FURIO ULCIGRAI

SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DELL'ABISSO DI TREBICIANO

RIASSUNTO

E' stata studiata la successione stratigrafica delle Formazioni rocciose in cui si apre una delle cavità più profonde del Carso Triestino l'abisso di Trebiciano (m 329), al fondo della quale scorrono le acque del F. Timavo.

La successione ha inizio, dal basso, con la parte superiore del complesso, dolomitico seguito dalle Formazioni dei .calcari nerastri e grigi., dal calcare brecciato di Monrupino e dalla parte basale del calcare radiolitico principale tutte unità litostratigrafiche non formali affioranti sul Carso Triestino. Dal punto di vista cronostratigrafico la successione va dal Cenomaniano al Turoniano medio-inferiore.

Lo studio petrografico ha messo in evidenza, nel complesso dolomitico., orizzonti intensamente dedolomitizzati e caratterizzati da fenomeni di paracarsismo.

Ciò ha consentito, nel contesto dell'evoluzione degli ambienti di sedimentazione, di affermare che nel Cenomaniano si son avuti momenti di vera e propria emersione probabilmente legati a pulsazioni tettoniche.

ABSTRACT

A study was made of the stratigraphic succession of the rock formations where there opens one of the deepest cavities of the Trieste Karst, i.e., the Abyss of Trebiciano (m 329) on whose floor flows the water of the River Timavo. Starting from the bottom, the stratigraphic succession comprises the following informal lithostratigraphic units: (a) upper portion of the Complesso Dolomitico. (dolomites, dedolomites and dolomitic breccias with layers characterized by sags, vescicles and fractures lined or filled with strongly limonite-pigmented spathic calcite or calcitic material with terrigenous supplies); (b) Calcari nerastri c grigi. Formation (black lamellar micrites and intramicrites below, and alternations of biomicrites and bioclastites above); (c) Calcare brecciato di Monrupino. Formations (biointramicrites, bioclastites, intrabiosparites); (d) basal portion of the Calcare radiolitico principale. alternations of bioclastic biomicrites and intrasparites).

The petrographic research made it possible to define the secondary origin of the dolomites of the Complesso Dolomitico. and, in the same Formation, revealed the presence of layers characterized by dedolomitization phenomena; fissures and intergranular porosities are cemented by spathic calcite. Various stages were identified in the dedolomitization process: first the dolomite crystals are isolated one from the other by very thin calcitic films. where calcitization later starts and, centripetally developing, causes the genesis of calcitic anhedral crystals comprising more or less corroded relicts of the originary dolomite crystal. The newly-formed calcitic crystal and the dolomite relicts included in it have the same optical orientation, In the final stage there is total dedolomitization with calcitic crystals which are often characterized by the inward presence of cencentrations of irresolvable impurities.

From the chronostratigraphic point :of view the entire succession is comprised in the Upper Cretaceous (partim): it begins with the Cenomanian to which both the .Complesso Dolomitico. ;and the Calcari nerastri e grigi. Formations may be ascribed. The Cenomanian - Turonian limit is included in the calcare brecciato di Monrupino.: as it is impossible to identify it by means of the micropaleontological criterion it has been situated (in accordance with local geological literature) at the level of a reef facies sensu strictu. The succession ends with the Middle Turonian.

A.centrifugal dedolomitization was very rarely observed in zoned dolomite rhombohedrons. It is due to microfractures in the rhombrohedron and to a difference incomposition between the core and the periphery. Composite rombohedrons. are not very frequent either: in these the dedolomitization process manifests itself through the genesis of an aphanitic or very fine calcitic mosaic which replaces the euhedral dolomite crystal while respecting its outlines perfectly; this is a calcite pseudomorph after dolomite. In addition, the petrographical study showed the direct relation existing between dedolomitization and frequency of proposity and fractures in the rock.

As regards the chemical mode of action of the phenomenon, presupposing - according to Tatarskij - the enrichment of meteoric water with calcium sulphate, there are no Formations in the stratigraphic succession of the Trieste Karst that may have caused such an enrichment and hence the problem of the dedolomitization chemism of the Complesso Dolomitico. is still unsolved.

The sedimentation environment of the Trebiciano succession is initially that of a rather shallow sea with some retreats of the sea resulting in local emergences which had never been reported before. Breccias, dedolomites and phenomena of paracarsismo. in the dolomites of the Complesso Dolomitico. bear witness to such subaereal episodes. A reef environment with slight variations takes over later.

As to the morphology and genesis of the cave, it is clear that the first part of the cavity characterized by subver-

ticial pit structures is in limestone (except for the last few tens of metres) while the big final cave is in dolomites. The relation between the two different morphologies would be fortuitous inasmuch as the pits and the big cave genetically developed independently one of the other. In fact, the vertical pit system is tied up with a vertical Karst phenomenon due mainly to corrosion, while the cave is the result of erosion and progressive ceiling collapse connected to the underground activity of the water of the River Timavo flowing on the floor of the cavity: the confluence of the two systems, one into the other, is apparently accidental.

RESUME

Des ètudes ont W rèalisèes sur la sèrie stratigraphique des Formations rocheuses dans lesquelles se situe I'une des cavitès les plus profondes du Karst Triestin: l'abime de Trebiciano (m 329), au fond duquel s'ecoulent les eaux du fleuve Timavo. La série, commence, du bas, par la partie supérieure du ~complesso dolomitico. A laquelle font suite les Formations des ~calcari nerastri e grigi., les -calcare brecciato di Monrupino. et la partie basale du ealcare radiolitico principale., unités Lthostratigraphiques informelles affleurant sur le Karst Triestin. Du point de vue chronostratigraphique, la succession va du Cénomanien au Turonien moyen-inférieur.

L'étude pétrographique a mis en évidence, dans le complesso dolomitico., des horizons intènsément d6dolGmitis6s et caractérisés par des phénomènes de paracarsismo..

Ceci a permis, dans la cadre de l'évolution des milieux de sedimentation, d'affirmer que dans la Cénomanien on a eu des moments de veritable émersion, probablement lids à des pulsations tectoniques ..

ZUSAMMENFASSUNG

Es wurde die Aufeinanderfolge der Schichten der Gesteinsbildungen erforscht, in welcher sich eine der tiefsten Höhlen des Triestiner Karst, die Höhle von Trebiciano (m 329), befindet, auf deren Grund die Wassermassen des Timavo Flusses fliessen.

'Die Aufeinanderfolge Der Schichten beginnt, von unten herauf, mit dem Oberteil der -complesso dolomitico., gefolgt von den Gesteinsbildungen der calcari nerastri e grigi., von dem. cal,care brecciato di Monrupino., und von, dem basalen Teil des calcare radiolitico principale., all gesteinsstratigraphische Einheiten, die auf dem Karst erscheinen.

Von einem chronologischen Gesichtspunkt aus geht die Aufeinanderfolge der Schichten von der Cenoman bis zu Der mittel-tiefen Turon.

Die Forschung der Gesteinskunde hat in der complesso dolomitico. Horizonte mit schwachen dolomitischen Eigenschaften in den Vordergrund gehoben, die von parakarstischen Phänomene gekennzeichnet sind. Dies hat erlaubt !m Zusammenhang der Entwicklung der Schichtenablagerung behaupten zu können, dass es in der Cenoman Ereignisse von Emporragen gab, wahrscheinilch durch tektonische Massenbewegungen. vorgerufen.

1. INTRODUZIONE

L'Istituto di Geologia dell'Università di Trieste svolge da anni attività di ricerca rivolta, tra l'altro, ai problemi del carsismo epi ed ipogeo.

Nell'ambito di tali ricerche è stata studiata la successione stratigrafica delle Formazioni rocciose in cui si apre l'abisso di Trebiciano, una delle cavità più profonde (m 329) del Carso Triestino, studiata e descritta ampiamente dal grande speleologo ed ideologo triestino Eugenio Boegan che ha illustrato i risultati del-le sue indagini in numerossime pubblicazioni.

L'ingresso della grotta è ubicato a poco più di un chilometro e mezzo a NNE dell'abitato di Trebiciano; al fondo della cavità scorrono le acque del F. Timavo. La morfologia della grotta è illustrata in Fig. 2.

In passato, fin dalla metà del secolo scorso, l'abisso di Trebiciano è stato ripetutamente preso in considerazione per diversi progetti di sfruttamento delle acque del F. Timavo per l'approvvigionamento idrico della città di Trieste; per questa ragione la cavità è stata rilevata e quotata con estremo rigore il che ci ha consentito di ubicare esattamente i campioni raccolti.

Poichè le Formazioni rocciose attraversate dalla cavità hanno giacitura suborizzontale o pochissimo inclinata l'abisso di Trebiciano costituisce una splendida sezione stratigrafica naturale del Carso Triestino.

Il presente lavoro (1) è stato eseguito con il contributo del C. N. R., Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie.

Ringrazio vivamente il Prof. Giulio Antonio Venzo, Direttore dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Trieste, per la lettura critica del mano scritto ed il Signor Rino Semeraro, speleologo della Commissione Grotte «E. Boegan» della Soc. Alpina delle Giulie, che ha eseguito l'accuratissima campionatura in grotta. Ringrazio ancora il Presidente della Commissione Grotte «E. Boegan» Carlo Finocchiaro, che mi ha proposto l'argomento di questa ricerca ed ha impegnato il Suo Sodalizio nel sostenerla, e per la loro fattiva collaborazione il Prof. Mario Masoli e il Dott. Nevio Pugliese dell'Istituto di Geologia e Paleontologia di Trieste ed i colleghi del Gruppo dì ricerche carsiche facenti capo allo stesso Istituto.

