GORTANIA - Atti Museo Friul. Storia Nat.	6('84)	59-82	Udine, 1.VII.1985	ISSN: 0391-5859

M. PONTON

MORFOGENESI DI UNA CAVITÀ IN FLYSCH CARBONATICO (GROTTA POD LANISCE, FR. 573 - FRIULI ORIENTALE)

MORPHOGENESIS OF A CAVE IN CARBONATIC FLYSCH (POD LANISCE CAVE, FR. 573 - EASTERN FRIULI)

Riassunto breve — Si analizza la morfogenesi della grotta Pod Lanisce all'interno dei depositi flyschoidi di età eocenica. Questi sono stati studiati dal punto di vista sedimentologico. La grotta si sviluppa in una particolare situazione strutturale, ovvero lungo l'asse di una stretta sinclinale che interessa tali depositi. In conclusione la cavità risulta originata essenzialmente dall'azione erosiva del corso d'acqua interno entro strutture tettoniche.

Parole chiave: Carsismo, Prealpi Giulie, Sedimentologia.

Abstract — *It is analysed the morphogenesis of the "Pod Lanisce" cave inside the flysch-deposits of eocenic age. These have been studied from the sedimentological point of view. The cave develops in a particular structural location i.e. along the axis of a tight synclinal which interests such deposits. To sum up the cavity results essentially originated from the erosive action of the inner course within tectonic structures.*

Key words: *Karst, Julian Prealps, Sedimentology.*

1. Premessa

La grotta oggetto della presente indagine[1] si sviluppa interamente entro un'unico strato carbonatico complesso, compreso nel "Flysch di Stregna" e piegato in una stretta sinclinale inclinata. Questo fatto ha attirato l'attenzione per uno studio geologico dettagliato della zona e delle modalità di sviluppo della grotta in tale ambito.

(1) Fr. 573 - Grotta "Pod Lanisce", Debellis (Taipana, Udine).

2. Inquadramento geologico

2.1. Morfologia della zona

La zona è limitata a Nord dalla catena del "Gran Monte" (Prealpi Giulie), a Sud da una serie di rilievi ed altipiani che si mantengono fra i 500 e gli 800 metri d'altitudine, con la Bernadia come cima principale (m 865 s.l.m.). Profonde incisioni vallive costituiscono un fitto reticolo idrografico facente capo a due principali bacini: quello del Torrente Torre, più ad Ovest, che sbocca in pianura presso Tarcento, e quello del Torrente Cornappo che sbocca in pianura presso Nimis.

2.2. Geologia regionale

Il Gran Monte è costituito essenzialmente da dolomie, calcari dolomitici e calcari del Triassico superiore disposti in monoclinale immergente verso Nord e fortemente inclinati. Nel versante meridionale sono visibili le testate degli strati a reggipoggio e la successione stratigrafica triassica alla cui base affiorano le dolomie del Carniano, cataclasate e milonitizzate in corrispondenza del sovrascorrimento periadriatico (ad andamento E-W). Seguono le bancate di "Dolomia Principale" del Noriano che sfumano in alto, presso le cime, nei "Calcari del Dachstein".

A diretto contatto tettonico con le fragili dolomie carniane compare la formazione eocenica del "Flysch di Stregna" (BRAMBATI & VENZO, 1969), caratterizzata da una serie di banchi complessi, cioè composti da calciruditi, calcareniti, calcilutiti e marne in sequenze spesse fino a decine di metri, divisi da alternanze arenaceo-marnose.

Queste rocce sono disposte in ampie pieghe derivanti dal loro comportamento essenzialmente plastico nei riguardi dei due motivi strutturali che caratterizzano l'assetto della zona: il sovrascorrimento sopra descritto che porta le dolomie triassiche a sovrascorrere sui terreni terziari e il cosiddetto ellissoide del Monte Bernadia (FERUGLIO, 1925) a Sud, composto da calcari del Giurassico superiore e del Cretacico, piegati in un'ampia anticlinale con asse maggiore disposto WNW-ESE e con la gamba meridionale rovesciata e fagliata in corrispondenza del sovrascorrimento della Bernadia (CAROBENE et al., 1981).

Il flysch sopra descritto giace su di esso trasgressivo, ma per via dell'erosione non lo copre tutto, ma solo ai bordi e sulla gamba settentrionale a lieve pendenza.

Qui si apre una serie di altipiani con accentuato incarsimento sia dei terreni cretacici che di quelli carbonatici clastici terziari: qui si aprono infatti le grandi cavità della zona di Villanova.

Poco più a Nord gli strati flyschoidi si piegano maggiormente per incunearsi sotto le dolomie. È presso Monteaperta che essi si piegano a tal punto da formare una stretta sinclinale inclinata, con asse obliquo rispetto alla direzione del sovrascorrimento periadriatico. Questa sinclinale, secondo FERUGLIO (1925), giunge fino a Taipana con direzione NW-SE e poi gira bruscamente verso Sud, venendosi a trovare fra l'ellissoide della Bernadia e un'ampia flessura collegata più ad E al cosiddetto ellissoide del Natisone (FERUGLIO, 1925).

Nella zona in questione la sinclinale segue l'andamento degli strati e cioè una direzione che presso Monteaperta è N 45° W - S 45° E e presso Sambo N 35° W - S 35° E, con un'immersione del piano assiale verso NE; il suo asse sembra descrivere localmente delle ondulazioni. Presso il sovrascorrimento la sinclinale è molto stretta e addirittura rovesciata. Gli strati rovesciati hanno inclinazioni fra i 50° ed i 60°. Verso Sud Est sembra aprirsi e, mentre gli strati della gamba meridionale si mantengono entro inclinazioni fra i 40° ed i 50°, quelli della gamba a Nord si ergono verticali o rovesciati con inclinazioni notevoli (foto 1).

3. Descrizione dell'area presso la grotta

3.1. Morfologia e Idrologia

La sinclinale è occupata dal bacino del Rio di Monteaperta che drena le acque di altri ruscelli provenienti dalle falde del Gran Monte.

Uno di questi, il Rio Carmau, dopo essersi unito al Rio Gleria ed al Rio Tasabazaretan si getta nel Rio di Monteaperta, attivo, circa 80 metri a monte dello sbocco della grotta. Esso è quasi costantemente asciutto e segue grosso modo la direzione dell'asse della sinclinale — come si nota in tav. 1 — e quella della grotta.

Circa 15 metri a valle dello sbocco della grotta le acque del Rio di Monteaperta, superata una cascata passano a scorrere dalle calciruditi del bancone entro cui si sviluppa la grotta al flysch arenaceo - marnoso, molto più erodibile ed impermeabile e, dopo circa 250 metri, si gettano nel Torrente Cornappo in una valle più ampia e con depositi alluvionali recenti terrazzati. Presso quota 573 esiste un piccolo alto-

