LIVIO TREVISAN

IL GRUPPO DI BRENTA

(TRENTINO OCCIDENTALE)

Con una carta geologica al 50.000, 6 tavole a colori
e 36 figure intercalate.

PADOVA
Società Cooperativa Tipografica
1939 - XVII

PREFAZIONE



La mia prima visita alle Dolomiti di Brenta avvenne nell'estate del 1931; seguivo il prof. Leonardo Ricci nella sua campagna glaciologica su quel Gruppo, e da una serie di escursioni durata poco più di una settimana riportai una tal quantità di impressioni e di ricordi che mi fecero sorgere vivissimo il desiderio di ritornare. Reduce da poco da alcune gite compiute nelle Dolomiti del Cadore, dell'Alto Adige e del Trentino orientale e con un'immagine fresca nella memoria di tante bellezze, il Gruppo di Brenta mi era apparso immensamente maestoso e affascinante. Questa prima impressione non fu mai smentita quando, negli anni seguenti, ebbi occasione di ritornare, anzi nella vastità dell'insieme sempre più spiccava la varietà dei particolari e degli aspetti nelle singole zone. A questa molteplicità del paesaggio locale, si aggiunge, impareggiabile sfondo, un orizzonte larghissimo e vario. La posizione geografica del Gruppo di Brenta è veramente straordinaria: a occidente sta di fronte il Gruppo Adamello - Presanella, che oppone, con mirabile contrasto, le sue forme massicce e le sue tinte cupe alle snelle torri dalle tinte accese delle Dolomiti di Brenta. Dagli altri lati, con le sue numerose cime che superano i tremila metri, il Gruppo di Brenta è libero da ogni ostacolo vicino, e spazia ampiamente su un orizzonte che sembra infinito e che va dal Bernina al Cevedale, dalle cime biancheggianti di ghiacciai delle Venoste e Breonie al Sassolungo, allo Sciliar, alle Pale di S. Martino, dalle Piccole Dolomiti del Vicentino alle prealpi e alla pianura veneta e lombarda.

Naturalmente, benchè estraneo in principio allo scopo delle mie escursioni, l'interesse geologico non mi aveva lasciato indif-

ferente. Mi colpì dapprima il fatto che più d'una volta in luoghi diversi avevo trovato calcari retici dove, secondo le indicazioni delle preesistenti carte geologiche, mi aspettavo di trovare soltanto Dolomia Principale (norica). Non potrò mai dimenticare l'impressione che provai nella selvaggia zona prossima al Rifugio dei Dodici Apostoli affacciandomi alla Bocchetta dei Camosci, che è una sottile soglia rocciosa che separa le parti più alte delle Vedrette dei Camosci e di Val Làgol: da un lato le immense pareti dolomitiche della Cima Tosa e del Crozzón, dall'altro, la serie di cime ruinose che rinserrano i circhi delle Vedrette di Val Làgol e Pratofiorito e scendono, con versanti ingombri di detriti, ghiaioni e morene, fino alla conca di Val Nardìs. Ecco allora presentarsi al mio sguardo, con evidenza accentuata dalla nudità della roccia e dalla nettezza delle stratificazioni, la grande linea di frattura che determinò l'affiancamento della dolomia norica e dei calcari retici. Ricordavo che la carta geologica austriaca (del Vacek) non solo non portava indicata la presenza di alcuna frattura, ma addirittura indicava dolomia norica — come se fosse in perfetta continuità con quella della Tosa — in tutta la zona dei Dodici Apostoli. Mi vennero in mente in quel momento le parole con cui Pino Prati (nella prefazione alla sua Guida delle Dolomiti di Brenta, 1926) presentava uno speciale pregio del Gruppo: « In esso l'alpinista non corre il pericolo di trovare eccessiva compagnia, come spesso avviene per gli altri gruppi ». Mi vennero in mente queste parole pensando che qualcosa di simile si poteva dire anche per il geologo. La bibliografia regionale geologica del Gruppo di Brenta, che io avevo sommariamente raccolta ed esaminata, mi era apparsa incomparabilmente più povera e incompleta che per gli altri gruppi dolomitici e per altre regioni delle Alpi.

Ecco dunque un campo di ricerca geologica che alle attrattive naturali di uno splendido gruppo montuoso univa il pregio di essere stato poco e incompletamente studiato e dava la promessa di una feconda messe di risultati. E già si poteva prevedere che i risultati di uno studio particolareggiato avrebbero sorpassato i limiti dell'interesse locale per assumere una funzione chiarificatrice in più ampi problemi, specialmente tettonici, per le relazioni coi terreni austro - alpini e col grande massiccio intrusivo dell'Adamello - Presanella, e anche stratigrafici, in rapporto alla distribuzione e ai confini delle varie facies.

Fui quindi molto lieto quando (nel 1934) ricevetti dal Direttore della Sezione geologica del R. Magistrato alle Acque, il ch.mo prof. Giorgio Dal Piaz, l'incarico ufficiale dello studio e rilevamento del Gruppo di Brenta. Tale incarico aveva per me uno speciale significato: esso mi affidava la continuazione degli studi dei miei Maestri, i professori Dal Piaz e Fabiani, illustri conoscitori di geologia trentina che già avevano iniziato lo studio delle parti orientali del Gruppo.

Ora che, dopo quattro campagne estive di rilevamento (1934, '35, '36, '37) il lavoro è compiuto, sento il dovere, prima di iniziare la trattazione degli argomenti, di esprimere ancora la mia viva gratitudine ai professori Dal Piaz, Fabiani, Ricci, e non soltanto per quanto ho sopra accennato, ma anche per gli aiuti, incoraggiamenti e consigli di cui mi furono sempre prodighi durante il non breve lavoro. Uno speciale ringraziamento esprimo anche al prof. G. B. Dal Piaz, per l'interessamento, per i consigli, e per la generosa premura nel prestarmi materiale bibliografico, e al dott. Lino Bonomi, per gli aiuti, la gentilezza e l'ospitalità offertami nel Museo di Storia Naturale di Trento, da lui diretto.

Esprimo infine la mia riconoscenza all'Ufficio Idrografico del R. Magistrato alle Acque per aver provvisto alla pubblicazione del presente lavoro.

Istituto di Geologia della R. Università di Palermo,
febbraio 1939 - XVII.

RIASSUNTO

Premesso un cenno sui confini e sulle suddivisioni del Gruppo dolomitico di Brenta, la trattazione dell'argomento è divisa in tre capitoli: *Stratigrafia*, *Tettonica*, *Morfologia*.

Nel capitolo della Stratigrafia si descrivono i terreni a cominciare dal basamento scistoso - cristallino fino alle formazioni quaternarie. A questo proposito le cognizioni precedenti erano frammentarie poichè non esistevano che brevi lavori limitati a qualche singola parte della regione o a qualche gruppo soltanto di terreni. Nella nuova descrizione stratigrafica ho cercato di sviluppare — poichè mi è sembrato di maggiore interesse — specialmente tutto ciò che si riferisce ai rapporti tra le facies che appaiono nel Gruppo e le facies dei terreni coevi nelle regioni limitrofe (Anaunia, Trentino orientale, Bresciano, Veronese ecc.) in modo che dai confronti appaiano le caratteristiche stratigrafiche del Gruppo e le analogie con altri territori. Ho rivolto particolare attenzione ai confini dei vari tipi di facies in modo da preparare le conoscenze analitiche precise per poter tracciare un quadro paleografico della regione intera.

Nuova è la conoscenza di un livello di marne nerastre riferibili, per la loro posizione stratigrafica, al Permiano inferiore e corrispondenti agli « *strati di Collio* » nel Bresciano; era sconosciuta la presenza di dolomia ladinica e carnica nelle parti centrali del Gruppo. Ad alcuni paragrafi della Stratigrafia è annessa un'appendice paleontologica, con figure e osservazioni su nuovi fossili raccolti durante il rilevamento; per esempio a proposito dell'Anisico e del Norico. Particolarmente interessanti sono alcuni fossili degli strati alla base del Retico, il cui carattere lagunare non era stato per il passato sufficientemente messo in rilievo. Considerazioni paleontologiche vengono fatte anche sul Retico superiore; a proposito del Dogger, che è il piano più fossilifero di tutta la serie, ho potuto segnalare la presenza di altre specie

oltre a quelle scoperte e studiate recentemente da Vinassa de Regny e Vialli. Tali specie sono: *Rhynchonella semilaevis* n. sp., *Terebratula Salvatoris* Greco, *T. infraoolitica* Deslong., *Waldheimia* (*Zeilleria*) *Di Stefanoi* Botto Micca.

Uno speciale studio particolareggiato è dedicato al Quaternario; all'esame delle singole formazioni si aggiungono le ricostruzioni grafiche dello sviluppo dei ghiacciai durante il Würmiano e durante gli stadii di Gschnitz e di Daun.

La tettonica del Gruppo era nel suo insieme sconosciuta; il solo margine sud - orientale era stato fatto oggetto di uno studio. Il nuovo rilevamento ha messo in luce numerose grandi linee di frattura per l'innanzi sconosciute, linee assai importanti, oltre che per la tettonica, anche perchè segnano il confine tra le facies eteropiche di tipo veneto e di tipo lombardo.

Il capitolo della Tettonica è breve perchè ho omesso di proposito la parte descrittiva dei singoli elementi; le loro caratteristiche si possono dedurre direttamente dall' osservazione della carta geologica e dei profili.

I principali risultati generali che derivano dai nuovi elementi rilevati sul terreno sono i seguenti:

a) La *Linea delle Giudicarie* non decorre a oriente del nucleo intrusivo del Doss del Sabión, come finora si riteneva, ma a occidente.

b) Esistono due sistemi principali di perturbazioni tettoniche, con assi tra loro ortogonali.

c) Gli elementi tettonici con assi est-ovest sono rappresentati da pieghe con notevoli sovrascorrimenti con vergenza a sud.

d) Gli elementi tettonici con assi N-S o NNE-SSW, benchè si presentino per lo più con l'aspetto di scaglie tettoniche, sono in realtà faglie con prevalente movimento orizzontale, cioè simili a « paràfore ».

e) Queste ultime non sono parallele alla *linea delle Giudicarie*, ma confluenti in essa.

f) Esse rappresentano un sistema unico (poichè sono tra loro vicarianti secondo un meccanismo tipico che viene illustrato), che decorre dalla fossa tettonica del Garda alla parte settentrionale della *linea delle Giudicarie*, cioè fin presso Merano.

g) Il movimento di traslazione prevalentemente orizzontale, avvenuto lungo tale sistema di fratture spiega la mancanza

di termini di transizione tra le facies venete e le facies lombarde nella regione dal Garda alla Val di Non.

h) Considerando anche il bacino della Val di Non, abbiamo indizi di almeno sei fasi tettoniche: la prima nel Giurese superiore (Val di Non); la seconda nel Cretaceo medio, la terza (un po' incerta e limitata alla Val Lagol) tra il Cretaceo superiore e l'Eocene, la quarta tra il Luteziano e il Priaboniano (Val di Non). Il corrugamento principale (neogenico) avvenne secondo due fasi ben distinte.

La morfologia ci indica la presenza di due cicli erosivi principali anteriori alla fase attuale: uno interglaciale, testimoniato da abbondanti depositi alluvionali, uno pliocenico, testimoniato da vasti terrazzamenti; è dubbio un ciclo miocenico che sarebbe indicato dalla linea delle vette.

Un breve paragrafo tratta delle relazioni delle valli principali con la tettonica; seguono considerazioni sui laghi principali, tutti prodotti da sbarramento morenico, e tutti predeterminati dalle condizioni tettoniche.

I fenomeni carsici, poco diffusi, si manifestano con caratteristiche vaste « pozze » sempre in relazione con le principali fratture.

I LIMITI DEL GRUPPO

Il Gruppo di Brenta si estende in direzione NNE-SSW per una lunghezza di circa 40 chilometri, mentre nella larghezza non supera i 15. Sui limiti del territorio montuoso da comprendersi sotto la denominazione di Gruppo di Brenta le opinioni non furono sempre concordi e non è facile fissarli in modo definitivo. Il Prati, nella sua Guida [64], così li stabiliva:

a nord: il torrente Noce da Dimaro a Cles.

a oriente: il torrente Noce da Cles a Crescino; la depressione Crescino - Passo di Andalo, Molveno e torrente Bondài.

a sud: il fiume Sarca dalla confluenza del Bondài alla confluenza del Lisàgn (Val Dalgone).

a occidente: il torrente Lisàgn (Val Dalgone), Passo Bregn de l'Ors, Rio di Val Làgol, Sarca di Nambino, Passo Campo di Carlomagno e torrente Melédrio.

In senso un po' più esteso si potrebbe comprendere nel Gruppo un'altra piccola catena montuosa, quella compresa tra la Val Rendena e la Val Dalgone, culminante col Doss del Sabión, col M. Tov e col M. Àmolo (quest'ultimo di fronte a Tione). Il Gruppo verrebbe così racchiuso dall'arco del Noce a nord e dall'arco della Sarca a sud. Ma a questa semplificazione, benchè soddisfacente da un punto di vista generale, si oppone il fatto che la catena Sabión - Tov, all'estremo ovest, ha caratteri generali assai diversi dalle rimanenti zone e dal punto di vista alpinistico e turistico ne è completamente staccata ed estranea. Giustamente quindi il Prati non estese ad essa la denominazione di Gruppo di Brenta. Così un analogo criterio se ne può escludere anche l'estrema zona NE, cioè l'ampio terrazzo sulla destra della Val di Non; quivi il motivo morfologico dominante è la spianata; è più naturale quindi considerare come limiti estremi del Gruppo di Brenta le balze rocciose che si elevano a occidente del terrazzo, che col loro aspetto dirupato (per es. il Dosso Corona, a ovest di Denno) segnano un netto naturale confine tra i frastagliati rilievi del Gruppo e le forme dolci di altipiano che sono proprie di una caratteristica e bellissima regione — l'Anaunia — che costituisce per sè stessa un'unità, basata sull'elemento morfologico opposto: la valle.

Suddivisioni

Per comodità di trattazione e anche per un complesso di caratteri morfologici e geologici, il Gruppo di Brenta può essere diviso in sottogruppi. La suddivisione qui adottata è approssimativamente quella proposta dal Prati nella Guida [64], un po' semplificata.

Distingueremo così (fig. 1):

a) Un *sottogruppo centro - meridionale*.

b) Un *sottogruppo settentrionale*.

c) Il *sottogruppo della Campa*.

Confini tra *a*) e *b*): Vallesinella, Passo del Grosté, Passo della Gaiarda. Confini tra *a*) e *c*): Passo della Gaiarda, Passo del Clàmer, Val delle Seghe, Molveno. Confini tra *b*) e *c*): Passo della Gaiarda, Val S. Maria di Flavona, Lago di Tóvel, Val di Tóvel.

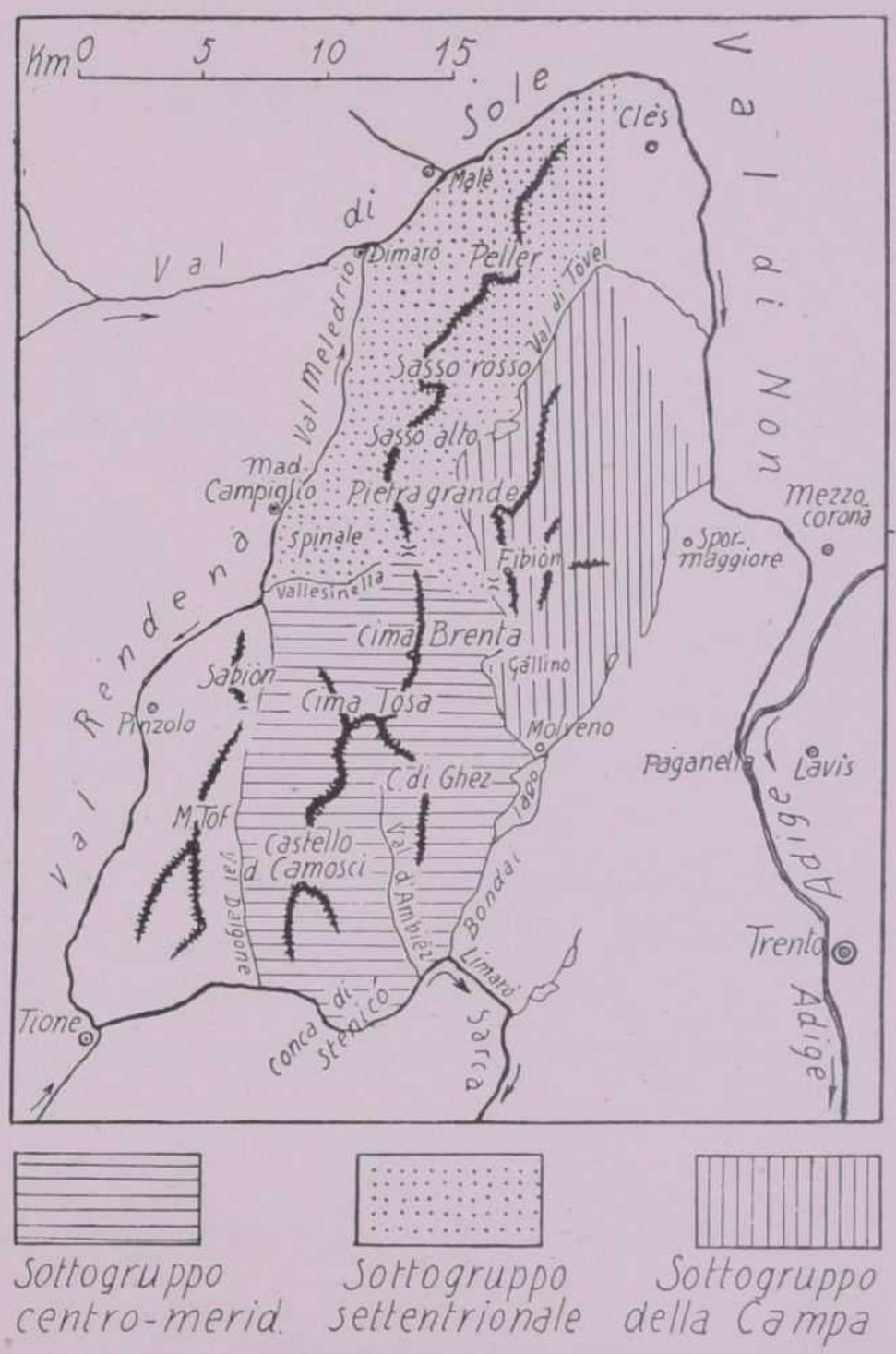


Fig. 1 - Limiti e suddivisioni del Gruppo di Brenta. La catena Sabión - M. Tov, benchè non faccia strettamente parte del Gruppo, verrà tuttavia considerata come un quarto sottogruppo.

Il sottogruppo centro - meridionale rientra nel territorio detto delle *Giudicarie*, denominazione che, com'è noto, comprende gli alti bacini del Chiese e della Sarca fino alla gola del Limarò.

La catena Sabión, M. Tov, M. Amolo e M. Irón, benchè, come s'è detto, non faccia propriamente parte del Gruppo, verrà tuttavia considerata qui come un quarto sottogruppo. Essa infatti, assai meno importante per l'alpinista delle rimanenti, è di grande

interesse per il geologo perchè è di quelle il necessario completamento; quivi soltanto infatti affiorano le parti più profonde della serie stratigrafica e per questo motivo, oltre che per l'interesse tettonico, non può essere tralasciata nello studio geologico del Gruppo di Brenta.

STRATIGRAFIA



Entro i limiti del Gruppo, come furono sopra definiti, i terreni affioranti cominciano con un basamento scistoso-cristallino, al quale seguono formazioni prevalentemente sedimentarie. Queste non costituiscono una serie unica, ma due serie, per lo più ben distinte, con facies differenti, delle quali una si può chiamare genericamente « di tipo veneto » e l'altra « di tipo lombardo ».

Nella carta geologica i terreni coevi delle due serie sono segnati con colori uguali, ma con lettere diverse; nei profili anche il tratteggio rappresentativo è differente.

La descrizione dei terreni comincia dai più antichi.

IL BASAMENTO SCISTOSO-CRISTALLINO

Nei tre principali sottogruppi non affiorano rocce scistoso-cristalline; soltanto alla periferia del Doss del Sabión, a cominciare dalla testata della Val Dalgone, sul fianco destro, fino ai dintorni di Giustino e di Massimeno in Val Rendena, esistono alcuni ristretti affioramenti di *filladi quarzifere*. I rapporti con le formazioni stratigraficamente soprastanti sono però impossibili da precisare: a oriente sono limitate da una grande linea di frattura o si trovano a ricoprire le arenarie permiane a causa d'un meccanismo tettonico per ora difficile a identificarsi, a cui sembra dovuto anche il locale rovesciamento della serie stratigrafica dal Permiano al Trias inferiore. Scendendo verso Giustino si trovano stirate e milonitizzate tra una massa di apliti da un lato e i por-

fidi quarziferi dall'altro. A NE di Giustino affiorano assai più ampiamente e sono talora attraversate da filoni aplitici. Quivi, cioè nel lato occidentale del Doss del Sabión, le filladi quarzifere mi sono sembrate simili, almeno all'aspetto esteriore, al tipo più abituale delle regioni dolomitiche, di colore nerastro, con piccole lenti quarzose, con tinta verde-giallastra di alterazione nel detrito. A questo cenno, insufficiente per questa formazione, come su tutti gli interessanti problemi che riguardano la zona del Doss del Sabión, e che entrano soltanto in parte nelle questioni geologiche del Gruppo di Brenta, spero in avvenire di poter aggiungere maggiori precisazioni, affrontando lo studio dell'intera zona con la collaborazione di un petrografo.

Benchè non in diretta continuazione, perchè separata dalla *Linea delle Giudicarie*, sulla destra della Val di Nambino si può osservare una serie di rocce scistoso - cristalline che ci danno l'idea del basamento metamorfico che sopporta la pila delle formazioni note del Gruppo di Brenta. E' una massa di scisti cristallini che presentano l'aspetto di una serie che con metamorfismo gradualmente crescente va dalle filladi quarzifere ai micascisti ai gneiss filladici.

Sull'età del basamento metamorfico nulla si può precisare. Secondo le opinioni più accreditate, e in base a considerazioni non solo riguardanti la zona giudicariense, ma anche altre zone, come la Val Pusteria, l'alta Valsugana, il bacino di Recoaro, ecc., le filladi sono di età certamente precarbonifera, anzi con grande probabilità antesiluriana e potrebbero rappresentare una pila di sedimenti cambrici e precambrici metamorfosati in connessione con l'orogenesi ercinica o per processi ancor precedenti a quella.

PERMIANO

Porfidi quarziferi

Secondo un'affermazione del Vacek [97, pag. 204], i porfidi quarziferi di Val Rendena poggiano sulle filladi senza che vi sia interposto alcun conglomerato tipo « Verrucano ». Il contatto tra le filladi e i porfidi è visibile soltanto da Giustino ai prati di Movlina; ma in questa zona le perturbazioni tettoniche sono assai

intense e quindi il fatto che una formazione conglomeratica tipo « Verrucano » non è osservabile non è una prova assoluta della sua originaria mancanza.

La potenza complessiva delle colate porfiriche supera i 1500 metri. Non è ancora ben chiaro se la loro scomparsa improvvisa presso Giustino sia originaria oppure anch'essa sia un effetto della tettonica. Il Lepsius [53, pag. 33] descrisse strati sedimentari di conglomerati quarzosi tra colata e colata di porfido, e accennò alla presenza di tufi porfirici in Val Rendena. Il Vacek negò l'esistenza delle intercalazioni di conglomerati e affermò che questi costituiscono un livello situato al di sopra delle colate, tra i porfidi e le arenarie soprastanti. L'esistenza di questo orizzonte conglomeratico è indiscutibile (p_2 nella carta geologica), tuttavia esistono anche intercalazioni di brecce entro i porfidi, come si può osservare per es. lungo la carrareccia poco a sud di Ches, frazione di Spiazzo. Si tratta di brecce che si rivelano specialmente per la presenza di frammenti di quarzo con spigoli angolosi.

Purtroppo la copertura boschiva quasi continua e lo strato di terriccio vegetale non permettono che raramente di scorgere estensioni di roccia in posto sufficiente per poter attribuire un significato preciso ai blocchi brecciati con frammenti di quarzo che qua e là affiorano.

L'aspetto dei porfidi è vario e sono presenti tipi violetti e tipi a colore generale più grigio e più o meno ricchi di quarzo, che ricordano assai da vicino i tipi delle principali colate della piattaforma di Bolzano. In generale si osserva che nelle parti più prossime al fondovalle, cioè nelle parti stratigraficamente più basse, il porfido è nerastro con elementi assai minuti. Questi porfidi quarziferi con ogni probabilità sono la continuazione diretta di quelli dei dintorni di Bolzano e di Trento e di quelli delle altre masse porfiriche delle Giudicarie sud - occidentali e delle Prealpi lombarde.

Sarebbe interessante a questo proposito uno studio comparativo petrografico particolareggiato.

Anageniti e marne nere

(permiano inferiore)

Tra la massa porfirica e le sovrastanti arenarie di Gardena sta intercalato un orizzonte di brecce. Lo spessore, difficilmente valutabile con precisione a causa della copertura di terreno vegetale, è variabile, e arriva, specialmente nei pendii sopra Massimeno, ad alcune decine di metri. Caratteristici in questa breccia sono frammenti angolosi di quarzo immersi in abbondante cemento arenaceo assai ricco di miche, con la colorazione rosso violacea cupa caratteristica dei più prossimi porfidi quarziferi.

Nella stessa zona, situata a oriente di Massimeno, e ivi soltanto, a quota di circa 1300 metri ho potuto osservare un piccolo affioramento di marne nere, sottilmente stratificate, in connessione con le anageniti. Il Vacek [97, pag. 204] affermava che fino allora (1898) si dovevano considerare come mancanti nella Val Rendena formazioni dell'età del *Rothliegendes* tedesco. La presenza di queste marne nere invece induce a ritenere che anche il Permiano inferiore (=Unteres Rothliegendes) esista. La loro posizione stratigrafica infatti induce a pensare che esse rappresentino la continuazione orientale della « Serie di Collio » delle Alpi Bergamasche, la cui appartenenza al Permiano inferiore e corrispondenza al Rothliegendes germanico fu dimostrata dalla presenza di una flora a *Walchia*. Più oscuri sono i rapporti con gli « strati di Tregiovo » (argilloscisti e calcari neri bituminosi con resti di *Voltzia* e *Ullmannia*) affioranti in Val di Pescara, cioè a settentrione del Gruppo di Brenta, poco a nord di Cles, e che sembrano occupare la stessa posizione stratigrafica, ma che viceversa per l'associazione *Walchia* - *Ullmannia* furono considerati come limite tra il Permiano medio e il superiore.

Non si può escludere che questa formazione abbia maggiore estensione di quanto io abbia segnato sulla carta; la copertura vegetale può averla altrove mascherata e sottratta all'osservazione. Comunque sia, l'averne rivelato l'esistenza conferma la supposizione che la serie permiana della Val Rendena appartenga più al tipo di facies lombarda che al tipo delle facies della regione dolomitica a oriente dell'Adige.

Le arenarie di Gardena e la formazione a Bellerophon

Le arenarie di Gardena affiorano soltanto nella catena del Monte Tov, e da Tione si possono seguire fino alla testata della Val di Nambi. Il loro aspetto è simile a quello che hanno nella regione dolomitica a oriente dell'Adige dal Bacino di Recoaro alla Pusteria, e cioè sono arenarie a grana spesso grossolana, per lo più intensamente colorate in rosso, talvolta invece hanno tinta grigio - chiara; sono ricche di granuli quarzosi specialmente nelle parti inferiori, spesso più ricche di mica nelle parti superiori. L'opinione comune più recente considera questa formazione come di ambiente terrestre, a carattere desertico.

Benchè litologicamente nulla di notevole vi sia da segnalare, le arenarie di Gardena assumono un certo interesse se si considerano in rapporto con regioni finitime. S'è già visto che la presenza di marne sottostanti avvicina il Permiano della Val Rendena al tipo lombardo, anzichè al tipo veneto. Esaminiamo ora la posizione delle arenarie di Gardena della catena del Tov, rispetto alle analoghe formazioni del Veneto e della Lombardia.

Il Permiano nel Veneto è costituito, com'è noto, (prescindendo dalle colate porfiriche) dalle arenarie di Gardena inferiormente, e dalla Formazione a *Bellerophon* superiormente. Quest' ultimo piano (cioè il Neopermico alpino, coevo, almeno in gran parte, allo *Zechstein* germanico) ha, secondo Merla, una potenza media di 200 metri, pur raggiungendo in qualche luogo i 300. Si può aggiungere, per completare il quadro generale, specialmente in tema di raffronti, che nel Vicentino invece la Formazione a *Bellerophon* ha spessori assai più modesti, dell'ordine di grandezza di una ventina di metri soltanto.

Nella regione lombarda (prealpi bresciane e bergamasche), l'Eopermico è rappresentato dalla « Serie di Collio » di Val Trompia, caratterizzata da resti vegetali, mentre le arenarie di Gardena hanno età neopermica, in quanto riposano sull'Eopermico e passano senza intermediari alle arenarie del Trias inferiore. Manca completamente la formazione a *Bellerophon*. Anzi, secondo il Dozy, il complesso delle arenarie di Gardena comprende, spostandosi verso est, porzioni sempre maggiori di Trias inferiore.

Dopo queste premesse generali si può tentare di interpretare l'età delle arenarie di Gardena nella Val Rendena. Nel versante occidentale del M. Àmolo (presso Tione) hanno spessore assai ridotto e passano al Trias inferiore, pure arenaceo, senza che si possa individuare sul terreno un netto confine. Il complesso delle arenarie di Gardena più quelle werfeniane raggiunge appena 200 metri di potenza. La mancanza della formazione a *Bellerophon* ricollega questo tipo di Permiano a quello lombardo. Proseguendo verso N lo spessore delle formazioni arenacee aumenta e già all'altezza del M. Tov si possono distinguere abbastanza manifestamente le arenarie di Gardena, che da sole superano 200 metri di spessore, dal Trias inferiore, che assume aspetto più marnoso. Ancora un paio di chilometri più a nord (passo Stablei) gli spessori appaiono ancora maggiori, e comincia ad apparire una sottile intercalazione calcarea tra le arenarie di Gardena e le arenarie werfeniane. Si tratta di strati di vario spessore di calcare dolomitico cariato assai impuro, strati oolitici, lastre di calcari grigi ecc., per un complesso di pochi metri e che ricorda specialmente, sia per la facies, sia per la esigua potenza, la formazione a *Bellerophon* del Vicentino (bacini del Lèogra e dell'Agno). In questa zona dunque il Permiano presenta caratteri di transizione di facies, poichè vi è rappresentato sia l'Eopermico marnoso tipico della Lombardia sia in parte anche la facies calcarea del Neopermico, sviluppata normalmente nel Veneto.

