

CARLO D'AMBROSI

ALCUNE PRECISAZIONI SULLE PIU' RECENTI VEDUTE
RIGUARDO L'ORIGINE E L'EVOLUZIONE DEL CARSO DI TRIESTE
PROPRIAMENTE DETTO

Lavoro eseguito con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche

RIASSUNTO

Nel presente studio l'A. descrive in sintesi le vicende geologiche che hanno portato il Carso di Trieste propriamente detto al suo assetto attuale epi ed ipogeo, secondo le più recenti vedute, fornendo con ciò un quadro completo della sua origine ed evoluzione.

RÉSUMÉ

Dans le présente étude l'A. décrit synthétiquement les événements géologiques qui ont porté le Karst de Trieste proprement dit à son rangement actuel hépi et hypogée, selon les récentes vues, en fournissant un tableau complet de son origine et évolution.

SUMMARY

In this study the A. describes in synthesis the geological events which have brought the Carso of Trieste properly called to the present epigeous and ipogeous condition, according to the more recent views, giving in that way a complete picture of its origin and evolution.

I. - CENNI INTRODUTTIVI

L'argomento che riguarda l'origine e l'evoluzione dei fenomeni carsici e paleo-carsici in generale è stato trattato da molti A.A. anche negli ultimi cinquant'anni, ma forse in modo più completo e continuativo, da me stesso specie per quanto

NOTA - Ringrazio cordialmente tutte quelle persone che in vario modo mi sono state di giovamento nella stesura di questo studio il cui carattere divulgativo e chiarificatore è evidente. Ringrazio in modo particolare gli amici e colleghi *Fabio Forti*, *Mario Masoli*, *Franco Legnani*, *Ferruccio Mosetti* e *Carlo Finocchiaro* per i preziosi suggerimenti da loro avuti in varie occasioni.

Sono pure oltremodo grato al carissimo amico *dott. Benno Benussi* che mi è stato di guida preziosa per molti anni in alcune centinaia di escursioni, durante le quali ho potuto trar profitto della sua particolare competenza riguardo molti aspetti del Carso Triestino di cui è profondo conoscitore.

Ringrazio infine con la massima effusione il *Chiariss. prof. Giulio Antonio Venzo* per l'ospitalità concessami nell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Ateneo Triestino, da Lui diretto, e per i consigli da Lui avuti.

riguarda il Carso triestino e dell'Istria, che vi ho dedicato una collana di lavori. Questi prendono per lo più in considerazione *separatamente* i più importanti e maggiormenti discussi problemi connessi con il vasto insieme dei fatti geologici che hanno concorso a dare al Carso di Trieste e dell'Istria l'odierno aspetto sotto i più diversi profili naturalistici.

Tuttavia, nonostante la mia lunga fatica di mezzo secolo, ho dovuto constatare che varie persone amanti della suggestiva ed interessantissima zolla triestina, fra cui alcuni A.A. bene accreditati, hanno espresso pareri discordi su qualche mia interpretazione. E' ben vero che dal libero scambio delle idee nasce la verità; ma può darsi che alcuni miei lavori più significativi siano passati loro inosservati.

Si può anche supporre che non li abbiano letti con sufficiente attenzione, nè interpretati nel senso che io intendo. Può darsi pure che taluni concetti fondamentali non siano sembrati accettabili; anzi certi accenni critici, evidentemente allusivi, sembra confermino questa mia opinione.

Voglio ammettere che non mi sia sempre espresso con la dovuta chiarezza e meticolosità, ed abbia mancato di insistere a sufficienza su talune argomentazioni avendole ritenute, sia pure erroneamente, fin troppo ovvie e alla portata per lo meno di tutte le persone dotate di una certa competenza in merito. In tali casi chiedo venia, mentre mi accingo a una chiara, concisa e il più possibile completa esposizione critica dei fatti constatati e delle mie interpretazioni. Talora si tratta dichiaratamente di semplici ipotesi di lavoro che in avvenire potranno essere vagliate. Talora le ipotesi sono fondate su elementi di facile controllo e su concetti che corrispondono a quanto oggi è ammesso dalla geologia ufficiale. In altri casi ancora si può parlare di vere e proprie dimostrazioni che un esperto può ben capire senza difficoltà. Per questi motivi ritengo necessarie adeguate delucidazioni che saranno esposte sulla base delle ricerche più recenti svolte negli ultimi anni.

II. - NOTIZIE GEOLOGICHE SULLA REGIONE CARSICA IN GENERALE

L'orogenesi alpino-dinarica incomincia a far sentire decisamente i suoi effetti in tutta la regione corrispondente al Carso Triestino — inteso in senso lato — come in Istria e territori carsici concomitanti in genere, appena nell'Eocene medio. In precedenza abbiamo soltanto indizi o episodi attenuati e non ancora del tutto chiariti. Per essere più precisi sarà meglio dire che, a prescindere da queste prime ed incerte avvisaglie, il fenomeno alpino-dinarico vero e proprio è da considerarsi contrassegnato, nei sunnominati territori, dalla più o meno brusca interruzione della sedimentazione a carbonatiti, che viene sostituita da quella orogenica delle torbiditi in facies di Flysch, dando talora luogo a passaggi immediati o quasi.