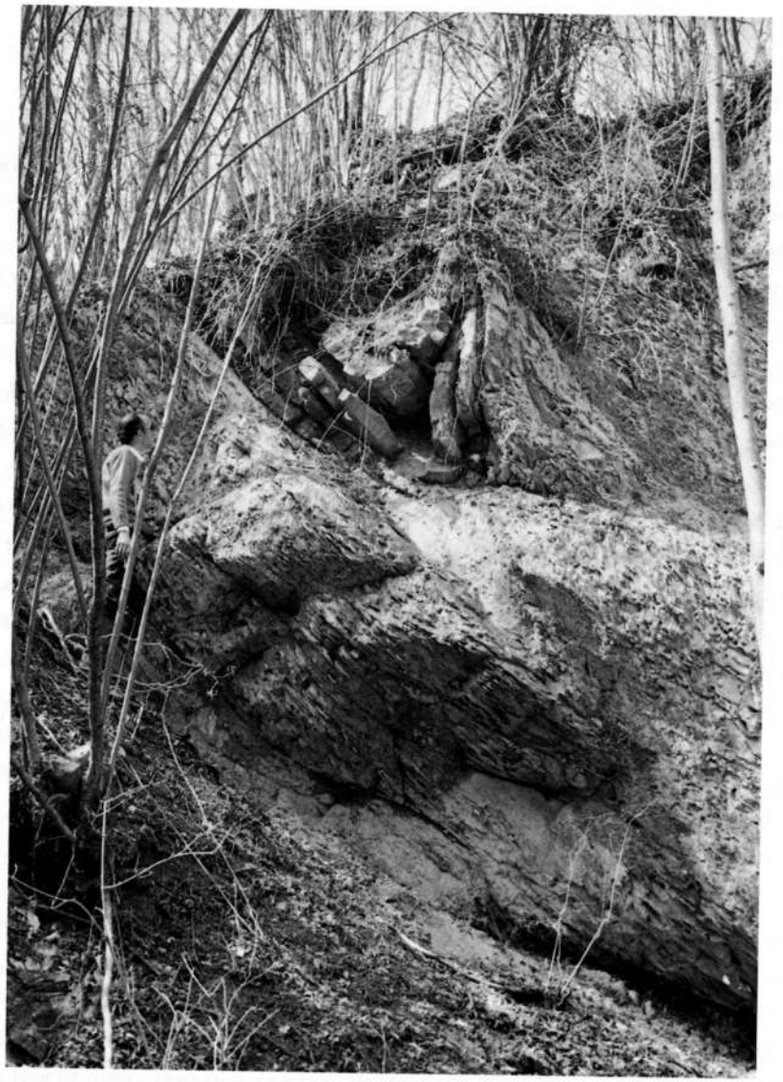


Foto 1 - Il nucleo della sinclinale presso il Rio Carmau. Si osserva il passaggio dalle marne del tetto del banco carbonatico entro cui si sviluppa la cavità, alle alternanze arenaceo - marnose.
- *The nucleus of the synclinal near Rio Carmau. It is visible the passage from the marles of the carbonatic bank top in which the cavity develops, to the arenaceous - marly deposits alternations.*

piano con alcune doline ed abbondante copertura.

La zona è interessata da parecchie sorgenti. Un buon numero di esse è situato alla base delle rocce cataclasate dal sovrascorrimento periadriatico, in corrispondenza del contatto tettonico con le formazioni impermeabili terziarie.

Altre sorgenti sono alla base dei conoidi come quella sempre attiva situata presso Monteaperta al quarto tornante salendo da Sambo. Essa getta le sue acque, che scompaiono poco dopo, nell'alveo asciutto del rio sopra la grotta.

Le risorgive di fondo valle, invece, sono essenzialmente carsiche, simili alla grotta oggetto del presente studio, aprendosi entro banchi calcarei o al contatto di questi con le alternanze arenaceo - marnose.

La zona oggetto di studio si trova a cavallo delle tavolette NW e SE, I quadrante, foglio 25, della Carta d'Italia I.G.M. alla scala 1:25.000.

3.2. Litologia

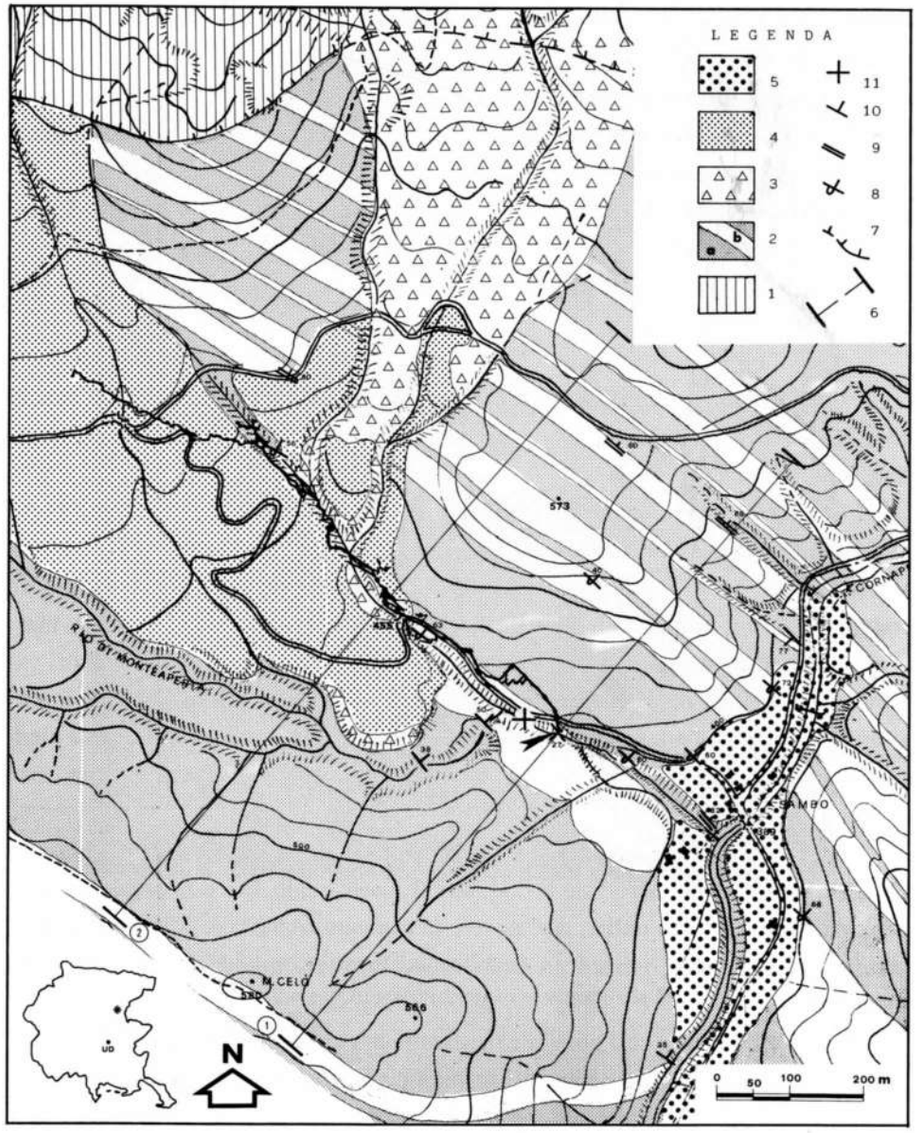
I depositi di flysch qui presenti sono caratterizzati da una fitta serie di banchi complessi, per lo più a composizione carbonatica, alternati a depositi arenaceo - marnosi (tav. 1 e tav. 2).

I banchi carbonatici hanno potenze variabili fra i 6 ed i 30 metri ed a Nord di Sambo, lungo la strada che sale a Cornappo, sono ben visibili nelle loro caratteristiche intrinseche. In quasi tutti è osservabile, a seconda dei casi, una breccia o un conglomerato calcareo di base (con qualche clasto di arenaria e rari frammenti marnosi), compatto e con elementi grossolani mal classati. Le dimensioni dei clasti variano notevolmente ma in generale diminuiscono verso l'alto passando da calciruditi a calcareniti. In alcuni banchi sono presenti ciottoli arrotondati di selce scura e qualche elemento ghiaioso di quarzo. Il cemento è quasi assente, mentre c'è una certa quantità di matrice.