TRIAS

WERFENIANO

Anche le formazioni werfeniane, come quelle permiane, affiorano esclusivamente nella catena del Monte Tov, e il loro interesse sta soprattutto in relazione alla posizione geografica, per i rapporti con le facies del Veneto e con quelle della Lombardia. Riassumo a questo scopo i principalissimi caratteri del Werfeniano dell'una e dell'altra regione per poter poi inquadrare la facies della Val Rendena.

Secondo diversi autori (Curioni, Lepsius, Bittner, Vacek, Cozzaglio, Salomon, Dal Piaz) il Werfeniano nella provincia di Brescia consta di una parte inferiore (= Servino), composta pre-

valentemente di argille e marne a vari colori, specialmente rosse, con presenza anche di arenarie e calcari in sottili strati. E' spesso presente una zona calcareo - marnosa intercalata detta *Oolite a Gasteropodi*. Il complesso indica deposito di mare sottile non lontano da zone continentali e isole; lo spessore è assai variabile e secondo Salomon può variare da soli 6 metri a 200.

Sopra questo complesso sta una formazione non stratificata di calcare farinoso a cellette (=*Zellenkalk*, *Zellendolomit*, *Calcare farinoso*, *Dolomia cariata*), con spessore variabile da 80 a 200 metri circa, talvolta associato a gessi.

Nelle Tre Venezie il Werfeniano (secondo Leonardi) non è sostanzialmente diverso dal Servino. La parte inferiore (strati di Siusi) è costituita da marne e arenarie variegate con straterelli calcarei. Nella parte superiore (strati di Campil) prevalgono marne e arenarie grossolane, per lo più rosse, che al tetto passano gradualmente ai calcari anisici. Spesso tra i due piani di Siusi e di Campil si trovano intercalati i banchi di calcari oolitici (Oolite a Gasteropodi), che stratigraficamente appartengono agli strati di Campil. Se si toglie dunque la presenza del calcare farinoso a cellette che in Lombardia segna il passaggio tra il Werfeniano e l'Anisico, il rimanente complesso è in sostanza del tutto simile; anzi, a tale affinità di facies litologica corrisponde una quasi identità di facies paleontologica.

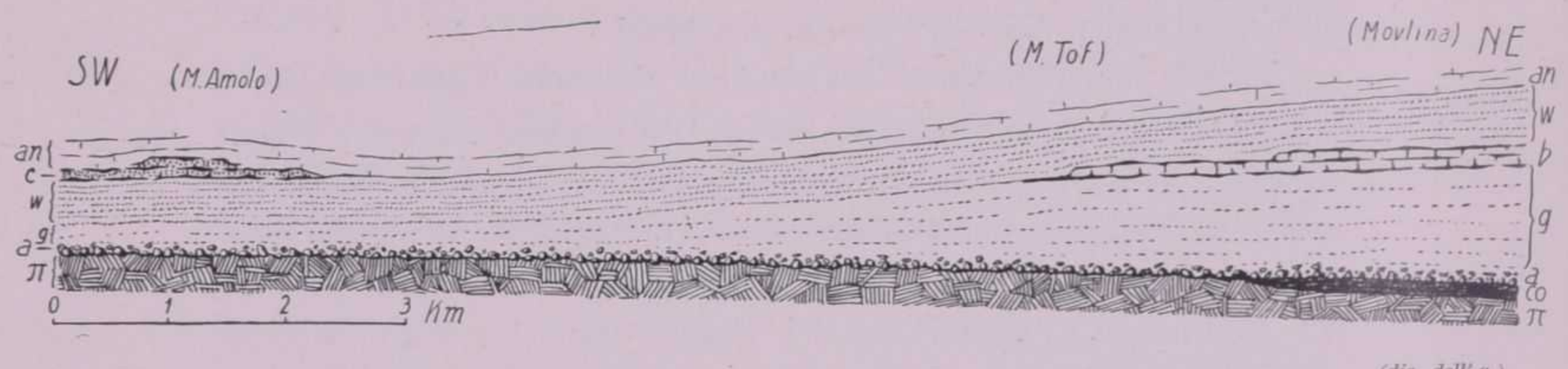
Nel Vicentino (Bacini del Lèogra e dell'Agno) e in una parte del Trentino (Marzola) il Werfeniano si riaccosta invece al tipo lombardo, poichè sopra il complesso delle arenarie e marne variegate appare l'orizzonte del calcare farinoso a cellette e in qualche luogo sono presenti anche lenti di gesso.

Anche tra Bolzano e Trento, specialmente nella zona della Méndola, riappare la formazione del calcare farinoso a cellette con la caratteristica variabilità di spessore, collegata alla sua genesi di sedimento di regressione. Riassumendo: Anaunia, Giudicarie, Trentino meridionale e Vicentino sono regioni in cui si ha accenno a regressione alla fine del Werfeniano (formazioni lagunari di calcare farinoso a cellette e gessi), che segna un passaggio tra le facies marine della regione dolomitica e le zone più a nord dove l'Anisico si inizia con formazioni terrestri.

Nella Val Rendena il Werfeniano ha spessore variabile che sembra aumentare verso il nord (fig. 2). E' costituito essenzialmente da arenarie per lo più rosse, che non sempre facilmente

si distinguono da quelle di Gardena. In genere però hanno grana assai più minuta, sono sottilmente stratificate a lastre e molto ricche di mica.

Nei dintorni di Tione (Monte Àmolo) sono sormontate dal calcare farinoso a cellette; secondo Vacek questo si ripresenta anche presso Malga Stablei (alta Val Dalgone). Sul M. Tov prevalgono nella parte inferiore lastre di marne grige che passano gradualmente ad arenarie micacee a grana sottile. Ancora più



(dis. dell' a.)

Fig. 2 - Schizzo della giacitura delle formazioni permiane e del Trias inferiore nella Val Rendena.

π = porfidi quarziferi;
co = marne nere eopermiche, riferibili agli «strati di Collio»;
a = anageniti;
g = arenarie di Gardena;
b = Formazione a *Bellerophon*;
w = marne e arenarie del Werfeniano;
c = «Calcare farinoso a cellette» delle parti superiori del Werfeniano;
an = Anisico.

a nord, dove affiorano più ampiamente, si osservano strati lastriformi varicolori assai micacei, con intercalazioni di calcare marnoso grigio. Presso la testata di Val Dalgone qualche lastrina arenacea mostra impronte di Lamellibranchi. Unica forma riconoscibile è un'impronta di

Homomya fassaënsis Wissm. var. *brevis* Bittn.

Questa varietà, nella regione dolomitica a oriente dell'Adige, è caratteristica degli Strati di Campil, quantunque si trovino esemplari più piccoli e meno convessi già negli Strati di Siusi (Leonardi).

Sarebbe impossibile separare in Val Rendena i due livelli del Werfeniano, specialmente perchè gli affioramenti sono assai piccoli e radi e non si può mai osservare una parte considerevole della formazione dal punto di vista della successione degli strati.

Il Werfeniano del Gruppo di Brenta dunque per la facies di regressione con cui si chiude, ha strette affinità con quello delle prealpi Lombarde, dell'Anaunia, della Marzola e del Vicentino.

ANISICO

L'Anisico della Val Rendena si presta assai male ad osservazioni, a causa della insufficienza di sezioni naturali. Per questa ragione e anche perchè complessivamente ha spessore modesto non risulta opportuno nella carta distinguerlo nei suoi diversi orizzonti.

Nei territori adiacenti al nostro, l'Anisico è così rappresentato dei suoi tre classici orizzonti:

Nel Bresciano e nelle Giudicarie meridionali:

Orizzonte a *gracilis* (spessore variabile):

a) *facies camuna*: sottili alternanze di calcari neri o grigio-neri, lenticolari, con straterelli argillosi.

b) *facies giudicariense*: calcari a lastre di tinta grigia generalmente più chiara, con facce piane e con rare intercalazioni argillose.

c) *facies dolomitica*.

d) *facies di scogliera*.

Orizzonte a Brachiopodi o a *Rhynchonella decurtata*: ha sempre esiguo spessore (intorno a 20 metri) e si distingue per l'aspetto marnoso - calcareo nodulare.

Orizzonte a *trinodosus*: spessore piccolissimo; gli strati calcarei perdono l'aspetto nodulare e hanno facce piane.

Nei territori al nord del Gruppo di Brenta, per esempio lungo il profilo tra Caldaro e la Mendola, l'Anisico consta di:

a) calcari del livello a *gracilis* (non sempre presenti).

b) serie arenaceo-conglomeratica con alternanze marnose e calcaree, con qualche livello a piante.

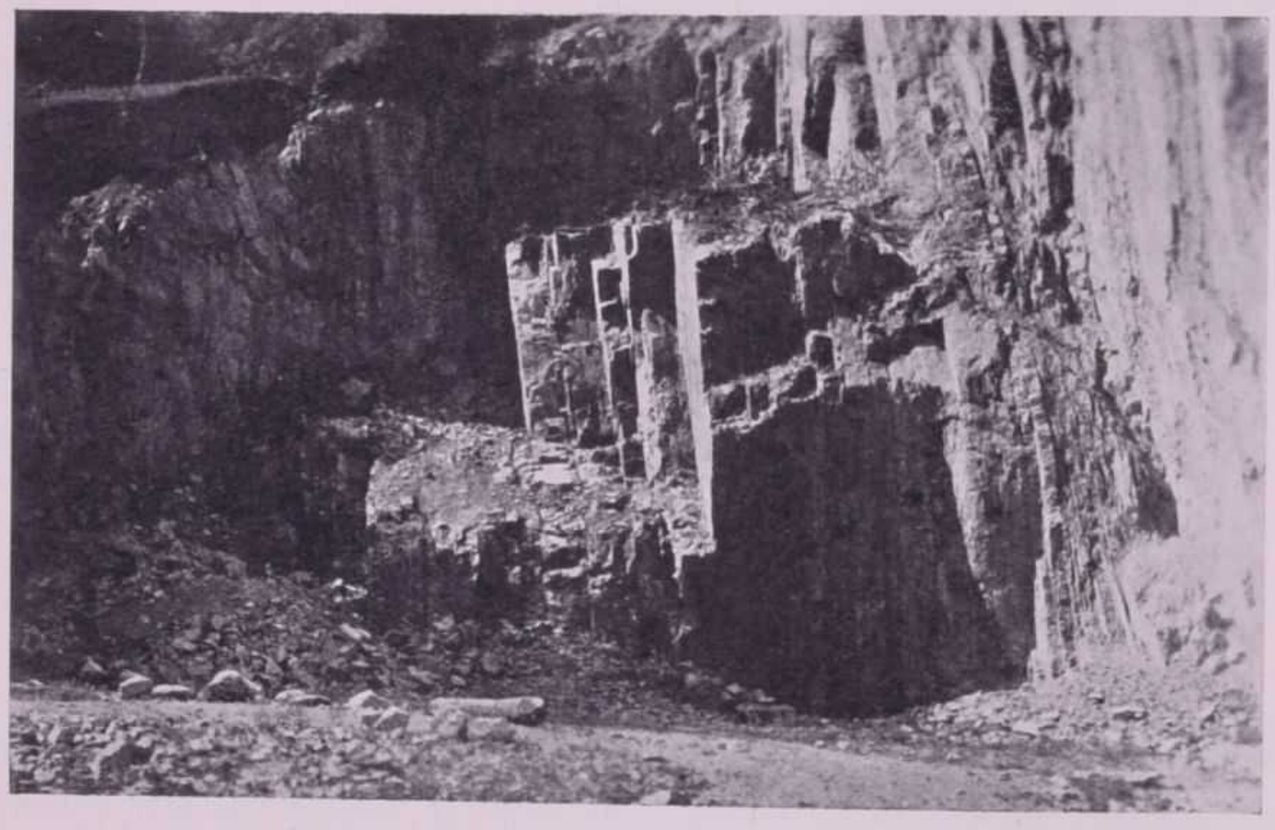
c) marne a *Ceratites subnodosus* (non sempre presenti).

L'Anisico di Val Rendena nei livelli inferiori (a *gracilis*) ha nettamente facies giudicariense, poichè si presenta con calcari grigi stratificati a facce piane, spesso lastriformi. Il luogo più facilmente accessibile per osservare questo orizzonte è la strada rotabile fra Tione e Verdesina. Ivi l'Anisico giace raddrizzato

con gli strati verticali e affiora in corrispondenza della Valletta del Rio Maftina. E' questa probabilmente la località dove il Lepsius [53] raccolse « *Trochiten und kleine Gastropoden* » e il Bittner [8] le seguenti forme:

Myophoria vulgaris Schloth. sp.
Myacites cf. *mactroides* Schloth. sp.
Pecten cf. *discites* Schlotb.

che lo indussero a considerare gli strati come appartenenti al livello a *gracilis*.



(fot. dell'a.)

Fig. 3 - Cava di calcari anisici lungo la carrozzabile poco a nord di Tione. Gli strati appartengono al livello a Brachiopodi e sono in posizione verticale.

Poco più a sud, lungo la stessa strada, riappare l'Anisico denudato ancor più ampiamente in corrispondenza di una cava (fig. 3).

Questi strati appartengono ai livelli medi e superiori dell'Anisico; infatti nel lato meridionale della cava si vede il contatto con la dolomia stratigraficamente soprastante (dolomia grigia, milonitizzata, non stratificata) verosimilmente già ladinica; presso il contatto con la dolomia i calcari sono più sottilmente stratificati e si alternano con strati marnosi. Dall'altro lato i calcari sono più neri, a strati più grossi, intercalati da strati di aspetto nodulare, caratteristica questa dell'orizzonte a Brachiopodi.

Di fronte a questa cava, dall'altro lato della valle, al piede del Monte Àmolo, gli stessi strati sono fossiliferi. Ivi ho raccolto:

Terebratula (*Coenothyris*) *vulgaris* Schloth. (fig. 4).
Terebratula Kittlii Bittner (il tipo viene dal Muschelkalk di Serajevo).
Spiriferina (*Mentzelia*) *Mentzeli* Dkr.
Pecten (*Entolium*) *laevigatus* Schloth.



(fot. dell'a.)

Fig. 4 - Cinque esemplari diversi di *Terebratula (Coenothyris) vulgaris* Schloth.. (grand. nat.) provenienti dai dintorni di Tione. I primi quattro esemplari mostrano la variabilità del contorno, che da ovale passa a subcircolare. Questa specie predomina molto sulle altre nel giacimento.

Si tratta dell'orizzonte a Brachiopodi, dove spesso la *T.* (*Coenothyris*) *vulgaris* forma interi banchi calcarei.

Più a nord, a causa della copertura boscosa, l'Anisico è malamente osservabile. Nell'alta Val Manéz, cioè presso Pramarciù, la base dell'Anisico ha facies conglomeratica e di arenarie rosse, secondo anche un'osservazione di Vacek [97, pag. 205]. Questo farebbe riscontro con l'analoga facies nella zona della Mendola tra Bolzano e Trento.

Nel versante occidentale del M. Tov, tra il passo delle Màlgole e il passo Stablei si osserva ancora la regolare sovrapposizione degli strati nodulari (orizzonte a Brachiopodi) su quelli a superficie liscia (orizzonte a *gracilis*).

LADINICO

La base del Ladinico affiora soltanto nella catena del Monte Tov. In un solo punto, presso la sommità del Monte Àmolo, ho potuto scorgere un piccolo affioramento di calcari con noduli di selce, che, per la loro posizione stratigrafica rispetto all'Anisico, si possono considerare come rappresentanti degli strati a *reitzi*.

Altrove poggia direttamente sui calcari grigio-neri dell'Anisico una massa di dolomia, ora biancastra, ora grigia. La mancanza di fossili e la rarità degli affioramenti, dovuta specialmente alla presenza di abbondante detrito di falda alla base delle dolomie, non permette di precisare il limite inferiore del Ladinico. Tuttavia si può ritenere che il limite litologico ben netto tra i calcari scuri e la dolomia corrisponda al confine tra Anisico e Ladinico. Tale è il limite segnato nella carta geologica.

Si potrebbe pensare che una parte inferiore della dolomia, specialmente dove ha colore grigio, appartenga ancora all'Anisico, ma ciò sembra poco probabile per due ragioni: l'Anisico superiore (specialmente nelle Giudicarie meridionali) ha spessori assai modesti (pochi metri) e se non è fossilifero non è individuabile; in nessuna delle regioni circostanti è stata finora dimostrata la presenza di dolomia anisica. Questo enunciato è valido anche per la zona della Mendola, dove la dolomia è ladinica anche nelle parti più profonde, come dimostrò recentemente su base paleontologica il Pia [62].

Il Ladinico nel Gruppo di Brenta ha quindi unicamente facies dolomitica (a prescindere dai pochi strati calcarei selciferi sopra nominati) e non presenta nè orizzonti litologicamente diversi, nè i grandiosi fenomeni di eteropia di facies che altrove, e specialmente nelle Dolomiti a oriente dell'Adige, sono fattori di importanza fondamentale nella morfologia e nel paesaggio.

La dolomia ladinica del Gruppo di Brenta non è formazione di scogliera come nelle predette Dolomiti; è nettamente stratificata e deve probabilmente la sua origine soprattutto a Diplopore; forma una potente coltre continua, del tutto simile per vari caratteri, eccettuata la potenza minore, alla Dolomia Principale.

Benchè la mancanza di fossili non permetta di stabilire con certezza il limite superiore delle formazioni ladiniche, sembra tuttavia certo che la facies dolomitica comprenda tutto il Ladinico, anzi per lo più anche gran parte del Carnico. Dove il Carnico ha facies non dolomitica (a sud di Tione) il Ladinico è ugualmente dolomitico. Manca ogni traccia, anche nelle zone più sud-occidentali (M. Gaggio a SW di Tione), degli « strati a Daonelle del Wengen » che nelle Giudicarie meridionali e in Lombardia sono noti con svariati nomi (Dolomia metallifera, Calcare di Esino, Wengener Riffkalk). Mancano pure, a differenza di quanto generalmente avviene, indizi di attività vulcanica in questo periodo.

La distribuzione della dolomia ladinica nel Gruppo di Brenta risulta assai diversa che dalla vecchia carta del Vacek. Ricorderò soltanto come questo autore ammetteva la sua presenza in Vallesinella, perchè avendo osservato ivi un livello dolomitico di colore molto scuro, l'aveva interpretato come fascia raibliana e conseguentemente aveva ritenuto la dolomia sottostante come equivalente della « Dolomia dello Sciliar ». Ma già Schwinner [71] rilevò l'errore del Vacek e affermò giustamente che la dolomia in Vallesinella è tutta norica.

Prescindendo dalla segnalazione errata del Vacek, e dalla catena del Monte Tov, la dolomia ladinica non era conosciuta sul Gruppo di Brenta. Tuttavia lo Schwinner doveva averne intuito la esistenza poichè ammetteva che in Val Brenta Alta la cengietta alla base del Crozzón rappresentasse la base della Dolomia Principale; ma non mi risulta che abbia mai accennato esplicitamente alla questione.

Alla dolomia ladinica del Gruppo di Brenta, per la sua natura nettamente stratificata e non di scogliera, non si può ragionevolmente attribuire il nome di « Dolomia dello Sciliar » e neppure quello di « Dolomia della Mendola », denominazione già abbandonata e che si presta ad equivoci, poichè, ritenuta una volta come sinonimo di dolomia anisica, risultò poi essere ladinica anche negli strati più profondi [62].

CARNICO

Nel Carnico in generale sono assai note le frequenti eteropie di facies. Nei territori circostanti al Gruppo di Brenta risulta dalle descrizioni di vari autori che i materiali del Carnico sono svariati. Nell'alta Anaunia (Fabiani) accanto a una facies dolomitica sono presenti tufi e marne varicolori e calcari lastriformi più o meno bituminosi (p. es. i calcari bituminosi con resti di pesci di Penón, Cortaccia).

Nelle Giudicarie (secondo Bittner e Salomon) sono presenti calcari neri simili a quelli anisici; più spesso però sono grigio - giallastri, marnosi; oppure esiste un complesso di calcari marnosi varicolori con marne grigio - rosse che passano in alto gradualmente alla Dolomia Principale, mediante intercalazioni. In

Val Sabbia sono presenti pure arenarie rosse, marne sabbiose e calcari scuri a lastre.

Nel versante orientale del M. Gaggio (non molto fuori dell'estremo angolo SW della carta) ho potuto osservare tra la dolomia ladinica e la Dolomia Principale un piccolo affioramento di arenarie rosse piuttosto friabili e di calcari grigi in sottili lastre. Si tratta evidentemente di Raibliano. Nel M. Amolo a NE di Tione non è facile seguire questo sottile orizzonte. Continuando verso NE, in Val di Manéz e poi in Val Dalgone la dolomia ladinica passa alla Dolomia Principale senza interposizione di formazioni diverse. Il Carnico ha quindi facies dolomitica e non se ne possono individuare i confini con precisione.

Nel Gruppo di Brenta propriamente detto il Carnico affiora soltanto in corrispondenza della Val Brenta Alta e delle Val Perse. La facies è calcareo - dolomitica, e per questo l'influenza sulla morfologia è minima o nulla addirittura. Non ho potuto determinare qual porzione di dolomia appartiene al Carnico e quindi il suo confine col Ladinico. L'unico punto di riferimento per il limite del Carnico è il suo confine superiore, benchè non si manifesti che a un minuzioso esame e spesso a distanza non ne diano indizio nè l'aspetto generale della roccia nè la morfologia: in Val Brenta Alta la Dolomia Principale (norica) affiora con tutta la sua potenza nelle grandiose pareti del Crozzón e in genere del blocco di Cima Tosa. Alla base del Crozzón, cioè sotto una pila di Dolomia Principale di un migliaio di metri di spessore, si manifesta un orizzonte particolare, che si osserva agevolmente anche nel fianco destro della Val Brenta Alta, nei pressi del Rifugio dei Brentei. Sotto i banchi di dolomia spesso scura e molto cariata, che contengono in gran numero impronte di *Worthenia Escheri* (Stopp.) (= *solitaria* Ben.) appaiono alcuni sottili strati calcarei, privi di fossili, con qualche rara intercalazione di diaspri variegati. Al di sotto riappare dolomia cariata scura e banchi di dolomia di colore molto chiaro, ancora priva di fossili. Poichè la Dolomia Principale (che qui rappresenta soltanto il Norico) ha spessore di circa un migliaio di metri, è logico pensare che gli strati calcarei sottostanti ai più bassi banchi a *Worthenia Escheri* rappresentino la parte superiore del Raibliano.

Nelle Val Perse questo orizzonte è particolarmente ben visibile lungo il sentiero Osvaldo Orsi, nella sua parte più strapiombante, lungo le pareti orientali dello Spallone dei Massodi.

Il sentiero è scavato in una fascia dello spessore di 4-5 metri di calcari compatti lastriformi (lastre anche più sottili di un centimetro) di color grigio-nocciola. Sovrasta la Dolomia Principale con banchi grossissimi; al di sotto si trovano dolomie e calcari di color grigio-scuro per pochi metri e poi riprende la solita dolomia regolarmente stratificata, senza caratteri particolari, in parte forse ancora carnica e poi ladinica.

NORICO

Il Norico nel Gruppo di Brenta ha notevole sviluppo in potenza: circa un migliaio di metri di dolomia stratificata. Questa potenza è ben maggiore del normale se si pensa che in essa è rappresentato soltanto il Norico; infatti generalmente la Dolomia Principale ha spessore che si aggira sul migliaio di metri, ma comprende il Norico e il Retico insieme.

La dolomia ha il solito aspetto della Dolomia Principale: compatta, talora un po' cariata, di colore che varia dal grigio chiaro al grigio - nocciola negli strati inferiori, bianca o quasi nei livelli più elevati.

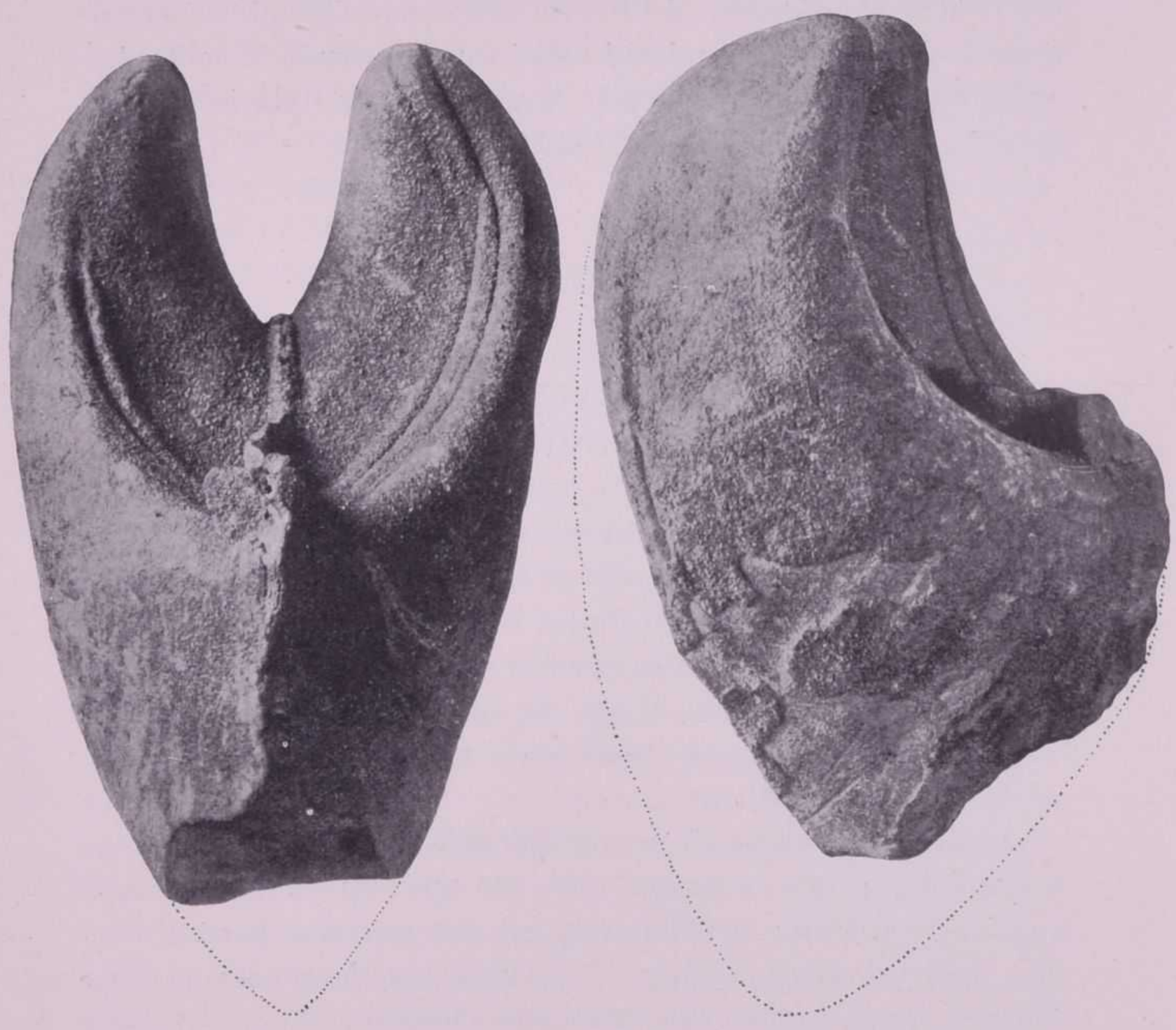
Qualche campione di questa dolomia fu studiato dal punto di vista strutturale da Sander [69], che concluse che per la massima parte si tratta di dolomie in cui non mancano parti di detrito organico meccanicamente depositate, ma che si possono considerare di deposizione essenzialmente chimica.

Gli strati più bassi della formazione si differenziano per il colore spesso molto scuro e per essere assai cariati. Evidentemente in quel momento doveva prevalere la deposizione organica e detritica, e la colorazione scura, dovuta almeno in parte a bitume, indica un ambiente almeno un po' diverso, che risente ancora delle mutate condizioni batimetriche e di sedimentazione avvenute quasi dappertutto durante il Carnico.

Tra il Rifugio dei Brentei e la bocca di Brenta, si osservano bene le parti basse della Dolomia Principale; oltre al colore scuro hanno spesso una stratificazione molto marcata dovuta a una fitta alternanza di strati più e meno erodibili. Gli strati più erodibili devono questa loro proprietà a una minuta fratturazione.

In questi strati inferiori abbondano spesso straordinaria-

mente le impronte di *Worthenia Escheri* (Stopp.) (1). Nelle parti più elevate le impronte fossili diventano estremamente rare e constano per lo più di modelli di Lamellibranchi (*Gervilleia*?) e



(fot. dell'a.)

Fig. 5 - *Megalodon Gümbeli* Stopp. Modello interno proveniente dalla dolomia norica della parete est di Cima Tosa; leggermente impiccolito.

di Gasteropodi mal determinabili e frammenti di Megalodonti. Tra questi ultimi sono riconoscibili un modello interno di

Megalodon Boeckhi Hoern.

raccolto nel detrito in Val Bentra Alta e un modello interno di

Megalodon Gümbeli Stopp. (fig. 5)

(1) Questa specie, che fu attribuita ai generi *Natica, Naticopsis, Trochus, Delphinula, Pleurotomaria, Turbo, Guidonia*, è nota per lo più come *Turbo solitarius* Ben. o *Worthenia solitaria* (Ben.) deve preferibilmente esser chiamata *Worthenia Escheri* (Stopp.) 1865. (secondo: KITTL E., *Trias Gastropoden des Bakonyer Waldes* in «Resultate der Wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees Band II, 1 Teil, pag. 51, Wien 1912).