L'esame delle condizioni litostratigrafiche e tettoniche a cui mi sono dedicato a più riprese nel corso dei cinquant'anni della mia attività in Istria e nei dintorni di Trieste, dimostra indubbiamente che durante tutto il resto dell'Eocene si ha un continuo, anche se non costante e regolare, approfondimento delle sinclinali (bacino del Vipacco, Istria settentrionale e zona del golfo di Trieste, Istria media, ecc.) in cui vanno accumulandosi appunto i suddetti sedimenti orogenici a Flysch, mentre nel contempo s'innalzano sempre più le anticlinali a seguito di un succedersi di spinte orogenetiche. L'effetto è massimo anche se vario, in tutta l'area

montuosa a tettonica complessa della Selva di Piro, della Selva di Tarnova e si può dire anche dell'altopiano della Bainsizza.

Il fenomeno ha raggiunto pure espressioni di alto rilievo nella zona a pieghe, pieghefaglie e a scaglie tettoniche dell'Istria Montana tra il solco orografico di Erpelle-Cosina e il Montemaggiore d'Istria (m 1396), come anche più a S nella zona di Albona, specie nei monti che limitano a E il profondo avvallamento accogliente il Lago d'Arsa, bonificato prima dell'ultima guerra mondiale e dominato dalla imponente parete verticale del M. Sissol. L'orogenesi dinarica ha avuto pure conseguenze macrotettoniche notevolissime, ma comunque di gran lunga più attenuate, nell'ambito del Carso di Trieste propriamente detto, ivi limitandosi a creare la sua ben nota forma ad anticlinale, fagliata lungo il suo asse, con flessure marginali molto accentuate, talora tendenti al rovesciamento verso il Golfo di Trieste. Circa altrettanto va detto per l'anticlinale del Carso di Buie priva o quasi di notevoli disturbi assiali, ma i cui margini però sono per lo più ugualmente contrassegnati da due flessure accentuatissime con lunghi tratti a piegafaglia, tendente spesso al rovesciamento — o passante a vero rovesciamento —, ciò che si osserva in modo ben netto presso la località di Piemonte.

Infine l'effetto della stessa orogenesi dinarica, risulta evidente, ma più modesto e comunque marginale, in tutta l'area carbonatica istriana che si estende a SW di quella lunga linea di separazione tra carbonatiti e Flysch, la quale decorre alquanto accidentata attraverso tutta l'Istria dai pressi di Umago alle adiacenze di Albona sul Quarnero, seguendo la direzione generale NW-SE (direzione dinarica).

Questa vasta zona a carbonatiti varie è stata invece interessata da notevoli episodi orogenetici predinarici durante il Senoniano, così come ho esposto con sufficienti dettagli in lavori precedenti parlando estesamente del grande ellissoide peneplanizzato che interessa tutta la parte dell'Istria a SW della predetta linea di separazione tra Flysch e carbonatiti. Vale a ricordare che esso ha il suo nucleo in corrispondenza del rias (cioè valle torrentizia semisommersa), noto con il nome di Canale di Leme, tra Parenzo e Rovigno, ove affiora su larghe estensioni il Titonico.

L'innalzarsi di queste anticlinali è accompagnato indubbiamente da più o meno intensi fenomeni di spianamento. Ciò mi risulta dimostrato dai frequenti banchi di breccia poligenica intercalati soprattutto alla base del potente complesso flyscioide, che più tardi, specie nell'Eocene Superiore, finirà con l'estendersi anche sulle anticlinali già più o meno peneplanizzate, in maniera di ricoprirle forse totalmente o quasi. Una maggiore precisazione in merito non la posso dare per ora. Tale ricoprimento parziale o totale che fosse, può ritenersi testimoniato dai lembi flyscioidi relitti ancor oggi presenti qua e là sulle medesime anticlinali (M. Castellaro presso Trieste, M. Camùs e M. Bressani presso Pisino in Istria, ecc.). Lo confermano pure le inclusioni flyscioidee che sono quanto mai numerose tra le pieghe dinariche dell'Istria Montana e soprattutto tra le numerose scaglie tettoniche che si succedono in serie nella stessa zona di corrugamento dinarico, rappresentata dal sistema a catena dei monti Vena e Caldiera che orograficamente costituiscono come la spina dorsale della penisola istriana.