Allo sfumare delle calcareniti nelle calcilutiti si presentano a volte laminazioni parallele e raramente incrociate o ondulate. Le calcareniti fini e le calcilutiti sono ben classate e piuttosto pulite, cioè povere in cemento o matrice. Alle calcilutiti segue spesso un intervallo marnoso friabile, localmente scaglioso, di chiusura dello strato.

In alcuni banchi è così possibile ricostruire in parte o completamente la successione di Bouma, tipica dei sedimenti torbiditici; in altri si ha solo una gradazione dei clasti.

Intercalata a questi banchi, che a zone sono piuttosto serrati, vi è un'alternanza arenaceo - marnosa costituita da depositi di origine terrigena. Le arenarie sono composte da clasti quarzoso - feldspatici che variano dal 50% al 70% e clasti carbonatici fino al 40%, uniti da matrice carbonatica e disposti in strati spessi da pochi



centimetri a qualche decimetro. Il livello marnoso ha sovente uno spessore notevole, ma in generale la frazione arenacea è preponderante. Spesso negli strati si riscontra la sequenza completa di Bouma.

Le controimpronte di corrente sono presenti con "prod casts" da impatto, "groove casts" da trascinamento (foto 2), "crescent casts" da ostacolo, con direzioni di corrente osservate in accordo con quelle proposte da VENZO & BRAMBATI (1969) e cioè da ENE verso WSW. Fra le biostrutture interfacciali osservate vi sono alcune tracce di fucoidi, controimpronte di organismi scavatori ("burrow casts") e belle controimpronte di piste meandriformi di animali del fondo marino.

È stato inoltre osservato un esempio di paraconglomerato ad elementi poligenici dispersi in una marna nerastra, di spessore di circa 4 metri, e alcuni "slumping".

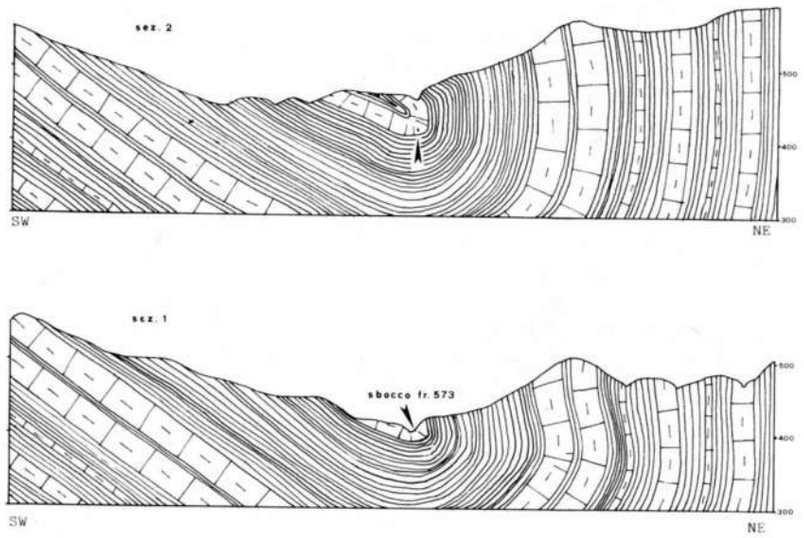
Tav. 1 - Carta geologica dell'area studiata. Viene riportato lo sviluppo della cavità.
1 - Dolomie triassiche
2 - Flysch eocenico
(a - alternanze arenaceo - marnose
b - banchi carbonatici complessi)
3 - Detrito di falda cementato
4 - Detrito sciolto (poco potente)
5 - Alluvioni recenti e attuali
6 - Tracce di sezioni
7 - Sovrascorrimento periadriatico
8 - Strati rovesciati
9 - Strati subverticali
10 - Strati inclinati
11 - Strati suborizzontali.

- *Geologic map of the studied area. The cavity development is here represented.*
1 - Triassic dolomite rocks
2 - Eocenic flysch
(a - arenaceous - marly deposits alternations
b - complex carbonatic banks)
3 - Cemented talus heap
4 - Free detritus (thin stratum)
5 - Recent or present alluvium
6 - Section marks
7 - Periadriatic overthrust
8 - Overturned beds
9 - Subvertical beds
10 - Inclined beds
11 - Subflat-lying beds.

Il bancone entro cui si sviluppa la grotta è stato studiato più in dettaglio: il suo contatto inferiore è ondulato per "channel casts" e lo strato inizia con un conglomerato a clasti quasi esclusivamente carbonatici subangolosi di diametro fra i 10 e i 30 cm.

Man mano che diminuiscono le dimensioni dei clasti essi diventano poligenici ed aumenta il numero dei ciottoli di selce grigio scura, ben arrotondati e subsferici allungati, di dimensioni fra i 2 e i 60 mm (foto 3). Qua e là si scorgono dei clasti di dimensioni maggiori, per lo più marnosi, probabilmente intraformazionali, cioè provenienti dai sottostanti strati flyschoidi.

All'interno della cavità, presso il punto 4 (tav. 3), nell'intervallo conglomeratico-selcifero vi è una gran quantità di noduli limonitici bruno-nerastri subarrotondati di forme e dimensioni diverse (1 ÷ 15 cm). Nel tratto del sedimento in questione anche gli altri clasti sono coperti da una patina scura dovuta all'ossido di ferro dei noduli. Sezionati questi appaiono a struttura concentrica, localmente raggiata con al centro marcasite e/o pirite microcristallina alterata in superficie in altri minerali ferrosi (limonite, ghoetite, ecc.). È in previsione uno studio particolareggiato di queste



Tav. 2 - Sezioni geologiche che evidenziano l'andamento della sinclinale. I tratti continui indicano le alternanze arenaceo-marnose, le bande discontinue indicano i banchi carbonatici complessi. Le frecce indicano la posizione della grotta.
- *Geologic sections which show the shape of the synclinal. The uninterrupted lines indicate the arenaceous-marly deposits alternations while the interrupted bands represent the complex carbonatic banks. The arrows indicate the position of the cave.*

Foto 2 - "Groove casts" e "prod casts" lungo il Rio di Monteaperta. Il verso della corrente è da sinistra a destra.
- *"Groove casts" and "prod casts" along Rio di Monteaperta. The flow direction is from left to right.*

particolari concrezioni. Esse hanno un peso specifico maggiore rispetto a tutti gli altri clasti e la loro localizzazione nel sedimento indica un deposito a tasca entro un canale d'erosione nell'ambito della corrente di torbida che ha originato il banco.

La matrice è per lo più carbonatica, ma è contenuta entro il 15% della massa. L'intervallo conglomeratico e calciruditico in generale non supera i 4 metri di spessore e a volte presenta struttura embriciata. Seguono 3 metri circa di calcarenite gradata compatta con selci e qualche granulo di quarzo. Al passaggio con la frazione calcilutitica cominciano le laminazioni parallele il cui spessore totale non supera mai i 2 metri.

In molti punti all'interno della grotta l'erosione e la dissoluzione hanno messo in evidenza delle laminazioni incrociate, ondulate parallele o inclinate per uno spessore di circa 20 ÷ 30 cm entro le calcilutiti. Seguono altre laminazioni parallele sottili o semplicemente calcilutiti senza strutture per molti metri.

Foto 3 - Affioramento all'interno della grotta (punto 4) ove è evidente il passaggio fra la frazione conglomeratica e quella calcarenitica.
- *Outcrop inside the cave (point 4) where it is obvious the passage from the conglomeratic fraction to the calcarenitic one.*

A questo punto non è stato possibile osservare la sequenza e, quindi, gli spessori sono dedotti per via indiretta; comunque questo intervallo non dovrebbe essere inferiore agli 8 metri.

