

Maurizio Ponton

Geologia di una cavità nel Flysch del Grivò: Grotta Tirfor o Sistema Bernardo Chiappa (Monte Bernadia, Prealpi Giulie)

Riassunto - Vengono analizzati gli aspetti stratigrafici, sedimentologici e strutturali dell'area in cui si sviluppa la Grotta Tirfor. I dati raccolti all'interno della cavità sono risultati determinanti per la migliore comprensione della geologia dell'area e dello sviluppo di questo tipo di cavità.

Abstract - The stratigraphic, sedimentological and structural aspects of the area in which the Tirfor Cave develops are analyzed. The data collected inside the cave are decisive results for a better understanding of the geology of the area and the development of this type of cavity.

Introduzione

La nascita e l'evoluzione di una cavità dipendono da vari fattori: litologia, discontinuità primarie della roccia (stratificazione e suo assetto), discontinuità secondarie (fratture e faglie), morfologia dell'area, quantità d'acqua, chimismo dell'acqua, temperatura e azione dei precedenti fattori in relazione al tempo.

In genere nelle aree carsiche in cui si sviluppano più sistemi sotterranei prevalgono alcuni fattori rispetto ad altri. La regione carsica di Villanova, così denominata da Egidio Feruglio nel primo, memorabile, lavoro scientifico eseguito in quest'area (FERUGLIO, 1954), ricchissima di forme carsiche epigee ed ipogee, è un laboratorio eccezionale per lo studio dei fattori in questione in quanto sono presenti quasi tutte le variabili possibili in un areale che risulta relativamente ristretto.

Queste considerazioni si possono estendere a tutto il comprensorio dei monti della Bernadia che coprono in totale circa 32 km².

Dal solo punto di vista litologico come vedremo l'area carsificata va divisa in due zone diverse e i vari complessi sotterranei vanno analizzati singolarmente per le diverse condizioni tettoniche, idriche ecc.; uno di questi è il complesso Bernardo Chiappa conosciuto come Grotta Tirfor, l'ultima ad essere scoperta ed ancora in fase di esplorazione ma che ha già all'attivo circa 6 km di sviluppo.

Ai tempi della scoperta e delle prime esplorazioni (2013-2016) l'amico indimenticabile Stefano Turco mi descriveva e documentava le bellezze geologiche dell'interno della cavità sollecitandomi a tornare in grotta dopo anni di inattività. Ci sono andato solo ora, memore di quelle discussioni e delle sue intuizioni.

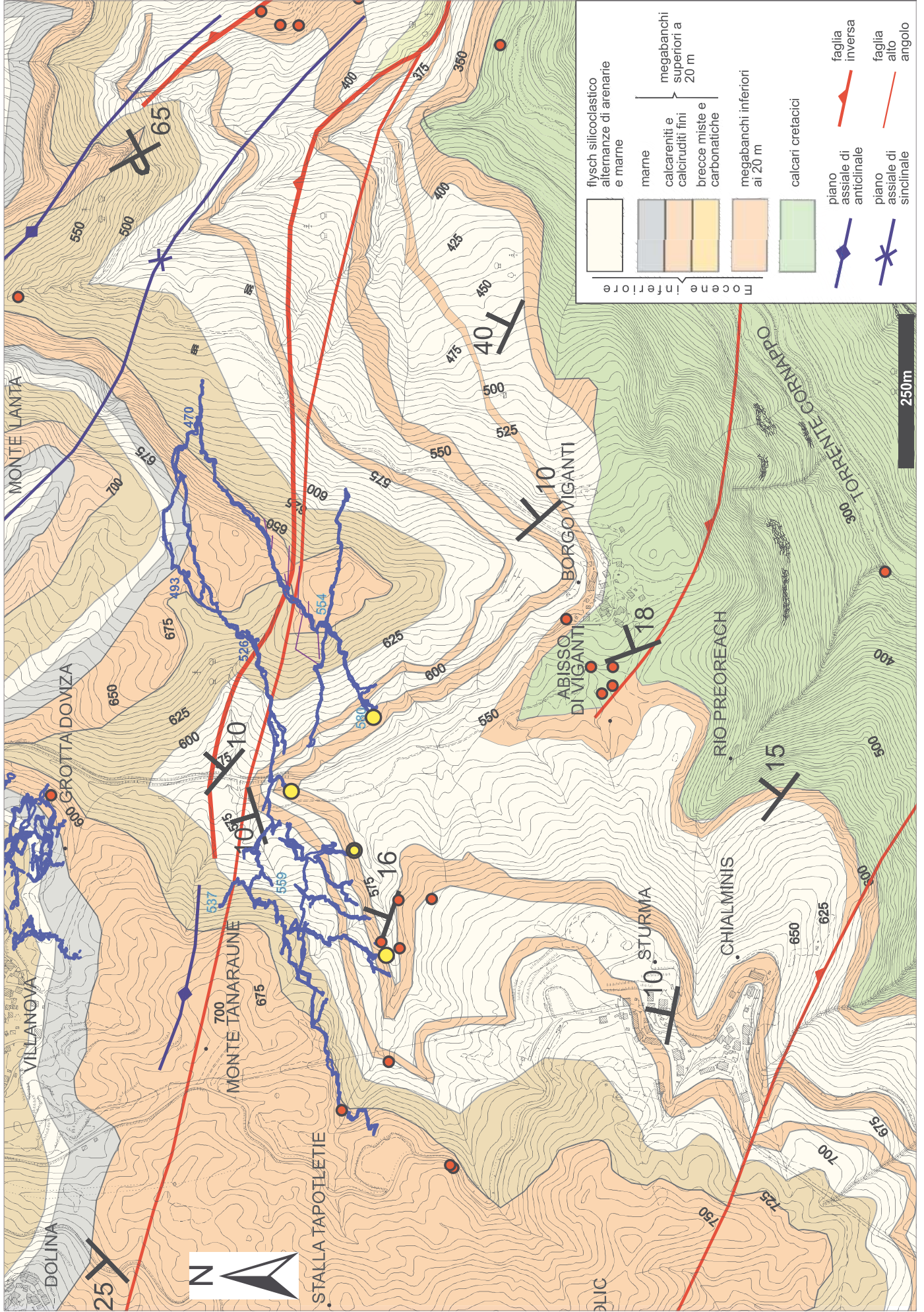
Inquadramento geologico

Nell'area è noto un nucleo calcareo che affiora nel settore sudoccidentale dei rilievi dei monti della Bernadia e lungo le due valli principali molto incise del Torrente Torre e del Torrente Cornappo (MARINELLI, 1902). In affioramento si trovano i Calcari del Cellina perlopiù del Berriasiano-Albiano (Cretaceo inferiore), ben stratificati chiari e localmente con fitti livelli scuri in fondo valle e i Calcari del Monte Cavallo del Cenomaniano (Cretaceo superiore) generalmente in bancate metriche. Localmente affiorano calcari marnosi rossastri e brecce arrossate del Maastrichtiano in piccoli lembi o come riempimenti di filoni sedimentari riconducibili alla Scaglia Rossa (COUSIN, 1981; PONTON & TUNIS, 1996; VENTURINI & TUNIS, 1998; CIARABELLINI et al., 1999). Nei calcari si sviluppano vari complessi sotterranei spesso caratterizzati dalla presenza di grandi ambienti e pozzi di notevoli dimensioni e profondità.