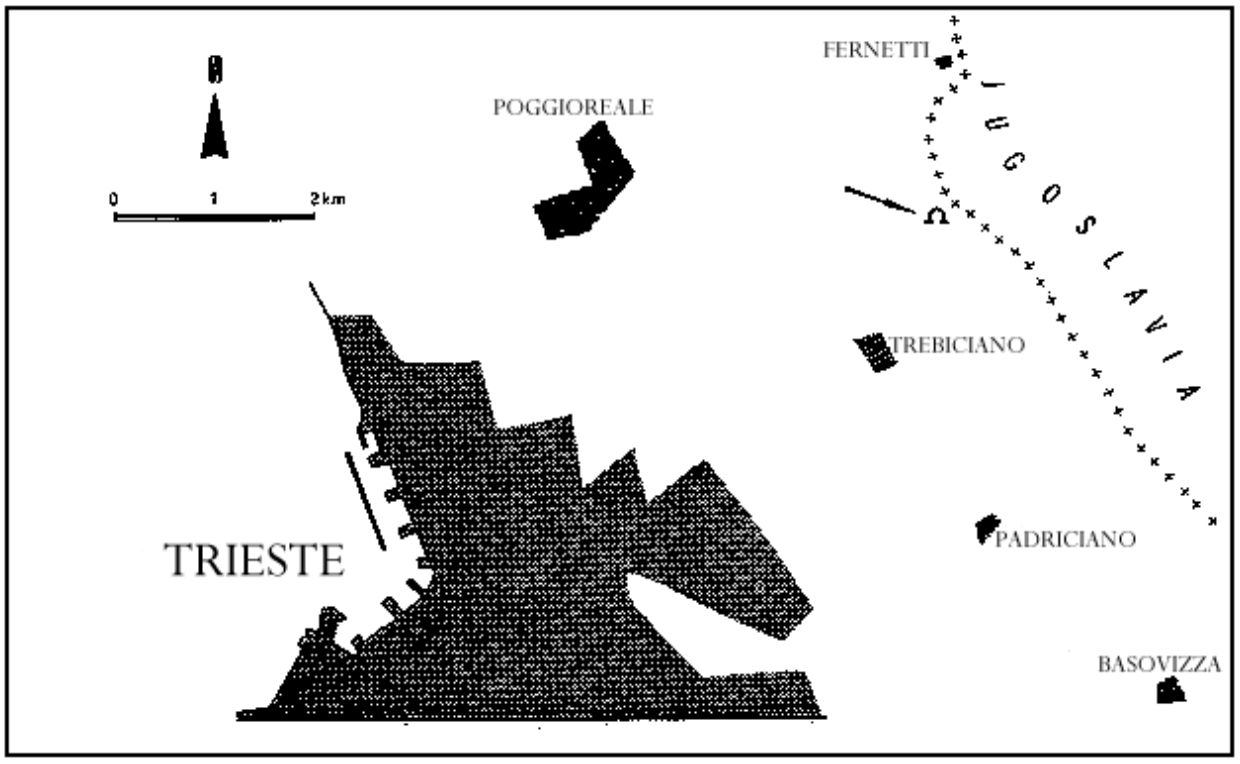


Fig. 1 — Ubicazione della cavità.

(1) Esso costituisce, nel quadro dello studio dei fenomeni carsici secondo il metodo integrale, la base di lavoro per una ricerca speleogenetica e morfologica attualmente in fase di esecuzione.

2. LA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA

Sono stati raccolti, in perfetta continuità litologica, 97 campioni che sono stati oggetto di uno studio litologico petrografico in sezione sottile e di analisi chimiche calcimetriche (2).

La successione è tutta carbonatica e abbraccia termini del Cretacico Superiore, dalla parte alta del Cenomaniano al Turoniano medio inferiore.

Per la definizione dei litotipi calcarei si è usata la classificazione di R. Folk (1959), mentre per le litofacies carbonatiche miste, cioè costituite da dolomite e calcite in % variabili, non si è adottata la classificazione tradizionale sulla base dei rapporti percentuali tra i due carbonati perchè è stato notato non essere tale classificazione rispondente alle caratteristiche litologiche delle roccie in questione; infatti tenori di calcite superiori al 10% ed anche al 50% e 60% sono, quasi sempre riferibili a fenomeni secondari in dolomie pure; la calcite costituisce infatti il riempimento di fratture o di porosità intergranulari o sostituisce l'originario mosaico dolomitico nel quadro di un processo detto di «dedolomitizzazione» (3). In questi casi la roccia è stata classificata sulla base petrografica; si sono così definite come dolomie anche quelle roccie che attualmente mostrano un mosaico parzialmente calcitico, (localmente anche prevalente), derivante però in modo evidente dalla sostituzione di un originario mosaico dolomitico. Per questi litotipi V.B. Tatarskiy (in L. Mattavelli, 1966) ha anche proposto il termine di dedolomite.

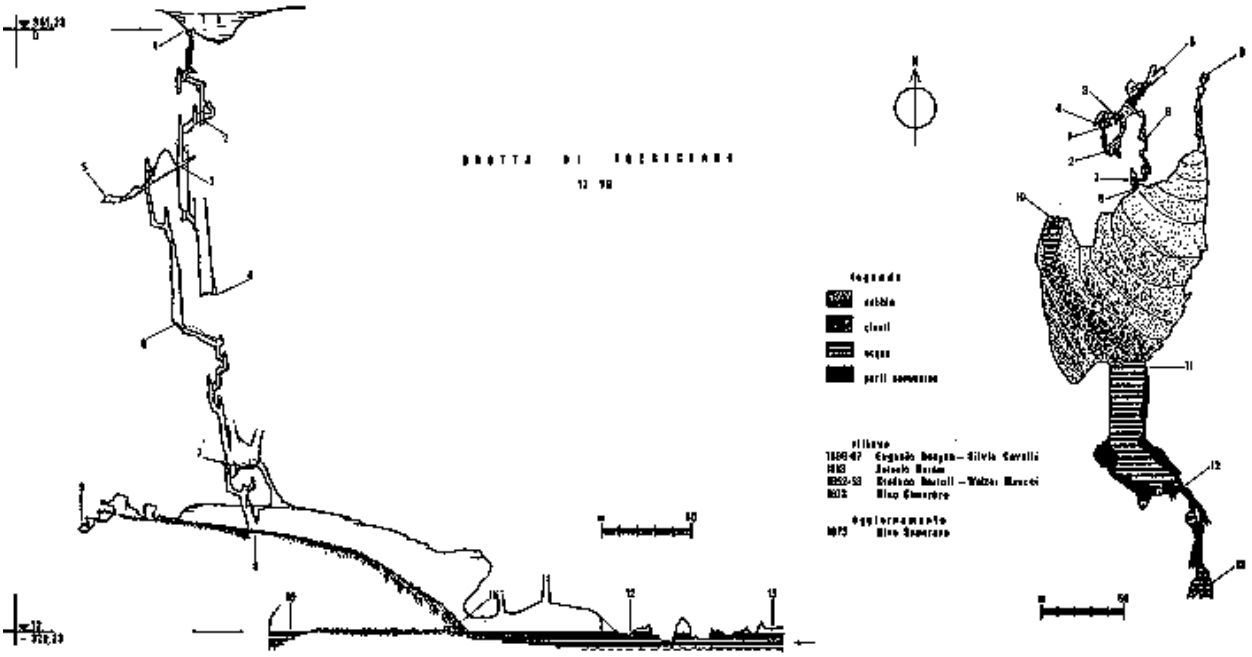


Fig. 2 — Planimetria e sezione della cavità.

(2) L'analisi chimica è stata eseguita mediante uno spettrofotometro ad assorbimento atomico dal Dott. Sergio Stefanini.

(3) Il termine di «,dedolomitizzazione~ per indicare il fenomeno della sostituzione della ,dolomite ad opera, della calcite è stato introdotto già nel 1847 da A. Von Morlot ma è stato studiato con i moderni criteri della petrografia solo nell'ultimo ventennio.

2.1. Descrizione della successione

M I - (CI-C12) Dolomie cristalline grigie, con sacche, vacuoli, fratture riempite da materiale calcitico rosso-giallastro. Localmente son presenti anche filoncelli di calcite spatica. Spessore: metri 36.

In sezione sottile la roccia appare costituita da un mosaico dolomitico, da anedrale a subeuedrale, a prevalente grana media (il solo C7 è a grana grossa). Alcuni livelli presentano fenomeni di dedolomitizzazione estremamente intensi (Cl, C3, C10, C12). Son presenti fratture ad andamento irregolare riempite da calcite spatica, con spessori e frequenze variabili. Talvolta i filoncelli calcitici sono così numerosi (C44) da isolare ampie plaghe del mosaico di fondo determinando una struttura -che simula quelladi una breccia. E' stata rilevata una connessione diretta tra la frequenza dei filoncelli e l'intensità dei fenomeni di dedolomitizzazione. Nei livelli in cui tale fenomeno si è manifestato con maggior intensità il mosaico di fondo prevalente è ormai costituito da cristalli dolomitici profondamente corrosi. La sostituzione della dolomite ad opera della calcite è avvenuta con modalità centripete ed il cristallo calcitico ed il relitto dolomitico in esso compreso mostrano la stessa orientazione ottica.

Nelle dolomie in cui la calcitizzazione non è avvenuta con altrettanta intensità sussistono ampie zone del mosaico dolomitico in cui i singoli cristalli sono isolati l'uno dall'altro da pellicole calcitiche di spessori anche minimi, dell'ordine del micron ed anche meno.

Anche le porosità intergranulari sono cementate da calcite spatica limpida.

Nei campioni CI e C5 son rilevabili fantasmi di strutture probabilmente riferibili a resti organici (Molluschi?); all'interno di queste strutture si rinvengono talvolta plaghe micritiche e microsparitiche.

Come risulta dalla descrizione macrescopica, in tutto il Membro le dolomie sono interessate da sacche, vacuoli e fratture irregolari riempite da materiale di intenso color rosso-arancio che in sezione sottile è risultato costituito da un mosaico di fondo calcitico, microsparitico che comprende talvolta plaghe di calcite a grana media in cui si nota una evidente tendenza dei cristalli all'euedralità. In alcuni campioni (C8 e C12) in dette plaghe spatiche si sono osservati anche romboedri calcitici idiomorfi costituiti da un aggregato micritico, («romboedri compositi» di L. Mattavelli, 1966).

Nel mosaico calcitico delle sacche è disperso anche qualche granulo di quarzo e di feldispati con dimensioni variabili tra 0,03 mm e 0,08 mm.

M II - (C13) Dolomia cariata, ad intensa dedolomitizzazione (dedolomite) con vacuoli riempiti da concrezioni calcitiche giallastre. Spessore: metri l.

In sezione sottile risulta evidente come la dedolomitizzazione si sia esplicata con notevole intensità per cui, dell'originario mosaico dolomitico, di fondo, sono visibili localmente isolati relitti.