In chiusura lo strato complesso presenta un intervallo marnoso grigio - azzurro scaglioso, di circa 2 metri.

In complesso lo strato varia fra i 20 ed i 25 metri di spessore.

Fra i clasti si possono individuare le seguenti rocce e minerali ordinate cronologicamente:

— Dolomie del Noriano
— Calcari oolitici del Triassico sup. - Lias inf.
— Noduli di selce provenienti da calcari selciferi del Giurassico
— Noduli limonitici forse derivanti dallo smantellamento del calcare mandorlato rosso del Malm
— Calcari vari del Cretacico
— "Calcari a Rudiste" del Cretacico
— Arenarie con laminazioni e non e marne del Terziario.

Dall'analisi al microscopio di alcune sezioni sottili, le forme fossili riconosciute sono:

— Lituolidae (*Haplophragmoides*, ecc.)
— Miliolidae (*Quinqueloculina*)
— Globigerinidae (*Globigerina*)
— Globorotalidae (*Globorotalia aragonensis*, ecc.)
— Orbitoididae
— Discocyclinidae

e inoltre esempi di: Rotalidae, Globotruncanidae, radioli di Echinidi, Alghe calcaree (*Lithothamnium, Lithophyllum*).

Sono quasi tutte forme che indicano un ambiente di mare poco profondo e tranquillo, cosa che contrasta con la natura del sedimento in cui si trovano; si tratta inoltre di un insieme di elementi cretacici e terziari mescolati e molto rimaneggiati.

Ciò conferma il fatto che i terreni in cui si trovano sono risedimentati. Dalle caratteristiche globali si può ascrivere il banco in questione, e in genere anche i depositi adiacenti, a facies di base di scarpata sottomarina. Queste facies formano un'associazione caratteristica di ambiente con molta energia, denotando una prossimalità rispetto alle aree di origine.

In definitiva all'interno il banco può essere distinto in due facies con caratteri-

stiche prossimali; l'ambiente è probabilmente da ricondursi ad una zona molto vicina al piede della scarpata sottomarina: la frazione conglomeratica (primi 4 metri) può essere ascritta ad un tipo di conglomerato organizzato a classazione moderata dovuto a trasporto in massa (flusso granulare) con locale struttura trattiva. Tali depositi sono tipici di riempimento di canali d'erosione. In certi punti appare una distinta superficie di taglio piano parallela dovuta alla netta separazione fra due differenti meccanismi deposizionali: uno inferiore (flusso granulare) ed uno superiore che è caratterizzato da un flusso per corrente di torbidità ad alta concentrazione, testimoniato dagli intervalli di Bouma, spesso in sequenza completa (foto 3).

In base alle caratteristiche sedimentologiche e micropaleontologiche esposte sopra il banco è attribuibile all'Eocene inferiore, ad un periodo in cui la trasgressione aveva sommerso l'"ellissoide" della Bernadia ed i depositi torbiditici traevano materiale non più solo dai calcari cretacici come avveniva prima, ma anche dalle diverse formazioni dei monti più a Nord. L'intero processo era collegato ad una intensa attività tettonica, con smantellamento dei margini delle piattaforme carbonatiche.

Per questi motivi i banconi più alti stratigraficamente, ed in particolare quello della grotta, hanno una composizione poligenica, con più ciottoli di selce rispetto a quelli stratigraficamente inferiori.

3.3. Tettonica

La situazione tettonica locale è condizionata, come già accennato, dalla presenza del sovrascorrimento periadriatico con andamento E-W e dall'"ellissoide" del Monte Bernadia con asse maggiore WNW-ESE, ed è caratterizzata da una sinclinale a direzione NW-SE, col fianco NE talora rovesciato.

Le fratture presenti possono essere distinte in due serie:

I - Serie di fratture con direzione NW-SE parallele all'asse della sinclinale e su cui sono impostati i rami principali della grotta caratterizzandone l'andamento generale (fig. 1). Questa serie di fratture interessa il banco carbonatico specialmente nel punto di massimo piegamento ed è conseguenza, quindi, del comportamento rigido del litotipo nei riguardi del movimento compressivo.
In alcuni casi tali fratture presentano limitato movimento verticale e locale frantumazione della roccia per cui in alcune carte geologiche questa particolare situazione tettonico-strutturale (sinclinale e fratture) è stata riportata come faglia (IACUZZI & VAIA, 1981).

In sezione trasversale le fratture sembrano avere una disposizione a raggiera attorno al nucleo della sinclinale.
Si discosta da queste con valori di direzione fino a 20° una famiglia di fratture con direzione WNW-ESE, ma che possiamo comunque far rientrare nel sistema su cui è impostata gran parte della grotta.

II - Serie di fratture verticali con direzione NNE-SSW, a frequenza metrica. Di que-

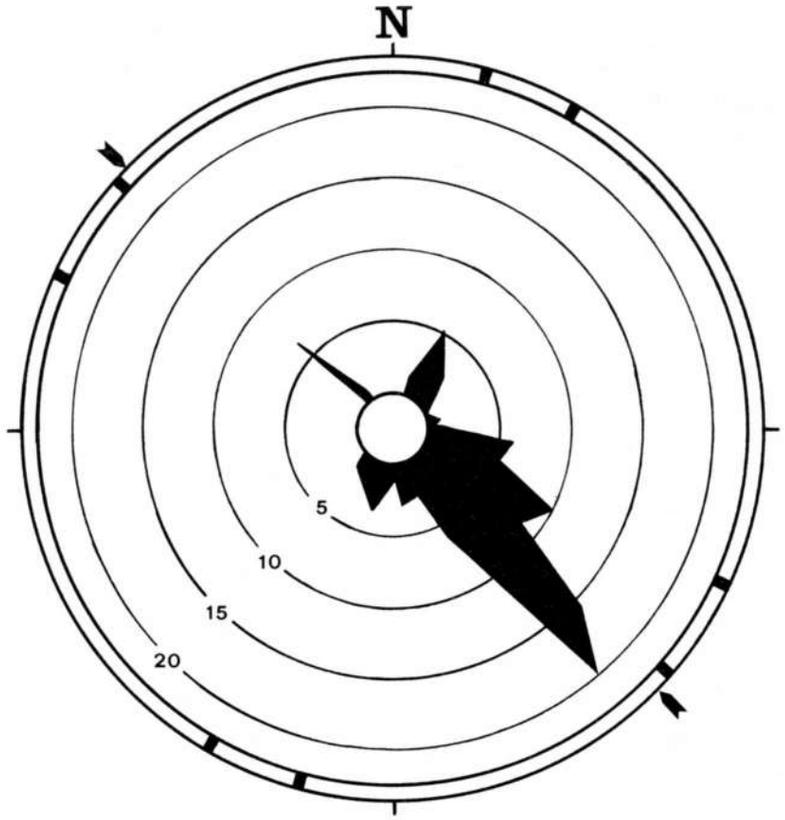


Fig. 1 - Diagramma delle progressioni di sviluppo della cavità: i numeri indicano le percentuali dello sviluppo totale. Le tacche sulla circonferenza esterna indicano i principali sistemi di fratture. Le frecce indicano la direzione media dell'asse della sinclinale.
- *Diagram of how the cavity develops: the numbers indicate the percentages of the total development. The black marks on the outside circumference show the main fractures systems. The arrows indicate the average direction of the axis of the synclinal.*

sta serie fanno parte alcune limitate faglie con rigetti orizzontali massimi di quattro metri.