La più settentrionale scaglia tettonica di questo tipo, appartenente al suddetto sistema, si trova sul versante sinistro della Val Rosandra ed è nota col nome non del tutto appropriato di faglia del Crinale, appunto perchè in realtà

si tratta di una particolare scaglia tettonica a forbici. Altre minori meno appariscenti a prima vista, ma tuttavia evidenti, si osservano anche lungo il versante destro della stessa valle.

L'approfondimento delle sinclinali sunnominate deve essere stato di quando in quando relativamente rapido, con il succedersi delle spinte orogenetiche, in maniera da prevalere spesso decisamente sul ritmo della sedimentazione del Flysch. Ciò è provato dalla presenza di frequenti intercalazioni di carattere batiale nella poderosa compagine flyscioide che supera talora la potenza di un migliaio di m. La presenza di tali depositi a carattere batiale è quanto mai interessante perchè dimostra che la sovraccennata potenza del Flysch non va attribuita del tutto ad un fenomeno di semplice, regolare subsidenza in ambiente costantemente neritico o costiero, anche se depositi di questo tipo vi si possono spesso constatare intercalati. E' da augurarsi che accurate ricerche in merito, siano svolte con i metodi ed i mezzi più moderni su cui oggi la geologia può contare. Ciò indubbiamente potrà portare a ulteriori risultati di dettaglio molto interessanti riguardo l'evoluzione geologica dei suddetti bacini flyscioidi e delle anticlinali superiormente peneplanizzate che li affiancano e delimitano.

Beninteso dette ricerche dovrebbero essere svolte in collaborazione da più persone specializzate. Ritengo pure che ricerche accurate sui caratteri litologici e stratigrafici delle breccie e conglomerati in genere di ambiente litoraneo, pure intercalati tra le assise del Flysch in Istria, nel bacino del Vipacco ecc., potrebbero fornire indirettamente importanti elementi integrativi per la conoscenza più dettagliata delle vicende relative ai fenomeni orogenetici che nell'Eocene e nell'Oligocene hanno agito con particolare intensità nella Venezia Giulia a S del F. Idria. Questi costituiscono indubbiamente, nel loro insieme, anche i principali fattori determinanti degli odierni lineamenti morfologici fondamentali della regione testè considerata in generale e del Carso di Trieste propriamente detto, in particolare.

A completamento di questi cenni, ricordo che le breccie basali intercalate tra le assise del Flysch sono costituite per lo più da frammenti eterogenei di roccia di notevoli dimensioni con scarsi accenni di arrotondamento; mentre quelle esistenti a livelli via via superiori presentano elementi litoidi più minuti e più arrotondati, senza che si possa arrivare, per quanto ho potuto osservare finora, a puddinghe vere e proprie. Il carattere progressivamente trasgressivo della serie flyscioide è dunque confermato in pieno anche da queste mie osservazioni complementari, le quali invitano senz'altro a ricerche più specializzate.

III. - NOTIZIE GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE SUL CARSO DI TRIESTE PROPRIAMENTE DETTO

Il Carso di Trieste inteso in senso stretto secondo i limiti proposti e precisati nella mia nota precedente (D'AMBROSI CARLO 1961), ha una superficie complessiva di circa 500 kmq ed è geologicamente una anticlinale che si allunga da SE a NW, cioè in senso dinarico, per circa 48 km e si chiude ad ellissoide a NW descrivendo un arco tra Monfalcone e la confluenza del Vipacco con l'Isonzo. La sua larghezza massima è di circa 17 km. Detta anticlinale tettonicamente molto pronunciata, fagliata lungo la sua zona assiale, accenna qualche lieve tendenza ad anticlinorio. Essa è però superiormente modellata ad altopiano a su-

perficie ondulata, in seguito ad intensi e prolungati fenomeni di peneplanizzazione, svoltisi a più riprese particolarmente durante il lungo arco di tempo che va dal principio del Senoniano in poi (Coniaciano forse in parte compreso), con massimi durante l'Oligocene, cioè in corrispondenza all'acme della crisi dinarica. Secondo le mie osservazioni le vicende subite da questo territorio durante il suddetto periodo di tempo e fino ai giorni nostri, sono molto complesse ma non ancora note nei particolari e comunque legate intimamente all'Orogenesi alpino-dinarica di cui si trovano evidenti testimonianze nella sua macro- e micro-tettonica, nella sua stratigrafia, nel suo modellamento epigeo di tipo carsico, nonchè in molti fenomeni carsici ipogei di cui stiamo interessandoci. Si tratta comunque nell'insieme di una piega anticlinale generata dall'orogenesi dinarica, le cui fratture rivelano anche ben nette influenze alpine oltre che dinariche. Essa rappresenta la continuazione verso NW, sia pure attenuata e molto semplificata, di quel complesso di pieghe dinariche che costituiscono più a SE il sistema montuoso dell'alta Istria o Istria Montana culminante nel Monte Maggiore d'Istria (m 1396).