Sopra ai calcari giacciono in discordanza angolare i depositi del Flysch del Grivò (Paleocene sup.-Eocene inf.) caratterizzati da una composizione ibrida cioè prevalentemente silicoclastica nelle parti torbiditiche arenaceo-marnose e prevalentemente carbonatica nei megabanchi legati a fenomeni di grandi frane sottomarine e megatorbiditi. FERUGLIO (1925, 1954) aveva ben inquadrato questo tipo di formazioni rocciose individuando anche i principali banchi e il loro sviluppo areale. Nelle Prealpi Giulie meridionali ne aveva numerati fino a 25 nel solo Flysch eocenico. In zona aveva caratterizzato il banco della Grotta Nuova di Villanova, il banco della Grotta Doviza e il banco di Chialminis. Lavori successivi ne avevano approfondito la natura e il contesto paleoambientale (TUNIS & VENTURINI, 1987, 1992; CATANI & TUNIS, 2001; OGATA et al. 2014). All'interno e alla base di ognuno di essi si sviluppano cavità derivanti sia da dissoluzione delle componenti calcaree sia da pura erosione meccanica da parte dei corsi d'acqua sotterranei rendendo unico il fenomeno speleogenetico dell'area (PONTON, 1985).

Dal punto di vista strutturale il rilievo costituisce una ampia piega anticlinale asimmetrica individuata in passato fin dalla fine '800 da vari Autori (PONTON & TUNIS, 1996 cum bibl.). L'anticlinale ha un asse orientato NO-SE, con fianco corto verso SO (Tarcento e Torlano) e fianco lungo verso NE (Vedronza e Villanova); in

Fig. 1 - Carta geologica dell'area della Grotta Tirfor. Sono proiettate le piante della cavità studiata e di parte della Grotta Doviza. I pallini gialli indicano gli ingressi della Grotta Tirfor, quelli rossi altre cavità (elaborato sulla base della CTR della Regione Friuli Venezia Giulia). Le quote in colore blu si riferiscono all'interno della cavità.



quest'ultimo settore la piega è complicata da un'ulteriore struttura con la stessa orientazione caratterizzata da piani di faglia inversi associati a pieghe (pieghe del Monte Lanta-Monte Zuogna).

Nel 1959 l'Agip eseguì una perforazione per la ricerca petrolifera partendo dal culmine della struttura presso Villanova; il sondaggio, profondo 2570 m mise in luce una situazione inaspettata e cioè al di sotto dell'ampia anticlinale un piano di sovrascorrimento a basso angolo metteva a contatto i calcari del Giurassico superiore e del Cretaceo con, sotto, lo stesso Flysch del Grivò affiorante sopra il rilievo (MARTINIS, 1966). Nei lavori successivi (POLI & ZANFERRARI, 1995; PONTON & TUNIS, 1996; MERLINI et al., 2002) emerse che l'area, assieme alle Prealpi Giulie a contorno, si strutturò in diversi stadi evolutivi legati essenzialmente a due fasi orogenetiche: la fase mesoalpina essenzialmente del Paleogene e la fase neoalpina (Miocene - attuale). Questi elementi hanno determinato nel tempo le varie fasi evolutive delle morfologie e dei fenomeni carsici.

Area del Torrente Tanaloho e Borgo Viganti

Nella fig. 1 viene illustrata la situazione geologica dell'area attorno alla Grotta Tirfor e, proiettato in superficie lo sviluppo planimetrico della cavità. Per la sua realizzazione è stato necessario un rilevamento di dettaglio ma molto utile è risultata anche l'analisi delle immagini DEM (digital elevation model della Regione Friuli Venezia Giulia).

Fra le case di Borgo Viganti si può osservare il passaggio dai calcari chiari a grossi strati a rudiste e lamine stromatolitiche del Cretaceo inferiore alla brecciolata, calcarenite e marna del primo banco del Flysch del Grivò dell'Eocene; è potente circa 7 m ed è uno dei più piccoli specie se lo seguiamo verso Nord scendendo verso il Cornappo dove sembra perdersi, se però ci spostiamo verso Chialminis esso si ispessisce fino a circa 12 m con la comparsa di una breccia basale.

Poco più di 20 m di alternanze arenaceo-marnose torbiditiche e sopra si evidenzia un banco più potente, mediamente 18 m, costituito da tutte le facies tipiche di questi depositi: breccia basale, calcirudite fine, calcarenite, calcilutite e marna, frutto di un unico evento deposizionale. Esso corrisponde al "banco di Chialminis" già descritto da Feruglio (1954): lo si può infatti seguire fino all'abitato di Chialminis e oltre fino probabilmente a Tamar dove si ispessisce fino a raddoppiare di spessore e a esaurirsi poggiando sui calcari cretaci. Altri 20-30 m di flysch arenaceo-marnoso e compare un altro piccolo banco di 5-6 m prevalentemente calcarenitico difficilmente seguibile fino a Chialminis ed entro cui si sviluppa la Grotta Ta-pot-korito. Più a Sud di Chialminis sembra scomparire fagocitato dalle megabreccie del banco successivo. Fenomeni di cosiddetto "cannibalismo" sono frequenti in queste successioni, visto che gli eventi più importanti di frana sottomarina sono fortemente erosivi nei sedimenti precedenti specie lungo il pendio poco prima della piana del bacino di deposizione. Se torniamo sopra

Viganti (falde del Monte Lanta) ancora 20-25 m e si incontrano infatti le prime megabrecce di un grosso banco, quello della Grotta Doviza, potente almeno 60 m, seguito, dopo pochissimi metri di arenarie e marne, dal megabanco della Grotta Nuova di Villanova potente almeno 30 m.

Va precisato che i valori riportati sono indicativi e relativi all'area presso Viganti; sono infatti soggetti a forti variazioni lo spessore e le facies a seconda che ci si sposti più o meno vicini ai calcari, sui quali poggiano in discordanza angolare come a colmare una zona di falesia o di scarpata della vecchia piattaforma carbonatica. In carta nel settore verso il fondo valle del Cornappo è riportato un altro megabanco in verità affiorante malamente ma che ho interpretato come poggiante sui calcari ad una quota più bassa.