Su questa serie sono impostati alcuni rami della grotta. Le fratture sono spesso beanti, anche in superficie presso il rio Carmau, sempre asciutto.

Viste alcune caratteristiche morfologiche, sembra che siano state alcune delle fratture di questa serie ad assorbire, con limitati rigetti, le fasi tettoniche più recenti.

È forse da attribuire alla trascorrenza lungo uno di questi piani di discontinuità la lieve discordanza dell'andamento delle giaciture presso la cascata subito a valle dello sbocco della grotta: qui infatti i depositi giacciono con direzione NNW-SSE.

4. Descrizione della cavità

4.1. Generalità

Alla grotta si giunge seguendo la strada che da Sambo sale verso Monteaperta per circa m 250. Un sentiero scende quindi verso il Rio di Monteaperta e all'imbocco della cavità.

A questa si accede attraverso un basso ingresso (foto 4) ed una galleria bassa e larga con massi di crollo (sez. P) da cui esce un ruscello perenne con portata costante durante l'arco dell'anno, variabile solo in seguito a precipitazioni brevi ed intense.

In alcuni punti la volta si abbassa ulteriormente (punto 1) a 100 ÷ 120 cm, mentre in alcuni tratti allagati l'acqua raggiunge il metro di altezza.

Dopo un cunicolo subcircolare semisommerso vi è un tratto impostato essenzialmente secondo gli strati. Un cunicolo a destra evita una serie di rami completamente inondati (punto 2).

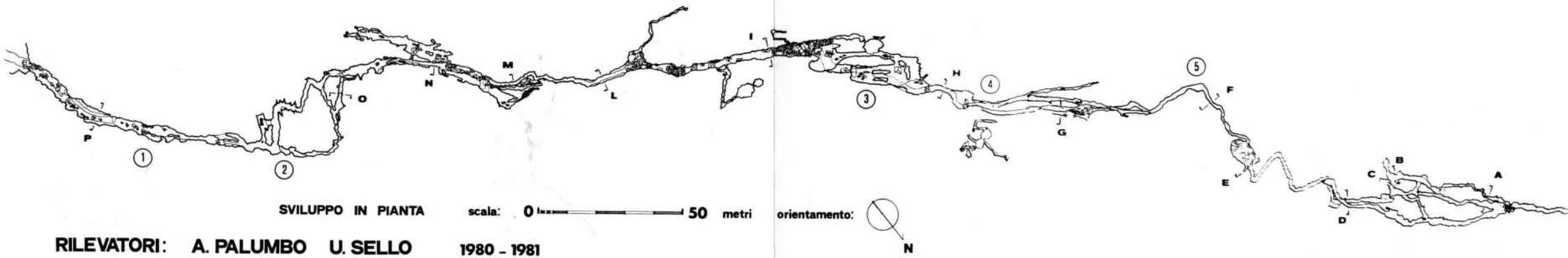
Segue una galleria a sezione lenticolare allungata verso l'alto che in vari punti ha cadute d'acqua (sez. O). Alla fine della galleria (sez. N) si apre una sala con massi di crollo ed un ramo a sinistra che parte verso l'alto.

Dopo un basso cunicolo subcircolare con acqua, scavato interamente nel conglomerato con noduli di selce (sez. M) ed intersecato da altri cunicoli laterali e salette, vi è un tratto caratterizzato dall'azione erosiva del corso d'acqua entro il conglomerato (qui più grossolano alla base, sez. L). Si incontra un'altra sala con massi di

CIRCOLO SPELEOLOGICO IDROLOGICO FRIULANO - UDINE

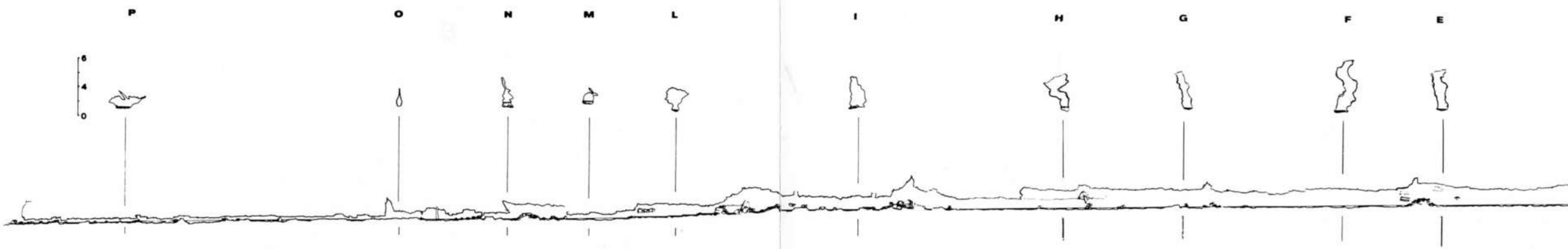
FR 573 - POD LANISCE

MONTEAPERTA (TAIPANA - UD)



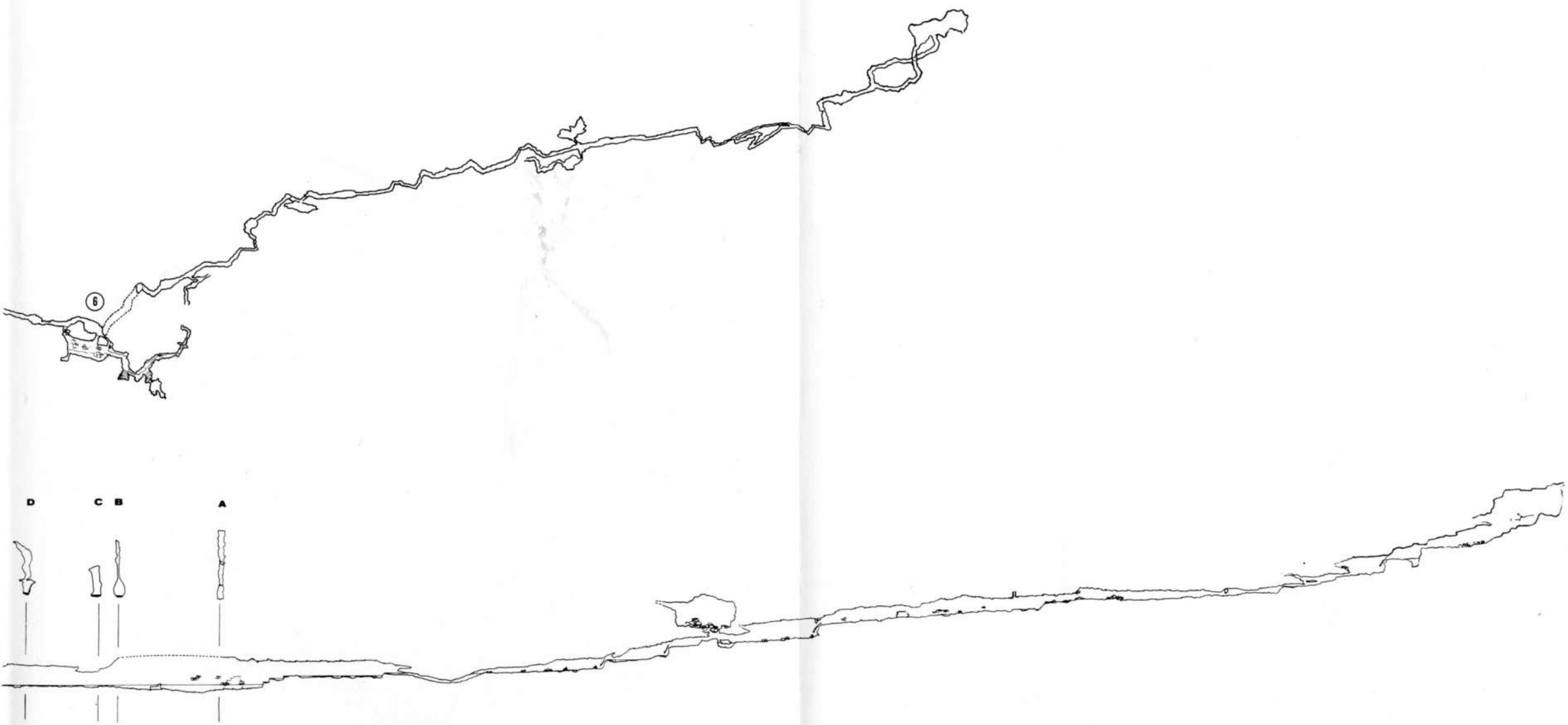
SVILUPPO IN PIANTA scala: 0 50 metri orientamento: N