Altri preferiscono il nome di *Worthenia contabulata*.

raccolto nel detrito superficiale della Vedretta inferiore della Tosa.

Il Vacek affermava che la Dolomia Principale varia notevolmente di spessore [97, pag. 207]. Egli valutava infatti una potenza di almeno 1200 metri in Val Brenta Alta e appena 300 metri sullo Spinale. Queste due cifre sono entrambe errate. In Val Brenta Alta infatti non si può valutare la potenza della Dolomia Principale senza tener conto della faglia della Vedretta dei Camosci che quivi ha un rigetto di oltre 1000 metri.

In Vallesinella il calcolo era basato sulla errata supposizione dell'età raibliana di un orizzonte di calcari e dolomie scure che affiora presso il ponticello poco a monte della Cascata di mezzo. Il Vacek inoltre per spiegare il presunto piccolo spessore della Dolomia Principale ammise che il Retico della Pietragrande avesse giacitura trasgressiva. Questi errori furono corretti già dallo Schwinner [71].

Per quanto riguarda l'orizzonte di calcari e dolomie nerastre un po' bituminose ora nominato, si tratta evidentemente di una delle intercalazioni nella Dolomia Principale che sono specialmente frequenti in Lombardia. Nelle zone più prossime al Gruppo di Brenta ne vennero citate dal Lepsius, dal Nelson Dale, dal Bittner [8, pag. 295]. Questi autori vi raccolsero anche fossili tipici della Dolomia Principale. Probabilmente le intercalazioni scure e bituminose rappresentano manifestazioni periferiche dell'episodio che interruppe la sedimentazione della Dolomia Principale nella zona tra il Mella e il Lago di Garda, che si manifesta con l'apparire di un orizzonte di scisti ittiolitici specialmente noto a Lumezzane (Stoppani, Parona, De Zigno, Tommasi).

Sulla distribuzione in superficie della Dolomia Principale c'è da notare in generale che fu in passato alquanto esagerata, sia dal Lepsius, sia dal Vacek. Specialmente nella plaga a occidente della Cima Tosa (Val Nardìs, Val Làgol, Vallón, Cime della zona dei Dodici Apostoli) appariva tutta la Dolomia Principale, mentre ha grande sviluppo soprattutto il Retico superiore.

RETICO

Nel territorio del Gruppo di Brenta il Retico presenta grandi analogie col tipo sviluppato in Lombardia. Nel Veneto, com'è noto, il Retico non ha generalmente caratteri tali che ne permet-

tano la distinzione dalla Dolomia Principale (facies unica di Dachstein); nè è abbastanza fossilifero perchè almeno paleontologicamente se ne possano determinare i confini. Soltanto nelle Alpi Feltrine [22] appare una formazione di dolomia bituminosa e calcari grigi dolomitici che rappresenta, anche per la frequenza della *Terebratula gregaria*, la facies « carpatica » del Retico.

Il « Retico lombardo » è sviluppato tipicamente tra il Lago Maggiore e il Garda. Alcuni autori hanno usato il termine « facies lombarda » del Retico. Io preferisco invece usare il termine più ampio « tipo lombardo », in quanto il Retico lombardo non ha una facies sua particolare; l'elemento caratteristico è invece la successione di tre facies (facies sveva, facies carpatica, facies calcareo-dolomitica), che soltanto in Lombardia e territori adiacenti si trovano nella successione nominata, mentre in altre regioni hanno differente sviluppo o si trovano associate in successione diversa.

Cenni sul Retico lombardo e sui suoi limiti cronologici

Il Retico lombardo consta essenzialmente di tre livelli sovrapposti che hanno valore non tanto di livelli paleontologici, quanto di facies differenti. Il livello inferiore rappresenta la « facies sveva »; in esso prevalgono marne scure fogliettate, corrispondenti a sedimenti litorali o di mare molto sottile. Questo livello ha aspetto vivamente contrastante con la dolomia norica sottoposta, si percepisce assai bene sul terreno anche di lontano e rappresenta un buon orizzonte guida per il rilevatore. Tutti gli autori concordano nel considerare questo livello come l'inizio del piano Retico e lo denominarono per lo più « piano o zona a *Bactrillium striolatum* » o« zona inferiore degli strati ad *Avicula contorta* ».

La facies sveva è predominante nelle regioni settentrionali e occidentali dell'Europa.

Segue una zona di facies « carpatica » rappresentata da un complesso di strati prevalentemente calcarei, denotante ambiente marino relativamente più profondo del primo (zona delle corallline), caratterizzata dall'abbondanza della *Terebratula gregaria* Suess. La facies carpatica prevale nei Carpazi e nelle Alpi occidentali. Si trova tuttavia anche in regioni più settentrionali, per

esempio in Baviera, insieme alla « facies di Koessen » che è caratteristica delle Alpi Bavaresi.

La denominazione con cui questa zona venne più comunemente designata è « zona a *Terebratula gregaria* ». Alla medesima si riferisce comunemente il banco madreporico citato da vari autori anche col nome di « piano dell'Azzarola ».

La terza zona, calcareo-dolomitica (=Dolomia a *Conchodon* s. str.) corrisponde alla *facies di Dachstein* caratterizzata da calcari e dolomie con grandi bivalvi del gruppo dei Megalodonti. Questa terza zona è controversa nell'interpretazione dei suoi limiti e della sua attribuzione cronologica. Infatti alcuni autori (Varisco, Parona, De Alessandri, Brunati) riferirono totalmente tale zona al Lias (Hettangiano), mentre in parte essa è sottostante al livello a *Psiloceras planorbis* con cui si conviene far iniziare il Lias inferiore. In questo modo una parte inferiore della formazione che nel Bresciano viene designata col nome di « Corna », appartiene ancora al Retico (Bittner). Per altri particolari sui confini tra Retico e Lias si veda un particolare studio di Kronecker [52].

Il Retico nel Gruppo di Brenta

Ho accennato alle generalità sul Retico lombardo, desunte dai più recenti studi, specialmente di Kronecker [52] e Desio [32] per poter far risaltare le grandi analogie e nello stesso tempo alcune differenze che presenta il Retico del Gruppo di Brenta.

A) *Facies sveva.*

Non è dappertutto sviluppata. E' rappresentata da materiali teneri (marne, argille per lo più nerastre, alternanti con calcari marnosi neri e bituminosi in strati di vario spessore).

E' noto che la facies « sveva » corrisponde a depositi di mare sottile (assenza di Cefalopodi, Coralli e Brachiopodi, presenza della *Avicula contorta* e di altri bivalvi costieri) con episodi talora ripetuti di regime lagunare, o comunque con bruschi cambiamenti ambientali testimoniati dai « bone - beds » ed è in relazione coi movimenti epirogenici che originarono la trasgressione retica in alcune regioni della Germania e dell'Inghilterra.

Come già osservò lo Schwinner, l'*Avicula contorta* non fu

mai trovata nel Gruppo di Brenta. La denominazione quindi di « Zona ad *Avicula contorta* » usata da alcuni autori (p. es. Vacek) per il Gruppo di Brenta è da abbandonarsi per due ragioni: perchè tale fossile non fu mai trovato e perchè inoltre la sua presenza non caratterizza un particolare livello del Retico, ma soltanto una particolare facies.

Lepsius affermò che manca al passo del Grosté la base marnosa del Retico e cercò la spiegazione ammettendo che gli strati corrispondenti avessero facies di Dolomia Principale. Vacek, che, come s'è accennato a proposito del Norico, riteneva erroneamente che al Grosté la Dolomia Principale avesse spessore assai ridotto, concluse che ivi il Retico è trasgressivo e ammise l'esistenza di una vasta lacuna corrispondente alle parti alte della Dolomia Principale e alle inferiori del Retico. Schwinner invece riconobbe giustamente la regolarità della serie [71] e l'inesistenza di lacune.

Nella zona del passo del Grosté, come in generale in tutta la Vallesinella, la Dolomia Principale si chiude superiormente con un grosso unico banco di calcare grigio assai scuro ricco di *Megalodon* e *Dicerocardium* che appaiono come grandi sezioni spatiche, bianche, con diametri fino a 30 centimetri. Non ho potuto estrarre alcuno di tali esemplari spatizzati e non ho argomenti per attribuire il banco che li racchiude al Norico piuttosto che alla base del Retico. Su questo banco poggia un complesso di marne nere, scagliose, che affiorano specialmente sullo Spinale, poco a oriente del laghetto omonimo. Queste marne molto argillose rappresentano appunto la facies sveva; e se questa facies è poco visibile alla base della Pietragrande nella zona del Grosté, questo fatto dipende in primo luogo dal detrito di falda che maschera quasi dappertutto la base del Retico, e poi anche dalla presenza di strati calcarei entro le marne; l'aspetto generale allora si avvicina a quello della facies carpatica che sta sovrapposta e alla quale passa sempre gradualmente. Per il carattere non sempre costante della facies sveva, per l'impossibilità di tracciare un netto confine tra questa e la facies carpatica, e anche perchè nelle parti più orientali del Gruppo essa sembra veramente mancare, assorbita dalla facies carpatica, ho tralasciato la distinzione nella carta geologica, riunendo le due facies sveva e carpatica sotto l'unica denominazione di « Retico inferiore ».

Depositi lagunari nei livelli inferiori del Retico.

La presenza di una facies salmastra nei livelli inferiori del Retico fu segnalata da Lepsius [53].

Alcuni livelli argillosi contengono in gran numero piccole e sottili conchiglie di Lamellibranchi per lo più rotte e deformate tanto da essere difficilmente riconoscibili e determinabili. Dove le spoglie organiche sono più abbondanti la roccia prende l'aspetto di una marna fogliettata nerastra. Lepsius per primo descrisse questi strati e alcuni fossili in essi contenuti, provenienti dai pressi di Malga Flavona in Val S. Maria di Flavona. Questo orizzonte fossilifero, in cui predominano le caratteristiche Modiole (*Modiola minuta* Leps. e *M. rhaetica* Leps.) riappare, secondo le mie osservazioni, alla base meridionale del Turrión alto, alla testata della stessa valle.

Esemplari malconservati di *Modiola rhaetica* ho trovato pure in Val Manéz, lungo la carrozzabile che da Ràgoli sale a Montagne (1). Più interessante è il lato sinistro della Val di Manèz, di fronte alla frazione di Larzana. Quivi la facies sveva è sviluppata più che in ogni altra parte del Gruppo e le marne scure fogliettate hanno scarsissime intercalazioni di calcari lastriformi. Le marne scagliose risultano di un impasto di piccoli e sottili Lamellibranchi, tra cui l'unica specie riconoscibile con certezza è la *Cyrena rhaetica* Leps.

Il genere *Cyrena* indica ambiente di acqua salmastra; alla stessa conclusione dell'esistenza di un ambiente lagunare portano anche altre considerazioni: la generale piccolezza e sottigliezza delle forme fossili e la monotonia della fauna; cioè sterminato numero di individui appartenenti soltanto a tre o quattro specie e forse meno; l'associazione a *Cerithium hemes* d'Orb. (altra specie di acqua salmastra) osservata da Lepsius.

(1) A proposito del Retico inferiore in Val Manéz il Vacek [97, pag. 209] afferma che in questa valle il Retico inferiore, coi fossili del "*Contortaniveau*„ giace in discordanza sulla "*Muschelkalk Dolomit*„ del M. Amolo. Un contatto anormale in realtà esiste, ma non si tratta di una trasgressione. Il Retico inferiore si trova addossato lateralmente alla Dolomia Principale per effetto di una faglia, che si può scorgere chiaramente in vari punti lungo la nominata carrozzabile (si veda la carta).

Il sistematico frequente errore di Vacek di attribuire a trasgressioni contatti anormali dovuti a cause tettoniche fu rilevato in passato anche per altre zone (Fabiani e Vardabasso).

Si può quindi concludere che la base della formazione retica nel Gruppo di Brenta, ad eccezione di alcune zone nel versante orientale, ha facies sveva, che questa facies non è dovunque ugualmente sviluppata in potenza, e consta di sedimenti di mare sottile prossimo a terre emerse, con zone a carattere lagunare - salmastro.

Osservazioni paleontologiche.

Una distinzione netta tra i sedimenti lagunari e i marini è impossibile: un po' perchè esiste passaggio graduale tra gli uni e gli altri, un po' anche perchè la fauna salmastra è assai poco conosciuta. *Cyrena rhaetica* Leps. e *Cerithium hemes* d'Orb. sono i dui soli fossili che finora ci dieno un indizio di ambiente salmastro; ma è presumibile che altri ne esistano. Occorrerebbe a questo scopo raccogliere e studiare separatamente le forme associate alle precedenti due dalle altre di ambiente marino.

A proposito della *Cyrena rhaetica* il Lepsius [53, pag. 360] così si esprimeva:

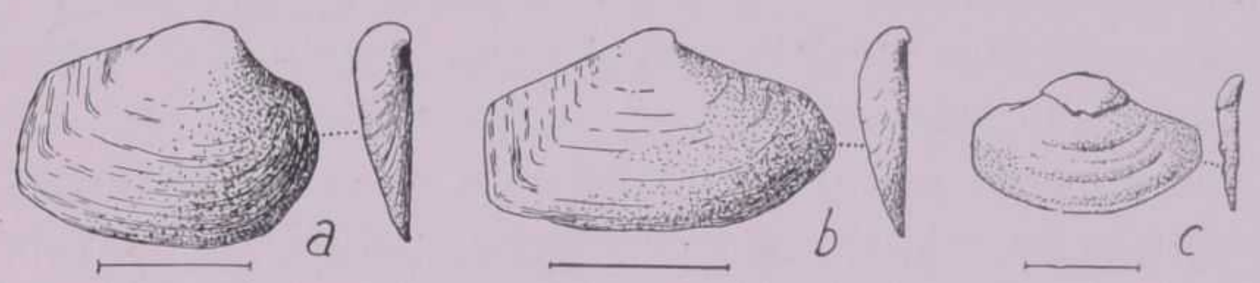
« Es ist mir wahrscheinlich, dass mehrere unter verschiedenen Gattungsnamen laufende Zweischaaler mit dieser *Cyrena rhaetica* ident sind: *Corbula alpina* Wikl., *Schizodus cloacinus* Quenst., *Schiz. Ewaldi* Dittm., *Taeniodon Ewaldi* Bornem., *Venus cloacina* Martin u. a. Namen dürften hierher gehören; Stoppani bildet eine Reihe änlicher Formen ab, als *Corbula Azzarolae*, *Cyprina lens*, *Corbis depressa*, *Nucula Hausmannii*, *Nuc. subovalis*, *N. Matani*, *Myophoria Stenonis* etc. ».

Non conoscendo quindi l' eventuale grado di polimorfismo della *Cyrena rhaetica* siamo alquanto incerti nella classificazione di forme affini. Nel giacimento di Val Manéz troppo pochi sono gli esemplari che si prestano a utili osservazioni. Specialmente il fatto che i caratteri della cerniera sfuggono sempre crea grande incertezza.

Nella figura 6 sono rappresentati tre esemplari provenienti dalle marne fogliettate di Val Manéz. Nel primo (*a*) si riconosce chiaramente la *Cyrena rhaetica* Leps.; il secondo (*b*) è molto simile a forme che finora furono descritte come *Anatina;* è però poco convincente l'associazione di un genere marino come *Anatina* con *Cyrena* che è di acqua dolce o salmastra. E' più proba-

bile che anche questa forma appartenga al gen. *Cyrena*. Non sono visibili i caratteri della cerniera.

Il terzo esemplare (*c*) è un modello con una parte di conchiglia aderente alla parte apicale. Lo Stoppani descrisse e figurò varie forme simili alla presente; esse appaiono coi seguenti nomi: *Mactra securiformis* Dkr. in Stopp., *Anatina Baldassari* Stopp., *Anat. praecursor* Opp. in Stopp., *Leda Borsoni* Stopp.



(dis. dell'a.)

Fig. 6 - Tre forme di acqua salmastra provenienti dalle marne fogliettate del Retico inferiore di Val Manéz. Grandezza doppia del naturale.

La mancanza di raffronti e di spiegazioni sul riferimento generico rende impossibile l'interpretazione di tali forme. L'esemplare di Val Manéz, come anche molte forme descritte in precedenza da Stoppani e altri autori, non appartengono probabilmente ad alcuno dei generi a cui furono finora attribuiti, ma piuttosto, data l'associazione a forme di acqua salmastra, possono ancora attribuirsi al genere *Cyrena*. Può darsi anche che abbiano relazioni col genere *Unio*, col quale hanno affinità morfologiche; quantunque tale genere sia noto finora in Europa dalla fine del Giurese ai tempi attuali.

B) *Facies carpatica*

La facies sveva dei livelli più bassi del Retico passa gradualmente alla facies carpatica per riduzione fino a scomparsa degli strati argillosi e marnosi. Il complesso degli strati che costituiscono questa facies consta di un'alternanza di strati calcarei e calcareo - dolomitici, calcareo - marnosi di colore prevalentemente scuro, con stratificazione molto netta e regolare, molto accentuata. Gli strati sono per lo più grossi e siccome sono alternativamente più e meno erodibili, presentano all'affioramento un particolare aspetto quasi a gradinata. Questa particolare impronta morfologica fa risaltare la formazione rispetto alle sottostanti e

al soprastante Retico superiore, che presenta al contrario una stratificazione poco marcata (fig. 7 e 8).

I calcari, più o meno marnosi, hanno colore grigio di varia intensità, prevalentemente assai cupo fino a nerastro, a grana compatta e finissima. Assai più rari sono quegli strati che rivelano una struttura arenacea, con frustoli eterogenei inglobati (per es. nel Turrión basso).

Lo spessore medio degli strati a facies carpatica più i sottostanti a facies sveva dove esistono, si aggira sui 200 metri, senza che si manifestino sensibili variazioni da luogo a luogo. Soltanto nelle parti più basse della Val d'Ambiéz, sul lato sinistro, questo complesso perde quasi improvvisamente le sue caratteristiche ed è sostituito da calcari a stratificazione maldistinta, che rappresentano un'anticipazione della facies calcareo - dolomitica dei livelli superiori.

I fossili sono assai rari: qua e là qualche nido della polimorfa *Terebratula gregaria* Suess (1).

C) *Facies calcareo - dolomitica.*

Sopra l'orizzonte con facies carpatica si stende una formazione della potenza media di 600-700 metri coi seguenti caratteri principali: stratificazione mal netta (zone non stratificate; zone a strati di spessore vario, da qualche decina di metri a pochi centimetri).

I materiali sono prevalentemente calcarei: calcari di color grigio chiaro, talora lastriformi, calcari oolitici con granuli concrezionati di dimensioni diverse (diametri da 1 a 7 mm. circa) insieme commisti, calcari con varie impronte di alghe e di coralli, calcari dolomitici grigi minutissimamente cariati, dolomie bianchissime subsaccaroidi talora farinose, calcari con frustoli selciosi di aspetto spugnoso.

(1) La *Terebratula gregaria* Suess è il principale elemento che caratterizza la facies carpatica. Sul valore di questo fossile riassumo le seguenti notizie: prima che il Suess (1854) la descrivesse era confusa con altre forme. Lo Stoppani (1860) ne mise in luce per la prima volta l'importanza affermando che certi strati per grandi estensioni ne contengono migliaia di individui. Hébert (1861) trattò della posizione stratigrafica per la sua presenza nella formazione con *bone-bed* e negli strati ad *Avicula contorta*. Abbonda negli strati di Kössen in Baviera, in Francia, in Lombardia. Caratterizza, quando è in grande numero, una zona costante e come tale data la sua frequenza, è un fossile assai importante, tuttavia il suo valore stratigrafico non è assoluto, poichè si ritrova anche nelle parti inferiori del Lias (per esempio a Taormina, Longobruno, Monte Pisano, Hierlatz, Alpi Feltrine ecc.).

Nell'insieme questa formazione, che nella carta è indicata con *rs* (Retico superiore), si distingue dalla precedente per la stratificazione assai meno distinta, in qualche luogo addirittura mancante (fig. 7 e 8).

Nel versante orientale del gruppo (specialmente in Val di Ceda e in Val delle Seghe) il Retico di facies calcareo - dolomitica si presenta di lontano con un aspetto che ricorda molto, per la stratificazione e per la morfologia, quello della dolomia norica. Per questa ragione le vecchie carte geologiche portavano in questa zona indicazioni molto inesatte. Il fatto che il Retico superiore viene ad assumere verso oriente un aspetto che più si avvicina, almeno per alcuni caratteri, alla Dolomia Principale e che in corrispondenza anche il Retico inferiore manca di una netta base marnosa può venire interpretato come un graduale passaggio verso il tipo veneto di facies, che, com'è noto, è unico per il Norico e per il Retico (facies di Dolomia Principale).

I vari materiali sopra nominati hanno sviluppo relativo vario da luogo a luogo. Accennerò brevemente ad alcuni principali profili, cominciando da nord:

a) *Nelle pendici settentrionali del Peller*: calcari grigi stratificati sottilmente zonati a fascie più e meno scure; calcari grigio-scuri a stratificazione maldistinta, talora con tracce di piccoli Megalodonti; dolomia candida subsaccaroide, friabile, in tasche non stratificate entro i calcari; calcari oolitici di colore grigio chiaro.

(I calcari oolitici di colore grigio più scuro che seguono appartengono al Lias).

b) *Nello Spinale*: hanno sviluppo maggiore che altrove le dolomie candide; alternano con esse calcari grigi mal stratificati. Presso la cima affiorano strati di calcari grigi, sui quali spiccano sezioni di Megalodonti.

c) *In Val delle Seghe e in Val di Ceda*: il Retico superiore consta quasi esclusivamente di calcari per lo più oolitici e calcari dolomitici; mancano le tasche di dolomia bianca friabile; la stratificazione è più regolare e l'insieme della formazione, visto di lontano, ha aspetto non molto dissimile dalla Dolomia Principale (p. es. Croz dell'Altissimo).

Con questo aspetto il Retico superiore si trova in tutta la zona di transizione al tipo veneto, cioè anche più a sud, in Val Bon-

dai, alla Gola del Limarò (quivi sono rare le tasche di dolomia bianca) al Monte Casale, Brento ecc. nella bassa valle della Sarca.

d) *In Val Nardìs e nella Zona dei Dodici Apostoli*: nelle grandi pareti nude si scorge assai distintamente come la dolomia friabile formi grandi tasche non stratificate entro i calcari; sono presenti strati in parte oolitici e, specialmente nelle parti più elevate, selci cornee in straterelli o selci spugnose sparse entro il

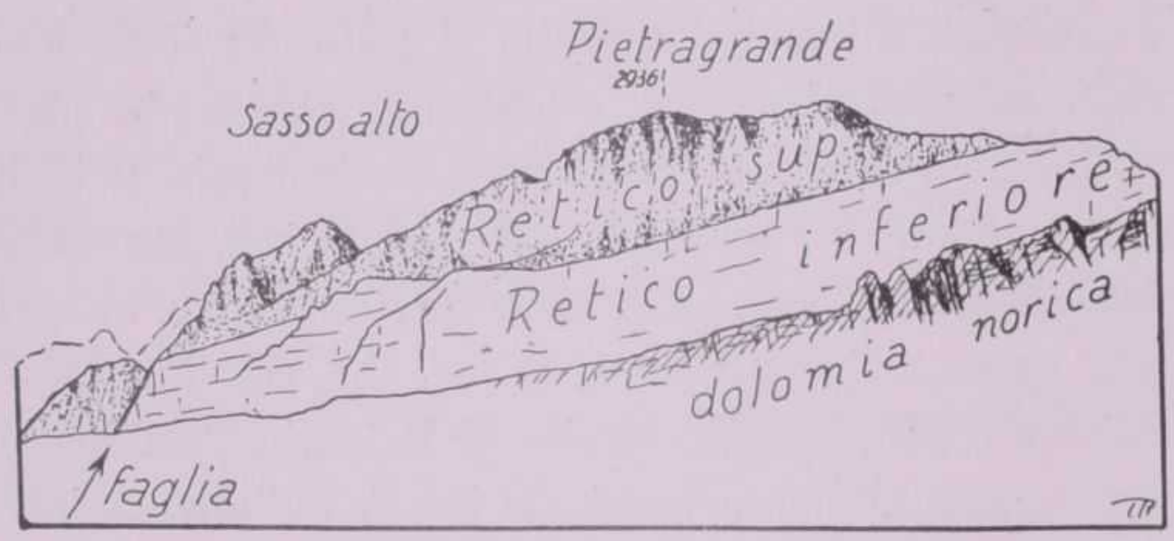


Fig. 7 - Schizzo per la spiegazione della figura 8.

calcare a guisa di breccia; calcari dolomitici grigi minutamente cariati. L'alternanza di strati più o meno erodibili fa sì che si plasmino dovunque cengiette e cornici. Alcune di queste hanno lo strano aspetto di nicchie allineate con figure umane in rilievo, come antiche statue. Il nome di « Dodici Apostoli » che fu dato a un passo e poi a un Rifugio, deriva appunto da una di queste singolari nicchie a serie, in cui si possono contare dodici strane immagini togate.

e) *Nella zona sud occidentale* (*Val Dalgone e Val di Laone*): Prevalgono i calcari compatti di tinta grigia e a grana assai fina; qualche banco o complesso di strati (per es. nella forra della Scaletta) ha colore nerastro come quelli del Retico inferiore. Nelle parti più alte cominciano ad apparire intercalazioni di selce cornea. La presenza di selci soltanto nelle zone occidentali si spiega facilmente pensando che soltanto quivi al Retico superiore segue la facies lombarda selcifera del Lias, mentre nei settori orientali e settentrionali il Lias è sviluppato con la facies veneta dei « Calcari grigi ». Evidentemente già nel Retico superiore cominciarono a manifestarsi quelle cause ambientali soprattutto batimetriche che produssero le due facies differenti.



(foto Unterveger)

Fig. 8 - La Pietragrande vista dalla Vallesinella. Il Retico appare con caratteri morfologici spiccati. Per la spiegazione si veda lo schizzo fig. 7.

f) *A sud della Sarca fra Tione e Stènico* (*M. Pizza, Zuclo, Cima Sera e S. Martino*): Alla facies marnosa dei livelli inferiori segue una potente pila di calcari quasi neri, sottilmente stratificati; sono rarissime le intercalazioni di dolomie chiare e i banchi di calcari oolitici (M. S. Martino); gli strati calcarei contengono liste e lenti di selce nera, più frequenti nei livelli superiori.

Limiti e potenza del Retico

Mentre la base del Retico è dovunque ben netta, il limite superiore è sempre incerto per la mancanza di una marcata variazione litologica e per l'estrema scarsità di fossili. Il passaggio è graduale, sia che il Lias abbia facies veneta, che abbia facies lombarda. In questo secondo caso gli strati selciferi appaiono gradualmente anche nel Retico Superiore.

Nonostante questa incertezza l'intera pila degli strati retici può essere valutata, e ciò in accordo con le opinioni di Vacek e di Schwinner, a circa 800 metri, senza notevoli variazioni nell'area del Gruppo di Brenta. Potenza uguale, secondo gli autori (specialmente Desio) il Retico ha anche in Lombardia.

Si può quindi concludere che il Retico del Gruppo di Brenta appartiene al tipo « lombardo » sia per la caratteristica successione delle tre facies, sia per la potenza.

Osservazioni paleontologiche

La facies calcareo dolomitica del Retico è assai scarsa di fossili. Quasi sempre si tratta di resti spatizzati assai difficili a estrarre in buono stato, come i modelli di Megalodonti nel versante della Val di Sole e presso la cima dello Spinale. Più frequenti sono impronte inclassificabili di pettinidi. Nel versante orientale, dove prevalgono i calcari oolitici, si raccolgono talora frammenti con sezioni di coralli individuali spatizzati.

Da un masso nel detrito presso la Vedretta di Pratofiorito ho potuto estrarre alcuni esemplari di una *Terebratula* che presenta affinità con la *T. gregaria*. E' noto che questa specie è assai polimorfa; tuttavia gli esemplari raccolti presso la Vedretta di Pratofiorito si distinguono dai tipi medi (sia dagli esemplari figu-



(fot. Unterveger - Trento)

Fig. 9 - Il Sottogruppo della Campa visto dai « Grostedi ».

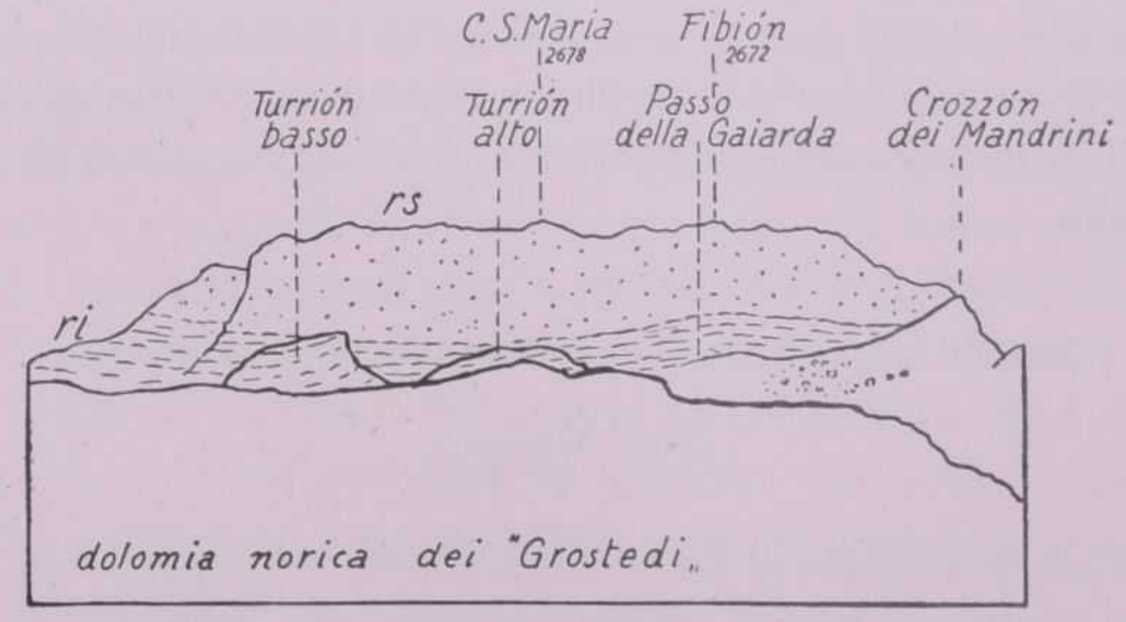


Fig. 10 - Schizzo per la spiegazione della figura 9.

rs = Retico superiore *ri* = Retico inferiore

rati dai vari autori, sia da quelli da me stesso raccolti negli strati a facies carpatica) per la forma meno espansa lateralmente e per il forte spessore, dato soprattutto da una forte convessità della valva superiore (fig. 11).

