geologi **Piattaforma Carbonatica Adriatica** si estendeva su quelle che oggi sono la Slovenia meridionale, l'Istria, la Dalmazia, fino a raggiungere a meridione regioni che attualmente appartengono alla Grecia. Era derivata all'inizio del **Giurassico** dallo smembramento di una piattaforma carbonatica più grande che esisteva alla fine del Triassico. La Piattaforma Carbonatica Adriatica era in parte o completamente circondata da bacini marini profondi. Il settore friulano di questa zona di mare basso (Fig. 5), spesso riportato in letteratura come "Piattaforma Friulana", verso la fine dell'Era Mesozoica si trovava tra i 20 e i 25 gradi di latitudine nord, quindi nella fascia tropicale. A quei tempi il clima era decisamente più caldo ed uniforme di quello attuale, anche perché probabilmente non esistevano ghiacci ai poli e i mari erano molto più estesi di quanto non siano oggi (il livello medio del mare 90 milioni di anni fa era circa 250 m più alto rispetto a quello attuale). La Piattaforma Carbonatica Adriatica esistette fino a circa 50 milioni di anni fa (Fig. 4).

Lungo quello che oggi è il margine settentrionale delle Prealpi Carniche ed orientale di quelle Giulie esistevano bacini marini profondi (grandi depressioni della superficie terrestre riempite d'acqua marina) - rispettivamente il **Bacino Carnico** e il **Bacino Giulio** o **Sloveno** (Fig. 5), in cui si depositavano sedimenti carbonatici, ma di tipo diverso rispetto a quelli della piattaforma. Ad occidente c'era il Bacino Bellunese. Queste depressioni si formavano per 'stiramento' e sprofondamento locale della crosta terrestre dovute alla tensione e allo spostamento delle zolle tettoniche. Circa 190 milioni di anni

fa (a metà del Giurassico inferiore) il Bacino Carnico iniziò ad estendersi più a sud (nelle attuali Prealpi Carniche) a spese della piattaforma carbonatica, che sprofondò gradualmente. A metà Giurassico (circa 170 milioni di anni fa), tutta la zona in esame era diventata una zona di mare relativamente profondo e lo rimase per un intervallo di tempo lunghissimo, oltre 100 milioni di anni.

Verso la fine del **Cretaceo** (a partire da circa 70 milioni di anni fa), nelle zone al confine settentrionale ed orientale dell'attuale territorio regionale la tensione sulla crosta terrestre si trasformò in compressione, la crosta iniziò a corrugarsi e incominciò il processo di formazione della catena Alpina. L'innalzamento delle Alpi e Prealpi è avvenuto nel tempo geologico attraverso **tre eventi** di compressione distinti - caratterizzati da cambiamenti nella direzione ed intensità della spinta esercitata dalle placche in collisione. La causa della compressione fu, infatti, la **collisione** tra il continente Afro-arabico, il margine meridionale del continente Euro-asiatico e le microzolle che si trovavano nel mezzo, dovuto all'apertura dell'Oceano Atlantico meridionale con la conseguente 'migrazione' verso nord e rotazione in senso antiorario del continente Afro-arabico.

Il **primo evento** (Eoalpino o Dinarico) iniziò a fine Cretaceo ma raggiunse il suo acme **55 milioni di anni fa**. La spinta deformatrice era orientata OSO-ENE. I rilievi iniziarono ad emergere dal mare che copriva il Friuli a nord (verso l'attuale Austria) e ad est nell'attuale territorio sloveno, mentre nella zona in esame, a causa della compressione e conseguente deformazione della crosta terrestre, davanti alla catena in innalzamento si formava una depressione marina (un bacino) in cui si depositavano i sedimenti prodotti dall'erosione della catena in sollevamento. La depressione fu, infine, interamente colmata dai sedimenti o coinvolta nel sollevamento. Circa **40 milioni di anni fa**, alla fine dell'Eocene, il Friuli era in gran parte emerso dal mare. Nella zona delle attuali Prealpi Giulie si trattava di un bacino marino profondo - il Bacino Friulano (Fig. 6) - che migrava verso SO man mano che la crosta si deformava e si innalzavano i rilievi. Il Bacino Friulano 55 milioni di anni fa era profondo un migliaio di metri e largo fino a 50-60 chilometri. La sua migrazione procedeva non solo per piegamento della crosta ma, soprattutto, mediante la fratturazione e lo sprofondamento del suo margine di SO, quello bordato dalla piattaforma carbonatica. Questo avveniva lungo piani di frattura chiamati **faglie**, dove i blocchi più o meno grandi della crosta terrestre fratturata si muovono uno rispetto all'altro a causa di tensioni o di compressioni. Esistono fondamentalmente tre tipi principali di faglie. Le faglie del primo tipo presentano un piano verticale, lungo il quale i blocchi si muovono verso l'alto od orizzontalmente, e si chiamano faglie **verticali**. Nel secondo tipo il piano di frattura e movimento è inclinato e il blocco superiore si sposta verso il basso. Queste faglie, chiamate faglie **normali** o dirette, si originano quando la crosta è sottoposta a tensioni (cioè è "tirata", "tesa") ed è il caso dei margini meridionali del Bacino Friulano di 55 milioni di anni fa. Nel terzo caso il piano di frattura e movimento è sempre inclinato, ma il blocco superiore si sposta verso l'alto; queste, chiamate faglie **inverse**, si originano quando la crosta è sottoposta a compressioni (cioè è "spinta") e sono comuni nelle catene montuose. Un **sovrascorrimento** è una faglia inversa a bassa inclinazione. I blocchi si spostano a



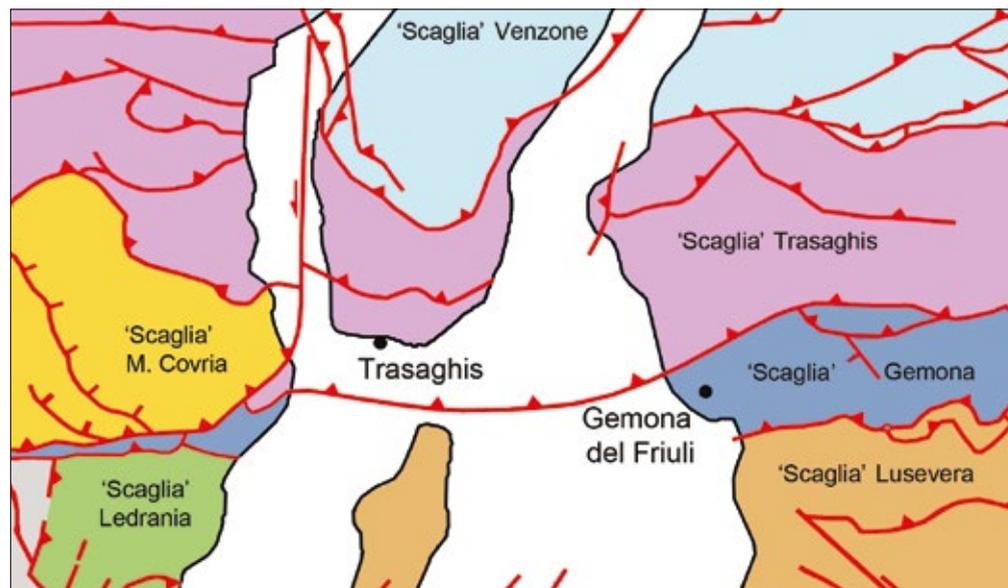
cui si accumularono sedimenti che originarono uno spessore finale di 2500 m di roccia. La depressione fu prima riempita da sedimenti marini ed, infine, colmata da depositi deltizi grossolani provenienti dalle montagne in sollevamento.

La **fase 2** (pliocenico-quadernaria) è tutt'ora in corso, con una compressione diretta grossomodo da sud verso nord.

Quando la spinta tettonica era in atto, la crosta terrestre era deformata, piegata e **'scaglie'** della sua parte più superficiale si staccavano e si **impilavano** una sull'altra. Ad ogni nuova ripresa della spinta, la crosta si deformava e fratturava conseguentemente. In questo modo, gli effetti dei diversi eventi di deformazione si sono accumulati nella porzione di crosta terrestre che forma le nostre montagne. Questa attività orogenetica intermittente ha fatto sì che le catene montuose siano costituite da grandi **'scaglie'** di crosta terrestre (tecnicamente definite "unità tettoniche") originatesi durante fasi diverse, impilate una sull'altra e delimitate da grandi faglie. Nella zona in esame, ci sono le **'scaglie'** Trasaghis, Gemona e M. Covria (Fig. 7), tutte formatesi durante l'evento Nealpino.

Altri due eventi geologici che hanno avuto importanti conseguenze sull'attuale morfologia del Friuli sono stati la chiusura e il disseccamento del Mediterraneo e le glaciazioni quadernarie.

Circa **5,96** milioni di anni fa lo stretto di Gibilterra si chiuse isolando il Mediterraneo che rapidamente si prosciugò in gran parte. Questo evento è chiamato **Crisi di Sali-**

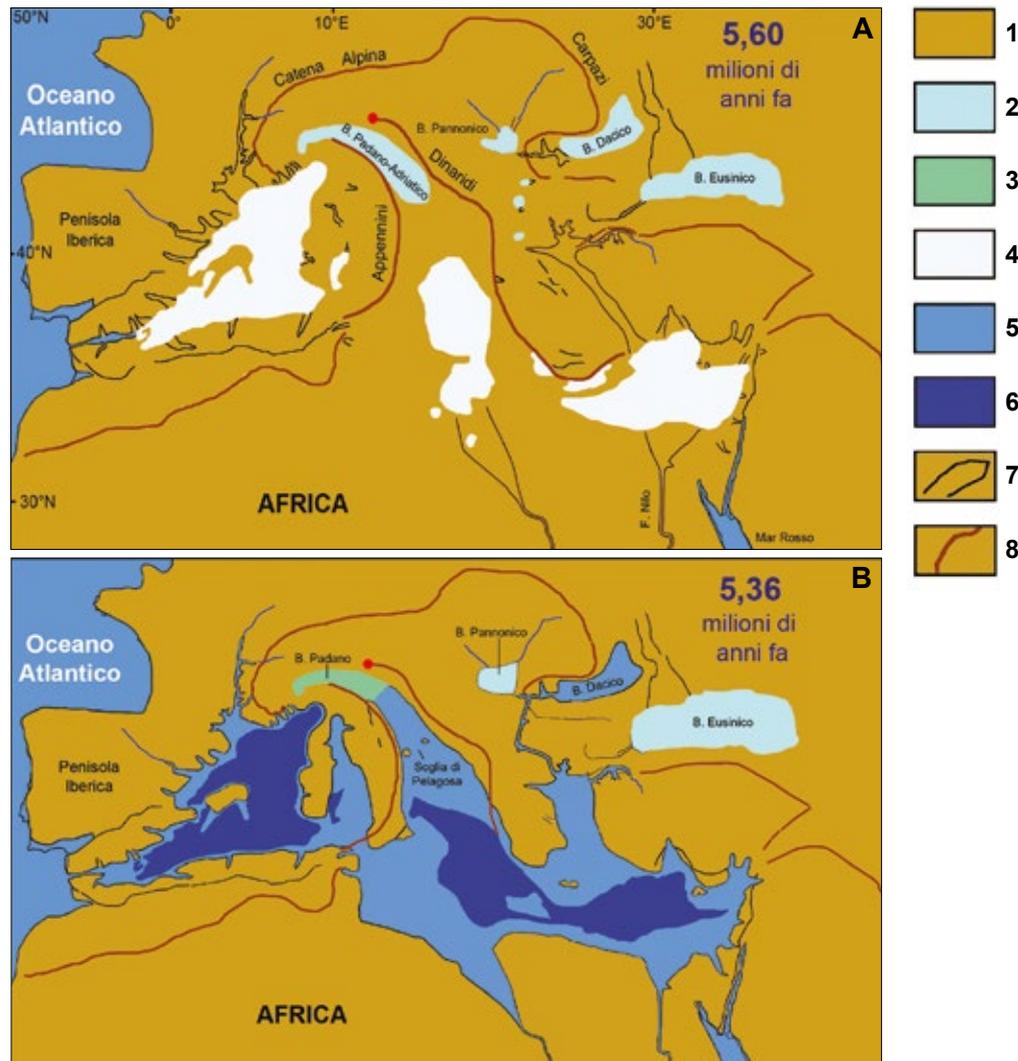


**Fig. 7** - La suddivisione in grandi 'scaglie' di crosta terrestre di parte delle Prealpi Carniche e Giulie dovuta all'orogenesi alpina. Le linee rosse sono le faglie che delimitano le 'scaglie'. Si veda la Fig. 50 per un'altra vista delle 'scaglie' Trasaghis e Gemona. Basata sulle *Note Illustrative alla Carta Geologica d'Italia, Foglio 049 Gemona del Friuli* (2013), modificata.

- The subdivision into large 'scales' of the earth's crust of part of the Carnic and Julian Prealps due to the Alpine orogeny. The red lines are the faults that delimit the 'scales'. See Fig. 50 for another view of the Trasaghis and Gemona 'scales'.

**nità Messiniana.** BACHE *et al.* (2012) hanno ricostruito quanto avvenne in generale nel bacino del Mediterraneo. Il livello marino calò drasticamente: si abbassò di 1600 m rispetto al livello marino globale. L'acme di questo calo fu raggiunto circa 5,60 milioni di anni fa. Nelle zone più depresse l'acqua evaporò producendo residui bacini ipersalini (Fig. 8A). Il clima, infatti, era in linea di massima sub-tropicale, anche se per cause astronomiche si alternavano fasi calde e fasi più temperate. L'Adriatico centro-settentrionale, con il Bacino del Po, e i bacini della Paratetide occidentale (il Bacino Pannonico che si estendeva soprattutto nell'attuale Ungheria, il Bacino Dacico - Romania - e il Bacino Eusino corrispondente all'attuale Mar Nero) erano - secondo questo studio - laghi d'acqua dolce. I fiumi che fluivano nel Mediterraneo approfondirono i propri corsi incidendo canyons, si espansero verso monte per erosione regressiva e si allungarono a valle verso gli specchi d'acqua residui. Successivamente il livello del mare nel Mediterraneo iniziò a risalire. In una prima fase la risalita si verificò gradualmente a causa della lenta, ma progressiva, erosione della soglia di Gibilterra. In questa fase, in cui il livello marino risalì di circa 500 m, nelle depressioni al centro del Mediterraneo si formarono depositi di minerali evaporitici come salgemma e gesso. Poi 5,46 milioni di anni fa (quindi circa 130.000 anni prima dell'inizio del Pliocene) si verificò un rapido (praticamente istantaneo dal punto di vista geologico) aumento di 600-900 m del livello marino dovuto al collasso della soglia di Gibilterra. Lungo le vallate incise dall'erosione risalirono strette e lunghe lingue marine entro cui avanzarono rapidamente delta-conoidi alluvionali. Dopo questo innalzamento il livello marino del Mediterraneo continuò ad aumentare lentamente a causa dell'incremento del livello marino globale connesso alla fine di una glaciazione nell'Antartide. In queste fasi l'Adriatico centro-settentrionale e il Bacino del Po rimasero un lago isolato, perché la soglia di Pelagosa (la continuazione a mare del promontorio del Gargano) fungeva da barriera, fino a 5,36 milioni di anni fa quando - a causa dell'innalzamento del livello marino globale - si ristabilì la connessione tra Adriatico e Mediterraneo ed almeno l'Adriatico centrale (Marche) risentì dell'influsso dell'acqua marina (Fig. 8B). Nel frattempo 5,45 milioni di anni fa era iniziato l'afflusso nell'Adriatico delle acque provenienti dai bacini della Paratetide occidentale. La parte settentrionale (il Bacino Padano) rimase ancora uno specchio salmastro, ma 5,31 milioni di anni fa, subito dopo l'inizio del Pliocene, anche questa zona era ritornata a condizioni marine a causa del continuo innalzamento del livello del mare.

Il **Bacino Padano** e l'**Adriatico centro-settentrionale** (la Pianura Padana non esisteva ancora e il Mare Adriatico, in pratica, continuava ad ovest fino al Piemonte) erano un'area periferica del Mediterraneo ed hanno avuto una storia peculiare in questi frangenti, anche perché influenzati dal contemporaneo innalzamento delle catene montuose alpine ed appenniniche. Per GHIELMI *et al.* (2013) nel Bacino Padano orientale-Adriatico settentrionale (inizialmente una fossa marina profonda oltre 1000 m) si ebbero tre eventi di abbassamento graduale del livello marino in un arco di 500.000 anni per un totale non superiore ai 900 m. Il **primo evento** avvenne per evaporazione dell'acqua in quello che era diventato un bacino chiuso e ha prodotto la deposizione di gesso in un



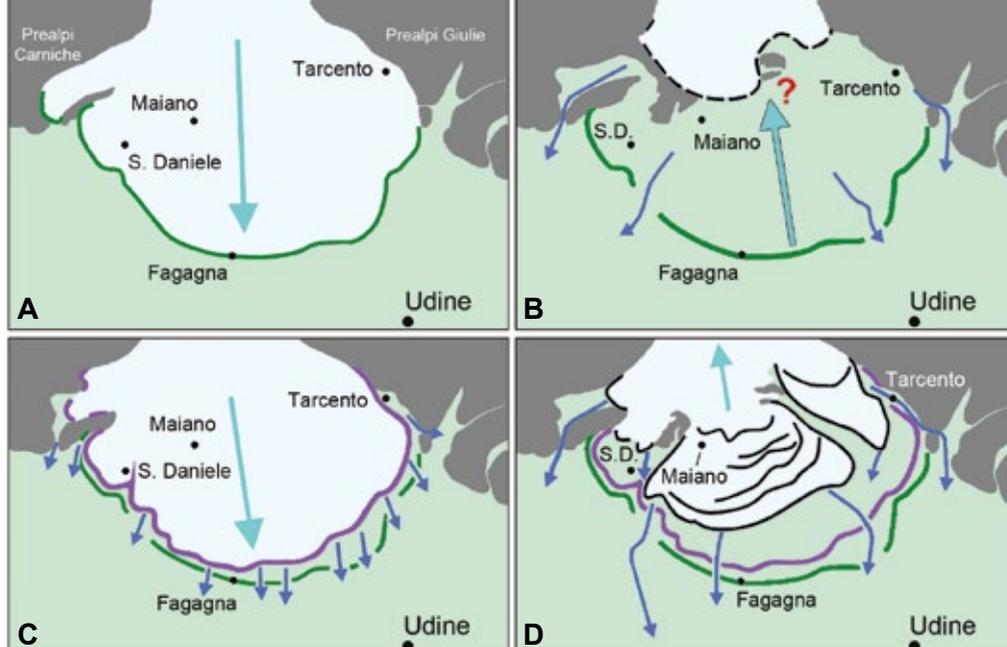
**Fig. 8** - La Crisi di Salinità Messiniana del Mediterraneo secondo BACHE *et al.* (2012). A) Il massimo disseccamento del Mediterraneo, con la formazione di grandi specchi d'acqua ipersalini al centro del bacino e di canyons fluviali; B) la situazione dopo la rapida risalita del livello marino nel Mediterraneo (5,45 milioni di anni fa) e il ricollegamento tra Mediterraneo ed Adriatico per il superamento della soglia di Pelagosa da parte delle acque marine. Legenda: 1) terre emerse; 2) specchi d'acqua dolce; 3) specchi d'acqua salmastra; 4) grandi bacini ipersalini; 5) mare; 6) depressioni marine profonde; 7) canyons fluviali; 8) maggiori strutture tettoniche (assi delle catene montuose). Il pallino rosso indica la posizione approssimativa della zona in esame. Basata su BACHE *et al.* (2012), modificata.

- *The Messinian Salinity Crisis of the Mediterranean Basin according to BACHE et al. (2012). A) The peak of the crisis with the formation of large hypersaline basins and fluvial canyons; B) the situation after the rapid reflooding of the Mediterranean (5.45 million years ago) and the reconnection of the Mediterranean and Adriatic seas caused by the passing of the Pelagosa sill by the marine waters. Legend: 1) land; 2) freshwater lakes; 3) brackish environment; 4) large hypersaline basins; 5) sea; 6) deep marine depressions; 7) fluvial canyons; 8) major tectonic structures (axes of the mountain chains). The red dot indicates the approximate position of the area under examination.*

ambiente idrico ipersalino (fase evaporitica della crisi di salinità). Il **secondo evento** (la fase post-evaporitica della crisi) - collegato ai movimenti tettonici della crosta terrestre sia di innalzamento sia di sprofondamento locale (chiamata tecnicamente "subsidenza differenziale") relativi all'orogenesi in atto - portò il bacino da sovrassalato a salmastro. Nel **terzo evento** il generale sollevamento della zona, associato anche al rimbalzo isostatico (in pratica, un sollevamento dovuto alla mancanza del peso esercitato in precedenza sulla crosta terrestre dalla massa di acqua marina), causò il massimo ritiro del mare con un'emersione generalizzata e l'approfondimento delle valli incise. I fiumi che fluivano nell'Adriatico, incluso il Tagliamento, approfondirono i propri corsi incidendo *canyons*, si espansero verso monte per erosione regressiva e si allungarono a valle verso gli specchi d'acqua residui. Questi due ultimi eventi corrispondono a quella che viene generalmente chiamata **fase Lago-Mare**. All'inizio del Pliocene si verificò la rapida ingressione marina che portò nell'area padano-adriatica settentrionale ad un innalzamento massimo di 800-900 m del livello marino. Nell'area veneta la linea di costa si spostò di almeno 70 km verso le montagne.

A partire da circa 2,6 milioni di anni fa, il **clima**, che era stato fino ad allora relativamente stabile, uniforme e di tipo sub-tropicale anche nell'Europa centro-meridionale, iniziò a deteriorarsi. Si verificarono alternanze di fasi a clima tendenzialmente freddo e a clima caldo o temperato. Le prime sono note come **glaciazioni**. I ghiacciai iniziarono ad avanzare nelle vallate alpine a partire dalla seconda parte del Pleistocene inferiore, più di un milione di anni fa. Nell'ultimo milione di anni si sono susseguiti quattro **intervalli glaciali**, che nella regione alpina sono stati storicamente denominati Günz, Mindel, Riss e Würm (sono nomi di corsi d'acqua alpini). Gli intervalli glaciali erano separati da intervalli **interglaciali** meno rigidi o persino caldi. Pure all'interno di ciascuna glaciazione sono stati distinti picchi o massimi glaciali a maggiore rigidità climatica. Durante i picchi glaciali i ghiacciai alpini si espandevano in pianura restandoci per migliaia di anni, per ritornare tra i monti con l'innalzarsi delle temperature o la diminuzione della piovosità. I ghiacciai trascinarono in pianura quantità di detriti rocciosi, che accumulavano nei punti in cui i ghiacci si scioglievano. Questi accumuli si chiamano **morene**. Se il ghiacciaio durante la successiva glaciazione si espandeva più avanti del precedente rimaneva le morene già deposte.

Dalle Alpi e Prealpi Carniche e Giulie scendeva in pianura la lingua del ghiacciaio del Tagliamento o **tilaventino**. La glaciazione più antica di cui troviamo depositi relativamente consistenti nell'area in esame risale al Pleistocene medio e sembra probabile che corrisponda all'ultima fase fredda di questo intervallo di tempo, durata da 191.000 a 130.000 anni fa. La chiameremo **fase Plaino** dell'espansione del ghiacciaio tilaventino, dal nome della frazione di Pagnacco in cui si trovano i suoi depositi morenici principali in pianura. Questi depositi hanno una posizione leggermente più avanzata rispetto a quelli originati dalla successiva - ed ultima - espansione glaciale avvenuta quasi al termine del Pleistocene. Questo significa che la lingua glaciale durante la fase Plaino era avanzata un po' più a sud di quanto sarebbe avanzata quella successiva e forse era pure più spessa.



**Fig. 9** - Le fasi di espansione e ritiro del ghiacciaio tilaventino durante il LGM. A) fase Santa Margherita, massima espansione meridionale del ghiacciaio (~26.500 anni fa); B) fase Arcano, il ghiacciaio si ritira, ma non si conosce l'entità del ritiro e nemmeno la sua durata; C) fase Canodusso, nuova espansione del ghiacciaio che arrivò quasi alle posizioni raggiunte durante la fase Santa Margherita (~22.000 anni fa); D) fase Remanzacco, il ghiacciaio si ritira dividendosi in tre lobi principali (lobi di San Daniele, Moruzzo e Tarcento) e formando cordoni morenici durante il ritiro (~20.000 anni fa). Dopo la fase Remanzacco il ghiacciaio ritorna nelle vallate alpine. Il margine esterno delle morene frontali della fase Santa Margherita (il massimo punto di avanzamento del ghiacciaio) è evidenziato dalla linea verde, quello della fase Canodusso dalla linea viola, i cordoni morenici della fase Remanzacco da quelle nere. Le frecce blu in B-D indicano gli scaricatori glaciali, quelle azzurre la direzione di movimento del ghiacciaio. Basata su MONEGATO *et al.* (2007), modificata.

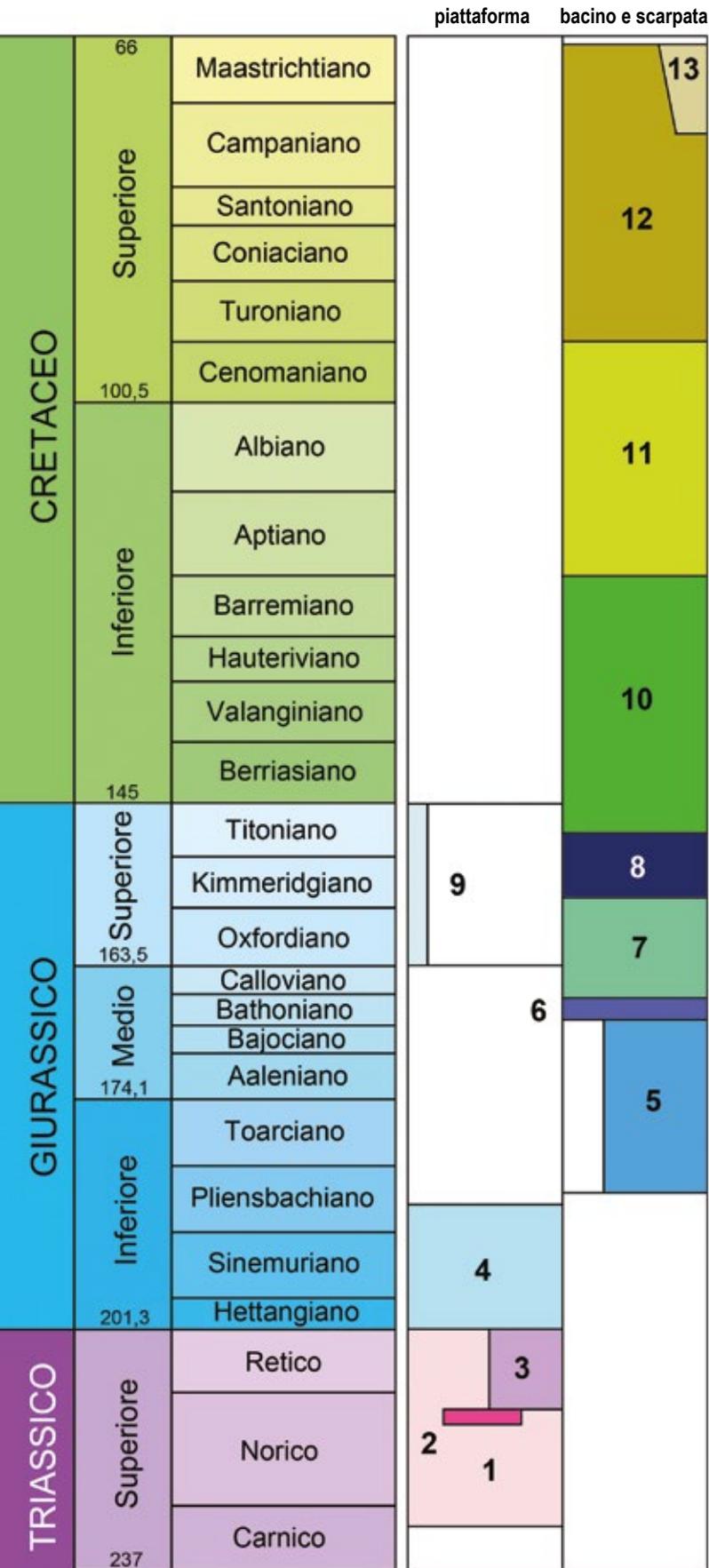
- *The expansions and withdrawal of the Tagliamento glacier during the LGM. A) Santa Margherita Phase, maximum southern expansion of the glacier (ca. 26,500 years ago); B) Arcano Phase, the glacier withdrew but the extent of the withdrawal and its duration are unknown; C) Canodusso Phase, new expansion of the glacier that nearly reached the positions reached during the Santa Margherita Phase (ca. 22,000 years ago); D) Remanzacco Phase, the glacier withdrew splitting into three main lobes (San Daniele, Moruzzo and Tarcento lobes) and forming moraine ridges during the withdrawal (ca. 20,000 years ago). After the Remanzacco Phase, the glacier withdrew into the alpine valleys. The outer margin of the front moraines of the Santa Margherita Phase (the most advanced point reached by the glacier) is shown by the green line; that of the Canodusso Phase by the violet line; the moraine ridges of the Remanzacco Phase are shown by the black lines. The blue arrows in B-D represent the outwash spillways, the pale blue arrows the direction of movement of the glacier.*

L'**ultima glaciazione** - quella detta würmiana - iniziò circa 115.000 anni fa e terminò 11.700 anni fa. Il suo massimo glaciale finale (*Late Glacial Maximum* o LGM), che ci interessa maggiormente perché ha prodotto la maggior parte dei depositi glaciali che affiorano in Friuli, si verificò qui approssimativamente tra 31.000 e 19.000 anni fa e fu seguito da oscillazioni climatiche in senso sia freddo che temperato fino a 11.700 anni fa. Le fasi di avanzata e ritiro del ghiacciaio tilaventino in pianura durante il LGM sono state **quattro**.

Sempre utilizzando le denominazioni dei geologi, chiameremo la prima **fase Santa Margherita**. Il nome deriva da Santa Margherita del Gruagno, frazione di Moruzzo, dove si trovano esposti i depositi morenici più avanzati lasciati in pianura dal ghiac-

ciaio durante questa fase. Nella fase Santa Margherita il ghiacciaio raggiunse la sua massima espansione in pianura relativamente al **LGM** (Fig. 9A), che è datata approssimativamente a **26.500-26.000** anni fa. Questa prima fase, però, iniziò almeno **31.500** anni fa e terminò forse intorno ai **24.500-24.000** anni fa. La seconda fase, la **fase Arcano**, prende il nome dal paese di Rive d'Arcano. Corrisponde ad un arretramento del ghiacciaio rispetto alle posizioni raggiunte nella fase precedente, ma non si conosce l'entità di tale arretramento (Fig. 9B) e nemmeno la sua durata. La stima del massimo ritiro a **24.000** anni fa è meramente ipotetica. La terza fase, la **fase Canodusso**, trae il nome dalla località Canodusso in comune di Ragogna. Durante questa fase il ghiacciaio riavanzò, raggiungendo quasi le posizioni estreme della precedente fase Santa Margherita (Fig. 9C). Gran parte dell'anfiteatro morenico friulano e la porzione più superficiale dell'alta pianura immediatamente a valle delle colline moreniche si sono formati durante questa fase. Le fasi Santa Margherita e Canodusso sono considerate nell'insieme l'ultima massima espansione del ghiacciaio in pianura, la sua fase **ple-niglaciale**. Già in questa fase nel ghiacciaio si potevano identificare quattro lobi, in qualche modo separati dai rilievi presenti nella zona: i lobi di Pinzano, San Daniele, Moruzzo (il principale) e Tarcento. Il lobo di San Daniele era di modeste dimensioni come quello di Pinzano, passando tra il Monte di Ragogna e il Colle di Susans. Erano i lobi che, esarando il *Clapat*, avrebbero consentito in seguito il passaggio del Tagliamento attraverso la stretta di Pinzano. La Fase Canodusso durò grossomodo tra **23.000 e 21.000** anni fa. La massima espansione del ghiacciaio in questa fase fu raggiunta intorno ai 22.000 anni fa.

La quarta fase, la **fase Remanzacco**, trae il nome dal paese di Remanzacco ad est di Udine. Durante tale fase il ghiacciaio iniziò a ritirarsi dalla pianura. Nel gergo dei geologi del Quaternario, la fase durante la quale i ghiacci iniziano il ritiro definitivo dalla pianura è chiamata fase **cataglaciale**. La fase Remanzacco è la fase cataglaciale del ghiacciaio tilaventino. Durante la fase Remanzacco il ghiacciaio si divise nettamente in tre lobi: il lobo di **San Daniele**, il lobo di **Moruzzo** (quello centrale e di maggiori dimensioni) e il lobo di **Tarcento** (Fig. 9D). La fase Remanzacco iniziò circa **21.000** anni fa. Il ritiro definitivo del ghiacciaio dalla pianura avvenne intorno ai **19.000** anni fa, fu piuttosto rapido e dovuto a un innalzamento del limite delle nevi perenni forse causato da un diminuzione della piovosità e, quindi, della produzione di ghiaccio in montagna. Un'ulteriore fase, in pianura, riguarda gli eventi avvenuti dopo il ritiro definitivo del ghiacciaio tilaventino nelle vallate alpine. Include la parte terminale del LGM, il Tardiglaciale e il Postglaciale fino ad oggi. Il **Tardiglaciale** è la parte finale del Pleistocene superiore, quando la glaciazione non era ancora terminata e si alternavano intervalli più o meno freddi - durante i quali nella pianura friulana ritornava la steppa - e intervalli temperati contraddistinti dall'espansione dei boschi. Il **Postglaciale** coincide con l'Epoche Olocene (che dura tutt'ora), il cui inizio è stabilito a 11.700 anni fa in corrispondenza della fine della glaciazione e l'instaurarsi di un clima generalmente meno freddo e più stabile. Durante quest'ultima fase il Tagliamento prese a scorrere attraverso la stretta di Pinzano nel suo alveo attuale, erodendo nell'alta pianura i depositi precedenti.



**Fig. 10** - La stratigrafia delle rocce mesozoiche dell'area in esame. È riportata l'estensione geocronologica presunta per le varie unità secondo la Carta Geologica d'Italia (che non è necessariamente proporzionale allo spessore ed estensione dei corpi rocciosi). I numeri nella colonna di sinistra della figura si riferiscono alle datazioni in milioni di anni. Le unità sono distinte tra piattaforma carbonatica (mare basso) e bacino-scarpata (mare profondo).  
 Legenda: 1) Dolomia Principale, 2) Dolomia Principale, Membro della dolomia del Resàrtico, 3) Calcarea del Dachstein, 4) Formazione del Monte Zugna, 5) Encrinite di Fanes piccola, 6) Calcarea del Vajont, 7) Formazione di Fonzaso, 8) Rosso Ammonitico Veronese, 9) Calcari a Ellipsactinie, 10) Maiolica, 11) Scaglia variegata alpina, 12) Scaglia rossa friulana, 13) Flysch della Val Ucceca.

- Mesozoic stratigraphy of the area under examination. The presumed geochronologic span of the various formations is reported according to the Geological Map of Italy (the span is not necessarily proportional to the thickness and extent of the rock bodies). The numbers in the left column of the figure refer to the dating in million of years. The formations are divided into those originated in the carbonate platform (shallow sea) and those deposited in the basin (deep sea).  
 Legend: 1) Dolomia Principale; 2) Dolomia Principale, Resàrtico Dolostone Member; 3) Dachstein Limestone; 4) Monte Zugna Formation; 5) Encrinite di Fanes Piccola; 6) Vajont Limestone; 7) Fonzaso Formation; 8) Rosso Ammonitico Veronese; 9) Ellipsactinia Limestone; 10) Maiolica; 11) Scaglia Variegata Alpina; 12) Scaglia Rossa Friulana; and 13) Val Ucceca Flysch.

## Geologia dell'area in esame

Nella realizzazione delle carte geologiche i geologi attribuiscono nomi ai corpi rocciosi che presentano spessori sufficientemente elevati e un'estensione sulla superficie della Terra sufficientemente ampia da poterli riportare su di una mappa ad una data scala e sono caratterizzati dalla presenza di un singolo tipo di roccia (per esempio, calcare o arenaria) o da alternanze di due o più litotipi originati in uno stesso ambiente di deposizione (per esempio, un bacino marino profondo, un delta fluviale, un deserto, ecc.). Nel gergo geologico questi corpi rocciosi cartografabili e con caratteristiche che li distinguono dagli altri corpi rocciosi presenti nella stessa regione e, soprattutto, da quelli soprastanti, sottostanti e laterali, sono chiamati **"formazioni"**. I nomi delle formazioni traggono spesso origine dal tipo di roccia dominante e dalla località dove la formazione è stata osservata o studiata per la prima volta. Per esempio, il Conglomerato di Osoppo è una formazione costituita prevalentemente da conglomerati deposti in un ambiente deltizio e fluviale e affiora soprattutto (se non esclusivamente) sui colli di Osoppo.

Le formazioni si sovrappongono una sull'altra seguendo un ordine stratigrafico: la formazione che sta sotto è più antica di quella che le sta sopra, naturalmente in assenza di grandi disturbi nei rapporti tra corpi rocciosi prodotti durante il processo di innalzamento delle montagne. Le formazioni (e le loro suddivisioni interne, dette **membri**) sono distinte nelle carte geologiche da colori diversi e in linea di massima caratteristici anche di un determinato intervallo del tempo geologico (per esempio, le formazioni del Sistema Giurassico sono in toni di blu, mentre quelle del Sistema Cretaceo in toni di verde).

Ciascuno di questi corpi rocciosi è derivato da sedimenti deposti durante un determinato intervallo di tempo, che ha avuto un **inizio**, una **fine** ed una **durata**. Datare un corpo roccioso (formazione) significa collocarlo nella scala del tempo geologico. La datazione delle formazioni spesso non può essere assoluta, perché non contengono elementi radioattivi (non presentano intercalazioni vulcaniche). La datazione deve necessariamente essere **relativa** e basata sui rapporti stratigrafici dei diversi corpi (sopra/sotto e lateralmente) e sul loro contenuto fossilifero, se c'è.

Come già detto, il riferimento generale più recente per la geologia dell'area in esame è la *Carta Geologica d'Italia - Foglio 049 Gemona del Friuli* e relative *Note Illustrative* disponibili gratuitamente *online*. Come tutte le conoscenze scientifiche, però, anche quelle geologiche sono in continua evoluzione e possono cambiare con il progresso degli studi. Si tenga anche presente che i diversi geologi a volte hanno fornito interpre-

tazioni differenti degli aspetti relativi alla geologia di alcune zone. Questo, nell'area in esame, riguarda soprattutto le rocce di più recente origine (in senso geologico) e costituite da breccie e conglomerati la cui datazione è ambigua a causa della mancanza di fossili utili a tal fine e spesso anche di informazioni basate sul carbonio radioattivo ( $^{14}\text{C}$ ). Nella descrizione geologica generale si seguirà l'interpretazione della *Carta Geologica d'Italia* ma nella descrizione dei geositi - per esempio, trattando della geologia del versante meridionale del M. Brancòt, dei colli di Osoppo e della Val Tremugna - si riporteranno brevemente anche le interpretazioni alternative.

La parte meridionale delle Prealpi Carniche e quella occidentale delle Prealpi Giulie è formata da una successione di rocce e sedimenti con un'età che si estende da circa **230 milioni di anni fa** (Triassico superiore) fino ad oggi.

Le rocce si sono originate da sedimenti depositati in ambienti diversi sia **cronologicamente** (dimensione verticale: vuol dire che in uno stesso posto si sono susseguiti nel tempo ambienti diversi, per esempio prima un ambiente di mare basso e successivamente uno di mare profondo per lo sprofondamento della zona dovuto alle tensioni nella crosta terrestre, oppure all'innalzamento del livello marino) che nello **spazio** (dimensione orizzontale: nello stesso momento esistevano ambienti diversi in due zone topograficamente contigue, per esempio a sud un ambiente di mare basso e a nord uno bacinale, quindi di mare profondo). Per la maggior parte del tempo geologico, però, in Friuli gli ambienti marini sono stati dominanti, soprattutto prima dell'innalzamento della catena alpina. Le rocce affioranti nella zona in esame sono, naturalmente, suddivise in formazioni che di seguito saranno brevemente descritte in ordine stratigrafico (dalla più antica alla più recente).