RILEVATORI: A. PALUMBO U. SELLO 1980 - 1981
F. SAVOIA 1982



Tav. 3 - Sviluppo in pianta, sezione longitudinale e sezioni trasversali della grotta (queste ultime a scala diversa indicata presso la sezione P). I numeri si riferiscono a punti della cavità descritti nel testo.

- *The plan, the longitudinal section and the cross sections of the cave (the cross sections are represented in a different scale which can be seen near section P). The numbers are referred to the cavity spots described in the text.*


6
D
C B
A

crollo e, risalendo la corrente, si lasciano sulla destra varie sorgenti sempre attive. Pochi metri prima (sez. I) di una nuova grande sala con camino vi è l'evidente contatto inferiore del banco conglomeratico con uno strato arenaceo-marnoso. L'attività erosiva dell'acqua corrente ha qui asportato il livello marnoso e sta già intaccando gli strati inferiori, ma soprattutto il contatto di interstrato scavando alla base del bancone.

Foto 4 - L'ingresso della Grotta Pod Lanisce (Fr. 573).
- *The entry of the Pod Lanisce Cave (Fr. 573).*

Dopo la sala, dove l'acqua scorre sotto un grosso deposito di crollo, riprende la galleria in conglomerato. Nel punto 3 si trovano i noduli limonitici sparsi fra altri ciottoli su un gradino prodotto dall'erosione torrentizia ed ora abbandonato. Poco più avanti, sulla sinistra, si diparte un altro ramo fossile superiore, ricco di argilla, nel quale si apre un alto camino. Questo ramo, che torna verso l'uscita, coincide grosso modo con la galleria della sezione I ed è impostato su una frattura subverticale. Il ramo principale invece mantiene una morfologia erosiva (sez. H), anche se attualmente vi si verifica deposizione e più avanti è chiaramente impostato su frattura (sez. G). Presso il punto 4 (foto 3) si staccano due rami laterali: uno a sinistra che segue in alto il ramo principale, ed uno a destra alquanto contorto con due camini. Con varie curve il ramo principale prosegue passando presso alcune belle stalattiti eccentriche (punto 5) e mostrando sezioni alte e con vari livelli d'erosione abbandonati (sez. F). Una ulteriore sala con abbondante crollo e sedimenti argillosi fa scomparire momentaneamente il corso d'acqua. All'inizio della galleria successiva (sez. E) si notano fenomeni di dissoluzione al passaggio fra frazione ruditica e arenitica. Quest'ultima mostra evidenti laminazioni orizzontali. La galleria prosegue con continue curve e sezioni a livelli d'erosione sovrapposti (sez. D). Presso il punto della sez. C la morfologia cambia abbastanza bruscamente (sez. B). Dal punto 3 a qui il corso d'acqua presenta attività essenzialmente deposizionale dovuta ai frequenti sbarramenti creati dai crolli nelle sale; da qui inizia un ramo stretto e molto alto, inondato fino a circa 2 metri.

A circa 4 metri dal fondo sono visibili laminazioni incrociate nelle calcilutiti compatte.

Il ramo prosegue fino al punto della sez. A mantenendone la forma per tutto il percorso.

Dopo una serie di cascatelle in fase erosiva si apre una sala larga e bassa (punto 6). Da qui partono un ramo fossile con belle concrezioni e un sifone che è stato superato varie volte. Gli speleosub eseguirono il rilievo della parte esplorata. Lo svi-

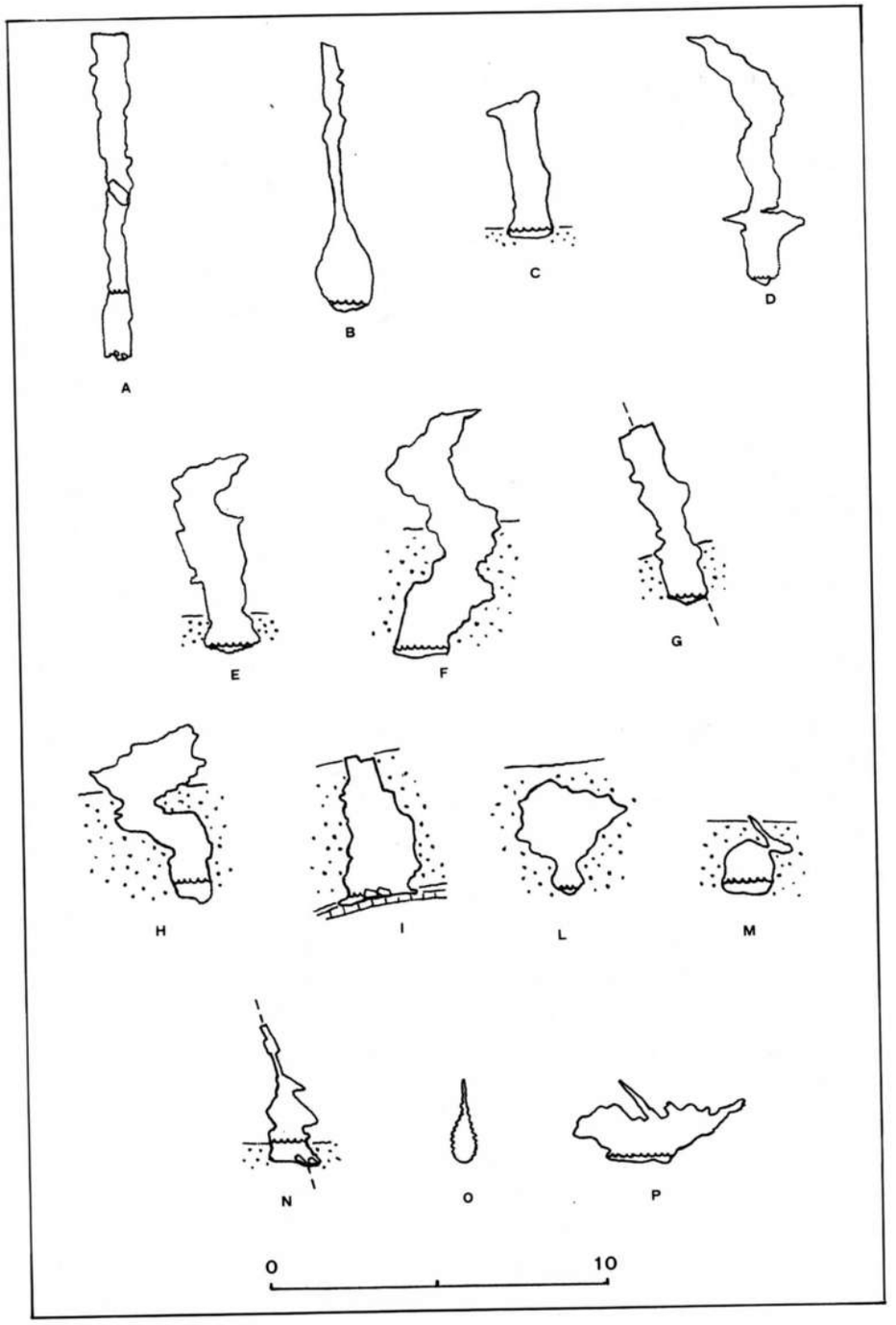


Fig. 2 - Sezioni trasversali della grotta viste dall'interno. In puntinato è indicato l'intervallo conglomeratico. Nella sezione I si vede la base del banco carbonatico e, sotto, le alternanze arenaceo-marnose.