Essi sono identici a quelli raccolti dal prof. G. Dal Piaz nell'Antelao in strati tra il Retico e il Lias (1) e che furono attribuiti a *Terebratula dubiosa* Haas, il cui tipo proviene dai calcari bianchi e rosei del Lias medio e inferiore del M. Lavarella presso S. Cassiano.

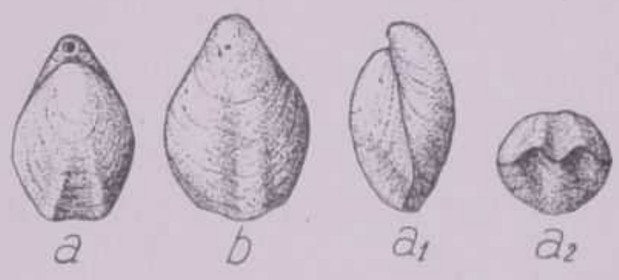


Fig. 11 - *Terebratula dubiosa* Haas.

a, a_1, a_2, = Un esemplare in tre posizioni. *b* = un altro esemplare visto dalla valva perforata. Retico superiore (facies calcareo-dolomitica) presso la Vedretta di Pratofiorito. Grandezza naturale.

Due esemplari giovanili sono pure assai rigonfi, presentano forma ovoidale, e, come di regola, hanno la sinuosità della commessura frontale appena percettibile.

Altre forme che molto si avvicinano a questi esemplari sono quelle figurate da Zugmayer (2) (tav. I, fig. 4 e 10), col nome di *T. gregaria* Suess. Questo fossile è ancora troppo poco conosciuto perchè gli si possa attribuire un significato stratigrafico preciso. E' possibile, e anzi non improbabile, che appartenga già a strati liasici. In questo caso le cime che coronano le vedrette della zona dei XII Apostoli andrebbero attribuite al Lias anzichè al Retico superiore.

Limiti tra il tipo veneto e il tipo lombardo del Retico

Ho già accennato al fatto che il Retico nelle parti sud-orientali del Gruppo presenta alcuni caratteri che indicano un principio di transizione alla facies veneta. A est della depressione

(1) Dal Piaz G., *Geologia dell' Antelao.* Boll. R. Comitato Geologico d'Italia vol. XLII, anno 1911, fasc. 3°.

(2) Zugmayer H., *Untersuchungen über rhaetische Brachiopoden.* Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns I. Wien 1882.

Andalo - Molveno - Val Bondai, la facies è nettamente di tipo veneto.

Dalla carta geologica e dallo schizzo relativo sulla distribuzione delle facies risulta che i confini coincidono con le maggiori fratture. Per questo, e per evitare inutili ripetizioni, l'argomento verrà trattato nel capitolo della tettonica (pag. 97).

LIAS

Prima di descrivere il Lias del Gruppo di Brenta è opportuno ricordare per sommi capi i caratteri essenziali del tipo veneto - occidentale e del tipo lombardo del Lias.

Il primo tipo, diffuso specialmente nelle provincie di Vicenza, di Verona e in parte di quella di Trento, è costituito da una pila di calcari con caratteristica fauna di acque basse e talora con orizzonti fillitici. Questo complesso è noto col nome di « Calcari grigi » e molto spesso da solo comprende tutto il Lias. Soltanto nella parte più orientale del Vicentino esistono anche zone lentiformi in cui il Lias inferiore è rappresentato da calcari bianchi (facies del Ghèrtele).

Nelle prealpi lombarde il Liàs comincia generalmente con una formazione calcareo - dolomitica nota con vari nomi: *Corna*, *Sasso degli stampi*, *Dolomia a Conchodon*, e di cui la parte inferiore appartiene ancora al Retico e solo la parte superiore può ritenersi equivalente all'orizzonte a *Psiloceras planorbis*.

A questa zona segue un complesso i cui caratteri mal si possono riassumere a causa delle frequenti eteropie di facies. Nell'insieme sono calcari selciferi spesso neri con faune ammonitiche, che passano lateralmente a materiali marnosi (sedimenti terrigeni). In seguito i calcari selciferi appaiono più chiari (Lias medio = facies di Mèdolo). Nella parte orientale delle Alpi lombarde questo tipo di sedimenti si continua per tutto il Lias, nella parte occidentale appare il noto « *Rosso ammonitico lombardo* » (Toarciano).

Il Lias nel Gruppo di Brenta

a) *Tipo veneto* (*Calcari grigi*)

Come s'è accennato a proposito del confine superiore del Retico, il passaggio dai calcari retici ai liassici è graduale ed è quindi impossibile segnare dappertutto un confine preciso.

Nella Gola del Limarò (presso l'angolo sud orientale della carta) ho potuto raccogliere qualche fossile tipico dei « Calcari grigi »: alcuni esemplari di *Durga* sp. in una sottile intercalazione argillosa con resti carboniosi lungo la rotabile Sarche-Terme di Comano, e osservare qualche banco a *Lithiotis* sulla sponda opposta. In questo modo ho potuto attribuire con certezza al Lias quegli strati che il Vacek nella sua carta segnava ancora come retici.

In generale si può ritenere approssimativamente che il passaggio dal Retico al Lias avvenga dove i calcari grigio-chiari a grana sottile, spesso oolitici con granuli però di dimensioni diverse commisti, passano a calcari di color grigio assai più cupo, ancora talvolta oolitici ma con le sferulette concrezionate tutte di dimensioni simili tra loro. La frattura di questi calcari è più aspra di quella dei calcari retici, che è quasi concoide. Di lontano il passaggio si percepisce (benchè non sempre distintamente) perchè il Lias è costituito da grossi strati nettamente individuati, a differenza del Retico superiore che ha stratificazione meno marcata e meno regolare.

Questo criterio litologico e morfologico che io ho seguito per la delimitazione del Lias dal Retico nella carta, ha trovato una conferma paleontologica nelle recenti ricerche di Vialli nella zona del Peller [102].

b) *Tipo lombardo* (*Calcari selciferi*)

Consta di calcari del tutto simili ai « calcari grigi » del tipo veneto (frattura aspra, colore per lo più grigio cupo, più raramente chiaro) con frequenti intercalazioni di straterelli selciosi per lo più neri. La stratificazione è ben marcata; gli strati sono sottili e regolari; la selce è più o meno abbondante secondo i

luoghi; in qualche località sono presenti anche interstratificazioni di marne scure.

Il passaggio dal Retico al Lias avviene gradatamente anche nel caso del tipo lombardo e un confine preciso non si può individuare sul terreno. A causa di questa incertezza non è da escludersi che per esempio qualche cima nella zona dei Dodici Apostoli appartenga alla base del Lias anzichè al Retico superiore.

Limiti tra il tipo lombardo e il tipo veneto del Lias

Nel Gruppo di Brenta sono rappresentati entrambi i tipi, e la loro distribuzione appare dalla carta geologica. Poichè la mancanza di una zona di graduale transizione è dovuta alla tettonica, la questione verrà trattata nel capitolo a quella dedicato e interesserà una più vasta regione dall'Alta Anaunia al Lago di Garda (pag. 97).

DOGGER

Il Giurese medio si presenta con caratteri litologici un po' diversi da luogo a luogo. Non è il caso di fare raffronti generali con le facies della Lombardia e quelle venete, poichè in nessuna di queste regioni il Dogger ha una facies predominante uniforme da poter essere assunta come « tipo ».

Caratteri litologici

Litologicamente il Dogger è molto simile al Lias e quindi, analogamente si possono distinguere due tipi principali; uno esclusivamente calcareo e uno calcareo - selcifero.

Dove il Lias è sviluppato con la facies dei « Calcari grigi » il Dogger è rappresentato da calcari compatti a grana più fina, generalmente a strati più sottili di quelli del Lias. Il colore di questi calcari presenta una variazione graduale da nord verso sud: nel sottogruppo settentrionale è un grigio di varia intensità, sempre prevalentemente chiaro, con qualche strato rossastro - rugginoso; nelle pendici sud - orientali il grigio passa al nocciuola, mentre si trova ancora qualche banco grigio - cupo con sfumature rossastro - rugginose. La tinta nocciuola si ac-

centua nel M. Casale (estremo angolo SE della carta) e passa gradualmente ai calcari gialli, spesso oolitici, che cominciano tra Dro e Arco e continuano lungo la riviera orientale del Garda dove contengono la celebre fauna di S. Vigilio.

Dove il Lias ha facies di calcari selciferi anche il Dogger è costituito dagli stessi materiali. Sul Palón dei Mughi il Dogger differisce dal Lias più che altro per gli strati molto più sottili. In Val di Laone, a nord di Stènico, comincia ad apparire un carattere che si ripresenta nelle Giudicarie meridionali, per esempio a Ballino, presso il Lago di Tenno ecc, cioè il Dogger è costituito inferiormente da un grosso banco, (o un complesso di grossi strati) di calcare, che spicca notevolmente tra i calcari selciferi sottilmente stratificati sotto e soprastanti. Anche sul Monte Pizza (a SE di Tione, appena fuori del limite della carta geologica) dove, come s'è già detto, gran parte del Retico è selcifero, il Lias è più ricco che altrove di liste selciose, il Dogger comincia con un complesso di strati e banchi molto grossi, a loro volta ricchi di liste, blocchi e noduli di selce nera.

Caratteri paleontologici

Il carattere paleontologico più saliente è la frequenza di strati dove abbondano le caratteristiche *Rhynchonella Vigilii*, *Rh. clesiana*, *Terebratula Lossii*. Le Rinconelle si trovano con uguale frequenza nelle parti orientali, dove il Dogger ha sviluppo calcareo, e nelle parti occidentali, dove è formato da calcari selciferi. Alle due facies litologiche non corrispondono dunque due facies paleontologiche distinte.

Il sottogruppo settentrionale è il più importante per i fossili che vi furono raccolti; presso il Peller il Lepsius [53] raccolse le tre specie sopra nominate, che descrisse e figurò poi per primo mettendole in relazione con la fauna di S. Vigilio. In seguito Finkelstein [41] descrisse altri Brachiopodi e quattro specie di Ammoniti, raccolti nella stessa zona. Più recenti ricerche (1937) portarono alla scoperta di una ricca fauna di Brachiopodi, Lamellibranchi e Gasteropodi, illustrata dal sen. Vinassa De Regny [104] e di un notevole numero di specie di Cefalopodi, illustrati dal dott. Vialli [101]. I Cefalopodi appartengono tutti alla zona

a *opalinum* del piano Bajociano (¹) con annesso il sottostante letto a *Dumortieria* (analogamente alla regione delle Alpi Feltrine, studiata da G. Dal Piaz).

In base alla scoperta e allo studio di queste faune la base del Dogger nella zona del Peller resta delimitata con precisione dal letto a *Dumortieria*. Si poterono inoltre studiare confonti e analogie con altre faune coeve. Vialli potè confermare, su basi paleontologiche assai più consistenti di quelle derivanti da pochi Brachiopodi, che la fauna del Peller presenta le maggiori analogie con quella famosa di S. Vigilio, studiata da Vacek, Meneghini e Fucini.

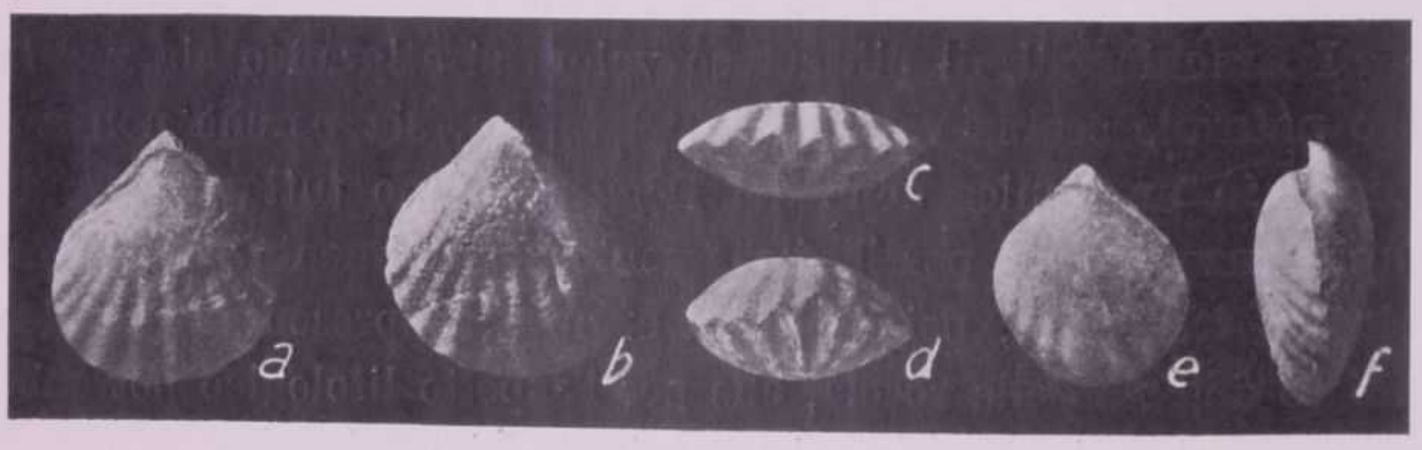
I Brachiopodi, di più scarso valore stratigrafico sia per la loro naturale scarsa variabilità nel tempo, sia perchè non appaiono in una unica zona del Dogger, hanno tuttavia grande importanza pratica per il rilevamento, specialmente per la loro relativa frequenza, poichè quasi sempre rappresentano l'unico indizio dell'età della roccia, che per l'aspetto litologico potrebbe confondersi molto spesso col sottostante Lias.

Al momento attuale delle nostre conoscenze si può affermare che il Dogger è il piano più fossilifero del Gruppo di Brenta. Con lo studio di Vialli sono 47 le specie di Cefalopodi note, e la fauna studiata dal sen. Vinassa de Regny consta di 38 specie di Brachiopodi, 34 di Molluschi (Lamellibranchi e Gasteropodi) e pochi resti di altri tipi.

Sulla carta geologica ho segnato quattro località fossilifere nella zona del Peller. Tre di esse si riferiscono alle faune studiate dagli autori sopra nominati, un'altra, a nord del Palón, indica il punto dove io stesso ho raccolto alcuni Brachiopodi sui quali intendo ora fare qualche breve osservazione.

(¹) Il piano Aleniano è tuttora variamente inteso secondo i vari autori. Mayer (1864) vi faceva corrispondere le seguenti zone (dal basso): a *Leioceras opalinum*, a *Ludwigia Murchisonae*, a *Ludwigiella concava*, a *Sonninia Sowerbyi*. Haug (1911) lo restringeva alle sole prime tre zone, mentre Arkell (1933) vi comprendeva la zona a *Grammoceras Aalense* (che meglio rientra nel Toarciano) e la zona a *Leioc. opalinum*. Meglio quindi, col d'Orbigny (1842-1852), Lapparent (1906), Spath (1933) e altri usare la sola denominazione Bajociano per indicare il complesso delle seguenti zone (dal basso): a *Leioceras opalinum*, a *Ludwigia Murchisonae*, a *Ludwigiella concava*, a *Sonninia Sowerbyi*, a *Otoites Sauzei*, a *Stephanoceras humphriesianum* e a *Parkinsonia Parkinsoni*.

I fossili da me raccolti formavano una lumachella in preponderanza composta, come di solito, di *Rhynchonella clesiana* Leps. e *Terebratula Lossii* Leps. Di quest'ultima specie erano presenti anche la var. *Haasi* Böse e Fink. e alcuni esemplari giovanili. Oltre a queste e ad alcune altre specie già segnalate nella zona del Peller, ho riscontrato la presenza di alcune forme finora sconosciute, che verranno ora descritte.



(fot. dell'a.)

Fig. 12 - *Rhynchonella semilaevis* n. sp. Dogger inferiore del Peller. Grandezza doppia del naturale.

a, b, c = lo stesso esemplare in tre posizioni;
d = un altro esemplare, visto frontalmente. Confrontato con *c* mostra la variabilità dello spessore e la incostanza della lieve sinuosità della commessura frontale.
e = individuo giovane con le costole meno marcate.
f = un altro esemplare visto di fianco.

Rhynchonella semilaevis n. sp. (fig. 12, *a*, *b*, *c*, *d*, *e*, *f*)

Sin. 1898. *Rhynchonella Szainochae* - Greco non Di-Stef., Fossili della zona con *Lioc. opalinum* di Rossano in Calabria. Palaeontographia italica. Pisa 1899. pag. 100, tav. VIII, fig. 7.

1937. „ „ - Vinassa non Di-Stef., Su taluni fossili ecc. [104], pag. 77.

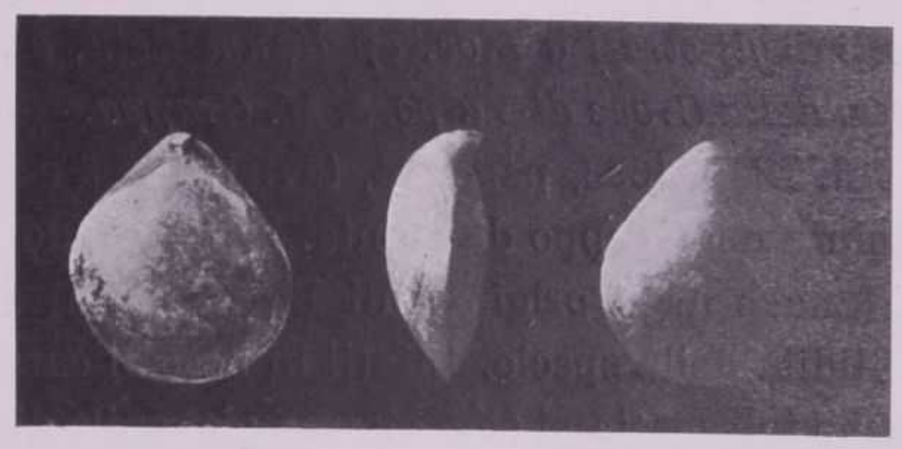
13 esemplari. I caratteri generali appaiono dalle figure. Questa forma si confondeva finora con la *Rh. Szainochae* Di Stefano (*Brachiopodi della zona con Posidonomya alpina del M. Ucina presso Galati*. Giorn. di Scienze Economiche e naturali di Palermo, vol. XVII, 1884). Nè era facile scorgerne i caratteri diversi in base alle figure originali del Di Stefano. Soltanto in base al raffronto diretto con gli esemplari originali del Di Stefano ho potuto accertare che si tratta di una specie diversa. Il sen. Vinassa de Regny mi inviò gentilmente in esame i tre giovani esemplari del Peller da lui ritenuti *Rh. Szainochae;* essi sono identici

a quelli da me raccolti. *Rh. Szainochae* manca dunque nel Gruppo di Brenta, gli esemplari ritenuti tali appartengono a una specie diversa che ritengo nuova.

Caratteri per i quali *Rh. semilaevis* si distingue da *Rh. Szainochae* Di Stef.:

La commessura nella regione cardinale forma ai lati dell'uncino due sinuosità convesse verso la valva imperforata (in *Rh. Szainochae* le sinuosità non esistono o sono irregolari e poco pronunciate).

La forma generale è rotondeggiante (*Rh. Szain.* è angolosa,



(fot. dell' a.)

Fig. 13 - *Terebratula Salvatoris* Greco. Dogger inferiore del Peller. Lo stesso esemplare in tre posizioni (ingrand. due volte).

la massima parte degli esemplari hanno contorno triangolare e qualcuno subpentagonale).

Lo spessore è sempre minore (*Rh. Szain.* ha la valva imperforata costantemente più rigonfia).

Le pieghe radiali sono circa 12 e cominciano in entrambe le valve solo a metà della valva stessa. (*Rh. Szain.* ha una ventina di pieghe, più sottili, che cominciano dagli uncini; queste pieghe sono irregolari e quasi tutte dicotome).

La commessura frontale, per effetto della regolarità delle costole ha forma di spezzata con angoli retti; (in *Rh. Szain.* è una linea sinuosa irregolare).

L'andamento della commessura frontale è quasi sempre debolissimamente sinuato.

Terebratula Salvatoris Greco (fig. 13). Somiglia ai giovani di *Ter. infraoolitica*, come osserva il Greco, ma ha forma ovale più allungata, valva grande più convessa, deltidio più largo e più alto, apice più acuto e più elevato. Un solo esemplare. Specie

finora sconosciuta nelle faune alpine. Il tipo proviene dalla zona a *Leioceras opalinum* di Rossano in Calabria (1).

Terebratula infraoolitica Deslong. Tre esemplari. Specie finora sconosciuta nel Gruppo Brenta. Il tipo della specie proviene da Condé-sur-Sarthe (Orne); strati a *Rh. Wightii*. Comincia col livello a *L. opalinum*.

I tre esemplari sono assolutamente simili agli originali di Deslongchamps (Pal. Franç. - Terr. jurassique, 1862. Pag. 210, tav. 58, fig. 1 *a*, *b*, *c*, 2 *a*, *b*, *c*).

Waldheimia (*Zeilleria*) *Di Stefanoi* Botto-Micca. Un esemplare. Corrisponde per tutti i caratteri esterni al tipo di Botto-Micca (*Fossili degli strati a Lioc. opalinum Rein. e Ludw. Murchisonae Sow. della Croce di Valpore, M. Grappa.* — Bollett. Soc. Geol. Ital. vol. XII - 1893, pag. 184, tav. I, fig. 5 a-d). Specie finora sconosciuta nel Gruppo di Brenta. Non essendo noti i caratteri interni (anche negli originali di Botto-Micca) si può dubitare della validità della specie. Infatti in base ai caratteri esterni potrebbe anche interpretarsi come forma giovanile di una varietà depressa della polimorfa *Terebratula Lossii* Leps.

M A L M

Il Giurese superiore si presenta, analogamente al Giurese inferiore e medio, con due facies differenti.

Facies di calcari nodulari rossi

E' la facies più comune e diffusa nelle Tre Venezie, nota per lo più col nome di « Ammonitico rosso di Verona »; come di consueto consta di calcari nodulari ricchi di Ammoniti e con varie gradazioni di colore rosso. Lo spessore è limitato e varia da 10 a 30 metri circa. Manca quasi completamente il « Titoniano bianco », che ordinariamente, nelle regioni a oriente dell'Adige, sta sopra ai calcari rossi, passando poi gradualmente al Biancone dell'Infracretaceo. Nel Gruppo di Brenta e in alcune regioni limitrofe a oriente e a sud la facies di Biancone manca totalmente o quasi e corrispondentemente scompare, o quasi, anche il « Titoniano bianco ». Per esempio, lungo la gola della Sarca poco a

(1) Greco B., *Fauna della zona con Lioceras opalinum Rein. di Rossano in Calabria.* Palaeontographia ital., vol. IV - 1898.

NE delle Terme di Comano, all'Ammonitico rosso segue la « Scaglia » rossa direttamente o con l'intercalazione di qualche decimetro appena di calcare biancastro con fascie di radiolariti. La serie è regolare, senza lacune stratigrafiche nè tettoniche.

Facies di radiolariti

Le facies di radiolariti è rappresentata da un complesso uniforme di radiolariti di colore bruno scuro o nero, sottilmente stratificate. In mancanza di fossili questa formazione ha questi punti di riferimento stratigrafico: al letto stanno gli « strati a Rinconelle » e al tetto fu trovato in qualche località delle Giudicarie (Bittner, Schwinner) il « Calcare a *diphya* » cioè la parte superiore del Titoniano.

Si può concludere che la facies di radiolariti comprende probabilmente una parte superiore del Dogger e quasi tutto il Malm, fino alla parte inferiore del Titoniano inclusa. Questa facies è diffusa principalmente nelle Giudicarie (ad eccezione delle Giudicarie esteriori), mentre, com'è noto, dal Verbano al Benaco si estende la facies del « Rosso ad aptici » sormontato dalla « Majolica ».

Limiti tra le due facies

La facies giudicariense a radiolariti nel Gruppo di Brenta affiora soltanto al N di Stènico, nelle pendici del Castello dei Camosci e del M. Brugnol. Però presso la Malga Asbelz appaiono anche calcari rossi, non di aspetto nodulare come il « Rosso Ammonitico », ma brecciati.

Nella regione immediatamente a sud del Gruppo di Brenta troviamo la stessa facies a radiolariti nei Monti tra Tione e Bleggio (S. Martino). Ancor più a sud, nella zona Ballino - Lago di Tenno, insieme alla facies di radiolariti si trovano anche lembi di calcare nodulare rosso. La presenza di radiolariti non è carattere esclusivo tuttavia di una zona limitata, poichè si ritrova per es. anche in varie località dell'altipiano dei Sette Comuni, dove talvolta coesistono radiolariti e calcari rossi.

A sud della Val di Ledro il Malm ha la facies bresciana di calcari rosei ad aptici e belemniti (Cozzaglio), a cui sovrastano solo qualche volta esigui e discontinui lembi di Titoniano del tipo di Verona.

Concludendo possiamo affermare che, nonostante la variabilità delle facies del Giurese superiore specialmente nei territori a sud-ovest, nel Gruppo di Brenta le due facies appaiono nettamente separate e precisamente dove i piani medio e inferiore del Giurese hanno facies selcifere di tipo lombardo, il Malm ha facies di radiolariti; dove gli stessi piani sono sviluppati con calcari, anche il Malm è calcareo.

CRETACEO

Il Cretaceo presenta caratteri litologici e stratigrafici diversi da luogo a luogo. Nella zona sud-orientale (a nord e a sud di S. Lorenzo in Banale) ai calcari nodulari rossi del Malm segue immediatamente, o con l'intercalazione di qualche decimetro di calcare biancastro con selci, la tipica « Scaglia rossa ». Manca dunque totalmente il « Biancone », rappresentante normale dell'Infracretaceo nelle Alpi Venete occidentali. Questa anomalia non è strettamente locale, ma regionale poichè fu già osservata specialmente da Fabiani (si veda il foglio Trento della Carta geologica delle Tre Venezie) molto spesso nel territorio a ovest di Trento e di Rovereto, e, per tacer d'altri, ne accennarono Trener per il Trentino e Bittner per la sponda bresciana del Garda.

La spiegazione che fu data — e a cui nulla ancor oggi si oppone — è che la facies di Scaglia in questi luoghi appare già nel Cretaceo inferiore.

Nel sottogruppo settentrionale la serie non è sostanzialmente diversa, ma appare un importante fatto stratigrafico: la trasgressione cenomaniana. La Scaglia ha giacitura trasgressiva e copre con sensibile discordanza angolare (profili I e XVII, tav. I e IV) i vari piani del Giurese.

Sul Sasso Rosso, in corrispondenza del luogo dove maggiore è la lacuna stratigrafica, dove cioè il Cretaceo è trasgressivo sui calcari del Lias, è visibile, alla base della Scaglia, una formazione conglomeratica sormontata da un orizzonte di materiali pelitici bituminosi. L'episodio locale che produsse la formazione di un sedimento pelitico di mare poco profondo con foraminiferi (Patriciu e Teichmüller [58]) corrisponde a un episodio analogo e precedentemente noto sulla sinistra della Val di Non, presso Mollaro, dove riappaiono gli stessi sedimenti, trasgressivi addirittura sulla Dolomia Principale.

Quivi il Fabiani aveva determinato come cenomaniana l'età degli scisti ittiolitici, per l'innanzi erroneamente determinata e controversa. Questa determinazione cronologica, importante anche per datare i movimenti tettonici che condussero alla formazione di una così ampia lacuna stratigrafica, è un ottimo punto di riferimento per la conoscenza del Cretaceo del sottogruppo settentrionale del Brenta. In base a questo possiamo affermare infatti che la Scaglia quivi appartiene interamente al Sopracretaceo, cioè dal Cenomaniano in su.

Nella scaglia cinerea del Peller furono trovati ancora nel 1927 dal prof. Dal Piaz alcuni Inocerami. In seguito il dott. Vialli raccolse una dozzina di specie in grande prevalenza senoniane [103].

Sull'Infracretaceo del sottogruppo settentrionale ben poco si può dire: dove per effetto della trasgressione non furono asportati tutti i terreni fino al Giurese si può osservare che sopra i calcari nodulari rossi del Giurese superiore cominciano calcari quasi bianchi o cenerini con straterelli selciosi, sottilmente stratificati. E' la facies di Biancone (1).

Questi lembi di Biancone hanno potenza di pochi metri, ma sullo spessore originario nulla si può dire, non potendosi sapere quale parte sia stata asportata durante la trasgressione. E' possibile anche che la parte più bassa dei calcari bianchi con facies di Biancone appartenga ancora al Titoniano (calcari a *diphya*).

La Scaglia nel sottogruppo settentrionale ha potenza di circa 400 metri, è assai marnosa e ha colore rosso mattone ad eccezione di alcune fascie di colore grigio - cenere chiaro. Una curiosa particolarità è data da certe anomalie nella stratificazione. Qualche blocco di strati entro la Scaglia risulta discordante sia con gli strati del letto che con quelli del tetto, in un modo che assomiglia un po' a una stratificazione incrociata in grande stile. Un chiaro esempio è visibile nel versante settentrionale della Cima Palón, presso la sommità. Non ho potuto accertare se queste anomalie sieno dovute a cause stratigrafiche oppure tettoniche, come propenderei a credere.