Dal punto di vista strutturale la zona è costituita da un settore meridionale regolare blandamente deformato da piccole ma fitte faglie e deboli pieghe con strati mediamente immergenti a NE. È invece intensamente deformata nel settore più a NE dove almeno due faglie inverse tagliano e innalzano calcari cretacici e la porzione inferiore del flysch. Una, NO-SE si evolve in un'ampia anticlinale asimmetrica che in affioramento interessa i megabanchi delle Grotte Doviza e Villanova (Monte Lanta). L'altra faglia inversa, ONO-ESE, a basso angolo, deforma e disloca di poche decine di metri la successione come evidenziato dall'andamento del banco della Doviza poco a Nord di Viganti. Altre faglie ad alto angolo con carattere trascorrente e piccola componente inversa, tagliano la zona con direzione ONO-ESE. Appena a Sud di Viganti un piano di questi innalza di alcuni metri i calcari cretacici su cui poggia il villaggio rispetto al flysch creando una parete su cui si è impostato l'ingresso dell'Abisso di Viganti. La deformazione si sviluppa poi più a NW in pieghe all'interno del flysch.



Fig. 2 - Torbiditi silicoclastiche e megabanco a q. 350 lungo il rio che scende dal M. Lanta verso il T. Cornappo.

Il megabanco di Chialminis e la grotta

Così denominato da FERUGLIO (1954) è quello entro cui si sviluppa la Grotta Tirfor. In affioramento lo si può seguire con una certa continuità da Chialminis a scendere lungo il Rio Kunik e, attraversato il Rio Tanaloho, forma una piccola



Fig. 3 - Il megabanco di Chialminis presso l'ingresso n. 2 della Grotta Tirfor; alla sua base la breccia è potente solo 1 m.

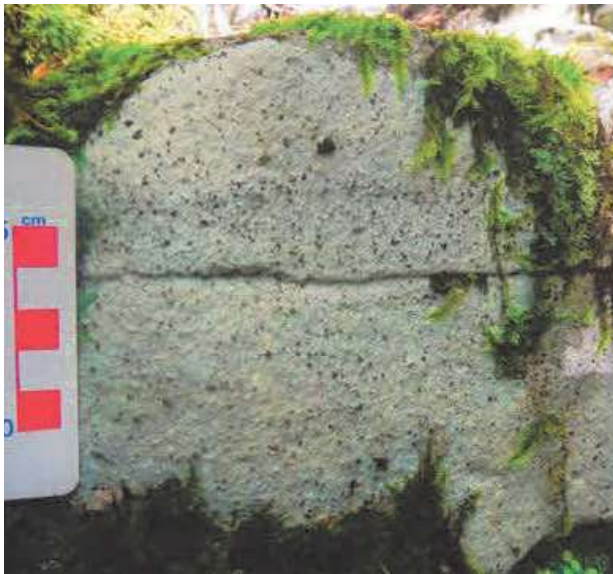
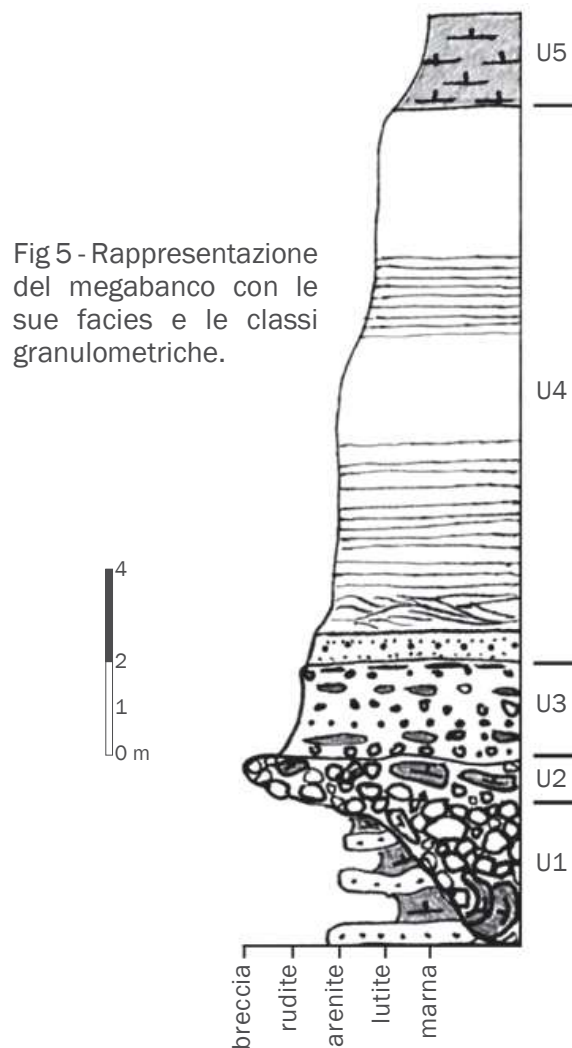


Fig. 4 - Calcareniti alla base della facies U4 con numerosi clasti arrotondati di selce nera (Rio Tanaloho, presso l'ingresso n. 4).

cengia appena sopra la strada per Viganti dove sale a qualche decina di metri sull'abitato per poi ridiscendere lungo il versante del Cornappo dove attraversa semicoperto la strada forestale attorno a quota 560 e poi scende ricomparendo a tratti; a quota 400 ricompare un banco con sorgente che è riconducibile ad esso e che scende verso il rio del M. Lanta. Il banco che affiora e crea una cascata a quota 350 nel rio principale che scende dal M. Lanta ha



le stesse caratteristiche del Banco di Chialminis (fig. 2). Da quel punto in poi le deformazioni rendono ardue le osservazioni.

Osservazioni geologiche superficiali (figg. 3 e 4) e ipogee all'interno del complesso carsico permettono di caratterizzare l'unità come descritto di seguito.

Nel tratto interessato dalla cavità il banco, potente mediamente 18 m (fig. 5), presenta sempre una breccia basale prevalentemente calcarea, cioè con ciottoli di calcari cretacici sia arrotondati che subangolari estremamente eterometrici da 1 cm fino a 60 cm talora con bande meglio classate (ciottoli da 2 a 5 cm) generalmente ben cementati a formare degli ammassi compatti; sono presenti grossi frammenti di gusci (prevalentemente rudiste) e ciottoli arrotondati di selce grigia e rossastra o di quarziti. Lo spessore di questa facies varia notevolmente da 1 a 4 m e, dove è più potente, spesso è associato ad un substrato caotico prevalentemente marnoso con deformazioni e con brandelli di strati marnosi e raramente arenacei con pieghe da trascinamento con vergenza generalmente verso NE; qui la breccia si mescola creando un ammasso ibrido di ciottoli calcarei, frammenti marnosi grigio scuri anche plurimetrici e rare arenarie, il tutto legato da una matrice fangosa grigia poco coerente.