- *Cross sections of the cave from the inside. Dots point out the conglomeratic interval. In section I the base of the carbonatic bank and, under it, the arenaceous - marly deposits alternations can be seen.*

luppo totale della grotta è di circa 2000 metri dei quali 500 metri sono oltre il sifone.

Dopo il sifone, la grotta sale decisamente con una serie di cascate. La roccia mantiene le caratteristiche già rilevate in precedenza. Sembra che in alcuni tratti emerga anche il livello marnoso superiore. Esistono alcuni begli esempi di marmitte e vasche di evorsione. Il nuovo ramo piega a sinistra rispetto all'andamento generale; comunque il presente studio geomorfologico si ferma al sifone per mancanza di dati diretti.

4.2. Rapporti fra sviluppo, litologia e tettonica

La galleria principale della grotta si sviluppa entro fratture per lo più subverticali, parallele all'asse della sinclinale.

Le giaciture degli strati all'interno si mantengono entro pendenze modeste ma con immersioni spesso opposte; ciò indica che il corso d'acqua interno scorre entro il banco carbonatico nel punto di flessione della sinclinale. Il comportamento rigido del litotipo rispetto alle forze plicative ha portato ad una fitta microfessurazione e suddivisione della roccia e successiva ricementazione da parte di calcite spatica.

I sottostanti terreni arenaceo-marnosi fanno da livello impermeabile per le acque le quali, dopo un ristagno presso l'uscita dovuto probabilmente ad una locale contropendenza dell'asse della sinclinale, defluiscono raggiungendo, dopo pochi metri, il Rio di Monteaperta.

Attualmente buona parte della grotta si sviluppa al passaggio fra la frazione ruditica (in fase erosiva) e quella arenitica, ma in passato si sviluppava esclusivamente entro quella arenitico-lutitica.

Nei tratti conglomeratici le forme sono dovute ad erosione con presenza di gole, cascate, conche di evorsione (anche sul soffitto). Evidenti gli effetti dell'erosione selettiva sui clasti. La matrice è asportata, i clasti marnosi e calcarei sono erosi mentre quelli silicei (selce, quarzo, arenaria) o ferrosi (limonite) sporgono dalle pareti e, per ultimi cadono costituendo il detrito depositato là dove la corrente perde energia. La morfologia entro i conglomerati a volte si svincola dal condizionamento strutturale, mentre nelle calcareniti e calcilutiti le forme sono in modo evidente dovute a fratture allargate poi dall'azione dell'acqua. L'erosione qui si evidenzia vistosamente con docce orizzontali, terrazzi sovrapposti, con andamento a "meandro" quindi con forme che ricordano la tipica forra torrentizia. Si possono individuare due o piú strozzature a varie altezze. La fase attuale è probabilmente di passaggio da una a minor energia, con deposito sul fondo ed erosione laterale ad una a energia erosiva

maggiore con rierosione dei depositi e formazione di forre specie entro i conglomerati, ma il confronto diretto non è per il momento possibile per la diversa erodibilità del conglomerato attualmente intaccato ed i sovrastanti depositi più compatti.

In piccolo l'erosione in questi litotipi si esplica sotto forma di innumerevoli depressioni sulle pareti (scallops) dovute a cavitazione. Questa particolare azione erosiva dell'acqua pura ha anche messo in evidenza per selezione laminazioni e fratture cementate che formano così piccole creste rocciose. A volte le depressioni divengono concavità o piccole marmitte con detrito sul fondo, e qui l'azione è anche dovuta a materiale abrasivo trasportato.

Peraltro non è da escludere un'azione dissolutiva dell'acqua sulla massa rocciosa, e ciò è evidenziato da vari indizi: presenza di fessure aperte e piccoli condotti impostati su fratture o giunti fra intervalli granulometrici, con scorrimento laminare d'acqua e stillicidio (su alcuni massi crollati si notano bene gli esempi di reticoli dendritici di solchi di dissoluzione al passaggio fra una frazione granulometrica e l'altra); presenza sul soffitto di concrezioni stalattitiche e sulle pareti di crostoni stalagmitici che giungono a volte a cementare le ghiaie sciolte e quindi a formare belle incrostazioni; abbondanza nei rami superiori e nelle parti alte delle gallerie di argilla residuale derivante sia dalla matrice della roccia sia dai livelli marnosi superiori.

Tutto ciò indica una certa aggressività chimica dell'acqua di percolazione nei riguardi di queste rocce. Anche i camini sono in parte dovuti all'azione di dissoluzione che ne facilita la crescita verso l'alto, favorendo il crollo di blocchi dalla volta.

Le fratture principali NW-SE sono diaclasi dovute al piegamento e sono disposte a raggiera attorno al nucleo della sinclinale. Sono aperte in profondità ma in superficie possono essere cementate. Le altre, NNE-SSW, talora con piccolo rigetto orizzontale, sono a volte beanti sia in superficie che in profondità. Infatti le venute d'acqua laterali che alimentano il condotto principale provengono da tali fratture.

Il fatto che esista in superficie un ruscello asciutto entro una gola (indice di ben altre portate) e corrispondentemente in profondità una grotta attiva le cui sezioni mostrano spesso un tetto piano, specialmente nel tratto interno, indica abbastanza chiaramente due iniziali fasi evolutive distinte: anticamente l'acqua scorreva tutta in superficie e l'attività carsica sotterranea era assente o ridotta alle microfratture; successivamente e forse in concomitanza con l'aprirsi delle fratture distensive nella sinclinale per spinte tettoniche, le acque superficiali furono convogliate totalmente ed in tempi brevi entro queste fratture costituendo un corso d'acqua sotterraneo,

collettore del bacino superficiale. Se la grotta avesse subito una normale evoluzione carsica le sezioni sarebbero state tutte a triangolo acuto. Quindi le morfologie erano in origine essenzialmente tettoniche nei tratti superiori, mentre nei tratti inferiori, e per lo più verso l'esterno la morfologia della cavità denota una primitiva fase freatica, con condotte forzate a sezioni subcircolari o ellittiche dove l'acqua scorreva in pressione.

Attualmente la grotta denota un generale regime vadoso sovraimposto alle precedenti fasi. Le morfologie sono di tipo gravitazionale erosivo con circolazione idrica a pelo libero. Naturalmente si possono osservare brevi tratti ancora a regime freatico (punti 2 e 6) e residui di morfologie tettoniche eredità della primitiva evoluzione. D'altra parte sono numerosi gli indizi di evoluzione ben più avanzata che si accompagnano e si sovrappongono alle morfologie erosive e cioè: morfologie inverse con camini e soffitti di sale crescenti verso l'alto con abbondantissimo materiale di crollo sul pavimento e materiale argilloso residuale sulle pareti; rami "fossili" superiori con abbondanti depositi argillosi o concrezioni di vario tipo spesso incrostanti i depositi eluviali.