Nelle parti occidentali del Gruppo, dove il Giurese è svilup-

(1) Non è il caso di parlare di «Majolica», come fecero Patriciu e Teichmüller, poichè questo nome (che del resto equivale esattamente a Biancone) è usato soltanto per la Lombardia: per la zona del Peller sarebbe fuor di luogo, tanto più che ivi, (ad eccezione del solo Retico) tutti i terreni hanno facies di tipo veneto.

pato con le facies selcifere di tipo lombardo, l'Infracretaceo ha un aspetto particolare e tale che non può chiamarsi nè Majolica nè Biancone. Si tratta di calcari neri o quasi neri, lastriformi, con noduli e liste di selce nera. Non infrequenti strati calcarei di color grigio macchiato e a frattura concoide. Nella parte superiore la stratificazione diventa ancor più sottile, le selci si fanno più rare e diventano frequenti le intercalazioni di marne scure scagliose. Si può dire che litologicamente la formazione corrisponde in tutto al Biancone delle zone dove è tipicamente sviluppato (es. Altipiano dei Sette Comuni), con la differenza che il colore è nero anzichè bianco. L' Infracretaceo ha questo aspetto soltanto a nord di Stenico sul Brugnol e sul Castello dei Camosci e a sud ovest (M. S. Martino e gli altri monti a S E di Tione).

Questa facies di calcari selciferi neri può chiamarsi giudicariense poichè appare soltanto in alcune plaghe delle Giudicarie. Ancora più a sud dei monti ora nominati, in generale nella regione tra il Chiese e il Lago di Garda, questa facies occupa soltanto la parte superiore dell' Infracretaceo, mentre la base è costituita dalla Majolica di colore molto chiaro. Un caso del tutto analogo, nella stessa zona, abbiamo già osservato per il Retico superiore, che, a differenza delle zone circostanti, è ivi costituito da calcari lastriformi neri.

Il Sopracretaceo nella medesima zona (sud occidentale della carta) è rappresentato dalla Scaglia rossa, specialmente affiorante nei dintorni di Stenico e con netto carattere di trasgressione. Al castello di Stenico e lungo la carrozzabile presso il Ponte Pià esiste una potente bancata di breccia poligenica a grandi elementi (si veda il profilo XVI presso l'estremità meridionale) che sta a testimoniare la trasgressione del Sopracretaceo sui calcari selciferi del Lias.

La Scaglia presso Stenico e sul M. S. Martino ha potenza di circa 400 metri e ha colore rossastro non uniforme; bruniccio specialmente nei livelli inferiori; talvolta contiene strati di calcare compattissimo grigio chiaro con Globigerine.

Nella zona del Doss del Sabión il Cretaceo affiora sul fianco sinistro di Val Lagol. E' rappresentato da Scaglia rossastra di aspetto non assolutamente tipico, anche perchè talvolta con intercalazioni marnoso - arenacee grigie e nerastre. Per questo fatto e perchè si trova associata con arenarie e marne che sol-

tanto in tempi recenti furono riconosciute per eoceniche, questa formazione fu per il passato male interpretata. Lepsius [53] attribuì tali strati al Permiano e li considerò equivalenti alle Arenarie di Gardena. Il Vacek [97, pag. 211] li attribuì al Lias, considerandoli una facies periferica. Schwinner per primo [71 e 74] documentò l'età cretacea e la presenza di strati eocenici, seguito poi nell'interpretazione da Teichmüller [83, pag. 396 e fig. 13].

Le condizioni di giacitura del Cretaceo in Val Lagol non si possono interpretare con sicurezza perchè tutto il territorio fu soggetto a intensissimi disturbi tettonici. Sembra in qualche punto, come osservò lo Schwinner e come appare anche nel rilievo inedito di G. Dal Piaz, che la Scaglia e le arenarie eoceniche per effetto di laminazione tettonica si sieno in qualche punto compenetrate. Comunque sembra certo che la Scaglia abbia giacitura trasgressiva (si veda anche Schwinner [74]) poichè la lacuna sottostante alla Scaglia non si può attribuire totalmente a causa tettonica.

Nella zona circostante al passo di Bregn de l'Ors la Scaglia è sovrapposta direttamente al Lias o al Dogger. Tuttavia l'originaria lacuna stratigrafica non può determinarsi con certezza: la presenza di zone milonitizzate può far pensare che qualche livello sia scomparso per azioni tettoniche. Si veda, per la giacitura dei terreni, il profilo XX, in iscala 1 : 12500.

EOCENE

Le formazioni riferibili all'Eocene nel Gruppo di Brenta si presentano con due facies eteropiche. La più diffusa si estende largamente dalla Val di Non alla Conca di Stenico; l'altra è limitata a una ristretta zona in Val Lagol, a sud di Madonna di Campiglio.

L' Eocene della Val di Non e della Conca di Stenico

Sopra la Scaglia rossa cretacea stanno sovrapposti, in perfetta continuità e concordanza, calcari marnosi stratificati che si differenziano da quella quasi esclusivamente per il colore che è cinereo o azzurrognolo, donde anche il nome di Scaglia cinerea. E' nota l'incertezza del limite tra Cretaceo ed Eocene dove

la Scaglia rossa passa gradualmente a Scaglia cinerea; io ritengo tuttavia che nella Conca di Stenico quest'ultima sia almeno in gran parte eocenica, per le ragioni che esporrò più sotto. In Val di Non invece, per esempio nei dintorni di Cles, la massima parte della Scaglia cinerea è ancora probabilmente sopracretacea. A causa di questa incertezza nella carta geologica questa formazione è distinta solo parzialmente e cioè soltanto dalla Conca di Stènico fino ai dintorni di Andalo.

In Val di Non seguono alla Scaglia cinerea argille e marne cenerognole con arenarie. La Carta geologica di Vacek e Hammer segna anche la presenza di Oligocene inferiore, ritenuto tale per la presenza della *Clavulina Szaboi*. Fabiani dimostrò invece [33] che quel complesso di strati appartiene al Priaboniano e che è trasgressivo sul Luteziano (piano di S. Giovanni Ilarione), con lacuna in corrispondenza della parte superiore dell'Eocene medio (piano di Roncà).

Nella Conca di Stenico alla Scaglia cinerea segue un rilevante (ma non precisamente determinabile) spessore di marne scagliose cenerognole, con rarissimi straterelli calcarei arenacei con Nummuliti. Le marne appaiono giallastre nelle superfici di alterazione. Mancano totalmente i calcari nummulitici del Luteziano che sono sviluppati in zone non lontane (per es. in Val d'Adige presso Trento). Presso Ponte delle Arche le marne sono più ricche di argilla e hanno colore bruno.

Il complesso calcareo - marnoso della Conca di Stenico rappresenta verosimilmente tutto l'Eocene; anche l'Eocene superiore è largamente rappresentato, come dimostrano le correlazioni stratigrafiche con le regioni montuose a sud e a sud-est. E' noto infatti dalle carte geologiche e dagli studi di Fabiani [35 e 40] che nella zona del M. Biaena, Mori, Brentònico (Val Lagarina presso Rovereto) sono presenti nell'Eocene medio notevoli intercalazioni di basalti e di tufi basaltici. Lembi discontinui di tufi basaltici si estendono tra Rovereto e la conca di Stenico; essi erano finora sconosciuti; si tratta spesso di esilissimi strati di tufi basaltici molto alterati. Io ho rilevato la loro presenza presso Arco, un altro lembo affiora in Val del Tovo a nord di Riva, un altro ancora presso S. Giovanni (tra il M. Brento e il M. Biaèna) e infine una notevole lente affiora presso la Torbiera di Fiavè, cioè nelle parti meridionali della conca di Stènico. Con questo riferimento litologico - stratigrafico si può affermare che

l'Eocene inferiore ha potenza limitata (circa cento metri) mentre la massa principale delle marne cenerine appartiene all'Eocene medio e superiore.

L' Eocene del M. Peller

Non mi risulta che esistano lembi di terreni eocenici in posto sul Peller; tuttavia ho trovato qualche frammento di calcare Nummulitico nelle morene del versante nord, che appartengono allo stadio di Gschnitz. Analogo ritrovamento aveva fatto il prof. Dal Piaz nel 1927. Questo fatto induce a credere che durante la sosta stadiale di Gschnitz esistesse ancora, sopra la Scaglia, qualche lembo di Eocene.

L' Eocene in Val Lagol

Fu segnalato da Schwinner [71 e 74]. Comincia con una zona arenacea e conglomeratica, che ne è la principale caratteristica. Il conglomerato, poligenico e stratificato, è costituito da ciottoletti per lo più quarzosi, arrotondati di varie dimensioni fino alla grossezza di una noce, sparsi in abbondante cemento arenaceo grossolano e tenace; è facilmente osservabile presso la riva occidentale del laghetto di Val Lagol, dove affiora presso il fondovalle; appartiene, secondo lo Schwinner, in parte ancora al Cretaceo superiore.

Il conglomerato separa dunque il Cretaceo dall'Eocene e indica pertanto la fase tettonica preluteziana tanto diffusa sia nella regione alpina sia anche nell'Appennino.

Segue un complesso arenaceo-marnoso di colore grigio-scuro e nerastro, che consta essenzialmente di alternanze irregolari di marne e sottili strati arenacei scuri contenenti anche tracce di mica.

Superiormente prevalgono le marne che, in qualche luogo dove sono più scagliose e dove hanno tinta più chiara, assomigliano notevolmente alla facies marnosa di Stenico e della Val di Non. La serie termina con interstrati calcarei e poi con calcari compatti lastriformi grigi nummulitici, che affiorano specialmente presso lo sbocco di Val Lagol e nell'incisione della Sarca poco a nord della Segheria Fogaiard, dove, insieme con le marne nere sottostanti, sono fortemente laminati per effetti tettonici e attraversati da un fitto reticolato di vene di calcite infiltrata.

Non è facile paragonare questa facies di Eocene con quelle di altre regioni; soprattutto perchè mancano i dati per una stratigrafia particolareggiata. Tuttavia appare non senza significato che in Val Lagol, che fa parte del territorio in cui tutte le facies hanno tipo lombardo, anche l'Eocene abbia una facies distinta. Una certa analogia con facies sviluppate in Lombardia è data dall'elemento più caratteristico, che, come s'è detto, è la formazione conglomeratica.

Schwinner ammette che una parte del conglomerato sia ancora da attribuirsi al Sopracretaceo; ciò richiama ancora per analogia la regione a sud dei laghi di Pusiano e di Lecco (si veda De Alessandri [31]) dove il Cretaceo superiore (Piano di Sirone e sovrastante Piano di Brenno) è caratterizzato dall'alternanza di orizzonti di conglomerati.

QUATERNARIO

A eccezione di qualche accenno ad alcune morene attuali e stadiali in una nota preliminare di O. Marinelli [55] e di due pubblicazioni di Schwinner che hanno per argomento le frane del Monte Spinale [71] e una breccia con inclusi cristallini nel Gruppo della Pietragrande [70], nulla era stato scritto sulle formazioni quaternarie del Gruppo di Brenta.

Durante il rilevamento geologico ho posto cura fin dall'inizio di rivolgere attenzione alle formazioni quaternarie e dei principali risultati delle mie osservazioni ho già dato conto in due pubblicazioni riguardanti una le formazioni glaciali del Gruppo [93], l'altra le formazioni quaternarie e le vicende morfologiche della Conca di Stènico [94].

Nella breve trattazione che ora segue le formazioni quaternarie verranno esaminate a cominciare dalle più antiche e verranno omessi tutti quei dati di valore puramente descrittivo che si possono ricavare dalla semplice lettura della unita carta geologica.

Morenico prevurmiano

Fino al 1936 sul Gruppo di Brenta non si conosceva che un solo indizio di una espansione glaciale anteriore alla Vurmiana e cioè un lembo di brecce con alcuni elementi di rocce cristalline

situato presso il Passo di Val Gelada, cioè tra il Gran de Formentón e la Pietragrande. Fu scoperto dallo Schwinner [70], che dopo aver esaminati i componenti della breccia, e stabilita la loro provenienza dalla Val di Sole, concluse che la presenza di tali erratici in quel punto, a un'altitudine tanto considerevole (2650 m.) si spiega soltanto col trasporto glaciale. Analoghi erratici segnalò inoltre a minore altitudine in zone più a sud, cioè sul Monte Sabión e presso Cima Nardìs (Val Stretta). Egli attribuì questi depositi a un'epoca glaciale più antica dell'ultima (senza maggiori specificazioni), nella quale il livello del ghiacciaio arrivava, presso Campiglio, almeno a 2700 m. di altitudine.

In base a questi dati noi possiamo immaginare l'aspetto del Gruppo di Brenta durante tale periodo di espansione glaciale; esso era quasi completamente sepolto sotto un'immensa corrente di ghiaccio proveniente circa da nord. Soltanto emergevano, come piccole isole, le principali cime, che si allineavano in direzione NNE-SSW lungo lo spartiacque principale.

Nel 1936 e 1937 io stesso ho segnalato e descritto [93 e 94] la presenza di morenico prevurmiano nella Conca di Stènico. Esso affiora presso Cavrasto (Bleggio) allo sbocco del torrente Duina nella Conca. Per la descrizione di questo affioramento, che non è compreso nella carta, essendo fuori dei confini del Gruppo di Brenta, rimando alla pubblicazione del 1936 [93]. L'altro affioramento, descritto e illustrato nella nota sulla Conca di Stènico [94] si trova allo sbocco del Rio d'Ambiéz nella Conca, presso Dorsino (frazione di S. Lorenzo in Banale). Nella carta geologica al 50000 del Gruppo riusciva malagevole e poco chiara la rappresentazione del morenico prevurmiano, che affiora per superficie limitatissima. La fig. 14 supplisce a questa mancanza e indica in pianta gli affioramenti visibili di morenico prevurmiano e il gradino costituito da conglomerati interglaciali, che ricopre il morenico formando una specie di muraglia dirupata. Il profilo mostra le condizioni di giacitura e l'estensione.

Il materiale morenico si presenta costituito da una prevalente massa di *lehm* spesso giallastro per un principio di ferrettizzazione. Scarsi rispetto alla massa cementante di *lehm* sono i ciottoletti, prevalentemente calcarei e di modeste dimensioni (il diametro supera di rado 40 cm.). Per queste caratteristiche di composizione il morenico prevurmiano dei Molini d'Ambiéz dif-

ferisce da quello coevo di Cavrasto (Bleggio) sopra nominato, che è ricco di ciottoli di maggiori dimensioni e di materiali cristallini provenienti dalla Val di Sole e Val Rendena, e anche dal morenico vurmiano, largamente diffuso nella Conca di Stenico, che non presenta principi di ferrettizzazione ed è assai più ricco di materiale ciottoloso anche di grandi dimensioni.

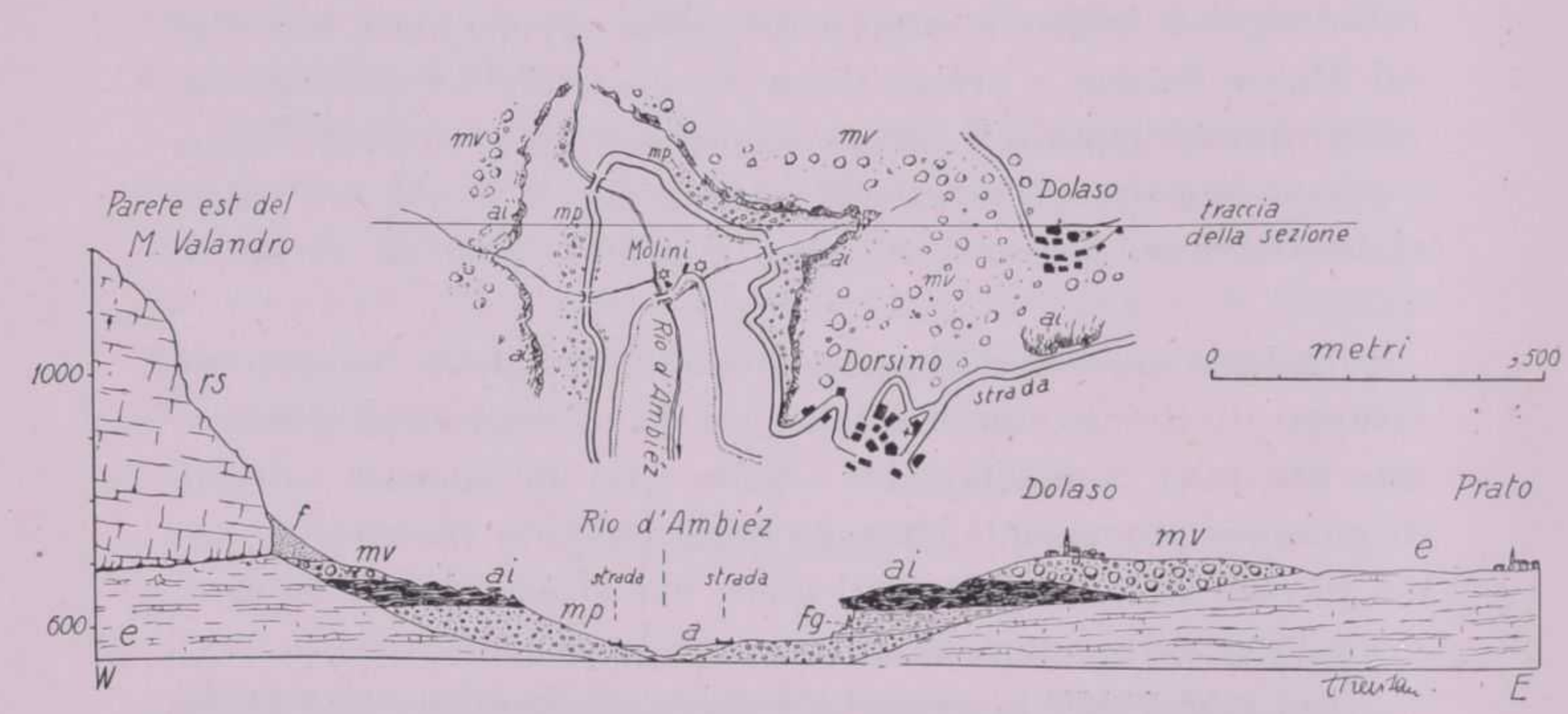


Fig. 14 - Schizzo della zona dei Molini d'Ambiéz (presso S. Lorenzo in Banale) in pianta e in profilo. Spiegazioni delle lettere:

a = alluvioni e detriti attuali;
f = materiali di scoscendimento;
mv = morenico vurmiano;
ai = alluvioni interglaciali, regolarmente stratificate e cementate;
fg = alluvioni con stratificazione disordinata (fluvioglaciale).
mp = morenico prevurmiano;
e = marne eoceniche;
rs = calcari del Retico superiore sovrascorsi sulle marne eoceniche.

Ho già accennato [94] alle ragioni per cui il morenico prevurmiano si conservò soltanto allo sbocco della Duina presso Cavrasto e ai Molini d'Ambiéz. Queste due località rappresentano approssimativamente gli angoli SW e NE della Conca di Stènico e furono per questa loro posizione maggiormente preservate dalle posteriori vicende erosive — fluviali e glaciali — che agirono prevalentemente in direzione W-E NW-SE.

Età del morenico prevurmiano

L'unico elemento che permette di datare questi depositi morenici è la giacitura, poichè essi si trovano sottoposti a una pila di materiali alluvionali riferibili a un interglaciale. Probabilmente il morenico appartiene al Riss, ma non si può affermarlo

con sicurezza. A favore di questo riferimento parlano le analogie col vicino bacino dell'Adige, dove le analoghe abbondanti formazioni alluvionali interglaciali sono generalmente ritenute appartenenti all'interglaciale Riss-Würm.

A causa di questa incertezza, e per non attribuire al morenico in questione un'età (Rissiana) che potrebbe in avvenire, col progredire degli studi sul Glaciale, venire ragionevolmente contestata, ho preferito parlare di età « prevurmiana », per restare in un campo più aderente ai fatti direttamente osservati.

Le « Marocche » prevurmiane

Il termine « Marocche » è un'espressione dialettale trentina che serve a designare grandi ammassi di materiali clastici sciolti, di grandi dimensioni. Talvolta formazioni così costituite ingombrano per vasti tratti il fondo di valli alpine e nella massima parte dei casi non si può spiegare la loro presenza e soprattutto la loro distribuzione ammettendo semplicemente che sieno masse di materiali di scoscendimento.

Tipica per questo fenomeno è la bassa valle della Sarca, tra Pietramurata e Dro, dove le Marocche assumono un'estensione eccezionale e dove non sono infrequenti blocchi delle dimensioni d'una casa.

Questi depositi partecipano insieme della natura delle morene e delle frane, tanto che furono chiamati col nome di « frane-morene » oppure « frane-morenizzate ». S'interpreta la loro formazione considerando il momento del ritiro delle lingue glaciali nelle grandi valli: le pareti rocciose, prive del sostegno delle masse di ghiaccio, ruinavano con grandiose frane sui ghiacci ormai abbassati; i materiali franati subivano un trasporto glaciale che ne spiega la distribuzione e la conformazione. Questi depositi quindi constano di una parte superiore costituita da grandi blocchi di frana, e di una parte inferiore, tipicamente morenica, che deriva dal materiale, che il ghiacciaio trasportava da lontano entro la sua massa e nel fondo. Io ritengo che questo sia il modo più naturale di interpretare l'origine e la struttura di queste masse; esso concorda con tutte le osservazioni che ho potuto fare nel Gruppo di Brenta e nelle valli adiacenti, anche se non corrisponde alle conclusioni a cui giunse Trener nel suo studio sulle Marocche di Dro e Pietramurata.

Premesso questo cenno sul significato geologico del termine Marocche, consideriamo ora quelle singolari formazioni di breccia (*ma*$_1$ della carta) così ampiamente distribuite nella spianata dello Spinale e negli ampi terrazzamenti sopra Molveno. Ho già esposto [93], come la mia interpretazione differisca da quella data dallo Schwinner per le breccie dello Spinale, e rimando quindi a quella pubblicazione per la parte critica. Esporrò qui, nella forma più succinta, le argomentazioni per cui ritengo che le formazioni di brecce gigantesche (*ma*$_1$ della carta) nel Gruppo di Brenta non sieno altro che le Marocche che seguirono a una glaciazione prevurmiana:

a) Gli elementi delle brecce sono delle più svariate dimensioni e di aspetto caotico, non presentano mai tracce di fluitazione ma superfici di erosione subaerea. Le brecce differiscono dalle Marocche soltanto perchè, anzichè sciolte o quasi, sono tenacemente cementate, tanto da simulare spesso roccia in posto.

b) Le brecce non presentano mai indizi di stratificazione e furono depositate su superfici irregolari, sempre in zone con carattere di spianate e a diverse altitudini. Così per esempio lungo l'incisione della Sarca di Campiglio le brecce appaiono da un'altitudine di 1300 metri a oltre 1600, tra Madonna di Campiglio e Campo di Carlomagno, e sullo Spinale da 2000 a 2100. Nel versante orientale analogamente la breccia nei terrazzi soprastanti a Molveno si aggira da 1100 a 1500 metri e si ritrova con gli stessi caratteri sul M. Corno, bagnata dalle acque del lago di Molveno a 800-900 metri. In nessun luogo esistono nicchie di frana che possano aver originato direttamente tali ammassi di macerie. Significativo a questo proposito il lembo a occidente della Sarca di Campiglio, perchè si può escludere con certezza che il materiale (calcareo e dolomitico) provenga dal versante stesso, che è costituito da rocce cristalline. Non resta dunque altra spiegazione della sua genesi e della sua giacitura che il trasporto glaciale.

c) Il fatto stesso della forte cementazione indica un'età più antica di quella delle Marocche postvurmiane. La giacitura nei dintorni di Campiglio permette una maggiore sicurezza nella determinazione dell' età. Quivi — dai dintorni della segheria Fogaiard fino al Campo di Carlomagno e in Val Meledrio, fino oltre la Malga Mondifrà — si osserva la formazione

brecciata ampiamente ricoperta da morenico di fondo a tonaliti; questo appartiene alle prime fasi di ritiro dei ghiacci vurmiani. Infatti in questa zona, quasi tutta al di sopra del limite delle nevi corrispondente alla massima espansione vurmiana (circa 1500 metri) le morene non possono appartenere che a fasi di ritiro. La generale completa cementazione induce a credere che sia passato un lungo periodo di tempo prima della copertura di morene, le quali, con la loro scarsa o nulla permeabilità, avrebbero ostacolato tale processo. Questo periodo, a regime idrico abbondante, è verosimilmente un intero interglaciale. E' quindi naturale pensare che la crosta brecciata dello Spinale e dei terrazzi sopra Molveno rappresenti le Marocche che seguirono alla glaciazione prevurmiana.

Possiamo dunque così ricostruire la genesi delle brecce: durante la glaciazione prevurmiana la corrente ghiacciata proveniva da nord, entrava nel bacino della Sarca risalendo la Val Meledrio, e la sua superficie era oltre 500 metri più elevata della media dello Spinale. Abbassandosi il livello dei ghiacci, abbondanti materiali di frana si staccavano dalle cime del sottogruppo settentrionale (Peller, Sasso Rosso, Cima Rocca ecc.), subivano un breve trasporto come morena superficiale, che veniva deposta col progressivo abbassamento dei ghiacci. Riempivano quindi il preesistente solco della Sarca, più profondo dell'attuale, e si accumulavano specialmente dov'erano più adatte le condizioni morfologiche. Particolarmente adatta era la spianata dello Spinale, non solo alla deposizione, ma anche alla conservazione, poichè la glaciazione successiva non potè distruggerla. Secondo il Penck [59, III vol. pag. 861 e carta a pag. 852] infatti, che riporta anche l'opinione del Lepsius [53], il ghiacciaio vurmiano del Noce non poteva trasfluire sopra la sella di Campiglio, che costituiva un « *Eisscheide* ». Lo Schwinner poi, affermò che il livello del ghiacciaio si aggirava presso Campiglio sui 2150 metri.

In questo modo si spiega perfettamente la presenza della Scaglia rossa sullo Spinale. Essa abbonda particolarmente presso il laghetto dello Spinale ed è presente in piccole quantità in altri punti, segnati dallo Schwinner nella cartina geologica [71]; ha origine da frane delle parti più elevate del Sasso Rosso e del Peller, dove oggi è in posto e subì quindi un trasporto glaciale verso sud di appena 7-8 chilometri.

In modo del tutto analogo si spiega anche la genesi delle brecce del versante orientale del Gruppo di Brenta.

Le alluvioni interglaciali

Le alluvioni interglaciali sono diffuse specialmente nella Conca di Stènico [94]. Le più tipiche e più facilmente osservabili sono quelle che costituiscono il terrazzo spianato presso S. Lorenzo in Banale, chiamato « I Pergoletti ». I materiali ciotto-



(fot. Bosetti)

Fig. 15 - Il terrazzo di alluvioni interglaciali detto « I Pergoletti » nei dintorni di S. Lorenzo. Le ghiaie cementate *(a)* hanno di lontano l'aspetto di roccia compatta in posto. In primo piano si vedono i rilievi ondulati dovuti alle marne scagliose eoceniche. In fondo a destra: il M. Casale. In fondo a sinistra il Bondone (Doss d'Abramo e Cornetto).

losi sono minuti e nettamente stratificati. La cementazione è assai forte, e, anche se talora lascia dei vacui tra ciottolo e ciottolo, l'insieme è molto tenacemente agglutinato, tanto che in distanza, (tipicamente I Pergoletti) può — anche per il colore e la stratificazione — essere scambiato per una formazione calcarea o dolomitica mesozoica (fig. 15).

Nella Conca di Stènico le alluvioni interglaciali sono distribuite a un livello da 200 a 400 metri più elevato dell'attuale e avente pendenza media minore di quella dell'attuale fondovalle

[94, tav. II, fig. 3]. Il celere abbassamento postglaciale e la maggiore pendenza dell'attuale sistema idrografico è da porsi in relazione con una rapida recente erosione della Gola del Limarò, che rappresenta, e più rappresentava per il passato, una soglia costituente un livello di base.

Ai « Pergoletti » (vedere profilo XIX), ai Molini d'Ambiéz (fig. 14) si può osservare come queste alluvioni sieno ricoperte dal morenico vurmiano; elemento decisivo per la determinazione dell'età. Il notevole alluvionamento interglaciale della Sarca richiama immediatamente alla memoria — per nominare soltanto le più vicine — le potenti alluvioni interglaciali dell'Alto Adige, descritte da vari autori (Klebelsberg, [48 e 49]; Dal Piaz G. B. [24]; Peretti [60]; ecc.) specialmente in Val Pusteria, nelle conche di Brunico, Vipiteno e Bressanone e anche al sud di Bolzano. Questo sovralluvionamento interglaciale è ritenuto per lo più riss-vurmiano.

E' quindi probabile, considerando la grandiosità del fenomeno e la natura della causa, che le alluvioni interglaciali della Sarca sieno coeve di quelle dell'Alto Adige.

Fluvioglaciale

Nella nominata località dei Molini d'Ambiéz è interessante notare come nel fianco sinistro della valle sia presente, sopra il morenico prevurmiano, e sotto le alluvioni interglaciali regolarmente stratificate, una formazione conglomeratica a stratificazione maldistinta e disordinata che può essere chiamata fluvioglaciale, e rappresenta evidentemente il primo divagare delle acque della Val d'Ambièz subito dopo il ritiro dei ghiacci (fig. 14).

Detriti di falda interglaciali

Ai margini delle conche, per esempio presso Seo, i depositi interglaciali non hanno più carattere di veri e propri strati alluvionali, ma rappresentano piuttosto antiche conoidi, o anche accumuli di detriti di falda appartenenti allo stesso ciclo e raccordantisi con le alluvioni stesse. Analogamente i materiali sono tenacemente cementati, favoriti in questo anche dalla loro natura quasi esclusivamente calcarea. Simili depositi si osservano

anche nelle parti più interne del Gruppo. Molto vistose sono le brecce stratificate con forte inclinazione presso Malga Ben (fianco sinistro della Val d'Ambiéz, presso il Doss d'Arnal) (1) che rappresentano, come quelle analoghe sopra S. Lorenzo e del Campo di Tuenno (a W del Lago di Tovel) conoidi e fascie di



(fot. dell'a.)

Fig. 16 - La formazione conglomeratica presso Malga Ben (Val d'Ambiéz) e la sua caratteristica erosione.

detriti relativi a un antico ciclo fluviale, che può attribuirsi a un interglaciale, benchè non si possa escludere che l'età sia più antica, forse anche pliocenica (fig. 16).