La formazione della **Dolomia Principale** è un potente corpo di rocce dolomitiche prevalentemente biancastre o grigiastre, di solito ben stratificate, esteso su tutta l'Italia settentrionale e negli stati alpini. Forma una parte consistente delle Prealpi Giulie (per esempio, il fianco meridionale del M. Chiampòn e quello orientale del Cuarnàn) e Carniche meridionali (per esempio, gran parte del M. Brancòt, una porzione del Cuel dal Melòc e la parte sud-occidentale del M. Covria), dove raggiunge spessori massimi di 1900 metri forse, però, solo apparenti a causa dell'intensa fratturazione e quasi il doppio di quelli reali. La dolomite, il minerale che costituisce la dolomia, si è originata per trasformazione (dolomitizzazione) di depositi calcarei preesistenti. La Dolomia Principale, tipica formazione di mare basso, rappresenta la deposizione su di un'immensa piana di marea durante gran parte del Triassico superiore (circa 230-200 milioni di anni fa; Fig. 10). Presenta intervalli fittamente laminati che sono 'tappeti' di mucilagini batteriche fossilizzate (chiamate stromatoliti) e strati massicci ed omogenei con conchiglie di molluschi bivalvi (megalodonti), gasteropodi ed altri organismi lagunari. Nelle Prealpi Giulie (per esempio, lungo il fianco meridionale della Vetta del Sole tra Gemona del Friuli e Venzone) all'interno della Dolomia Principale viene distinto il **Membro della dolomia del Resàrtico** del Norico superiore (Sevatico inferiore). Si tratta di 25-400 m di dolomie scure fittamente stratificate originatesi all'interno di una depressione della piattaforma carbonatica in cui le acque erano stagnanti ed asfittiche,

favorendo la conservazione della sostanza organica che si depositava insieme al sedimento carbonatico.

La Dolomia Principale passa superiormente al Calcere del Dachstein o alla Formazione del M. Zugna.

Il **Calcere del Dachstein** è simile alla Dolomia Principale per aspetto generale e colore (grigio chiaro - nocciola) e pure per ambiente di deposizione (piana tidale), ma è composto - come dice il nome - prevalentemente da calcari non dolomitizzati. La parte basale è costituita da strati spessi in parte dolomitizzati e, localmente, da corpi di breccie. Nella zona in esame ricopre la Dolomia Principale nel fianco orientale del M. Cuarnàn, sul M. Chiampòn e nel M. Cumieli dove ha uno spessore di 150 m, mentre nelle Prealpi Carniche meridionali non è presente. Risale alla fine del Periodo Triassico (Norico superiore - Retico, circa 210-200 milioni di anni fa; Fig. 10).

La **Formazione del M. Zugna**, che nella letteratura geologica friulana si trova spesso menzionata come "Formazione dei Calcari Grigi del Friuli", è costituita da calcari grigi in parte dolomitizzati con stromatoliti e *mud cracks* (fratture di disseccamento del fango) e da calcareniti oolitiche o bioclastiche originate da sedimenti carbonatici depositi in un mare basso tropicale all'inizio del Periodo Giurassico (Hettangiano-Pliensbachiano, circa 200-185 milioni di anni fa; Fig. 10). Nell'area in esame ricopre la Dolomia Principale al M. Brancòt e al M. Cuarnàn, mentre sul M. Chiampòn e sul M. Cumieli giace al di sopra del Calcere del Dachstein.

L'**Encrinite di Fanes piccola** è un corpo stratificato e sottile (al massimo cinque metri) di calcari da rossastri a bianco-nocciola. Si tratta di un deposito di mare relativamente profondo (tipico delle zone sprofondate della Piattaforma Carbonatica Adriatica al margine del Bacino Carnico-Sloveno) e grossolano (calcareniti e ruditi carbonatiche) composto in gran parte da resti dei segmenti del peduncolo dei gigli di mare. Questi animali marini - noti come crinoidi - sono echinodermi con uno 'scheletro' formato da segmenti costituiti ciascuno da un singolo cristallo di calcite. Nella zona in esame l'Encrinite di Fanes piccola giace sopra la Formazione del M. Zugna e sotto il Calcere del Vajont. Risale al Giurassico inferiore-medio (Pliensbachiano p.p. -?Bathoniano p.p. [p.p. significa *pro parte*, vale a dire che solo una parte dell'intervallo temporale è rappresentato]; Fig. 10). Affiora nella parte settentrionale del M. Chiampòn e nel M. Cumieli.

La formazione del **Calcere del Vajont** è pure costituita da depositi di mare relativamente profondo del Bacino Carnico-Sloveno. Si tratta di calcari biancastri oolitici o nocciola in strati spessi, alternati a calcari grigiastri con rari noduli di selce rossa, bruna o nera e, localmente, a corpi di ruditi. Le ooliti sono piccole sfere dal diametro inferiore ai due millimetri, costituite da lamine concentriche di carbonato di calcio precipitato intorno ad un nucleo (un granulo o un frammento di conchiglia) in acque molto basse, calde ed agitate (in genere, la battaglia). Le ooliti del Calcere del Vajont sono state risedimentate in acque profonde, vale a dire che sono 'franate' dentro al bacino marino e si sono depositate in un ambiente diverso da quello di origine. Il Calcere del Vajont è ubiquitario nella zona in esame (M. Chiampòn, M. Cumieli, M. Cuarnàn, M. Brancòt,

M. Covria) e ha uno spessore che varia tra 40 e 150 m. Questa formazione risale al Giurassico medio (Età Bathoniano, circa 170-168 milioni di anni fa; Fig. 10).

La **Formazione di Fonzaso** è costituita da calcari grigio-nocciola ben stratificati, ricchissimi di noduli e liste di selce di colore variabile (rosso, bruno, bianco, grigio o nero). Si è originata dalla deposizione di sedimenti carbonatici sul pendio del Bacino Carnico-Sloveno e contiene resti di organismi tipici di mare aperto (radiolari e bivalvi pelagici). Si tratta della rideposizione di sedimenti di mare basso (soprattutto frammenti di organismi come coralli, ellipsactinidi, echinodermi, gasteropodi ecc.) rimaneggiati da tempeste e correnti di torbida. Giace sopra il Calcarea del Vajont e sotto il Rosso Ammonitico Veronese. Nell'area in esame (la troviamo nei Monti Chiampòn, Cumieli, Cuarnàn, Brancòt e Covria) può raggiungere uno spessore di 250 m. Risale al Giurassico medio-superiore (Bathoniano sup. - Kimmeridgiano inf., circa 167-155 milioni di anni fa; Fig. 10).

Il **Rosso Ammonitico Veronese** è formato da calcari nodulari rossi, bianco-verdastri o grigio-verdastri, con sottili interstrati marnosi. Si tratta del solo Membro Superiore della formazione affiorante nel vicino Veneto. Contiene resti fossili di ammoniti (dai quali trae il nome), belemniti e crinoidi pelagici. È una successione condensata corrispondente ad una fase di riduzione degli apporti sedimentari. Al M. Covria presenta anche calcareniti con resti di organismi di mare basso risedimentati. Nell'area in esame il suo spessore varia da 5 a 20 m. È più potente nel versante nord del M. Chiampòn, sul M. Cumieli e sul versante orientale del M. Cuar, mentre in altre zone (M. Brancòt, M. Covria) ha uno spessore minimo che non è possibile riportare nelle mappe geologiche. È posto stratigraficamente tra la Formazione di Fonzaso e la Maiolica. Il Membro superiore risale al Giurassico superiore (Kimmeridgiano-Titoniano inferiore, circa 157-150 milioni di anni fa; Fig. 10).

I **Calcari ad Ellipsactinie** sono calcari di piattaforma carbonatica (più precisamente, di scogliera organogena) che affiorano solo ai margini occidentali della zona in esame (Val Tremugna). Risalgono al Giurassico superiore (Fig. 10).

La **Maiolica** (che corrisponde in parte alla formazione nota nella letteratura geologica friulana con il nome di Biancone) è composta da calcari ben stratificati, bianchi, bianco-verdastri o grigio-verdastri chiari con noduli e liste di selce biancastra, bruna, grigia o nera. Questa formazione è il prodotto della deposizione di sedimenti carbonatici (per lo più fini) nel Bacino Carnico-Sloveno. Localmente (M. Covria, zona che al tempo della deposizione era più vicina al margine della piattaforma carbonatica) presenta al suo interno spessi strati di calcareniti e calciruditi. Nell'area in esame la Maiolica affiora nel versante nord del M. Chiampòn, nel M. Cumieli, nel fianco meridionale del M. Cuarnàn, nella parte sommitale del M. Brancòt, nel Col del Sole e nel M. Covria con spessori variabili tra 60 e 150 m. Giace stratigraficamente sopra al Rosso Ammonitico Veronese e sotto la Scaglia variegata alpina. Risale al passaggio tra i Periodi Giurassico e Cretaceo (Titoniano superiore - Barremiano, circa 150-125 milioni di anni fa; Fig. 10).

La **Scaglia variegata alpina** (in parte nota nella letteratura geologica anche come Marne a Fucoidi e Scaglia selcifera) è costituita da alternanze in strati sottili di calcari

nerastri, grigi o verdastri con liste di selce scura e interstrati marnosi, calcari verdastri, grigi o rosati con selce gialla, rossa o nera in liste e noduli, marne rosso scuro e calcareniti nocciola chiaro con liste e noduli di selce bianca, rossa, grigia o nera. Sono anche presenti spessi strati di ruditi con frammenti rocciosi sino a 20 cm di diametro. È il prodotto della deposizione nel Bacino Carnico-Sloveno, con episodi di anossia delle acque a livello globale. Nella zona in esame affiora lungo il fianco settentrionale del M. Chiampòn, sul fianco meridionale del M. Cuarnàn, presso Braulins, nella parte settentrionale del Col del Sole e del M. Covria, al margine meridionale del M. Covria - Cuel di Forchia. Il suo spessore è 100-150 m nel versante nord del M. Covria e si riduce a 40-80 m sul M. Chiampòn. Giace stratigraficamente sopra la Maiolica e sotto la Scaglia rossa friulana. Risale al Cretaceo Inferiore - Superiore (Aptiano inferiore - limite Cenomaniano-Turoniano, circa 120-94 milioni di anni fa; Fig. 10).

Anche la **Scaglia rossa friulana** si è deposta sul margine della piattaforma carbonatica in sprofondamento o nel contiguo bacino marino profondo. Nella parte orientale dell'area in esame (M. Chiampòn, Braulins) è costituita da calcari sottilmente stratificati rossastri o rosa, più o meno argillosi e con selce rossa, bruna e gialla (ma meno frequente che nella parte alta della Scaglia variegata alpina) e marne rosso mattone. Il suo spessore varia da alcune a molte decine di metri. Nella parte occidentale (M. Covria, Col del Sole), invece, è formata soprattutto da banchi di breccie a matrice marnosa rossa o verdastra con blocchi (anche di grandi dimensioni) e ciottoli di calcari di mare basso intercalati a marne rossastre, spesso riportati in letteratura come "calcari di Andreis". Lo spessore in questo caso può superare il centinaio di metri.

La Scaglia rossa friulana giace stratigraficamente sopra la Scaglia variegata alpina; si trova al di sotto del *Flysch* del Grivò con contatto erosivo e discordante, tranne che sul M. Chiampòn dove è ricoperta dal *Flysch* della Val Ucea. Risale complessivamente al Cretaceo superiore (Turoniano-Maastrichtiano p.p., circa 94-70 milioni di anni fa; Fig. 10).

Il ***Flysch della Val Ucea*** è presente con un piccolo affioramento solo nella parte settentrionale del M. Chiampòn. Si tratta di marne bruno-rossastre o nerastre con intercalati strati di areniti torbiditiche. È un deposito di mare profondo che risale alla fine del Cretaceo superiore (Campaniano p.p.-Maastrichtiano p.p.; Fig. 10).

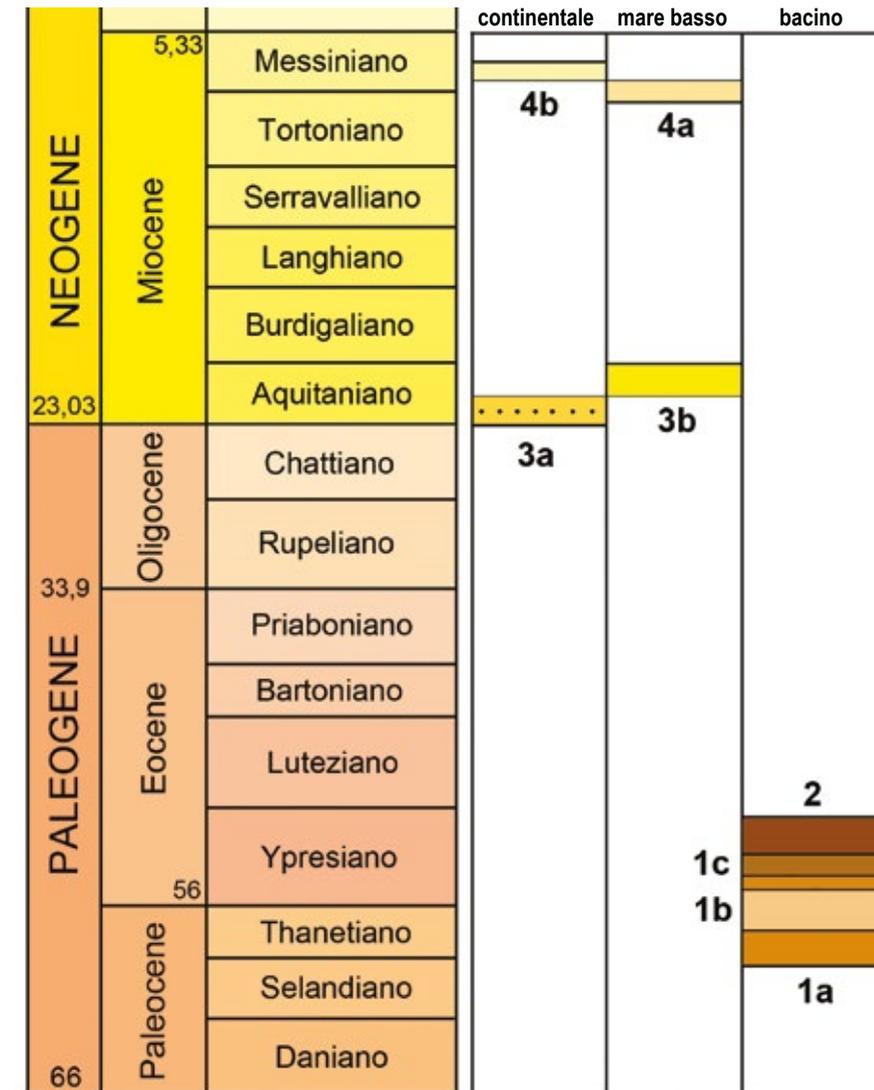
Il ***Flysch del Grivò*** è una potente successione stratificata di areniti torbiditiche e peliti, spesso in strati sottili, con intercalati banchi e megastrati più grossolani. Si è originato dalla deposizione di sedimento nel profondo Bacino Friulano durante le prime fasi di innalzamento della catena alpina (evento Dinarico). Nella zona in esame al suo interno sono state distinte tre principali alternanze di litologie (dette tecnicamente "litofacies"). Quella del *flysch* 'classico' è costituita da livelli pelitici grigio-verdastri con intercalati strati - in genere sottili e tabulari - di areniti giallastre o brunastre e banchi di conglomerati gradati a composizione carbonatica spessi al massimo alcuni metri. Gli strati di arenite del *flysch* sono il prodotto della deposizione di correnti di torbida, mentre le intercalazioni pelitiche sono il risultato della lenta deposizione di sedimento fine in sospensione nell'acqua. Questo *flysch* 'classico' è presente

sul M. Cuarnàn e, con limitati affioramenti, presso Peonis e Cima Pala. La seconda litofacies affiora grossomodo nella stessa zona della prima, ma a Cima Pala (dove presenta una composizione peculiare) i suoi affioramenti sono molto più estesi di quelli della litofacies 'classica'. È formata dalle stesse alternanze pelitico-arenitiche di quest'ultima, ma con la preponderante l'intercalazione di **megastrati** caratterizzati da una breccia carbonatica basale e spessi ciascuno decine di metri. I megastrati derivano dall'accumulo di grandi frane sottomarine dovute al collasso del margine orientale della piattaforma carbonatica e causate da catastrofiche scosse di terremoto. Sono inoltre presenti **big beds**, meno potenti dei megastrati e con una composizione prevalentemente calcarenitica. Questa litofacies caratterizza la parte inferiore-media del *Flysch* del Grivò. La terza litofacies (che nella zona in esame affiora solo lungo il margine meridionale del M. Cuarnàn) è caratterizzata dalla presenza di spessi strati di **paraconglomerato** (conglomerato con molta matrice fangosa) che contengono clasti arrotondati di selce e quarzo e si trova in genere nella parte medio-superiore della formazione.

Lo spessore complessivo del *Flysch* del Grivò nelle Prealpi Giulie è di 1500 m. La formazione giace stratigraficamente con contatto erosivo sopra la Maiolica e la Scaglia variegata alpina nella parte meridionale del M. Cuarnàn e sopra la Formazione di Fonzo nella parte nord-occidentale; giace sopra la Scaglia rossa friulana al M. Covria. A Cima Pala e in Val Tremugna si trova sotto l'Arenaria di Preplans con contatto discordante. Risale al Paleocene superiore - Eocene inferiore (Selandiano finale - Ypresiano, circa 60-50 milioni di anni fa; Fig. 11).

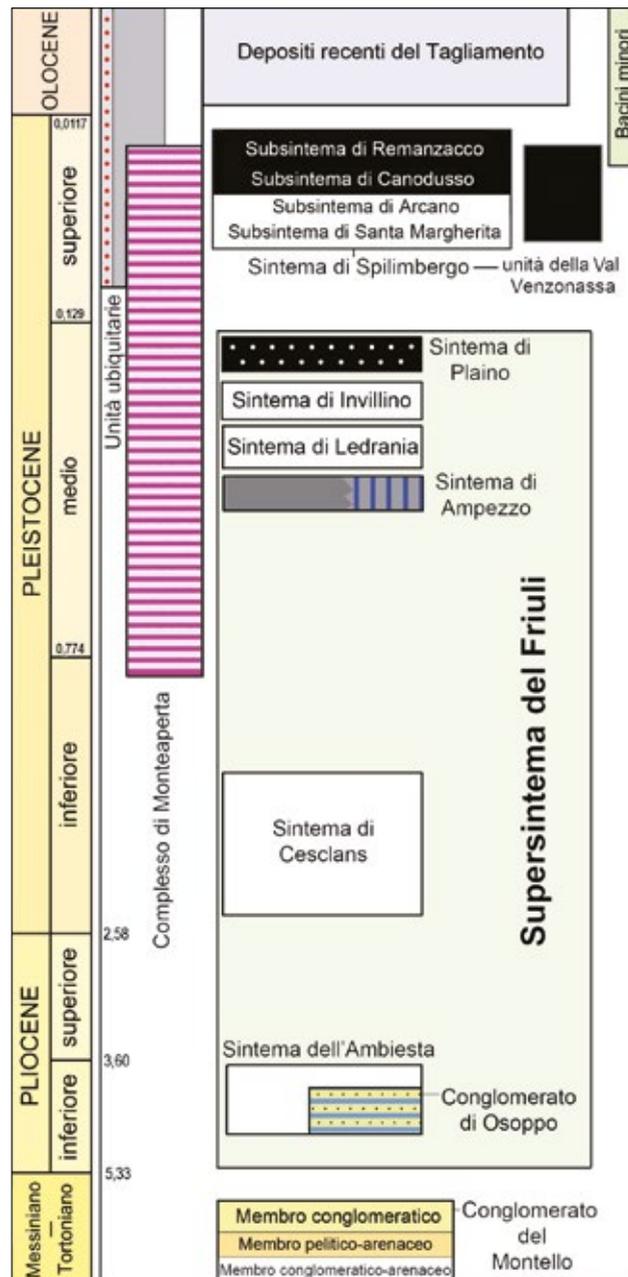
Un piccolo affioramento a sud-est di Gemona del Friuli è attribuito alle **Marne e arenarie di Savorgnano**, una formazione flyschioide che giace sopra al *Flysch* del Grivò ed è in pratica indistinguibile dalla parte sommitale di quest'ultimo. Questa formazione risale all'Eocene inferiore (Ypresiano p.p.; Fig. 11).

L'**Arenaria di Preplans** è una formazione prevalentemente silicoclastica composta principalmente da depositi di mare basso che costituisce la parte basale della successione miocenica in Friuli. Affiora estesamente lungo il margine meridionale delle Prealpi Caniche in destra Tagliamento (per esempio, nella zona di Meduno). Secondo la *Carta Geologica d'Italia* è presente anche nella zona in esame - in Val Tremugna e presso Trasaghis - dove, però, ha caratteristiche peculiari. La situazione della Val Tremugna sarà trattata nella parte dedicata al geosito "*Successione miocenica in Val Tremugna*". Sul fianco meridionale del M. Brancòt l'Arenaria di Preplans è spessa 60 m (molto meno che in Val Tremugna) ed costituita alla base da 25 m di conglomerati alluvionali che verso la sommità della formazione passano ad arenarie marine poco cementate e con livelli di carbone e, infine, a peliti scure pure marine. Qui il limite inferiore è erosivo sulla Dolomia Principale e sulla Formazione del M. Zugna, mentre quello superiore è con il Conglomerato del Montello o i depositi quaternari. Tuttavia, nella parte dedicata ai geositi "*Frana di Braulins*" e "*Colle di Osoppo*" vedremo che esistono interpretazioni differenti di questi depositi. L'Arenaria di Preplans risale all'inizio del Miocene (Aquitano, circa 23-20 milioni di anni fa; Fig. 11).



**Fig. 11** - La stratigrafia delle rocce cenozoiche dell'area in esame (escluse quelle più recenti). È riportata l'estensione geocronologica presunta per le varie unità secondo la *Carta Geologica d'Italia*, con le stesse considerazioni della Fig. 10. Legenda: 1a) *Flysch* del Grivò, facies arenitico-pelitica, 1b) *Flysch* del Grivò con megabrecce, 1c) *Flysch* del Grivò con strati di paraconglomerato ricco di selce, 2) Marne ed arenarie di Savorgnano, 3a) Arenaria di Preplans, parte inferiore-media con breccie e conglomerati, 3b) Arenaria di Preplans, parte medio-superiore, 4a) Conglomerato del Montello, Membro pelitico-arenaceo, 4b) Conglomerato del Montello, Membro conglomeratico.

- *Stratigraphy of the Cenozoic rocks in the area under examination (excluded the most recent ones). The presumed geochronologic span of the various formations is reported according to the Geological Map of Italy. The other considerations are the same as in Fig. 10. Legend: 1a) Grivò Flysch, arenite-pelite facies; 1b) Grivò Flysch with megabeds; 1c) Grivò Flysch with paraconglomerate beds rich in chert clasts; 2) Savorgnano Marls and Sandstones; 3a) Preplans Sandstone, lower-middle part with breccias and conglomerates; 3b) Preplans Sandstone, middle-upper part; 4a) Montello Conglomerate, pelite-sandstone Member; and 4b) Montello Conglomerate, conglomerate Member.*



**Fig. 12** - La stratigrafia delle rocce cenozoiche recenti dell'area in esame. È riportata l'estensione geocronologica presunta per le varie unità secondo la *Carta Geologica d'Italia*. I numeri si riferiscono alle datazioni in milioni di anni. Nel quadro stratigrafico generale, quelle lasciate in bianco sono le unità che non sono presenti nei geositi trattati e nei loro dintorni.

- *Stratigraphy of the recent Cenozoic rocks in the area under examination. The presumed geochronologic span of the various formations is reported according to the Geological Map of Italy. The numbers refer to the dating in million of years. In the general stratigraphic framework, those left blank are the units that are not present in the treated geosites and their surroundings.*

Il **Conglomerato del Montello** è - come suggerisce il nome - una formazione prevalentemente conglomeratica di origine deltizio-fluviale che testimonia lo smantellamento delle montagne in rapido innalzamento durante il Miocene superiore. Secondo la *Carta Geologica d'Italia* nella zona in esame è rappresentato da limitati affioramenti della sua parte a grana più fine, il **Membro arenaceo-pelitico** (nei colli di Osoppo, dove ha uno spessore di almeno 15 metri) e di quella più grossolana, il **Membro conglomeratico** (presso Trasaghis, a nord di Braulins e sulla punta settentrionale del piccolo Colle Carantan ad Osoppo). La potente porzione conglomeratica costituisce i vicini Colle di Susans e Monte di Ragogna. Secondo VENTURINI & DISCIENZA (2010), però, gli affioramenti che nella *Carta Geologica d'Italia* risultano appartenere al Conglomerato del Montello (si vedano le Figg. 45 e 53) sarebbero, invece, riferibili all'Arenaria di Preplans (Fig. 46). Questo sarà spiegato in maggiore dettaglio nella parte dedicata al geosito "*Colle di Osoppo*".

La porzione fine del Conglomerato del Montello rappresenta un deposito marino costiero-lagunare con apporti deltizi, mentre quella più grossolana si è deposta in un ambiente fluviale e alluvionale. Al Colle di Osoppo - secondo la *Carta Geologica d'Italia* - la formazione giace stratigraficamente sotto il Conglomerato di Osoppo con un contatto erosivo e discordante, ma se è valida la separazione delle 'siltiti di Osoppo' dal Conglomerato di Osoppo, come ritenuto da alcuni autori (si veda sotto), allora il contatto è con le 'siltiti di Osoppo'. Il Conglomerato del Montello risale al Miocene superiore (fine Tortoniano - inizio Messiniano, intorno ai 7,5-6 milioni di anni fa; Figg. 11-12).

Nella *Carta Geologica d'Italia* i depositi continentali post-miocenici sono stati suddivisi in **sintemi**, corpi sedimentari identificati alla base e al tetto da importanti interruzioni della sedimentazione testimoniate da superfici di **erosione** o dalla presenza di livelli **pedogenizzati** (paleosuoli). Questi ultimi sono suoli fossili (il suolo è la parte superficiale alterata di un corpo roccioso che spesso presenta alla sommità quella che chiamiamo "terra") e si sono originati per una prolungata assenza di sedimentazione in ambiente subaereo. I sintemi possono essere caratterizzati anche da una **inclinazione** degli strati diversa da quella dei corpi sopra e sottostanti (discordanza angolare) e da sedimenti che provengono da bacini di alimentazione distinti.

Il **supersistema del Friuli** (Fig. 12) è un corpo roccioso costituito dai sedimenti depositati tra il Pliocene (circa 5 milioni di anni fa) e l'inizio dell'Ultimo Massimo Glaciale (LGM, cominciato circa 30.000 anni fa). Come si può intuire, è costituito da numerosi corpi rocciosi di ordine gerarchico inferiore (sintemi) formati da depositi continentali (per lo più ghiaie) di estensione relativamente limitata e che rappresentano la deposizione durante intervalli temporali dell'ordine delle migliaia fino a centinaia di migliaia di anni, ma difficili da stabilire con esattezza.

Secondo la *Carta Geologica d'Italia* il **sintema dell'Ambiesta** è il più antico sintema del supersistema del Friuli ad essere rappresentato nell'area in esame. Si tratta essenzialmente dei depositi del paleo-Tagliamento e del paleo-Fella, che si congiungevano allora nella zona di Trasaghis. Tali depositi si sarebbero originati durante il Pliocene

inferiore (Fig. 12) in corrispondenza del ritorno del mare nel Bacino Adriatico-Padano dopo la Crisi di Salinità Messiniana. Essi, però, sono stati interpretati in modo differente da altri autori, come vedremo nella parte dedicata ai geositi “*Frana di Braulins*” e “*Colle di Osoppo*”.

All'interno del sintema dell'Ambiesta la *Carta Geologica d'Italia* distingue il **Conglomerato di Osoppo**, un corpo di depositi prevalentemente grossolani potente fino a 110 m che affiora, ovviamente, nei Colli di Osoppo e giace con contatto erosivo sopra le arenarie del membro arenaceo-pelitico del Conglomerato del Montello (ma sull'attribuzione di queste arenarie esistono interpretazioni alternative) deformate dalle spinte orogenetiche. La parte basale di questo corpo conglomeratico presso la chiesa di Osoppo è costituito da alcuni metri di depositi fini che altri autori (MONEGATO *et al.*, 2006; VENTURINI & DISCIENZA, 2010) hanno riportato come “**siltiti di Osoppo**”. Secondo la *Carta Geologica d'Italia* il Conglomerato di Osoppo risale al Pliocene inferiore (Zancleano, 5,33-3,6 milioni di anni fa), mentre per gli altri autori è più antico (Messiniano superiore - ?Pliocene basale per VENTURINI & DISCIENZA, 2010). Il Conglomerato di Osoppo sarà analizzato in maggiore dettaglio nella parte dedicata al geosito “*Colle di Osoppo*”.

Il successivo sintema presente nell'area in esame è il **sintema di Ampezzo**, separato dal sintema dell'Ambiesta da un lungo intervallo di non deposizione e/o erosione (Fig. 12), poichè è riferito al Pleistocene medio (774.000-129.000 anni fa). Sul fianco meridionale del M. Brancòt è costituito da conglomerati fluviali che passano lateralmente a breccie con stratificazione inclinata e blocchi che possono superare il metro di diametro. Il suo spessore raggiunge i 100 m nella sezione del Rio Perarie. I conglomerati sono attribuiti ad un corso d'acqua a canali intrecciati con alveo ghiaioso (sono i depositi del paleo-Tagliamento e del paleo-Fella) e deltizio-lacustri, mentre le breccie sono identificate come depositi di versante e di frana. La deposizione sarebbe avvenuta durante una fase interglaciale del Pleistocene medio. Come vedremo nella parte dedicata ai geositi “*Frana di Braulins*” e “*Colle di Osoppo*”, l'interpretazione e datazione di questi depositi fornita da VENTURINI & DISCIENZA (2010) è fondamentalmente diversa.

Nella zona vi sono pure depositi glaciali riferibili al sintema di Plaino e al sintema di Spilimbergo, ma la loro estensione è in genere limitata. Il **sintema di Plaino** - che appartiene al supersintema del Friuli - include depositi morenici prodotti dalla glaciazione precedente al LGM che sono riferiti alla fine del Pleistocene medio (circa 130.000 anni fa). Li troviamo, per esempio, sul fianco meridionale del M. Brancòt a NNE di Braulins, a quote superiori rispetto ai depositi della glaciazione successiva. Al **sintema di Spilimbergo** appartengono le morene e i depositi fluvioglaciali e glaciolacustri del LGM (subsintemi di Canodusso e Remanzacco; ~24.000-19.000 anni fa). Deposit morenici si hanno sul M. Cumieli, sul versante settentrionale del M. Chiampòn, sul versante occidentale dei Monti Cuarnàn e Glemina e sui colli di Osoppo. Morene laterali si trovano nel M. Brancòt sopra Braulins e Trasaghis. Un caso particolare è quello dei depositi morenici e fluvioglaciali lasciati da lingue glaciali secondarie nel **bacino del T. Venzonassa** e riferiti all'ultima avanzata glaciale. Sono presenti sul versante settentrionale del M. Chiampòn.

Grandi massi erratici presenti a quote superiori rispetto a quelle in cui troviamo i depositi dei sintemi di Plaino e Spilimbergo rappresentano la deposizione di una o più lingue glaciali **più antiche** che hanno evidentemente raggiunto spessori maggiori.

Il **complesso di Monteaperta** è costituito da depositi di versante più o meno cementati e grossolanamente stratificati o massivi, con spessori anche di decine di metri. Si tratta di breccie composte da frammenti rocciosi carbonatici con dimensioni medie di 5 cm, ma che possono raggiungere anche ai due metri. Questi depositi sono genericamente riferiti al Pleistocene (non sono, quindi, datati con precisione) e potrebbero essere anche periglaciali (vale a dire, depositati ai margini dei ghiacciai). Nell'area in esame affiorano, per esempio, nel versante orientale del M. Chiampòn, sul fianco meridionale del M. Brancòt ad ovest di Braulins, presso Peonis e al margine settentrionale della piana di Cjanêt.

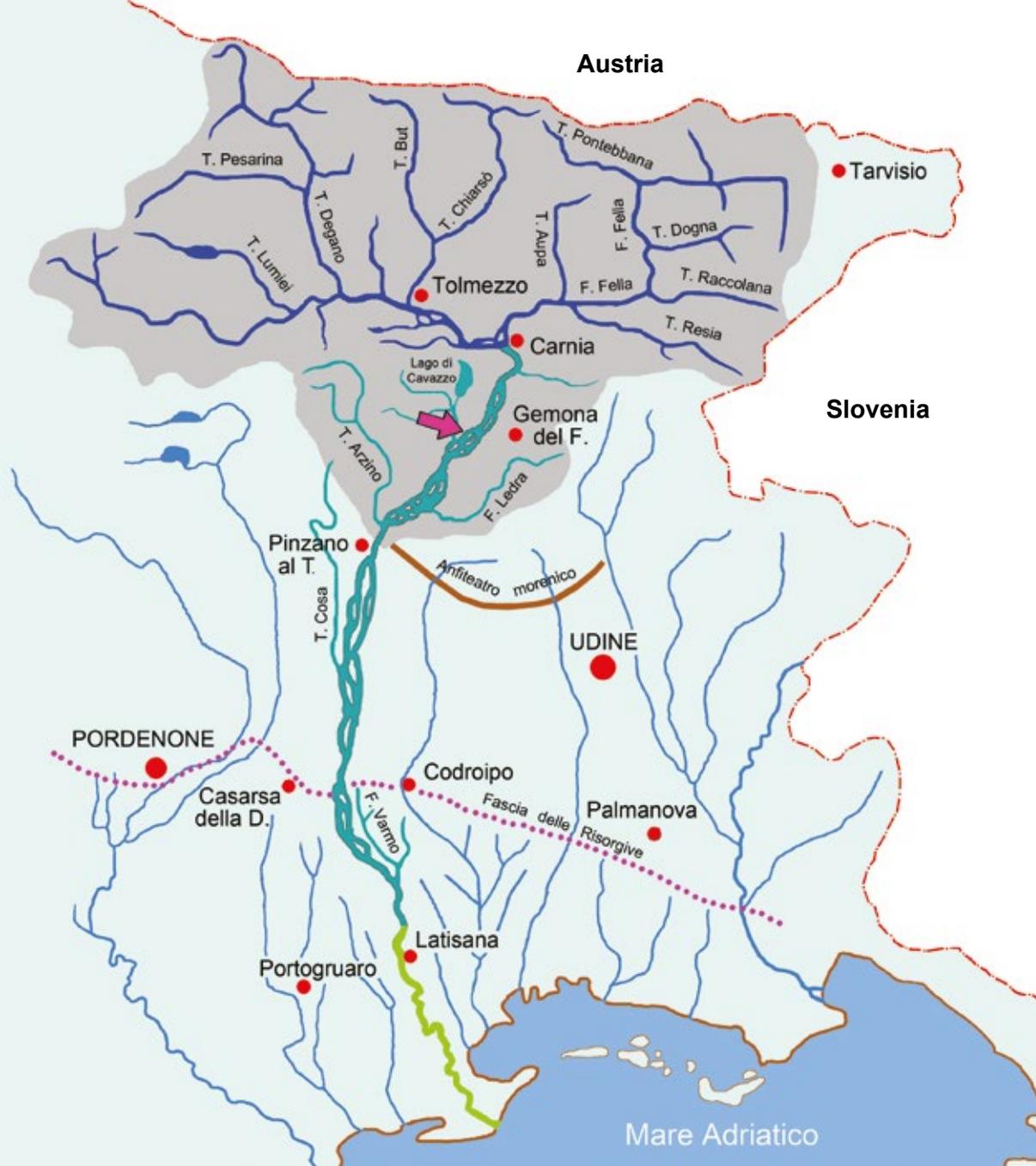
La Val del Lago e una fascia di territorio parallela al margine delle Prealpi Carniche lungo il corso dei T. Leale e Melò fino alla confluenza nel Tagliamento presso Peonis sono costituite da **depositi alluvionali e fluvioglaciali**. Lo stesso tipo di depositi affiora come una fascia parallela alla pedemontana gemonese. Sono riferiti alla fase di ritiro della lingua glaciale del Tagliamento (fase Remanzacco) e a tempi successivi al ritiro dei ghiacci (Pleistocene terminale - Olocene).

Nell'area in esame vi sono altri depositi grossolani non datati con precisione, ma riferibili comunque a tempi successivi al ritiro del ghiacciaio del Tagliamento. Molto frequenti sono i **detriti di versante** o di falda non cementati, che troviamo soprattutto accumulati alla base dei rilievi carbonatici scoscesi, per esempio ai piedi dei Monti Chiampòn, Cumieli e Glemina, lungo i fianchi meridionale ed orientale del M. Brancòt, nel fianco orientale del Col di Sole e del Cuel dal Melòc, in quelli meridionale del M. Covria e orientale di Cima Pala. Sono gli accumuli - anche ingenti - che si formano ai piedi delle pareti rocciose per piccoli ma frequenti distacchi di frammenti litici.

Pure i **depositi di frana** sono abbastanza comuni, anche a causa dei terremoti del 1976. Accumuli si hanno sui fianchi dei Monti Chiampòn, Brancòt (per esempio, a Braulins e Trasaghis) e Cima Pala.

I **depositi di origine mista** sono breccie di versante unite a colate detritiche prodotte da precipitazioni particolarmente copiose e dal trasporto lungo le aste torrentizie. Spesso costituiscono **conoidi** - accumuli a forma di ventaglio - di ghiaie, ciottoli e massi ai piedi delle montagne. Esempi sono il grande conoide del T. Vegliato (che vedremo in dettaglio più avanti), il conoide del Rio Perarie vicino a Braulins e quello su cui poggia il paese di Peonis.

Infine, vi sono i depositi del Fiume Tagliamento successivi all'ultimo ritiro del ghiacciaio ed attribuiti all'Olocene, che si estendono su tutto il Campo di Osoppo.



**Fig. 13** - Il bacino idrografico del F. Tagliamento. In blu è evidenziato il suo corso superiore, in verde-azzurro quello mediano e in verde quello inferiore. In grigio è marcata la parte montana del bacino. Sono riportati anche gli altri corsi d'acqua principali della regione, l'anfiteatro morenico prodotto dall'ultima lingua del ghiacciaio Tilaventino e la fascia delle risorgive. La freccia indica la posizione del geosito "Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento".

- The drainage basin of the Tagliamento River. Its upper reaches are drawn in blue colour; the middle ones in pale blue and the lower ones in green. The mountainous part of the basin is highlighted in grey colour. The other main streams of the region, the morainic amphitheater produced by the last tongue of the Tagliamento glacier, and the belt of the resurgences are also reported. The arrow indicates the position of the geosite "The braided riverbed of the middle reaches of the Tagliamento River".

## Il geosito "Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento"

Come già detto sopra, questo è il geosito centrale dal quale si possono osservare panoramicamente tutti gli altri geositi presi in considerazione in questa guida. È al suo interno che è stato sviluppato un percorso geoturistico tabellato, con i sei punti di sosta corrispondenti ai cinque geositi regionali più il Cuel dal Melòc. Il suo interesse scientifico riguarda la geomorfologia, la sedimentologia e l'idrologia (FINOCCHIARO, 2010).

Con una lunghezza di **178 km** e un bacino idrografico di circa **2870 km<sup>2</sup>** il Fiume Tagliamento è il corso d'acqua principale del Friuli Venezia Giulia. Nasce nel massiccio del M. Cridola presso il Passo della Mauria ad un'altitudine di 1195 m e sfocia nel Mare Adriatico presso Lignano. Le precipitazioni medie annue nel suo bacino imbrifero sono elevate: **2000 mm**. La portata massima è di **3600-4000 m<sup>3</sup>/sec.** (il valore massimo misurato è stato raggiunto con la piena del 4 novembre 1966 a Pinzano: 4000 m<sup>3</sup>/sec.), quella media è di 92 m<sup>3</sup>/sec. Il nome Tagliamento deriva dal latino **Tilaventus** e si riferisce, forse, ai tigli che un tempo crescevano abbondanti lungo le sue sponde. Il corso del fiume è suddiviso in tre tratti dalla diversa orientazione e dalle differenti caratteristiche idrologiche.

Nel **corso superiore** - dalla sorgente a Carnia (lungo 63 km e con un dislivello di circa 960 m) - il fiume scorre in senso ovest-est separando le Alpi Carniche dalle Prealpi Carniche (Fig. 13). Qui - soprattutto nel tratto fino a Socchieve - presenta le caratteristiche di un fiume di montagna a regime torrentizio, con un alveo relativamente stretto e un flusso turbolento. I suoi affluenti principali (Lumiei, Degano, Bût) provengono dalla sinistra orografica e drenano le Alpi Carniche. Tra Carnia e Venzone riceve il Fiume Fella (che nasce in Val Canale presso Malborghetto Valbruna, è lungo 54 km ed ha un bacino idrografico di 706 km<sup>2</sup>), cambia radicalmente direzione scorrendo verso sud fino alla foce e separa le Prealpi Carniche dalle Prealpi Giulie lambendo il fianco orientale del M. San Simeone.