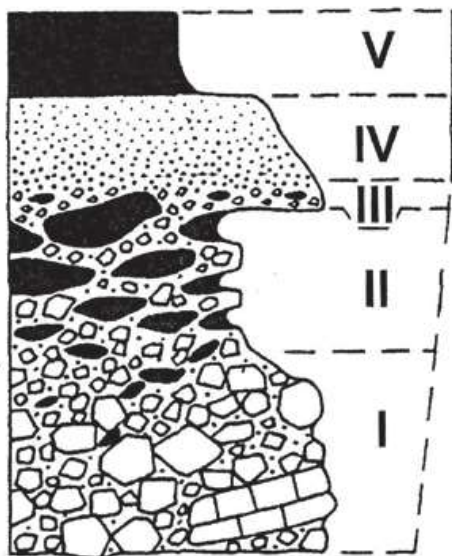


Fig. 6 Classificazione delle facies nei megabanchi secondo LABAUME et al. (1983).

Fig. 7 - Breccia in facies U1 (Ramo del tennis). Per l'ubicazione dei rami della grotta qui citati si consulti l'articolo di Borlini e la carta allegata in questo volume.





Fig. 8 - Breccia in facies U1 con clasti solo carbonatici ben cementati (Ramo del tennis).



Fig. 9 - Breccia in facies U1 con bioclasti (Ramo Viganti).



Fig. 10- Fascia di impatto fra breccia carbonatica U1 e substrato marnoso che viene deformato (Ramo Viganti).

Fig. 11 - Fascia di impatto fra breccia carbonatica e substrato marnoso piegato e brecciato a sua volta (Sala del crollo).



Fig. 12 - Breccia carbonatica e, alla base, breccia mista a matrice marnosa (facies U1) (Ramo del tennis).



Fig. 13 - Breccia mista con matrice marnosa (U2) (Ramo del tennis).





Fig. 14 - Meandro in breccia (facies U1 e U2) (Ramo del tennis).

LABAUME et al. (1983) (fig. 6) quanto descritto rientra per la parte bassa nella facies U1 (I) e per la sommitale nella U2 (II) (figg. 7 e 17). Generalmente il fenomeno franoso a blocchi innesca una discesa di materiali con granulometria via via decrescente formando così una megatorbidite.

Seguono circa 1-2 m di ruditi (5-2 mm) che rappresentano la facies U3 (III); sono perlopiù calcaree gradate, ricche di bioclasti e al tetto presentano un livello di clasti scuri marnosi e piatti (diametro 5-10 cm) (figg. 18 e 31).

La facies U4 (IV) è la più rappresentativa del banco, potente in totale 12 m di cui 7 di calcareniti nettamente laminate nei primi metri; in particolare nel primo metro le lamine sono da flussi di granuli bimodali e si osservano livelli ricchi di ciottolini di selce nera (figg. 19 e 20). Seguono alcuni livelli incrociati (fig. 21) e poi laminazioni piano-parallele e sempre meno nette. Gli ultimi 5 m passano gradualmente a calcilutiti finemente laminate e dove si osservano alternanze di livelli più fini e quarzosi e livelli carbonatici.

Infine circa 2 m di calcari marnosi e marne grigio-azzurrine chiudono la sequenza (U5 - V).

Dall'osservazione sulle superfici della roccia e di alcune sezioni sottili realizzate nelle calcareniti sono emerse delle valutazioni sulla composizione petrografica e micropaleontologica.

Nella parte sommitale le breccie si presentano meglio assortite con ciottoli misti di classe granulometrica compresa fra 2 e 10 cm e ben cementati. Le variazioni di spessore totale delle breccie sono notevoli (da 1 a 6 m) e rapide ad indicare punti di maggior flusso e con forte capacità erosiva. Le forme suggeriscono l'arrivo di flussi veloci e densi di materiali detritici calcarei che impattano sul fondale poco coerente di natura fangosa (marne) con alcuni livelli arenacei più sottili creando degli ammassi caotici con grossi brandelli del substrato il quale presenta anche strutture deformative da impatto con pieghe negli strati del substrato dei canali. Le pieghe hanno un asse e una vergenza che indica la direzione del flusso circa a NE. Nella classificazione delle facies che compongono un megabanco proposta da

Fig. 15 - Contatto netto erosivo piano-parallello fra breccia e substrato marnoso-arenaceo (Ramo Viganti).



Fig. 16 - Contatto netto erosivo laterale lungo un canale (Ramo Viganti).



Fig. 17 - Contatto fra breccia (U1 e U2) e substrato marnoso-arenaceo che risulta deformato (Ramo Elianto basso - Pozzo flysch).



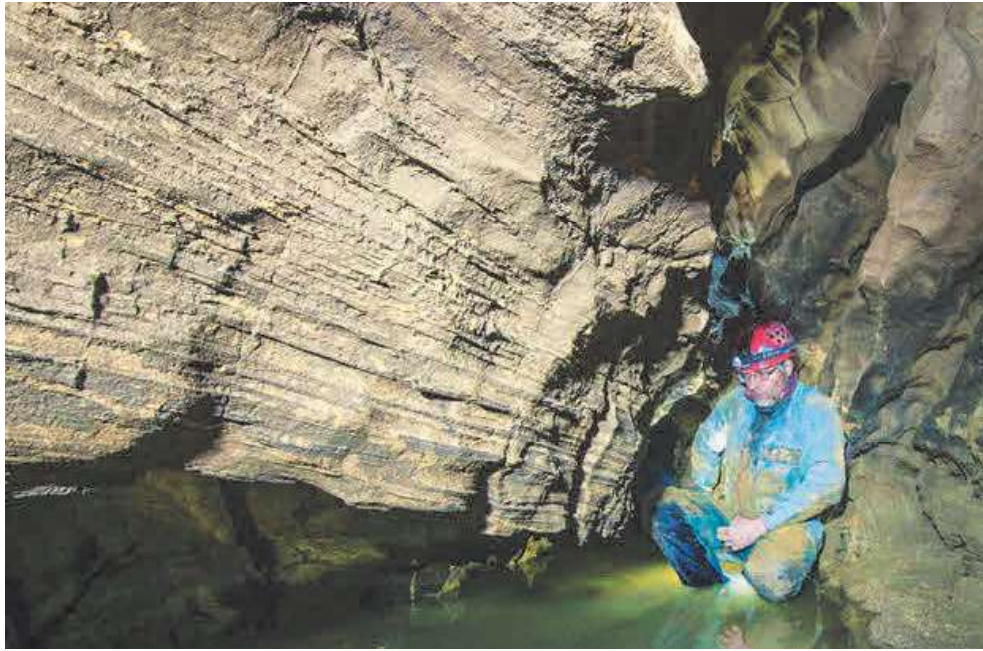


Fig. 18 - Passaggio fra facies U3 e U4 con livelli alternati di ruditi e di areniti (Ramo Elianto alto).