I vacuoli sono riempiti da concrezioni calcitiche; le varie fasi di accrescimento dei cristalli sono assai ben evidenti in quanto marcate da impurezze irresolvibili e concentrazioni di minutissime masserelle puntiformi di ossidi di Fe.

M III - (C14 - C22) Dolomie grigie a dedolomitizzazione anche molto intensa (dedolomiti). Sono presenti sacche e fratture riempite da materiale calcitico-limonitico giallo rossastro. Spessore: metri 27.

In sezione sottile la roccia risulta costituita da un prevalente mosaico calcitico anedrale a grana media, localmente grossa (solo il C14 presenta una grana variabile da fine a media), i cui cristalli comprendono spesso relitti di cristalli dolomitici a contorni estremamente irregolari per corrosione. In alcuni campioni (e particolarmente in C1-9) il fenomeno della dedolomitizzazione appare assai meno intenso e diffuso irregolarmente.

Son sempre presenti sacche, fratture e vacuoli riempiti da un mosaico calcitico, equigranulare, a grana finissima, più o, meno intensamente pigmentato da idrossido di Fe, con un certo apporto terrigeno. In certi casi si è notato che le pareti delle sacche e delle fratture sono «tappezzate» da cristalli di calcite spatica a grana grossa che qualche volta (C22) si rinviene anche al fondo delle sacche e che più raramente può chiudere superiormente il riempimento (C22). I contatti tra la calcite spatica e la micrite del riempimento sono sempre nettissimi. Nel mosaico micritico di riempimento si rinvengono anche vacuoli (C21) a contorni irregolari cementati da calcite spatica a grana grossa, con una certa tendenza all'euedralità.

L'apporto, terrigeno è costituito da quarzo,, feldispati, miche, frammenti di roccia con qualche granulo di zircone e tormalina; la granulometria è assai variabile, da minimi di 0,03 mm a massimi sui 0,16 mm.

I clasti possono essere isolati, finemente dispersi nel mosaico calcitico o, concentrati in livelletti e lenticelle a giacitura grossolanamente subparallela e in alternanza con orizzonti con scarso G nullo, apporto, detritico.

Il quarzo, in granuli generalmente subangolosi, presenta spesso estinzione ondulata; i feldispati sono comunemente alterati; le miche rappresentate dalla sola muscovite in esili lamelle; i frammenti di roccia, piuttosto frequenti, sono costituiti da aggregati di microquarzo; i granuli, peraltro rarissimi, di zircone e tormalina son stati rinvenuti solo nel C22 che presenta una sacca caratterizzata da una frazione detritica particolarmente abbondante.

Masserelle di ossidi di Fe e concentrazioni limonitiche si rinvengono, spesso in tutto il mosaico, dei riempimenti e talvolta sono concentrate verso il fondo delle sacche e delle fratture (C21 e C22).

Nel C22 il riempimento di una sacca sembra esser avvenuto in due fasi successive separate dalla deposizione di un livello di calcite spatica a grana grossa.

M IV - (C23 - C34 Dolomie grigie cristalline piuttosto compatte. 1 campioni C25, C27 e C30 presentano una stratificazione interna laminare mm ritmica marcata da bande più scure, irregolari ma subparalIele alla macrostratificazione.
Spessore: metri 40.

In sezione sottile la roccia risulta costituita da un mosaico, di fondo dolomitico anedrale talvolta con una certa tendenza alla subeuedralità (C24, C25, C29, C30) a grana variabile, prevalentemente media o medio-grossa e più raramente da fine a media (C28, C 31, C32). 1 cristalli dolomitici hanno spesso un nucleo a contorno romboedrico marcato da impurezze irresolvibili.

Le porosità intergranulari sono nempite da calcite spatica così come calcitico è il cemento di frattura. In alcuni campioni (C31, C32) in cui i filoncelli calcitici sono più frequenti, nel mosaico dolomitico di fondo si notano delle zone in cui i cristalli dolomitici son separati l'uno dall'altro da esili pellicole calcitiche con qualche accenno a ridotti fenomeni di dedolomitizzazione su cristalli isolati.

Nei campioni C25, C27 e C30 (in cui macroscopicamente si rileva una struttura interna mm ritmica) in sezione sottile non si notano differenze nella grana del mosaico di fondo: in corrispondenza delle bande che macroscopicamente, appaiono più scure si osserva, in sezione sottile, una lieve pigmentazione bruna. E' possibile che si tratti di impurezze bituminose presenti nel sedimento orginario prima che esso venga dolornitizzato e che tale caratteristica sia stata rispettata dalla dolomitizzazione.

M V - (C35 Breccia: i clasti sono dolomitici, angolosi, di color grigio scuro, e di dimensioni dell'ordine di qualche centimetro. Il cemento è grigio chiaro.
Spessore: metri 4

L'esame in sezione sottile conferma la struttura clastica bene rilevabile anche macroscopicamente. La roccia è costituita da frammenti dolomitici cementati da calcite spatica. Nel mosaico dolomitico dei frammenti sono vistosissimi i fenomeni di dedolomitizzazione che possono localmente determinare la prevalenza del mosaico calcitico neomorfico su quello dolomitico originario di cui non restano che isolati relitti.

M VI - (C36-C40) Dolomie grigio chiare a dedolomitizzazione anche molto intensa (dedolomite), con sacche, vene e vacuoli riempiti da materiale calcareo-limonitico giallo e rossastro.
Spessore: metri 16.

In sezione sottile la roccia risulta costituita da un mosaico in prevalenza calcitico a grana variabile (da fine a media) i cui cristalli comprendono relitti dell'originario mosaico dolomitico. In C38 la dedolomitizzazione si è manifestata con estrema intensità cosicchè il mosaico di fondo è in assoluta prevalenza calcitico anedrale e i relitti dolomitici in esso compresi sono piuttosto rari. Anche in C39 si registra un fenomeno analogo, per altro in proporzioni leggermente più ridotte. Il C38 è caratterizzato inoltre dalla presenza di frequentissime strutture (forse riferibili a resti organici) di forma allungata, i cui contorni sono, marcati da addensamenti di impurezze irresolvibili che delimitano aree calcitiche spatiche a grana media e grossa.

Son presenti in tutti i campioni del Membro sacche, fratture e vacuoli riempiti da un mosaico calcitico a grana fine, equigranulare, uniformemente pigmentato da limonite e comprendente frequenti masserelle di ossidi di ferro e granuli isolati di quarzo (di dimensioni variabili da 0,005 mm a 0,04 rnm).

Alle pareti di sacche e fratture si rinvengono talvolta fasce di calcite spatica a grana da media a grossa.

M VII - (C41) Breccia dolomitica non molto coerente: i clasti sono -dolomitici di colore grigio scuro, a contorni angolosi. Il cemento è calcareo-Iimonitico di colore giallastro.
Spessore: metri 4.

L'esame in sezione sottile conferma la struttura clastica rilevabile macroscopicamente.

I frammenti, per lo, più angolosi, sono costituiti da un mosaico dolomitico anedrale a grana media. Nei frammenti di maggiore dimensione non si notano fenomeni di dedolomitizzazione che appaiono invece assai intensi nel mosaico dei clasti minori.

Il cemento, localmente pigmentato da limonite, è costituito da cristalli calcitici anedrali in cui sono compresi frequentissimi nuclei cristallini dolomitici intensamente corrosi, il che fa supporre che originariamente anche il cemento sia stato dolomitico.

E' presente, nel cemento, qualche isolato granulo di quarzo (dimensioni sui 0.03 mm).

M VIII - (C42-C44) Dolomie grigie non molto compatte, con vacuoli e venule calcareo-limonitiche. Nel C44 si nota una struttura interna mm ritmica.
Spessore: metri 11.

In sezione sottile la roccia risulta costituita da un mosaico dolomitico anedrale a grana media con fenomeni di dedolomitizzazione che soltanto localmente raggiungono una certa intensità.

In C42 è presente una sacca riempita da calcite a grana fine, pigmentata da limonite, con granuli di quarzo isolati (diametri sui 0,03 mm).

In C44 si notano dei livelletti, ad andamento irregolare ma grosso modo subparallelo, caratterizzati da una grana minore dei cristalli dolomitici, una lieve pigmentazione bruniccia e una accentuazione della dedolomitizzazione. Infatti mentre negli orizzonti a mosaico più grossolano la calcitizzazione è limitata ;a fenomeni ai bordi di cristalli isolati, nei livelletti a grana minore i cristalli dolomitici sono isolati l'uno dall'altro da pellicole calcitiche e spesso sono corrosi anche profondamente.

M IX - (C45 Dolomia calcarea, grigia, molto compatta.
Spessore: metri 4.

L'esame in sezione sottile rivela un quadro petrografico piuttosto complesso. Il mosaico di fondo prevalentemente è costituito da cristalli anedrali di calcite che comprendono relitti di cristalli dolomitici intensamente corrosi; son presenti inoltre plaghe, di varia estensione, di micrite afanitica con piccole zone microsparitiche. Al -contatto tra il mosaico di fondo calcitico-dolomitico e quello micritico si notano romboedri dolomitici idiomorfi che penetrano nel mosaico afanitico e vi sono talvolta anche compresi. Il sedimento originario era quindi micritico afanitico, suecessivamente parzialmente dolomitizzato, con genesi di un mosaico dolomitico comprendente plaghe relitte dell'originaria micrite. In una fase ancora successiva è avvenuta la dedolomitizzazione con calcitizzazione parziale e talvolta totale dei cristalli dolomitici.

Sono inoltre presenti frammenti spatizzati di resti organici indeterminabili.

M X - (C46 - C47 Micrite grigio chiara molto compatta.
Spessore: metri 4.

In sezione sottile la roccia risulta costituita da un mosaico di fondo micritico afanitico con qualche resto organico; vi sono inoltre zone più o meno ampie che appaiono parzialmente dolomitizzate con genesi di modeste plaghe - a mosaico anedrale o subeuedrale e, frequenti romboedri idiomorfi isolati nella micrite.

Fenomeni di dedolomitizzazione hanno talvolta determinato, la parziale sostituzione della dolomite con calcite, con genesi anche di «romboedri compositi».

M XI - (C48-C49 Intramicriti grigie, molto compatte.
Spessore: metri 10

L'esame in sezione sottile ha rivelato che la roccia è costituita da un mosaico di fondo micritico afanitico con frequentissimi allochimici rappresentati in prevalenza da piccoli intraclasti micritici subsferoidali od ovoidali (diametro medio sui 0,128 mm), particolarmente frequenti in C48, e subordinatamente da resti organici.