Da Carnia a Latisana è il suo **corso mediano** (lungo circa 80 km e con un dislivello di circa 230 m) in cui assume la caratteristica conformazione **a canali intrecciati** (si veda [https://it.wikipedia.org/wiki/Fiume\\_a\\_canali\\_intrecciati](https://it.wikipedia.org/wiki/Fiume_a_canali_intrecciati)) con un alveo molto ampio - da uno a due chilometri (Fig. 14) - costituito da ghiaie sempre meno grossolane via via che ci si sposta verso la foce. All'altezza di Gemona del Friuli il fiume esce dalle montagne pur costeggiando il bordo meridionale delle Prealpi Carniche fino alla stretta



**Fig. 14** - L'alveo a canali intrecciati del F. Tagliamento tra Braulins e Cimano visto dal Monte di Ragogna.

- The braided riverbed of the Tagliamento River between the towns of Braulins and Cimano seen from the top of the Mt. Ragogna.

di Pinzano (dove l'alveo è largo solo 180 m) oltre la quale inizia il suo corso nell'alta pianura friulana. Nel corso mediano l'acqua scorre per lo più all'interno dello spesso materasso alluvionale e riemerge in occasione delle piene, soprattutto autunnali e spesso violente. Per le sue piene catastrofiche (notevoli furono quelle del 1388, 1430, 1440, 1574, 1592, 1597-98, 1692, 1800, 1851, 1896 e 1965-66, tanto per citarne alcune), nel medioevo il fiume fu definito "*ferox et rapax*". Le acque riaffiorano a valle del Ponte della Delizia (non lontano da Casarsa della Delizia) e il fiume riacquista stabilmente una portata superficiale all'altezza della fascia delle risorgive presso Varmo.

Da Ronchis di Latisana alla foce è il suo **corso inferiore** (lungo 30 km e con un dislivello di sei metri) che diventa a canale unico e meandriforme (serpeggiante, con curve chiamate, appunto, meandri). L'acqua scorre lentamente e i sedimenti sono fini, sabbiosi e limosi. Alla sua foce nel Mare Adriatico il corso d'acqua forma un delta.

Il Tagliamento è oggi considerato l'unico fiume dell'intero arco alpino a conservare quasi inalterata l'originaria morfologia a canali intrecciati ed uno dei pochi in Europa a presentare ancora una relativamente limitata alterazione antropica (ma progetti di sensibile alterazione del suo alveo e regime idrico vengono presentati periodicamente

al vaglio di chi ha il potere decisionale in materia). Per questo motivo nel 2010 era stato proposto (insieme ai fiumi Isère, Lech e Isar) alla candidatura come *World Heritage Site Unesco* alla riunione di Berna dell'*Alpine Convention* sulle candidature dei siti naturalistici della regione alpina, risultando tra l'altro quello con il maggior grado di "*integrity*", "*most promising in comparison with the other proposals*" e di "*European importance*" (chi scrive era presente alla riunione in quanto incaricato dal Ministero dell'Ambiente a rappresentare l'Italia). Questo è indicativo di un interesse sovranazionale del Tagliamento. In tempi più recenti, si è parlato anche di una sua candidatura come *Riserva della Biosfera*, apparentemente tralasciando gli aspetti geologici.

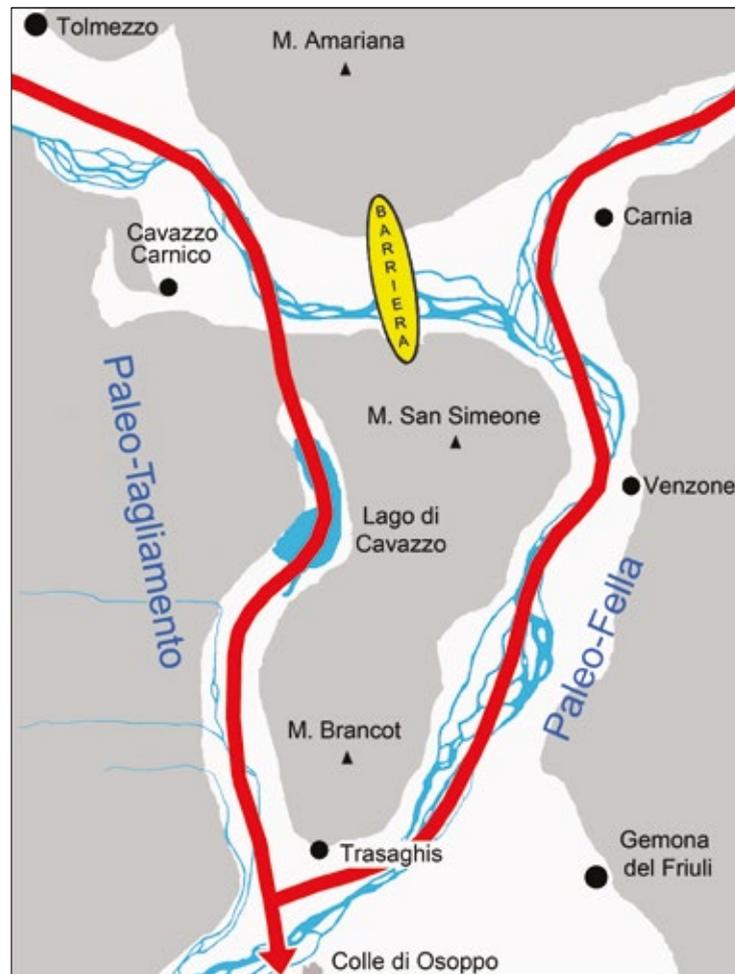
La morfologia a **canali intrecciati** si osserva in tutto il tratto del Tagliamento compreso nel territorio della Comunità di montagna del Gemonese, ma è maggiormente sviluppato all'uscita del fiume dalle Prealpi. Il **geosito** regionale d'importanza nazionale "*Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento*" interessa un tratto della parte superiore del corso mediano del fiume che attraversa i territori comunali di Trasaghis e Osoppo. La caratteristica di questo tratto è l'**ampio alveo** (quasi un chilometro) in rapporto alla profondità dei canali e il complesso reticolo fluviale (formato da numerosi **canali, barre e isole**) in continuo cambiamento a causa delle piene. Il letto del fiume è costituito dai ciottoli trasportati a valle dalle correnti e provenienti dalla Carnia, dal Canal del Ferro e dalla Val Canale (questi ultimi due drenati dal Fiume Fella). Tra i ciottoli si possono riconoscere le principali litologie che costituiscono le Alpi e Prealpi Carniche e le Alpi Giulie, come vedremo più avanti.

## La storia del Fiume Tagliamento

Il Tagliamento ha una storia particolarmente interessante legata all'**evoluzione geologica** del territorio. Drena i rilievi alpini e prealpini almeno dal Miocene superiore (Messiniano, circa **7 milioni di anni fa**). Allora scorreva in Carnia lungo la direttrice Sella Chiampòn - Sella Chianzutàn, quindi qualche chilometro più a sud del corso attuale. Come conseguenza del disseccamento del Mediterraneo e relative fasi di riempimento alla fine del Messiniano (si veda pp. 20-23), il corso del fiume si spostò a nord del Massiccio del M. Verzegnis, si approfondì di circa **200 m** ed incominciò a drenare le Alpi Carniche con i suoi affluenti di sinistra. Una volta in pianura il Tagliamento scorreva verso sud-ovest confluendo nel paleo-Piave nella zona di Oderzo. Con l'innalzamento globale del livello marino, verso la fine del Pliocene inferiore (circa 4 milioni di anni fa) il mare - secondo la *Carta Geologica d'Italia* - ritornò in zona ed arrivò a lambire le Prealpi (ma la presenza o meno del mare in zona durante il Pliocene è oggetto di discussione).

Fino ad un momento imprecisato del **Pleistocene medio** (774.000-129.000 anni fa) secondo la *Carta Geologica d'Italia*, e fino a circa 1 milione d'anni fa secondo VENTURINI & DISCIENZA (2010), il corso del fiume passava ad **ovest** dei Monti San Simeone e Brancòt attraverso la zona degli attuali rupe di Cesclàns, Lago di Cavazzo/Tre Comuni e Val del Lago, mentre ad est - in quello che è l'attuale corso del fiume - scorreva il Fiume Fella (Fig. 15). La zona del geosito "*Alveo a canali intrecciati del medio Fiume*"

me Tagliamento” coincide con il punto in cui il paleo-Tagliamento si congiungeva al paleo-Fella. Questo percorso del paleo-Tagliamento attraverso la Val del Lago era obbligato dalla presenza di una **barriera** (un rilievo roccioso) posto tra il M. Amariana e i Monti Festa e San Simeone all’altezza di Amaro. Si ipotizza che il paleo-Tagliamento abbandonò il percorso antico confluendo nel paleo-Fella a monte di Venzone quando la barriera fu erosa da un **ghiacciaio** durante uno degli acmi glaciali del Pleistocene inferiore o medio, che hanno prodotto la massima espansione glaciale nel bacino del Tagliamento ma pochi depositi relativi. Si deve anche tenere a mente che le vallate di questi corsi d’acqua erano all’inizio molto più strette di quanto sono oggi e che sono state allargate dal ripetuto passaggio del ghiacciaio Tilaventino durante il Pleistocene. Infatti, come abbiamo visto sopra, nell’ultimo milione di anni durante gli intervalli a clima particolarmente freddo nel bacino del paleo-Tagliamento si formava un **ghiacciaio** che, alimentandosi nelle Alpi e Prealpi, si espandeva in pianura con una grande lingua glaciale. La morfologia dell’alto bacino del Tagliamento e la presenza nei de-

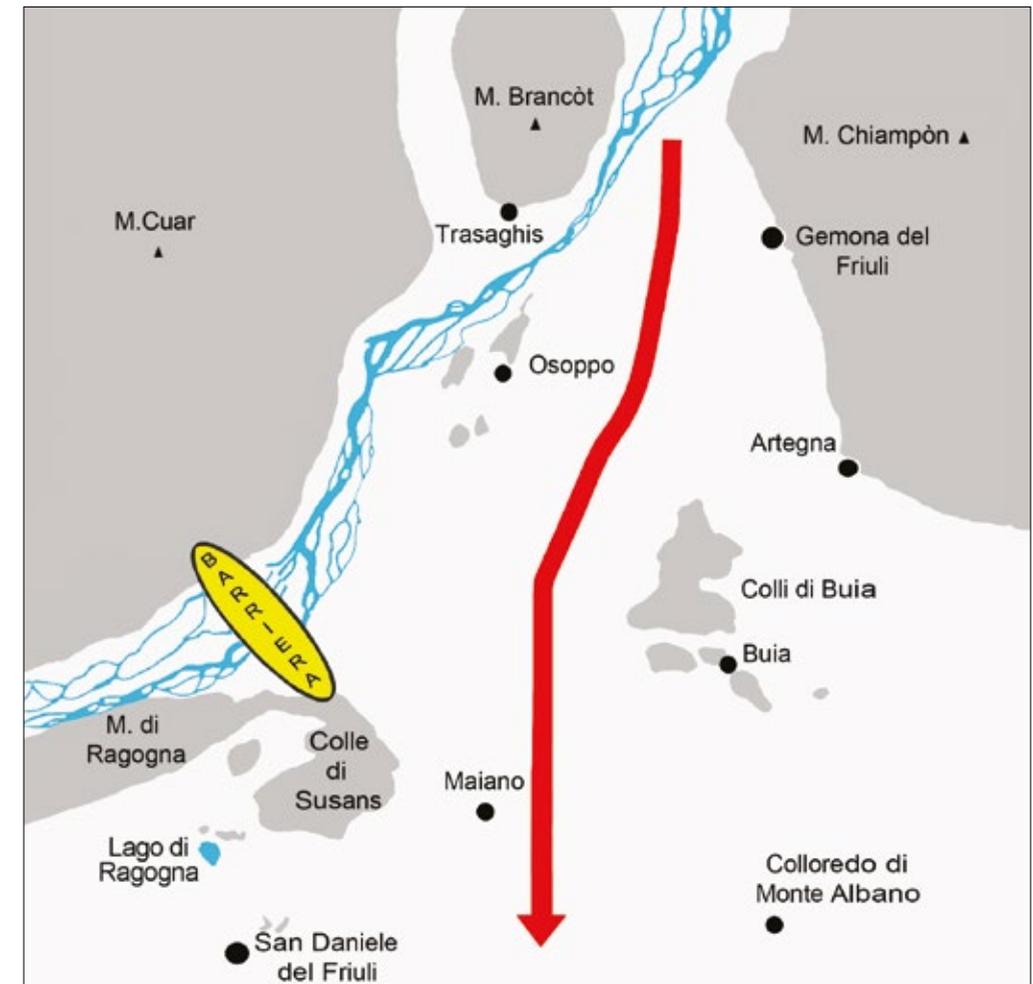


**Fig. 15** - L’antico percorso del paleo-Tagliamento attraverso la Val del Lago.

- The ancient course of the Tagliamento River (palaeo-Tagliamento) through the Del Lago Valley).

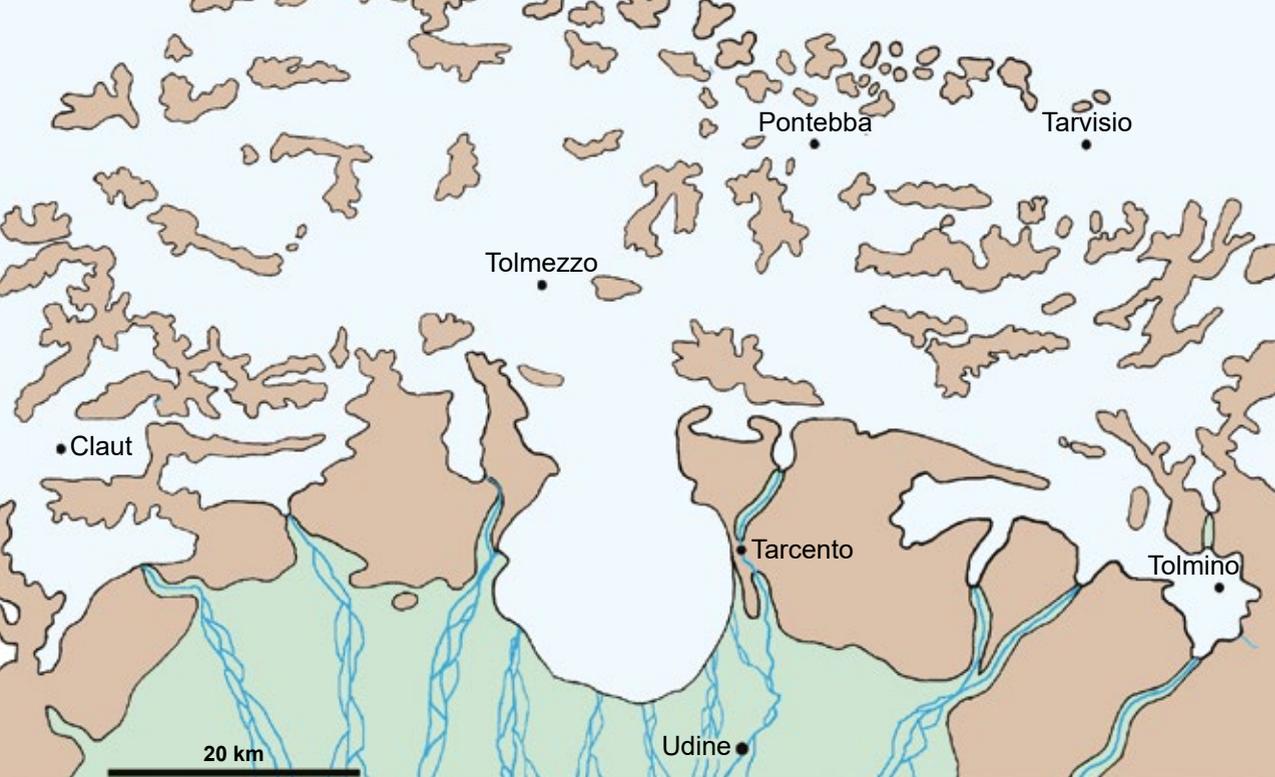
positi glaciali e fluvioglaciali di ciottoli di rocce metamorfiche (serpentiniti, gneiss) e ignee (granitoidi), che non affiorano in Friuli, ci dicono che il ghiacciaio comunicava con quelli del Piave e del Gail (Austria). Al suo sbocco in pianura, nel momento di massima espansione, il ghiacciaio probabilmente era spesso **alcune centinaia di metri**. Scorrendo verso il Mare Adriatico, il paleo-Tagliamento e le acque di scioglimento delle sue lingue glaciali, convogliate negli scaricatori glaciali, hanno formato con i sedimenti trasportati la porzione centrale della pianura friulana.

Poco sappiamo delle espansioni del ghiacciaio in pianura prima dell’ultima espansione (quella del LGM). Le tracce delle glaciazioni più antiche sono rare perché l’avanzamento del ghiacciaio nella glaciazione successiva rielaborava, rimaneggiava e sep-



**Fig. 16** - L’antico percorso del paleo-Tagliamento prima della formazione dell’anfiteatro morenico e dell’erosione della barriera di Cornino-Cimano.

- The ancient course of the Tagliamento River (palaeo-Tagliamento) before the formation of the morainic amphitheater and the erosion of the Cornino-Cimano barrier.



**Fig. 17** - Il ghiacciaio Tilavento circa 25.000 anni fa e la sua lingua glaciale estesa sull'alta pianura friulana. Basata su GORTANI (1959), modificata.

- *The Tagliamento glacier about 25,000 years ago and its glacial tongue expanded over the Upper Friulian Plain.*

pelliva i depositi lasciati da quella precedente. Si presume - per la presenza di grandi massi erratici a varie quote sui fianchi dei rilievi che si affacciano alla pianura - che più di un'espansione sia avvenuta durante il Pleistocene medio, inclusa la massima espansione glaciale, quella con una lingua glaciale più spessa che ha portato massi erratici alle quote più elevate. Quindi, quello che abbiamo oggi sono essenzialmente i depositi morenici e fluvioglaciali lasciati dall'ultima avanzata del ghiacciaio in pianura e da quelli relativi al suo ritiro.

Tra 130.000 e 80.000 anni fa, durante la fase interglaciale precedente all'ultima espansione glaciale, il Tagliamento fluiva tra il **Colle di Susans** ed i **colli di Buia** passando - con un alveo relativamente stretto, per la zona di Maiano e Fagagna (Fig. 16). Nel suo alveo attuale, che attraversa la stretta di Pinzano, invece, scorreva il T. Arzino.

Durante la massima espansione del LGM - circa 26.500-21.000 anni fa - la **fronte glaciale** (il margine meridionale della lingua glaciale, la zona dove tanto ghiaccio arrivava quanto se ne scioglieva) si estendeva da Ragnogna a Tarcento attraverso San Daniele, Fagagna, Moruzzo, Pagnacco e Tricesimo (Figg. 9 e 17). Alla fronte il ghiaccio era spesso alcune decine di metri; immediatamente a valle si formavano grandi laghi proglaciali costituiti dalle sue acque di fusione. Lungo la fronte il ghiacciaio depositava i detriti rocciosi che trasportava fluendo lentamente a valle, formando accumuli di sedimenti chiamati **morene frontali**. In questo modo si è originata la parte meridionale e principale dell'anfiteatro morenico friulano. In seguito (tra circa 21.000 e 19.000 anni

fa), come abbiamo visto sopra, il ghiacciaio si divide in **tre lobi** principali e arretrò a scatti. Si originò così la parte più settentrionale dell'anfiteatro morenico friulano (zona di Maiano, Buia, Tarcento) con diversi cordoni morenici grossomodo paralleli tra loro. Durante la fase di ritiro del ghiacciaio, nel **Campo di Osoppo** si formò un grande lago proglaciale. Il Lago di Ragnogna è l'unico dei laghi proglaciali di quella fase della storia del ghiacciaio sopravvissuto fino ai nostri giorni.

Dopo il ritiro del ghiacciaio, il Tagliamento divagò per il Campo di Osoppo depositando i propri sedimenti al di sopra di quelli glaciali e fluvioglaciali. A valle finì per scorrere nell'alveo del T. Arzino passando per la stretta di Pinzano, perché a sud si trovava la strada **sbarrata** dalle colline moreniche, mentre la barriera rocciosa situata tra Cimano e Cornino, che in precedenza ne aveva impedito il transito, era stata in gran parte **rimossa** dall'erosione glaciale. Di quella barriera è rimasto un relitto, un rilievo chiamato localmente il *Clapat*, situato nel greto del fiume immediatamente a monte del ponte di Cornino (lo si vede in primo piano nella Fig. 14).

Nella parte inferiore del medio corso del fiume la posizione dei canali attivi è **oscillata** - a causa delle piene - in una fascia larga una decina di chilometri, tanto che alcuni paesi (per esempio, San Paolo, Mussons ed altri borghi del Comune di Morsano al Tagliamento) si sono trovati ora sulla sponda sinistra ora sulla sponda destra del fiume. In tempi post-glaciali, con le sue divagazioni il Tagliamento ha formato un ampio e piatto conoide alluvionale che ha il vertice all'altezza di San Vito al Tagliamento e si espande ad ovest fino al fiume Lemene ed ad est fino al Fiume Stella. Il **delta** terminale si è formato negli ultimi 800 anni.

### I ciottoli del Tagliamento

La geologia del Friuli è eccezionale. Le montagne friulane sono costituite da una pila di rocce formatesi negli ultimi **450 milioni di anni** della storia della Terra. Si tratta per lo più di rocce **sedimentarie**, ma sono presenti anche rocce **igne** e rocce sedimentarie composte in parte più o meno variabile da **ceneri e scorie vulcaniche**.

L'alto Tagliamento drena le Alpi e Prealpi Carniche (Fig. 13). In questa zona i suoi principali affluenti attraversano le Alpi Carniche, costituite da rocce paleozoiche e triassiche. Gli affluenti di destra - che scendono dalla parte settentrionale delle Prealpi Carniche, formate fondamentalmente da calcari e dolomie del Triassico superiore e del Giurassico - hanno portate più modeste. Il principale affluente - di sinistra - è però il **Fiume Fella**, che drena la parte orientale delle Alpi Carniche e la parte occidentale delle Alpi Giulie (Valcanale e Canal del Ferro). Il Fella riceve da sinistra i torrenti Saisera, Dogna, Raccolana e Resia e da destra i torrenti Pontebbana e Aupa. Le rocce del territorio drenato dagli affluenti del Fella risalgono essenzialmente al Periodo Triassico, ma c'è pure una componente paleozoica, soprattutto grazie al T. Pontebbana.

Il Tagliamento da centinaia di migliaia di anni trasporta a valle e rielabora i frammenti di tutte le rocce attraversate dai suoi affluenti - dai vari colori e composizione. Le rocce più tenere (come le marne e le argilliti) si sono sbriciolate nel trasporto. Quelle più dure, come i calcari, le dolomie, le arenarie e le rocce vulcaniche, sono state arroton-



date da urti e attriti e trasformate in 'sassi'. Il termine 'sassi' non ha una definizione rigorosa. Dal punto di vista tecnico si distinguono, a seconda delle dimensioni, i **ciottoli** e la **ghiaia** (si veda p. 13). Nella zona in esame, i 'sassi' del Tagliamento hanno le dimensioni della ghiaia e dei ciottoli (Fig. 18). È chiaro che quelli che ci interessano per le nostre osservazioni sono principalmente i ciottoli, ma anche la ghiaia grossolana consente di identificare agevolmente la roccia di cui è composta. Alcuni tipi di roccia sono molto comuni tra questi 'sassi', altri sono più rari ma di facile riconoscimento.

**CALCARI E DOLOMIE BIANCASTRI O GRIGI** (Figg. 19-20). I ciottoli più comuni hanno un colore bianco o grigio, sono formati da **calcare** o **dolomia** (sono quindi derivati da frammenti di roccia carbonatica) massicci o con deboli laminazioni. Questa abbondanza è dovuta all'estrema diffusione delle rocce carbonatiche nelle nostre montagne. Più del 70% dei depositi antichi del Tagliamento è costituito da clasti carbonatici e anche quelli attuali presentano percentuali simili. Le rocce carbonatiche, come abbiamo già visto, sono fondamentalmente formate da carbonato di calcio -  $\text{CaCO}_3$ , la sostanza presente nell'acqua che incrosta i rubinetti e le lavatrici. Si sono originate soprattutto dalla deposizione di enormi quantità di frammenti di gusci, conchiglie, teche, talli ed altre parti mineralizzate di organismi marini che per 'costruirle' hanno 'preso' il carbonato di calcio dall'acqua marina. Dopo la morte degli organismi queste parti dure del loro corpo sono state più o meno finemente sminuzzate (tanto da non essere spesso più riconoscibili come tali ad occhio nudo) a formare ghiaie, sabbie e fanghi dal caratteristico colore bianco. La grana delle rocce carbonatiche può variare moltissimo a seconda delle dimensioni delle particelle che le compongono. Si spazia dalle rocce formate da fango carbonatico finissimo (che si rompono con una frattura che ricorda la frattura del vetro, detta concoide) a quelle costituite da grossi frammenti di conchiglie o di rocce carbonatiche preesistenti. Il processo della **dolomitizzazione** arricchisce di magnesio il carbonato di calcio formando il minerale dolomite ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ). A differenza delle rocce calcaree, quelle dolomitiche reagiscono blandamente agli acidi (per esempio, quello muriatico) producendo scarsa o nulla effervescenza e questo può essere utilizzato per distinguerle.

Per quanto riguarda il Friuli, la formazione di calcari e dolomie è avvenuta principalmente nei caldi e bassi **mari tropicali** che ricoprivano gran parte della regione tra 250 e 50 milioni di anni fa (un intervallo che include l'**Era Mesozoica** e tutta la storia dei grandi dinosauri).

I fanghi e le sabbie carbonatiche, però, potevano essere trasportati dalle correnti marine anche molto lontano dalle coste per poi depositarsi in **bacini marini** profondi centinaia di metri; in questo caso, si rinvengono all'interno delle rocce i resti fossili di organismi di mare aperto e spesso anche noduli di selce.

**Fig. 18** - Ghiaia grossolana e ciottoli dell'alveo del Tagliamento nel geosito "Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento".

- Coarse gravel and cobbles of the Tagliamento riverbed in the geosite "The braided riverbed of the middle reaches of the Tagliamento River".



**Fig. 19** - Calcari e dolomie grigi e biancastri.  
- Grey and whitish limestone and dolostone.



**Fig. 20** - Calcare grigio.  
- Grey limestone.

**DOLOMIA BIANCA STROMATOLITICA** (Fig. 21). Tra i ciottoli costituiti da dolomia biancastra si distinguono quelli stromatolitici. Le **stromatoliti** sono depositi caratterizzati da una fitta laminazione ondulata. Si formano prevalentemente nelle piane tidali, le zone al confine tra mare e terra emersa ciclicamente interessate dalle maree. A produrle sono estese colonie mucillaginose di batteri che intrappolano le particelle carbonatiche fini. Un 'tappeto' mucillaginoso impregnato e 'soffocato' dal fango viene ricoperto da un nuovo 'tappeto' che a sua volta si impregna di fango; il ciclo si ripete nel tempo e innumerevoli lamine si sovrappongono. I batteri e la mucillagine scompaiono a causa della putrefazione e, infine, rimane solo la fitta laminazione prodotta dal sedimento im-

pregnante. Attualmente le stromatoliti si formano nei mari caldi tropicali, per esempio nelle isole Bahamas e in Australia (Fig. 22).

Quelle che troviamo nel greto del Tagliamento sono soprattutto stromatoliti fossili dolomitizzate (con una laminazione più o meno evidente a causa della ricristallizzazione) provenienti dal potente corpo roccioso denominato **Dolomia Principale** (p. 28) che affiora estesamente nelle Prealpi Carniche, Alpi Carniche sud-orientali (per esempio, nel M. Amariana), Alpi e Prealpi Giulie. La Dolomia Principale si è depositata alla fine del Periodo Triassico in un vasto ambiente di mare basso tropicale simile a quello presente oggi nelle isole Bahamas.



**Fig. 21** - Ciottolo di dolomia stromatolitica.  
- Cobble of stromatolitic dolostone.

**Fig. 22** - Stromatoliti attuali. Highborne Cay, Bahamas.  
- Present day stromatolites. Highborne Cay, the Bahamas Islands.





**Fig. 23** - Calcare nero con fessure riempite di calcite.  
- Black limestone crossed by fissures filled with calcite.



**Fig. 24** - Calcare nero con la superficie alterata e gialla.  
- Black limestone with a weathered and yellow surface.



**Fig. 25** - Calcare nero, bagnato per evidenziare il colore.  
- Black limestone, wet to highlight its colour.

**CALCARI NERI** (Figg. 23-25). La maggioranza dei ciottoli neri di origine sedimentaria che troviamo nel Tagliamento sono costituiti da calcare. Sono spesso attraversati da grosse **venature** bianche che spiccano sulla roccia scura (Fig. 23): si tratta di fratture riempite di cristalli di calcite (un minerale di carbonato di calcio). All'interno di questi calcari si osservano talvolta gusci e altre parti fossili di colore chiaro appartenenti ad organismi marini, piccoli frammenti di roccia pure chiari e laminazione più o meno fitta. Tali strutture consentono di distinguerli da altre rocce nerastre come i basalti o le selci. Inoltre, diversamente da questi, i calcari reagiscono con **effervescenza** all'acido muriatico.

La superficie della roccia esposta agli agenti atmosferici e agli urti tende a **schiarirsi** e ad apparire grigio scuro, grigia o persino gialla (Fig. 24), ma rompendo il 'sasso' si può osservare che l'**interno** conserva l'originario colore nerastro. Anche bagnando il ciottolo si vede come il colore sia, in realtà, più scuro di quanto appaia (Fig. 25).

Nelle rocce sedimentarie il colore nero è generalmente dato dalla presenza di **sostanza organica** (incluse le sostanze carboniose e il bitume o altri idrocarburi pesanti) o di micro e criptocristalli di **solfuro di ferro** ( $\text{FeS}_2$ , sotto forma del minerale pirite). In entrambi i casi, è indicativo della deposizione in ambienti carenti di ossigeno disciolto nell'acqua (ambienti **asfittici** e **riducenti**). In queste condizioni l'utilizzo da parte dei batteri e di altri organismi della sostanza organica - costituita da plancton, microresti vegetali ecc. - che si è depositata insieme al sedimento è rallentato o impedito. La sostanza organica si accumula e si producono anche reazioni chimiche che portano alla formazione di minuscoli cristalli ed aggregati di solfuro di ferro. Se la pirite e la sostanza organica sono esposti all'ossigeno libero - sia quello presente nell'aria sia quello disciolto nelle acque - si **ossidano** e assumono un colore più chiaro. In particolare, il solfuro di ferro si trasforma nel minerale denominato **limonite** ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , un idrossido di ferro) che, come si capisce dal nome, ha un colore tipicamente giallo-arancione e in pratica è quello che chiamiamo ruggine. A sua volta la limonite si può alterare in ossido di ferro (**ematite**,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) dal colore rossastro. Se esposte a lungo agli agenti atmosferici, le rocce nere possono, dunque, assumere un colore **diverso** da quello originario e spesso diventano giallastre perché, in pratica, 'arrugginiscono' (Fig. 24).

Potenti ed estesi corpi rocciosi costituiti in gran parte da calcari neri sono la Formazione a Bellerophon del Permiano superiore e la Formazione della Val Degano del Carnico inferiore (Triassico), entrambe affioranti in Carnia. Calcari grigio scuro o nerastri sono, però, comuni anche in altri corpi rocciosi risalenti sia all'Era Paleozoica (Siluriano e Devoniano) sia all'Era Mesozoica. I primi affiorano nelle Alpi Carniche al confine con l'Austria, gli altri pure nelle Alpi Giulie e nelle Prealpi Carniche.

**DOLOMIE E CALCARI SCURI LAMINATI** (Fig. 26). Ci sono 'sassi' scuri che presentano una fitta **laminazione** piano-parallela e, talvolta, alternanze di bande di colore scuro e chiaro che rappresentano eventi distinti di deposizione del sedimento sotto condizioni ambientali differenti, ripetute più o meno ciclicamente nel tempo. Sono costituiti da rocce carbonatiche derivate dalla deposizione di sedimento molto fine. La laminazione

testimonia la sedimentazione in un ambiente marino **tranquillo** in cui l'acqua non era agitata da onde e correnti e in cui non c'erano **organismi** a 'rimestare' il sedimento. Come abbiamo visto, il colore scuro dei depositi dipende in genere dalla carenza di ossigeno disciolto nell'acqua. Questa carenza impedisce la **vita** sul fondale, allontanando gli organismi che si nutrono del detrito organico e causa pure la formazione di un ambiente acido che inibisce la **putrefazione** degli organismi morti che si depositano, favorendo la loro **fossilizzazione**. Tutto questo avviene soprattutto in depressioni marine (bacini) o sul fondo di laghi in cui le acque sono **stagnanti**. L'alternanza di bande di tonalità diversa è dovuta alla variazione delle condizioni sopra descritte: **bande chiare** corrispondono ad acque relativamente ossigenate o a deposizione rapida del sedimento, **bande scure** ad acque povere di ossigeno e alla decantazione lenta ed episodica del fango carbonatico (le bande scure sono in genere fittamente laminate). Alla percussione, queste rocce emettono spesso un pungente odore di idrocarburo. La formazione che più contribuisce a questo tipo di litologia nel greto del Tagliamento è la **Dolomia di Forni**, un 'pacco' di rocce dolomitiche scure bacinali potente fino ad 800 m, che affiora lungo il margine settentrionale delle Prealpi Carniche da Verzegnis fino a Forni di Sopra. La Dolomia di Forni risale alla fine del Triassico (220-207 milioni di anni fa). Una simile litologia si può rinvenire, però, anche in intercalazioni all'interno della Dolomia Principale derivate da fanghi depositi in lagune asfittiche, sia nelle Prealpi Carniche che nelle Prealpi Giulie (per esempio, il Membro della dolomia del Resàrtico).



**Fig. 26** - Dolomia scura laminata, bagnata per evidenziare le sottili lamine.  
- *Dark laminated dolostone, wet to highlight its thin lamination.*



**Fig. 27** - Dolomia o calcare vacuolare.  
- *Vuggy dolostone or limestone.*

**DOLOMIE E CALCARI CARIATI** (Fig. 27). Ciottoli di carbonati grigi con abbondanti piccole **cavità** (vacuoli) che danno alla roccia un aspetto spugnoso provengono da corpi rocciosi genericamente chiamati "**dolomie cariate**" originati in più occasioni durante la storia geologica del Friuli, soprattutto nel Triassico. Queste rocce sono in realtà breccie costituite da clasti di piccole dimensioni, spesso formati da dolomia. I clasti più '**teneri**' (come quelli marnosi) o composti da **minerali solubili** (per esempio, gesso o anidrite, entrambi solfati di calcio) sono scomparsi lasciando le cavità che contraddistinguono questa litologia. Carbonati 'cariati' grigi sono presenti nella Formazione a Bellerophon del Permiano superiore, nella Formazione di Lusnizza dell'Anisico inferiore (le "dolomie cariate" in senso stretto), nella 'Dolomia del Serla inferiore' (Anisico) e nella Formazione di Travenanzes del Carnico superiore. Strati di dolomie gialle vacuolari si trovano pure nella Formazione di Werfen del Triassico inferiore. Queste rocce affiorano soprattutto nelle Alpi Carniche e, in minor misura, in quelle Giulie. Per quelle in cui i vacuoli derivano dalla dissoluzione di frammenti di gesso o anidrite, l'ambiente originario di deposizione era un bacino marino **evaporitico**, dove l'intensa evaporazione delle acque aveva causato sovrassaturazione e precipitazione del solfato di calcio. Anche alcune breccie calcaree **pleistoceniche** (quindi relativamente recenti) presentano una morfologia vacuolare ed è a volte difficile distinguerle da quelle più antiche. In Carnia le rocce vacuolari carbonatiche sono state spesso utilizzate in edilizia per la loro lavorabilità e sono impropriamente chiamate "**tof**" ("tufo") in friulano.



**Fig. 28** - Calcare nodulare rossastro.

- *Reddish nodular limestone.*

**A**



**Fig. 29** - Selci. A) selce nera, B) selce rossa all'interno di calcare biancastro.

- *Chert. A) black chert; B) red chert within whitish limestone.*

**B**



**CALCARE NODULARE ROSSASTRO** (Fig. 28). È un tipo di litologia facilmente identificabile caratterizzata da **noduli** carbonatici di grandezza centimetrica e colore rosato circondati da **veli** e **intercalazioni** rossastre più scure, ricche di minerali argillosi, tenere ed erodibili. Il colore rosso è dato dalla concentrazione di ossidi di ferro dovuto alla deposizione **estremamente lenta** del sedimento carbonatico o alla sua **dissoluzione**. Questo tipo di roccia si è originata sul fondo di altopiani sottomarini in mare aperto, lontano da fonti di sedimento e probabilmente ad elevata profondità ed in condizioni di buona ossigenazione delle acque. La roccia ha una struttura nodulare perché il sedimento carbonatico era soggetto a dissoluzione. In Friuli i calcari nodulari rossastri sono presenti nel Paleozoico delle Alpi Carniche (per esempio, i siluriani Calcari ad "Orthoceras" e i devoniani Calcari di Cuestalta), nel Triassico medio (Calcari del Clapsavon), nel Giurassico inferiore-medio (Encriniti del M. Verzegnis) e soprattutto nel Giurassico superiore con il corpo roccioso noto come **Rosso Ammonitico Veronese**. Solo il rinvenimento al loro interno di fossili identificabili consente una datazione affidabile.

**SELCI** (Fig. 29). Sono rocce formate da silice ( $\text{SiO}_2$ ) microcristallina, vale a dire da cristalli di quarzo invisibili ad occhio nudo con un diametro inferiore a 30 millesimi di mm. La silice deriva soprattutto dalla dissoluzione dei gusci silicei di **microrganismi marini** (radiolari, silicoflagellati ecc.) depositati insieme ai sedimenti carbonatici. Il gel di silice così prodotto si concentra nel sedimento producendo **noduli**, **lenti** e **liste** dall'aspetto vitreo. La selce appare come 'macchie' traslucide, vitree e di vario **colore** (nero, grigio, bruno, rosso, giallo, biancastro ecc.), all'interno di calcari biancastri, rosa, grigi o nerastri. Il suo colore (spesso diverso dalla roccia che la contiene) è dovuto alle **impurità** presenti nella silice (che è trasparente quando pura): ossidi di ferro per il rosso e bruno, idrossidi di ferro per il giallo, solfuri di ferro o sostanza organica per il nero e il grigio. La selce, se non è frantumata da urti o dalla tettonica, ha una grana finissima e uniforme e si rompe con frattura a superficie curva tipica dei vetri, detta **concoide**. È più resistente del calcare all'alterazione chimica e più dura (nella Scala di Mohs, la calcite ha durezza 3 e il quarzo 7). In genere si forma nei depositi di mare relativamente profondo.

La selce è stata utilizzata dall'uomo preistorico per la costruzione di **strumenti** prima della scoperta e diffusione dell'uso dei metalli. Su questa roccia peculiare si è basata l'industria dal Paleolitico al Neolitico, quindi fino a circa 5.500 anni fa. Con la selce si producevano cuspidi di freccia, punte di lancia, pugnali, asce, raschiatoi, bulini ecc. Durante quella fase della storia dell'umanità fu ciò che oggi definiamo "materia prima". Successivamente è stata utilizzata come **pietra focaia** in acciarini ed armi da fuoco. La silice è oggi impiegata nella produzione di silicio elementare per i **circuiti integrati**, **transistori**, **fibre ottiche** e **pannelli fotovoltaici**, quindi continua ad essere una "materia prima".

In Friuli la selce è comune nei calcari derivati dai carbonati depositi nei bacini marini più o meno profondi che risalgono a **240-60 milioni di anni fa** ed affiorano soprattutto nelle Prealpi Carniche e Giulie.



**Fig. 30** - Arenaria rossa dell'Arenaria di Val Gardena.  
- Red sandstone from the Val Gardena Sandstone.



**Fig. 31** - Arenaria rossa dell'Arenaria di Val Gardena, con probabili calici.  
- Red sandstone from the Val Gardena Sandstone with light coloured caliches.



**Fig. 32** - Arenaria fine rosso-violetta e laminata della Formazione di Werfen.  
- Red-violet, fine-grained and laminated sandstone from the Werfen Formation.

**ARENARIE ROSSE** (Figg. 30-32). Le arenarie sono sabbie **silicoclastiche** (di solito con una dominanza di granuli quarzosi e feldspatici) compattate e cementate. In genere il colore rosso nelle rocce sedimentarie è dato dalla presenza di **ossidi di ferro**. Gran parte dei sedimenti esposti all'alterazione atmosferica - per esempio quelli depositati dal vento nei deserti o dalle inondazioni fluviali nelle pianure - hanno un colore rosso perché contengono minerali di ferro che sono stati ossidati per esposizione all'aria e alla pioggia. L'ossido di ferro così prodotto può essere trasportato dai fiumi in mare e originare rocce rossastre anche in ambiente marino.