Le carbonatiti del Carso Triestino sono di natura varia e cioè organogena, detritica, chimica e mista, per lo più di bassofondo marino a caratteri costieri, talora parasedimentari. Ora dobbiamo agli studi recenti di MASOLI M. dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Trieste la scoperta, su base micropaleontologica, dell'Aptiano, nonchè la definitiva conferma, sulla stessa base, dell'esistenza dell'Albiano, già sospettato dallo scrivente (D'AMBROSI C. 1961) e da altri, a cui seguono le formazioni carbonatiche più recenti del Cretacico, del Paleocene e dell'Eocene, già note presso Trieste nei loro caratteri fondamentali, mentre sono in corso di studio quelli particolari.

A prescindere dalla ormai ben conosciuta regressione e successiva ingressione senoniana (trasgressione senoniana), di cui ho trattato estesamente in una collana di lavori precedenti, vi si notano frequenti indizi di parziali emersioni avvenute durante il Cretacico, con accenni probabili a episodi paleoparacarsici, a temporanei allagamenti, impaludamenti, ecc., ora in corso di osservazione da parte mia e dei miei collaboratori, che operano con il contributo del CNR.

Come avrò occasione di accennare anche in seguito, nella successiva e cospicua serie del Paleocene, specie a cavallo tra il Daniano e il Montiano, sono presenti le facies a carbonatiti bituminose d'acqua salmastre e di ambienti lacustri e paludosi (ex Spilecciano di R. FABIANI⁻).

In generale la potentissima serie a carbonatiti del Carso triestino presenta manifesti caratteri subsidenza in ciascuno dei suoi membri e le eteropie di facies sono molto frequenti specie nei membri cretaci e per lo più con caratteri di marginalità.

Qualche indizio di un primo, lieve corrugamento presso Trieste lo ho avvertito già sul finire del Cretacico, accompagnato da fenomeni di spianamento. Le recenti accurate indagini di FORTI F. lo hanno confermato in pieno specie nella zona del M. Spaccato. Si tratta evidentemente di episodi marginali connessi alla summenzionata grande regressione senoniana, che nella vicina Istria, in Dalmazia, in Bosnia ecc. presenta manifestazioni di alto rilievo, con estesi depositi di breccie esoclastiche collegate strettamente a resti di un paleosuolo climatico (bauxite) e ad abbondanti testimonianze paleocarsiche e paleoparacarsiche. Le stesse breccie, note per lo più col nome generico di *breccia bianco-rosea*,

sono state da me interpretate come antiche *grize* paleocarsiche, talora cementatesi in ambiente marino in seguito alla successiva ingressione di fine Senoniano sviluppatasi in modo particolare nel Daniano (basso Paleocene). Per questo motivo esse presentano talvolta caratteri intraformazionali che possono trarre facilmente in inganno, mascherando i loro originali caratteri esoclastici e trasgressivi sulla compagine stratigrafica sottostante. Orbene queste breccie sono presenti, sia pure con spiccati caratteri di marginalità, anche nell'ambito del Carso di Trieste propriamente detto. Sono state scoperte e giustamente interpretate dallo scrivente già da parecchi anni, il quale le ha segnalate più volte a testimonianza del suddetto fatto geologico di grande rilievo che ha avuto notevoli influenze anche per l'attuale assetto geomorfologico del territorio in esame.

Lievi discordanze angolari tra breccia e calcari sottostanti, nonchè successivi calcari daniani e paleocenici in genere, rendono più evidente questa trasgressione accompagnata appunto da un primo accenno di corrugamento Senoniano anche presso Trieste (Basovizza, Lipizza, Monte Spaccato, Santa Croce, ecc.). All'estremo N del Carso di Trieste, e cioè nel settore presso M. S. Michele, detta trasgressione con relativa superficie di spianamento è resa meglio manifesta dalla presenza di alcuni piccoli nidi di bauxite molto ferruginosa per alto contenuto limonitico. Il materiale bauxitico e ferrifero trova ricetto in cavità paleoparacarsiche della roccia turoniano-senoniana (D'AMBROSI C. 1955)

In alcune zone piuttosto estese la trasgressione è concordante e se in tali casi la *breccia bianco-rosea* è assente, la stessa trasgressione risulta difficilmente avvertibile, anche causa le condizioni di incarsimento della roccia, e la serie stratigrafica può presentare parvenze di continuità come avviene in parecchie zone del Carso.

Nelle vicinanze di Gradisca d'Isonzo la continuità stratigrafica è effettiva, come risulta da mie osservazioni e da un recente pregiato studio di VENZO G. A. e di FUGANTI A. (1965).