Indizi di possibili movimenti tettonici piuttosto recenti sono osservabili nel ramo fossile concrezionato (punto 6): sono presenti parecchie stalattiti rotte e incrostate sul suolo e alcune stalattiti in loco non sono in asse con le rispettive stalagmiti. Del resto un po' lungo tutto il percorso della cavità il materiale di crollo è abbondante anche dove non ci sono camini o sale e la sua deposizione può essere stata favorita da una certa attività sismica che agì in tempi storici.

Verso l'uscita la portata appare minore che in punti più interni. Probabilmente esistono fughe di acqua inferiori come avviene anche a pochi metri dall'entrata attraverso alcuni fori nella roccia che determinano dei gorghi. Ciò è forse da attribuire alla ricerca di un nuovo profilo di equilibrio imposto dalla attuale situazione del Rio di Monteaperta che a valle si sta scavando un letto entro gli erodibili terreni arenaceo - marnosi presenti dopo la cascata; di conseguenza esso sta approfondendo il suo alveo dove scorre ancora nel bancone carbonatico.

5. Conclusioni

La grotta "Pod Lanisce", in base a quanto precedentemente esposto, non sembra discostarsi molto dai modelli evolutivi già definiti per sistemi carsici come quello

di Villanova (Fr. 323) o quello della Doviza (Fr. 70) (FERUGLIO, 1954) che pure si sviluppano in terreni flyschoidi con banchi carbonatici complessi. Essa appare però in una fase evolutiva relativamente arretrata in quanto si sviluppa in gole o solchi d'erosione all'interno del banco carbonatico e solo in un punto (sez. I) l'acqua ha appena messo a nudo i sottostanti depositi arenaceo - marnosi.

Nelle altre due grotte, invece, il deflusso avviene nei rami più profondi entro questi ultimi depositi. In definitiva questa è una grotta originata essenzialmente dall'azione erosiva del corso d'acqua interno entro strutture tettoniche ed è di tipo assorbente cioè drenante le acque di linee di impluvio superficiali.

L'azione dissolutiva è secondaria e si sovrappone alla prima.

Ponendo, in accordo con FERUGLIO (1954), la spianata di Monteaperta come fase erosiva del Quaternario antico s.l. e il conoide di detrito cementato ad essa sovrapposto nel Würm, si può supporre, dalla osservazione della morfologia, che al più tardi nell'interglaciale Riss-Würm iniziò la ripresa erosiva sulla spianata e quindi si formarono le vallecole dei vari rii che scendono dal Gran Monte. Ma nel Würm in seguito alle imponenti fasi di accumulo di detriti di falda tali vallecole furono in parte riempite e in seguito rierose dai vecchi ruscelli che isolano ora lembi di tali detriti cementati.

Ora, supposto come sopra detto, che la grotta si sia formata in una fase successiva alla formazione del rio, essa non può risalire ad una età piú antica di quella würmiana in coincidenza di una delle sue varie fasi. Si spiega così la relativa arretratezza evolutiva rispetto alle grotte similari della zona che FERUGLIO (1954) fa risalire, come origine, al Pliocene medio-superiore.

Del resto datazioni precise sono ardue e complicate dalla particolare situazione strutturale in cui si è venuta a formare questa cavità.

Ferma restando la situazione climatica attuale che nella zona è ad alta piovosità (circa mm 2600 all'anno), e abbassandosi il livello di base costituito dalle acque del Rio di Monteaperta che nel tratto a valle della grotta è in fase erosiva, la cavità dovrebbe approfondirsi ulteriormente e nei tratti mediani intaccare i depositi arenaceo-marnosi portando ad uno sviluppo che può avvicinarsi a quello della Grotta Doviza e della Grotta Nuova di Villanova. Naturalmente i particolari vincoli strutturali fanno distinguere la Grotta Pod Lanisce dalle altre due che si sviluppano in una situazione di monoclinale.

La velocità di approfondimento della grotta è attualmente superiore a quella del tratto superiore del rio e i due profili si distanziano sempre più dall'ingresso della

grotta verso l'interno. Solo alcuni grossi camini del tratto mediano sembra abbiano la possibilità di innalzarsi per 30 ÷ 40 metri fino quasi al letto del rio.

In definitiva le caratteristiche della grotta e della morfologia superficiale indicano una iniziale fase di ricerca di un nuovo profilo di equilibrio similmente a quanto accadde in fasi passate testimoniate da alcune morfologie interne.

La situazione sembra costituire un ulteriore dato a favore dell'ipotesi di un recente innalzamento di una vasta area nel Friuli orientale testimoniato da un generale ringiovanimento dei corsi d'acqua.

Manoscritto pervenuto il 28.VI.1985.

Ringraziamenti

Ringrazio per i preziosi consigli il dott. Franco Cucchi e il dott. Giorgio Tunis e, per la rilettura critica, il prof. Franco Vaia dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università degli Studi di Trieste.

Bibliografia

BRAMBATI A. & VENZO G.A., 1969 - Prime osservazioni sedimentologiche sul Flysch Friulano. *Studi Trentini Sc. Nat.*, sez. A, 46 (1): 3-10, Trento.

CAROBENE L., CARULLI G.B. & VAIA F., 1981 - Foglio 25, Udine. In: CASTELLARIN A. (a cura di) - Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000): 39-45, pubbl. 441, *Prog. Fin. Geodinamica (S.P.5), CNR*, Bologna.

CUCCHI F., 1975 - I diagrammi nello studio delle cavità. *Suppl. Atti e Mem. Comm. Gr. "E. Boegan" SAG*, preprint.

FERUGLIO E., 1925 - Le Prealpi fra l'Isonzo e l'Arzino. *Boll. Ass. Agraria Friul.*, Udine.

FERUGLIO E., 1954 - La regione carsica di Villanova in Friuli. *Pubbl. Ist. Geol. Univ. Torino*, 2: 1-68, 34 tavv., 3 figg., 1 carta geol. 1:12.500, Torino.

GNACCOLINI M., 1968 - Sull'origine del "Conglomerato Pseudocretaceo" di Vernasso (Cividale del Friuli). *Riv. It. Paleont. e Strat.*, 74 (4): 1233-1254, Milano.

IACUZZI R. & VAIA F., 1981 - Carte tematiche del territorio della Comunità Montana delle Valli del Torre. Tarcento (Ud).

JAKUCS L., 1977 - Morphogenetics of karst regions. *Akedemiaia Kiadò*, Budapest.

KRAUSE F.F. & OLDERSHAW A.E., 1979 - Submarine carbonate breccia beds - a depositional model for two-layer sediment gravity flows from the Sekwi Formation (Lower Cambrian), Mac Kenzie Mountains, Northwest Territories, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 16: 189-199, 7 ff., 3 tav. .

MESAGLIO G. & SELLO U., 1982 - Note sulla Pod Lanisce. *Atti 5° Conv. Reg. Spel. del Friuli V.G.*, 1981: 71-76, Trieste.

RICCI LUCCHI F., 1980 - Sedimentologia. Parte III, *CLUEB*, Bologna.

SELLO U. & TURCO S., 1981 - La grotta Pod Lanisce. *Speleologia, Riv. SSI*, 6: 6-7.

Indirizzo dell'Autore - Author's address:
— dr. Maurizio PONTON
Museo Friulano di Storia Naturale
Via Grazzano 1, I-33100 UDINE