Alcune arenarie dall'aspetto granulare con una grana da media a fine che costituiscono i ciottoli del Tagliamento sono caratterizzate da un colore **rosso mattone** (Figg. 30-31). In genere non mostrano strutture sedimentarie tranne, a volte, una fine laminazione piano parallela o incrociata. Possono presentare chiazze biancastre che sono concrezioni di dolomia - chiamate **calici** - formate all'interno del sedimento in condizioni climatiche aride. Queste rocce provengono da un corpo roccioso chiamato **Arenaria di Val Gardena** che affiora dal Trentino-Alto Adige alla Slovenia. Derivano da sabbie deposte da corsi d'acqua effimeri che alla fine del Periodo Permiano, circa 260 milioni di anni fa, attraversavano un'ampia pianura semi-desertica estesa in senso NO-SE che verso SE arrivava al mare. Il clima del Friuli era allora caldo e arido come quello dell'odierno Golfo Persico. L'Arenaria di Val Gardena affiora nelle Alpi Carniche e nel Tarvisiano. È possibile, però, confondere queste arenarie con altre arenarie fini e siltiti che sono 'leggermente' più recenti (di circa 10 milioni di anni) rispetto a quelle rosso mattone e si sono originate dalla deposizione di sabbie e fanghi in un mare basso che si estendeva all'inizio del Periodo Triassico approssimativamente sulla stessa zona della pianura arida precedente. Queste rocce appartengono ad un corpo roccioso denominato **Formazione di Werfen**, soprattutto alla sua suddivisione interna più spessa (200 m), il Membro di Campil. Si distinguono dalle arenarie rosse permiane per la grana **più fine**, il colore tendenzialmente più **violaceo** e la presenza di evidenti laminazioni (Fig. 32). La Formazione di Werfen affiora estesamente nelle Alpi Carniche e nel Tarvisiano come un'ampia fascia che si estende da ovest verso est, da Sauris a Paularo fino a Pontebba e Ugovizza.

**CONGLOMERATI QUARZOSI** (Fig. 33). La caratteristica dei conglomerati quarzosi è di essere composti essenzialmente da frammenti **arrotondati** di quarzo dall'aspetto vitreo e semitrasparente. Le superfici dei clasti sono spesso ricoperte da una patina arancione-giallastra di ossido o idrossido di ferro mentre la matrice, in genere scarsa, ha nel complesso un colore grigiastro.

I conglomerati quarzosi che troviamo nei depositi del Tagliamento provengono dall'alto bacino del fiume. Infatti, sono derivati dalle ghiaie depositate circa 300 milioni di anni fa - durante il **Carbonifero superiore** - nei letti di fiumi che formavano ampi delta nella zona che oggi chiamiamo Carnia e Pontebbano. Il clima era allora caldo e umido e la zona era ricoperta da rigogliose foreste pluviali. Questi conglomerati formano potenti banchi lenticolari che affiorano soprattutto lungo il confine con l'Austria nella



**Fig. 33** - Conglomerato quarzoso.  
- Quartz conglomerate.

zona del Passo di Pramollo (Pontebba) all'interno della successione rocciosa denominata Gruppo di Pramollo.

**TUFITI E 'PIETRA VERDE'** (Figg. 34A-B). Chiameremo per semplicità "tufiti" un insieme di rocce facilmente identificabili per il loro colore in toni di **verde**, che varia dal verde-giallastro pallido, al grigio-verde al verde-azzurro. Anche la **grana** di queste rocce è sensibilmente variabile: da grossolana (i granuli sono riconoscibili ad occhio nudo) a finissima (le particelle costituenti non sono visibili ad occhio nudo e la roccia ha un aspetto vetroso). Sono rocce originate dalla deposizione di **sabbie e ceneri vulcaniche** trasportate dal vento o dai corsi d'acqua, sedimentate in mare ed accumulate sul fondale marino. Le sabbie vulcaniche potevano anche accumularsi ai margini dei bacini marini **profondi** per poi franare e depositarsi al loro interno mediante il processo della corrente di torbida. La componente vulcanica di questi depositi si è spesso mischiata a sabbie e fanghi di altra origine; per questo motivo le rocce risultanti sono chiamate dai geologi **tufiti** o areniti tufacce al posto di "tufi" che sono, invece, costituiti dalla sola componente vulcanica e si formano sulla terra emersa. Le ceneri e le sabbie vulcaniche in Friuli si sono sedimentate o risedimentate per lo più all'interno dei bacini marini e a profondità relativamente elevate.

Le rocce verdi a grana più fine e dal colore più intenso sono denominate **'pietra verde'** e si trovano nella Formazione di Buchenstein del Triassico medio. Sono derivate dalle



**Fig. 34** - Tufiti e 'pietra verde'. A) Arenite tufaccea grigio-verde, B) 'pietra verde', bagnata per evidenziare il colore verde intenso.

- Tuffites and 'pietra verde' ('green stone'). A) Grey-green tuffaceous arenite; B) fine-grained 'pietra verde', wet to highlight its intense green color.



A

B

**Fig. 35** - Vulcanite acida multicolore. A) Ciottolo con prevalenza di frammenti verdi di vetro devetrificato, B) frammento in cui sono evidenti anche i cristalli rossastri di feldspato.

- Acid and multicoloured volcanoclastic rock. A) Cobble with prevailing green fragments of devitrified volcanic glass; B) rock fragment with reddish feldspar crystals.

cenieri vulcaniche finissime trasportate dal vento e deposte piuttosto lontano dai vulcani che le hanno emesse.

Il colore verde delle tufiti può essere quello **originario** delle particelle vulcaniche (che in tal caso presentavano cristalli di minerali verdi, come anfiboli e pirosseni). Spesso, però, è dovuto all'alterazione di cristalli e frammenti vulcanici il cui colore originario era probabilmente grigio chiaro.

Le tufiti verdi si sono formate soprattutto durante l'episodio vulcanico del Periodo Triassico (**245-237 milioni di anni fa**), ma anche durante il primo e più antico episodio vulcanico, quello del Periodo Carbonifero. Le tufiti e la 'pietra verde' triassiche affiorano nelle Alpi Carniche (zona dei Forni Savorgnani e Pontebbano) e nel Tarvisiano, mentre le tufiti più antiche si trovano lungo il confine con l'Austria.

**VULCANITI ACIDE MULTICOLORI** (Fig. 35). In genere le rocce ignee e quelle vulcanoclastiche hanno colori meno uniformi di quelle sedimentarie. "L'arlecchino" delle rocce friulane sono senza dubbio le vulcaniti acide del Pontebbano e Tarvisiano. Si tratta di rocce originate dall'accumulo, in ambiente sia subaereo che marino, di **scorie** e **detriti vulcanici** più o meno grossolani durante il secondo episodio vulcanico friulano, quello triassico. Costituiscono la parte inferiore del corpo roccioso denominato **Vulcaniti di Riofreddo** (Riofreddo è una località vicina a Cave del Predil nel Tarvisiano). Presentano fondamentalmente tre colori: verde, rosa più o meno scuro o rossastro e bianco. A seconda della dominanza dei costituenti, hanno un aspetto a 'macchie' quasi esclusivamente verde scuro (Fig. 35A) oppure risalta maggiormente il colore rosa-rossastro (Fig. 35B). La componente verde, spesso dominante, è costituita da schegge di **vetro vulcanico** devetrificate che in origine avevano un altro colore, probabilmente grigio, o erano trasparenti. Il vetro vulcanico si forma per rapido raffreddamento dei liquidi magmatici. La componente rosa-rossastra è costituita, invece, da cristalli di minerali chiamati **feldspati**. Queste vulcaniti si dicono 'acide' non perché siano corrosive, ma semplicemente perché hanno un contenuto in silice relativamente elevato (diversamente dal basalto che ha un contenuto di silice più basso ed è 'basico').

**IGNIMBRITI ROSSO-VINATE** (Fig. 36). Le rocce definite "ignimbriti rosso-vinate" hanno un colore rossastro scuro tendente al violaceo con 'puntini' rosa più o meno chiari fino ad essere quasi bianchi. Sono facilmente distinguibili dalle altre litologie per questa caratteristica cromatica. I 'puntini' sono cristalli di **feldspati**. Se la superficie del ciottolo è stata a lungo esposta agli agenti atmosferici, il suo colore tende al rosa pallido. Queste rocce sono state identificate dai geologi come **ignimbriti**, che sono i depositi lasciati dalle nubi ardenti (o flussi piroclastici) prodotte durante un'eruzione vulcanica esplosiva (Fig. 37). Una nube ardente è un insieme di frammenti di roccia fusa, cristalli e gas ad elevate temperature (intorno ai 1000°) che viene espulso violentemente dal vulcano durante l'eruzione. La nube, inizialmente spinta verso l'alto, collassa e scende velocemente lungo i fianchi del vulcano (generalmente a una velocità di 100 km/ora) a

causa della forza di gravità, depositando il materiale vulcanico man mano che la velocità diminuisce insieme alla capacità di trasporto.

In Friuli, le ignimbrite rosso-vinate sono caratteristiche della parte superiore delle **Vulcaniti di Riofreddo**, già menzionate a riguardo delle vulcaniti acide multicolori, ed hanno uno spessore complessivo di 40-60 metri. Queste rocce ricordano il porfido e, infatti, sono state chiamate anche "porfidi di Riofreddo". Affiorano solo nel **Tarvisiano** e risalgono a circa 240 milioni di anni fa (Triassico medio).



**Fig. 36** - Ignimbrite rosso-vinata.  
- *Wine-red ignimbrite.*



**Fig. 37** - Eruzione esplosiva e flusso piroclastico che scende lungo il fianco del vulcano M. Mayon, Filippine, 1984.  
- *Explosive eruption and pyroclastic flow descending along the flank of the Mt. Mayon volcano, Philippines, in 1984.*

**BASALTI** (Fig. 38). I basalti sono rocce di origine vulcanica. Hanno colore variabile tra il nero e il verde scuro, talvolta con sfumature rosso-violaceo, ma che si schiarisce con l'alterazione. Derivano dalla solidificazione relativamente **rapida** di rocce fuse provenienti dall'interno della Terra, avvenuta in superficie o all'interno della crosta terrestre ma a ridotta profondità. I basalti hanno un contenuto in silice relativamente basso rispetto ad altre rocce vulcaniche e per questo sono detti '**basici**'. Al loro interno si possono talvolta identificare i **crystalli** dei principali minerali componenti la roccia (pirosseni, plagioclasti ed olivina), più o meno grandi a seconda della minore o maggiore velocità di solidificazione della roccia fusa. Quando il magma si raffreddava velocemente, il gas presente al suo interno fuoriusciva rapidamente lasciando dei vuoti e producendo una caratteristica struttura **vacuolare**. Successivamente i vuoti potevano essere riempiti da cristalli di svariati minerali, spesso di colore diverso da quello della roccia, cosa che li rende facilmente riconoscibili (Fig. 38).

In entrambi gli intervalli vulcanici della storia geologica del Friuli (**Carbonifero superiore** e **Triassico medio**) si sono formati basalti (in senso ampio) per fuoriuscita e rapido raffreddamento di magmi sul fondale marino, quindi in ambiente subacqueo. I basalti carboniferi affiorano in Carnia lungo il confine con l'Austria, mentre quelli triassici si trovano, sempre in Carnia, soprattutto a nord di Forni di Sotto. Tra i ciottoli del Tagliamento i basalti sono relativamente rari.



**Fig. 38** - Basalto vacuolare.  
- *Vacuolar basalt.*



## Il geosito “Frana di Braulins” e il Monte Brancòt

Come abbiamo visto, quella della Comunità di montagna del Gemonese è considerata - sulla base degli effetti in superficie - la **zona epicentrale** degli eventi sismici del 1976. Il geosito regionale di importanza nazionale “Frana di Braulins” riguarda una frana caduta dal M. Brancòt sul paese di Braulins (frazione di Trasaghis che oggi ha meno di 300 abitanti) a causa delle **scosse di terremoto** del maggio 1976 (Fig. 39). È stato preso come “simbolo geologico” di tutte le oltre 10.000 frane causate in Friuli dai terremoti del 1976 e - in senso lato - degli stessi eventi sismici di quell’anno.

Il geosito si può osservare dal primo punto di sosta del percorso geoturistico. Qui la parte della montagna interessata dalla frana è vista da SO e di profilo (Fig. 40).

Il distacco non si è verificato il 6 maggio a causa della scossa principale (quella catastrofica delle ore 21 che ebbe magnitudo 6,4; la magnitudo è un parametro proporzionale all’energia liberata dal sisma), ma è stato provocato, come si legge in un articolo del quotidiano più diffuso in Friuli - “*Il Messaggero Veneto*” di Udine - del 13/05/1976 (Fig. 41) e si evince dalle testimonianze della gente del posto, da un evento sismico successivo avvenuto nella notte di martedì **11 maggio** alle ore **23.44** e di intensità relativamente bassa (magnitudo **4,8** secondo SLEJKO, 2018) se comparata a quella della scossa principale. L’ipocentro era situato a circa 12 km di profondità, l’epicentro tra Osoppo e Peonis (all’interno del perimetro del geosito “*Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento*”) e l’intensità fu valutata in 7 gradi della Scala Mercalli (Fig. 42). Cedette parte di una parete quasi verticale (75°) lungo il lato sud-orientale del monte che sovrasta il paese di Braulins (si vedano le Figg. 39 e 43-44). Gli enormi massi, franati lungo il pendio inclinato (in media 29°) per circa 400 m, abbattono e superarono le barriere paramassi di metallo esistenti a difesa del paese e continuarono la loro corsa ai piedi della montagna **distruggendo alcune case** e danneggiandone altre (Fig. 43). La porzione franata aveva un volume di **25.000 m<sup>3</sup>** e la frana ha interessato una superficie di circa **33.000 m<sup>2</sup>**. Il masso più grande presentava un volume di **230 m<sup>3</sup>**, dimensioni di 6,5 x 6 x 6 m e percorse 33 m nel tratto pianeggiante oltre la base del versante.

La parte franata era stata **esarata** durante il Pleistocene dal ghiacciaio del Tagliamento e resa instabile dal suo ritiro finale avvenuto 19.000 anni fa. L’instabilità del versante (la

**Fig. 39** - La frana di Braulins nel 1976. Da BIANUCCI & PERNO (1976).  
- *The Braulins landslide in 1976. From BIANUCCI & PERNO (1976).*



più forte di martedì sera....ha provocato, probabilmente, uno sconvolgimento nell'interno del massiccio del monte Brancot, una cupola enorme che domina Trasaghis, Braulins, tutte le altre borgate della zona" e poi "dal Brancot, dal Col del Sole e da altri monti si sono staccate, non più di cinque minuti dopo la scossa, molte frane. Le più grandi hanno spazzato via un lungo tratto della strada fra Trasaghis e Peonis [in realtà tra Peonis e Cornino, come si legge nella didascalia della foto della frana pubblicata nella stessa pagina] e sepolto quattro case a Braulins". Nell'articolo è sottolineato, inoltre, che a Braulins si era sfiorata la strage perché la frana era arrivata a meno di 50 m da una decina di tende e le case di Giovanni Giannini, Martino Feregotto, Fermino e Leopoldo De Cecco erano state travolte e distrutte. La caduta della frana aveva causato il panico tra gli abitanti del paese (ricordiamoci che era avvenuta al buio e quasi a mezzanotte). Braulins era stata evacuata il giorno dopo, 12 maggio, e non si escludeva l'opzione di bombardare il monte per fare cadere le parti pericolanti.

La notizia della frana fu ripresa dalla **stampa nazionale**, anche se con una notevole quantità di imprecisioni. Per esempio, in un articolo dedicato ai danni causati dalla nuova forte scossa delle "23.45", il quotidiano *Roma* riportava in prima pagina che "dal monte Brancot che sovrasta tre piccoli centri Peonis, Braulins [sic] e Avasinis, si è staccata una enorme frana, circa diecimila metri cubi di terriccio, che ha sfiorato i paesini e si è abbattuta sulla strada, isolando penosi (= Peonis)". La notizia confonde, in una sintesi errata, la frana di Braulins e quella staccatasi dal Monte Pedròc e caduta sulla strada tra Peonis e Cornino. Nell'*Ora* di Palermo del 12 maggio - nella sezione



**Fig. 43** - Dettaglio dei danni causati al paese dalla frana di Braulins. La foto è del 25 luglio 1976 (© ICCD-Aerofototeca Nazionale, fondo Margiotta, volo 25 luglio 1976, dia. 108474).

- Detail of the damage caused to the town by the Braulins landslide in 1976. Photograph taken on 25<sup>th</sup> July 1976.

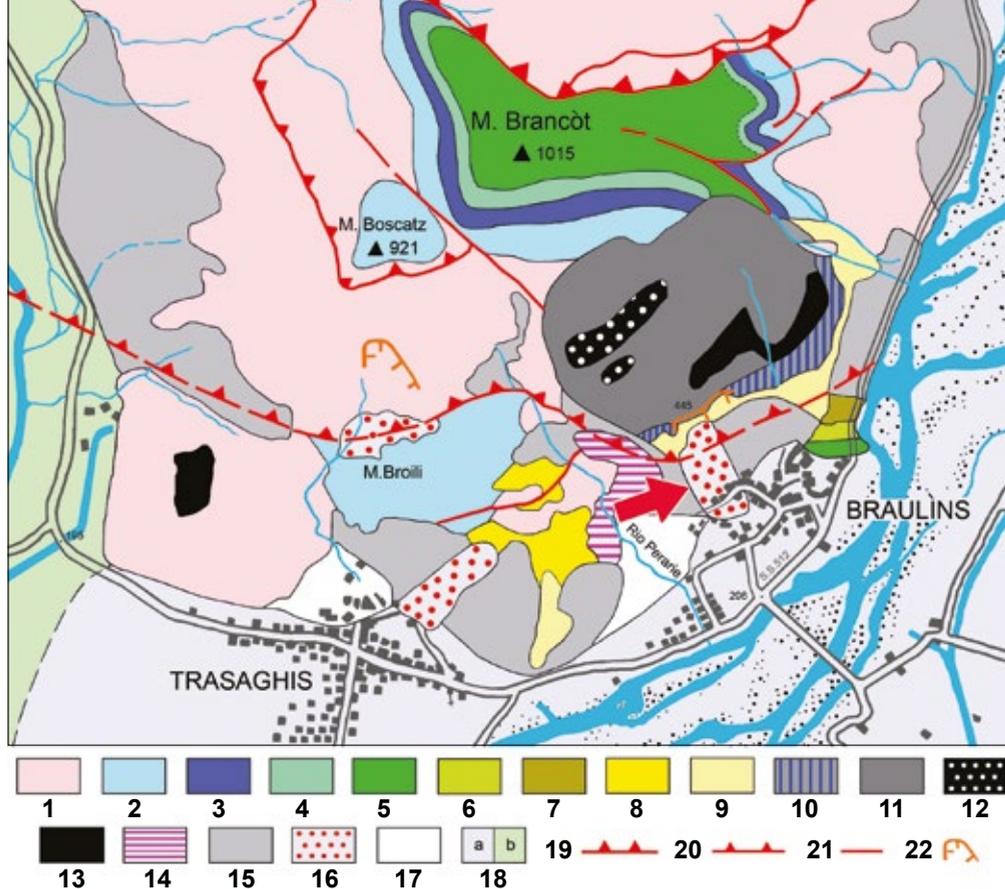
Ultime notizie, in ultima pagina, tutta dedicata al terremoto del Friuli - si legge "Dopo il movimento sismico delle 23.42 è franato anche un costone del monte San Simeone ostruendo la strada di Peonis. Anche la strada di accesso a Trasaghis [sic] è rimasta ulteriormente danneggiata". Evidentemente riprendeva pari pari la prima pagina del **Messaggero Veneto** del 12 maggio, che riportava nei titoli "una frana caduta dal monte San Simeone sulla strada di Peonis". Si deve ricordare che i giornali andavano in stampa nelle prime ore del mattino per essere in edicola all'apertura, che le pagine a mezzanotte erano già praticamente composte e che al tempo...non esistevano *personal computers* e telefoni cellulari. In seguito CUCCHI *et al.* (2010) hanno erroneamente ritenuto che fosse stata la scossa delle 1.53 di domenica 9 maggio (magnitudo 5,3) a causare la frana, forse tratti in inganno dalla data sbagliata ("notte del 9 maggio 1976") riportata nello studio di QUERINI (1977) sulle frane prodotte dalle scosse del 1976. Oggi il corpo di frana è stato rimboschito e la nicchia di distacco - a 47 anni dall'evento - è a mala pena identificabile (Fig. 44). Al piede della frana è stata costruita un'imponente opera a protezione del paese, un vallo paramassi realizzato anche con i resti degli edifici distrutti.

Il **M. Brancòt** è formato principalmente da rocce carbonatiche (calcari e dolomie) dell'Era Mesozoica originate da depositi marini sia di bassa profondità (Dolomia Principale e Calcarea del M. Zugna) sia di mare profondo (Calcarea del Vajont, Formazione di Fonzaso e Maiolica, che formano la cima della montagna). La porzione sud-orientale del monte è



**Fig. 44** - Il M. Brancòt e Braulins oggi, visti dal ponte sul F. Tagliamento. La zona di distacco della frana (indicata dalla freccia) è a malapena identificabile e il corpo di frana è stato rimboschito.

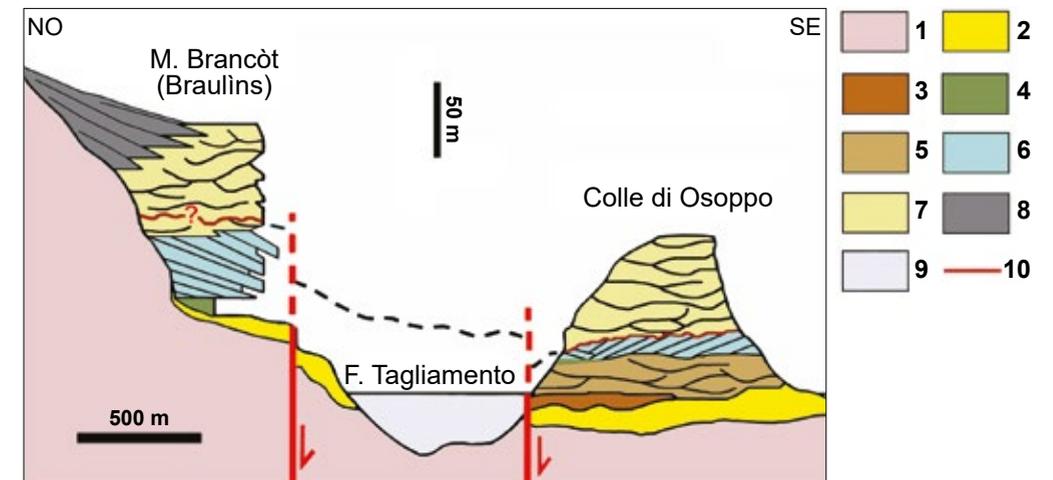
- Mt. Brancòt and the town of Braulins today, seen from the bridge over the Tagliamento River. The landslide detachment niche (arrow) is barely identifiable and the landslide body has been reforested.



**Fig. 45** - Geologia del M. Brancòt. Legenda: 1) Dolomia Principale (Triassico sup.), 2) Formazione del Monte Zugna (Giurassico inf.), 3) Calcarea del Vajont (Giurassico medio), 4) Formazione di Fonzaaso (Giurassico medio-sup.), 5) Maiolica (Giurassico sup.-Cretaceo inf.), 6) Scaglia variegata alpina (Cretaceo inf.-sup.), 7) Scaglia rossa friulana (Cretaceo sup.), 8) Arenaria di Preplans (Miocene inf.), 9) Conglomerato del Montello, Membro conglomeratico (Miocene sup.), 10) sintema di Ampezzo, conglomerati fluviali (paleo-Fella), arenarie e limi lacustri (Pleistocene medio), 11) sintema di Ampezzo, breccie di versante eteropiche ai conglomerati fluviali, 12) sintema di Plaino, morena (fine Pleistocene medio), 13) sintema di Spilimbergo, morena (Pleistocene sup.), 14) complesso di Monteaperta (Pleistocene), 15) detrito di versante (Pleistocene sup.-Attuale), 16) deposito di frana (Pleistocene sup.-Attuale), 17) depositi di origine mista (di versante e torrentizia; Pleistocene sup.-Attuale), 18) depositi recenti del Tagliamento (a, Olocene), depositi alluvionali e fluvio-glaciali della Val del Lago (b, Pleistocene sup.-Attuale), 19) sovrascorrimento maggiore (se tratteggiato è ipotetico), 20) sovrascorrimento minore (*idem*), 21) faglia (*idem*), 22) orlo di scarpata di frana. La freccia indica l'accumulo della frana di Braulins. I numeri si riferiscono alle quote. Basata sulla *Carta Geologica d'Italia, Foglio 049 Gemona del Friuli* (2013), modificata.

- *Geological map of the Mt. Brancòt. Legend: 1) Dolomia Principale (L. Triassic); 2) Monte Zugna Fm. (E. Jurassic); 3) Vajont Limestone (M. Jurassic); 4) Fonzaaso Fm. (M.-L. Jurassic); 5) Maiolica (L. Jurassic-E. Cretaceous); 6) Scaglia Variegata Alpina (E.-L. Cretaceous); 7) Scaglia Rossa Friulana (L. Cretaceous); 8) Preplans Sandstone (E. Miocene); 9) Montello Conglomerate, conglomerate Member (L. Miocene); 10) Ampezzo Synth., fluvial conglomerate (palaeo-Fella River), sandstone and lacustrine mud (M. Pleistocene); 11) Ampezzo Synth., slope breccias lateral to the fluvial conglomerate; 12) Plaino Synth., moraine (late M. Pleistocene); 13) Spilimbergo Synth., moraine (L. Pleistocene); 14) Monteaperta Complex (Pleistocene); 15) slope debris (L. Pleistocene-Present); 16) landslide (L. Pleistocene-Present); 17) deposits of mixed origin (slope debris and alluvial; L. Pleistocene-Present); 18) recent deposits of the Tagliamento River (a, Holocene) and alluvial and fluvio-glacial deposits of the Del Lago Valley (b, L. Pleistocene-Present); 19) main thrust (hypothetic when dashed); 20) minor thrust (*idem*); 21) fault (*idem*); 22) edge of landslide escarpment. The arrow points to the Braulins landslide body. E = Early; M = Middle; L = Late. Numbers refer to altitude.*

costituita, invece, da una varietà di rocce molto più recenti: dall'Arenaria di Preplans del Miocene inferiore ai depositi di versante e di frana del Pleistocene superiore-Attuale (Fig. 45). L'interpretazione e datazione di queste rocce relativamente recenti sono dibattute tra gli studiosi e non vi è unanimità di vedute. Secondo la *Carta Geologica d'Italia*, la parte franata appartiene alle **breccie di versante** del paleo-Brancòt, attribuite al sintema di Ampezzo e datate al Pleistocene medio (durato da 774.000 a 129.000 anni fa), che si interdigitano ai **conglomerati fluviali** originati dalla cementazione delle ghiaie del paleo-Fella (che allora - come è stato già detto - si congiungeva al paleo-Tagliamento presso Trasaghis). Secondo VENTURINI & DISCENZA (2010), invece, quelle breccie e conglomerati sono riferibili al **Conglomerato di Osoppo** (che sarebbe più antico, risalendo al Miocene terminale-?Pliocene inferiore; si veda p. 85) e costituivano in origine un corpo unico con quelle del Colle di Osoppo (Fig. 46). Per questi autori l'erosione operata dal ghiacciaio tilaventino e dal fiume, insieme alla presenza di faglie sub-verticali, avrebbe prodotto la separazione attuale del Colle di Osoppo dal M. Brancòt (tra loro oggi scorre il Tagliamento). Anche secondo questa interpretazione, comunque, la parte franata sarebbe costituita dalle breccie di versante del paleo-Brancòt.



**Fig. 46** - La geologia del fianco SE del M. Brancòt sopra Braulins e del Colle di Osoppo secondo VENTURINI & DISCENZA (2010). Legenda: 1) substrato mesozoico, 2) Arenaria di Preplans (Miocene inferiore), 3) 'siltiti di Osoppo' (Miocene terminale), 4) Conglomerato di Osoppo (Miocene terminale - ?Pliocene inferiore), limi e sabbie, 5) Conglomerato di Osoppo, conglomerati inferiori, 6) Conglomerato di Osoppo, conglomerati clinostratificati, 7) Conglomerato di Osoppo, conglomerati superiori, 8) Conglomerato di Osoppo, breccie clinostratificate, 9) depositi post-LGM del Tagliamento, 10) faglia verticale. Le frecce indicano il verso di movimento lungo le faglie.

- *The geological structure of the SE flank of the Mt. Brancòt above Braulins and the Osoppo Hill according to VENTURINI & DISCENZA (2010). Legend: 1) Mesozoic substrate; 2) Preplans Sandstone (L. Miocene); 3) 'Osoppo Siltstones' (latest Miocene); 4) Osoppo Conglomerate (latest Miocene - ?E. Pliocene), sand and mud; 5) Osoppo Conglomerate, lower conglomerates; 6) Osoppo Conglomerate, clinostratified conglomerates; 7) Osoppo Conglomerate, upper conglomerates; 8) Osoppo Conglomerate, clinostratified breccias; 9) post-LGM deposits of the Tagliamento River; and 10) vertical fault. The arrows show the direction of the movement along the faults. E = Early; L = Late.*



**Fig. 47** - Il conoide di deiezione del T. Vegliato visto dalla strada della Val Tremugna. La freccia indica la posizione del punto di sosta 2 del percorso geoturistico.

- The alluvial fan of the Vegliato Torrent seen from the road leading to the upper Tremugna Valley. The arrow indicates the position of the stop n. 2 of the geotourist route.

## Il geosito "Conoide di deiezione del Torrente Vegliato"

Il geosito di interesse regionale "Conoide di deiezione del Torrente Vegliato" riguarda l'ampio conoide di detriti rocciosi su cui sorge una parte dell'abitato di Gemona del Friuli (Figg. 47-48).

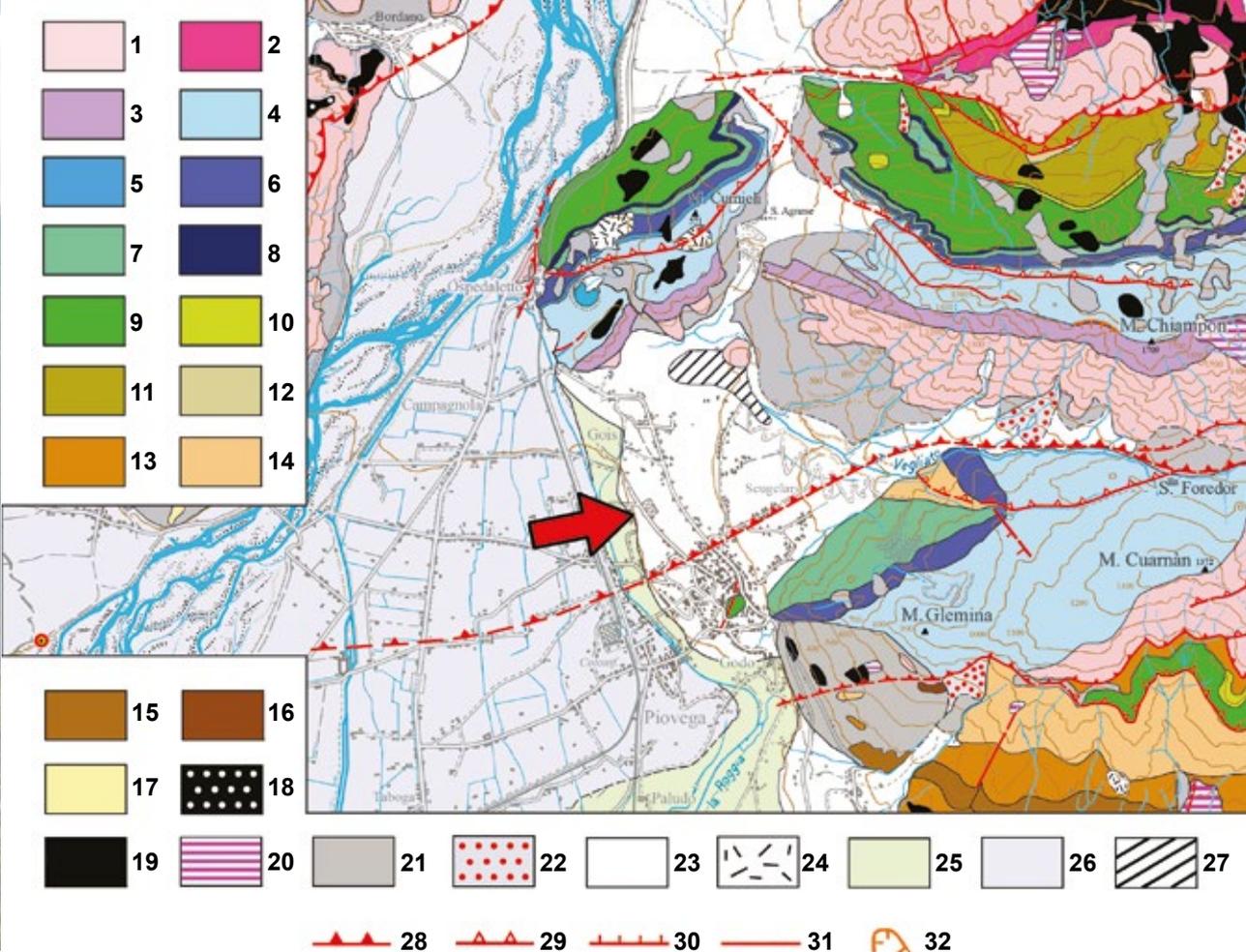
Un **conoide di deiezione** o **conoide alluvionale** è un'accumulo di sedimenti grossolani (principalmente sabbie, ghiaie e ciottoli) dovuto all'attività di un corso d'acqua a regime torrentizio (nel nostro caso il T. Vegliato) e si forma all'uscita di questo dalla zona montuosa (qui le Prealpi Giulie), sviluppandosi nella parte di pianura antistante i rilievi o nella valle del fiume a cui il torrente confluisce (nel nostro caso il Campo di Osoppo e la valle del F. Tagliamento).

Il conoide del T. Vegliato ha l'aspetto di un ventaglio con apice presso Sella Foredor. La sella separa il **M. Chiampòn** (1709 m, costituito da dolomie e calcari del Triassico e Giurassico) dal **M. Cuarnàn** (1372 m, costituito da dolomie triassiche, calcari giurassici e cretacei e dal *fysch* eocenico) (Figg. 49-50).

Il conoide di deiezione del T. Vegliato ha dimensioni eccezionali: un'ampiezza massima di **3,6 km** e una lunghezza (dall'apice al massimo avanzamento in pianura) di oltre due chilometri. I suoi sedimenti sono accumulati fino a 530 m al di sopra della superficie attuale della pianura; ulteriori 30 m giacciono sepolti al di sotto dei depositi del Tagliamento. Il suo volume è stato stimato in **2,5-3 miliardi di m<sup>3</sup>**. È un accumulo sovradimensionato rispetto ai limitati lunghezza, portata e bacino di alimentazione del T. Vegliato.

Le sue dimensioni eccessive sono dovute principalmente alla presenza di una grande **faglia**, il sovrascorrimento **Gemona-Kobarid** (nella *Carta Geologica d'Italia*; la linea Barcis - Staro Selo, secondo altri autori), che passa per Sella Foredor tra i Monti Chiampòn e Cuarnàn (Figg. 49-50). Le faglie, essendo zone dove due masse rocciose si muovono a scatti una rispetto all'altra originando i terremoti, creano una fascia di rocce sbriciolate lungo il piano di movimento. Il sovrascorrimento Gemona-Kobarid ha prodotto una enorme quantità di detriti rocciosi che hanno alimentato il conoide trasportati dalle acque del T. Vegliato. A questi materiali si sono aggiunti quelli dovuti alle frane innescate dai terremoti.

È probabile che l'accumulo si sia formato in gran parte in tempi **posteriori** al ritiro del **ghiacciaio del Tagliamento**, che - come abbiamo visto - ha stazionato in zona per l'ultima volta tra circa 30.000 anni fa e 19.000 anni fa. Il seppellimento di una porzione



**Fig. 48** - L'incisione del T. Vegliato, il conoide di deiezione e Gemona del Friuli visti dal Colle di Osoppo.

- *The Vegliato Torrent valley, the alluvial fan and Gemona del Friuli seen from the Osoppo Hill.*

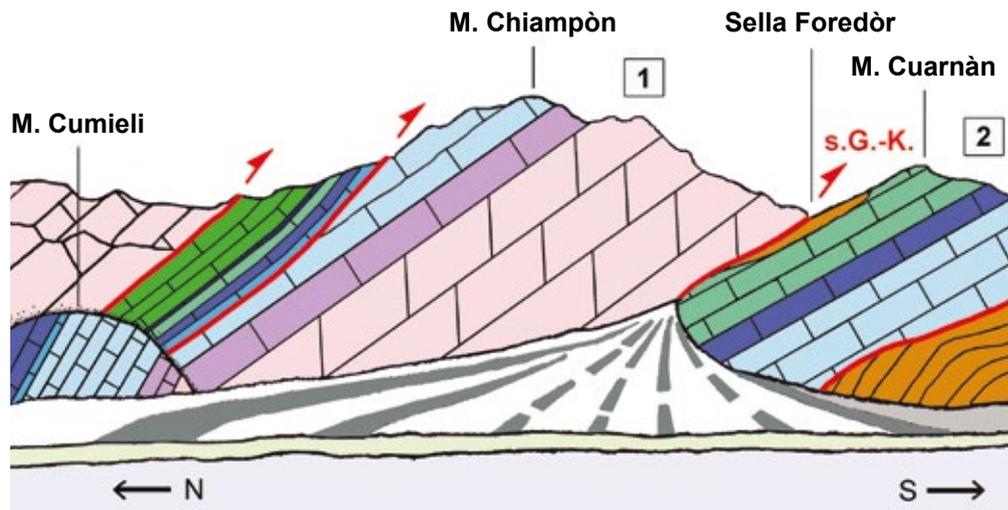
**Fig. 49** - La geologia delle Prealpi Giulie intorno al conoide di deiezione del T. Vegliato.

Legenda: 1) Dolomia Principale (Triassico sup.), 2) Dolomia Principale, Membro della dolomia del Resàrtico (Triassico sup.); 3) Calcarea del Dachstein (Triassico sup.), 4) Formazione del Monte Zugna (Giurassico inf.), 5) Encrinite di Fanes piccola (Giurassico inf. - medio), 6) Calcarea del Vajont (Giurassico medio), 7) Formazione di Fonzaso (Giurassico medio - sup.), 8) Rosso Ammonitico Veronese (Giurassico sup.), 9) Maiolica (Giurassico sup. - Cretaceo inf.), 10) Scaglia variegata alpina (Cretaceo), 11) Scaglia rossa friulana (Cretaceo sup.), 12) *Flysch* della Val Ucea (Cretaceo sup.), 13) *Flysch* del Grivò, facies arenitico-pelitica (Paleocene medio - Eocene inf.), 14) *Flysch* del Grivò con megabreccie (*idem*), 15) *Flysch* del Grivò con strati di paraconglomerato ricco di selce (Eocene inf.), 16) Marne ed arenarie di Savorgnano (Eocene inf.), 17) Conglomerato del Montello, Membro conglomeratico (Miocene sup.), 18) sintema di Plaino, morene (Pleistocene medio), 19) depositi morenici del LGM, inclusa l'unità della Val Venzonassa (Pleistocene sup.), 20) complesso di Monteaperta (Pleistocene), 21) detrito di versante (Pleistocene sup. - Attuale), 22) deposito di frana (Pleistocene sup. - Attuale), 23) depositi di origine mista (colate di detrito di versante e depositi torrentizi; Pleistocene sup. - Attuale), 24) depositi colluviali (Pleistocene sup. - Attuale), 25) depositi alluvionali e fluvio-glaciali dei bacini secondari (Pleistocene sup. - Attuale), 26) depositi alluvionali recenti del Tagliamento (Olocene), 27) depositi antropici (Olocene), 28) sovrascorrimento (incerto o ipotizzato se tratteggiato), 29) faglia inversa (*idem*), 30) faglia diretta (*idem*), 31) faglia (*idem*), 32) orlo di scarpata di frana. La freccia indica il conoide, il circoletto la posizione dello stop 2 del percorso geoturistico. Basato sulla *Carta Geologica d'Italia, Foglio 049 Gemona del Friuli* (2013), modificato.

- *Geological map of the Julian Prealps around the alluvial fan of the Vegliato Torrent.*

Legend: 1) Dolomia Principale (L. Triassic); 2) Dolomia Principale, Resàrtico Dolostone Member (L. Triassic); 3) Dachstein Limestone (L. Triassic); 4) Monte Zugna Formation (E. Jurassic); 5) Encrinite di Fanes Piccola (E. - M. Jurassic); 6) Vajont Limestone (M. Jurassic); 7) Fonzaso Formation (M. - L. Jurassic); 8) Rosso Ammonitico Veronese (L. Jurassic); 9) Maiolica (L. Jurassic - E. Cretaceous); 10) Scaglia Variegata Alpina (Cretaceous); 11) Scaglia Rossa Friulana (L. Cretaceous); 12) Val Ucea *Flysch* (L. Cretaceous); 13) Grivò *Flysch*, sandstone - pelite facies (M. Paleocene - E. Eocene); 14) Grivò *Flysch* with megabeds (*idem*); 15) Grivò *Flysch* with paraconglomerate beds rich in chert (E. Eocene); 16) Savorgnano Marls and Sandstones (E. Eocene); 17) Montello Conglomerate, conglomerate Member (L. Miocene); 18) Plaino Synthem, moraine (M. Pleistocene); 19) morainic deposits of the Late Glacial Maximum, included the Val Venzonassa Unit (L. Pleistocene); 20) Monteaperta Complex (Pleistocene); 21) slope debris (L. Pleistocene - Present); 22) landslides (L. Pleistocene - Present); 23) deposits of mixed origin (debris flows of slope and torrential deposits; L. Pleistocene - Present); 24) colluvial deposits (L. Pleistocene - Present); 25) alluvial and fluvio-glacial deposits of the secondary basins (L. Pleistocene - Present); 26) recent alluvial deposits of the Tagliamento River (Holocene); 27) anthropic deposits (Holocene); 28) thrust (hypothetic when dashed); 29) reverse fault (*idem*); 30) normal fault (*idem*); 31) fault (*idem*); 32) edge of landslide escarpment. E. = Early; M. = Middle; L. = Late.