Da quanto detto, emerge con evidenza che il corrugamento senoniano presso Trieste è in complesso appena accennato; può darsi che lo sia di più in qualche zona d'oltre confine, cioè in territorio jugoslavo, ove per ragioni di tempo e soprattutto di mezzi finanziari, non ci è stato possibile di svolgere finora adeguate ricerche. Nella vicina Istria invece ho constatato che le testimonianze di tale corrugamento lo rivelano piuttosto accentuato (Carso di Buie, ellissoide geneticamente senoniano dell'Istria Sud-Occidentale, settore del Monte Maggiore d'Istria, ecc.). Infatti le discordanze angolari che ivi ho osservato sono spesso notevoli, sicchè a differenza del Carso di Trieste propriamente detto, l'anticlinale del Carso di Buie è stata almeno in parte grossolanamente abbazzata, spianata e incarsita una prima volta già durante la regressione e successiva trasgressione senoniana. Quindi è stata rigenerata e sviluppata in pieno dall'Orogenesi dinarica e nel contempo rispianata ad altopiano. Infine essa fu nuovamente incarsita e rimodellata secondo i lineamenti orografici attuali.

Ora è opportuno che mi richiami a quanto ho già dianzi accennato, che cioè nel basso e medio Paleocene abbiamo avuto presso Trieste, come in Istria e altrove, estesi impaludamenti seguiti all'ingressione di fine Senoniano, e principio del Daniano, prima che il mare riacquistasse un più deciso sopravvento, ciò che avvenne, grosso modo, al passaggio dal Paleocene all'Eocene (Ilerdiano-Cuisiano secondo A. CASTELLARIN e M. L. ZUCCHI 1966).

IV. - FENOMENI OROGENETICI E CATAGENETICI NELL' AMBITO DEL CARSO TRIESTINO E LORO CONSEGUENZE SULLA GEOMORFOLOGIA ATTUALE

Da quanto ho già accennato, si può dedurre che l'anticlinale carsica triestina si è sviluppata quasi esclusivamente durante l'Oligocene su di un'area a modeste pieghe impostate già in precedenza (Senoniano). All'Oligocene va attribuito senz'altro il colamento per gravità del Flysch sulla flessura che limita l'anticlinale lungo il Golfo di Trieste a piano più o meno inclinato, con angoli d'immersione attualmente compresi tra i 45° e i 110° a SW e che rappresenta senz'altro un tipico fenomeno dinarico, legato cioè alla crisi dinarica. Quindi seguirono ancora intensi processi di spianamento.

E' del massimo interesse ch'io abbia dimostrato l'ordine di successione di questi fatti tanto importanti nel quadro generale del Carso Triestino (D'AMBROSI C. 1957-1958), su cui va richiamata l'attenzione degli studiosi, giacchè l'avvenimento riguarda in modo sostanziale non soltanto il Carso di Trieste, ma anche l'evoluzione geologico-morfologica di estese zone concomitanti che rappresentano buona parte della Venezia Giulia. E' bene precisare al proposito che le osservazioni sulla macrotettonica locale condotte per lunghi anni dallo scrivente fanno ritenere logico che il colamento per gravità è avvenuto quando la suddetta flessura era ancora all'inizio della sua genesi sotto il livello del mare.

E' supponibile pure che i processi di spianamento oligocenici abbiano avuto inizio nella zona assiale della grande piega triestina, mentre perdurava ancora il colamento lungo la sua ala sud-occidentale. Cessato il colamento, l'anticlinale continuò a svilupparsi, mentre perduravano a suo danno i processi di demolizione. Si può dire pertanto che l'orogenesi procedeva di conserva con la catagenesi, creando con ciò le basi della morfologia attuale d'insieme.

La massa delle carbonatiti asportate e disperse dai processi catagenetici svoltisi a più riprese dal Senoniano compreso, fino all'incirca al Langhiano, è veramente enorme. Questi processi di demolizione, però, raggiunsero il massimo effetto presso Trieste già durante l'Oligocene, fino all'ottenimento della superficie morfologica di base che ho già definita in precedenti lavori come Cattiano-Langhiano (antecedentemente attribuita dal KREBS al Miocene), la quale interessa anche l'Istria, l'altopiano della Bainsizza, quello della Selva di Tarnova, ecc. Si può ritenere che in origine essa sia stata almeno da 50 a 200 metri, secondo i posti, più elevata rispetto all'attuale superficie topografica dell'altopiano triestino. E' impossibile valutare per ora con una certa approssimazione la potenza complessiva della massa carbonatica dispersa, anche per il fatto che la compagine stratigrafica ha subito delle deformazioni la cui entità ci è ignota. Comunque il mio collaboratore FORTI F. ed in parte TOMMASINI T. operando con gran cura secondo i nuovi indirizzi da noi proposti e quindi sperimentati per lo studio razionale del carsismo in genere (D'AMBROSI C. 1967), hanno tra l'altro misurato con scrupolosa precisione, si può dire strato per strato, tutti i complessi a carbonatiti lungo sezioni da noi prestabilite, tracciate in senso normale all'asse della piega anticlinale dal confine di stato fino a incontrare il Flysch al margine in flessura dell'altopiano, trovando spessori massimi complessivi compresi tra i 2000 e i 3000 m. Si noti al proposito che l'altitudine media dell'altopiano si aggira oggi sui 400 m circa. Siccome la zona assiale della piega triestina corre per lo più a qualche chilometro dal confine in territorio jugoslavo, ove non sono giunte ancora misure di dettaglio, si può ammettere in