Il mosaico di fondo è talvolta localmente sincristallizzato con genesi di plaghe microsparitiche a contorni sfumati ed irregolari. La frazione organica comprende Miliolidae, Nezzazata simplex, Ostracodi, Polygonella s.p., Dasycladaceae, gusci di bivalvi (sottili).

E' presente qualche granulo di quarzo isolato (diametro da 0,008 mm a 0,016 mm).

M XII - (C50 - C70 Alternanze di biomicriti (C51, C53 - C60, C67 - C69) e bioclastiti (C50, C52, C61 - C66, C70) grigie, spesso interessate da sistemi di esili filoncelli calcitici particolarmente frequenti in certi livelli.
Spessore: metri 72.

In sezione sottile le biomicriti risultano costituite da un mosaico di fondo micritico afanitico, localmente interessato da processi di sincristallizzazione più o meno intensi, con una ricca frazione allochimica costituita in assoluta prevalenza da resti organici e subordinatamente da bioclasti. L'associazione faunistica è rappresentata da Miliolidae Ophtalmidiidae, Nezzazata simplex, Broekinella arabica, Textulariidae, Nezzazata conica, Globotruncana cf. G. Renzi, Rhapydionina liburnica, Polygonella sp., Bigenerina sp., Haplophragmoides sp., Cuneolina, Microcodium sp,., Solenopora sp., Bacinella irregularis, Spirolina sp., Heteroelicidae, Lagenidae, Schackoina sp., Reussella sp., Ostracodi, Entrochi di Crinoidi, spicole di spugna.

In C54 è presente qualche granuletto di quarzo, (diametro 0,016 mm).

Particolarmente interessanti sono, i campioni C58 e C59 che costituiscono un livello (spessore di 6 m) caratterizzato dalla presenza, nel mosaico di fondo, di romboedri euedrali costituiti da calcite microcristallina finissima con aureole di cristallini di calcite limpida a grana maggiore (0,006-0,008 mm). Tali romboedri, generalmente isolati e raramente riuniti in gruppi, appaiono più diffusi in alcune plaghe caratterizzate da una minor concentrazione della frazione organica, ove raggiungono anche le maggiori dimensioni (0,024 mm di lato).

Le bioclastiti presentano caratteristiche petrografiche del tutto analoghe a quelle delle biomicriti; il mosaico di fondo è infatti sempre micritico afanitico.

Tra gli allochimici prevalgono ovviamente i bioclasti che sono, sempre spatici, di dimensioni estremamente variabili, di norma dai 0,016 mm a 0,4 mm con eccezioni sui 5 o 6 mm (C52, C65). 1 bioclasti sono riferibili in gran parte a frammenti di Molluschi e subordinatamente di Gasteropodi e di Briozoi. 1 resti organici integri presenti nelle bioclastiti presentano un'associazione analoga a quella caratterizzante le biomicriti.

M XIII - (C71 - C73 Biointramicriti grigio scure compatte. Spessore: metri 12

La roccia, in sezione sottile, risulta costituita da un mosaico di fondo micritico con una ricca frazione organica e frequenti intraclasti. La frazione organica è costituita da resti integri e da bioclasti; i primi sono, rappresentati da Textulariidae, Miliolidae, Bolivinopsis, Solenopora sp., Rotalidae, Dasycladaceae, Valvulamina sp., Nezzazata conica, Ostracodi, Radioli di Echinidi.

Gli intraclasti sono micritici e talvolta comprendono al loro interno minuti bioclasti.

M XIV - (C74 - C75 Bioclastiti grigio chiare piuttosto compatte. Spessore: metri 4.

In sezione sottile la roccia appare costituita da una abbondante frazione bioclastica in cemento micritico.

I bioclasti sono tutti spatici e riferibili a frammenti di Molluschi, di Briozoi e di Alghe. Son presenti anche resti organici integri: Lenticulina sp., Mangashtia sp., Miliolidae, Nezzazata conica, Discorbidae, Textulariidae, Bigenerina sp., Ostracodi.

In C74 è presente anche qualche intraclasto micritico.

M XV - (C76 - C82 Intrabiospariti grigie, molto compatte. Spessore: metri 25.

Esaminata in sezione sottile la roccia appare costituita da una ricchissima frazione allochimica cementata da calcite spatica. Gli allochimici sono rappresentati da intraclasti, bioclasti e resti organici.

Gli intraclasti presentano contorni per lo più arrotondati, dimensioni variabili e diversa natura litologica (micriti, micriti bioclastiche, bioclastiti a cemento micritico).

I bioclasti sono tutti sparitici e per lo più riferibili a frammenti di Molluschi a guscio, spesso.

I resti organici integri sono rappresentati da Rhapydionina liburnica, Textula,riidae, Miliolidae, Nezzazata conica, Cuneolina pavonia parva, Haplophragmoides sp., Nubecolariidae; Dasycladaceae, Polygonella sp., Bigenerina sp., Lituola sp., Meandrospirinidae, Spirolina sp., Entrochi di Crinoide.

Il cemento è spatico, a grana variabile. I contatti tra il mosaico del cemento e gli allochimici è nettissimo tranne che in C79 ed in C80 ove tali contatti appaiono molto più sfumati.

In C77 gli intraclasti appaiono interessati da una intensa sincristallizzazione e talvolta sono ridotti a corpi spatizzati differenziabili dal cemento perchè marcati ai bordi da sottili bande micritiche.

M XVI - (C83 - C84) Bioclastiti grigio chiare, molto compatte, con grossi frammenti di resti organici rilevabili anche macroscopicamente.
Spessore: metri 7.

In sezione sottile la roccia risulta costituita da una ricca frazione allochimica (bioclasti, intraclasti e resti organici) in cemento micritico. I bioclasti sono tutti spatici e sono riferibili a resti di Molluschi (Rudiste); possono raggiungere anche dimensioni dell'ordine del cm. Gli intraclasti sono micritici.

I resti organici integri sono rappresentati da: Miliolidae, Ophtalmidiidae, Textulariidae, Lituola sp., Nezzazata conica, Haplophragmoides sp., Dasycladaceae.

La micrite del cemento è afanitica con qualche debole accenno a sincristallizzazione.

M XVII - (C85 - C97) Alternanze di biomicriti bioclastiche (C85 - C88, C92 - C96) e intraspariti (C89-C91, C97) grigie e grigio scure, molto compatte
Spessore: metri 49.

In sezione sottile le biomicriti bioclastiche appaiono costituite da una frazione allochimica caratterizzata da resti organici e bioclasti con una leggera prevalenza dei primi.

I resti organici integri sono rappresentati da: Miliolidae, Ophtalmidiidae, Lituola sp., Cuneolina sp., Aeolisaccus Kotori, Polygonella sp., Nezzazata conica, Haplophragmoides sp., Textulariidae, Bacinella irregularis, Discorbidae, Dasycladaceae, Meandrospirinidae.

I bioclasti sono di dimensioni assai variabili da 0,03 mm a 3 o 4 cm; sono tutti spatici e almeno quelli di maggiori dimensioni riferibili a Rudiste.

Talvolta son presenti anche intraclasti micritici.

Il mosaico di fondo è sempre micritico afanitico.

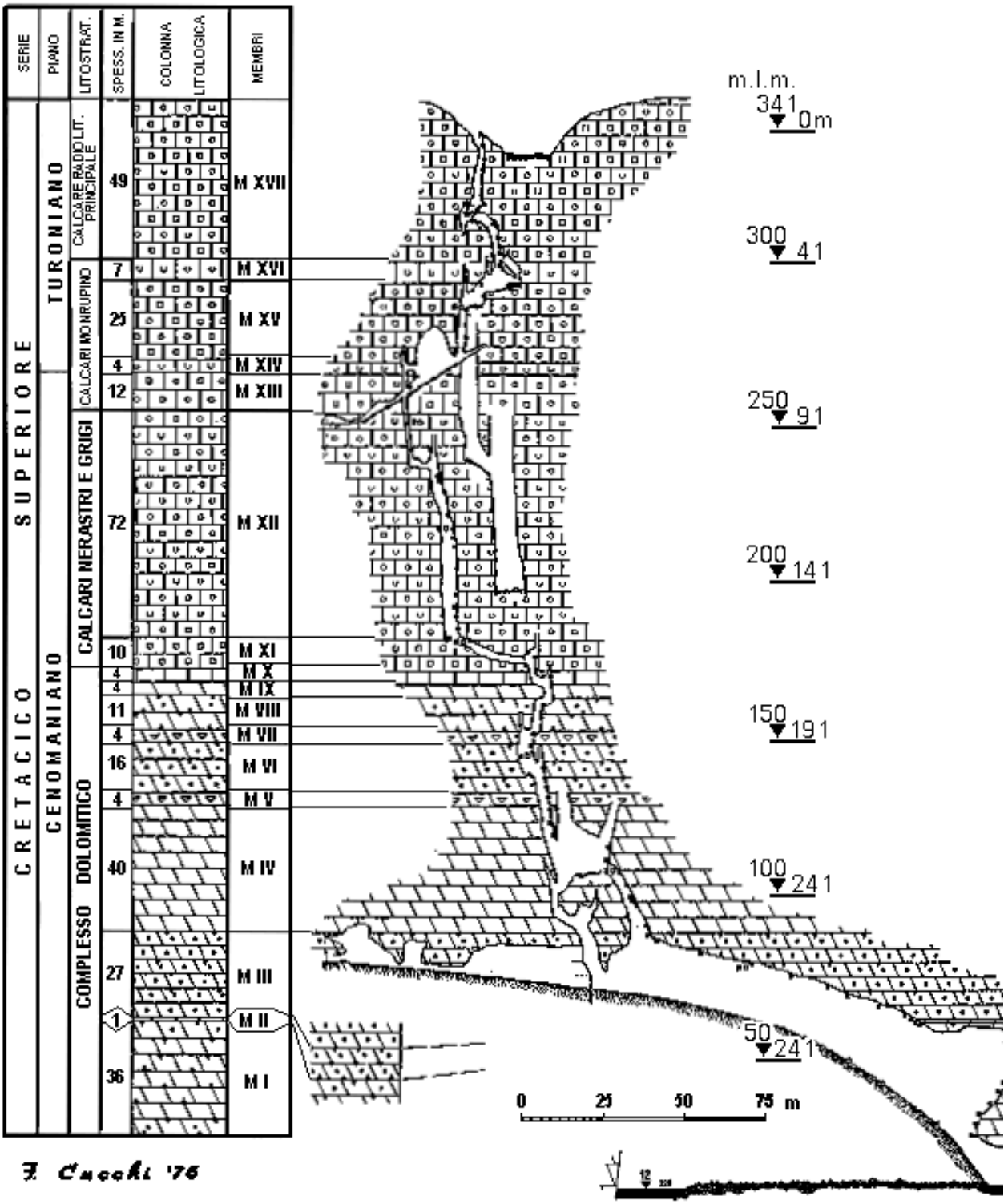
Il C86 è interessato da una fittissima rete di fratture cementate da calcite spatica, variamente orientate e di diverso spessore; ne risulta che la roccia assume l'aspetto di una breccia.