Il morenico vurmiano

Il morenico vurmiano ammanta un po' dappertutto i fianchi del Gruppo di Brenta. La presenza di rocce cristalline, in gran prevalenza tonaliti, rende assai facile il riconoscimento. Il more-

(1) La loro presenza in questa località mi fu gentilmente segnalata dal prof. Schwinner di Graz.

Il gruppo di Brenta durante la glaciazione würmiana

- *rocce emergenti dai ghiacci.*

In bianco: *le masse glaciali con le isoipse idealmente ricostruite.*

A tratteggio: *principali fiumi e attuali centri abitati.*

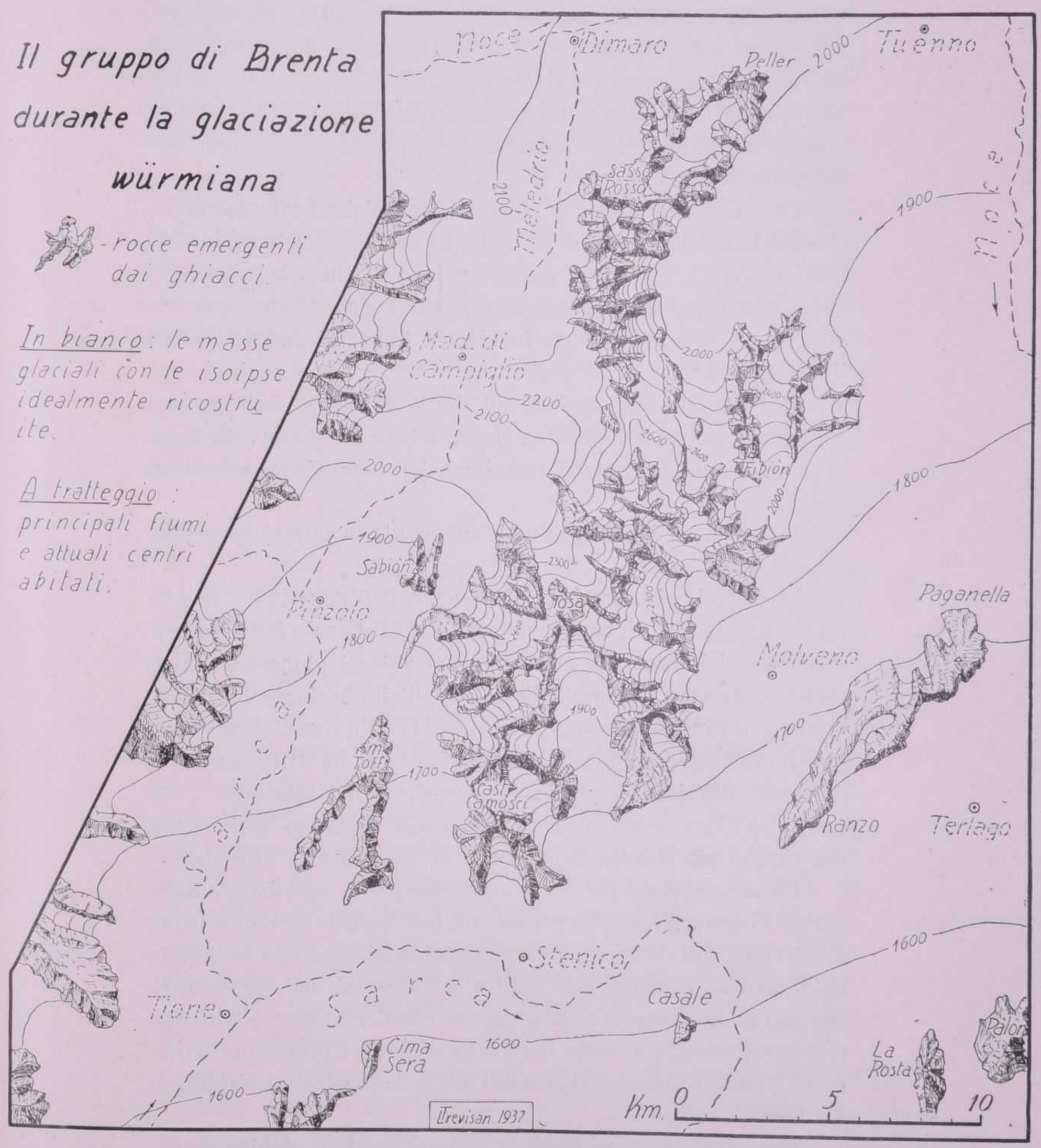


Fig. 17 - Questa ricostruzione ha per iscopo di mostrare specialmente i bacini collettori propri del Gruppo. È possibile che nel bacino della Val di Non (parti settentrionali del disegno) i ghiacci, nel momento di maximum, fossero anche più elevati.

nico vurmiano ha estensione assai maggiore di quanto appaia dalla carta del Vacek; inoltre sono presenti, oltre alle coperture moreniche vere e proprie, un po' dovunque — fino a una certa altitudine — massi e ciottoli erratici di evidente trasporto morenico perchè di natura cristallina. L'altitudine massima degli erratici ci indica l'altezza raggiunta dai ghiacci nel periodo della massima espansione.

La grande diffusione dei blocchi tonalitici operata dai ghiacciai vurmiani ha notevole importanza pratica. La tonalite è infatti il miglior materiale da costruzione di tutta la zona ed è dappertutto (per es. nel Banale e nel Bleggio) cavata dalle morene in cui si trova inclusa in blocchi talora di enormi dimensioni.

In base alle osservazioni sul limite superiore delle morene e degli erratici ho tentato una ricostruzione del Gruppo di Brenta e delle valli durante il massimo dell'espansione vurmiana (fig. 17).

Ecco ora un breve riassunto su quanto, a questo proposito, era già noto.

Secondo la ricostruzione di Penck e Brückner [59, vol. III, tavola a pag. 852] in corrispondenza del M. Casale (estremo meridionale dell' area), la superficie dei ghiacci giungeva a 1600 metri; nella zona di Campiglio, cioè nell'alto bacino della Sarca, a poco più di 2200. Secondo Schwinner [71] in quest'ultima zona era di circa 2150. Infine la recente ricostruzione di Klebelsberg [50] non differisce — per la regione che a noi interessa — da quella di Penck e Brückner se non perchè ammette la superficie dei ghiacci più elevata dappertutto di un centinaio di metri.

La ricostruzione da me tentata, che per la sua scala è assai più particolareggiata delle precedenti, nell'insieme corrisponde più ai dati supposti da Penck e da Schwinner, che a quelli in seguito modificati da Klebelsberg. Inoltre, a differenza delle precedenti, che miravano soltanto a una visione d'insieme, essa è costruita tenendo il massimo conto dei bacini collettori propri del Gruppo di Brenta e rappresenta quindi anche le particolari condizioni del Gruppo stesso.

Una considerazione teorica: come si vedrà in seguito, a proposito delle morene stadiali, il limite climatico attuale delle nevi sul Gruppo di Brenta si aggira sui 2680 metri. Il valore del limite climatico delle nevi nella massima espansione vurmiana

non è ricostruibile in questa zona direttamente, ma, valendosi del principio enunciato dal Penck, che cioè esso corrisponde a un abbassamento di 1200 metri rispetto all'attuale, e inoltre dell'altro principio [59, vol. III, pag. 1144] del parallelismo tra il limite delle nevi del Würm e l'attuale, si può calcolare per esso un'altitudine di quasi 1500 metri. Ammettiamo pure che, dato che questo valore è minore di quello delle zone circostanti (Alpi Bergamasche 1600 - 1800; zona del Garda 1700, secondo Penck) possa essere aumentato fino a 1600 metri; ne risulta che il limite di nevato, sul ghiacciaio ricostruito, si aggirava proprio nella zona dei bacini di Tione e di Stenico. Durante dunque il periodo di massima espansione non potevano formarsi depositi morenici a monte di Tione. Si dovrebbe quindi concludere che appartengono tutti a periodi di ritiro. Anche nei bacini stessi di Tione e di Stenico almeno una parte dei depositi morenici sono posteriori alla massima espansione.

Le marocche postvurmiane

Sul significato del termine « Marocche » e sulla loro origine s'è già detto a proposito delle Marocche prevurmiane.

Le « Marocche » postvurmiane sono diffuse specialmente nel bacino di Molveno e nell'alta Val di Tovel. Nelle precedenti carte non furono distinte con colore speciale.

Il fenomeno delle Marocche si presenta in molte valli alpine; ricordiamo per es. gli « Slavini di Marco » in Val Lagarina (Fabiani); altri presenti in Val Gardena e presso Tezze in Val Sugana; quelli descritti da Squinabol e Dal Piaz nel canale d'Agordo e da Klebelsberg in Val di Braies ecc. Tuttavia le Marocche più grandiose e più tipiche sono quelle del tratto più basso del corso della Sarca, tra Dro e Pietramurata, e quelle del Gruppo di Brenta. In queste regioni, oltre ai soliti fattori morfologici determinanti il fenomeno, si aggiunge un altro fattore collegato con le particolari condizioni stratigrafiche. Carattere comune alle Marocche di Dro e del Brenta (anche a quelle prevurmiane) e ad esse esclusivo, è la composizione: la massima parte del materiale clastico proviene dal rovinoso disfacimento dei calcari e dolomie del Retico superiore. Questo piano, com'è già noto, è rappresentato da calcari compatti, spesso oolitici, talora male stratificati e spesso con tasche

di dolomia piuttosto friabile; lo spessore è di 700 - 800 metri, e l'intera massa, come dimostra anche la morfologia, è facile alla disgregazione e precipita come detrito assai più facilmente ad es. della Dolomia Principale. Queste caratteristiche di composizione sono causa di scoscendimenti in grandi masse. E' naturale quindi che il fenomeno delle Marocche abbia maggiore diffusione ed entità dove i fianchi delle valli sono costituiti da questa particolare facies del Retico; questa — nell'ambito delle Tre Venezie — appare soltanto nel Trentino occidentale, cioè nel Gruppo di Brenta e al sud di esso a occidente del basso corso della Sarca. In altre zone la grandiosità delle masse franate è legata anche ad altri fattori: per es. negli Slavini di Marco in Val Lagarina il fenomeno interessa soprattutto la pila dei calcari liasici e la causa principale della grande franosità sta nella pendenza degli strati, sensibilmente inclinati a franapoggio.

Accennando alla genesi delle Marocche avevo affermato che normalmente il deposito grossolano dovrebbe essere sovrapposto a morena tipica, cioè alla morena che il ghiacciaio conteneva al momento delle grandi frane. In genere questa sovrapposizione è raramente visibile, per mancanza di sezioni atte a metterla in vista. Tuttavia fu osservata da Trener nella zona classica di Dro e Pietramurata [88]. Nel Gruppo di Brenta si vede assai distintamente poco a nord di Moline in Val Bondai, dove la fresca incisione del torrente mette a nudo un largo tratto e un notevole spessore di morenico tipico, assai ricco di *lehm*, sottoposto ai materiali grossolani sciolti. In questa stessa località al margine meridionale della formazione, le collinette di Marocche sono disposte in modo da formare una specie di apparato morenico frontale. Questo conferma l'ipotesi del parziale trasporto glaciale.

In Val di Tovel le Marocche sono sezionate naturalmente dall'emissario principale del Lago. Anche qui si osserva la sovrapposizione al morenico tipico.

Età delle Marocche

Poichè la genesi delle Marocche è legata all'abbassamento e alla ritirata dei grandi ghiacciai vallivi, si intuisce facilmente come la loro età sia quella delle fasi di ritiro della glaciazione vurmiana. E' naturale ammettere anche che il fenomeno non

possa essere avvenuto dappertutto contemporaneamente, ma prima nelle più esterne e successivamente in quelle più interne, seguendo la progressiva ritirata dei ghiacci.

Dallo studio dei depositi morenici stadiali si può inoltre dedurre che il fenomeno, particolarmente intenso al principio della ritirata dei ghiacci, non si protrasse oltre lo stadio di Gschnitz. Infatti, sia in Val delle Seghe, sia in Val di Tovel, i depositi di facies marocchiana stanno tutti più a valle delle morene frontali riferibili a quello stadio.

LE MORENE STADIALI

Raffronto tra il Gruppo di Brenta e le Dolomiti a oriente dell'Adige

Sull'argomento delle morene stadiali esistevano due brevissime note di carattere preliminare di O. Marinelli [54 e 55], il quale aveva osservato come il Gruppo di Brenta fosse assai più ricco di morene stadiali che la regione dolomitica a oriente dell'Adige. A questo proposito egli così abbozzava una spiegazione [55, pag. 40]:

« In quanto al contrasto esistente fra le Dolomiti proprie quasi prive di morene stadiali ed il Gruppo di Brenta così ricco, noterò come esso possa eventualmente trovar ragione nel fatto, altra volta da me posto innanzi, che nelle prime montagne i ghiacciai dauniani di solito giungevano con le loro fronti su pendii troppo ripidi, il che non sempre succedeva nel Gruppo di Brenta. Resterebbe però da ricercare il perchè di questa differenza; la quale può essere in rapporto sia con le condizioni di sviluppo dei ghiacciai, sia con la morfologia della regione ».

Certamente a questo fattore messo in luce dal Marinelli se ne può aggiungere qualche altro; per esempio l'altitudine dell'attuale limite delle nevi che non raggiunge 2700 metri nel Gruppo di Brenta, mentre nelle Dolomiti a oriente dell'Adige varia da 2800 per i gruppi più esterni a 2950 per i più interni. Questo fattore determina maggiore estensione di ghiacciai attualmente; lo stesso fatto si verificava anche nei periodi stadiali. A questa maggiore estensione naturalmente doveva corrispondere una più attiva formazione di apparati morenici. Il Marinelli non potè

valutare questo fattore, perchè le sue ricerche, appena iniziate e ancora incomplete, lo avevano indotto a credere, con riserva però, che lo stadio di Daun non corrispondesse a un limite delle nevi di 300 metri più basso dell'attuale, ma soltanto di 200 metri. Si vedrà invece sotto come anche per il Gruppo di Brenta lo stadio di Daun corrisponda — come di consueto — a un limite delle nevi 300 metri più basso dell'attuale.

Un'altra causa parziale può essere la grande estensione e potenza di formazioni di natura assai facile al disfacimento in detrito, come il Retico superiore, che si trovano soltanto sul Gruppo di Brenta. In questo modo ghiacciai anche modesti potevano trasportare notevoli quantità di morena. Questa spiegazione è valida specialmente per il Gruppo della Pietragrande, per la Val di Nardìs e per il fianco destro della Val d'Ambiéz, dove i bacini collettori sono scavati entro i calcari retici, e dove appunto si osservano in maggior numero e con maggiori dimensioni i cordoni morenici stadiali.

Le morene stadiali del Gruppo di Brenta

Benchè, come s'è visto, tutto il morenico vurmiano che ammanta i pendii esterni del Gruppo di Brenta appartenga a una fase di decrescenza, e benchè anche le Marocche sieno collegate col ritiro dei ghiacciai vurmiani, tuttavia chiamerò « morene stadiali » quei depositi glaciali più interni nel Gruppo e che sono collegati ad antichi ghiacciai propri del Gruppo stesso. Di questi depositi, assai diffusi, i più importanti per uno studio analitico sono naturalmente quelli che permettono di ricostruire la posizione delle fronti dei ghiacciai.

Nella pubblicazione già citata [93] ho già esposto i risultati dello studio delle morene stadiali. Allora però lo studio non comprendeva l'intero Gruppo, poichè ne era esclusa gran parte del sottogruppo settentrionale. Ora, esteso il rilevamento e lo studio a tutto il Gruppo, ho riassunto tutti i dati — osservati e desunti — in due figure che rappresentano il Gruppo di Brenta durante le soste di Gschnitz e di Daun (tav. V e VI).

Per poter giudicare del significato e dell' approssimazione che possono avere queste ricostruzioni, esporrò ora i metodi e i criteri che mi guidarono nell'eseguirle.

Ho determinato dapprima il limite locale delle nevi in cia-

scuno dei ghiacciai attuali (che sono in numero di 15). Per ottenere questo mi son servito della carta al 25.000 del Gruppo di Brenta pubblicata dal Club Alpino austro-tedesco (1908) e rilevata dal topografo svizzero Aegerter, carta di molto superiore alle comuni per accuratezza e precisione di disegno e per ricchezza di particolari. Tuttavia prima è stato necessario rivedere le zone frontali dei ghiacciai, se non altro per tenere conto dell'arretramento che le fronti stesse subirono dal 1908 (data di pubblicazione della carta) al momento presente. Ho così constatato che le aree di quasi tutti i ghiacciai sono in realtà sensibilmente minori di quanto appaia dalla detta carta; e questo fatto, oltre che all'arretramento delle fronti, si può attribuire alla presenza di neve al tempo del rilevamento topografico, neve che avrebbe mascherato i veri limiti dei ghiacci. In questo modo si spiega per esempio come nella carta di Aegerter appaiano unite nelle loro parti più elevate le vedrette dei Camosci e di Val Lagol, che invece sono separate da una soglia di roccia in posto. Per contrario non fu segnata la piccola Vedretta di Sacco (1).

Sulla carta dell'Aegerter, corretta a vista degli elementi ora nominati, ho determinato i singoli limiti orografici delle nevi col noto metodo di considerare limite di nevato l'isoipsa dimezzante l'area del ghiacciaio ricostruito. I singoli valori ottenuti si trovano nella citata pubblicazione [93]. Qui basta ricordare, che, tenendo anche conto del presente periodo di ritirata, l'attuale limite climatico delle nevi risulta a circa 2680 m., cifra che concorda con quanto il Marinelli espose in forma provvisoria, affermando che probabilmente non era superiore ai 2700 metri (2).

Per le fasi stadiali ho dapprima ricostruito graficamente i ghiacciai dove esistevano apparati morenici frontali. Su ciascuno dei ghiacciai ricostruiti ho determinato il limite locale delle nevi valendomi del metodo sopra accennato, ma integrandolo sempre anche col « metodo delle cime » che si imponeva soprattutto nei casi — tutt'altro che infrequenti — di irregolarità nel pendio delle valli. Ho diviso poi i valori ottenuti in quattro serie, a seconda dell'orientazione del bacino. In questo modo è scaturita eviden-

(1) Queste correzioni furono introdotte nella carta geologica.

(2) In un recente studio geografico (1938) Merlini [56, pag. 122] considerò « l'isoipsa di m. 2900 come limite medio delle nevi persistenti nel Gruppo di Brenta ». Questo valore è errato, come del resto l'affermazione (pag. 121) che l'altezza minima delle fronti è quella della vedretta dei Brentei con m. 2541, mentre la fronte più bassa appartiene alla vedretta del Crozzón, e scende sotto 2300 metri.

te — assai più di quanto io stesso avessi potuto prima credere — l'appartenenza della gran maggioranza degli apparati morenici frontali a due soste stadiali indubbiamente identificabili con gli stadi di Gschnitz e di Daun del Penck. Com'è noto infatti lo stadio di Daun corrisponde a un limite climatico delle nevi 300 metri più basso dell'attuale, e quello di Gschnitz 600 metri più basso dell'attuale.

Per le morene di uno stadio anteriore allo Gschnitz si hanno due soli dati, cioè il gruppo di cordoni morenici poco a nord di Moline in Val d'Ambiéz, e le due morene allo sbocco della Val di Laone presso Stènico. Esse sembrano originate da uno stadio con limite locale delle nevi tra 1700 e 1800 metri, e, tenendo conto dell'orientazione a sud, si può considerare il limite climatico più vicino a 1800 che a 1700. Si può quindi ritenere, non senza le riserve dovute alla scarsità dei dati e alla grossolanità dell'approssimazione dei calcoli nel caso di bacini grandi e morfologicamente assai complicati, che queste morene appartengano allo stadio di Bühl. In Val d'Ambiéz, presso lo sbocco nella conca, esistono tre cordoni frontali. La molteplicità delle soste è da mettersi in relazione anche col fattore morfologico, cioè il passaggio da valli più o meno incassate a una zona molto aperta di altipiano.

Riporto ora la tabella indicante i valori medi dei singoli limiti locali delle nevi, divisi secondo le quattro orientazioni prevalenti nel Gruppo, cioè WNW, S, ESE, N.

ORIENTAZIONE	ALTITUDINE MEDIA DEL LIMITE OROGRAFICO DELLE NEVI			
	Attuali	Daun	Gschnitz	Bühl (?)
WNW	2700	2326	2075	—
S	2720	2430	—	1750
ESE	2700	2425	2100	—
N	2600	2350	2033	—
Media delle medie	2680	2383	> 2070	< 1750

La media delle medie indicherà un valore in cui viene annullata l'influenza dell'esposizione e di altri fattori e potrà as-



(fot. dell'a.)

Fig. 18 - L'alta Val di S. Maria di Flavona e il Turrion basso visto da sud.
Per la spiegazione si veda lo schizzo fig. 19.

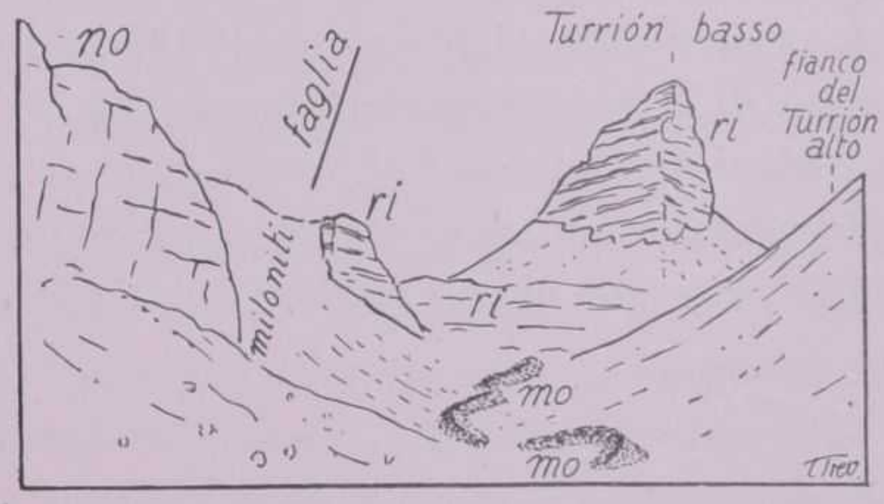


Fig. 19

no = dolomia norica *ri* = Retico inferiore
mo = Cordoni morenici appartenenti a uno stadio postdauniano.

sumersi approssimativamente come valore del limite climatico delle nevi (1).

Nella tabella non ho tenuto conto dei dati della Vedretta di Sacco, per le condizioni particolari in cui si trova; essa è riparatissima e infossata entro un'angusta e profonda cerchia di pa-

(1) Questa tabella è uguale a quella già da me pubblicata nel 1936 [93]. In quella, per un errore tipografico, la media delle medie attuali portava un valore diverso (2765 invece di 2680). Lo studio del morenico stadiale, esteso poi anche alle zone più settentrionali (Sasso Rosso e Peller) non modifica, ma anzi conferma tali valori. Per lo stadio di Gschnitz nel circo del Peller orientato a nord, il limite locale delle nevi risulta circa a 2050 metri.

reti rocciose e per questo fatto, pur avendo estensione minuscola, ha la fronte a soli 2300 metri circa. L'eccezionale abbassamento del limite delle nevi, dovuto a cause esclusivamente locali, avrebbe troppo alterato il valore della media ricavato dagli altri ghiacciai.

Stadi soprannumerari

Il già nominato gruppo di cordoni morenici frontali presso lo sbocco della Val d'Ambiéz nella Conca, che nell'insieme denota approssimativamente lo stadio di Bühl, mostra che già a quell'epoca si formavano apparati morenici stadiali soprannumerari.

L'esistenza di stadi soprannumerari in altre zone è stata notata già da vari autori (si veda ad es. Castiglioni [15, 16]). Con particolare frequenza vengono segnalati quelli postdauniani (Castiglioni, [16]; Peretti ecc.). Alcuni autori vollero anzi contraddistinguerli con un nome: Stadio del Tribulaun (Frech, depressione del limite delle nevi di 200 metri rispetto all'attuale); Stadio di Eggessen (Kinzl, depressione di 100-120 metri).

Nel Gruppo di Brenta appartengono a una sosta postdauniana i due cordoni morenici in Val Nardis, poco sopra la « Scala santa »; le piccole morene nella valletta a occidente del Turrión alto (fig. 18 e 19) e alcuni piccoli cordoni nei circhi della Pietragrande.

* * *

Valendomi dei dati sintetizzati nella tabella, che esprimono l'influenza dell'esposizione nelle variazioni del limite locale delle nevi, ho ricostruito — con gli stessi metodi, ma procedendo in senso inverso — gli antichi ghiacciai anche nei bacini dove i dati forniti dalle morene sono insufficienti o nulli. Ho cercato in questa ricostruzione di tener conto il più possibile di quegli stessi fattori che determinano nei ghiacciai attuali lo scostamento del valore del limite locale delle nevi da quello climatico.

Nella tav. V che si riferisce allo Stadio di Gschnitz si può osservare subito la sproporzione che esiste talora tra le aree del bacino collettore e del bacino ablatore; sproporzione che sembra contrastare coi principi del metodo di considerare linea di nevato la isoipsa dimezzante l'area. In realtà bisogna considerare che

questo artificio può applicarsi soltanto nel caso di pendenza pressochè uniforme del bacino glaciale e non in caso diverso. Nel caso per esempio dei ghiacci che coprivano come una calotta la spianata dei Grostedi (presso il Rifugio Stoppani) il bacino collettore è assai grande, senza che esista un bacino ablatore ben definito, poichè l'ablazione avveniva da quasi tutti i lati, probabilmente anche per cascata di masse nei burroni della Val di S. Maria di Flavona. Analogamente era assai singolare il ghiacciaio della Val Nana (sottogruppo settentrionale, tra il Sasso Rosso e il Peller) dove a un vasto pianeggiante bacino collettore fa contrasto un bacino ablatore costituito da tre sottili lingue incanalate in tre ripidissime valli.

Considerazioni sull'attuale limite delle nevi

Come già aveva osservato il Marinelli, il limite delle nevi nel Gruppo Brenta è relativamente basso, e il fatto si spiega considerando che il Gruppo è più accosto alle Prealpi di quanto lo siano per esempio i gruppi dolomitici a oriente dell'Adige. In relazione ancora con la sua posizione sta il fatto che il limite non è costante in tutto il Gruppo, ma indubbiamente si innalza nelle parti settentrionali di esso, le quali, riparate al sud dal baluardo formato dai rilievi centrali, hanno evidentemente un regime di precipitazioni che risente assai meno della posizione quasi prealpina. Questo fatto concorda del resto col generale abbassamento dei limiti climatici in genere verso le zone prealpine e non meraviglia la sua entità quando si pensa che per gruppi montuosi non lontani si sono riscontrate variazioni del limite delle nevi di oltre 300 metri.

Nel sottogruppo settentrionale si può calcolare che il limite climatico delle nevi si elevi di un centinaio di metri rispetto al sottogruppo centro-meridionale. Le prove sono di due ordini: 1) Con un valore medio del limite delle nevi di 2680 metri dovrebbero esistere alcuni piccoli ghiacciai nelle zone favorevoli all'accumulo (circhi e valloni) nella catena Pietragrande-Gran de Formenton, dove invece manca ogni traccia di ghiacciai. 2) Nello stesso sottogruppo le morene dello stadio di Daun indicano in media un valore del limite delle nevi di quasi un centinaio di metri superiore a quello delle corrispondenti del sottogruppo centro-meridionale.

Alluvioni postglaciali e attuali

Riempimento di conche. Nelle parti interne del Gruppo le formazioni alluvionali sono limitate quasi esclusivamente al riempimento di conche per lo più di natura carsica. Tipica la Pozza Tramontana, poco a sud del rifugio Pedrotti, che ha il fondo pianeggiante perchè costituito da materiale alluvionale. Analoghe sono le conche di Val Nardìs e di Malga Spora: in entrambe il materiale alluvionale è costituito in parte da un'ampia conoide poco inclinata, di materiali grossolani, nel rimanente da alluvioni più sottili, piane. In Val Nardìs il materiale alluvionale più fino è una sabbia bianca dolomitica proveniente dal disfacimento delle dolomie bianche farinose che abbondano nel Retico superiore. Ricorderò ancora la località detta Pozzòl di Tuenno (circa un chilometro a ovest dell'estremità meridionale del lago di Tovel), che è una specie di conca con un fondo piatto di alluvioni ciottolose molto grossolane, perchè ivi scompaiono nel sottosuolo le acque del Rio di S. Maria di Flavona; e una conca simile a nord del medesimo lago, dove analoga sorte subiscono le acque del principale emissario.

Alluvioni terrazzate. Alluvioni terrazzate sono presenti un po' dovunque lungo le valli della Sarca e del Noce. Mancano lungo il Melédrio, che è attualmente in fase erosiva, come pure nel tratto della Sarca a Monte di Carisolo.

Nel bacino atesino (Val di Sole da Dimaro a Caldés) è largamente sviluppato un piano alluvionale che si può chiamare attuale essendo pochissimo elevato sul letto del fiume. Esistono pure larghissimi lembi di un terrazzo alluvionale elevato sul primo di alcuni metri. Le numerose e vistose conoidi di deiezione ai due lati della valle appartengono al ciclo stesso di questo terrazzo; sono infatti raccordate al suo piano e quasi sempre tagliate frontalmente in scarpata.

Un secondo terrazzo, ancor più elevato, è quello su cui si trovano gli abitati di Malé e Terzolas.

Oltre a questi due principali terrazzamenti, appaiono anche, a cominciare da Terzolas, tracce di un altro terrazzo alluvionale, assai prossimo al fondovalle attuale.

Con questo aspetto le alluvioni terrazzate si estendono fino a poco prima del ponte di Mostizzolo. Quivi il fiume appare in fase erosiva; più a valle la morfologia generale e le formazioni quaternarie cambiano totalmente; da questo punto anzi il nome stesso della valle cambia (Val di Non). La Val di Non è determinata in primo luogo da una originaria depressione tettonica; le formazioni alluvionali della Val di Sole e della Val di Non sono in gran parte indipendenti. Probabilmente la zona del Ponte di Mostizzolo, ultimo baluardo roccioso secondario prima del vasto bacino terziario della Val di Non, costituì per la Val di Sole un livello di base rispetto al quale maturò il sistema idrografico a monte. Alla recente erosione di tale soglia rocciosa (dimostrato dalla angusta e profonda forra che il ponte attraversa) e al suo abbassarsi con ritmo non uniforme sono dovuti i terrazzi alluvionali della Val di Sole.