via provvisoria una potenza massima della compagine stratigrafica sui 3000 m, e forse nel punto di maggiore culminazione si potrebbe giungere non lontano dai 3500 m. Il PLENIČAR ammette per l'intero Carso, inteso in senso lato, una potenza complessiva sui 5000 m comprendendovi però anche le formazioni del Giurese che affiorano nel Postumiese.

Dato il complicato gioco dei processi di spianamento svoltisi dall'Aptiano-Albiano in poi, non abbiamo potuto trovare elementi idonei per stabilire se e a quale altitudine si estendesse la copertura flyscioide eocenica sulla zona assiale della piega. Comunque, ammesso per ipotesi che ci fosse stata, come sembra di poter ritenere data la presenza di un lembo flyscioide sulla sommità del M. Castellaro (741 m), è certo che essa, senza voler azzardare delle cifre, si sarebbe estesa molto e molto al disopra dell'odierna superficie del Carso specie in corrispondenza della suddetta zona assiale e dei maggiori Solchi fluviali abbandonati, incisi profondamente nelle carbonatiti. Questa considerazione, che è basata anche su quanto si sa in merito alla provenienza dei componenti mineralogici constatati nel Flysch triestino ed istriano, è della massima importanza per potersi rendere conto in linea generale, non soltanto dell'evoluzione tettonica e morfologica dell'anticlinale triestina dal Luteziano in poi, ma anche della complessa evoluzione del suo sistema fluviale epigeo nel corso della lunga fase precarsica e del carsismo iniziale durante il Miocene e parte del Pliocene, prima della sua scomparsa per carsismo.

Di ciò darò notizia in altra nota, giacchè tale argomento, su cui si sono espressi più volte pareri discordi, va senz'altro puntualizzato nel miglior modo concesso dalle attuali conoscenze, molte delle quali sono frutto dei miei cinquant'anni di ricerche.

V. - QUALI SONO STATI GLI AGENTI PENEPLANIZZATORI E COME HANNO OPERATO NELL'AMBITO DEL CARSO TRIESTINO

Ho accennato ai più o meno intensi fenomeni di peneplanizzazione cui fu soggetto il territorio triestino a più riprese dall'Aptiano-Albiano in poi; ora conviene meglio specificare quali possono essere stati di volta in volta i relativi agenti predominanti ed accennare come essi abbiano operato nel tempo. Per maggior chiarezza mi riferirò alla recente suddivisione in «Formazioni» che il FORTI (1968) ha adottato per il Carso di Trieste *in via del tutto provvisoria dal punto di vista della terminologia*, la quale non corrisponde rigorosamente a quella del codice geologico internazionale: *Formazione di Comeno, di Slivia e di Aurisina*.

1) *La Formazione di Comeno* è costituita da una vasta e potente compagine a calcari lastroidi dell'Aptiano e dell'Albiano. Sono predominanti ed evidenti i caratteri di bassofondo marino talora emergente, con frequenti variazioni della linea di costa per un alternarsi prolungato di piccole ingressioni e regressioni in tipico ambiente subsidenza.

2) *La Formazione di Slivia* è suddivisa in due membri dei quali l'inferiore è caratterizzato da dolomie cristalline grige, detritiche, qua e là a scarsa cementazione, che si alternano a calcari nerastrati bituminosi talora fossiliferi. In questo membro le dolomie prevalgono sui calcari e presentano evidenti fenomeni para-

carsici. Il membro superiore è invece caratterizzato da calcari grigi, compatti, riccamente fossiliferi, talora passanti a vere lumachelle, ad Ostree e Rudiste, che si alternano a dolomie cristalline grige. In questo membro i calcari prevalgono sulle dolomie. Questi strati sono da riferirsi al Cenomaniano con passaggi al Turoniano inferiore e con frequenti passaggi ed addentellati vari di carattere marginale.

3) *La Formazione di Aurisina* comprende il Cenomaniano superiore, il Turoniano ed il Senoniano più o meno completi a seconda dei luoghi. E' costituita in buona parte da calcari biostromali a Rudiste, Ostree ecc. e da breccie e brecciole calcaree, nonchè da calcari brecciati che rendono ben manifesti gli intensi e prolungati lavori abrasivi ad opera di movimenti ondati su bassifondi a caratteri predominanti di scogliera organogena a fior d'acqua o appena emergente (D'AMBROSI C. 1960).