Le intraspariti in sezione sottile appaiono caratterizzate da un mosaico spatico secondario che cementa intraelasti, resti organici e bioclasti.

Il mosaico di fondo deriva dalla sincristallizzazione di una originaria micrite di cui localmente son visibili plaghe residue. La sincristallizzazione di norma non interessa gli allochimici tranne che in C97 ove anche gli intraclasti appaiono intensamente sincristallizzati.

La frazione organica integra è rappresentata da: Miliolidae, Ophtalmidiidae, Dasycladaceae, Discorbidae, Polygonella sp., Lituola sp., Bigenerina sp., Textulariidae, Haplophragmoides sp., Cuneolina sp., Meandrospirinidae, Aeolisaccus kotori.

I bioclasti sono del tutto analoghi a quelli visibili nel M XVI.



TAV. 1—Litologia, lito e cronostratigrafia della successione di Trebiciano.

3. LE CARATTERISTICHE PETROGRAFICHE

L'esame in sezione sottile della successione di Trebiciano ha consentito di individuare alcuni fenomeni di un certo interesse petrografico quali la dolomitizzazione, la dedolomitizzazione, la sincristallizzazione e la calcitizzazione dei granuli di quarzo.

Per la valutazione dei rapporti calcite-dolomite sono stati eseguiti saggi microchimici all'alizarina S in tutti i Campioni nei quali l'analisi chimica ha individuato la contemporanea presenza dei due carbonati.

3.1. La dolomitizzazione.

La successione stratigrafica dell'abisso di Trebiciano inizia con la parte superiore del «Complesso dolomitico». Le dolomie che ne fan parte hanno caratteristiche tipiche delle dolomie secondarie: struttura spesso tendente alla subeuedralità, dimensioni dei cristalli generalmente entro i limiti della grana media o medio-grossa, presenza di porosità intergranulari e di «fantasmi» di strutture preesistenti spesso riferibili a resti organici indeterminabili.

Nel C45 del M IX, che segna il passaggio tra il «Complesso dolomitico» e le sovrastanti facies calcaree è assai evidente la dolomitizzazione di un originario mosaico micritico di, cui sono visibili ampie plaghe residue.

3.2. La dedolomitizzazione.

Con questo termine, introdotto da A. Von Morlot (1847), si definisce il processo di sostituzione della dolomite ad opera della calcite.

Nella successione studiata la dedolomitizzazione è presente più o meno intensamente in quasi tutte le dolomie del complesso dolomitico», cioè quelle comprese nei Membri dal 1 al VIII, con intensità estremamente variabili: dal fenomeno isolato, che interessa il singolo cristallo, sino ad una profonda alterazione delle caratteristiche litologiche della roccia che, da un punto di vista chimico-mineralogico, risultano trasformate da originarie dolomie in litotipi dolomitico-calcarei, calcareodolomitici se non addirittura in calcari magnesiaci.

Da quanto si è potuto osservare la dedolomitizzazione nella fase iniziale del processo, comincia a manifestarsi con isolati fenomeni di corrosione e sostituzione ad opera della calcite ai bordi dei cristalli dolomitici che costituiscono le pareti di fratture e vacuoli presenti nelle dolomie ma cementati da calcite.

In una fase successiva nel mosaico dolomitico di fondo ciascun cristallo è separato da quelli ad esso! contigui da una «pellicola» calcitica inizialmente esilissima, con spessori dell'ordine del micron ma probabilmente, nella fase iniziale del fenomeno, ancora minori.

Da questo, momento ha inizio-la sostituzione progressiva del cristallo dolomitico ad opera della calcite, sostituzione che avviene con modalità centripete sino alla «calcitizzazione totale».

In rarissimi casi (C6 e C25) si è osservata una dedolomitizzazione con progressione centrifuga. Sorgono ovvie perplessità sul meccanismo di questo processo essendo impensabile che il fenomeno si manifesti all'interno del cristallo dolomitico. A questo proposito, W. M. Bausch (1965) e L. Mattavelli (1966) riportano i casi di cristalli dolomitici caratterizzati al loro interno dalla presenza di pori a contorno romboedrico-attribuendo il fenomeno ad un processo, di dedolomitizzazione avvenuto con modalità centrifughe; la calcite neomorfica sarebbe poi passata in soluzione 1 romboedri in questione si presentano zonati e mostrano esilissime fessure. D. Shearman, J. Khouri e S. Taha (1961) affermano d'altra parte che il processo di dedolomitizzazione centrifuga si manifesterebbe solo nei-cristalli dolomitici sostituiti da un mosaico calcitico a grana fine o finissima o comunque non superiore ai 30 micron. Nel C25 della sucessione da me studiata, in uno dei romboedri dolomitici con presenza di calcite all'interno, la soluzione dedolomitizzante sembra sia penetrata nel cristallo attraverso evidenti microfratture e abbia interessato il nucleo del cristallo, che è zonato, e probabilmente, caratterizzato da una composizione leggermente diversa rispetto alla zona periferica, e cioè meno resistente alla calcitizzazione. Anche per ciò che concerne le dimensioni dei cristallini calcitici che costituiscono il mosaico di sostituzione essi rientrano assai bene nei limiti definiti da D. Shearman, J. Khouri e S. Taha (1961).

Il tipo di dedolomitizzazione più frequente nelle «dedolomiti» della successione di Trebiciano è comunque quello in cui il cristallo di dolomite è sostituito da un unico cristallo calcitico anedrale a grana media che comprende un relitto dell'originario cristallo dolomitico e ne presenta la stessa orientazione ottica (tipo l/c di L. Mattavelli, 1966).

Molto raro invece il caso in cui la dedolomitizzazione è avvenuta con la genesi di un mosaico di cristallini minutissimi di calcite che sostituiscono il cristallo romboedrico di dolomite conservandone perfettamente i contorni.

Questi romboedri sono stati -definiti in letteratura «romboedri compositi» (D. Shearman, J. Khouri e S. Taha, 1961 e L. Mattavelli, 1966) e la loro genesi attribuita ad una pseudomorfosi della calcite sulla dolomite. Nella successione di Trebiciano tipici «romboedri compositi» sono visibili in due campioni (C58 e C59) di biomicriti di M XII.

Si tratta di un livello che presenta una parziale dolo:mitizzazione manifestatasi con la genesi di romboedri idiomorfi (4) isolati o in nidi. Si sono formati in massima parte a spese del mosaico micritico, di fondo e solo più raramente interessano anche qualche allochimico. 1 romboedri dolomitici in questione sono stati tutti sostituiti quasi totalmente da un mosaico calcitico finissimo o afanitico, analogo a quello di fondo; è stato sempre rispettato l'originario idiomorfismo dei cristalli dolomitici.

Un altro dato che emerge dall'osservazione del fenomeno della dedolomitizzazione nella successione di Trebiciano è la relazione intercorrente tra la frequenza delle fratture presenti nella roccia e l'intensità della dedolomitizzazione. Si è notato infatti che quanto più numerose sono le fratture (che attualmente appaiono sempre cementate da calcite) tanto più intenso e più spinto è il processo di calcitizzazione del mosaico dolomitico. Ciò concorda perfettamente con l'interpretazione genetica data al fenomeno della dedolomitizzazione da tutti gli Autori che si sono occupati del problema: è opinione comune infatti che il processo caratterizzi Formazioni superficiali e sia effetto della circolazione di acque meteoriche ricche di solfati, penetrate in profondità. Tale circolazione sarebbe ovviamente favorita dalla fessurazione e dalla porosità della roccia. Il fenomeno della dedolomitizzazione avverrebbe secondo lo schema proposto da V.B. Tatarskij (1949) e riportato da L. Mattavelli (1966):

$$CaC03 * MgC03 + CaSO, - 2H20 -,' 2CaCO, + MgSO, + 2H,0$$

Va però notato a questo proposito che nel Carso Triestino ed in zone finitime, allo stato attuale delle conoscenze, non sono note Formazioni geologiche che possano aver -arricchito le acque meteoriche di solfato di Calcio nè vi sono concentrazioni di pirite dalla cui ossidazione potrebbe provenire il sale come propone B.D. Evamy (1963) per spiegare le dedolomitizzazione di certe dolomie del Mesozoico della Francia. Quindi il problemadel chimismo della dedolomitizzazione di alcuni livelli del «complesso dolomitico» del Carso Triestino, resta aperto. Ad analoga conclusione è giunto L. Mattavelli (1966) per le facies carbonatiche Giurassico-Cretaciche del Gargano.

3.3. La sincristallizzazione

Con questo termine (inteso nel senso di L. Ogniben, 1957) si definisce un particolare tipo di ricristallizzazione, con aumento della granulometria dei cristalli, che si manifesta nelle rocce carbonatiche e che avviene in fase diagenetica.

Nella successione di Trebiciano tale processo si manifesta nelle facies calcaree ed interessa in modo particolare il mosaico di fondo micritico di biomicriti e bioclastiti; solo raramente esso investe anche la calcite dei resti organici e in questo caso sincristallizza prima il mosaico di riempimento e solo successivamente la struttura dei gusci; ma il fenomeno quasi mai è così intenso da portare alla obliterazione totale della struttura. Solo in qualche campione del M XV (intrabiospariti di C77 e C78) e del M XVII (intraspariti di C89 - C91 e C97) la sincristallizzazione si è esplicata con maggiore intensità: nel M XV il fenomeno ha interessato anche gli allo~chimici, rappresentati, nella roccia in questione, da intraclasti micritici e resti organici. La maggior parte di questi corpi carbonatici è stata ridotta a plaghe microsparitiche e la loro identità è ancora percettibile solo perchè marcata ai bordi da sottili aloni micritici o da concentrazioni di impurezze irresolvibili. Nel M XVII invece la sincristallizzazione si è limitata al solo mosaico di fondo, rispettando gli allochimici, ma il fenomeno è avvenuto con intensità tale da spatizzare quasi totalmente l'originario cemento micritico e mutare così in modo profondo le caratteristiche petrografiche della roccia.