Nel bacino della Sarca i depositi alluvionali attuali cominciano da Carisolo, presso la confluenza delle due Sarche di Val di Genova e di Campiglio. Poco più a valle (Massimeno) si delineano qua e là lembi di un terrazzo alluvionale elevato un centinaio di metri sulle alluvioni attuali.

Frequenti anche in questo bacino sono le conoidi di deiezione; a questo proposito si osserva una caratteristica asimmetria: esse sono frequenti e abbastanza estese sulla destra della Val Rendena, mentre sono quasi mancanti sulla sinistra. Questa asimmetria è dovuta alla differenza di costituzione e di ampiezza dei due versanti: quello di destra amplissimo e che sale fino a oltre 3000 metri (Adamello), costituito da rocce cristalline e ampiamente ammantato di morenico; quello di sinistra invece assai più limitato (solo in corrispondenza del M. Tov supera 2000 metri), costituito in gran parte da porfidi quarziferi e per il resto da strati disposti a reggipoggio (inclinati a est) e quindi sfavorevoli al disfacimento.

Nel tratto tra Villa Rendena e Tione e oltre fino alla confluenza della Val Dalgone, le alluvioni postglaciali costituiscono tre principali terrazzamenti, di cui il più sviluppato è il più alto, cioè quello dove sorgono i paesi di Tione, Bolbeno, Zuclo. Nella stretta che la Sarca attraversa immediatamente a nord di Tione si possono contare ben cinque ripiani: un primo, elevato di circa 8 metri sul fondovalle; un secondo, cinque metri più alto del primo; un terzo e un quarto rispettivamente di m. 2 e 3,50

circa, e un quinto (corrispondente al terrazzo di Tione) che si eleva di 7-8 metri sul precedente, e sul quale corre la carrozzabile che conduce a Campiglio. Gli altri terrazzamenti più alti sono di età interglaciale. In questa stretta è notevole il fatto che la Sarca incide per qualche breve tratto la roccia in posto (dolomia ladinica e poi norica).

Come in altra pubblicazione [94] ho già esposto, questi terrazzamenti non hanno riscontro con quelli del rimanente corso della Sarca. La gola della « Scaletta » costituisce l'elemento separatore. Ancora attualmente ivi la Sarca è in fase di rapida erosione e il suo letto è più inclinato che nei tratti vicini. Anche in questo caso lo sbarramento naturale costituì e costituisce ancora un transitorio livello di base rispetto al quale maturò il tratto di valle a monte. Anche in questo caso le vicende erosive della soglia hanno determinato la formazione dei terrazzi alluvionali postglaciali.

Nella Conca di Stenico, oltre a un breve tratto di alluvioni attuali, esiste un solo grande terrazzo postglaciale; il terrazzo di Campo. Esso è elevato un centinaio di metri sopra l'attuale fondovalle e questa sua singolare elevazione si spiega ammettendo anche per il bacino di Stenico che le vicende fluviali postglaciali sieno state legate al livello di base transitorio della gola del Limarò, il cui recente rapido approfondamento è evidente. Infatti la gola, nelle sue parti più meridionali, è incisa a forma di *cañon* per circa 200 metri al di sotto della erosione a forma di U prodotta dalle ultime lingue dei ghiacci dell'espansione vurmiana (si veda per questo la fig. 4 nella citata pubblicazione [93]).

Raffronto tra le alluvioni interglaciali e le postglaciali

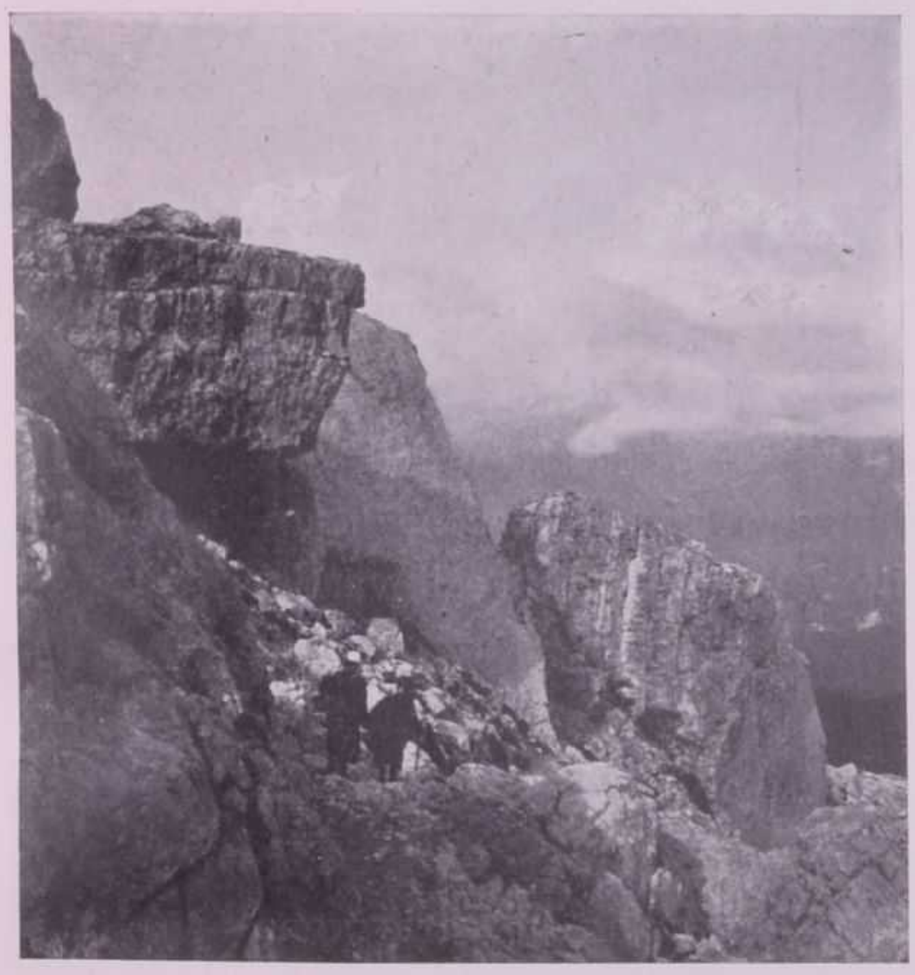
Una semplice occhiata alla carta mostra che le alluvioni interglaciali si addentrano assai più che non le postglaciali nelle parti interne del Gruppo. Così per es. si trovano sui ripiani della Val di Non, dove attualmente i torrenti sono in fase erosiva; si trovano sul Doss di S. Brigida in Val Meledrio, mentre attualmente il torrente è sempre in fase erosiva fino al suo sbocco nel Noce a Dimaro. Analoghe considerazioni valgono per le zone periferiche meridionali.

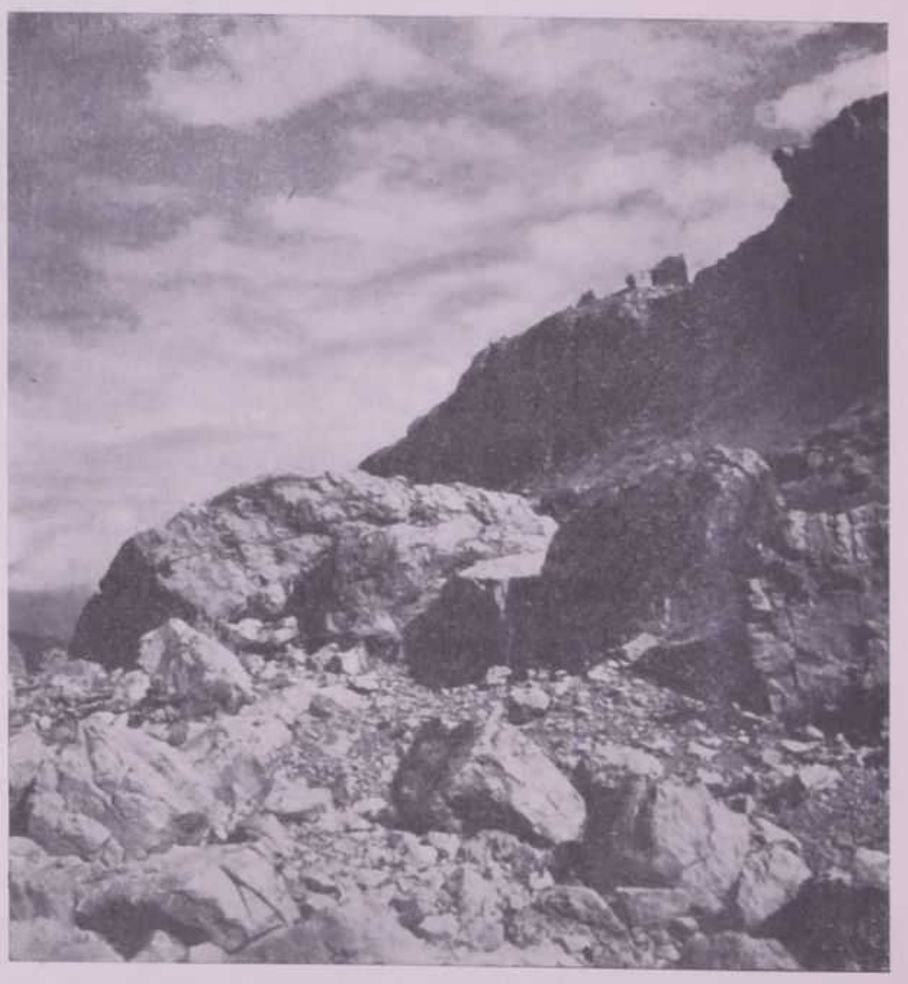
Questo fatto, che è generale nella regione alpina e che qui trova ora una nuova conferma, è dovuto, secondo alcuni autori,

come Ampferer, Heim, Klebelsberg, Dal Piaz ecc., ad abbassamento relativo della parte centrale della catena alpina rispetto alle parti periferiche e attribuito specialmente all' interglaciale Riss - Würm.

Frane e detriti di falda

Come si rileva dalla carta geologica, le fascie e le conoidi di detriti di falda sono frequenti un po' dappertutto. La loro abbondanza si spiega con l'enorme spessore delle formazioni cal-





(fot. dott. L. Candida)

Figg. 20 e 21 - Aspetti dei grandiosi scoscendimenti nella Dolomia Principale nella zona tra i rifugi Tuckett e Stoppani.

caree e dolomitiche associato a una morfologia aspra e frastagliatissima, alla notevole altitudine media, fattore quest'ultimo reso ancora più accentuato dalla depressione dei limiti climatici.

I materiali di scoscendimento non hanno però dovunque lo stesso aspetto. Dove provengono dal disfacimento dei calcari e dolomie del Retico superiore, e cioè nella maggior parte del Gruppo, sono costituiti da detrito per lo più relativamente minuto che forma ampie fascie o ghiaioni spesso regolarissimi. Dove invece provengono dal disfacimento della dolomia norica sono grossolani e spesso giganteschi, poichè derivano non tanto

da un disfacimento superficiale lento e continuo, ma più spesso da crolli e franamenti di intere masse rocciose (1).

Questo tipo di materiali è circoscritto al maggiore affioramento di dolomia norica, cioè a quel tratto della catena principale che va dalla Val Brenta Alta al passo del Grosté; anzi soltanto nel versante a occidente del displuvio principale (figg. 20 e 21). Questa limitazione al solo versante occidentale dipende manifestamente dall'inclinazione a ovest della pila stratificata, che favorisce lo scoscendimento nel versante a franapoggio e lo ostacola nell'altro. Nella carta geologica un particolare tratteggio rappresentativo distingue questi grandi scoscendimenti dal comune minuto detrito di falda.

L'aspetto delle masse franate nella zona nominata è dei più grandiosi. Il sentiero che collega i rifugi Tuckett e Stoppani offre una serie indimenticabile di suggestive visioni: dovunque ciclopici blocchi che ora incombono paurosamente a strapiombo, ora si presentano in ammassi smisurati e caotici che danno una delle più vive impressioni della rapida violenza con cui la natura distrugge una sovrumana architettura da lei stessa creata con un lento lavorìo di millenni. Aggiunge vivezza alla scena la armonica grandiosità dei rilievi, delle valli circostanti e il vastissimo lontano orizzonte.

Terreni poligonali di tipo artico

Negli ultimi anni si sono andati scoprendo in varie zone delle Alpi i caratteristici terreni poligonali di tipo artico.

Sul Gruppo di Brenta ho potuto osservare alcuni bellissimi esempi di questo curioso fenomeno nelle zone prossime ai ghiacciai (fig. 22). Sono particolarmente evidenti quelli della spianata che fronteggia la Vedretta dei Fulmini. Sulla roccia (dolomia norica) poggiano qua e là sottili coperture di terriccio fino, che appare diviso da un reticolato di fessure in poligoni aventi una certa regolarità, con cinque e più spesso con sei lati quasi perfet-

(1) Una notevole frana nella Dolomia Principale avvenne in Val Brenta Alta nel maggio 1882, frana già nota a vari autori (Richter, Neumayr, Frech, Schwinner, Marinelli, Ricci, ecc.). Oggi, percorrendo detta valle non si riesce però a distinguerla dal materiale di frane precedenti, poichè il breve tempo è già stato sufficiente per cancellare le tracce di freschezza, sia nel materiale franato sia nella nicchia di distacco.

tamente rettilinei. Gli orli delle singole zolle non sono sollevati, come per es. nell'argilla disseccata. Lungo le fessure crescono piccole erbette. I frammenti di roccia, sparsi nel terriccio, non hanno, come in altri frequenti casi, distribuzione ordinata.



(fot. dott. L. Candida)

Fig. 22 - Terreni poligonali di tipo artico presso la Vedretta dei Brentei.

TETTONICA



La tettonica del Gruppo di Brenta, presenta un grande interesse non soltanto per la conoscenza del Gruppo in se stesso, ma anche e soprattutto per problemi di carattere molto più generale, come sarebbero i rapporti tra i terreni austroalpini e i sudalpini, tra il Sudalpino orientale e il Sudalpino occidentale, e infine tra tutti questi e il grande ammasso intrusivo dell'Adamello.

Tenendo di vista questo scopo, nel presente capitolo ometto tutti i particolari descrittivi che si possono più precisamente desumere dalla carta geologica e dai numerosi profili, e prenderò in considerazione anche alcune zone limitrofe, specialmente la regione tra il Gruppo dï Brenta e il Lago di Garda, a me nota non soltanto attraverso la bibliografia, ma per avervi eseguito un nuovo rilevamento geologico ad 25000, che verrà pubblicato a suo tempo nel foglio « Riva » della Carta Geologica delle Tre Venezie.

LA LINEA DELLE GIUDICARIE

Con nome di « linea delle Giudicarie » si intende la grande linea di dislocazione che decorre approssimativamente dal lago di Idro all'Isarco, poco a sud di Mules, dove piega per continuarsi a oriente con la « linea della Pusteria ».

Questa imponente linea tettonica, che si sviluppa in direzione SSW-NNE per una lunghezza di circa 150 km. contribuisce in larga misura, coi fenomeni tettonici e morfologici concomitanti,

a dare una particolare fisonomia alla parte centrale del versante meridionale delle Alpi.

La « linea delle Giudicarie » si divide naturalmente in due parti che differiscono tra loro per molti caratteri, parti che chiamerò per brevità: « linea delle Giudicarie nord » e « linea delle Giudicarie sud » (1). Il punto di separazione è da porsi in Val di Sole, presso Dimaro, all'incontro cioè con la « linea insubrica ».

La « linea delle Giudicarie nord » separa il paese sudalpino (a sud-est) del paese austroalpino (a nord-ovest), e costituisce quello che fino a pochi anni fa si designava col nome di « limite alpino - dinarico » (2). Lungo di essa si allineano alcuni piccoli ma interessanti nuclei tonalitici che rappresentano il collegamento tra il massiccio intrusivo dell' Adamello - Presanella e quello di Monte Croce e i vicini di Ivigna e di Bressanone [23]. Questa linea non è conosciuta ancora nei suoi particolari in tutta la sua lunghezza; si sa tuttavia che per effetto di essa i terreni scistoso - cristallini delle Tirolidi vengono parzialmente a ricoprire il Sudalpino; risulta inoltre [3] che, almeno nella parte prossima al massiccio di Monte Croce, la dislocazione consta non di una semplice frattura ma di un insieme di fascie milonitiche che interessa assai ampiamente zone rocciose sia nell'interno del massiccio stesso, sia i terreni scistoso - cristallini a NW. Nell'insieme si può considerare come una faglia inversa su vasta scala.

La « linea delle Giudicarie sud » invece (cioè il tratto dalla Val di Sole al Lago di Idro) è ritenuta come una semplice grande frattura entro il Sudalpino (=Dinaridi auct. pro parte). In conseguenza del fatto che lungo questa frattura si allinearono larghi solchi vallivi, accade che i depositi quaternari (alluvioni, morene e detriti) coprono quasi dovunque la dislocazione, di modo che mancano notizie particolareggiate.

Si è creduto finora di vedere ben denudata la « linea delle Giudicarie sud » nel versante orientale del Doss del Sabión (a

(1) Se già il termine « linea delle Giudicarie » non fosse entrato nell' uso generale, sarebbe più opportuno, non solo dal punto di vista geologico, ma anche per il significato geografico, limitare il nome « linea delle Giudicarie » alla sola parte meridionale, da Dimaro a Idro.

(2) Il termine « limite alpino - dinarico » è da abbandonarsi per due ragioni (Dal Piaz, [30]): perchè i più recenti studi hanno dimostrato non esistere tra Austridi e Dinaridi quella netta separazione che per l' innanzi si credeva; inoltre perchè è preferibile, seguendo la proposta di Dozy accettata da Streckeisen e Dal Piaz G. B., limitare il nome « Dinaridi » al sistema tettonico propriamente dinarico e sostituire nella zona delle Alpi meridionali il termine assai più proprio di « Sudalpino ».

est di Pinzolo). Quivi si osserva assai chiaramente un contatto tettonico tra la massa granitica del Doss del Sabión (con le sue differenziazioni) e i terreni sedimentari della Val Lagol. Così fu considerata per esempio da Salomon [67], Trener [86], Schwinner [74], Teichmüller [83].

Anzi a questo proposito qualche autore ha creduto di vedere nella frattura orientale del Doss del Sabión la continuazione del cosidetto « limite alpino - dinarico » (Henny [46]). Secondo questo modo di vedere tale «limite » attraversa la Val di Sole, raggiunge il fianco orientale del Doss del Sabión e di qui piega bruscamente entro la massa tonalitica della Presanella, per riapparire poi a occidente in corrispondenza della « linea della Gallinera ». Questa concezione è ormai oltrepassata, poichè, secondo gli studi più recenti (Cornelius, Cornelius - Furlani, G. B. Dal Piaz) non si può ammettere che la « linea della Gallinera » — semplice sinclinale permiana entro il cristallino sudalpino (= dinarico) — sia elemento separatore tra il Sudalpino e le radici delle falde austroalpine superiori, come interpretava Staub.

Ritornando alla frattura orientale del Doss del Sabión, essa non solo non può rappresentare l'ipotetico « limite alpino - dinarico », ma per di più non coincide neppure con la « linea delle Giudicarie », come finora si è ritenuto.

Rettifica alla « Linea delle Giudicarie sud » nel tratto del Doss del Sabión

La « linea delle Giudicarie sud » è sempre stata rappresentata finora come rettilinea ad eccezione di un piccolo tratto che si estroflette a est, per lasciare a ovest la parte più elevata del Doss del Sabión. In realtà nessuno studio di dettaglio è stato compiuto finora nella zona in questione con sufficiente ampiezza per risolvere i problemi tettonici, che sono assai complessi. La stessa carta del Salomon [67] è in quest'area schematicissima.

Era quindi naturale che in una prima approssimazione si tendesse a ritenere che tutte le masse intrusive fossero situate a occidente della « linea delle Giudicarie ».

Neppure io sono in grado di risolvere totalmente la questione, perchè (come dimostra la carta) il mio rilevamento non si estende a tutta la zona del Doss del Sabión, ma soltanto al suo

lato orientale. Esporrò quindi le mie conclusioni parziali e i problemi che ne derivano.

Le mie osservazioni mi inducono a ritenere che il nucleo intrusivo del Sabión resti a oriente della « linea delle Giudicarie sud », come ho già esposto in una nota di carattere preliminare [95]. E ciò per le seguenti ragioni:

a) La frattura, o meglio il fascio di fratture, a oriente del Doss del Sabión non si continuano a sud con la « linea delle Giudicarie sud », ma entrano nella pila sedimentaria del Gruppo di Brenta, mostrandosi così del tutto simili alle altre numerose fratture che solcano da nord a sud il Gruppo stesso.

b) Il nucleo intrusivo del Sabión sembra limitato anche a occidente da una linea di dislocazione. Schwinner [74, pag. 149-150], esprimeva l'opinione che nella zona tra Malga Fosadei, nel versante ovest del Doss del Sabión, e Vadaione, presso Giustino, dovesse passare una linea di dislocazione con l'ala settentrionale sollevata.

E' quindi naturale, date queste premesse, che sia la dislocazione occidentale la vera « linea delle Giudicarie sud », tanto più che in questo modo l'andamento della linea stessa risulta più rettilineo, e quindi più naturale e più coerente rispetto al rimanente.

Come risulta dalla carta, benchè non sia delimitato a ovest, il nucleo intrusivo del Doss del Sabión ha nell'insieme una forma notevolmente diversa da quanto finora si riteneva, e che appariva dalla carta del Salomon [67] e dallo schizzo di Trener [86, pag. 104]. Soprattutto è più allungato in direzione NNE-SSW, poichè i piccoli affioramenti granitici a nord della segheria Fogaiard, non sono altro che la continuazione della massa del Sabión, soltanto separati in superficie dai terreni quaternari.

Per quanto si può dedurre dagli affioramenti, sembra che la forma generale sia quella di una mandorla, allungata parallelamente alla « linea delle Giudicarie ».

Dopo queste premesse generali risulta in modo sorprendente l'analogia con l'ammasso granitico di M. Croce, lungo la « linea delle Giudicarie nord ».

L'ammasso di M. Croce si trova ugualmente orientato, e limitato a est dalla frattura Palade - Foiana, e ovest dalla « linea delle Giudicarie nord ». Mentre Staub considerava tutta la massa granitica di M. Croce come situata a occidente del cosidetto

« limite alpino - dinarico » valsero soprattutto i recenti lavori di G. B. Dal Piaz [25] e di Andreatta [3] a determinarne esattamente la posizione nel quadro tettonico della regione. Per di più l'età terziaria, i rapporti con le fasi orogenetiche alpine, la vastità e l'ubicazione delle zone milonitiche, la forma generale a mandorla, dovuta all'azione delle due intense dislocazioni periferiche, furono scoperte e analizzate coi più delicati metodi della Petrotettonica da Andreatta [3].

Ho voluto accennare alle analogie del nucleo intrusivo del Sabión con quello di M. Croce soprattutto per due ragioni; perchè uno studio particolareggiato del primo potrà essere utilmente orientato dall'analogia col secondo; inoltre perchè, come è ormai dimostrato che il massiccio di M. Croce (con quello adiacente di Ivigna) è situato a oriente della « linea delle Giudicarie nord », così si può affermare, per analogia, che nessuna considerazione teorica si oppone al considerare anche il nucleo del Sabión come situato a oriente della « linea delle Giudicarie sud ».

La posizione tettonica del nucleo del Sabión e alcuni problemi relativi

Secondo le ipotesi finora formulate e secondo il nuovo rilevamento geologico, la linea tettonica che segna il limite della massa intrusiva del Sabión verso oriente non è dunque la « linea delle Giudicarie » ma una faglia che in essa confluisce a nord della massa intrusiva stessa.

A questo proposito appare un'altra analogia coi massicci sopra nominati: quello di Ivigna è limitato a ovest dalla « linea delle Giudicarie nord », a est dalla « linea di Nova », che più a nord confluiscono [25, pag. 312]. Sul significato generale della confluenza di varie linee tettoniche nella « linea delle Giudicarie » si vedrà più oltre. Occorre ora premettere che la « linea delle Giudicarie » è stata considerata come linea di scorrimento prevalentemente orizzontale (col labbro orientale spostato verso nord) (Heritsch, Seidlitz, Bubnoff ecc.). Anche altre linee di frattura situate a oriente e con andamento grossolanamente parallelo, furono interpretate come scorrimenti prevalentemente orizzontali (Schwinner, Spitz, Trevisan).

Questa ipotesi del costante carattere di faglie con spostamento orizzontale di tutto il fascio di fratture in direzione giudicariense (=Nonsberger Dislokationsbündel di Spitz), può oggi considerarsi come un fatto accertato, poichè concorda con tutti gli elementi di dettaglio e generali che ho potuto osservare durante il nuovo rilevamento. Ammesso così questo carattere nelle dislocazioni in parola, risulta, che — analogamente ancora al massiccio di M. Croce — (1) il nucleo del Doss del Sabión deve la sua forma a mandorla all'essersi trovato tra due correnti tettoniche. Mi auguro che venga eseguito a questo proposito uno studio petrotettonico, dal quale risulterà se il parallelo coi massicci e nuclei più settentrionali si potrà continuare fino ad ammettere anche per il granito del Sabión due fasi metamorfiche, cioè una documentata da deformazioni paracristalline e un'altra posteriore, da deformazioni postcristalline e da milonitizzazioni.

L'affioramento del nucleo del Doss del Sabión è determinato da una particolare grande piega che i terreni sudalpini presentano in corrispondenza di un gran tratto della « linea delle Giudicarie sud »: questa piega è manifesta presso Tione (versante occidentale del M. Àmolo) dove la pila mesozoica si incurva fino a presentarsi con gli strati verticali. Più a nord questa piega si affievolisce, finchè al passo Stablei (a N del M. Tov, alla latitudine di Caderzone in Val Rendena) gli strati ritornano bruscamente alla verticale e più oltre si rovesciano verso ovest. Quivi dispaiono improvvisamente i porfidi quarziferi, e, dopo alcuni sottili lembi di filladi quarzifere. appare la roccia intrusiva rappresentata per lo più da apliti. Il rovesciamento della serie, che fa affiorare improvvisamente i terreni più profondi e di conseguenza anche il granito, si può paragonare a quello di una zolla di terra, tagliata, sollevata e ribaltata dall'aratro.

(1) Nel paragone mi riferisco al massiccio del M. Croce perchè è quello meglio conosciuto. L'analogia con grande probabilità, si estende anche al massiccio di Ivigna e, almeno in parte, ai piccoli nuclei tonalitici scoperti da G. Dal Piaz [23] lungo la « linea delle Giudicarie nord ». Anch'essi infatti, e manifestamente quello di Samoclevo. sono intensamente milonitizzati [18, pag. 293]. La milonitizzazione, dopo gli studi di Andreatta sul massiccio di Monte Croce, si interpreta come deformazione postcristallina, avvenuta in una fase di movimento posteriore e ben distinta da quella che aprì le vie all' intrusione.

IL FASCIO DI FRATTURE DEL GRUPPO DI BRENTA

Carattere costante delle fratture, che appare immediatamente da uno sguardo ai profili, è l'immersione dei piani di faglia verso occidente. Soltanto qualche frattura limitatissima e di significato puramente locale ha immersione diversa.

Alcune di queste fratture (specialmente nel versante orientale) hanno carattere di faglie inverse; altre (specialmente nel versante occidentale) di faglie dirette. Il valore del rigetto è vario, e sorpassa talvolta un migliaio di metri. Tuttavia il rigetto verticale, che è il carattere più appariscente di queste fratture, non è che un effetto secondario del movimento reale avvenuto in quanto non ne rappresenta che una componente. La componente principale del movimento determinò uno scorrimento orizzontale d'un labbro a fianco dell'altro. Si possono definire dunque faglie con prevalente movimento orizzontale; anzi, data l'entità veramente notevole delle principali di esse acquistano quasi il significato di « *paràfore* » (1).

Questo speciale carattere delle fratture risulta da tre ordini di considerazioni:

a) dall'osservazione delle striature lungo i piani di frattura: esse si manifestano sempre prevalentemente orizzontali.

b) dal fatto che le principali fratture separano zolle con facies differenti (su questo argomento si ritornerà in seguito).

c) da considerazioni sull'andamento complessivo delle fratture e dalle modalità con le quali esse si inseriscono le une nelle altre.

*
* *

L'esistenza di tal genere di dislocazioni era in parte già nota: Heritsch suppose che la «linea delle Giudicarie » fosse uno scorrimento orizzontale, cioè una spinta in avanti delle Alpi orientali rispetto alle Alpi occidentali. Schwinner ammetteva che la « li-

(1) Col termine *paràfore* si intendono fratture con prevalente componente di movimento orizzontale, traversanti tutto il blocco continentale, per lo più in connessione con processi magmatici.

nea Clamer - Rossati » (nell'orlo orientale del Gruppo di Brenta) presentasse « *eine starke Verschiebungskomponente in del Längsrichtung* » [72, pag. 213].

Il nuovo rilevamento da me eseguito ha messo in luce l'esistenza di altre grandi linee di frattura, di cui le principali furono già brevemente descritte in una nota preventiva [92] e che ora appaiono nella carta geologica. Avendo in seguito esteso il rilevamento di dettaglio e le ricerche anche alla regione tra il Gruppo di Brenta e il lago di Garda, e poichè questa regione rappresenta la naturale continuazione tettonica del motivo fondamentale del Gruppo di Brenta, estenderò lo sguardo d'assieme a tutto il territorio dal Noce al Garda.

Il meccanismo delle dislocazioni: come si sommano i rigetti delle singole fratture

Un carattere costante di tutte le principali fratture che solcano il Gruppo di Brenta in direzione approssimativamente nord-sud è che all'estremità meridionale della frattura uno dei due labbri forma una spiccatissima piega a ginocchio per lo più rovesciata. Nei casi in cui l'erosione è più profonda si scorge che la piega a ginocchio è spezzata alla base e rappresenta quindi una fronte di sovrascorrimento. Poichè questo motivo tettonico è assai caratteristico merita di essere esaminato un po' partitamente.

Si osservino a questo scopo le figure 23, 24, 25, 26 e 27.