La grande potenza della serie stratigrafica avente i suddetti caratteri dimostra il persistere durante il Cretacico di condizioni subsidenziali, pur nel succedersi complicato di piccole oscillazioni eustatiche, ma più ancora di pulsazioni della litosfera contenute in limiti modesti, in un lungo periodo di relativa stasi orogenetica che ha preceduto l'emersione di fine Cretacico.

Nel corso del Senoniano, durante la fase regressiva e conseguente emersione sempre più estesa (che per molte ragioni da me esposte in precedenti lavori è ovvio ammettere costantemente di carattere pulsante), nei processi di spianamento prevalse ovviamente l'abrasione marina. Avvenuta l'emersione si ebbero dapprima estesi fenomeni di erosione e corrosione fluvio-atmosferici da cui si passò tosto a processi di paracarsismo vero e proprio. Nella successiva fase di ingressione, sempre a carattere pulsante, ebbe ancora a ripetersi l'alternanza dell'abrasione marina con fenomeni di degradazione atmosferica in genere e beninteso in aree via via sempre più ristrette fino alla completa sommersione del territorio considerato. I fenomeni carsici e paracarsici durante la fase di emersione Senoniana lasciarono testimonianze a carattere marginale in più zone del Carso triestino. Essi però assunsero grande importanza in Istria.

L'ingressione ebbe il suo massimo sviluppo nel Daniano.

Identici agenti demolitori (abrasione marina alternata con fenomeni di erosione fluviale e degradazione atmosferica in genere) fecero sentire nuovamente i loro effetti anche più tardi, cioè durante l'Eocene medio e superiore. Questa volta però a danno delle anticlinali che l'orogenesi dinarica andava sviluppando in estese zone della Venezia Giulia. Lo dimostrano con tutta evidenza, come già detto, le breccie poligeniche tanto diffuse in Istria, nella valle del Vipacco, ecc., dove si trovano intercalate tra le assise del Flysch.

Sono avvenuti tosto i grandiosi fenomeni di spianamento dell'Oligocene relativi all'ulteriore svolgimento dell'orogenesi dinarica. Questi beninteso in seguito al rinnovarsi delle abrasioni marine, alternate con erosioni fluviali e con le solite azioni di degradazione atmosferica. Questa alternanza di fatti demolitori sta sempre in relazione con pulsazioni della litosfera, che però è logico ammettere più ampie ed estese durante le fasi di più intensa attività orogenetica, quali ebbero a manifestarsi appunto nell'Oligocene. Potrebbero aver contribuito fatti d'eustasi marina, ma non sono possibili precisazioni in tal senso. Per l'insieme di tali fenomeni venne a generarsi in una quindicina di milioni d'anni circa la superficie morfologica di base cattiano-langhiana. Questa interessò in

parte anche cospicui resti di precedenti superfici di spianamento. In Istria, per esempio, fu esumata e per lo più intaccata e distrutta su grandi estensioni la superficie di peneplanizzazione senoniana, mentre presso Parenzo, Orsera e Rovigno, ora troviamo addirittura resti esumati della superficie morfologica del Neocomiano e del Titoniano con testimonianze sicure del relativo paleocarsismo con bauxiti e brecce. Ciò significa in altre parole una asportazione in Istria della pila carbonatica della potenza complessiva sui 1500 m. Nell'area del Carso di Trieste inteso in senso stretto, la superficie morfologica di spianamento Cattiano-Langhiana venne ad estendersi anche qui a quote superiori a quelle della superficie carsica attuale, che ora possiamo ritenere ribassata rispetto la prima da minimi di 50 a massimi di oltre 200 m all'incirca come ho già accennato in precedenza.

Molte sono le prove e le circostanze che inducono a tali opinioni e forse la più importante tra queste, da me pienamente condivisa, va ricercata secondo F. FORTI nelle caratteristiche particolari di molte cavità del Carso, nonchè da relitti di cavità distrutte. Tale argomento di grande importanza nel quadro di nuovi sistemi di ricerca sull'origine ed evoluzione del carsismo in generale a cui attendiamo, potrà essere trattato in maniera esauriente quando saranno ultimate le relative indagini di dettaglio che richiedono tempo e mezzi adeguati e che ora sono in corso di svolgimento. Comunque si può già ora affermare che questa superficie è morfologicamente diversa dalla struttura tettonica dell'anticlinale triestina. Altrettanto va detto per le superfici di spianamento dell'Istria, della Bainsizza ecc. che assieme a quella del Carso di Trieste propriamente detto, hanno già fatto parte del grande penepiano cattiano-langhiano che, come tale, è da considerare sostanzialmente indipendente da fatti tettonici. Soltanto nelle zone dove questi furono più intensi, come ad esempio in corrispondenza delle catene a pieghe e a scaglie tettoniche dell'Istria Montana, l'orogenesi potè prevalere in maniera decisa sulla catagenesi, sicchè oggi vi si possono soltanto intravedere dei lembi sconnessi e ripiegati attribuibili a superfici di spianamento più o meno tormentate dalla orogenesi dinarica. Queste catene vanno pertanto considerate come risultato finale dell'antagonismo tra agenti endogeni ed esogeni, con prevalenza di quelli endogeni, cioè orogenetici nel caso in oggetto.

Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Trieste - ottobre 1968.

NOTE BIBLIOGRAFICHE

- ANDREOLOTTI S. (1964) - *Rinvenimento di un deposito alluvionale ciottoloso argilloso in una cavità relitto del Carso di Basovizza (Trieste) (cava della Italcementi sopra S. Giuseppe della Chiusa)* - Atti e Mem. Comm. Grotte E. Boegan, 4, Trieste, 101-106.
- ANDREOLOTTI S. (1965) - *I depositi di riempimento nelle cavità del Carso Triestino - Osservazioni sulla loro genesi e successione* - Ibidem, 5, Trieste, 49-71.
- D'AMBROSI C. (1953-1954) - *Nuovi ragguagli in merito alla stratigrafia del Cretaceo istriano* - Boll. Soc. Adriat. Sc. Nat., 47, Trieste, 82-98.
- D'AMBROSI C. (1955) - *Sulla possibilità di esistenza di bauxite sotto copertura eocenica nel territorio di Trieste* - Tecnica Ital. Riv. Ing. Sc., 10, 3, Trieste.
- D'AMBROSI C. (1957-1958) - *Sul colamento per gravità del Flysch lungo la riviera di Trieste* - Boll. Soc. Adriat. Sc. Nat. Trieste, 49, 1-40, Trieste.
- D'AMBROSI C. (1960) - *Sviluppo e caratteristiche geologiche della serie stratigrafica del Carso di Trieste* - Boll. Soc. Adriat. Sc. Trieste, 51, 1, (N S) 38-58, Trieste.
- D'AMBROSI C. (1963) - *In merito all'assenza di depositi ghiaiosi paleofluviali sulle superfici carsiche della Venezia Giulia* - Atti Museo Civ. St. Nat. di Trieste 23, 2, 2-3, Trieste, 81-95.
- D'AMBROSI C. (1967) - *Le ricerche speleologiche ed idrologiche nella Regione Friuli - Venezia Giulia nei loro nuovi indirizzi* - Atti e Mem. Comm. Grotte E. Boegan, 6, 1966 Trieste, 33-42.
- D'AMBROSI C. - FORTI F. (1968) - *Prime osservazioni discriminatorie fra fenomeni carsici e paracarsici nella regione Friuli - Venezia Giulia* - Le Grotte d'Italia 4, 1, Castellana Grotte, 109-129.
- FORTI F. (1954) - *Le doline di crollo da cavità preesistenti nel Carso Triestino* - Atti VI Congr. Naz. Spel. Trieste, 34-39.
- FORTI F. - TOMMASINI T. (1964) - *«Il Carso del Monte Spaccato» - Osservazioni di geomorfologia carsica in rapporto con la litostratigrafia e tettonica* - Atti e Mem. Comm. Grotte E. Boegan, 4, Trieste, 29-77.
- FORTI F. - TOMMASINI T. (1966) - *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. Boegan, 6, Trieste, 43-139.
- FORTI F. (1968) - *La Geomorfologia nei dintorni di Slivia (Carso Triestino) in rapporto alla litostratigrafia ed alla tettonica* - Ibidem 7, Trieste, 23-61.
- MARUSSI A. (1941) - *Il Paleotimavo e l'antica idrografia subaerea del Carso Triestino* - Boll. Soc. Adriat. Sc. Nat. Trieste 38, 1-27.
- MASOLI M. - ULCIGRAI F. (1969) - *Termini Albiani della serie stratigrafica del Carso Triestino* - Studi Trentini di Scienze Nat., Sez. A, vol. 46, n. 1, Trento.
- MAUCCI W. (1960) - *Inghiottoi fossili e paleoidrografia epigea del Solco di Aurisina (Carso di Trieste)* - Atti I Congr. Int. Spel., 1 Paris, 155-100.
- MAUCCI W. (1960) - *Evoluzione geomorfologica del Carso Triestino successiva all'emersione definitiva* - Boll. Soc. Adriat. di Sc. Trieste, 51, 59-81.
- VENZO G. A. - FUGANTI A. (1965) - *Analisi strutturali delle deformazioni tettoniche del Carso Goriziano (Gorizia)* - Studi Trent. Sc. Nat., Sez. A, 42, 2, Trento, 335-360.