3.4. La calcitizzazione del quarzo

Nella successione di Trebiciano il quarzo è presente in granuli clastici o più raramente in cristalli autigeni. In entrambi i casi sono piuttosto frequenti fenomeni di sostituzione del quarzo ad opera del mosaico carbonatico circostante.

Il quarzo detritico è in massima parte legato all'apporto terrigeno presente nel riempimento di fratture e sacche rilevate nelle dolomie del «complesso dolomitico». Il mosaico carbonatico in questi casi è calcitico: i granuletti di quarzo presentano ai bordi fenomeni di corrosione che talvolta impediscono la valutazione del grado di arrotondamento del granulo.

Cristalli di quarzo, autigeno (dimensioni medie 0,5 x 0,3 mm) si rinvengono invece in un campione di dolomite (C40) del M VI. Il quarzo è qui sostituito dalla dolomite con genesi di plagette anedrali e qualche romboedro idiomorfo (5). La successiva dedolomitizzazione che ha interessato, il mosaico dolomitico della roccia ha -investito anche la dolomite circostante e quella compresa nei cristalli di quarzo. Ne è risultato che i cristalli dolomitici a contatto con quelli di quarzo ne sono stati isolati da una esile pellicola calcitica, mentre la dolomite presente all'interno del cristallo di quarzo è stata a sua volta parzialmente sostituita da calcite i cui cristalli comprendono, ora relitti dolomitici.

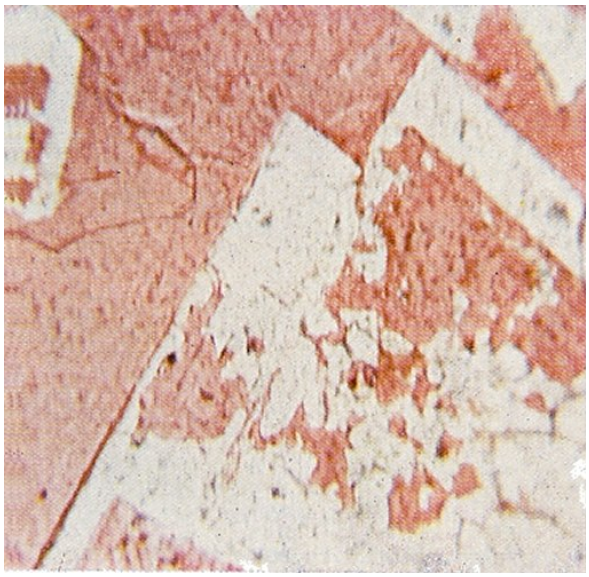


FIG. l> - Dolomie del M IV (C25): romboedro dolomitico con all'interno fenomeni di dedolomitizzazione: è evidente che la soluzione calcitizzante è penetrata all'interno del cristallo attraverso delle microfratture. Sezione trattata con alizarina S. Solo, polarizz, 160 x.

FIG. 2 - Dolomie del M IV (C25): cristalli dolomitici nei quali la dedolomitizzazione si esplica con modalità centrifughe: nel romboedro a sinistra nella foto è evidente che la calcitizzazione ha interessato il nucleo del cristallo che è zonato. Sezione trattata con alizarina S. Solo polarizz, 190 x.

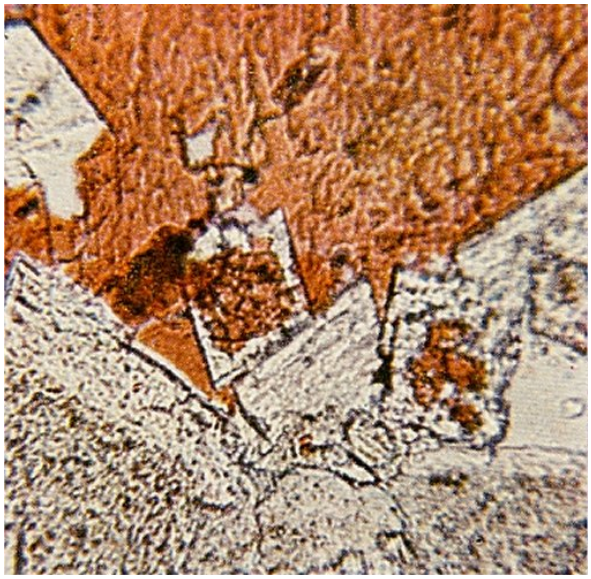


FIG. 3 - Dolomie del M IV (C24): porosità intergranulari cementate da calcite. Sezione trattata con alizarina S. Solo polarizz, 42 x.

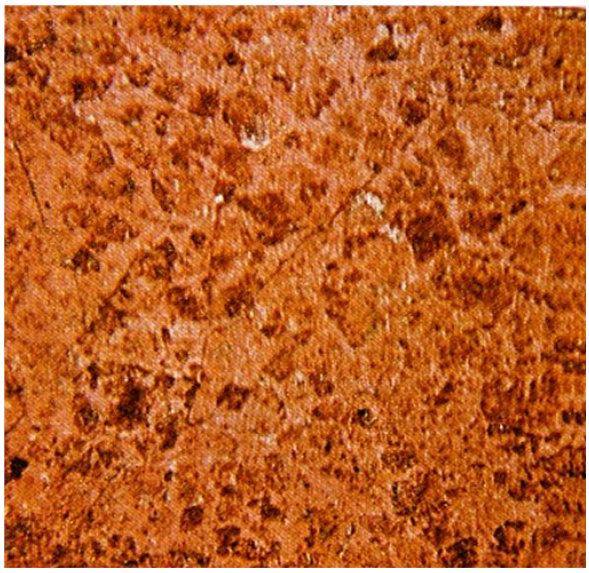


FIG. 4 - Dedolomite del M VI (C38): l'originario mosaico dolomitico è stato sostituito nella quasi totalità dalla calcite. Sezione trattata con alizarina S. Solo polarizz, 39 x.

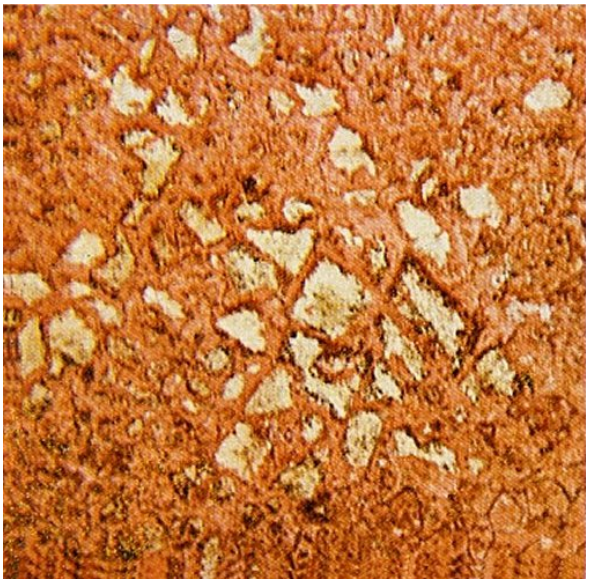


FIG. 5 - Dedolomite del M III (C16): mosaico calcitico di dedolomitizzazione in cui si notano ancora chiaramente i relitti dell'originario mosaico dolomitico. Sezione trattata con alizarina S. Solo polarizz, 42 x.

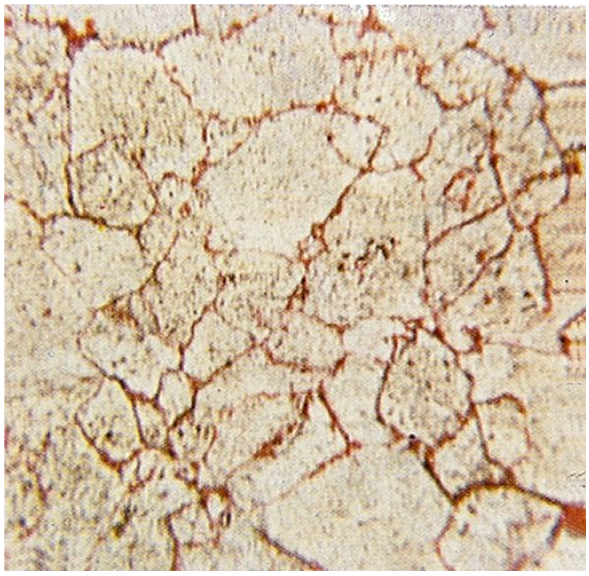


FIG. 6 - Dolomie del M I (C9): i cristalli del mosaico dolomitico sono isolati l'uno dall'altro da esili pellicole calcitiche. Sezione trattata con alizarina S. Solo polarizz., 160 x.

4. LITOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA

La successione stratigrafica di Trebiciano si inquadra perfettamente nella suddivisione litostratigrafica e cronostratigrafica del Carso Triestina di F. Forti e M. Masoli (1969) che riprendono lo schema già introdotto da C. D'Ambrosi (1961) con le modifiche di M. Masoli e F. Ulcigrai (1969) relative al Cretacico Inferiore. La successione di Trebiciano ha inizio in corrispondenza dei termini stratigraficamente più alti del cosiddetto complesso dolomitico denominazione informale attribuita (M. Masoli e F. Ulcigrai, 1969) ad un'unità litostratigrafica prevalentemente dolomitica compresa tra la Formazione «dei calcari e degli scisti ittiolitici di Comeno» al letto ed un livello di calcari neri lamellari al tetto. Nella successione studiata fan parte del «complesso dolomitico» i Membri dal I al X. In effetti, gli ultimi due Membri della sequenza, M IX e M X, rappresentano il termine di passaggio tra il «complesso dolomitico» e l'orizzonte a calcari neri lamellari la cui facies tipica è rappresentata dalle intramicriti -del M XI. Questo orizzonte, che si è rivelato un livello guida di una certa importanza nella stratigrafia del Carso triestino, da un punto di vista formazionale fa parte dell'unità definita da F. Forti e T. Tommasini (1967) «calcari nerastri e grigi». Ai primi corrisponde, come si è detto il M. XI, ai secondi il M XII della successione studiata.