The arrow points to the alluvial fan; the circle indicates the position of the stop n. 2 of the geotourist route.



**Fig. 50** - La geologia delle Prealpi Giulie intorno al conoide di deiezione del T. Vegliato vista dal Colle di Osoppo. I colori sono quelli della carta geologica. Legenda: s.G.-K. = sovrascorrimento Gemona-Kobarid, 1 = 'scaglia' Trasaghis, 2 = 'scaglia' Gemona. Da CARULLI (2000), modificata.

- *Geology of the Julian Prealps around the alluvial fan of the Vegliato Torrent seen from the Osoppo Hill. Colours are those of the geological map. Legend: s.G.-K. = Gemona-Kobarid thrust; 1 = Trasaghis 'scale'; 2 = Gemona 'scale'.*

del conoide da parte delle alluvioni del Tagliamento, però, suggerisce che un accumulo fosse già presente prima della divagazione post-glaciale del fiume.

La crescita del conoide ha influito pure sul corso del Tagliamento, **spostandolo** verso il M. Brancòt.

Un conoide è attivo quando continua ad essere alimentato di sedimento dal corso d'acqua che lo produce. La movimentazione del sedimento non cementato avviene in occasioni di piogge particolarmente abbondanti che originano **colate di ghiaia** in grado di trasportare sospesi al proprio interno anche blocchi di grandi dimensioni. Si tratta di eventi grandiosi ed eccezionali alla scala dei tempi della vita umana. L'accumulo originato dalla colata ostruiva il letto del torrente, causando il suo spostamento. È stato il divagare del letto del torrente prodotto dalle colate a creare l'ampia struttura a ventaglio del conoide.

Esistono alcune testimonianze **storiche** di questo fenomeno, anche se si riferiscono al Rio Grideule, un corso d'acqua che scende dal M. Glemina (quindi più a sud rispetto al T. Vegliato) e che probabilmente ha contribuito alla formazione della parte meridionale del conoide. Il *Chronicon Glemonese* (MULIONI, 1517), infatti, riporta due piene del Grideule: nel 1430 e nel 1499. La prima passò attraverso il cimitero situato vicino al Duomo asportando le casse e i cadaveri, trasportandoli fino al piano dove l'acqua ristagnava (*die...fuit quaedam inundatio aquarum, ita quod Gradeula torrens Glemonese...aqua non tamen quod...murum in Cimiterum Ecclesie et expulsi corpora mortuorum cum capsis et conduxit ea usque in paludem*). La seconda, che avvenne nel mese di settembre e con modalità simili, distrusse il muro del cimitero, coprì la zona

con 5000 carri di ghiaia e il deposito arrivò fino alle porte del Duomo (*die...Septembris fuit maxima inundatio aquarum et Gradeula crevit taliter quod fregit et in ruinam dedit murum in Cemeterio et conduxit plusquam 5000 currus grare in cemeterio, ita quod quasi occupaverat portam Ecclesiae totam ita quod vix poterat habere ingressum in Ecclesia*). Una casa risalente al 1400-1600 con il muro settentrionale sfondato, riempita e ricoperta di ghiaia (3-4 metri di ricoprimento secondo <http://borgogodo.altervista.org/LivioArcheologo.htm>) è stata messa alla luce nella vicina frazione di Godo.

Il conoide del T. Vegliato è oggi in gran parte **stabilizzato** dall'attività dell'uomo, che ci ha costruito sopra un centro abitato - Gemona del Friuli - che oggi conta oltre 10.000 abitanti. In tempi recenti è stato attivo solo nella sua parte settentrionale e l'ultima colata risale al **giugno 1987** (COCCOLO & SGOBINO, 1996). Oggi il T. Vegliato scorre incanalato e arginato all'estremità nord del conoide.

Il grande accumulo sedimentario si può vedere abbastanza bene dal punto di sosta 2 del percorso geo-turistico. Si osserva meglio, però, dalle aree rilievate circostanti, come il Colle di Osoppo (Fig. 48), il Monte Cuarnàn, il Monte San Simeone, il M. Covria, o dalla strada che porta all'alta Val Tremugna (Fig. 47).



## Il Geosito "Colle di Osoppo"

Il Colle di Osoppo (310 s.l.m.) presenta alla sommità importanti orme fossili di mammiferi estinti (Fig. 51). Si eleva dalla piana del Campo di Osoppo ed è allungato in senso NNE-SSO (Figg. 52-53) come i vicini colli Carantan (estremamente basso) e San Rocco. Da esso si ha una panoramica a 360° gradi sulle Prealpi Giulie e Carniche meridionali e sull'anfiteatro morenico.

### La geologia

L'interpretazione geologica del colle è oggetto di intenso dibattito tra i geologi e risulta alquanto difficile da analizzare e spiegare in modo semplice. Secondo l'interpretazione della *Carta Geologica d'Italia - Foglio 049 Gemona* (2013; Fig. 53), il colle è un relitto di un rilievo più grande 'sopravvissuto' alla ripetuta esarazione da parte del ghiacciaio del Tagliamento, che fluiva nella zona durante le fasi fredde del Pleistocene, e non è delimitato da faglie. Nella sua estremità nord-occidentale e, soprattutto, in quella sud-occidentale sono presenti alla base depositi marini costituiti da sabbie silicee giallastre e azzurrastre poco cementate e con sottili livelli di carbone (nel 1942 era stato effettuato un sondaggio per la ricerca della lignite). Lo spessore affiorante è di circa 15 m. Un tempo in questo corpo roccioso, nella punta sud-occidentale del colle dietro la chiesa del paese, era stata aperta una cava per l'estrazione della sabbia a scopo edilizio. MARTINIS (1955) riporta il rinvenimento nelle arenarie di molluschi marini (bivalvi riferiti ai generi *Ostrea*, *Tapes*, *Meretrix*, *Lucina*, *Gastrochaena*, *Teredo* e gasteropodi come *Volutilithes*, *Natica* e *Turritella*, anche piritizzati) e scarsi foraminiferi. I molluschi dovrebbero essere ristudiati dal punto di vista tassonomico, biostratigrafico ed ambientale. DALLA VECCHIA (2008) ha segnalato la presenza nelle collezioni del Museo Friulano di Storia Naturale di un dente di squalo trovato nel 1961 e forse riferibile al genere *Hexanchus*. Fino alla pubblicazione di S. VENTURINI e G. TUNIS (1991), che ha dimostrato l'appartenenza al Neogene su base biostratigrafica, questi erano considerati depositi oligocenici come quelli della Val Tremugna. La *Carta Geologica d'Italia* del 2013 li attribuisce al Membro arenaceo-pelitico del Conglomerato del Montello datato al **Miocene superiore** (Tortoniano sommitale, circa 7,5 milioni di

**Fig. 51** - La superficie con le piste fossili di mammiferi, vista da est al momento dello studio (1994). Su autorizzazione del MiC - Soprintendenza ABAP del FVG. Divieto di ulteriore riproduzione e/o duplicazione con qualsiasi mezzo.

- The surface preserving the mammal fossil trackways, viewed from east during the study of the fossils (1994).

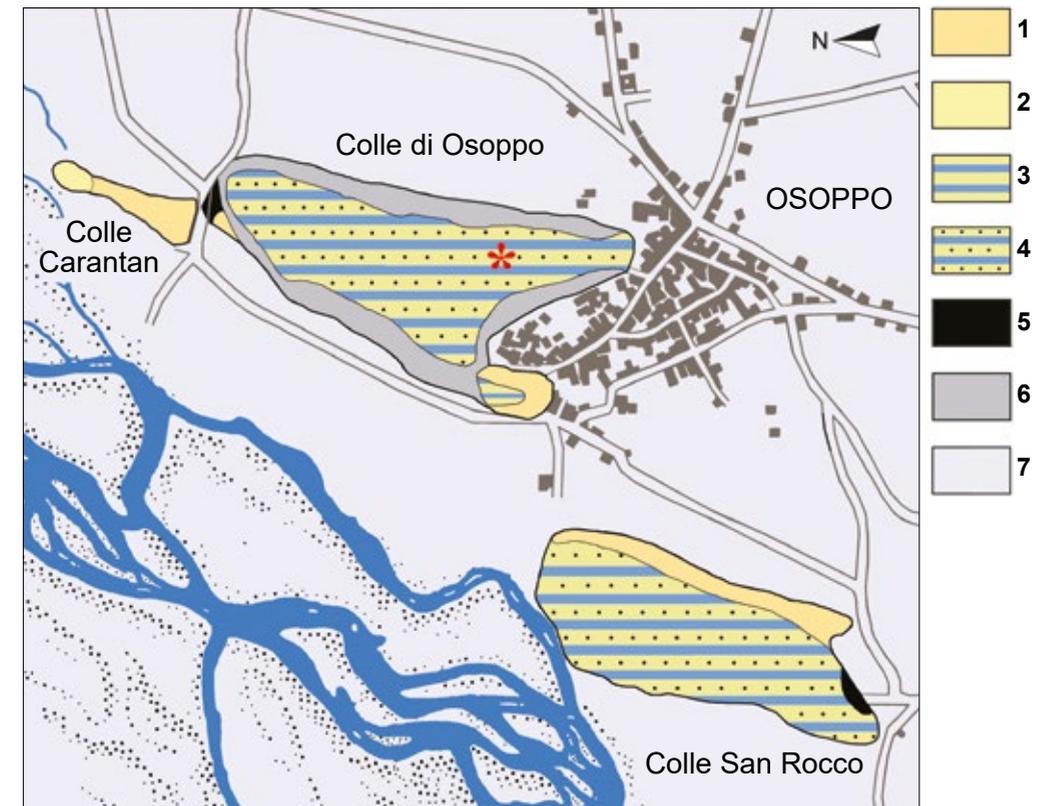


**Fig. 52** - Il Colle di Osoppo visto dal geosito “Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento”. La freccia indica la posizione del sito paleontologico con le piste fossili di mammiferi.

- *The Osoppo Hill seen from the geosite “The braided riverbed of the middle reaches of the Tagliamento River”. The arrow indicates the position of the palaeontological site with the mammal fossil trackways.*

anni fa). Tuttavia, MONEGATO *et al.* (2006) li avevano riferiti all’Arenaria di Preplans, datandoli al Miocene inferiore (Aquitano, per la presenza del foraminifero *Almaena osnabrugensis*). Al di sopra delle sabbie silicee, separati da una superficie di erosione e in discordanza angolare, ci sono 8-12 metri di siltiti e sabbie fini carbonatiche con gasteropodi e ostracodi fossili che affiorano solo nell’angolo sud-occidentale del colle vicino alla chiesa (Fig. 53). Questo livello per la *Carta Geologica d’Italia* è posto alla base del Conglomerato di Osoppo, è di origine marina e risale alla fine del **Pliocene** inferiore (circa 4 milioni di anni fa) sulla base del suo contenuto in pollini riportato in MONEGATO (2006). MONEGATO *et al.* (2006) avevano, però, distinto le siltiti dal Conglomerato di Osoppo, denominandole ‘**siltiti di Osoppo**’, riferendole a un ambiente salmastro e datandole in modo leggermente diverso, come vedremo più avanti. Il contenuto in pollini rilevato da MONEGATO (2006) è un’associazione che indica una flora sub-tropicale composta al 30% da Taxodiaceae, al 17,6% da “Coniferae”, al 15,8% da Cupressaceae (quindi almeno il 63,4% è costituito da gimnosperme) e da “*diversi tipi di caducifoglie*” inclusi *Symplocos*, *Hengelhardia*, *Myrica* e *Rhus* (il Sommacco). Questa associazione secondo BERTINI & MARTINETTO (2016) non differisce da quelle del Messiniano superiore. Lo stesso MONEGATO (2006) conclude la breve descrizione della palinoflora delle ‘siltiti di Osoppo’ suggerendo cautela nell’utilizzo dei dati forniti da questi pollini per la scarsa concentrazione dei granuli nel sedimento e il cattivo stato di conservazione di parte del campione.

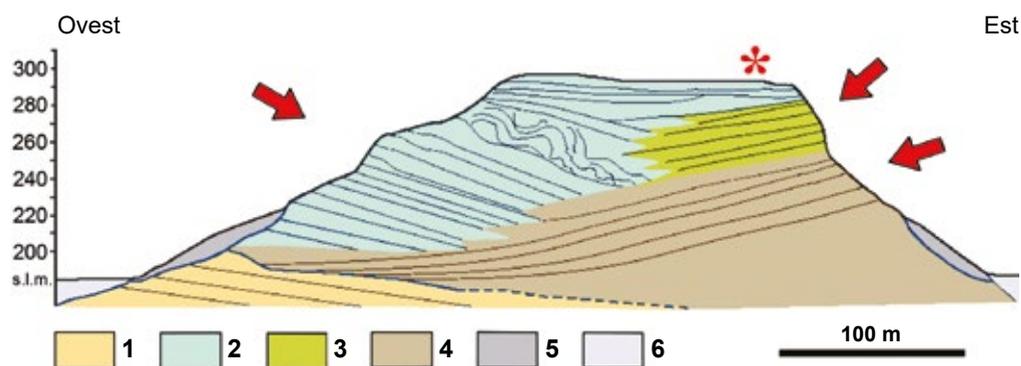
Su questo livello di sedimenti fini si è depositato un potente corpo di conglomerato ben cementato e a stratificazione da inclinata a suborizzontale (il **Conglomerato di Osoppo**) che forma la gran parte del colle. Secondo la *Carta Geologica d’Italia* il Conglomerato di Osoppo si è originato dalla deposizione di tre **conoidi deltizi** distinti ma



**Fig. 53** - La geologia dei colli di Osoppo. Legenda: 1) Conglomerato del Montello, Membro pelitico-arenaceo (Miocene sup.); 2) Conglomerato del Montello, Membro conglomeratico (Miocene sup.); 3) Conglomerato di Osoppo, parte basale pelitico-arenacea (= ‘siltiti di Osoppo’) (Pliocene inf.); 4) Conglomerato di Osoppo, parte conglomeratica (Pliocene inf.); 5) depositi morenici del LGM, sistema di Spilimbergo (Pleistocene sup.); 6) detrito di versante (Pleistocene sup. - Attuale); 7) depositi recenti del F. Tagliamento (Olocene). L’asterisco indica la posizione delle piste fossili di mammiferi. Basato sulla *Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000, Foglio 049 Gemona del Friuli* (2013), modificato.

- *Geological map of the Osoppo hills. Legend: 1) Montello Conglomerate, pelite-sandstone Member (L. Miocene); 2) Montello Conglomerate, conglomerate Member (L. Miocene); 3) Osoppo Conglomerate, fine-grained basal part (= Osoppo Siltstone) (E. Pliocene); 4) Osoppo Conglomerate, conglomerate part (E. Pliocene); 5) moraine of the Last Glacial Maximum, Spilimbergo Synthem (L. Pleistocene); 6) slope debris (L. Pleistocene - Present); and 7) recent deposits of the Tagliamento River (Holocene). E. = Early; L. = Late. The asterisk shows the position of the mammal fossil trackways.*

coalescenti. Questi accumuli di sedimento avanzavano, provenendo da NO, NNE ed E (Fig. 54), all’interno del mare che al tempo era risalito fino a lambire il margine meridionale delle Prealpi (risalendo anche lungo le maggiori valli messiniane), come testimoniato dai depositi rinvenuti nel Veneto orientale. Secondo queste direzioni, i corsi d’acqua che trasportavano i sedimenti grossolani dei conoidi potevano corrispondere al paleo-Tagliamento (che scendeva attraverso la Val del Lago), al paleo-Fella (che seguiva l’attuale corso del Tagliamento ad est del M. San Simeone) e ad un corso



**Fig. 54** - La struttura geologica del colle visto da sud. Le frecce indicano il verso di progradazione dei tre delta fluviali che hanno formato il Conglomerato di Osoppo, l'asterisco la posizione del sito con orme fossili di mammiferi. Legenda: 1) Conglomerato del Montello, Membro pelitico-arenaceo (Miocene sup.); 2) Conglomerato di Osoppo (Pliocene inf.), depositi del delta progradante da NO (paleo-Tagliamento); 3) Conglomerato di Osoppo, depositi del delta progradante da N-NNE (paleo-Fella); 4) Conglomerato di Osoppo, depositi del delta progradante da E (inclusa la parte pelitica basale); 5) detrito di versante (Pleistocene sup. - Attuale); 6) depositi recenti del F. Tagliamento (Olocene). Basato sulle *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 049 Gemona del Friuli* (2013), modificato.

- *The geological structure of the Osoppo Hill seen from south. Arrows show the verse of progradation of the three fluvial deltas that originated the Osoppo Conglomerate; the asterisk indicates the position of the palaeontological site with fossil mammal trackways. Legend: 1) Montello Conglomerate, pelite-sandstone Member (L. Miocene); 2) Osoppo Conglomerate (E. Pliocene), deposits of the delta prograding from NW (paleo-Tagliamento River); 3) Osoppo Conglomerate, deposits of the delta prograding from N-NNE (paleo-Fella River); 4) Osoppo Conglomerate, deposits of the delta prograding from E (including the basal fine-grained portion); 5) slope debris (L. Pleistocene - Present); and 6) recent deposits of the Tagliamento River (Holocene).*

d'acqua che proveniva dalle vicine Prealpi Giulie. Si trattava di apparati deltizi a forma di ventaglio con le caratteristiche dei conoidi di tipo alluvionale come quello del T. Vegliato, che abbiamo già visto.

Alla sommità del colle la parte più alta del Conglomerato di Osoppo è costituita da conglomerati con intercalati sedimenti più fini che rappresentano il deposito di un corso d'acqua a **canali intrecciati** e testimoniano il colmamento locale del bacino marino da parte dei delta. Nell'angolo sud-orientale del colle questi depositi conservano una vera e propria rarità: **cinque piste fossili** impresse dai mammiferi che al tempo popolavano la zona e il cui studio è stato pubblicato da F.M. DALLA VECCHIA & M. RUSTIONI nel 1996.

La *Carta Geologica d'Italia* data il Conglomerato di Osoppo alla fine del Pliocene inferiore; MONEGATO *et al.* (2006) lo datano, invece al Pliocene superiore. Entrambi basano la datazione sui pollini fossili trovati nei sedimenti fini alla base (le 'siltiti di Osoppo') e sulle orme fossili presenti al tetto. Come vedremo, queste datazioni non sono in accordo con quelle proposte da altri studi.

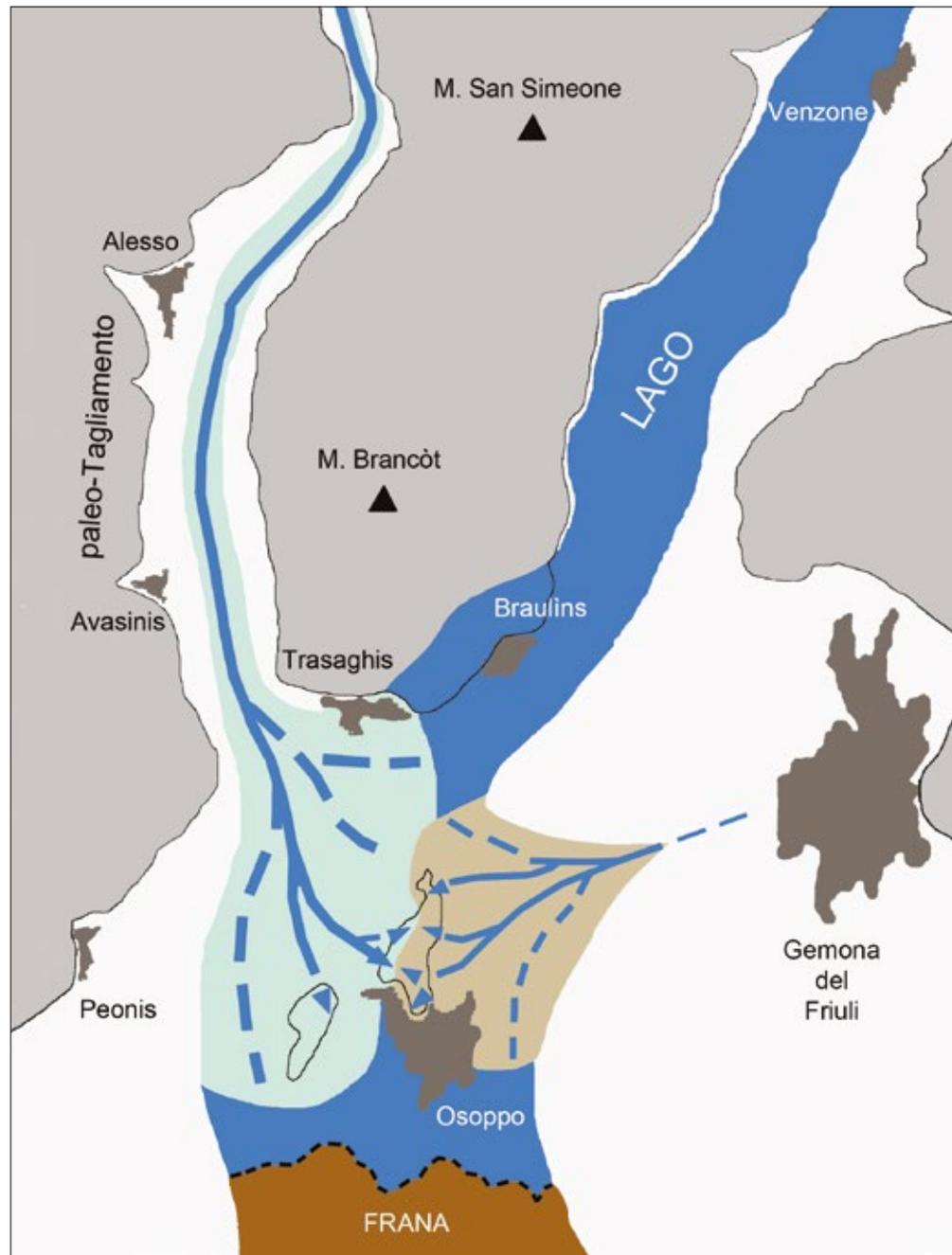
**VENTURINI & DISCENZA (2010)** forniscono un'interpretazione piuttosto diversa della geologia del colle. Per prima cosa, esso sarebbe delimitato a ONO ed ESE da due faglie verticali transtensive e tagliato alle estremità da due faglie verticali minori con

andamento NNO-SSE. Per quanto riguarda la stratigrafia, secondo questi autori ci sarebbe una stretta corrispondenza tra quella del Colle di Osoppo e quella del fianco meridionale del M. Brancò a Braulins (Fig. 46). Le sabbie silicee alla base del colle sono attribuite all'Arenaria di Preplans e le siltiti soprastanti sono identificate come 'siltiti di Osoppo'. Il Conglomerato di Osoppo sarebbe formato, dal basso verso l'alto da A) **conglomerati inferiori**, B) un intervallo di **limi e sabbie**, C) **conglomerati clinostatificati** (potenti al massimo 20 m) e, infine, D) **conglomerati superiori** (che rappresentano la gran parte dello spessore del Conglomerato di Osoppo). Gli intervalli A e D sarebbero depositi fluviali, B un deposito lacustre e C il deposito di delta fluviali che avanzavano dentro un lago. La zona, dunque, sarebbe stata inizialmente il letto di un fiume a canali intrecciati proveniente da NNE, poi si sarebbe formato un lago a causa di una frana che avrebbe bloccato il corso del fiume a sud della zona in esame (Fig. 55). Dentro questo lago (denominato lago di Osoppo-Braulins e profondo almeno 50 m) sarebbero avanzate le parti sommerse dei delta di due corsi d'acqua, uno proveniente da NO e uno - minore e molto breve - da NE che avrebbero, infine, riempito il bacino ritornando alla situazione iniziale di letto fluviale a canali intrecciati. Da notare che quei due delta corrispondono a due dei tre delta individuati nella *Carta Geologica d'Italia*.

Le differenze principali con l'interpretazione della *Carta Geologica d'Italia* - per quanto riguarda il Colle di Osoppo - sono, dunque, nella datazione degli eventi (si veda sotto), nel numero dei delta fluviali e nel fatto che questi avanzavano in un lago (rappresentato dai limi e sabbie del Conglomerato di Osoppo) invece che nel mare (rappresentato per la *Carta Geologica d'Italia* dalle 'siltiti di Osoppo').

I punti deboli della ricostruzione di VENTURINI & DISCENZA (2010) sono nell'esiguità dei presunti depositi lacustri (spiegata con l'erosione successiva allo svuotamento del lago, avvenuto a causa del cedimento dello sbarramento che lo delimitava a sud) e dalla totale mancanza di rilievi così alti da consentire il distacco di una frana tanto grande da bloccare interamente il corso del paleo-Tagliamento nel punto in cui questi autori l'hanno collocata (Fig. 55), anche considerando l'erosione operata in seguito sulla zona dai ghiacciai.

Un aspetto cruciale della geologia del colle è quello della **datazione** dei corpi rocciosi e qui la faccenda si fa complicata. Le arenarie silicee poco cementate alla base del rilievo sono datate al Tortoniano-Messiniano (7,5-7 milioni di anni fa) dalla *Carta Geologica d'Italia* (MONEGATO *et al.*, 2013), mentre MONEGATO (2006), MONEGATO *et al.* (2006) e VENTURINI & DISCENZA (2010) le hanno riferite all'Arenaria di Preplans del Miocene inferiore (Aquitano, 20 milioni di anni fa). La datazione delle 'siltiti di Osoppo' è fondamentale per quella dei soprastanti conglomerati. Sono state attribuite al Miocene terminale (Messiniano post-evaporitico) da VIAGGI & VENTURINI (1996) per la presenza degli ostracodi *Cyprideis pannonica* e *Loxoconca* sp. tipici delle facies Lago-Mare del messiniano post-evaporitico. Successivamente, però, sulla base dei dati di un pozzo perforato nel vicino Colle di Susans, FANTONI *et al.* (2002) le hanno datate



**Fig. 55** - Il Lago di Osoppo e Braulins con i delta del paleo-Tagliamento e quello di un corso d'acqua proveniente dalle Prealpi Giulie (paleo-Vegliato?) alla fine del Miocene, secondo l'interpretazione di VENTURINI & DISCENZA (2010). Basata su VENTURINI & DISCENZA (2010), modificata.

- *The Osoppo and Braulins Lake with the fan deltas of the palaeo-Tagliamento River and that of a stream flowing from the Julian Prealps (palaeo-Vegliato Torrent?) at the end of the Miocene, according to the interpretation of VENTURINI & DISCENZA (2010).*

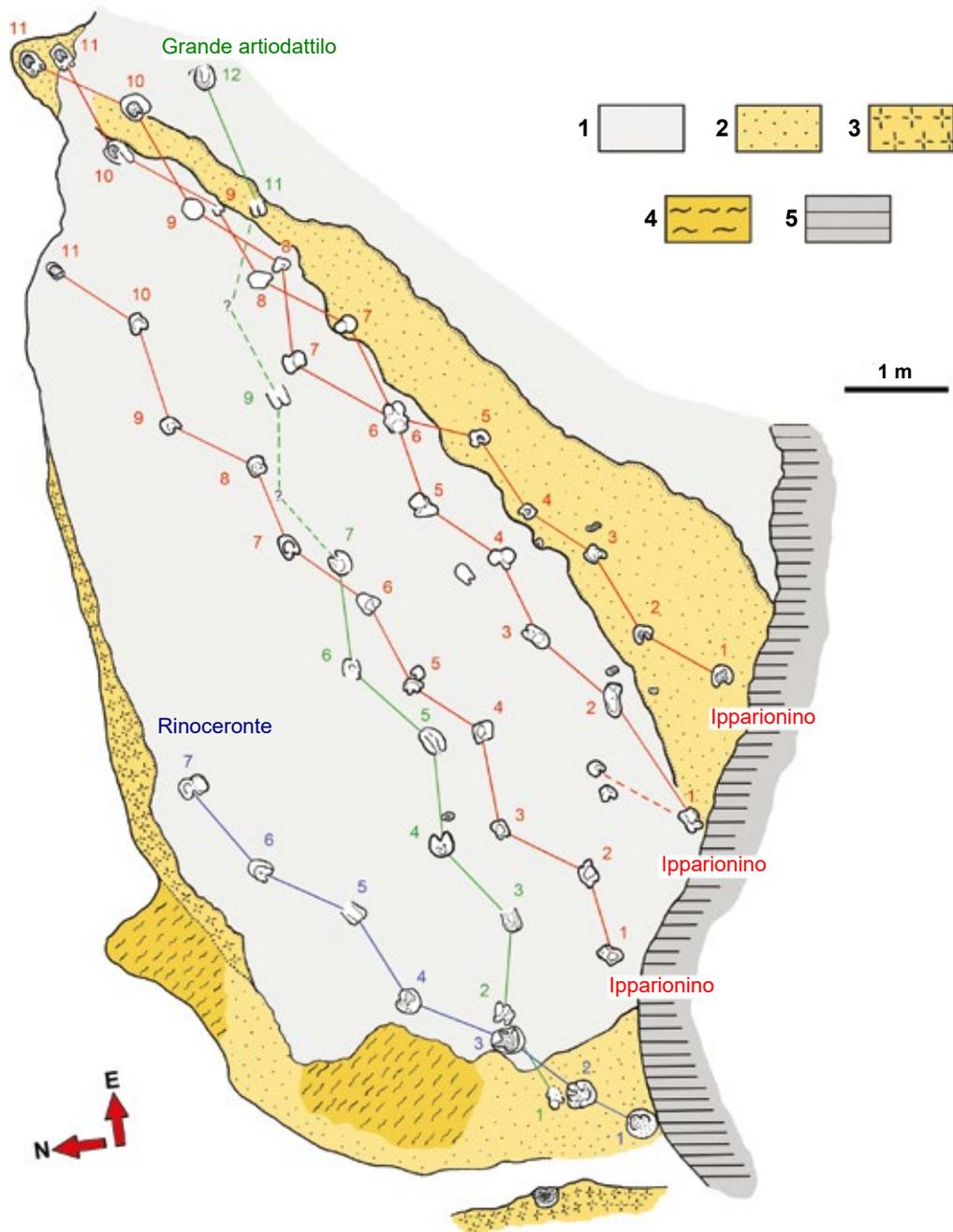
al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore. Per MONEGATO *et al.* (2006), che segue MONEGATO (2006), sulla base degli ostracodi fossili rinvenuti (oltre a quelli trovati da VIAGGI & VENTURINI [1996], sono riportati *Cythereidea neapolitana* e *Tyrrenocythere* sp.), dei pollini elencati sopra e delle orme di *Hipparion* al tetto del soprastante Conglomerato di Osoppo, le 'siltiti di Osoppo' hanno un'età minima Pliocene inferiore - 'medio' (= superiore) e un'età massima messiniana, ma la datazione viene ristretta al limite Pliocene inferiore - 'medio' (= superiore; 3,6 milioni di anni fa) sulla base del confronto e correlazione con i depositi marini pliocenici presenti al margine dei rilievi nel Veneto orientale (sarebbero coevi ai depositi marini del tardo Zancleano che affiorano presso Bassano del Grappa) e sulla paleomorfologia e paleoidrografia messiniana e pliocenica nel sottosuolo della pianura friulana e veneta orientale messa in evidenza dalle sezioni sismiche a riflessione dell'AGIP.

La *Carta Geologica d'Italia* (MONEGATO, 2013) considera le 'siltiti di Osoppo' come la base marina del Conglomerato di Osoppo su cui sarebbero avanzati i delta conoidi fluviali e le data al Pliocene inferiore sulla base della flora descritta da MONEGATO (2006), vale a dire i pollini elencati sopra. Il resto del corpo conglomeratico è attribuito alla parte finale del Pliocene inferiore (Zancleano) per la presenza al tetto delle orme di *Hipparion* (genere che questi autori ritengono diffuso in Europa durante il Pliocene; tale visione semplicistica è discussa più avanti) e per il confronto con i depositi marini del tardo Zancleano dell'area veneta ritenuti coevi e rappresentanti la massima ingressione marina pliocenica nel Bacino veneto-friulano e nelle maggiori valli messiniane che in esso sboccavano. Le 'siltiti di Osoppo', però, non sono un deposito francamente marino come quelli pliocenici dell'area veneta. Infatti, MONEGATO *et al.* (2006) vi segnalano la presenza di gasteropodi planorbidi e stenotiridi che sono dulcicoli o al massimo vivono in acque salmastre (gli stenotiridi). Anche tra gli ostracodi rinvenuti vi sono forme che prediligevano ambienti salmastri. Inoltre, in Friuli non sono stati identificati depositi marini indubbiamente pliocenici nemmeno nei pozzi effettuati più a sud, in pianura, come quelli di Lavariano e Cargnacco.

VENTURINI & DISCENZA (2010) riconoscono l'incertezza nella datazione delle 'siltiti di Osoppo', ma attribuiscono loro "un'età appena precedente a quella del Conglomerato di Osoppo" e considerano entrambi come appartenenti alla facies Lago-Mare post evaporitica (e quindi messiniani, si veda p. 23) come proposto da VIAGGI & VENTURINI (1996). Anche questi autori basano le loro conclusioni sulla distribuzione temporale e spaziale di *Hipparion* seguendo, però, le perplessità espresse da DALLA VECCHIA (2008) sulla base della distribuzione relitta di *Hipparion* in Europa durante il Pliocene. Infine, tuttavia, datano il Conglomerato di Osoppo al Miocene terminale - ?Pliocene inferiore.

### Le orme fossili

Le cinque piste fossili conservate alla sommità del colle sono state lasciate da tre tipi diversi di animali (Fig. 56). Come rilevato da DALLA VECCHIA (2008), non è facile attribuire queste orme ad un preciso genere di mammifero, considerando che la loro datazione è ambigua.



**Fig. 56** - Mappa della superficie che preserva le cinque piste fossili di mammiferi. Le orme sono numerate in progressione nel verso di movimento di ciascun animale. Sono evidenziate con colori diversi i diversi tipi di depositi. Legenda: 1) barra ghiaiosa, 2) 'canaletto' con fondo sabbioso, 3) margine fangoso del 'canaletto' con piccole strutture da disseccamento, 4) 'canaletto' con fondo sabbioso e increspature da corrente/onda, 5) corpo ghiaioso a contatto con il margine collassato della barra. I depositi sono cementati. Da DALLA VECCHIA (2008), modificato.

- Map of the surface preserving the five mammal fossil tracks. The footprints are progressively numbered in the verse of movement of each animal. The different deposits are marked with different colours. Legend: 1) gravel bar; 2) streamlet with sandy bottom; 3) muddy margin of the streamlet with small mud cracks; 4) streamlet with sandy bottom and ripple marks, 5) body of gravel contacting the collapsed margin of the bar. The deposits are cemented.

Tre piste parallele sono formate da orme lunghe 13-16 cm che quando sono ben conservate appaiono chiaramente impresse da una zampa con tre dita che toccavano il suolo solo con la punta. Sono plausibilmente riferibili a piccoli **equidi** estinti che possedevano zampe caratteristicamente tridattili (uno zoccolo centrale e due dita laterali di dimensioni ridotte munite di zoccoletti terminali; Fig. 57A). Il cavallo, l'asino e la zebra - tutti equidi appartenenti al genere *Equus* - hanno, invece, un solo dito nella zampa. Le orme erano state attribuite da DALLA VECCHIA & RUSTIONI (1996) al genere **Hipparion** (l'ippario) un 'cavallino' che non raggiungeva il metro e mezzo di altezza al garrese (Fig. 57B). *Hipparion*, come era inteso fino ad una dozzina di anni

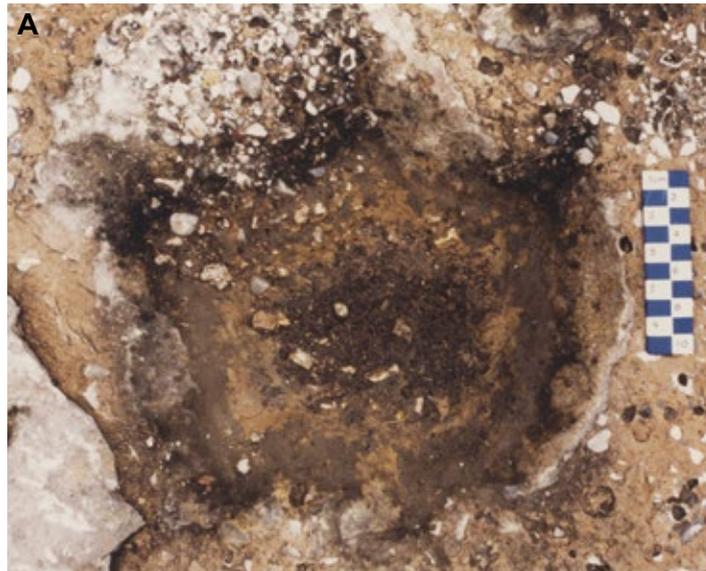


**Fig. 57** - Orme fossili di ipparionino. A) le n. 11 delle due piste più orientali nella mappa di Figura 56 (su autorizzazione del MiC - Soprintendenza ABAP del FVG; divieto di ulteriore riproduzione e/o duplicazione con qualsiasi mezzo), B) ricostruzione di un ipparionino (autore Lukas Panzarin).

- Fossil footprints of a hipparionine equid. A) the number 11 in the two easternmost tracks of the map of Figure 56; B) reconstruction of a hipparionine equid.

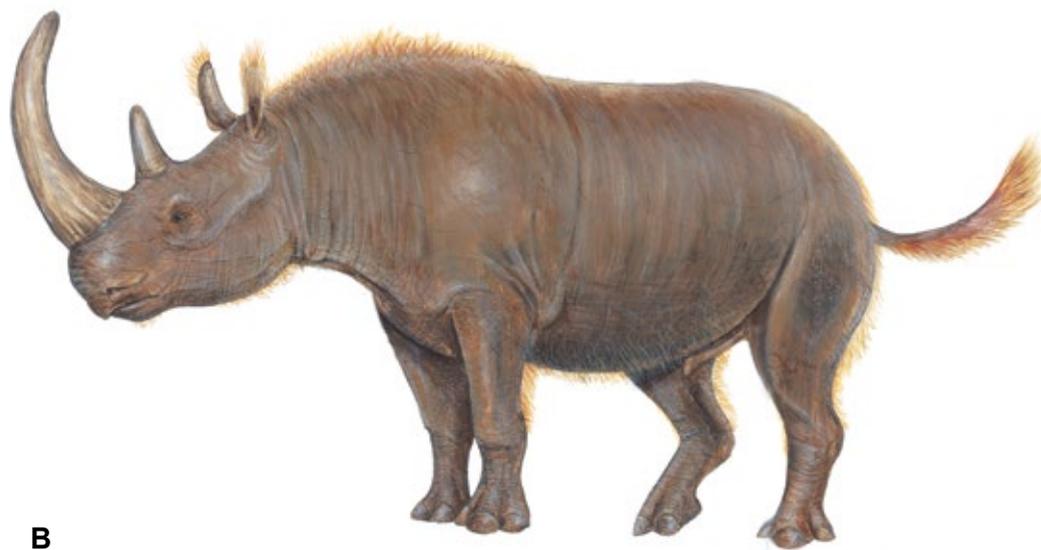


fa, migrò in Eurasia dall'America settentrionale attraverso lo stretto di Bering circa 12 milioni di anni fa, raggiunse l'Europa meridionale dopo 500.000 anni e passò quindi in Africa dove rimase per tutto il Pliocene estinguendosi nel Pleistocene inferiore. Si riteneva che nell'Europa centrale (Germania, Austria, ecc.) l'ippario fosse scomparso alla fine del Miocene, sopravvivendo in Eurasia per tutto il Pliocene, ma solo in zone periferiche e di rifugio come la Penisola Iberica e la Turchia. Oggi tutto ciò deve essere aggiornato perché si sono aggiunti nuovi dati e molte specie del genere *Hipparion* sono state 'promosse' al rango di genere distinto: *Cormohipparion*, *Hippotherium*, *Plesiohipparion*, *Baryhipparion*, *Cremohipparion* ecc. Naturalmente, questo tipo di



**Fig. 58** - Orma fossile di rinoceronte. A) la n. 3 della pista nella mappa di Figura 56 (su autorizzazione del MiC - Soprintendenza ABAP del FVG; divieto di ulteriore riproduzione e/o duplicazione con qualsiasi mezzo); B) ricostruzione di un piccolo rinoceronte estinto (autore Lukas Panzarin).

- Fossil footprint of a rhino. A) the number 3 in the rhino trackway of the map of Figure 56; B) reconstruction of a small extinct rhino.