Fig. 19 - Facies U4 con base arenitica grossolana con selci come in fig. 4 (Camino presso ingresso 4).

Fig. 20 - Particolare della foto precedente. Calcareniti laminare con noduli di selce di base facies U4.



Fig. 21 - Laminazioni incrociate e piano-parallele di base facies U4 (Ramo Zapata).



Fig. 22 - Laminazioni piano-parallele di facies U4 (Ramo del meandro ventoso).





Fig. 23 - Laminazioni piano-parallele (U4) sulle pareti e sabbie quarzose sul fondo (Ramo under river).

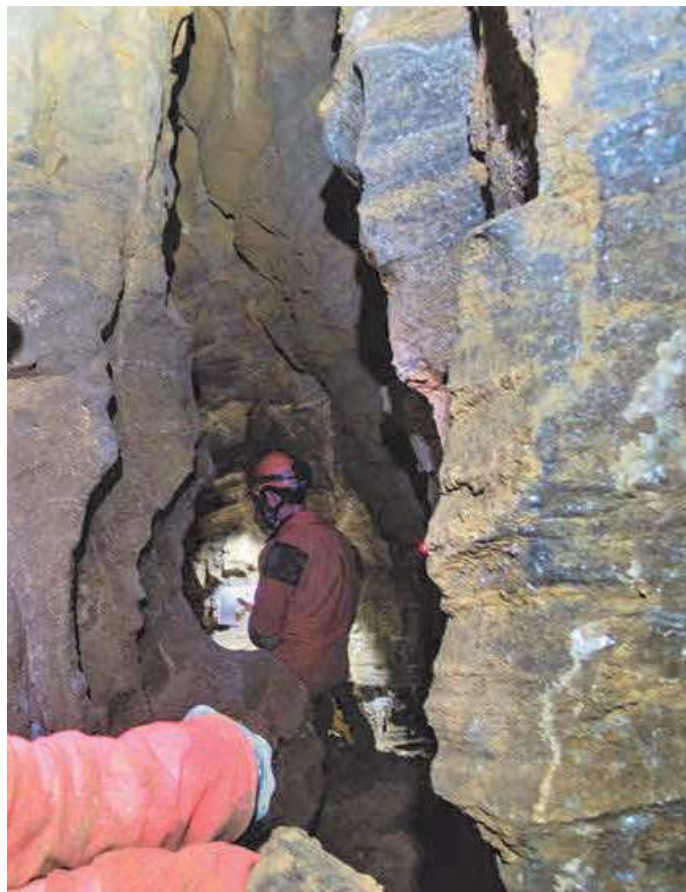


Fig. 24 - Parte alta della facies U4 (Ramo no watch revenge).

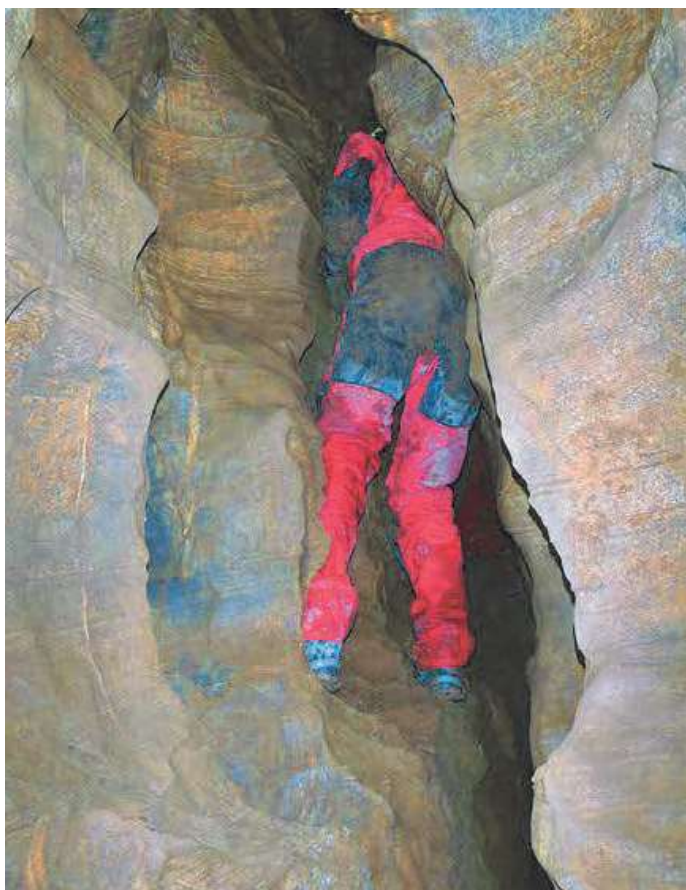


Fig. 25 - Parte alta della facies U4 (Ramo meandro ventoso).



Fig. 26 - Condotta in calcareniti (U4) (Ramo Sabbiadoro).

Fig. 27 - Livelli marnosi con controimpronte piegati alla base del banco di breccia



Fig. 28 - Particolare della foto precedente.



Fig. 29 - Contatto fra breccia e calcareniti lungo faglia inversa ripresa in trascorrenza sinistra (Ramo Elianto basso).

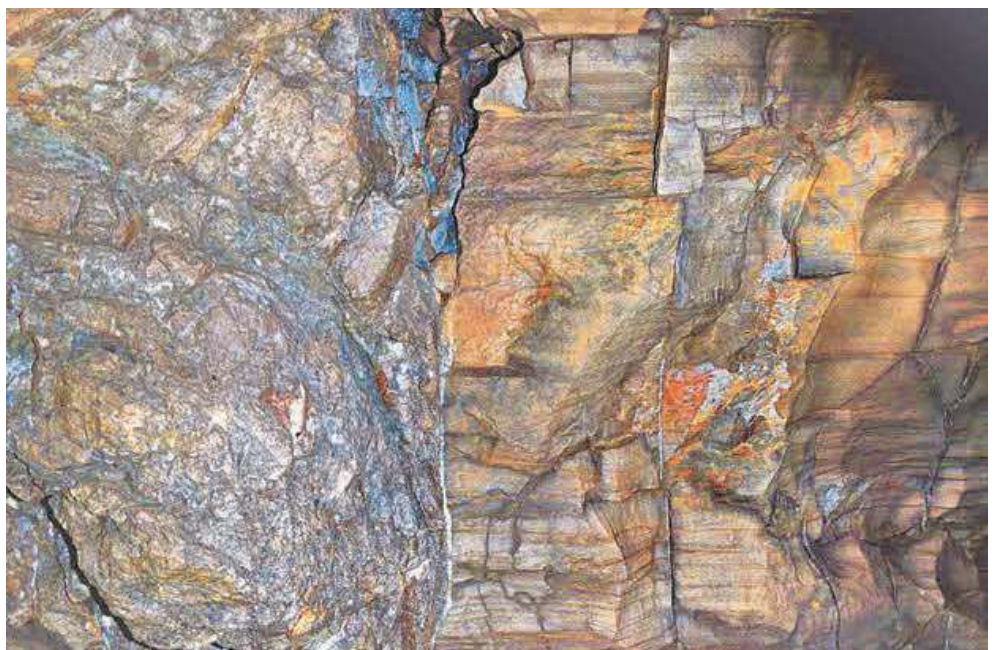




Fig. 30 - Faglia inversa con riattivazione in trascorrenza sinistra nelle breccie (Ramo Elianto basso).