Con il M XIII ha inizio il «calcare brecciato di Monrupino» (Unità litostratigrafica istituita non formalmente da C. D'Ambrosi, 1961) che comprende anche i Membri XIV, XV, XVI e di cui il M XV è senz'altro quello dalla litofacies macroscopicamente più rappresentativa.

Al Membro XVII corrisponde la parte terminale della successione campionata che si chiude con i campioni prelevati in superficie, all'ingresso della cavità.

Il M XVII comprende i primi termini del «calcare radiolitico principale» (G. Stache, 1889, C. D'Ambrosi, 1961).

Dal punto di vista cronostratigrafico la successione di Trebiciano è compresa nel Cretacico Superiore.

Il «complesso dolomitico» è datato Cenomaniano; tale attribuzione cronostratigrafica è dedotta dal fatto che il «complesso dolomitico» è compreso tra la Formazione dei «calcari e degli scisti ittiolitici di Comeno» che è Albiana (M. Masoli e F. Ulcigrai, 1969) ed i calcari neri lamellari la cui microfacies è tipicamente Cenomaniana (M. Masoli e F. Ulcigrai, 1969).

Secondo M. Masoli e F. Forti (1969) anche la Formazione dei «calcari nerastri e grigi» è Cenomaniana mentre il limite Cenomaniano-Turoniano cade nell'ambito del sovrastante «calcare brecciato di Monrupino» (6) (C. D'Ambrosi, 1961). F. Forti e T. Tommasini (1967) concordano con questa interpretazione e propongono di porre il limite tra i due piani in corrispondenza del fatto sedimentario più significativo riscontrato nella Formazione in questione e cioè all'avvento di una facies di scogliera sensu stricto. In accordo con questi Autori nella successione di Trebiciano il limite Cenomaniano-Turoniano dovrebbe esser posto al passaggio tra i M XIII ed il M XIV: infatti le bioclastiti del M XIV sono riferibili ad una fase di culminazione -della scogliera. La posizione di questo limite stratigrafico è pertanto convenzionale ma corrisponde peraltro ad un'importante variazione dell'ambiente di sedimentazione, che si traduce in un netto cambiamento delle lito e biofacies sempre ben rilevabile sia sul terreno che allo studio petrografico-micropaleontologico. D'altra parte le biofacies appaiono significative da un punto di vista delle variazioni ambientali ma non lo sono altrettanto in considerazione delle attribuzioni cronostratigrafiche. C'è tuttavia da considerare che alla base del M XVII nell'associazione faunistica compare e permane in tutto il Membro, Aeolisaccus *Kotori* la cui attribuzione, secondo S. Sartoni e V. Crescenti (1962) va dal Cenomaniano al Paleocene ma è frequente solo dal Turoniano inferiore medio al Senoniano. Secondo R. Radoicic (1959, 1966) la distribuzione di Aeolisaccus *kotori* nelle Dinaridi è compresa nell'intervallo Turoniano superiore -Senoniano.

(6) Confrontando lo spessore -della Formazione dei «calcari brecciati di Monrupino» nella successione di Trebiciano (m 48) con la potenza della stessa Formazione nella successione di M. Lanaro (m 120), studiata da F. Forti e T. Tommasini (1967), si nota una notevole differenza, dovuta al fatto che la Formazione in questione ha un andamento lenticolare e con il massimo spessore nei dintorni di Monrupino nei cui pressi F. Forti e T. Tommasini hanno eseguito la campionatura della successione da loro studiata; la riduzione dello spessore riscontrato a Trebiciano, a circa 6 Km di distanza da Monrupino è quindi normale. Verso Ovest la lente si estingue poco prima di Sgonico mentre ad Est si prolunga fin oltre il confine con la Jugoslavia.

Quindi la base del M XVII (calcare radiolitico principale) è comunque certamente riferibile al Turoniano a conferma della validità dello schema di C. D'Ambrosi (1961) e di F. Forti e T. Tommasini (1967), in accordo con i quali la successione di Trebiciano si chiude quindi nel Turoniano inferiore-medio.

5. EVOLUZIONE DELLA SEDIMENTAZIONE

La successione di Trebiciano ha inizio, come si è detto, con una potente serie di dolomie secondarie (M I - M VIII). Il notevole spessore dei sedimenti dolomitizzati, l'assenza pressochè totale di intervalli calcarci primari fanno pensare che il sedimento sia stato interessato da una circolazione di acque ipersaline intensa e prolungata nel tempo e soprattutto continua almeno per l'intervallo stratigrafico considerato. E' quindi lecito ritenere che la dolomitizzazione sia avvenuta nell'ambito del processo definito di filtraggio per riflusso. Ne consegue che l'ambiente di sedimentazione deve rifarsi a fondali piuttosto bassi, quali potrebbero essere quelli lagunari, e ad un clima arido, con forte evaporazione. Considerando, le facies che caratterizzano le Formazioni al letto ed al tetto del «complesso dolomitico» è noto che la sottostante Formazione «dei calcari e degli scisti ittiolitici di Comeno» corrisponde, secondo M. Masoli e E Ulcigrai (1969), ad «un episodio di mare poco profondo, che pur con variazioni locali, perdura nel tempo con caratteristiche costanti».

Il passaggio dalla Formazione suddetta al complesso dolomitico» è segnata da un orizzonte ad andamento lenticolare di breccie, corrispondenti a temporanei innalzamenti del bacino a carattere locale (M. Masoli e F. Ulcigrai, 1969).

Sopra ai calcari neri (che sovrastano il «complesso dolomitico») domina una sedimentazione calcarea di scogliera, continua pur con lievi variazioni che esamineremo successivamente.

La litofacies originaria dei sedimenti depositatisi nell'intervallo stratigrafico compreso tra la Formazione dei «calcari e degli scisti ittiolitici di Comeno» e i calcari di scogliera ci è sconosciuta perchè obliterata dalla dolomitizzazione; tuttavia tenendo presenti le facies sopradescritte delle Formazioni al letto ed al tetto possiamo ritenere che si tratti di depositi di mare non molto profondo con regressioni locali, culminate in momenti di emersione vera e propria, testimoniati dalla presenza di brecce, di dedolomiti e soprattutto di sacche, cariature e fratture tappezzate da calcite spatica di incrostazione e riempite da materiale calciticolimonitico con apporti terrigeni (7).

Dai rilevamenti geologici, attualmente in corso di esecuzione delle aree di affioramento del «complesso dolomitico», e da altre successioni stratigrafiche già studiate (F. Forti e T. Tommasini, 1967) questi fenomeni risultano essere molto estesi e possono essere riferiti ad episodi di carsismo o meglio di paracarsismo (8).

Il M IX e X sono termini di passaggio tra la facies dolomitica e quella calcarea sovrastante. Infatti qui la dolomitizzazione è parziale e sono ben riconoscibili le caratteristiche dei sedimenti originali (micrite). Le facies dei Membri successivi (dal M XI al M XVII con cui termina la campionatura) sono tutte espressione di un ambiente di scogliera con lievi variazioni: si passa infatti da kuna facies iniziale di retroscogliera (M XI e parte basale del M XII) alla scogliera vera e propria **(C58 di M XII)** quindi ad un ambiente di piede scogliera con episodi pelagici (limitati alla parte terminale di M XII). Il M XIII segna una nuova variazione di facies con una culminazione della scogliera (M XIV) che è seguita da una sedimentazione di retroscogliera (M XV e parte basale di M XVI) con una facies lagunare **(dal C92 di M XVII** a fine campionatura).

(7) L'associazione mineralogica dell'apporto terrigeno non è molto significativa: quarzo, feldispati, muscovite, frammenti di roccia, rarissimo, zircone e tormalina. Le caratteristiche petrografiche del quarzo e dei frammenti di roccia fanno supporre una loro origine metamorfica. In tal caso la zona di provenienza dovrebbe esser riferita agli affioramenti di Formazioni paleozoiche delle Dinaridi dei dintorni di Lubiana.

(8) Con il termine di paracarsismo introdotto da F. Anelli (1963) si intende il processo carsico in roccie dolomitiche.

CONCLUSIONI

Lo studio della successione -di Trebiciano ha consentito d'individuare, nei limiti dell'intervallo stratigrafico -considerato, fenomeni mai segnalati in precedenza; d'interpretare in modo originale situazioni già note; di confermare la validità di schemi litostratigrafici e cronostratigrafici introdotti da altri Autori nella geologia del Carso Triestino; infine di puntualizzare alcune considerazioni sulla evoluzione carsogenetica della cavità.

Nel «complesso dolomitico» (parte superiore) con cui ha inizio la successione di Trebiciano è stata rilevata -la presenza di processi di dedolomitizzazione estremamente intensi e si è riscontata con notevole frequenza una non corrispondenza tra i dati delle analisi chimiche e le caratteristiche petrografiche della roccia. Poichè le «dedolomiti» non erano mai state segnalate in precedenza e poichè fino ad oggi la classificazione dei litotipi compresi nel «complesso dolomitico» era fondata per lo più sulla base delle analisi chimiche, i risultati del presente lavoro impongono di rivedere l'impostazione con cui finora è stato affrontato lo studio di questa unità stratigrafica.

La presenza di fenomeni di dolomitizzazione in una successione stratigrafica è di particolare importanza in quanto, secondo tutti gli Autori che si sono occupati del problema, questo particolare processo è certamente legato ad un ambiente subaereo: ciò significa nel nostro caso che nel Cenomaniano si sono avute nell'area del Carso Triestino delle vere e proprie emersioni, effetti di piccoli movimenti legati forse a «pulsazioni tettoniche», già ipotizzati da M. Masoli e F. Ulcigrai (1969) e che preludono alla grande regressione del Senoniano superiore.

Nella successione di Trebiciano i livelli più intensamente dedolomitizzati paiono proprio quelli che presentano anche sacche, cariature e fratture talvolta tappezzate o riempite da calcite spatica ma per lo più colmate da calcite con forte pigmentazione limonitica e con deboli apporti terrigeni. Tali fenomeni, la cui presenza era già stata segnalata da molti Autori, da G. Stache (1889) fino a C. D'Ambrosi (1961) e F. Forti e T. Tommasini (1967), possono ora esser riferiti a processi avvenuti in condizioni subaeree e cioè a processi di paracarsismo.