**B**

operazioni tassonomiche è del tutto arbitrario e lascia il tempo che trova. Tuttavia, poiché tali generi non sono distinguibili sulla base della forma delle zampe, ma dai denti e dalle dimensioni generali del corpo, tutto quello che si può dire ora delle orme di Osoppo è che appartengono a membri della tribù **Hipparionini**. Non è questa la sede per tentare di stimare le dimensioni degli ipparionini di Osoppo (cosa complicata ma possibile) e confrontarle con quelle dei vari generi di ipparionini mio-pliocenici per tentare una attribuzione generica. Un'aspetto interessante emerso dai nuovi studi (per esempio, BERNOR *et al.*, 2021), però, è che gli ipparionini ebbero una gran diffusione e diversificazione in Eurasia fino al Messiniano inferiore (6,8 milioni di anni fa). Un evento di estinzione di massa si verificò alla fine del Miocene (6,8-5,3 milioni di anni fa): scomparvero *Hippotherium*, *Sivalhippus* e *Hipparion* in senso stretto, mentre *Cremohipparion* sopravvisse solo in Cina. All'inizio del Pliocene (5,3-5 milioni di anni fa) gli ipparionini erano rimasti solo in Africa e Cina. Tra 5 e 3,55 milioni di anni fa erano apparentemente presenti solo in Cina, Turchia ed Africa orientale. Ritornarono in Europa alla fine del Pliocene (3,55-2,5 milioni di anni fa): sono segnalati *Plesiohipparion* in Turchia e Spagna, *Proboscoidippairon* in Inghilterra e un "Hipparion" indeterminato a Montopoli in Toscana. *Plesiohipparion* era ancora presente in Spagna poco più di due milioni di anni fa, nel Pleistocene inferiore. *Eurygnathohippus cornelianus* sopravvisse in Africa fino a meno di un milione di anni fa. Si capisce, quindi, che la presenza di orme di ipparionini sul Colle di Osoppo al momento non sostiene nessuna delle ipotesi di datazione del Conglomerato di Osoppo avanzate finora, ma sembrerebbe escludere quella del Pliocene inferiore.

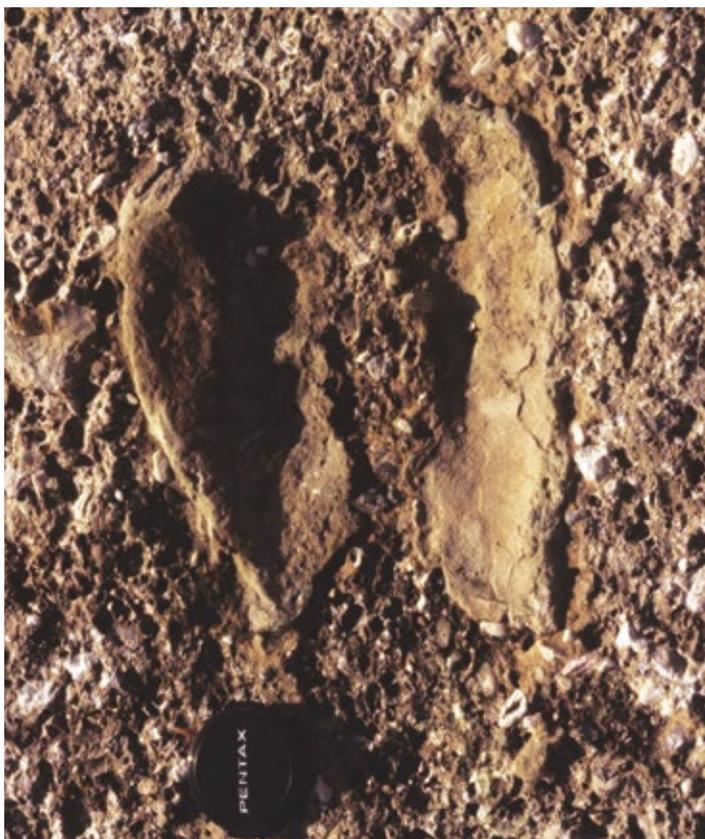
Una delle altre due piste è costituita da orme lunghe tra i 15 e i 30 centimetri impresse da una zampa con tre dita corte (Fig. 58A). Per il numero di dita è riferibile ad un tapiro o un rinoceronte. I tapiro hanno ed avevano zampe meno massicce con un tallone meno ampio, dita snelle e dimensioni più ridotte. D'altra parte, in genere le orme dei rinoceronti presentano tracce delle dita corte ed arrotondate. L'autore più probabile delle orme è un piccolo **rinoceronte** (Fig. 58B). Date le differenti ipotesi sulla datazione non si possono azzardare riferimenti a livello di genere, come invece era stato fatto quando la datazione era stabilita al Miocene terminale.

L'ultima pista presenta una dozzina di orme più grandi di quelle di *Hipparion*, impresse da una 'zampa' posteriore lunga da 15 a 20 centimetri e con due sole dita (Fig. 59). È stata chiaramente lasciata da un ungulato artiodattilo (un mammifero con un numero pari di dita nelle zampe). Se l'età del conglomerato è Miocene terminale si tratta più probabilmente un **bovide** di grosse dimensioni come *Parabos*, affine alle attuali antilopi, perché i cervidi di grandi dimensioni apparvero più tardi. Se l'età fosse, invece, pliocenica, potrebbe trattarsi di un esemplare di *Leptobos* - anch'esso affine alle antilopi - o di un grande cervide.

Nelle cinque piste, le orme delle zampe posteriori si sono spesso **sovrapposte** a quelle delle zampe anteriori, fornendo la falsa impressione di piste lasciate da animali bipedi. Tutti questi mammiferi si muovevano in linea retta e a moderata velocità verso NE, direzione che coincide grossomodo con l'orientazione dei 'canaletti' che attraversava-

no l'area (si veda la Fig. 56) e del corso d'acqua che proveniva dalle Prealpi Giulie. Non erano animali all'abbeverata e nemmeno vagavano alla ricerca di cibo: stavano solo transitando, muovendosi tutti nella stessa direzione e verso. Mentre i tre 'cavallini' possono essere passati **insieme**, gli altri due animali hanno attraversato la zona in momenti **diversi**. I primi a passare sono stati probabilmente gli ipparionini, che hanno lasciato le orme più profonde anche se erano gli animali meno pesanti tra quelli che hanno attraversato il sito (dunque sono transitati quando il sedimento era plastico). Il rinoceronte è passato dopo il grande artiodattilo dalla zampa a due dita, perché ne ha deformato un'orma, quando il sedimento era già più asciutto e resistente alla deformazione.

Tutti e cinque i mammiferi hanno impresso le proprie orme sulla **prima** lamina di sedimento fine che ricoprì una barra ghiaiosa delimitata da due 'canaletti' paralleli e profondi pochi centimetri, nei quali probabilmente scorreva o ristagnava solo un velo d'acqua. Le zampe degli animali compressero la sottile lamina di sabbia fangosa e deformarono anche la ghiaia sottostante non ancora cementata. L'erosione ha asportato in più punti la roccia derivata dal sedimento fine e quelle che sono esposte ora sono in gran parte le **sottoimpronte** prodotte nella ghiaia (che adesso è un tenace conglomerato).

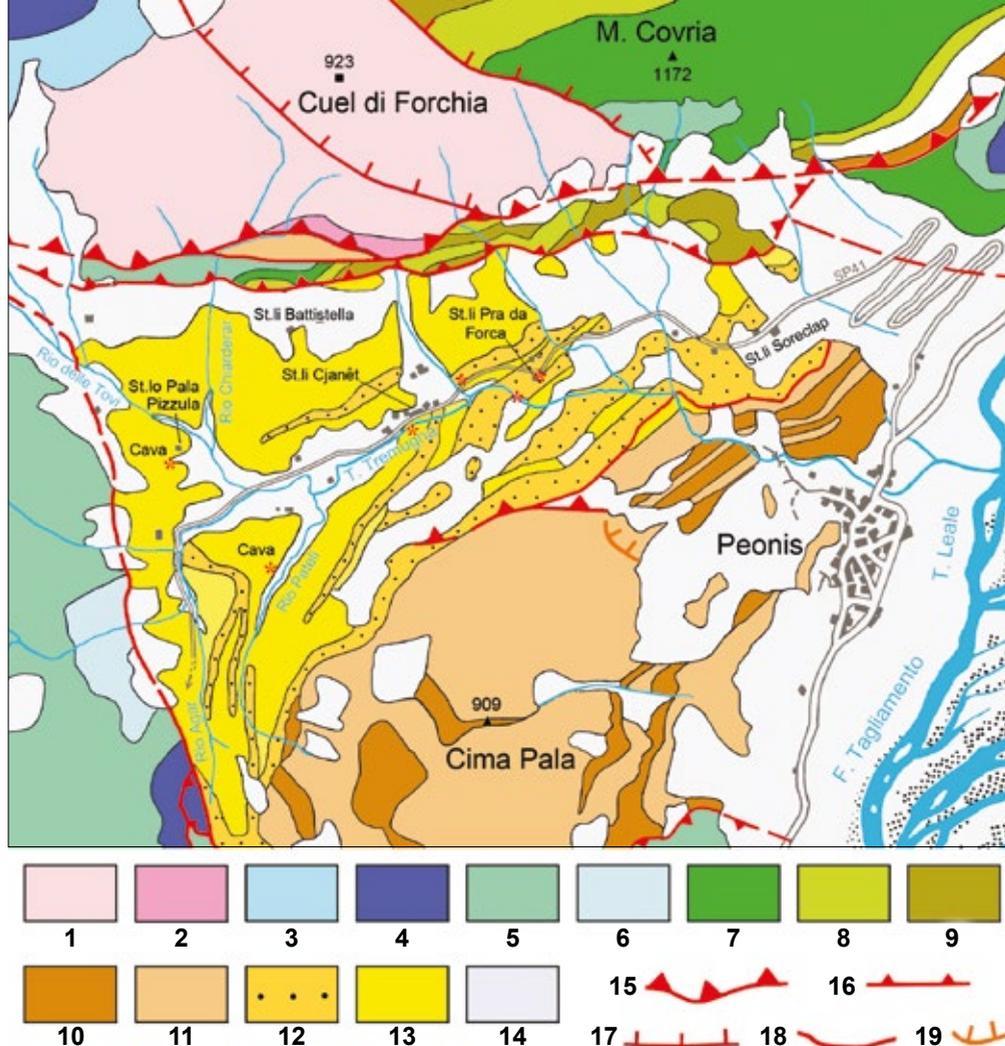


**Fig. 59** - Orma di un grande artiodattilo (la n. 3 della pista nella mappa di Figura 56). Su autorizzazione del MiC - Soprintendenza ABAP del FVG; divieto di ulteriore riproduzione e/o duplicazione con qualsiasi mezzo.

- Fossil footprint of a large artiodactyl mammal (n. 3 in the large artiodactyl trackway in the map of Figure 56).

L'osservazione delle rocce ci permette alcune constatazioni di tipo paleoambientale. Al fondo di uno dei due 'canaletti', sulla prima lamina di sedimento fine, si sono conservate sottili **increspature** trasversali causate dall'antico movimento dell'acqua (Fig. 56). A me non era del tutto chiaro, quando le studiai, se fossero increspature simmetriche (con il lato anteriore lungo ed inclinato come quello posteriore, quindi prodotte da onde) o asimmetriche (con il lato a monte più lungo e meno inclinato del lato a valle) e prodotte da una **corrente**. Una debole corrente mi sembrava più probabile, dato che si trattava evidentemente di un 'canaletto' profondo solo pochi centimetri, sul bordo - esposto all'aria - del quale si erano conservate evidenti strutture di disseccamento del fango (Fig. 56). VENTURINI & DISCENZA (2010), invece, hanno optato per la simmetria e ipotizzato il **vento** come agente produttore delle increspature. Al di sopra della prima lamina di sabbia fangosa si sono depositati altri 30 cm di **depositi fini** in strati sottili, testimonianza del fatto che la zona era diventata una tranquilla area di ristagno di acqua, lontana dal letto principale del corso d'acqua. Al di sopra di questi sedimenti fini ritornarono poi a depositarsi ciottoli, evidenza del ritorno del fiume e delle sue turbolente correnti. Tra questi depositi grossolani si riconosce un corpo sedimentario spesso un paio di metri in cui i ciottoli sono depositati in strati inclinati verso SO (quindi la sedimentazione avanzava da NE verso SO). Quest'ultimo era stato interpretato da DALLA VECCHIA & RUSTIONI (1996) come la barra di progradazione del **delta** di un imissario in un piccolo lago o più probabilmente - sulla base della relativamente bassa inclinazione della stratificazione - come una barra di **meandro** formata dal corso d'acqua nel suo divagare per la piana fluviale. Al tempo - seguendo i testi universitari sui quali si erano formati gli autori (entrambi paleontologi e non sedimentologi) - la seconda era l'interpretazione più probabile ed era già stata suggerita da C. VENTURINI (1992). Secondo VENTURINI & DISCENZA (2010), invece, si tratterebbe di una "microbarra "deltizia" generata dall'avanzamento di un deposito fluviale ghiaioso di piena in una depressione precedentemente occupata da un ristagno d'acqua.". Questa barra sarebbe stata poi erosa dal ritorno in zona di un canale fluviale e la depressione così creata sarebbe stata riempita dalle ghiaie del fiume.

Con i suoi fossili e le strutture sedimentarie, quello del Colle di Osoppo è tra i più importanti siti paleontologici con orme fossili di mammiferi d'Italia.



**Fig. 60** - La geologia della Val Tremugna secondo la *Carta Geologica d'Italia*. Legenda: 1) Dolomia Principale (Triassico sup.), 2) Dolomia Principale, Membro della dolomia del Resàrtico (Triassico sup.), 3) Formazione del Monte Zugna (Giurassico inf.), 4) Calcarea del Vajont (Giurassico medio), 5) Formazione di Fonzaso (Giurassico medio-sup.), 6) Calcari a Ellipsactinie (Giurassico sup.), 7) Maiolica (Giurassico sup. - Cretaceo inf.), 8) Scaglia variegata alpina (Cretaceo inf.-sup.), 9) Scaglia rossa friulana (Cretaceo sup.), 10) Fysch del Grivò, facies arenitico-pelitica (Paleocene sup. - Eocene inf.), 11) Fysch del Grivò con megastrati (Paleocene sup. - Eocene inf.), 12) Arenaria di Preplans, parte con breccie e conglomerati (Miocene inf.), 13) Arenaria di Preplans (Miocene inf.), 14) depositi quaternari (non differenziati), 15) sovrascorrimento maggiore (se tratteggiato è ipotetico), 16) sovrascorrimento minore (*idem*), 17) faglia diretta, 18) faglia (*idem*), 19) orlo di scarpata di frana. Gli asterischi indicano alcuni affioramenti fossiliferi. Basata sul *Foglio 049 Gemona del Friuli* (2013), modificata.

- *Geological map of the Tremugna Valley in the interpretation of the Geological map of Italy. Legend:*  
 1) Dolomia Principale (L. Triassic); 2) Dolomia Principale, Resàrtico Dolostone Member (L. Triassic);  
 3) Monte Zugna Formation (E. Jurassic); 4) Vajont Limestone (M. Jurassic); 5) Fonzaso Formation (M.-L. Jurassic); 6) Ellipsactinia Limestone (L. Jurassic); 7) Maiolica (L. Jurassic- E. Cretaceous);  
 8) Scaglia Variegata Alpina (E.-L. Cretaceous); 9) Scaglia Rossa Friulana (L. Cretaceous); 10) Grivò Fysch, sandstone-pelite facies (L. Paleocene-E. Eocene); 11) Grivò Fysch with megabeds (L. Paleocene-E. Eocene); 12) Preplans Sandstone, part with breccias and conglomerates (E. Miocene); 13) Preplans Sandstone (E. Miocene); 14) Quaternary deposits (undifferentiated); 15) main thrust (hypothetic when dashed); 16) minor thrust (*idem*); 17) normal fault; 18) fault (*idem*); and 19) edge of landslide escarpment. E. = Early; M. = Middle; L. = Late. Asterisks indicate some fossil-bearing outcrops.

## Il geosito "Successione miocenica in Val Tremugna"

Il geosito regionale "Successione miocenica in Val Tremugna" è situato tra i Monti Covria (1160 m), Cima Pala (909 m) e Cuar (1478 m). Si riferisce ad una potente e peculiare successione di rocce sedimentarie del **Miocene inferiore** (circa 20 milioni di anni fa). Questa successione affiora lungo i rii Agar, Delle Tovi e Chiaredar e nell'alta valle del T. Tremugna (o Trimugna, come ancora lo riportava nel 1955 Bruno Martinis), formato dalla loro confluenza (Fig. 60). Si estende nella lunga e stretta piana chiamata localmente *Cjanêt* (canneto, in friulano) per la presenza di un ristagno d'acqua con relativa vegetazione, riportata come "*Chianet*" nella cartografia nazionale e "*Cjanet*" in quella regionale (per uniformare, sarà usato qui il termine Cjanêt). La zona di affioramento si raggiunge attraverso una strada che si dirama dalla S.P. 41, la Trasaghis-Cornino poco prima dell'abitato di Peonis (provenendo da Trasaghis), si inerpica lungo il fianco sud-orientale del M. Covria parallela alla parte inferiore ed impervia della valle, attraversa la piana di Cjanêt passando per Stavoli Cjanêt e continua verso Forgaria e Stavoli Ledrania. La strada è stata costruita dai militari nel 1917 fino a Stavoli Soreclap, allungata al Cjanêt nel secondo dopoguerra e in seguito asfaltata.

In realtà, il perimetro del geosito in SIMONETTO & DALLA VECCHIA (2010; vedi Fig. 2) coincide solo in parte con l'affioramento della successione ed era stato posto in corrispondenza di un colle situato alla terminazione occidentale della piana dove un tempo esisteva una cava di sabbia quarzosa (il saldame o *saldam* in friulano) ancora visibile all'inizio degli anni '80 del secolo scorso ed ora completamente obliterata dalla vegetazione. Questo rilievo - che si trova tra i Rii Pateli ed Agar (secondo le denominazioni della cartografia regionale) sembra corrispondere al "*Cuel di Mièzz*" di FERUGLIO (1925).

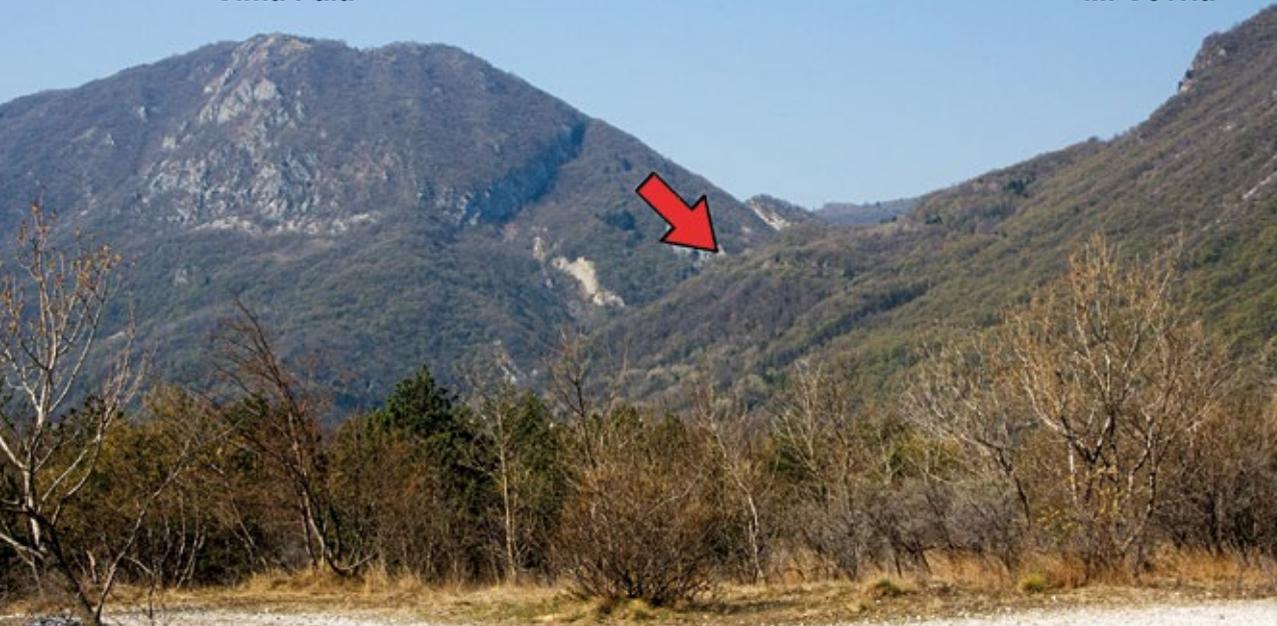
Dal punto di sosta 5 del percorso geoturistico (Fig. 61) non si può vedere il geosito, ma si osserva l'inizio dell'alta valle del Tremugna, sospesa tra i monti Covria e Cima Pala sopra il paese di **Peonis** (Frazione di Trasaghis).

### Geologia

La geologia dell'alta Val Tremugna è complessa e la sua interpretazione è dibattuta come quella del Colle di Osoppo, anche perché gli affioramenti rocciosi sono oggi molto limitati a causa del fitto bosco che ricopre tutta la zona. Nella *Carta Geologica d'Italia* la successione oggetto del geosito è riferita all'**Arenaria di Preplans**, è ritenuta

Cima Pala

M. Covria



**Fig. 61** - L'imbocco dell'alta Val Tremugna (freccia) visto dal punto di sosta 5 del percorso geoturistico.

- The mouth of the upper Tremugna brook valley (arrow) as seen from the stop n. 5 of the geotourist route.

essere spessa circa 450 m e composta nella metà inferiore da conglomerati, arenarie grigio scuro, marne e argille grigio-azzurro o grigio scuro con straterelli e lenti di carbone (lignite) e in quella superiore prevalentemente da arenarie grigio scuro, grigie e ocracee. Soprattutto nella parte nord-orientale dell'alta valle del T. Tremugna (Fig. 60) la porzione inferiore della successione è costituita in gran parte da un corpo di breccia potente almeno 200 m (chiamato in precedenza "**brecce di Peonis**", termine che sarà qui utilizzato per comodità) formato da banchi con clasti di calcari mesozoici chiari di dimensioni molto variabili, matrice marnosa e base erosiva (Fig. 62). Al di sopra di questo potente corpo ruditico, banchi e lenti di breccie diventano via via meno frequenti all'interno di una successione di arenarie, siltiti e argille di colore da grigio-azzurro a nerastro con straterelli di lignite (Figg. 63-64). Nella porzione superiore della successione - prevalentemente arenitica - il colore spesso ocraceo delle arenarie è dovuto all'alterazione di granuli e noduli di pirite presenti al loro interno, ma il colore originario era grigio-azzurro (Fig. 65).

La successione si è depositata in **discordanza** sia al di sopra del *flysch* eocenico (che risale a ca. 55 milioni di anni fa) sia sui calcari giurassici deformati dal primo evento dell'orogenesi alpina (evento Dinarico) e carsificati (la superficie di emersione è marcata dalla presenza di "terra rossa"). Dove giace sul *flysch*, la parte basale sotto le breccie è costituita da 5-20 m di argille con molluschi e foraminiferi bentonici di ambiente salmastro e di arenarie grigiastre e brunastre e/o conglomerati alluvionali. Dove giace sui calcari carsificati, la parte basale è formata da alcuni metri di breccie con clasti dei

**Fig. 62** - Ruditi della parte inferiore dell'Arenaria di Preplans ('brecce di Peonis').  
- Rudstone of the lower part of the Preplans Sandstone (Peonis breccia).



**Fig. 63** - Affioramento di siltiti, marne biancastre (con resti di piante) e conglomerato lungo la strada asfaltata prima degli Stavoli Cjanêt.

- Outcrop of siltstone, whitish marl (with plant remains) and conglomerate along the road before Stavoli Cjanêt locality.





**Fig. 64** - Affioramento di arenarie grigio scuro e grigio-azzurro sulla sponda destra del T. Tremugna nei pressi di Stavoli Cjanêt.

- *Outcrop of dark grey and light blue-grey sandstone in the right bank of the Tremugna Torrent near Stavoli Cjanêt locality.*



**Fig. 65** - Affioramento di arenarie grigio scuro con sottili livelli di carbone nella zona occidentale del Cjanêt (Rio Agar).

- *Outcrop of dark grey sandstone with thin coal horizons in the western part of the Cjanêt basin (Agar Brook).*

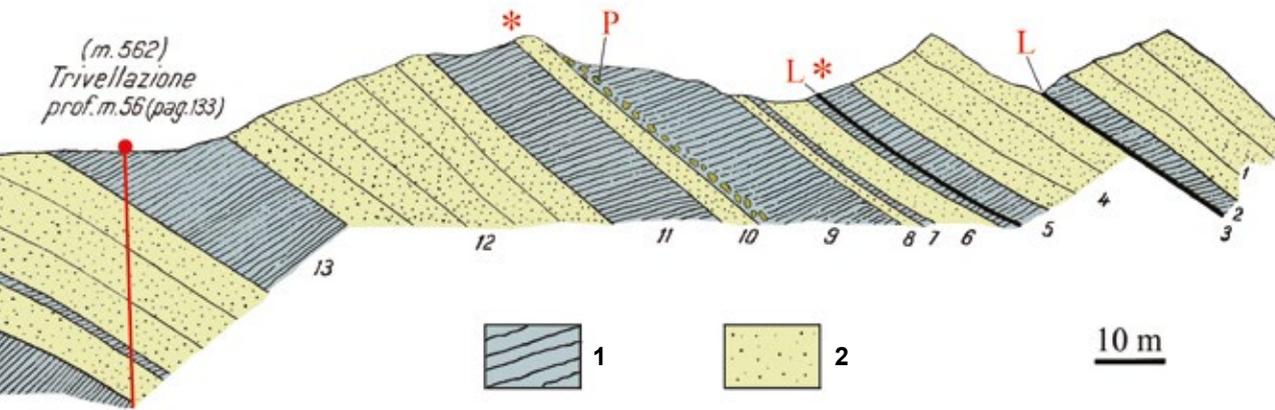
calcari sottostanti seguiti da conglomerati alluvionali e depositi argilloso-arenitici. La sommità dell'Arenaria di Preplans in Val Tremugna corrisponde all'attuale superficie topografica o è tagliata da faglie.

Sempre secondo la *Carta Geologica d'Italia*, la parte inferiore dell'Arenaria di Preplans in Val Tremugna è di origine **alluvionale** (piana deltizia) - soprattutto per quanto riguarda i conglomerati - e di **piana di marea** e **laguna** per i sedimenti più fini. I depositi alluvionali sarebbero stati deposti da due corsi d'acqua con bacini idrografici distinti, cosa dimostrata dalla presenza di strati di conglomerato con diversa litologia e provenienza dei clasti. I conglomerati a nord-est sono composti da frammenti provenienti da un'area emersa costituita da calcari, quelli a sud sono formati da frammenti di *flysch*. Le 'brecce di Peonis' rappresenterebbero potenti **colate detritiche** subaeree provenienti dai rilievi di una vicina area emersa (quindi un deposito simile a quello del conoide di deiezione che abbiamo visto trattando del geosito del T. Vegliato). La parte superiore dell'Arenaria di Preplans è, invece, riferita ad un ambiente francamente marino.

Dal 1915 al 1991 i depositi della Val Tremugna - che in precedenza erano ritenuti miocenici - sono stati considerati oligocenici, come le arenarie che affiorano alla base del Colle di Osoppo. Sandro VENTURINI e Giorgio TUNIS (1991) hanno dimostrato, con il rinvenimento alla base della successione dei gusci fossili del microrganismo marino *Ammonia gr. beccarii*, la loro appartenenza al Neogene e probabilmente al Miocene inferiore. *Ammonia beccarii* è un foraminifero tutt'ora vivente che è comparso all'inizio del Miocene. La *Carta Geologica d'Italia* data la successione all'Aquitano (l'Età più antica del Miocene). La sua deposizione risalirebbe, quindi, al **secondo evento** dell'orogenesi Alpina (evento Insubrico).

Nel secolo scorso la successione dell'alta Val Tremugna è stata studiata dal celebre geologo friulano Egidio FERUGLIO (1925), dall'udinese Bruno MARTINIS (1955), dal francese Michel COUSIN (1963) e, in tempi più recenti, dal romagnolo Massimo SARTI (1979) e dai friulani Sandro VENTURINI e Giorgio TUNIS (1991). Ai tempi di Feruglio non c'era la copertura boschiva che dalla seconda metà del secolo scorso in avanti ha gradualmente coperto la zona (prima i pascoli erano molto più estesi) e le cave erano ancora visibili. Le condizioni per il rilevamento geologico erano, quindi, decisamente migliori di adesso. È interessante confrontare le descrizioni e le interpretazioni di questi autori, tutte in parte diverse tra loro e in parte contrastanti con quelle della *Carta Geologica d'Italia*. Si deve tenere a mente che gli autori di inizio '900 utilizzavano nomi di località e quote che non corrispondono, o lo fanno solo in parte, con quelle della cartografia ufficiale contemporanea ed attuale. I cartografi hanno sempre storpiato o trascritto/tradotto in modo erroneo i nomi attribuiti dagli abitanti del posto nella propria lingua a corsi d'acqua, rilievi e località. Questo ha causato incomprensioni in passato e causa incertezza oggi.

Per **FERUGLIO (1925)** la parte inferiore della successione è costituita da un "potentissimo" banco di breccia calcarea a cemento marnoso verdastro che affiora sulla destra orografica del T. Tremugna "a ridosso del Monte Puèzz" (= Cima Pala) come pure sulla sinistra dove forma "un gradino roccioso che determina la cascata del torrente".



**Fig. 66** - La sezione stratigrafica del piccolo rilievo sulla destra del Rio delle Tovi vicino ai ruderi dello Stavolo Pala Pizzula nella zona occidentale della piana del Cjanêt, che rappresenta la parte stratigraficamente più alta della successione miocenica della Val Tremugna, secondo l'interpretazione di FERUGLIO (1925). Sono riportati i livelli fossiliferi (asterisco), quelli di lignite (L), il livello con noduli di pirite (P) e la perforazione eseguita nel 1920-21. I numeri corrispondono agli intervalli distinti e descritti da FERUGLIO (1925). Legenda: 1) intervalli prevalentemente argillosi, 2) intervalli prevalentemente arenaceo-sabbiosi.

- The stratigraphic section of the hill on the right side of Delle Tovi Brook near the ruins of the Stavolo Pala Pizzula as interpreted by FERUGLIO (1925). It is located in the western part of the Cjanêt basin and represents the uppermost part of the Miocene section of the Tremugna Valley. Fossil-bearing levels (asterisk), lignite seams (L), the level with pyrite nodules (P), and the drilling performed in 1920-21 are reported. The numbers correspond to the intervals described by FERUGLIO (1925). Legend: 1) prevailing clay intervals, 2) prevailing sandstone-sand intervals.

te". In corrispondenza della cascata, sotto il banco di breccia ci sono "marne brune fossilifere...con straterelli lignitiferi" disturbate dalla tettonica, lateralmente alla base delle quali si trovano banchi di arenaria quarzosa biancastra o giallastra con intercalazioni conglomeratiche sottili. Il banco di breccia (interpretato come "un deposito costiero di trasgressione" prodotto dal moto ondoso sulle "scogliere emerse di terreni mesozoici") si chiude a mò di lente verso nord. Sulla sponda destra del T. Tremugna, ad est di "Stavoli Prà di Forca" (= Prà da Forca), affioravano argille grigie o brune fossilifere con un'intercalazione di lignite e arenarie giallastre ricche di conchiglie di molluschi. Sopra le breccie, nella zona tra "stavoli Soreclàp e Cjanêt" e sulla destra del "Rio Falêt" - riportato come "Paletto" nella cartografia ufficiale italiana del 1925 (che, per successivi errori di trascrizione, corrisponde plausibilmente al Rio Pallel della cartografia nazionale attuale e Pateli di quella regionale) - affiorava "un'alternanza di argille lignitifere, di arenarie marnose grigio azzurrognole più o meno compatte, fossilifere, e di breccie a elementi calcarei minuti e a cemento marnoso". Al di sopra di questa "alternanza" lungo la cresta del "Cuel di Mièzz", che si trova sulla sinistra del Rio "Paletto", ci sono grossi banchi di arenaria biancastra con locali sottili intercalazioni di argille talvolta lignitifere. La successione è "continua sino alla parte più elevata stratigraficamente dell'affioramento, estendendosi in superficie sino alla base dell'Altipiano di Prât e della catena del Covria". L'affioramento più occidentale della successione era situato "alla base del piccolo sprone che degrada sulla destra del Rio dei Tôs (= Rio delle Tovi dell'attuale cartografia)...sotto lo stavolo Pala Piccola (oggi

ruderi dello Stavolo Pala Pizzula)" ed era potente circa 70 m (Fig. 66). Era costituito, dal basso verso l'alto stratigrafico, da argilla, "molasse (= arenarie) quarzose grigiastre o giallastre", argilla carboniosa, "molassa marnosa bruno-grigia" fossilifera, argilla "cinereo-biancastra" con grossi noduli di pirite, argilla bruna fossilifera con presenza di carbone, arenaria giallastra, "molassa quarzosa compatta" di colore chiaro, marna bruna con sottili livelli di carbone e al tetto uno strato di carbone con rari noduli di pirite e "molassa quarzosa, a stratificazione mal definita". Feruglio descrive pure la stratigrafia di una perforazione nel sottosuolo - eseguita nel 1920-21 per la ricerca del carbone e profonda 56 m - e in continuità con la sezione esposta (Fig. 66). Nella porzione settentrionale della piana del Cjanêt, sulla sinistra orografica del T. Tremugna, "l'Oligocene" arrivava fino a oltre quota 700, presso "Case Battistella" (oggi Stavoli Battistella [ruderi]).

Per COUSIN (1963) alla base della successione soprastante il *flysch* ci sono 150 m di banchi di conglomerati calcarei ("barres de conglomerats calcaires") con intercalati pochi banchi argillosi. Verso la parte sommitale di questo intervallo si trova - "sous le village de Chianet" - un livello marnoso-arenaceo con molluschi fossili - soprattutto gasteropodi - al di sopra del quale c'è un banco conglomeratico e poi un altro livello marnoso-arenaceo contenente il bivalve "*Pycnodonta brogniarti*". La parte sommitale della successione (spessa 300 m) è costituita da un'alternanza di arenarie giallastre poco cementate con livelli contenenti resti di piante fossili e marne argillose grigiastre con intercalazioni di breccie. Al tetto c'è un banco di lignite.

Quello di SARTI (1979) è un dettagliato studio stratigrafico-sedimentologico della successione in esame. I depositi della Val Tremugna soprastanti il *flysch* (potenti per Sarti 850 m) sono riferiti da questo autore - per la loro peculiarità e per l'ambiente diverso di sedimentazione rispetto alle altre unità cenozoiche friulane pre-Tortoniane, tutte di ambiente francamente marino - ad una formazione distinta: la **Formazione della Val Tremugna**. I banchi di "megabreccie" (potenti 80-120 m e con clasti di dimensioni variabili tra 10 cm e 15 m) per questo autore costituiscono il "**membro inferiore conglomeratico**" della formazione, denominato **Breccie di Peonis** e spesso 300 m. Si tratterebbe di depositi di conoide alluvionale e di versante derivati dallo smantellamento di rilievi in rapido sollevamento (per gli standard geologici). Sotto le breccie ed intercalate ad esse vi sono alternanze poco potenti (8-10 m) di peliti e argille con resti vegetali e lenti di carbone, arenarie con livelli ricchi di bivalvi marini, e conglomerati. Questi depositi rappresenterebbero ambienti lagunari e di palude costiera con intercalati strati di sabbia proveniente dallo smantellamento e rideposizione in laguna delle dune costiere da parte di tempeste marine, e depositi fluviali (dovuti alla rottura degli argini dei canali fluviali che attraversavano la zona). Il "**membro superiore pelitico-quarzarenitico**", potente 550 m, si distingue, alla base, dalle sottostanti Breccie di Peonis per la diminuzione graduale, ma rapida, dei depositi grossolani (ruditici) e la prevalenza di arenarie e peliti con livelli di carbone e orizzonti ricchi di fossili di molluschi. Rappresenterebbe un ambiente di piana deltizia con depositi lagunari (contenenti carbone, resti di piante e conchiglie di molluschi salmastrici), di palude (con lenti e letti di carbone, resti

di piante, radici e paleosuoli), di tempesta (arenarie con molluschi marini), di argine di canale, di tracimazione (arenarie e arenarie ciottolose), di piana di marea, di spiaggia (rare arenarie laminate con laminazione inclinata) e di canale distributore (arenarie - anche con increspature da corrente - e microconglomerati).

La sezione del "Cuel di Mièzz" nella parte occidentale della piana di Cjanêt, potente circa 50 m, rappresenta la parte mediana del "membro superiore pelitico-quarzarenitico", mentre quella del rilievo sulla destra del Rio delle Tovi (menzionata da FERUGLIO, 1925), che è l'affioramento più occidentale della "Formazione della Val Tremugna", è posta anche da Sarti alla sommità della successione.

Per VENTURINI & TUNIS (1991) i primi metri della successione soprastante il *flysch* contengono cristalli di gesso, indicativi di forte evaporazione delle acque e della presenza - in alcuni momenti - di un ambiente tipo *sabkha*, vale a dire una piana costiera posta tra la zona emersa e la piana di marea, ricoperta da un velo d'acqua soggetto a forte evaporazione in un clima caldo e arido. I potenti banchi di breccie soprastanti sono intercalati a livelli arenaceo-siltosi originati da rideposizione gravitativa. Le breccie si sarebbero deposte per un'iniziale sprofondamento dell'area e sarebbero state alimentate dallo smantellamento del suo margine sud-occidentale costituito dalla parte emersa della precedente piattaforma carbonatica mesozoica posta a meridione e forse sollevato da tettonica transtensiva. Sopra l'ultimo banco di breccia questi autori riportano la presenza di siltiti con intercalazioni arenaceo-conglomeratiche contenenti fossili di gasteropodi (*Turritella*), resti di ricci di mare, ostracodi e foraminiferi riferiti ad un ambiente di prodelta (la parte frontale, sommersa e più profonda di un apparato deltizio). La parte soprastante della successione è riferita ad un ambiente di piana deltizia con presenza di episodi sia di iposalinità (con organismi di ambiente salmastro) sia di ipersalinità (cristalli di gesso). Quindi, la successione ambientale è costituita - dal basso verso l'alto stratigrafico - da una piana deltizia con episodi evaporitici alla base, da un ambiente di difficile determinazione - ma comunque subsidente - in cui si sono deposte le megabreccie, seguito da un intervallo di prodelta (quindi marino) ed infine la parte superiore ritorna a rappresentare la sedimentazione in una piana deltizia.

## I fossili

I depositi fini dell'alta Val Tremugna hanno fornito interessanti associazioni di organismi fossili che sono state oggetto di studio a fine '800 ed inizio secolo scorso e necessiterebbero, quindi, di una revisione secondo le moderne metodologie d'indagine scientifica.

La prima segnalazione di fossili in zona (pubblicata nel 1856 in forma di lettera nel settimanale udinese *Annotatore Friulano*) si deve a L. CASTELLI che li raccolse nel 1844 e - secondo STEFANINI (1915) - li lasciò poi all'Istituto Tecnico di Udine. Un elenco di fossili rinvenuti nella piana del Cjanêt dal geologo lombardo Torquato TARAMELLI è presente nella sua opera sulla geologia delle Province Venete (1882) ed è riportato in MARTINIS (1955). L'elenco include bivalvi (*Ostrea cyathula*, *Perna* sp., *Arca (Parallelepipedum) isseli*, *Arca* cfr. *sulcicosta*, *Meretrix (Cardiopsis) incrassata*, *Cyrena cyrenoides*, *Tellina exdubia*, *T. perrandoi*, *Psammobia* aff. *sandbergeri*), gasteropodi

(*Neritina squamulifera*, *Ampullina (Megatylotus) crassatina*, *Turritella archimedis*, *T. turris*, *Melanopsis callosa*, *Cerithium (Tympanotus) labyrinthum*, *C. plicatum*, *Melongenina (?)* sp., *Fasciolaria* cfr. *polygonata*, *Fusus* cfr. *elongatus*, *Volutilithes consanguinea*) ed un riccio di mare (*Schizaster* sp.). Tutte le determinazioni dei molluschi sono oggi obsolete e non si conoscono gli affioramenti di provenienza dei fossili.