di marne ad ostracodi (del Cretaceo s.l.); gusci isolati di Discocycline e Operculine (dell'Eocene inferiore) e di *Siderolites* (del Maastrichtiano); vari esemplari di alghe calcaree.

Una curiosità presso il Ramo della talpa: alla base della breccia un livello di marna strappato dal fondo e ripiegato presenta un superficie di controimpronte perfettamente conservate di organismi limivori. È una testimonianza del fondale poco prima dell'arrivo del corpo di frana (figg. 27 e 28).

Per quanto riguarda l'analisi strutturale alcune misure si possono eseguire in superficie ma la copertura boschiva e detritica è notevole e quando è possibile accedere agli affioramenti la roccia è molto alterata, viceversa in grotta si possono osservare molto bene sistemi di fratture, faglie e pieghe quando le superfici rocciose sono dilavate di recente dall'acqua.

I rami nei quali si sviluppa la cavità sono quasi tutti impostati su fratture o faglie che si possono raggruppare in famiglie e in sistemi. I piani subverticali

Circa il 75% della roccia è carbonatica ripartita in 50% clasti e matrice, 20% bioclasti e 5% cemento. Per il restante 25% la gran parte è quarzo o quarzite (15%-9%) e selce (4%-10%), seguono feldspati, miche, altri minerali e clasti non carbonatici. Sarà necessaria un'analisi più attenta ed estesa anche ad altri strati e banchi ma queste prime osservazioni in generale si pongono in linea con quelle di STEFANI & GRANDESSO (1991) e STEFANI et al. (2007) per i flysch coevi delle Prealpi Carniche ma qui con un notevole incremento della frazione carbonatica in particolare bioclastica.

La frazione bioclastica si è rivelata molto interessante: frammenti di rudiste, di calcari a miliolidi e

orientati attorno alla direzione N/290° con caratteristiche di frattura con debole attività trascorrente sia destra che sinistra caratterizza lo sviluppo dei rami del “meandro ventoso” e “no watch revenge” che tra l’altro risultano allineati. Piani inversi con direzione N/205° immergenti a SE con inclinazione 80° sembrano ritagliare i precedenti e presentano una riattivazione in trascorrenza sinistra (figg. 29, 30, 31). Faglie verticali orientate attorno a N/195 in certi tratti con frequenza metrica tagliano le precedenti strutture. Esistono anche alcune faglie esattamente N-S. Grande sviluppo ha il Ramo Viganti connesso con l’ingresso n. 4, che per lunghi tratti sembra impostato lungo

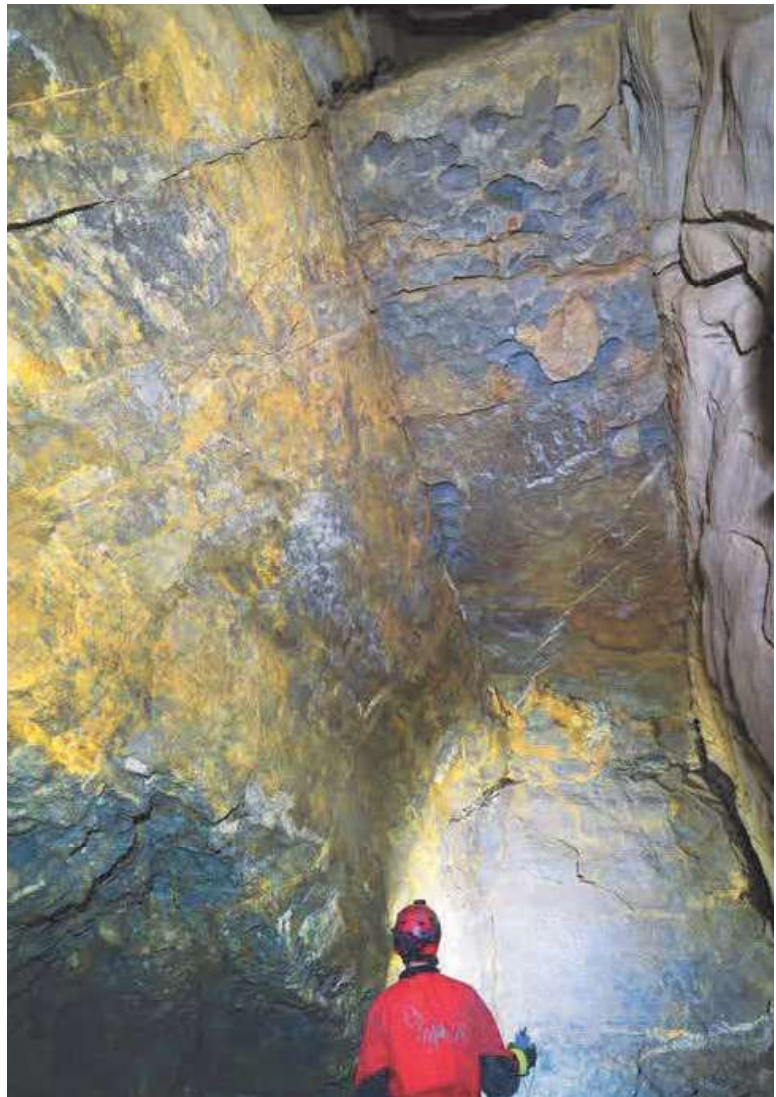


Fig. 31 - Faglie trascorrenti nelle breccie (U1 e U2) e ruditi fini (U3); a tetto si notano clasti marnosi piatti (Ramo del tennis).

una faglia inversa N/45° immergente a NO con inclinazione 54° e piani minori inversi N/245° immergenti a SE. Manca un’analisi puntuale nei rami più lontani ed in fase di esplorazione ma il “Ramo Neverland” suggerisce un’influenza delle strutture del Monte Lanta orientate mediamente NO-SE.