Dal punto di vista cronostratigrafico la successione di Trebiciano ha trovato ottima corrispondenza nelle classificazioni litostratigrafiche e cronostratigrafiche di C. D'Ambrosi (1961) e di F. Forti e T. Tommasini (1967) riportate anche da F. Forti e M. Masoli (1969) che trovano sempre maggior consenso in quanti si occupano della geologia del Carso Triestino.

Non si sono portati invece contributi -nuovi per una miglior definizione dell'età delle Formazioni comprese nella successione studiata. Si è potuto soltanto confermare l'età Turoniana media-inferiore del «calcare radiolitico principale» e ribadire l'impossibilità di definire con criterio micropaleontologico il limite Cenomaniano- Turoniano. Tale lirnite è comunque compreso nella Formazione del «calcare di Monrupino» ed è stato posto in corrispondenza di una variazione assai netta del tipo di sedimentazione e cioè con l'instaurarsi di una facies di scogliera sensu stricto.

Infine, mettendo in relazione la morfologia della cavità con le caratteristiche litologiche della successione stratigrafica in cui l'abisso di Trebiciano si apre è risultato che la parte calcarea della successione è interessata da un carsismo a sviluppo verticale con forme «a pozzo» mentre è nelle dolomie (9) che si apre la grande caverna al fondo dell'abisso; tale caverna fa parte del sistema idrico sotterraneo del F. Timavo che, come è noto, a questo livello si è sviluppato con complessi di gallerie.

E' evidente che il sistema a pozzi verticali viene da un processo dissolutivo molto rapido mentre la

(7) L'associazione mineralogica dell'apporto terrigeno non è molto significativa: quarzo, feldispati, muscovite, frammenti di roccia, rarissimo, zircone e tormalina. Le caratteristiche petrografiche del quarzo e dei frammenti di roccia fanno supporre una loro origine metamorfica. In tal caso la zona di provenienza dovrebbe esser riferita agli affioramenti di Formazioni paleozoiche delle Dinaridi dei dintorni di Lubiana.

(8) Con il termine di paracarsismo introdotto da F. Anelli (1963) si intende il processo carsico in roccie dolomitich

(9) Va però rilevato che gli ultimi 40 m di pozzo si aprono in dolomiti ma, come si è detto, il presente studio costituisce il supporto per un lavoro -di geomorfologia e carsogenesi attualmente in corso e che darà una risposta precisa in merito all'evoluzione della cavità.e.

BIBLIOGRAFIA

ANELLI F., 1963 - Fenomeni *carsici, paracarsici e pseudocarsici.* - *Giorn*. Geol., ser. 2, Vol. 3 1, pp. 11 - 25, Bologna.

BAUSCH W. M., 1965 - Dedolomitisierung *und recalcitisierung in Frankischen Malmkal ken.* - Neues jahrb. Miner., MI 75, pp. 75 - 82.

BOEGAN E., 1910 - La *grotta di Trebiciano.* - *Alpi* Giulie, v. XIV 1909, v. XV 1910, pp. 1 - 66, Trieste.

BOEGAN E., 1921 - La *grotta di Trebiciano (studi e rilievi dal 1910 al 1921) - Alpi* Giulie, v. XXIII, pp. 1 - 42, Trieste.

BOEGAN E., 1938 - Il *Timavo. Studio sull'idrografia carsica subaerea e sotterranea.* - *M*em. Ist. Ital. Spel., s. e Geol. e Geof., II, pp. 1 - 251, Trieste.

BOSELLINI A., 1964 - Sul *significato genetico ed ambientale di alcuni tipi di rocce calcaree in base alle più recenti classificazioni.* - Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid. Vol. XV, f. II, pp. 1 - 58, Trento.

BUSSANI M., 1969 - Segnalazione *sul ritrovamento di ghiaie dolomitiche nella caverna «Lindner» nell'Abisso di Trebiciano.* - *Atti* Mem. Comm. Grotte «E. Boegan», v. IX, pp. 63 - 64, Trieste.

CHILINGAR G. V., 1956 - Dedolomitization: *A review.* - *Am*. Ass. Petr. Geol. Bull., vol. 40, n. 4, pp. 762 - 764.

COMIN CHIARAMONTI P. e BUSSANI M., 1973 - Studio *mineralogico delle argille di San Canziano, dell'Abisso di Trebiciano e delle foci del Timavo (Timavo inferiore).* Mondo Sotterraneo, num. unico, Circ. Spel. Friul., 1972 - 73, pp. 37 - 48, Udine.

D'AMBROSI C., 1955 - Note *illustrative del foglio geologico «Trieste» - Uff*. Idr. Mag. delle Acque, sez. Geol., Padova.

D'AMBROSI C., 1961 - Sviluppo *e caratteristiche geologiche della serie stratigrafica del Carso Triestino.* - Boll. Soc. Adr. Sc., vol. LI, pp. 1 - 20, Trieste.

EVAMY B. D., 1963 *The application of a chemical staining technique to a study of dedolo mitization.* Sedi mentology, 2, pp. 164 - 170.

FOLK R. L., 1959 - Pratical *petrographic classilication of limestones.* - *A*m. Ass. Petrol. Geol. Bull., v. 43, n. 1, pp. 1 - 38, Tulsa.

FORTI F., e TOMMASINI T., 1967 - Una *sezione geologica del Carso Triestino - Osservazioni di geomorfologia carsica in rapporto con la litostratigrafia e la tettonica eseguite lungo una sezione trasversale all'andamento assiale del Carso Triestino, dal Monte Lanaro alla località Cedas.* - *Atti* e Mem. Comm. Grotte «E. Boe gan», vol. VI, pp. 43 - 139, Trieste.

FORTI F., e MASOLI M., 1969 - Comparazioni *cronostratigrafiche delle formazioni carbonatiche del Carso Triestino.* - Boll. Bibl. Musei Civ. Bienn. Arte Ant., pp. 1 - 23, Del Bianco, Udine.

LUCIA F. J., 1961 - D*edolomitization in the Tansil (Permían) formation.* - *Geol*. Soc. America Bull., vol. 72, pp. 1107 - 1110.

MASOLI M., e ULCIGRAI F. - Termini *albiani nella serie stratigrafica del Carso Triestino.* - St. Trent. Sc. Nat., Sez. A, Vol. 46, (1), pp. 65 - 91, Trento.

MARTINIS B., 1962 - Ricerche *geologiche e paleontologiche nella regione compresa tra il T. Judrio ed il F. Timavo.* - Riv. Ital. Paleont. Strat., mem. 8, pp. 1 - 200, Milano.

MATTAVELLI L., 1966 - Osservazioni *petrografiche sulla sostituzione della dolomite con la calcite dedolomitizzazione) in alcune facies carbonate italiane.* - *Atti* Soc. Ital. Sc. Nat. Museo Civico St. nat. Milano, 105, pp. 293 - 316, Milano.

MATTAVELLI L. e TONNA M., 1967 ~ Osservazioni *petrografiche su processi diagenetici, in alcune facies carbonatiche mesozoiche italiane.* - Rend. Soc. Mineral Ital., 23, pp. 243 - 273.

MATTAVELLI L. e NOVELLI N., 1968 - Petrografia *e diagenesi della serie carbonato - argillosa -silicea di S. Fele. - Rend*. Soc. Mineral. Ital., 24, pp. 1 - 23.

MORLOT von A., 1847 - Über *die Dolomit und seine Kiinstliche Darstellung aus Kalk stein.* -Haidingers Naturwiss., pp. 1 - 305, Wien.

OGNIBEN L., 1957 - P*etrografia della serie solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative* -Mem. desc. Carta Geol., Ital., v. XXXIII, pp. 1 - 275, Roma.

RADOICIC R., 1959 - Neokoliko *problematicnih mikrofosila iz dinarske krede (some problematic Microfossils from the Dinaric Cretaceous) - Vesnik* zavoda za Geol. i Geof. istrazivanja, v. 17, pp. 87 -92, Beograd.

RADOICIC R., 1966 - On *problematic microfossils from the Jurassic and Cretaceous of the Dinarides. -Vesnik* zavoda Geol. i Geof. istrazivanja s. A, v. 24 - 25, pp. 269 289, Beograd.

SANDERS J. E. e FRIEDMAN G. M., 1967 - O*rigin and Occurrence of limestones.* In Developments in sedimentology 9A (edito da G. V. Chilingar - H. J. Bissel R. W. Fairbridge) pp. 169 - 348, Amsterdam.

SARTONI S. e CRESCENTI U., 1962 - Ricerche *stratigraficbe nel Mesozoico dell'Appennino Meridionale. - Gior*. di Geol. serie 2', v. XXIX, 1960-1961, pp. 161-293, Bologna.

SHEARMAN D., KHOURI J. e TAHA S., 1961 - On *the replacement of dolomite by calcite in some Mesozoic limestones from French jura. - Prof*. Geologists Ass. England, v. 72, pp. 1 - 12.

STACHE G., 1889 - Die *liburnische Stufe und deren Grenz - Horizonte. Erste Abteilung.* Abh. der K. K. Geol. Reichsanstalt. B. XIII, pp. 1 - 170, 7 taf., Wien.

TATARSKIY V. B. 1949 - Sulla *distribuzione delle rocce nelle quali la dolomite è stata sostituita dalla calcite* (in russo). - Akad Nauk. SSSR Doklady, Tom. 69, n. 6, pp. 849 - 851.

TIMEUS G., 1928 - Nei *misteri del mondo sotterraneo. Risultati delle ricerche idrologiche sul Fiume Timavo 1895 - 1914 - 1918 - 1927*. Alpi Giulie v. XXIV, n. 1 pp. 1 - 39 Trieste.

ULCIGRAI F., 1969 - Prime *osservazioni sui termini calcareo-dolomitici cenomaniani del Carso Triestino.* Boll. Bibl. Musei Civ. Bienn. Arte Ant., pp. 1 -_7, Del Bianco, Udine.

YANAT'EVA O. K., 1955 *Effetto di soluzioni acquose con gesso sulla dolomite in presenza di anidride carbonica* (in russo). - Akad. Nauk. SSSR Doklady, Tom. 101, n. 5, pp. 911 - 912.