Il fiorentino Giuseppe STEFANINI, che aveva visitato i dintorni di Peonis più volte e raccolto i fossili personalmente, nel suo studio pubblicato nel 1915 scriveva: "Le sabbie sono spesso piene di modelli di fossili, specialmente di cerizi: ma la maggior parte dei fossili ben conservati provengono...da uno strato argilloso compatto, bruno, carbonioso, che affiora a sud-est degli Stavoli Sopraclap sul ciglio della cascata del Trimugna". Qui aveva raccolto "*Potamides promargaritaceus*, *Potamides plicatus*, *Ostrea* sp., *Meretrix incrassata* forma *nana*, *Arca (Parallelepipedum) isseli*, *Perna* sp. ind. ecc.". Alcuni fossili raccolti da Achille Tellini, secondo Stefanini, provenivano, invece, dalle arenarie friabili grigio chiaro affioranti lungo due affluenti del T. Tremugna ad est ed ovest degli Stavoli Soreclap e includevano pure tre frammenti ed un esemplare molto deformato di ricci di mare del genere *Schizaster*; queste arenarie corrisponderebbero ad un ambiente di deposizione più francamente marino. Analizzando anche reperti raccolti dai friulani Tellini e Camillo Marinoni, dal Taramelli e quelli di Castelli, lo studioso toscano aggiunse alla lista dei molluschi fossili pubblicata da Taramelli i bivalvi *Cyrena Taramellii* e *C. Tellinii* (specie nuove che denominava nel proprio studio). Una parte degli esemplari è figurata in una tavola presente nella pubblicazione. Secondo Stefanini l'associazione era indicativa del Miocene inferiore (Aquitano) o dell'Oligocene. Optò per l'Oligocene a causa della presenza di forme considerate allora tipiche di questa Epoca e la sua datazione fu accettata per quasi tutto il resto del secolo.

FERUGLIO (1925) fornì la posizione dettagliata degli affioramenti fossiliferi individuati nella piana e riesaminò il contenuto paleontologico sulla base di "materiale in gran parte nuovo e più abbondante" rispetto a quello studiato dallo Stefanini. C'è però discrepanza tra gli affioramenti fossiliferi riportati nella parte geologica della pubblicazione e quelli menzionati nella parte dedicata ai fossili. Il primo affioramento riportato in quest'ultima è situato "in località Soreclap, appena a monte della cascata della Trimugna". Il secondo riguarda le argille lignitifere che affiorano sulla destra orografica del T. Tremugna in località "daur Puèzz". Il terzo è nelle arenarie compatte "azzurrognole, o giallastre per alterazione" presso gli "stavoli Prà di Forca" sul sentiero che costeggia il T. Tremugna circa 400 m a valle degli Stavoli Cjanêt. Questi tre affioramenti erano posti stratigraficamente subito sopra le "breccie di Peonis". Il quarto e quinto affioramento si trovavano nella sezione del "piccolo sprone" situato sulla destra del Rio delle Tovi sotto lo Stavolo Pala Pizzula, nella parte occidentale del Cjanêt, già menzionato a p. 98 (Fig. 66), "in località denominata Falêt". Il quarto affioramento è menzionato come "*Molasse a Cerithium plicatum*" e il quinto come "*argille lignitifere*". Nella descrizione geologica della sezione, il quarto affioramento fossilifero (che corrisponde al numero 10 della Fig. 66) è descritto come uno strato di arenaria marnosa bruno-grigia scarsamente cementata di 1,5-2 m di spessore, contenente i bivalvi *Arca*



**Fig. 67** - Fossili di bivalvi veneridi (*Meretrix*) e cirenidi dell'Arenaria di Preplans della Val Tremugna.

- Fossil venerid (*Meretrix*) and cirenid bivalves from the Preplans Sandstone of the Tremugna Valley.

*sulcicostata*, *Meretrix dubia* (particolarmente abbondante), *Psammobia* cfr. *aquitana* e *Azor proantiquatus*, i gasteropodi *Melanopsis callosa*, *Cerithium labyrinthum*, *C. plicatum* (particolarmente abbondante), *Tritonidea lugensis*, *Murex aquitanicus* e *Raphitoma hispidula*. Il quinto affioramento, situato più in alto nella sezione stratigrafica e corrispondente al numero 5 della Fig. 66, risulta composto da quattro metri di “argilla dura compatta, tenace zeppa di Molluschi, con un interstrato argilloso-lignitifero di 40-50 centimetri” contenente i bivalvi *Ostrea* sp. e *Mytilus* sp. e i gasteropodi *Neritina squamulifera*, *N. crassatina*, *Calyptraea* cfr. *chinensis*, *Cerithium labyrinthum* e *C. plicatus*. Sebbene non sia detto chiaramente in nessuna relazione pubblicata, presso lo Stavolo Pala Pizzula era stata aperta in seguito una cava (forse riutilizzando uno scavo ottocentesco, si veda oltre) in cui si rinvenivano, ancora in tempi relativamente recenti, ostriche e gasteropodi, come si evince in SGOBINO (2011).

C'è poi nello studio del Feruglio una nota a piè di pagina che menziona il ritrovamento di grossi **coproliti** (escrementi fossili) - che il geologo riferisce con dubbio a coccodrilli - alla base delle ‘brecce di Peonis’ in livelli di carbone affioranti a valle della cascata del T. Tremugna e sulla sinistra orografica.

Nella descrizione geologica Feruglio riporta la presenza di un livello di lignite nera spesso 25 cm, dei bivalvi *Meretrix incrassata* e *Cyrena Tellinii* e dei gasteropodi *Cerithium labyrinthum* (molto abbondante), *Turritella Archimedis*, *Neritina squamulifera* e *Melanopsis callosa* nelle argille ed arenarie situate “ai piedi del macigno di breccia” su cui si trova lo stavolo di quota 599 (della tavoletta del 1925) degli *Stavoli Pra da Forca* (quindi alla base della successione nella sua zona orientale di affioramento). Si tratta dell'affioramento 2 o 3 elencato nella parte paleontologica. Più in generale, poi, affermava che argille lignitifere e arenarie marnose grigio azzurrognole fossilifere poste sopra le ‘brecce di Peonis’ affioravano allora tra Stavoli Soreclap e la piana di Cjanêt e sulla destra del Rio “Paletto”.

**Fig. 68** - Fossili di bivalvi - in senso orario *Panopea*, un cardide e un arcide - dell'Arenaria di Preplans presso Stavoli Cjanêt.

- Fossil bivalves - clockwise, *Panopea*, a cardid and an arcid - found in the Preplans Sandstone along the Tremugna Valley near Stavoli Cjanêt locality.



Nell'elenco delle specie identificate nella Val Tremugna (che non corrisponde, però, del tutto alle identificazioni riportate nel testo ed evidentemente incorpora pure le specie identificate da Taramelli e Stefanini) Feruglio includeva anche i bivalvi *Perna* sp., *Ostrea cyathula*, *Modiola* sp., *Arca* (*Parallelepipedum*) *isseli*, cfr. *Cardita arduinoi*, aff. *Cardita Laurae*, *Lucina ornata*, *Loxocardium Pallasianum*, cfr. *Meretrix* (*Pitar*) *porrectus*, *Cyrena cyrenoides*, *Tellina exdubia*, *T. Perrandoi*, *Sanguinolaria kollawaysi* e i gasteropodi *Neverita josephinia*, *Turritella turris*, *Fusus* cfr. *elongatus*, *Melongea* ? sp., *Tudicula* sp., *Voluthilites elevata* e *Conus* sp.

In **COUSIN (1963)** è menzionata la presenza “*sous le village de Chianet*” di un livello marnoso-arenitico con i gasteropodi *Cerithium vivarii* (molto abbondante), *Diastoma costellatum*, *Turritella gradataeformis*, *T. imbricata*, *Natica* (*Ampullina*) *vapincana* e resti di bivalvi (inclusa *Tellina granconensis*). È riportata, inoltre, l'esistenza di un livello ricco del bivalve “*Pycnodonta brognarti*” che è molto fossilifero in un piccolo affioramento lungo il “*Rio Patell*”. Segnala, infine, il ritrovamento di livelli con resti di piante fossili (*Laurus* sp., *Elaeodendron* sp., *Celastrus* sp., *Ficus* sp. e *Quercus* sp.) nelle arenarie friabili della parte superiore della successione.

La pubblicazione di **SARTI (1979)** include una sezione stratigrafica di dettaglio del *Cuel di mièzz* lungo la sponda sinistra del Rio Pallel/Pateli inclusa quella della cava aperta sul fianco della collinetta, ma stranamente non riporta la presenza di fossili in questa che è stata la principale località fossilifera negli anni ‘70 e ‘80 del secolo scorso per i fossili di invertebrati e vertebrati della Val Tremugna conservati nelle collezioni pubbliche. Distingue, invece, tre orizzonti fossiliferi contenenti “*Cerithium*”, “*Ostrea*”, “*Cyrena cyrenoides*” e “*Psammobia*” all'interno della sezione dello Stavolo Pala Pizzula e relativa cava (della quale pubblica una foto).

Non esistono revisioni più recenti di questi fossili e molte determinazioni del secolo scorso sono in contrasto tra loro o non più valide, come si vedrà sotto. Inoltre, le colle-



**Fig. 69** - Conchiglie fossili di gasteropodi lagunari - probabilmente quelli che COUSIN (1963) ha identificato come "*Cerithium vivarii*" e che sono riferibili a *Mesohalina margaritacea* - affioranti presso Stavoli Cjanêt. Sopra, esemplari conservati nella matrice rocciosa; sotto, esemplari isolati per il disfacimento della matrice.

- Fossil shells of lagoonal gastropods - probably those belonging to *Mesohalina margaritacea* that COUSIN (1963) identified as "*Cerithium vivarii*" - found in the Preplans Sandstone near Stavoli Cjanêt locality. Above, specimens preserved inside the rock; below, isolated specimens due to the disintegration of the surrounding rock.

zioni di reperti raccolti negli ultimi decenni del secolo scorso che giacciono nei musei non sono mai state oggetto di studio. Solo i pochi resti di vertebrati sono stati descritti e figurati da DALLA VECCHIA (2008).

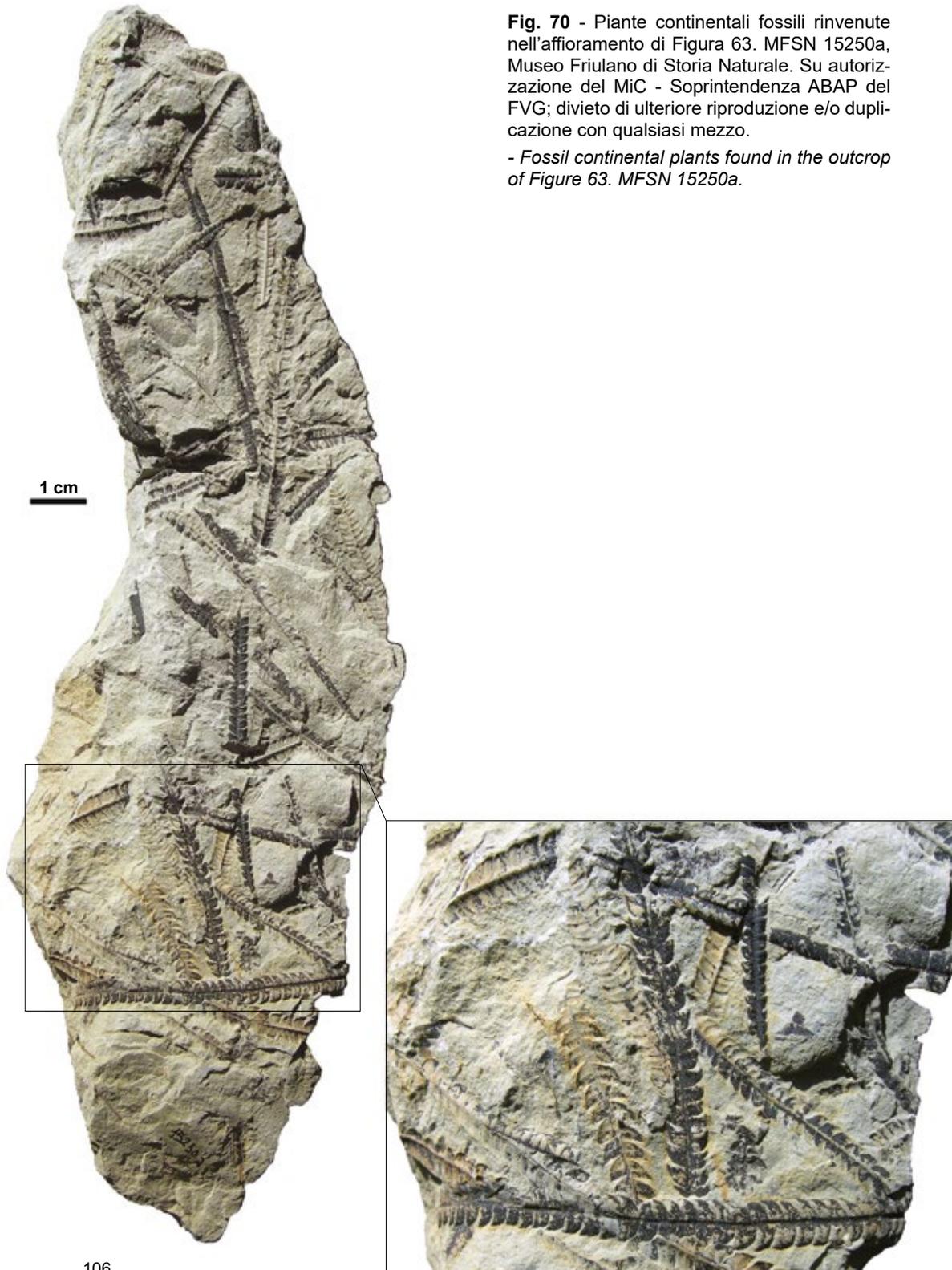
Mettendo insieme i dati forniti dalla letteratura scientifica, nei depositi miocenici dell'alta Val Tremugna i resti degli invertebrati risultano essere abbondanti soprattutto in alcuni livelli all'interno delle arenarie fini e siltiti grigio scuro poco cementate. Si tratta per lo più di **bivalvi** (Figg. 67-68) e **gasteropodi** (il gruppo di molluschi dalla conchiglia spiralata a cui appartengono le chioccioline; Fig. 69). I primi includono i generi *Ostrea* (l'ostrica), *Pycnodonta* (oggi *Pycnodonte*, anch'essa un'ostreide), *Perna*, *Mytilus* (la cozza), *Modiola* (oggi *Modiolus*), *Arca*, *Venericardia*, *Cardita*, *Cardium*, *Meretrix* (Fig. 67), *Cyrena* (oggi *Polymesoda*), *Lucina*, *Tellina*, *Psammobia* (oggi *Gari*), *Sanguinolaria* (ma la specie *S. kollowaysi* risulta inesistente) e *Azor* (oggi *Azorinus*). Nei livelli con influssi decisamente marini sono presenti anche *Panopea* (Fig. 68) e *Barnea*, che non erano mai stati segnalati nella successione. Tra i gasteropodi sono rappresentati i generi *Neritina*, *Ampullina*, *Polinices*, *Natica*, *Calyptrea*, *Turritella*, *Diastoma*, *Melanopsis*, *Cerithium*, *Fusus*, *Tudicola*, *Tritoidea*, *Murex*, *Raphitoma* e *Conus*, ma le attribuzioni sono obsolete e tutte probabilmente da revisionare. Per esempio, la specie *Cerithium vivarii* (Fig. 69) - che per COUSIN (1963) è il gasteropode più abbondante nella successione - è stata recentemente riportata come *Tympanotonos vivarii*, ma la specie del Cjanêt è più probabilmente riferibile a *Mesohalina margaritacea*.

Si tratta in gran parte di molluschi di ambiente dulcicolo-salmastro o comunque marino con elevate variazioni di salinità, ma sono presenti pure forme che oggi si rinvencono in mari a salinità normale.

Vi sono inoltre **ostracodi** e **foraminiferi** poco differenziati. Da notare la rarità di altri invertebrati caratteristici di acque marine a salinità normale come gli echinodermi (a parte la segnalazione di pochi esemplari del riccio di mare *Schizaster* riportata sopra e di resti di echinoidi in un singolo livello da parte di VENTURINI & TUNIS [1991]) e l'assenza, tra i bivalvi, dei Pettinidi che sono molto comuni, invece, nell'Arenaria di Preplans delle Prealpi Carniche pordenonesi.

Sono presenti anche resti di **piante**. Come visto sopra, COUSIN (1963) aveva rinvenuto foglie fossili di salice, alloro, *Elaeodendron*, celastro, fico e quercia (in senso lato) nella parte alta della successione. Di particolare interesse dal punto di vista paleobotanico sono le marne biancastre con sottili livelli di carbone intercalate a strati di siltiti, arenarie fini, calcari marnosi bruno-giallastri e conglomerati che affiorano lungo la strada principale della valle poco prima di arrivare a Stavoli Cjanêt (Fig. 63) e non sono mai state oggetto di studio dettagliato. Sono situate nella parte inferiore della successione e contengono livelli ricchi soprattutto di foglie e pinnule (Fig. 70). Ci sono strati in cui si possono ancora vedere gli steli nerastri carbonizzati delle piante fossilizzati verticali nel sedimento diventato poi roccia. Questi vegetali fossili non sono mai stati oggetto di studio. Straterelli, banchi e lenti di **carbone** (lignite) e pure tronchi carbonificati in cui è ancora possibile identificare gli anelli di crescita del le-

**Fig. 70** - Piante continentali fossili rinvenute nell'affioramento di Figura 63. MFSN 15250a, Museo Friulano di Storia Naturale. Su autorizzazione del MiC - Soprintendenza ABAP del FVG; divieto di ulteriore riproduzione e/o duplicazione con qualsiasi mezzo.  
- Fossil continental plants found in the outcrop of Figure 63. MFSN 15250a.

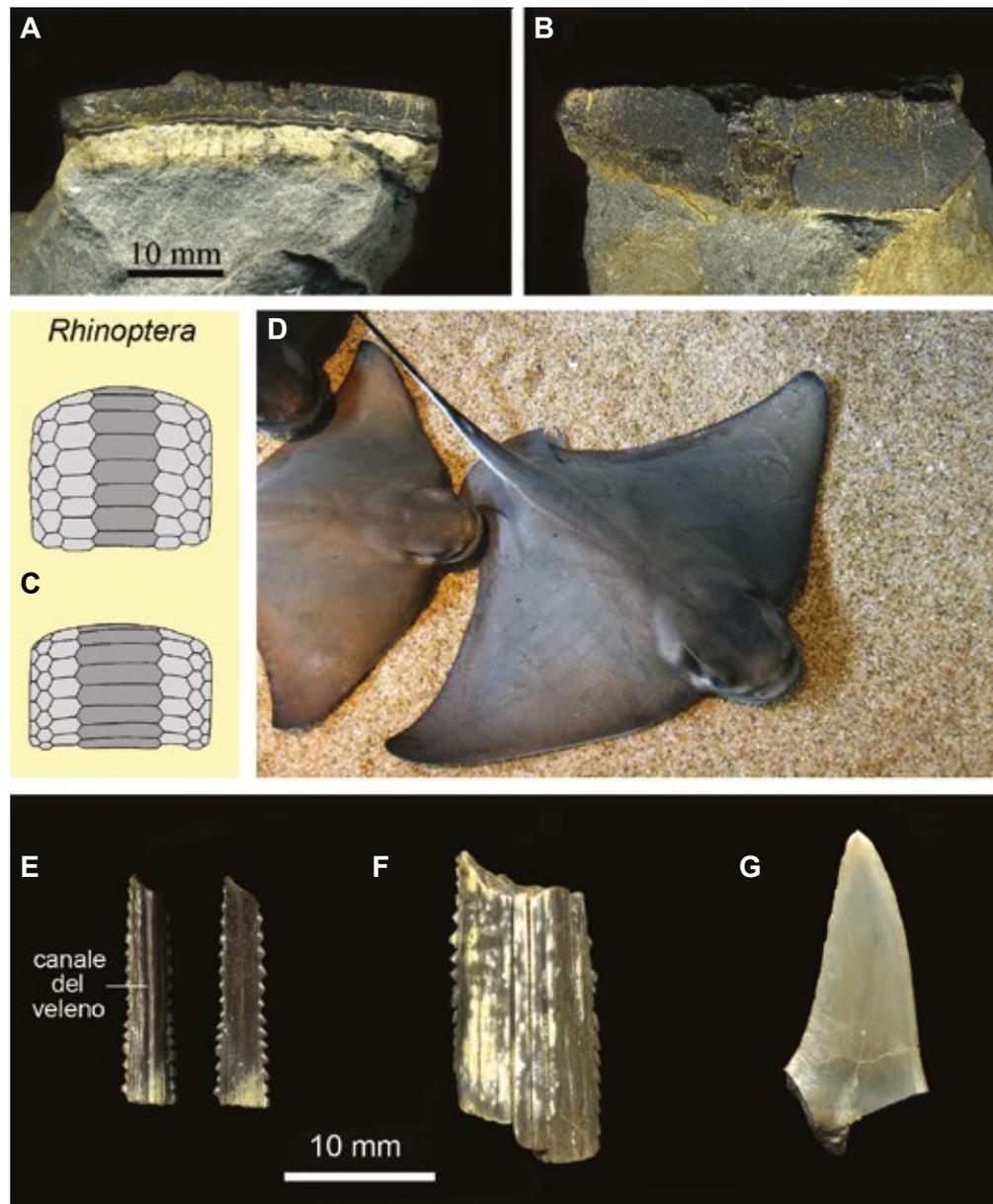


**Fig. 71** - Carbone fossile (lignite) dell'Arenaria di Preplans della Val Tremugna.  
- Coal (lignite) found in the Preplans Sandstone along the Tremugna Valley.

gno (Fig. 71) si rinvencono anche nei depositi fini scuri (sabbie poco cementate, siltiti e marne). Come si vedrà sotto, lenti e strati di carbone sono stati in passato ricercati e sfruttati dal punto di vista estrattivo.

I rari resti di **vertebrati** sono stati rinvenuti nelle cave del Cjanêt probabilmente nei livelli in cui sono comuni i molluschi fossili. Testimoniano l'ittiofauna degli antichi delta e lagune che si estendevano nella zona all'inizio del Miocene.

Un grande dente piatto dal contorno rettangolare (Fig. 72A-B) appartiene ad un gruppo di 'razze' che popola ancor'oggi i mari tropicali, i **Miliobatoidi**, che include l'attuale Aquila di Mare (*Myliobatis*). Il dente proviene dalla parte centrale del caratteristico apparato masticatore di questi pesci che era costituito da due piastre trituranti (una superiore e l'altra inferiore) formate da denti a forma di placca (Fig. 72C). Con questo apparato il pesce schiacciava e frantumava gli invertebrati marini muniti di guscio, teca o carapace di cui si nutriva e che catturava sui fondali sabbiosi e fangosi. I Miliobatoidi hanno un corpo piatto - ampio e romboidale - ed una lunga e sottile coda che ricorda una frusta (Fig. 72D). La coda porta alla base una lunga spina seghettata utilizzata a scopo difensivo. La spina è attraversata da un canale collegato a ghiandole velenifere e serve ad iniettare il veleno in caso di aggressione. I resti fossili di queste spine - possedute pure dai dasiatidi, 'razze' miliobatoidi che vivono



**Fig. 72** - Resti di vertebrati dell'Arenaria di Preplans della Val Tremugna. A-B) dente di 'razza' mliobatoide (MFSN 17417), C) piastre dentarie superiore ed inferiore di un mliobatoide (*Rhinoptera*), D) un mliobatoide vivente (*Myliobatis*), E-F) spine caudali di 'razza' mliobatoide (MFSN 31878-31880), G) dente di squalo lamniforme (MFSN 31879). Le foto dei fossili sono pubblicate su autorizzazione del MiC - Soprintendenza ABAP del FVG; divieto di ulteriore riproduzione e/o duplicazione con qualsiasi mezzo.

- *Remains of vertebrates from the Preplans Sandstone of the Tremugna Valley. A-B) tooth of a mliobatoide eagle ray (MFSN 17417); C) upper and lower tooth plates of a mliobatoide eagle ray (Rhinoptera); D) a living eagle ray (Myliobatis); E-F) caudal stings of eagle ray or stingray (MFSN 31878-31880); G) lamniform shark tooth (MFSN 31879).*

anche in acque salmastre e dolci - sono stati trovati nei depositi miocenici della Val Tremugna (Fig. 72E-F).

I mliobatoidi sono imparentati con gli squali (sono entrambi pesci cartilaginei o Condritti) che in Val Tremugna sono testimoniati da un dente acuminato di uno **squalo lamniforme** (Fig. 72G), forse riferibile ai generi *Isurus*, *Odontaspis* o *Lamna*.

Non sono stati ancora rinvenuti in Val Tremugna resti di rettili, uccelli e mammiferi. I grossi **coproliti** segnalati da FERUGLIO (1925) e ipoteticamente attribuiti a coccodrilli, purtroppo, non sono stati né figurati né descritti e non si sa dove siano finiti.

### Il carbone.

Come noto, il carbone è un combustibile fossile derivato dalla trasformazione di materia organica di origine vegetale accumulata e sepolta nei sedimenti. Esso assume un nome diverso a seconda dello stato di trasformazione della sostanza organica a causa di pressione e temperatura (torba, lignite, antracite e litantrace). Quello della zona in esame è stato identificato come **lignite**, un carbone con tenore di umidità relativamente elevato, in genere utilizzato per la produzione di energia elettrica.

Le informazioni sulla ricerca ed estrazione del carbone nell'alta Val Tremugna sono frammentarie e talvolta ambigue. Secondo Camillo MARINONI (1881) l'inizio dello sfruttamento risaliva al **1839** da parte di una società che estraeva lignite anche dal colle di San Rocco ad Osoppo. Insieme al carbone era cavata e sfruttata pure la pirite. I lavori durarono fino al **1847** e furono interrotti l'anno successivo per lo scioglimento della società, anche a causa dei "*torbidi politici*" di quell'anno. Nel **1868** gli scavi furono ripresi da un'altra compagnia in altri affioramenti, ma nel giro di un paio di anni, a causa dell'incapacità dei direttori dei lavori e per la mancanza di mezzi, anche questa fallì e le cave furono abbandonate. Secondo FERUGLIO (1925) gli "*assaggi*" erano stati eseguiti nella parte occidentale della piana di Cjanêt (al "*poggio quotato 571*") e sulla sinistra del T. Tremugna subito sotto la cascata all'imbocco dell'alta valle (dove affiorano le arenarie e peliti sottostanti alle "breccie di Peonis").

COSSA & TARAMELLI (1867) menzionavano la presenza nei dintorni di Peonis di un "*banco principale ed altri secondari di lignite, frequente alternati con letti di Ostree, dello spessore talora di quasi due metri. Il massimo banco di lignite ha la potenza di m 1.50*". TARAMELLI (1877) rilevava la buona qualità della lignite - che definiva "*Gajetto*" - ma sottolineava la dubbia economicità dello sfruttamento. Il **gajetto** o gagàte è un tipo di lignite nera e dura utilizzato in gioielleria tanto da essere chiamato "*ambra nera*" (Fig. 71). Lo stesso autore nel 1881 scriveva: "*Il più ricco giacimento [di lignite in Friuli] a mio avviso è quello di Peonis, il quale affiora in due punti: lungo la salita al Chianet e nella parte a nord-ovest di questo bacino*".

Per Camillo MARINONI (1889), al "*Chianet, nella valle del torr. Tremigna*" si trovava marcassite (solfuro di ferro), pirite (solfuro di ferro), melanterite (solfato eptaidrato di ferro), ematite (ossido di ferro), limonite (ossido idrato di ferro) e lignite, però le cave di quest'ultima al tempo erano abbandonate, come abbiamo visto. Le ligniti sotto la cascata - ci informa FERUGLIO (1925) - tornarono ad essere sfruttate durante la Prima

guerra mondiale, quando fu realizzato il tracciato dell'attuale strada che sale dalla S.P. 41 al Cjanêt.

Nel **1920-21** gli ingegneri F. Degano e C. Fachini di Udine fecero degli "assaggi" per il rinvenimento e lo sfruttamento di livelli lignitiferi, soprattutto nella parte occidentale di affioramento dei depositi "oligocenici". Secondo FERUGLIO, eseguirono una "perforazione" (quello che tecnicamente oggi si chiama carotaggio) "alla base del piccolo sprone che degrada sulla destra del Rio dei Tôs (= Rio delle Tovi)...sotto lo stovolo Pala Piccola (= ruderi dello Stovolo Pala Pizzula)" a quota 562 (misurata col barometro aneroidale nel 1925). La "perforazione" (si veda Fig. 66) incontrò, a circa 20 m di profondità dal piano di campagna, uno strato di lignite di 30 cm di spessore e a 56 m un livello potente 150 cm (spessore che MARTINIS [1955] ha corretto in 110 cm considerando l'inclinazione - circa 40° con immersione a nord-ovest - degli strati attraversati dal sondaggio). Argilla con straterelli lignitiferi fu intercettata anche in due livelli a 32,25-32,75 m e 35,25-35,70 m dal piano di campagna. FERUGLIO riteneva - sulla base dell'immersione e direzione della stratificazione - che il livello lignitifero più spesso fosse quello che affiorava alla base del "poggio quotato 571, dove effettivamente è stato oggetto un tempo di ricerca industriale" (è quello oggetto di "saggio" nel 1847 e 1868). Questo "poggio", per quando affermato da Feruglio, era apparentemente situato più ad oriente dello "sprone che degrada sulla destra del Rio dei Tôs", ma per MARTINIS (1955) essi sembrano coincidere. Degano e Fachini avevano scavato una trincea profonda più di due metri sul versante NNE del "poggio" incontrando in prossimità della superficie "un banco di m 1,50 di lignite lucida, picea, stratificata, con intercalazioni di straterelli e lenti, spessi sino a qualche decimetro, di marna cinereo-scuro carboniosa. I filaretti lignitici, grossi da pochi centimetri sino a 1 o 2 decimetri, con macchie e screziature gialle e biancastre per concrezioni e sfioriture di limonite e melanterite dovute all'alterazione di noduli marcassitici [sic]". Un secondo strato di carbone "con due interstrati marnosi" era poi presente un metro più in profondità. Un altro "assaggio" era stato eseguito nel fianco orientale del colle, trovando una successione simile con strati lignitiferi potenti fino a mezzo metro.

Negli "strati affioranti nello sprone verso monte" rispetto al punto di esecuzione della "perforazione" effettuata "sotto lo stovolo Pala Piccola", potenti circa 70 metri e in apparenza stratigraficamente soprastanti a quelli "perforati" (Fig. 66), FERUGLIO rilevava altri due intervalli lignitiferi, che dal basso verso l'alto erano costituiti da: 1) quattro metri di argilla bruna compatta e fossilifera con un interstrato argilloso lignitifero di 40-50 cm di spessore e 2) tre metri di arenaria bruna friabile con lenti centimetriche di lignite e alla base un "filaretto" di lignite di 20-30 cm di spessore (Fig. 66). SGOBINO (2011) riporta che nella cava di sabbia aperta presso "gli Stavoli di Pala Pizula" - apparentemente ancora visibile alla fine del secolo scorso - c'era una "lente di lignite", oltre a "noduli metallici, in gran parte solfuri di ferro".

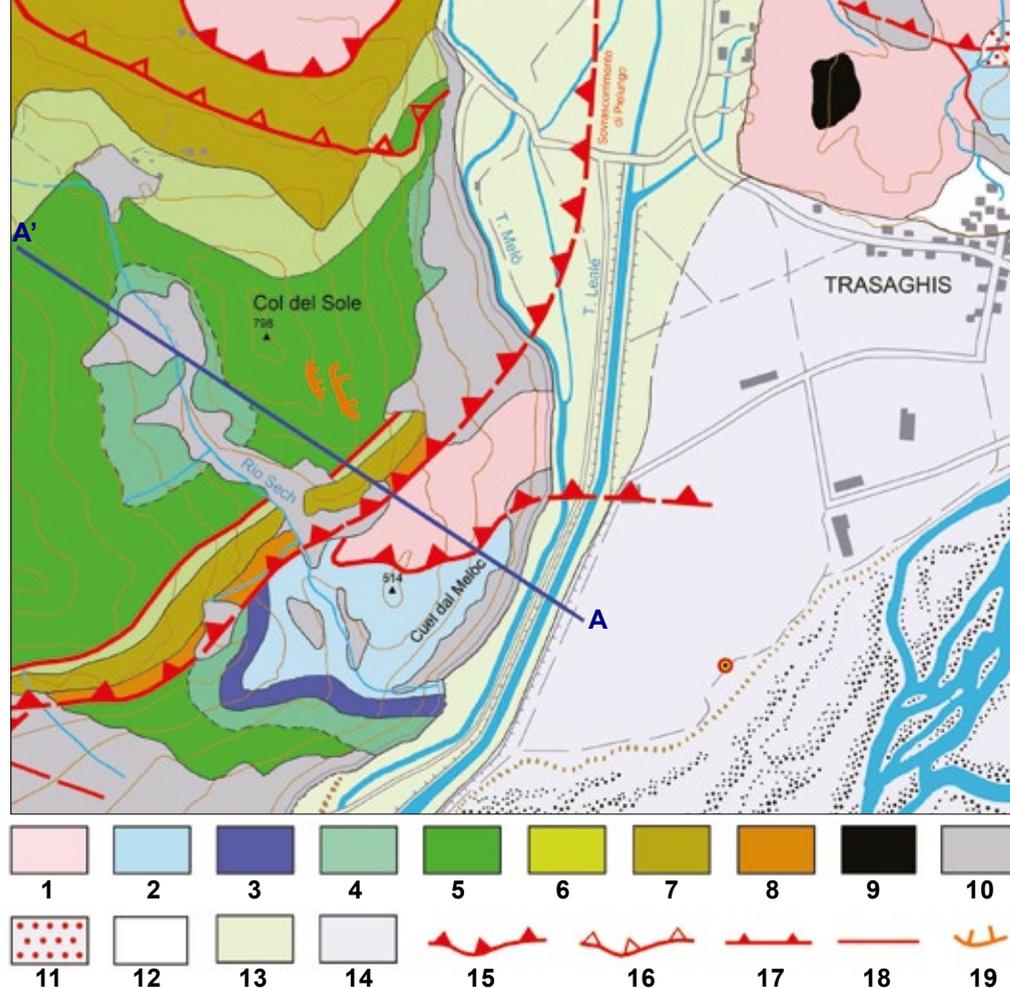
FERUGLIO (1925) oltre ai livelli lignitiferi presenti sotto le 'breccie di Peonis' presso la cascata, già citati sopra e che probabilmente corrispondono all'affioramento menzionato da TARAMELLI nel 1881, segnalava la presenza del carbone pure in altre zone: 1) a

est di Stavoli Prà da Forca (a quota 580 della tavoletta del 1925) dove c'era una sottile intercalazione di lignite nelle argille cineree o brune; 2) poco lontano da quest'ultimo affioramento, ai piedi del "macigno" di breccia su cui si trovava lo stovolo di quota 599 (della tavoletta del 1925) degli Stavoli Prà da Forca dove era stato scoperto, durante uno scavo eseguito per la ricerca di combustibile, uno strato di lignite di 25 cm di spessore; 3) praticamente lungo tutto il lato destro orografico del T. Tremugna da Stavoli Soreclap al Rio Pateli/Patell in cui affioravano argille lignitifere; 4) più ad occidente, nella parte alta della successione, dove "letti argillosi...lignitiferi" si trovavano alla base del "poggio quotato 575" e si estendevano lungo la cresta del Cuel di mièzz alla sinistra del Rio Pateli/Patell (la zona della cava di sabbia già citata sopra per il suo contenuto fossilifero).

FERUGLIO (1929) descriveva la lignite del Cjanêt - che considerava nel complesso di **buona qualità**, ma ridotta dalla presenza di solfuro di ferro - come "nera, compatta, a frattura concoide e lucente, del tipo delle ligniti picee: brucia con fiamma lunga e fuliginosa, con odore di bitume, decrepitando per presenza di solfuro di ferro". Continuava poi informando che "il tenore in carbonio fisso varia fra il 24 e il 53%; quello delle ceneri fra il 3 e il 26%" e che il potere calorifico era "in media di 4500 calorie". Concludeva dicendo che, per la loro limitata estensione e spessore, le "intercalazioni lignitiche...difficilmente potranno essere oggetto d'industria mineraria, salvo forse in circostanze di commercio eccezionali". Rilevava, invece, la buona qualità delle arenarie silicee, poco cementate e composte da silice fino a oltre il 98%, che "rendono il giacimento meritevole d'attenzione da parte di chi ne volesse trarre partito per qualche industria". Evidentemente il suo consiglio è stato in seguito preso in considerazione, anche se non se ne trova documentazione in letteratura.

Ancora nel 1963 COUSIN segnalava la presenza di un banco di lignite spesso 70 cm alla sommità dei banchi di arenaria della parte superiore della successione, quindi nella parte occidentale della piana di Cjanêt.

Oggi nessun livello lignitifero risulta esposto. Nella monografia di 478 pagine dedicata a Peonis e pubblicata nel 2011 dal Comune di Trasaghis non si fa praticamente nessun riferimento all'attività estrattiva nel Cjanêt.



**Fig. 73** - La geologia del Cuel dal Melòc-Col del Sole. Legenda: 1) Dolomia Principale (Triassico sup.), 2) Formazione del Monte Zugna (Giurassico inf.), 3) Calcarea del Vajont (Giurassico medio), 4) Formazione di Fonzaio (Giurassico medio-sup.), 5) Maiolica (Giurassico sup.-Cretaceo inf.), 6) Scaglia variegata alpina (Cretaceo inf.-sup.), 7) Scaglia rossa friulana (Cretaceo sup.), 8) *Flysch* del Grivò, facies arenitico-pelitica (Paleocene sup.-Eocene inf.), 9) sintema di Spilimbergo, morena (Pleistocene sup.), 10) detrito di versante (Pleistocene sup.-Attuale), 11) deposito di frana (Pleistocene sup.-Attuale), 12) depositi di origine mista (alluvionale e di versante; Pleistocene sup. - Attuale), 13) depositi alluvionali e fluvioglaciali della Val del Lago e dei torrenti Melò e Leale (Pleistocene sup.-Attuale), 14) depositi recenti del Tagliamento (Olocene), 15) sovrascorrimento maggiore (se tratteggiato è ipotetico), 16) faglia inversa (*idem*), 17) sovrascorrimento minore (*idem*), 18) faglia (*idem*), 19) orlo di scarpata di frana. La linea A-A' corrisponde alla sezione geologica. Il circoletto indica la posizione del punto di sosta 6. Basata sulla *Carta Geologica d'Italia, Foglio 049 Gemona del Friuli* (2013), modificata.

- Geological map of the mounts Cuel dal Melòc and Col del Sole. Legend: 1) Dolomia Principale (L. Triassic); 2) Monte Zugna Formation (E. Jurassic); 3) Vajont Limestone (M. Jurassic); 4) Fonzaio Formation (M.-L. Jurassic); 5) Maiolica (L. Jurassic - E. Cretaceous); 6) Scaglia Variegata Alpina (E.-L. Cretaceous); 7) Scaglia Rossa Friulana (L. Cretaceous); 8) Grivò *Flysch*, sandstone-pelite facies (L. Paleocene-E. Eocene); 9) Spilimbergo Synthem, moraine (L. Pleistocene); 10) slope debris (L. Pleistocene-Present); 11) landslides (L. Pleistocene-Present); 12) deposits of mixed origin (slope debris and alluvial; L. Pleistocene-Present); 13) alluvial and fluvioglacial deposits of the Del Lago Valley and Melò and Leale torrents (L. Pleistocene-Present); 14) recent deposits of the Tagliamento River (Holocene); 15) main thrust (hypothetic when dashed); 16) reverse fault (*idem*); 17) minor thrust (*idem*); 18) fault (*idem*); and 19) edge of landslide escarpment. E. = Early; M. = Middle; L. = Late. The A-A' line corresponds to the geological section. The circle indicates the position of the stop n. 6 of the geotourist route.