Naturalmente la natura della roccia e la distribuzione delle discontinuità ha determinato la forma delle gallerie e il loro sviluppo (fig. 32). Le giaciture degli strati all’interno della cavità sono distribuite fra una settore più occidentale, dove prevale una immersione verso NO con inclinazione debole (10° - 20°), uno centrale quasi orizzontale e quello orientale (a Est del Rio Tanaloho) con strati tendenzialmente immergenti a NE con inclinazioni talora fino a 40°.

Nella porzione calcarenitica la cavità ha avuto uno sviluppo da dissoluzione della frazione carbonatica, generalmente a partire da una discontinuità verticale nella roccia. Successivamente l’acqua di percolazione, incanalata in un flusso ha raggiunto la porzione di breccia a matrice fangosa svolgendo anche un’azione

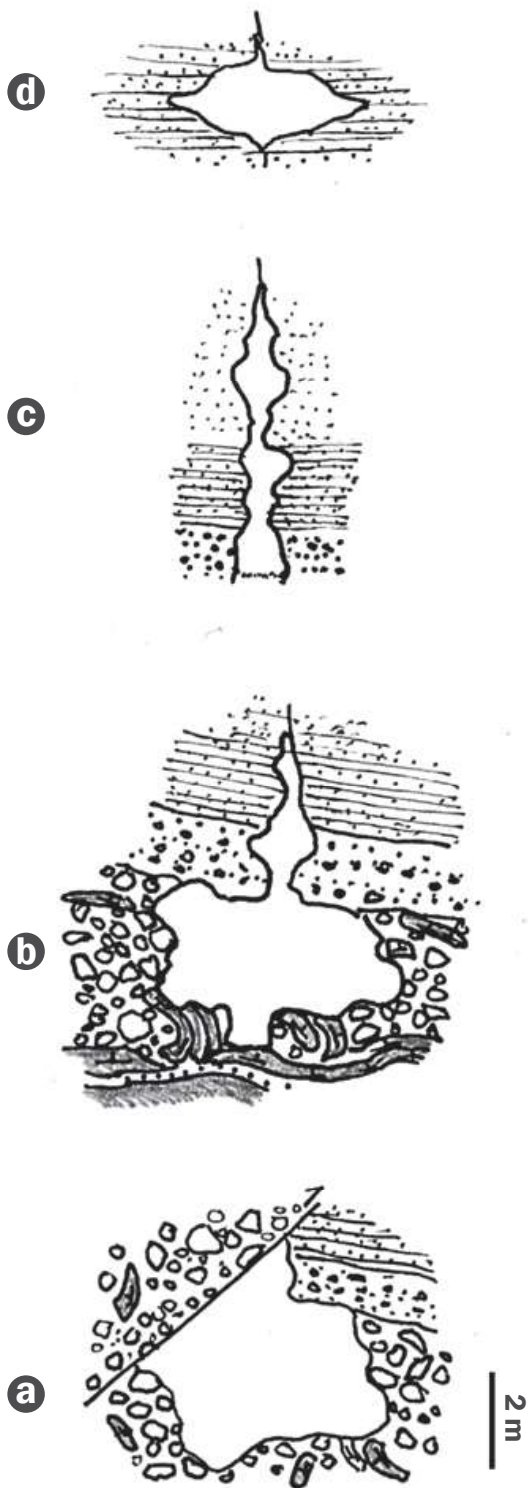


Fig. 32 - Sezioni trasversali esemplificative più comuni di gallerie della Grotta Tirfor in relazione al contesto geologico:
 a) faglia in breccia;
 b) passaggio da marne e arenarie a breccia, calcirudite e calcarenite;
 c) meandro in calcirudite e calcarenite;
 d) condotta in calcareniti.

erosiva. Vi sono stati momenti di stasi con formazione di concrezioni e rami fossili, seguiti da fasi di ripresa dell'attività idrica. Da segnalare nel Ramo Sabbiadoro e in altri tratti fossili la presenza - appunto - sul fondo di sabbie molto quarzose, frutto della disgregazione dell'arenite delle pareti per dissoluzione del cemento/matrice carbonatici, con conseguente deposito al fondo della sabbia quarzosa che, di conseguenza, è residuale.

Dal punto di vista morfologico ed evolutivo gli ingressi 1, 2 e 4 indicano un fenomeno di ingresso dell'acqua ma trovandosi oggi sul versante e in fase fossile fanno pensare ad una fase attiva in passato quando l'alveo dei Torrenti Tanaloho e Kunik erano almeno 20 o 30 m più in alto e drenavano le acque superficiali mentre in profondità si formavano i primi scorrimenti d'acqua di Tirfor. Di fronte agli ingressi 1 e 2 sul versante opposto della vallecchia del Kunik esistono le uscite di altre cavità che sembrano idealmente in continuità con gli ingressi di Tirfor, ma gli strati sono piegati. Il torrente Kunik avrebbe eroso fino a trancare i cunicoli dell'antico complesso di Tirfor forse già allora fossile a causa del ripiegamento in atto o forse realizzando una cattura idrica a favore del Torrente Tanaloho che poi si riversa in Abisso Viganti.

Attualmente ci sono le condizioni preparatorie per un nuovo fenomeno di cattura però a favore del corso d'acqua di Tirfor in corrispondenza del suo passaggio appena sotto (pochi metri) l'alveo del Torrente Tanaloho, presso il 3° ingresso.

Conclusioni

In questa prima raccolta di elementi geologici sono emersi alcuni aspetti che vanno

a confermare le considerazioni fatte a suo tempo da Feruglio approfondendone alcune, altri sono aspetti nuovi che migliorano le conoscenze specialmente dell'ambiente di formazione delle rocce e del contesto strutturale.

Il megabanco di Chialminis entro cui si sviluppa la grotta, assieme a quelli contigui dell'Eocene inferiore sono il risultato di eventi catastrofici legati probabilmente a forte sismicità che causava frane sottomarine con distacco di vaste porzioni rocciose della Piattaforma Friulana carbonatica. In alcuni punti però essa continuava a sopravvivere con organismi biocostruttori (alghe calcaree, foraminiferi bentonici ecc.). Nel caso specifico l'area di provenienza dei fanghi calcarei e dei foraminiferi eocenici doveva essere vicina (a SO) mentre il Flysch silicoclastico e carbonatico andava a depositarsi in discordanza su una scarpata molto ripida (costituita di calcari compatti del Cretaceo inferiore) in loco. I clasti carbonatici di varie dimensioni provengono da porzioni di questa scarpata mentre quelli silicoclastici provenivano da settori emersi più a Nord dove vi erano anche rocce vulcaniche e metamorfiche.

Fasi tettoniche compressive immediatamente successive (mesoalpine dinariche) avrebbero innalzato l'area della Bernadia formando un'anticlinale con asse NO-SE e quasi contemporaneamente le strutture del M. Lanta coassiali. Soltanto le fasi tettoniche neoalpine mioceniche avrebbero deformato l'area facendola emergere secondo direttrici quasi ortogonali alle precedenti. Dalla distribuzione delle fratture e delle faglie si possono ricostruire direzioni di sforzo massimo in origine NE-SO (fratture e faglie NO-SE), poi NO-SE (fratture e faglie ONO-ESE, N-S e NE-SO) e successivamente circa NNO-SSE (faglie OSO-ENE e riattivazione delle precedenti in trascorrenza). Si determina così l'evoluzione morfologica dell'area specialmente nelle ultime fasi con cambi di deflusso dei sistemi idrici superficiali e sotterranei.

Un passo successivo sarà sicuramente l'approfondimento nell'analisi strutturale dell'area e delle cavità per stabilire la corretta sequenza dei fenomeni evolutivi fin qui solo accennati.

Ringraziamenti

Grazie ai soci del Circolo e, in particolare, a Rosa Romanin e Adalberto D'Andrea per le fotografie a corredo di questo articolo.

Bibliografia

- Catani G.P. & Tunis G, 2001 - Caratteristiche sedimentologiche dei megabanchi carbonatici paleogenici del Bacino Giulio (Valli del Natisone, Friuli Orientale). *St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol.*, 77: 81-102.
- CIARABELLINI M., MANIÀ G., SOBAN S., TENTOR M., TUNIS G., VENTURINI S. & ZOFF A., 1999 - Studio geologico-stratigrafico del complesso Viganti-Pre Oreak (Friuli orientale). *Atti 8° Conv. Reg. Speleol. Friuli Venezia Giulia*, 87-94.
- COUSIN M., 1981 - Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie. *Soc. Géol. du Nord*, 5 (1): 1-521 e 5 (2): 1-521.

- FERUGLIO E., 1924-25 - Le Prealpi tra l'Isonzo e l'Arzino. *Bull. Ass. Agr. Friul.*, s. 7, 39: 1-96 e 40: 97-302
- FERUGLIO E., 1954 - La regione carsica di Villanova del Friuli. *Pubbl. Ist. Geol. Univ. St. Torino*, 2: 68 pp.
- MARINELLI O., 1902 - Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento in Friuli. *Pubbl. Ist. Studi Sup. Firenze*, 43: 256 pp.
- MARTINIS B., 1966 - Prove di ampi sovrascorrimenti nelle Prealpi friulane e venete. *Mem. Ist. Geol. Min. Padova*, 25: 1-33.
- MERLINI S., DOGLIONI C., FANTONI R. & PONTON M., 2002 - Analisi strutturale lungo un profilo geologico fra la linea Fella-Sava e l'avampaese adriatico (Friuli Venezia Giulia - Italia) *Atti 80° Riun. Est. Soc. Geol. It., Alpi, Dinaridi e Adriatico, Trieste settembre 2000, Mem. Soc. Geol. It.*, 57: 293-300
- OGATA K., POGACNIK Ž., PINI G.A., TUNIS G., FESTA A., CAMERLENGHI A., REBESCO M. 2014 - The carbonate mass transport deposits of the Paleogene Friuli Basin (Italy/Slovenia): internal anatomy and inferred genetic processes. *Marine Geology*.
- POLI M.E., ZANFERRARI A., 1995 - Dinaric thrust tectonics in the Southern Julian Prealps (Eastern Southern Alps, NE Italy). *Proc. 1st Croatian Geol. Cong., Opatija october 1995*, 2: 465-468.
- PONTON M., 1985 - Morfogenesi di una cavità in flysch carbonatico (Grotta Pod Lanisce, Fr. 573 - Friuli orientale). *Gortania, Atti Mus. Friul. St. Nat.*, 6: 59-82
- PONTON M., TUNIS G. 1996 - La geologia del massiccio dei Monti La Bernadia (Prealpi Giulie). In *Il fenomeno carsico del massiccio dei Monti La Bernadia (Prealpi Giulie - Friuli)*, a cura di G. MUSCIO, Mem. Ist. It. di Spel., s. 2, 8: 39-48.
- STEFANI C., FELLIN M.G., ZATTIN M., ZUFFA G.G., DALMONTE C., MANCIN N., ZANFERRARI A., 2007 - Provenance and paleogeographic evolution in a multi-source foreland: the Cenozoic Venetian-Friulian Basin (NE Italy). *Journ. Sedim. Res.*, 77 (11): 867-887.
- STEFANI C., GRANDESSO P., 1991 - Studio preliminare di due sezioni del Flysch bellunese *Rend. Soc. Geol. It.*, 14: 157-162.
- TUNIS G., Venturini S., 1987 - Megabeds and turbidite sequence of eastern Friuli (the Italcementi quarry of Vernasso). *Univ. St. Trieste, Ist. Geol. e Paleont. Intern. Symp. Evolution of the karstic carbonate platform, Trieste june 1987, Excursion Friuli Guidebook 3-12*.
- TUNIS G., Venturini S., 1992 - Evolution of the Southern Margin of the Julian Basin with Emphasis on the Megabeds and Turbidites Sequence of the Southern Julian Prealps (NE Italy). *Geol. Croat.*, 45: 127-150.
- VENTURINI S., Tunis G., 1998 - Il canyon Campaniano-Maastrichtiano della Val Torre (Prealpi Giulie). *Atti Tic. Sc. Terra, serie spec. 7*: 7-16.

INDICE

Umberto SELLO - Ricordo di Stefano	pag. 5
Umberto SELLO - Relazione morale per l'anno 2018	pag. 11
Umberto SELLO - 120 anni del Circolo Speleologico e Idrologico Friulano: cronaca di una manifestazione	pag. 23
Andrea BORLINI - Grotta Tirfor (Bernadia, Ud): nuove frontiere	pag. 53
Maurizio PONTON - Geologia di una cavità nel Flysch del Grivò: Grotta Tirfor o Sistema Bernardo Chiappa (Monte Bernadia, Prealpi Giulie)	pag. 71
Andrea BORLINI - Grotta Sara (Monteprato, Ud): aggiornamenti	pag. 91
Andrea BORLINI - Grotta Gleseute: aggiornamenti	pag. 101
Andrea BORLINI - Il ritorno alle Cuevas: attività in Col Lopic 2014-2018	pag. 105
Pino GUIDI - Recensioni	pag. 109
- Fabio Forti (27 giugno 1936 - 14 settembre 2019)	pag. 115
- Claudio Biasizzo (1943 - 2019)	pag. 121
- Sandro Rossi (1929 - 2019)	pag. 123