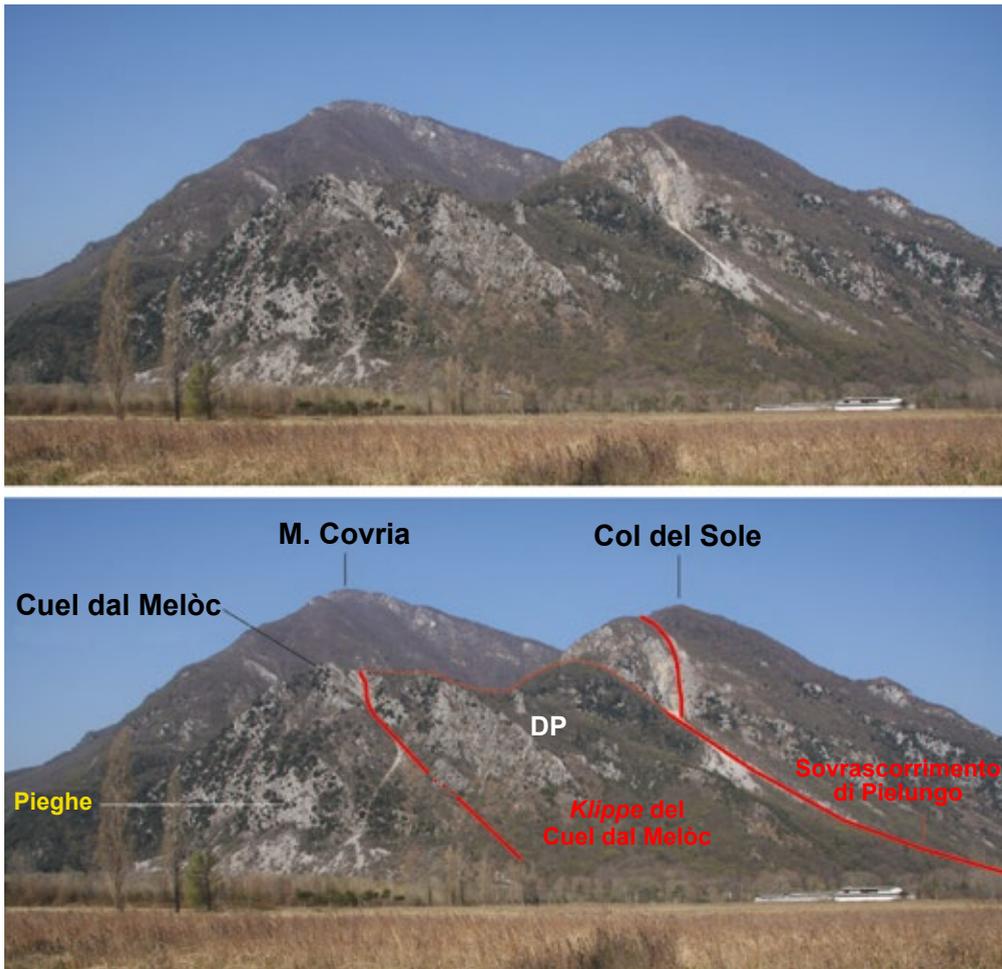
## Il Cuel dal Melòc e la Val del Lago

Dal geosito “*Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento*” si ha pure una vista panoramica ravvicinata del margine meridionale delle Prealpi Carniche, dal M. Brancò a Cima Pala ed oltre, attraverso lo sbocco della Val del Lago, il Cuel dal Melòc, il Col del Sole e il M. Covria. Si tratta di una zona in cui è spettacolarmente evidente la deformazione e frantumazione della parte superficiale della crosta terrestre operata dal movimento delle zolle tettoniche. Si osservano alcune grandi strutture nelle masse rocciose: pieghe, faglie e sovrascorrimenti (Figg. 73-74), tra le quali sono facilmente individuabili anche da lontano le **pieghe** nella stratificazione del Cuel dal Melòc (Fig. 75). Questo rilievo di modesta altezza situato proprio al margine meridionale della catena montuosa è costituito da rocce dell’Era mesozoica: dolomie triassiche, calcari giurassici e giurassico-cretacei (Fig. 73).

La struttura tettonica della zona Monte Covria - Col del Sole - Cuel dal Melòc - Monte Broili è stata oggetto di interpretazioni diverse. Qui (Figg. 73 e 76) e nel pannello del percorso geo-turistico è riportata quella della *Carta Geologica d'Italia* (2013), ma PONTON (2007) ne ha fornita una in parte diversa. Le differenze riguardano aspetti concettualmente complicati, cose per ‘specialisti’ e difficili da spiegare in modo comprensibile a tutti, quindi in queste pagine non si entrerà in dettaglio sull’argomento.

La zona in esame ha risentito delle differenti **spinte e deformazioni** verificatesi durante i tre eventi di innalzamento della catena montuosa alpina in Friuli di cui si è trattato a pp. 17-20. Nel Cuel dal Melòc una ‘scaglia’ (chiamata tecnicamente con il nome tedesco di *Klippe*) di Dolomia Principale (triassica) è **sovrascorsa** sulle rocce della più recente Formazione del M. Zugna (giurassica), invertendo la normale successione stratigrafica. I calcari ben stratificati della Formazione del M. Zugna sono stati **intensamente piegati** dalle spinte che hanno interessato il corpo roccioso. Le pieghe degli strati rocciosi sono facilmente identificabili anche dall’osservatore che non ha specifiche conoscenze geologiche e testimoniano l’entità delle forze in gioco, capaci di piegare la dura roccia (Fig. 75).

Tra il Cuel del Melòc e il Col del Sole passa una grande faglia, il **Sovrascorrimento di Pielungo**, che è in relazione con una grande piega anticlinale della stratificazione (Figg. 73-74 e 76); entrambi si sono originati durante la prima fase dell’evento Nealpino. Un’anticlinale è una piega convessa della stratificazione rocciosa in cui gli strati più antichi si trovano nel nucleo (la parte centrale interna della piega). Il blocco a nord-ovest del sovrascorrimento (quello con il Col del Sole) ha sormontato il blocco di sud-est (quello con il Cuel dal Melòc; Fig. 76). In superficie il sovrascor-



**Fig. 74** - Il Cuel dal Melòc, Il Col del Sole e il M. Covria con le principali faglie (linee rosse) che li interessano. Nel *klippe* del Cuel dal Melòc, la Dolomia Principale (DP, più antica) è sovrascorsa sui calcari della Formazione del Monte Zugna.

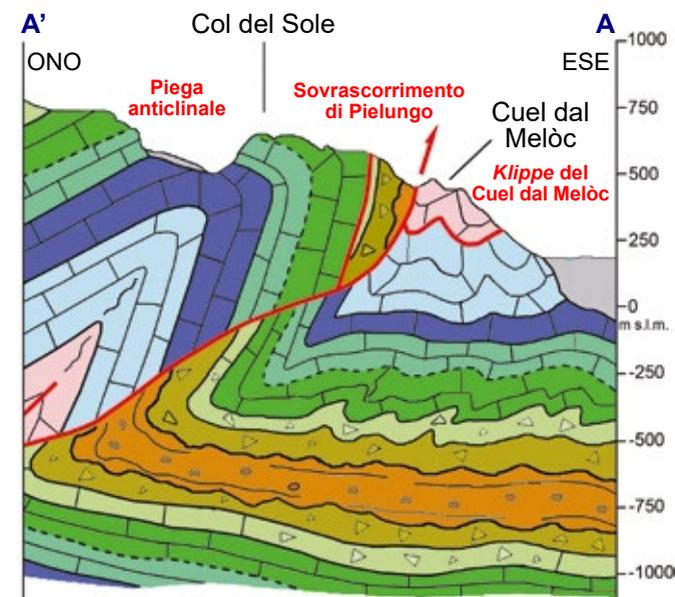
- *Mts. Cuel dal Melòc, Col del Sole and Covria with the main faults crossing them (red lines). The klippe of the Cuel dal Melòc is a 'scale' of Dolomia Principale (DP, older) that overthrusts the limestones of the Monte Zugna Formation (younger).*

rimonto mette a contatto le rocce mesozoiche con il *flysch* eocenico. Questa grande faglia era stata interpretata in precedenza come un segmento dell'importante linea tettonica Barcis - Staro Selo che, come dice il nome, si riteneva estendersi dal Friuli occidentale alla Slovenia lungo la parte meridionale delle Prealpi Carniche. Tuttavia, la continuità della linea tettonica Barcis - Staro Selo non è riconosciuta dalla *Carta Geologica d'Italia* (2013). Immediatamente a monte del Sovrascorrimento di Pielungo, sul fianco meridionale del Col del Sole, è presente una faglia verticale tra la Maiolica e la Scaglia variegata alpina, che si riconosce perché intorno al piano di faglia, dove la roccia è 'macinata' dal movimento, non cresce la vegetazione, i



**Fig. 75** - Particolare della stratificazione convoluta dei calcari della Formazione del Monte Zugna, una caratteristica del fianco meridionale del Cuel dal Melòc dovuta alle compressioni che hanno portato all'innalzamento di questa porzione delle Prealpi Carniche.

- *Detail of the convoluted bedding of the limestone of the Monte Zugna Formation, which is a characteristic of the southern flank of the Mt. Cuel dal Melòc. Convolution is a consequence of the tectonic compression which lead to the rise of this portion of the Carnian Prealps.*



**Fig. 76** - Sezione geologica del settore delle Prealpi Carniche di fronte al punto di sosta n. 6, corrispondente alla linea A-A' nella Figura 73. Sono evidenti le grandi pieghe e i sovrascorrimenti. Basata sulla *Carta Geologica d'Italia, Foglio 049 Gemona del Friuli* (2013), modificata.

- *Geological section of the portion of the Carnian Prealps in front of the stop n. 6, corresponding to the line A-A' in the Figure 73. The anticlinal fold and the thrusts are evident.*



**Fig. 77** - La Val del Lago vista dal punto di sosta 6 del percorso geoturistico.  
- The Del Lago Valley as seen from the stop n. 6 of the geotourist route.

calcari, chiari, sono esposti e sono presenti accumuli di detrito di recente formazione (Figg. 73-74 e 76).

Dal punto di sosta 6 si spazia con la vista pure sulla terminazione meridionale della **Val del Lago** (Fig. 77) - la vallata oggi occupata in parte dal Lago di Cavazzo o dei Tre Comuni - in cui passava fino al Pleistocene medio (774.000-129.000 anni fa) il **paleo-Tagliamento** congiungendosi proprio in questa zona al paleo-Fella (che scorreva nel tratto percorso oggi dal Tagliamento ad est del M. San Simeone). Il fiume passava allora per la Val del Lago perchè una **barriera** nella zona di Amaro tra il M. Amariana e i Monti Festa-San Simeone ne bloccava il corso. In seguito, durante le glaciazioni del Pleistocene, la barriera fu **esarata** dal ghiacciaio del Tagliamento e il fiume cambiò percorso. Il **Lago di Cavazzo** si è formato dopo il ritiro del ghiacciaio (19.000 anni fa).

## English Summary

*Geology is important in the area of the Comunità di montagna del Gemonese (Artegna, Montenars, Gemona del Friuli, Trasaghis, Bordano and Venzona municipalities). That area was the hardest hit by **1976** earthquakes.*

*Here several geosites of regional to national importance have been identified. Four of them can be panoramically seen from the central geosite “The braided riverbed of the middle reaches of the Tagliamento River”. They are named: “The landslide of Braulins”, “The alluvial fan of the Vegliato Torrent”, “The Osoppo Hill” and “The Miocene succession of the Tremugna Valley”. Also the southern margin of the Carnic Prealps with the mounts Cuel dal Melòc and Col del Sole can be seen from the central geosite.*

*A **geotourist route** has been established within the geosite “The braided riverbed of the middle reaches of the Tagliamento River”, with the identification of six panoramic stops from which the geosites listed above can be appreciated.*

*The oldest rocks in the area under examination are **220-200 million years old** (Late Triassic). At that time the landscape was flat, without reliefs and the zone of the present day Carnian and Julian Prealps was a **shallow and warm tropical sea** with the deposition of carbonate sediments, like the present day Bahamas Banks. A deep marine basin existed to the north, which extended to the south during the Jurassic Period.*

*Later, the collision between the Afro-Arabian and Eurasian continents led to the rise of the **Alpine mountain chain**. This occurred with three main events. The **first event** reached its peak 55 million years ago. The earth crust was compressed and reliefs started to arise from the sea. Around **40 million years ago** (Late Eocene) the Friuli region was emergent. The **second** event began ca. **25 million years ago** and lasted up to 14 million years ago, with a different direction of the compression. The mountains started to rise again to the north, while the sea returned to cover the area of the present day Southern Carnian Prealps. However, the main uplift of the mountains occurred during the first phase of the **third** event (14-5.5 million years ago). The second phase is still ongoing.*

*About 5.96 million years ago the Gibraltar Strait closed, the Mediterranean Sea remained isolated and substantially dried up. This event is named **Messinian Salinity Crisis**. The valleys of the alpine rivers (including the Tagliamento River) were carved by the erosion and settled their present courses during this event. At the beginning of the Pliocene (5.33 million years ago) the Mediterranean Basin was totally filled up again with marine waters.*

Starting from around 1 million years ago, the cold climate produced a **glacial tongue** to flow from the upper valley of the Tagliamento River into the Friulian plain, retreating into the mountains when the climate was less rigid. The glacial exaration **modeled** the landscape of the mountains and Upper Friulian plain. The deposits (moraines) of the oldest expansions of the glacial tongue are rare because the last expansion, occurred during the Last Glacial Maximum (ca. 30,000-19,000 years ago), reworked most of them. The majority of the morainic and fluvio-glacial deposits that are visible today can be referred to the last expansion of the glacier and its withdrawal. The youngest deposits in the area are the recent gravel of the Tagliamento River; slope debris and landslide accumulations, which have been deposited after the last glacier withdrawal.

The **Tagliamento River** is the main stream of the Friuli Venezia Giulia Region. It is 178 km long and has a ca. 2870 km<sup>2</sup> wide drainage basin. The river originates in the Mt. Crìdola massif near the Mauria Pass and flows into the Adriatic Sea near Lignano. Its **upper reaches** are from the source to Carnia village; there the stream is torrential, with a relatively narrow bed and a turbulent flow. The Fella River flows into the Tagliamento at Carnia. From Carnia to Latisana are the **middle reaches** (ca. 80 km long) of the Tagliamento. Here the stream assumes a **braided** morphology with a very wide (one to two kilometers) and gravelly riverbed. It comes out of the mountains near Gemona del Friuli and begins its course in the Upper Friulian Plain after the Pinzano gorge. In the upper part of its middle reaches, water flows mostly inside its deep alluvial bed and re-emerges during floodings. The water reappears downstream of the Delizia Bridge and the stream regains a surface flow in correspondence of the belt of the resurgences near Varmo. From Latisana to the mouth are its **lower reaches**, where the stream becomes a single and meandering channel.

The Tagliamento River is the **only** river in the entire Alpine chain to preserve its original braided morphology and one of the few in Europe to still show a limited anthropogenic alteration.

The regional geosite “**The braided riverbed of the middle reaches of the Tagliamento River**” includes a segment of the middle reaches crossing the territory of Trasaghis and Osoppo. Here the wide riverbed (nearly one kilometers in width) is characterized by a **complex fluvial network** with shallow channels, gravel bars and low islands. The riverbed is made of gravel coming from Carnia, Canal del Ferro and Val Canale regions.

The Tagliamento River has been draining the Alps and Prealps at least since **Late Miocene** times (ca. 7 million years ago). During the Ice Ages, as mentioned before, it formed a **glacial tongue** expanding into the plain and building a **morainic amphitheater**. The outwash spillways of the tongue formed the central part of the **Friulian plain** with their sediments. The Tagliamento River changed its course several times. Up to Middle Pleistocene times it flew west of the Mt. San Simeone (now, it flows east of it); before the last maximum advance of the glacial tongue (i.e., before ca. **26.500** years ago), it flew through the area now occupied by the morainic amphitheater.

Most of the Tagliamento riverbed is made of **grey** and **whitish limestone** and dolostone cobbles, but several other kinds of rock are represented, transported from the Carnic and Julian Alps and Prealps by the streams. They include **dark limestone**, whitish **stromatolithic** dolostone, dark **laminated** dolostone, **vuggy** dolostone and limestone, reddish **nodular** limestone, **chert** and limestone with chert, red and red-violet **sandstone**, quartz **conglomerate**, green **tuffite**, acid **volcanoclastic** rock, wine-red **ignimbrite**, and **basalt**.

The geosite “**The landslide of Braulins**” concerns a landslide that fell from Mt. Brancòt due to a seismic shock occurred on **11<sup>th</sup> May 1976**. It was taken as the “geological symbol” of all of the more than 10,000 landslides caused by the 1976 earthquakes in Friuli and - in a broad sense - of the seismic events of that year.

The huge boulders rolled along the steep slope, overcame the existing rock-fall barriers to defend the town of Braulins and continued their run at the foot of the mountain, destroying some houses and damaging others. The landslide had a volume of **25,000 m<sup>3</sup>** and affected an area of ca. **33,000 m<sup>2</sup>**. The largest boulder had a volume of **230 m<sup>3</sup>**, dimensions of 6.5 x 6 x 6 m and traveled 33 m in the fields at the base of the slope. The collapsed portion had been affected by the **Tagliamento glacier** during the Pleistocene Epoch and was made unstable by its retreat ca. **19,000 years ago**. The earthquake had caused the collapse of a portion of the mountain that was already unstable. Today, the landslide body has been **reforested** and the detachment niche is barely identifiable. At the foot of the landslide, an impressive barrier was built to **protect** the town.

**Mt. Brancòt** is mainly made up of rocks from the **Mesozoic** Era. However, the SE portion of the mountain is formed by a variety of much more recent rocks spanning the Miocene-Present interval. The fallen portion belongs to the **slope breccias** of the palaeo-Brancòt mount dated to the **Middle Pleistocene** (774,000-129,000 years ago), which interfinger with the fluvial conglomerates of the palaeo-Fella River, at the time joining the palaeo-Tagliamento River near Trasaghis.

The geosite “**The alluvial fan of the Vegliato Torrent**” concerns the large fan of rocky debris on which most of the town of Gemona del Friuli stands. An **alluvial fan** is an accumulation of coarse sediment (mainly gravel and cobbles) formed by a torrential stream (here the Vegliato Torrent). It is formed at the exit of the stream from the mountains (here the Julian Prealps), developing in the part of the plain in front of the reliefs or in the valley of the river to which the torrent flows (here the Osoppo Plain and the Tagliamento River valley).

This alluvial fan has its apex near Foredor Pass located between **Mt. Chiampòn** (1709 m) and **Mt. Cuarnàn** (1372 m). It has exceptional dimensions: a maximum width of **3.6 km** and a length of over 2 km. It reaches 530 m above the present plain surface; another 30 m lie buried under the recent deposits of the Tagliamento River. Its volume is **2.5-3 billion m<sup>3</sup>**. It is an oversized accumulation compared to the reduced length, flow rate and drainage basin of the Vegliato Torrent. Its anomalous size is mainly due

to the presence of a large fault, the **Gemona-Kobarid thrust**, which passes through the Foredor Pass producing a huge amount of debris that fed the fan. To these materials added those produced by landslides triggered by earthquakes. The accumulation was largely formed **after** the withdrawal of the **Tagliamento glacier**, which as mentioned above was present in the area for the last time between 30,000 and 19,000 years ago. However, the presence of its deposits buried by the sediments of the Tagliamento River suggests that a fan was already present previously.

The accumulation of sediment in the fan occurs on occasion of particularly abundant rains that originate **debris flows** capable of transporting even large blocks suspended inside. The accumulation obstructed the stream bed, causing it to wander. It was the wandering of the stream that created that large fan-shaped structure. The alluvial fan is today largely **stabilized** by human activity. Now, the Vegliato Torrent flows channeled and dammed at the north end of the fan. The last debris flow dates back to June **1987**.

The **Osoppo Hill** rises from the Osoppo Plain and is NNE-SSW elongated as the nearby Carantan and San Rocco Hills. It is the remnant of a larger relief that was repeatedly eroded by the Tagliamento glacier during the colder phases of the Pleistocene Epoch. The base of the hill is made up of marine deposits (yellowish sandstone with mollusks and plant remains) dated to the **Miocene** (ca 20 or 7.5 million year ago, according to the different datings). Above these rocks there are a few metres of fine marine sediment with fossil mollusks (the 'Osoppo siltstones') that some authors date to the **Early Pliocene** (ca. 4 million years ago), while other authors refer to the end of the **Miocene Epoch** (ca. 5.5 million years ago). Above these marine sediments, there is a thick conglomerate body (the **Osoppo Conglomerate**) which is 110 m thick and forms most of the hill. It originated from the deposition of three distinct **fan deltas** prograding into the sea (according to some authors, they filled a big lake instead) coming from NW, NNE and E. According to these directions, the corresponding streams could be the palaeo-Tagliamento River (flowing through the Del Lago Valley at the time), the palaeo-Fella River (flowing east of the Mt. San Simeone at the time) and a stream that flowed down from the Julian Prealps. The top of the hill is made up of conglomerate with intercalations of finer sediments, which are the deposits of a braided stream. They represent the local filling of the basin by the prograding deltas. The age of the Osoppo Conglomerate is supposed to be just slightly younger than that of the 'Osoppo siltstones'.

In the SE corner of the hill, the top conglomerates preserve the **fossil tracks** of the mammals that populated the region at the time. There are three parallel trackways made by small extinct **equids** with tridactyl (three-toed) feet belonging to the hipparionine group, a trackway with tridactyl footprints probably impressed by a small **rhino**, and a trackway made of two-toed footprints produced by a large artiodactyl (a **bovid** or a **cervid**). These animals moved with a moderate speed to NE. While the three 'small horses' probably crossed the area together, the other animals crossed it in different moments, and the **rhino** did it after the large artiodactyl.

The geosite "**The Miocene succession of the Tremugna Valley**" is located among the Mts Covria, Cima Pala and Cuar. It is a thick and peculiar succession of sedimentary rocks **Early Miocene** in age (ca. 20 million years ago). From the stop n. 5, the mouth of the upper Tremugna Brook valley can be seen, hanging between the Mts Covria and Cima Pala above the town of **Peonis**. The ca. 450-m-thick succession belongs to the **Preplans Sandstone**. The lower half of this formation is made of conglomerate, dark grey sandstone, marl and clay with coal lenses and pyrite nodules. The upper half is composed of dark grey and ochre sandstone. In the NE part of the valley, the lower portion of the succession is partly made of a breccia body at least 200-m-thick (known also as '**Peonis breccia**') that is composed of light coloured limestone fragments of variable size.

The succession deposited above the Eocene **flysch** (ca. 55 million years old) and the Jurassic limestones deformed by the first event of the Alpine orogeny (Dinaric event). According to the Geological Map of Italy, the coarser deposits of the lower portion of the Preplans Sandstone along the Tremugna valley is of **alluvial** origin (delta plain), while the finer deposits represent **tidal flat** and **lagoon** environments. The alluvial sediments were deposited by two streams with distinct drainage basins. The breccia accumulation represents the deposits of **debris flows** coming from the reliefs of a close emergent area. The upper portion of the Preplans Sandstone deposited in a **marine** environment.

The succession is also renowned for its richness in **fossils**. Mollusks of brackish environment (as the bivalves *Meretrix*, *Polymesoda* and *Gari*) and the gastropods *Mesohalina* and *Melanopsis*) are locally abundant, mainly in the deltaic and lagoon deposits. Also continental **plant remains** (leaves and carbonified logs) have been found. Much rarer are fish remains, represented by teeth and poison spines of **eagle rays** or **stingrays** and **shark** teeth. In the past, **coal** seams have been exploited for commercial purposes (mining).

From the geosite "The braided riverbed of the middle reaches of the Tagliamento River", you enjoy a close panoramic view of the southern margin of the Carnic Prealps, from Mt. Brancò to Mt. Cima Pala, through the mouth of the Del Lago Valley, the Mt. Cuel dal Melòc and Mt. Covria. This area is an example of the strong deformation that affected the Prealps during their raising. It is spectacularly affected by tectonics (folds, faults and thrusts). Particularly evident are the **folds** in the bedding of the Mt. **Cuel dal Melòc**, which is made of Mesozoic rocks (Triassic dolostone, and Jurassic and Jurassic-Cretaceous limestone). Here, a '**scale**' made of Dolomia Principale **overthrusted** the younger M. Zugna Formation. The **Pielungo Thrust**, which is related to a large anticline fold, passes between the Mts Cuel del Melòc and Col del Sole. The block located NW of the thrust overthrusted the SE block (containing the Mt. Cuel dal Melòc). This can be seen from the stop n. 6 of the geotourist route.

From this stop you can see also the **Del Lago Valley** (the valley of the Cavazzo Lake) where the **palaeo-Tagliamento** River flowed up to Middle Pleistocene times, joining the

*palaeo-Fella River (which flowed east of the Mt. San Simeone in the present riverbed of the Tagliamento) near Trasaghis. The Tagliamento River flowed through the Del Lago Valley because a **barrier** existed at the time between the Mts Amariana and Festa-San Simeone. During a Middle Pleistocene glaciation, the barrier was **eroded** by the Tagliamento glacier and the river changed its way. The **Cavazzo Lake** originated after the end of the Last Glacial Maximum (ca. 19,000 years ago).*

## Fonti citate

- AA. VV. (2011) - *Peonis*. Comune di Trasaghis - Centro di Documentazione sul Territorio e la Cultura Locale, pp. 478.
- BACHE F., POPESCU S.-M., RABINEAU M., GORINI C., SUC J.-P., *et al.* (2012) - A two-step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. *Basin Research*, 24: 125-153.
- BERNOR R. L., KAYA F., KAAKINEN A., SAARINEN J. & FORTELIUS M. (2021) - Old world hipparion evolution, biogeography, climatology and ecology. *Earth-Science Reviews*, 221: 103784.
- BERTINI A. & MARTINETTO E. (2016) - La flora del Neogene dell'Italia peninsulare e della Sicilia. In: KUSTATSCHER E., ROGHI G., BERTINI A. & MIOLA A. (a cura), *La storia delle piante fossili in Italia*. Seconda Edizione, pp. 248-279, Pubblicazione del Museo di Scienze Naturali dell'Alto Adige n. 9, Bolzano/Bozen.
- BIANUCCI P. & PERNO G. (1976) - *Adesso anche gli uomini piangono. Il Friuli dopo due terremoti*. SEI, pp. 120, Torino.
- CARULLI G.B. (2000) - 4.2.4. - Il fronte esterno di deformazione: la sezione delle Prealpi Giulie. In: CARULLI G.B. (a cura), *Guida alle escursioni. 80° Riunione Estiva della Società Geologica Italiana*, p. 122, E.U.T., Trieste.
- CASTELLI L. (1856) - Escursioni sui monti del Friuli. *Annotatore Friulano*, 4: 311.
- COCCOLO A. & SGOBINO F. (1997) - Le colate detritiche quali effetti indiretti del terremoto: l'evento del 9 giugno 1987 nel torrente Vegliato (Gemona del Friuli). In: ZANFERRARI A. & CROSILLA F. (a cura), "La scienza e i terremoti. Analisi e prospettive dall'esperienza del Friuli 1976 - 1996". Atti Convegno, Udine 14-15 novembre 1996, pp. 69-74, Ed. Forum, Udine.
- COSSA & TARAMELLI T. (1867) - Sui combustibili fossili del Friuli. *Annali del Regio Istituto Tecnico di Udine*, I: 65-78.
- COUSIN M. (1963) - Contribution a l'étude géologique des Préalpes Carniques Orientales (Alpes Méridionales, pro. de Udine, Italie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, s. 7, 5: 809-820.
- CUCCHI F., DISCENZA K. & VENTURINI C. (2010) - Frana di Braulins. In: CUCCHI F., FINOCCHIARO F. & MUSCIO G. (a cura), *Geositi del Friuli Venezia Giulia* (Prima ristampa), Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici - Servizio Geologico, pp. 216-217.
- CUCCHI F., FINOCCHIARO F. & MUSCIO G. (a cura) (2010) - *Geositi del Friuli Venezia Giulia*. Prima ristampa. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici - Servizio Geologico, pp. 383.

- DALLA VECCHIA F. M. (2008) - *Vertebrati fossili del Friuli. 450 milioni di anni di evoluzione*. Pubblicazioni del Museo Friulano di Storia Naturale, n. 50, pp. 303.
- DALLA VECCHIA F.M. & RUSTIONI M. (1996) - Mammalian trackways in the Conglomerato di Osoppo (Udine, NE Italy) and their contribution to its age determination. *Memorie di Scienze Geologiche*, 48: 221-232.
- FANTONI R., CATELLANI D., MERLINI S., ROGLEDI S. & VENTURINI S. (2002) - La registrazione degli eventi deformativi cenozoici dell'avampaese Veneto-Friulano. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 57: 301-313.
- FERUGLIO E. (1925) - *Le Prealpi fra l'Isonzo e l'Arzino*. Estratto dal *Bollettino dell'Associazione Agraria Friulana*, 7(39-40), pp. 305, 14 tavv.
- FERUGLIO E. (1929) - *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie Foglio Udine*. Ministero dei Lavori Pubblici, Ufficio Idrografico del R. Magistrato alle Acque - Sezione Geologica, pp. 77.
- FINOCCHIARO F. (2010) - Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento. In: CUCCHI F., FINOCCHIARO F. & MUSCIO G. (a cura), *Geositi del Friuli Venezia Giulia* (Prima ristampa), Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici - Servizio Geologico, pp. 264-265.
- FINOCCHIARO F. & FIGUS B. (2010) - Conoide di deiezione del T. Vegliato. In: CUCCHI F., FINOCCHIARO F. & MUSCIO G. (a cura), *Geositi del Friuli Venezia Giulia* (Prima ristampa), Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici - Servizio Geologico, pp. 234-235.
- FINOCCHIARO F. & STOPPA M. (2017) - Flysch e frane sottomarine. Proposte per una didattica sul terreno nel Cividalese. *Quaderni CIRD*, 14: 338-382.
- GHIELMI M., MINERVINI M., NINI C., ROGLEDI S. & ROSSI M. (2013) - Late Miocene and Middle Pleistocene sequences in the Po Plain and Northern Adriatic Sea (Italy): The stratigraphic record of modification phases affecting a complex foreland basin. *Marine and Petroleum Geology*, 42: 50-81.
- GORTANI M. (1959) - Carta della glaciazione würmiana in Friuli. *Atti dell'Accademia delle Scienze dell'Istituto di Bologna, Classe di Scienze Fisiche - Rendiconti*, 11 (6): 3-11.
- GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G., SGATTONI G. & VALENSISE G. (2018) - *CFTI5Med, Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a.C.-1997) e nell'area Mediterranea (760 a.C.-1500)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <http://storing.ingv.it/cfti/cfti5/>.
- MARINONI C. (1881) - Sui minerali del Friuli. In: *Annuario Statistico per la Provincia di Udine. Anno terzo*. Accademia Udinese di Lettere, Scienze ed Arti, pp. 82-197.
- MARINONI C. (1889) - Sui minerali del Friuli e sulle industrie relative. In: *Annuario Statistico per la Provincia di Udine. Anno quarto*. Accademia Udinese di Lettere, Scienze ed Arti, pp. 20-84.
- MARTINIS B. (1955) - *L'Oligocene Friulano*. Atti I Convegno Friulano di Scienze Naturali, Museo Friulano di Storia Naturale, pp. 336-395.
- MONEGATO G. (2006) - Le successioni continentali conglomeratiche messiniano-pleistoceniche nel bacino del Fiume Tagliamento. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, Università degli Studi di Padova, 160 pp.
- MONEGATO G. (2013) - 7. - Successione continentale Pliocenico-Quaternaria. In: ZANFERRARI A., MASETTI D., MONEGATO G. & POLI M.E. (a cura) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 049 Gemona del Friuli*. APAT- Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici. Pp.126-160.
- MONEGATO G., ZANFERRARI A. & GLIOZZI L. (2006) - Stratigrafia, sedimentologia ed età dei depositi del Colle di Osoppo. In: AAVV., *Escursione in Friuli del 16 giugno. Guida alle escursioni, Giornate di Paleontologia, Trieste 2006, Società Paleontologica Italiana*, pp. 71-80, Università degli Studi di Trieste.
- MONEGATO G., STEFANI C. & ZANFERRARI A. (2013) - 6. - Successione miocenica In: ZANFERRARI A., MASETTI D., MONEGATO G. & POLI M.E. (a cura) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 049 Gemona del Friuli*. APAT- Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici. Pp. 117-126.
- MULIONI S. (1517) - *Chronicon Glemonense scriptu An. 1517* [ab An. 1300 usque An. 1517] copiata da V. Joppi dal vol. 44 del can. G. D. Guerra. Edita in Udine 1877.
- PONTON M. (2007) - Un area polideformata nelle Prealpi Carniche: il Monte Broili e il Cuel dal Melòc. *Gortania - Atti del Museo Friulano di Storia Naturale*, 28: 7-18.
- QUERINI R. (1977) - Frane provocate dal terremoto del 1976 nel Friuli. *Atti dell'Accademia di Scienze, Lettere ed Arti di Udine*, 1976-78, serie VIII, IV: 1-46.
- SARTI M. (1979) - Il Paleogene della Val Tremugna. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 98 (1): 87-108.
- SGOBINO F. (2011) - La Geologia. In: Aa. Vv., *Peonis*. Comune di Trasaghis - Centro di Documentazione sul Territorio e la Cultura Locale, pp. 15-22.
- SIMONETTO L. & DALLA VECCHIA F. M. (2010) - Successione miocenica in Val Tremugna. In: CUCCHI F., FINOCCHIARO F. & MUSCIO G. (a cura), *Geositi del Friuli Venezia Giulia* (Prima ristampa), Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici - Servizio Geologico, pp. 218-219.
- SLEJKO D. (2018) - What science remains of the 1976 Friuli earthquake? *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 59 (4): 327-350.
- STEFANINI G. (1915) - Sulla presenza dell'Oligocene in Friuli e sulle mutazioni del "*Potamides margaritaceus*" Br. *Atti dell'Accademia di Scienze Veneto-Trentino-Istria*, VIII: 68-96.
- TARAMELLI T. (1877) - Catalogo ragionato delle rocce del Friuli. *Memorie della Reale Accademia dei Lincei*, s. III, 1-2 (1874): 511-609.
- TARAMELLI T. (1881) - *Spiegazione della carta geologica del Friuli (provincia di Udine)*. Ed. Fusi, Pavia, pp. 187.
- TARAMELLI T. (1882) - Geologia delle Province Venete. *Memorie della Reale Accademia dei Lincei*, s. III, 13: 303-536.
- VENTURINI C. (1992) - Il Conglomerato di Osoppo. *Gortania. Atti del Museo Friulano di Storia Naturale*, 13: 31-49.
- VENTURINI C. & DISCENZA K. (2010) - Stratigrafia e paleoidrografia del Friuli centrale (Prealpi Carniche): Miocene superiore-Pliocene inferiore. *Gortania. Geologia, Paleontologia, Paleontologia*, 31: 31-52.

- VENTURINI C. & MUSCIO G. (2010) - Il Colle di Osoppo. In: CUCCHI F., FINOCCHIARO F. & MUSCIO G. (a cura), *Geositi del Friuli Venezia Giulia* (Prima ristampa), Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici - Servizio Geologico, pp. 261-263.
- VENTURINI S. & TUNIS G. (1991) - Segnalazione di depositi miocenici nella Val Tremugna e presso Osoppo (Friuli). *Atti Ticinesi di Scienze della Terra*, 34: 39-42.
- VIAGGI M. & VENTURINI S. (1996) - Dati biostratigrafici preliminari sui depositi salmastrodulcicoli neogenici delle Prealpi veneto-friulane (Italia nord-orientale). *Natura Nasco-sta*, 12: 32-33.
- ZANFERRARI A., MASETTI D., MONEGATO G. & POLI M.E. (a cura) (2013) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 049 Gemona del Friuli*. APAT- Agenzia per la protezione dell' ambiente e per i servizi tecnici. Pp. 262 e relativa Carta geologica.

### Sitografia

- [https://www.regione.fvg.it/rafv/export/sites/default/RAFVG/ambiente-territorio/geologia/FOGLIA02/allegati/Foglio\\_049\\_GEMONA.pdf](https://www.regione.fvg.it/rafv/export/sites/default/RAFVG/ambiente-territorio/geologia/FOGLIA02/allegati/Foglio_049_GEMONA.pdf).
- [https://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/note\\_illustrative/49\\_Gemona%20\\_del\\_Friuli.pdf](https://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/note_illustrative/49_Gemona%20_del_Friuli.pdf).
- [https://www.academia.edu/47725096/Foglio\\_geologico\\_049\\_Gemona\\_del\\_Friuli\\_e\\_Note\\_illustrative\\_Carta\\_geologica\\_d'Italia\\_alla\\_scala\\_1\\_50\\_000](https://www.academia.edu/47725096/Foglio_geologico_049_Gemona_del_Friuli_e_Note_illustrative_Carta_geologica_d'Italia_alla_scala_1_50_000).
- [https://www.researchgate.net/publication/264238328\\_Foglio\\_geologico\\_049\\_Gemona\\_del\\_Friuli\\_e\\_Note\\_illustrative\\_Carta\\_geologica\\_d'Italia\\_alla\\_scala\\_150000](https://www.researchgate.net/publication/264238328_Foglio_geologico_049_Gemona_del_Friuli_e_Note_illustrative_Carta_geologica_d'Italia_alla_scala_150000).

## Indice

<b>Introduzione</b> .....	5
<b>Alcune nozioni utili alla comprensione dei geositi</b> .....	11
Il tempo geologico .....	11
Le rocce .....	12
<b>Breve storia geologica del Friuli con particolare riguardo al Gemonese</b> .....	15
<b>Geologia dell'area in esame</b> .....	27
<b>Il geosito "Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento"</b> .....	39
La storia del Fiume Tagliamento .....	41
I ciottoli del Tagliamento .....	45
<b>Il geosito "Frana di Braulins" e il Monte Brancòt</b> .....	65
<b>Il geosito "Conoide di deiezione del Torrente Vegliato"</b> .....	73
<b>Il geosito "Colle di Osoppo"</b> .....	79
La geologia .....	79
Le orme fossili .....	85
<b>Il geosito "Successione miocenica in Val Tremugna"</b> .....	93
La geologia .....	93
I fossili .....	100
Il carbone .....	109
<b>Il Cuel dal Melòc e la Val del Lago</b> .....	113
<b>English summary</b> .....	117
<b>Fonti citate</b> .....	123

Intervento realizzato con il contributo della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia per la promozione del patrimonio geologico e della geodiversità (L.R. 15/2016).

### Credits

Figure C/C. sono: Fig. 22 - CC4.0 - <https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/9/91/20130118-HighborneCay-Stromatolite-03.JPG>. Autore: Vincent Poirier; Fig. 37 - Public domain - CC4.0 [https://commons.wikimedia.org/wiki/Pyroclastic\\_flow#/media/File:Pyroclastic\\_flows\\_at\\_Mayon\\_Volcano.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/Pyroclastic_flow#/media/File:Pyroclastic_flows_at_Mayon_Volcano.jpg). Autore: C.G. Newhall; Fig. 72D - CC2.0 - [https://en.wikipedia.org/wiki/Myliobatis#/media/File:Myliobatis\\_californica\\_monterey\\_bay\\_aquarium.jpg](https://en.wikipedia.org/wiki/Myliobatis#/media/File:Myliobatis_californica_monterey_bay_aquarium.jpg). Autore: Martin Holst Friberg Pedersen.

L'autore della foto di Fig. 1 è ignoto. La base della Fig. 3 è la sezione 049090 - Osoppo alla scala 1: 10.000 della CTNR (Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia), liberamente scaricabile nel sito internet della Regione. L'immagine della prima pagina de *Il Messaggero Veneto* del 13 maggio 1976 (Fig. 41) è usata su autorizzazione del Direttore del quotidiano Omar Monestier (27 luglio 2022), quella della Fig. 39 (©SEI Editrice pA) su autorizzazione del Gruppo Editoriale La Scuola SEI-SEI Editrice pA. La foto della Fig. 43 (© ICCD-Aerofototeca Nazionale, fondo Margiotta, volo 25 luglio 1976, dia. 108474) è utilizzata su autorizzazione dell'Istituto Centrale per il Catalogo e la Documentazione - MiC. L'ulteriore riproduzione e/o duplicazione con qualsiasi mezzo è vietata/ *reproduction and/or duplication by any means is prohibited*.

Le ricostruzioni delle figg. 57 e 58 sono opera dell'amico Lukas Panzarin.

Sono dell'autore le foto della copertina e delle Figg. 14, 18-21, 23-36, 38, 40, 44, 47-48, 51-52, 57A, 58A, 59, 61-71, 72A-B e E-G, 74-75 e 77 e i disegni/elaborazioni delle Figg. 2-13, 15-17, 42, 45-46, 49-50, 53-55, 56, 60, 66, 73 e 76.

Le immagini di fossili italiani (quando riconosciuti come beni culturali e quindi soggetti al Decreto Legislativo 22 gennaio 2004, n. 42 Codice dei beni culturali e del paesaggio) non possono essere utilizzate per scopo di lucro senza autorizzazione dell'autorità competente. La riproduzione e divulgazione delle immagini di beni culturali non a scopo di lucro è regolata dall'art. 108 del D. L. 22/01/2004, n. 42, e successive modificazioni, in particolare i commi 3 e 3bis.

L'uso delle foto delle figg. 55, 57a, 58a, 59a, 70 e 72A-B e E-G è stato autorizzato da MiC - Soprintendenza ABAP del FVG. Le seguenti figure sono basate su: Fig. 5, Dalla Vecchia (2008: fig. 190); Fig. 6, Finocchiaro & Stoppa (2017: fig. 19); Fig. 7, Zanferrari *et al.* (2013, fig. 80); Fig. 8, Bache *et al.* (2012: fig. 1 e 19); Fig. 9, Monegato *et al.* (2007: fig. 7); Fig. 12, Zanferrari *et al.* (2013, fig. 63); Fig. 17, Gortani (1959); Fig. 41, il grafico presente nel *Messaggero Veneto* del 12 maggio 1976; Figg. 45, 49, 53, 60, 73 e 76, Zanferrari *et al.* (2013; Carta Geologica d'Italia Foglio 049 Gemona del Friuli); Fig. 46, Venturini & Discenza (2010: fig. 28); Fig. 50, Carulli (2000: fig. 4.7); Fig. 54, Zanferrari *et al.* (2013, fig. 65); Fig. 55, Venturini & Discenza (2010: fig. 26); Fig. 56, Dalla Vecchia (2008: fig. 254); Fig. 66, Feruglio (1925: fig. 18); Fig. 72C, Dalla Vecchia (2008: fig. 241E). Tutte le immagini basate su quelle pubblicate in lavori scientifici sono state modificate per i fini didattici di questa pubblicazione.