Dall'esame comparativo degli schizzi appare che il fatto tettonico illustrato si ripete con caratteri generali assolutamente costanti; agli esempi figurati si può aggiungere il raddoppiamento della Dolomia Principale nella zona della Cima Gaiarda (profilo XIII). In questo caso manca il piegamento frontale della serie ed è visibile soltanto il ricoprimento verso sud. La mancanza della zona frontale piegata si può attribuire a distruzione operata dall'erosione.

Questo particolare stile tettonico si ritrova anche a sud del Gruppo di Brenta, e cioè presso Arco, nella bassa valle della Sarca, dove le pieghe a ginocchio, analogamente a quella del lago di Toblino, portano anche al rovesciamento degli strati.

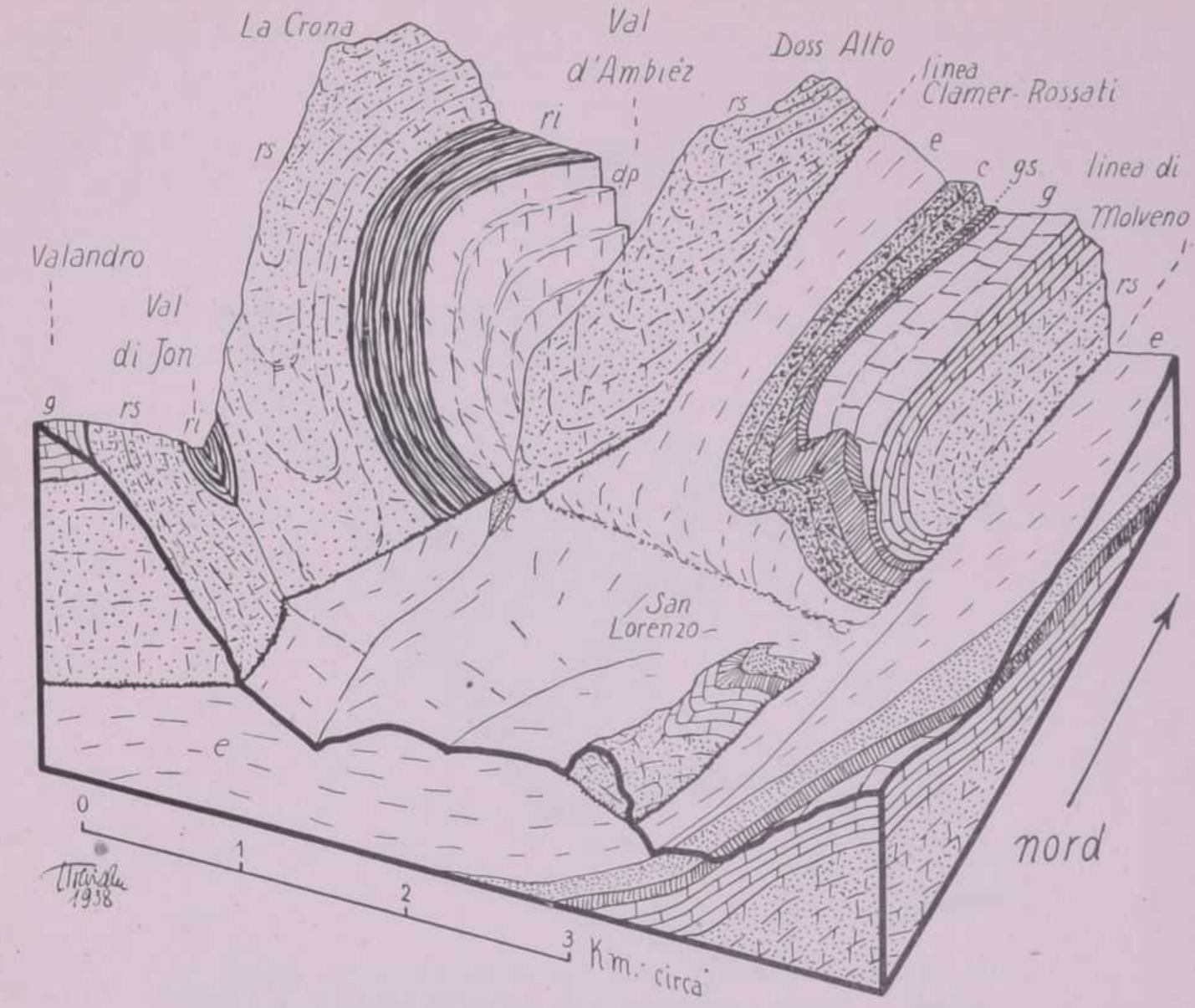


Fig. 23 - Stereogramma dei dintorni di S. Lorenzo in Banale.

dp = Dolomia Principale (Norico). *ri* = Retico inferiore. *rs* = Retico superiore.
g = Giurese inferiore e medio. *gs* = Giurese superiore. *c* = Cretaceo. *e* = Eocene.

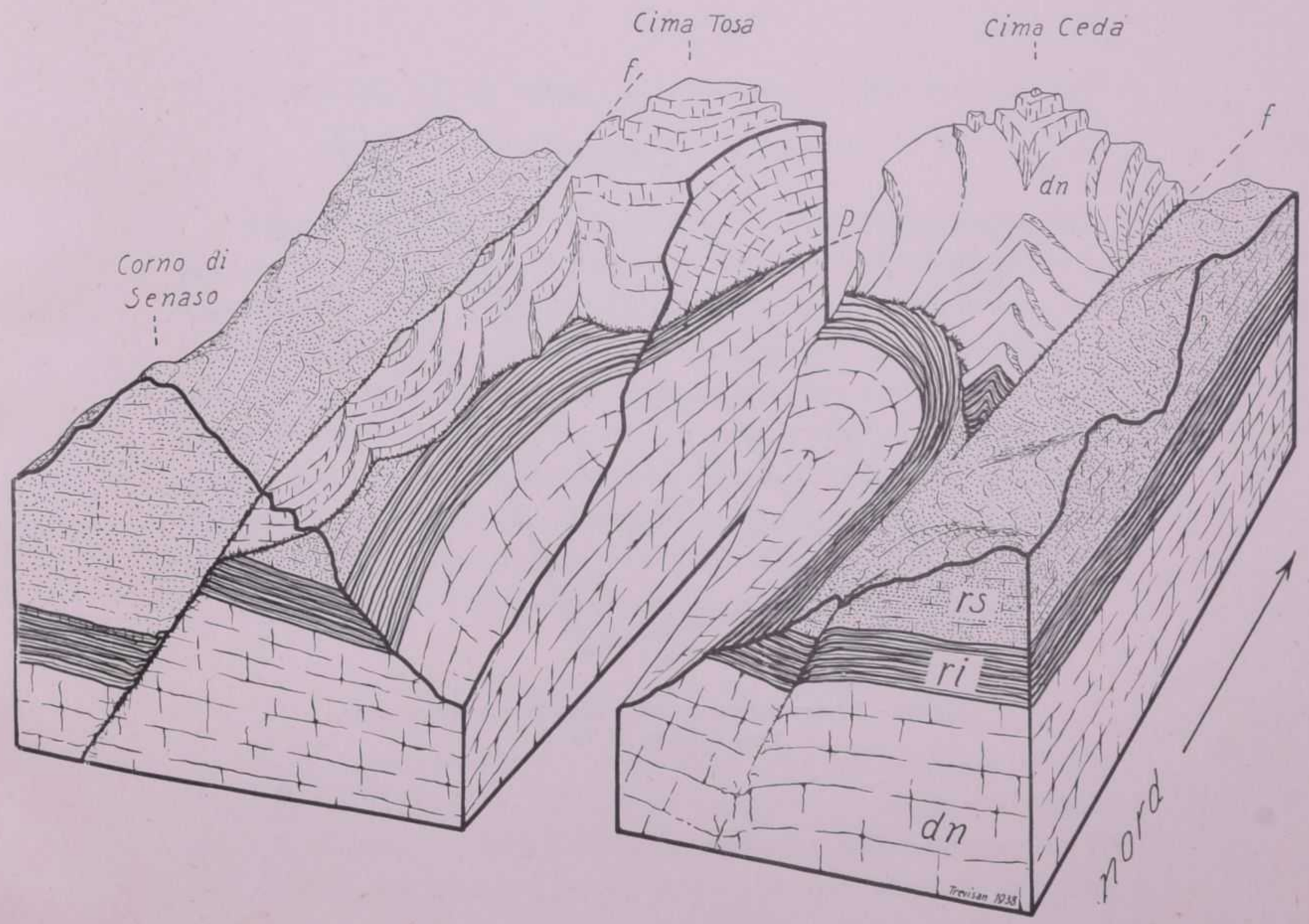


Fig. 24 - Stereogramma dell'alta Val d'Ambiéz. È disegnato tagliato nel mezzo perchè risulti più evidente il sovrascorrimento della zolla di Cima Tosa, avvenuto lungo il piano *p*. — Con *f* sono indicate le fratture con scorrimento prevalentemente orizzontale; quella di sinistra è la *Linea della Vedretta dei Camosci*, quella di destra è la parte meridionale della *Linea della Pozza Tramontana*.

dn = dolomia norica. *ri* = Retico inferiore. *rs* = Retico superiore.

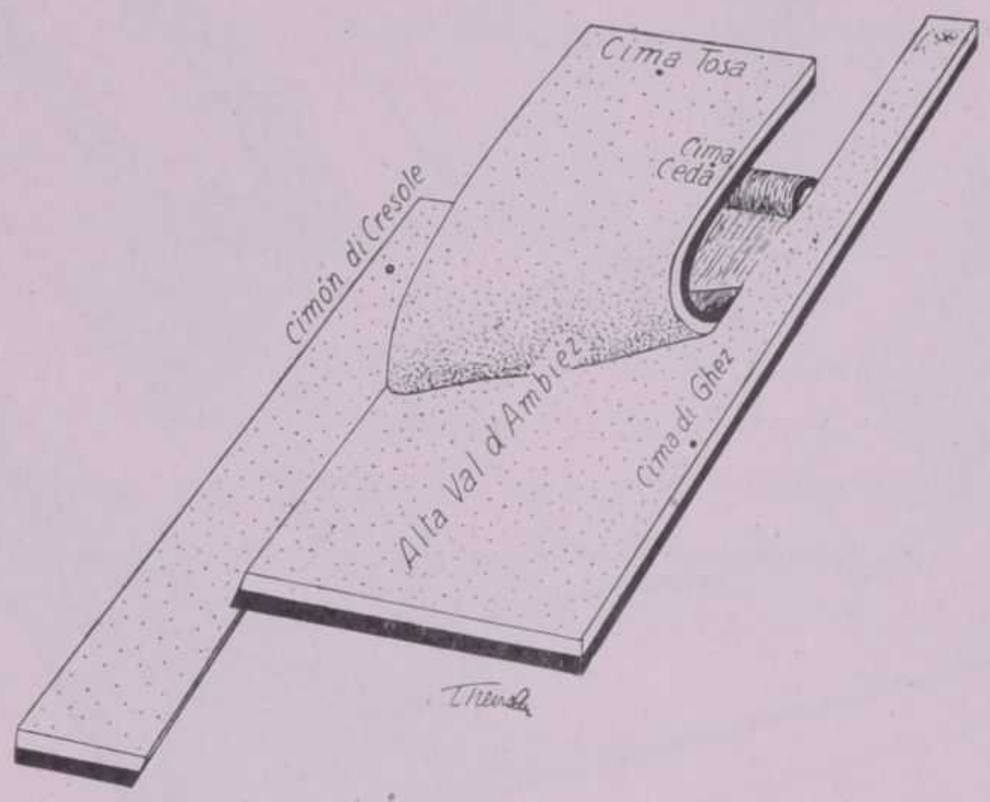


Fig. 25 - La stessa zona della figura 24, un po più estesa a sud. — Questa rappresentazione plastica indica la deformazione tettonica subita da un orizzonte qualunque preso come riferimento. Riproduce quindi la superficie tettonica indipendentemente da quella topografica. I nomi sono riportati per riferimento topografico.

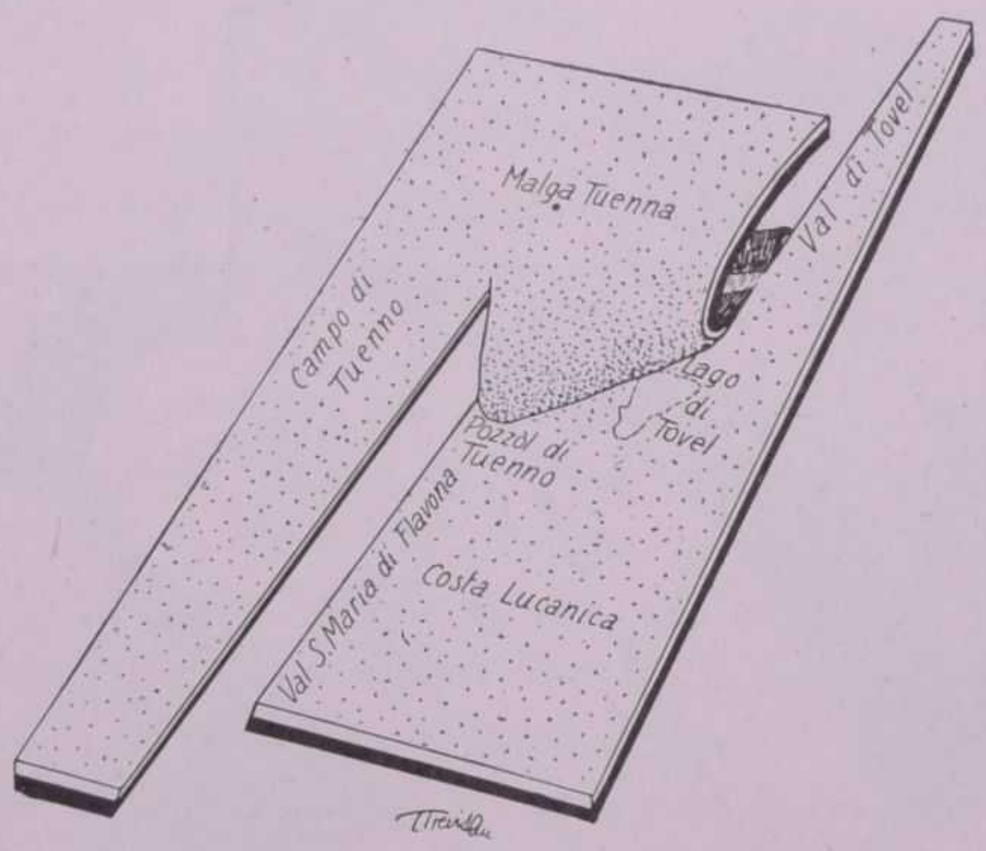


Fig. 26 - Rappresentazione della superficie tettonica nella zona del lago di Tovel.

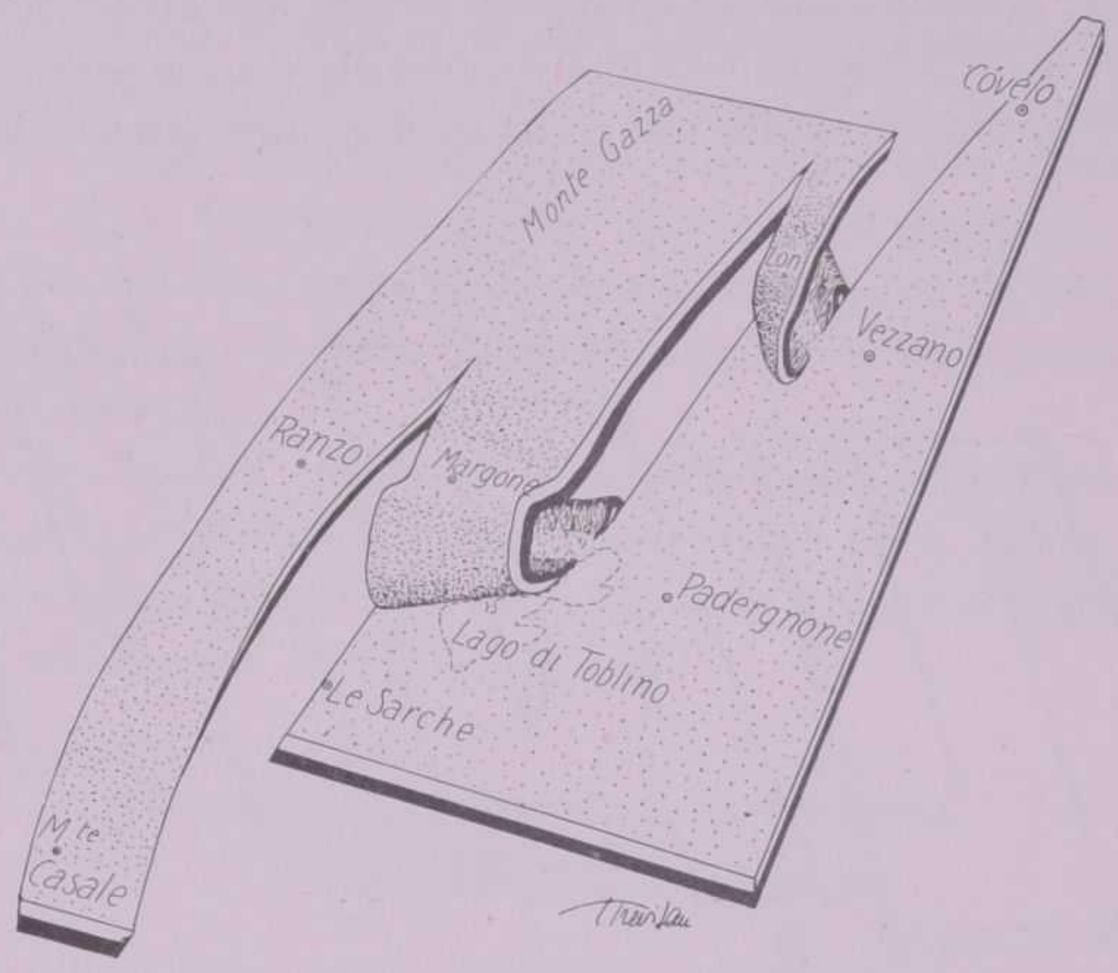


Fig. 27 - Rappresentazione della superficie tettonica nella zona del lago di Toblino. Confrontando con la fig. 26 appare evidente l'analogia della posizione tettonica dei laghi di Tovel e di Toblino.

Il significato delle pieghe a ginocchio e dei sovrascorrimenti che le accompagnano

Schematizzando quanto risulta dalle osservazioni sopra esposte risulta evidente che le pieghe a ginocchio col relativo sovrascorrimento che le accompagna, che giunge all'entità di una traslazione orizzontale di almeno tre chilometri, rappresentano il meccanismo con cui le faglie orizzontali (o le parafore) si innestano le une nelle altre sommando i singoli spostamenti. In altre parole con questo meccanismo l'insieme di tali linee assume il significato di un sistema di faglie orizzontali vicarianti, cioè un fatto tettonico unico di ordine superiore.

La figura 28 riassume schematicamente tale meccanismo.

Andamento delle fratture

Per riconoscere l'andamento delle maggiori linee di frattura è necessario estendere l'indagine a regioni contigue. A questo scopo per quanto riguarda l'Alta Anaunia mi sono servito di rilevamenti inediti messi gentilmente a mia disposizione dal prof.

Fabiani; la parte a sud del Gruppo di Brenta fino all'estremità settentrionale del lago di Garda è di mia diretta conoscenza avendone eseguito un nuovo ordinamento al 25 mila (ancora inedito).

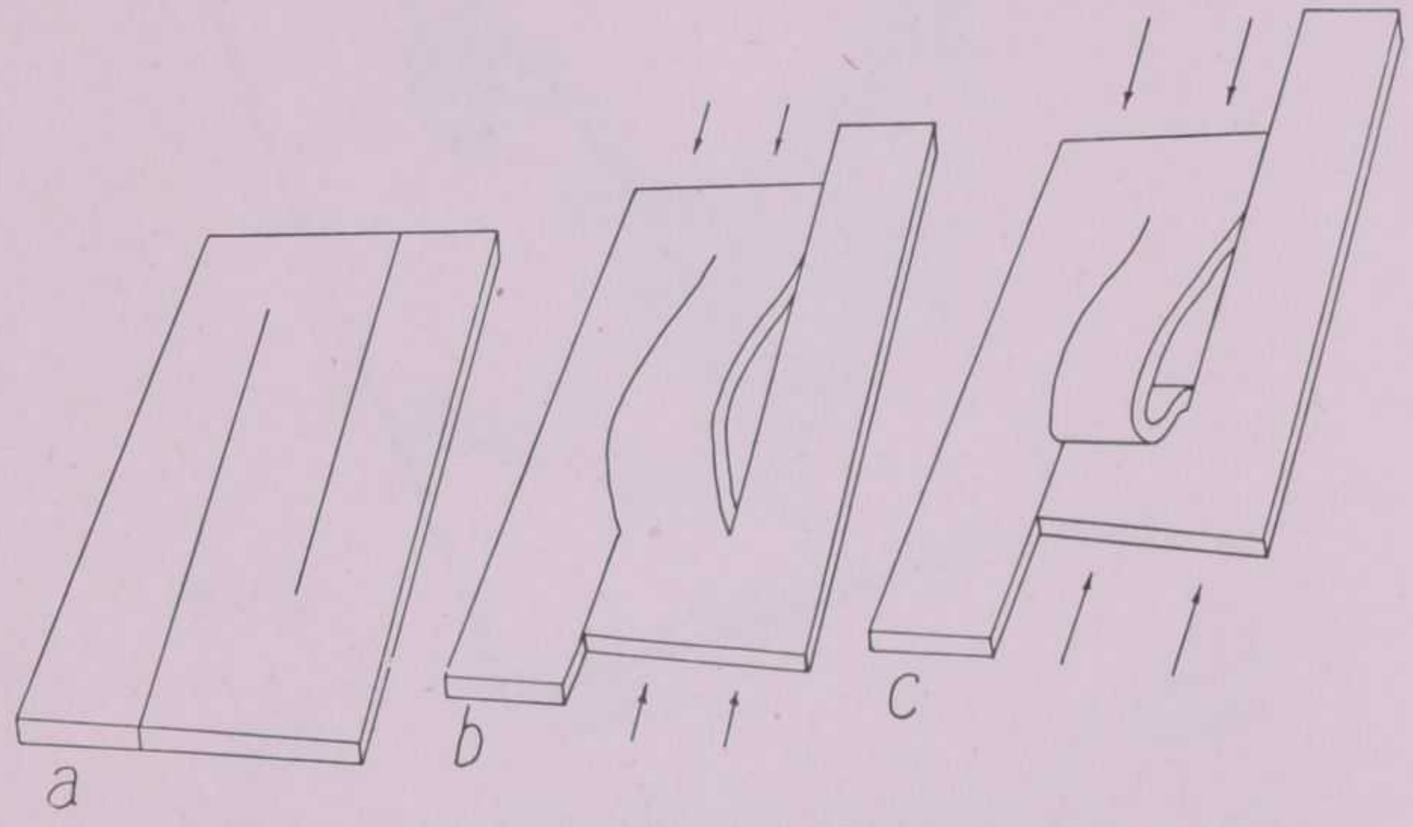


Fig. 28 - Schema per mostrare il meccanismo col quale due fratture con spostamento orizzontale sono vicarianti tra loro. — In *a* è rappresentato un blocco prima della deformazione, in *b* e *c* lo stesso blocco con deformazioni di varia entità. — Le frecce indicano la direzione del movimento.

Le figure 29 e 30 mostrano l'andamento delle principali linee di frattura. Esse, che nel Gruppo di Brenta divergono leggermente tra loro a ventaglio verso nord, verso sud convergono fino a riunirsi nella fossa tettonica del lago di Garda. Nella regione della bassa Sarca le fratture appaiono strettamente affiancate le une con le altre, come mostra la figura 31.

Dopo aver constatato che le linee di frattura sono vicarianti tra di loro, si conclude che la fossa tettonica del Garda è collegata da un sistema continuo di fratture con la linea delle Giudicarie.

Il fatto ora enunciato costituisce una novità di un certo rilievo: si riteneva infatti fino ad ora che le fratture tra l'Adige e la linea delle Giudicarie (quelle che erano note) avessero decorso parallelo a quest'ultima; tanto che si parlava di una « direzione giudicariense ». Tali fratture al contrario confluiscono nella « Linea delle Giudicarie ».

Ne consegue che la linea delle Giudicarie perde almeno in parte il carattere di parafora che le fu attribuito, poichè la funzione di zona a scorrimenti orizzontali viene assunta in gran

parte dal sistema di fratture in essa confluenti e, più a sud, dalla fossa tettonica del lago di Garda. Soprattutto era poco convincente che avesse carattere di parafora la linea delle Giudicarie sud, nel tratto da Pinzolo a Idro. Non è possibile infatti dalla bibliografia nè dalle carte geologiche esistenti farsi un'idea della vera essenza di tale linea, che potrebbe forse non essere neppure una frattura.

Invece sembra che la parte settentrionale della linea delle Giudicarie, da Madonna di Campiglio verso nord, debba avere carattere anche di scorrimento orizzontale, poichè si inseriscono in essa le linee del Gruppo di Brenta.

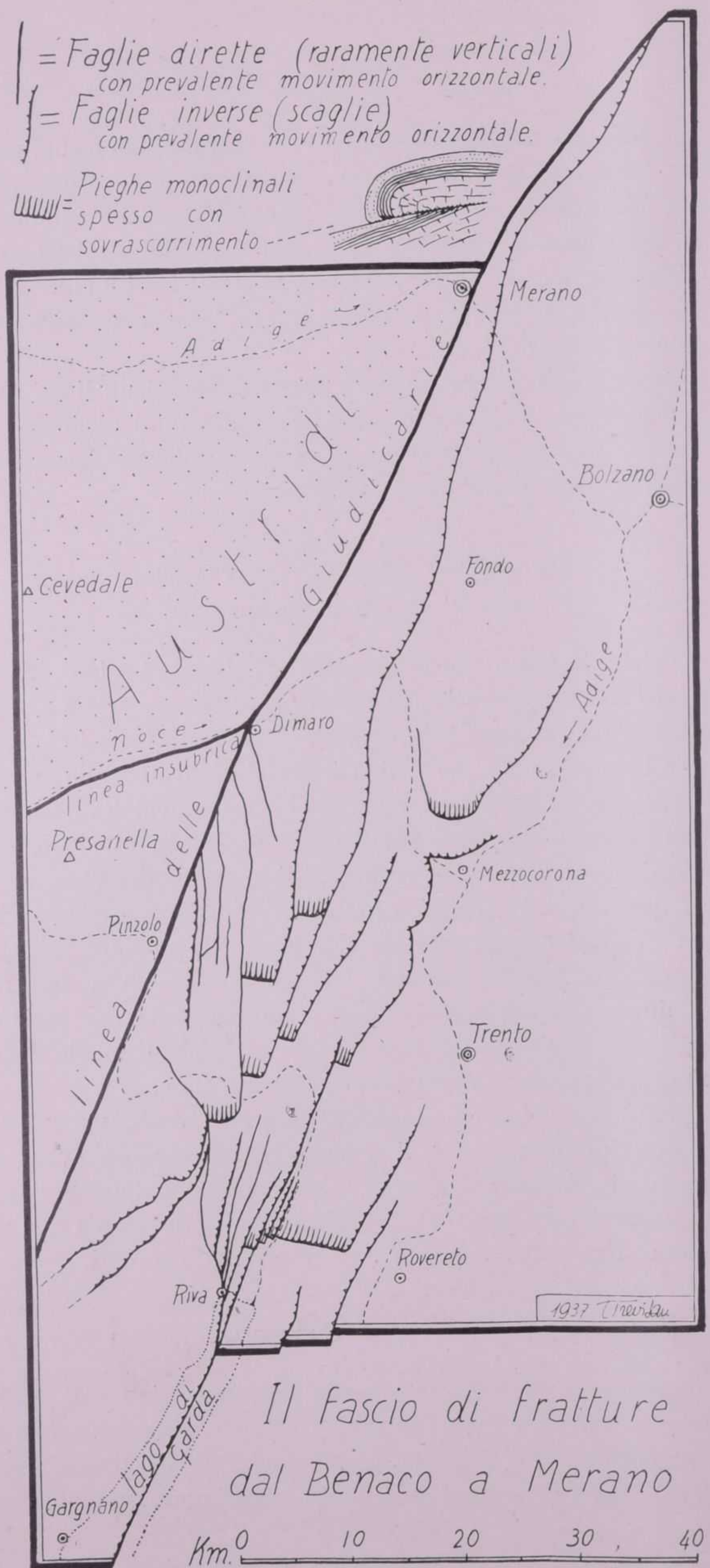
Carattere unitario delle fratture con scorrimento orizzontale

Poichè le fratture sono vicarianti e collegate tra loro, si può pensare che rappresentino la manifestazione superficiale di una grande frattura unica in profondità. A questa ipotesi conduce anche l'osservazione dell'inclinazione dei piani di faglia: com'è noto pendono tutti verso ovest, ma i più occidentali si approssimano di più alla verticale di quelli orientali, di modo che nell'insieme sembrano convergere tutti in profondità verso un'unica linea. Questa ipotetica grande dislocazione profonda che dalla regione sepolta sotto le alluvioni della pianura padana attraverso il Lago di Garda e il Gruppo di Brenta si riattacca alla linea delle Giudicarie nord rappresenta nel suo insieme meglio che le singole fratture superficiali, una di quelle dislocazioni in grande stile che si chiamano paràfore.

Nella mia nota preliminare [95] ho riassunto in uno schizzo (che qui riproduco, fig. 32) il concetto che la maggiore avanzata verso nord del Sudalpino orientale rispetto al Sudalpino occidentale sia avvenuto attraverso la fossa tettonica del Garda e al sistema di fratture che da essa irradiano verso N e NNE.

La distribuzione delle facies conferma l'ipotesi tettonica

E' già noto che sulle due sponde del Benaco stanno di fronte formazioni sincrone con facies notevolmente differenti. A questo proposito il Cozzaglio [19, parte I, pag. 18] così si esprimeva (1933): « Lo studio di questo fatto è tuttora immaturo tanto che,



Il fascio di fratture dal Benaco a Merano

Fig. 29

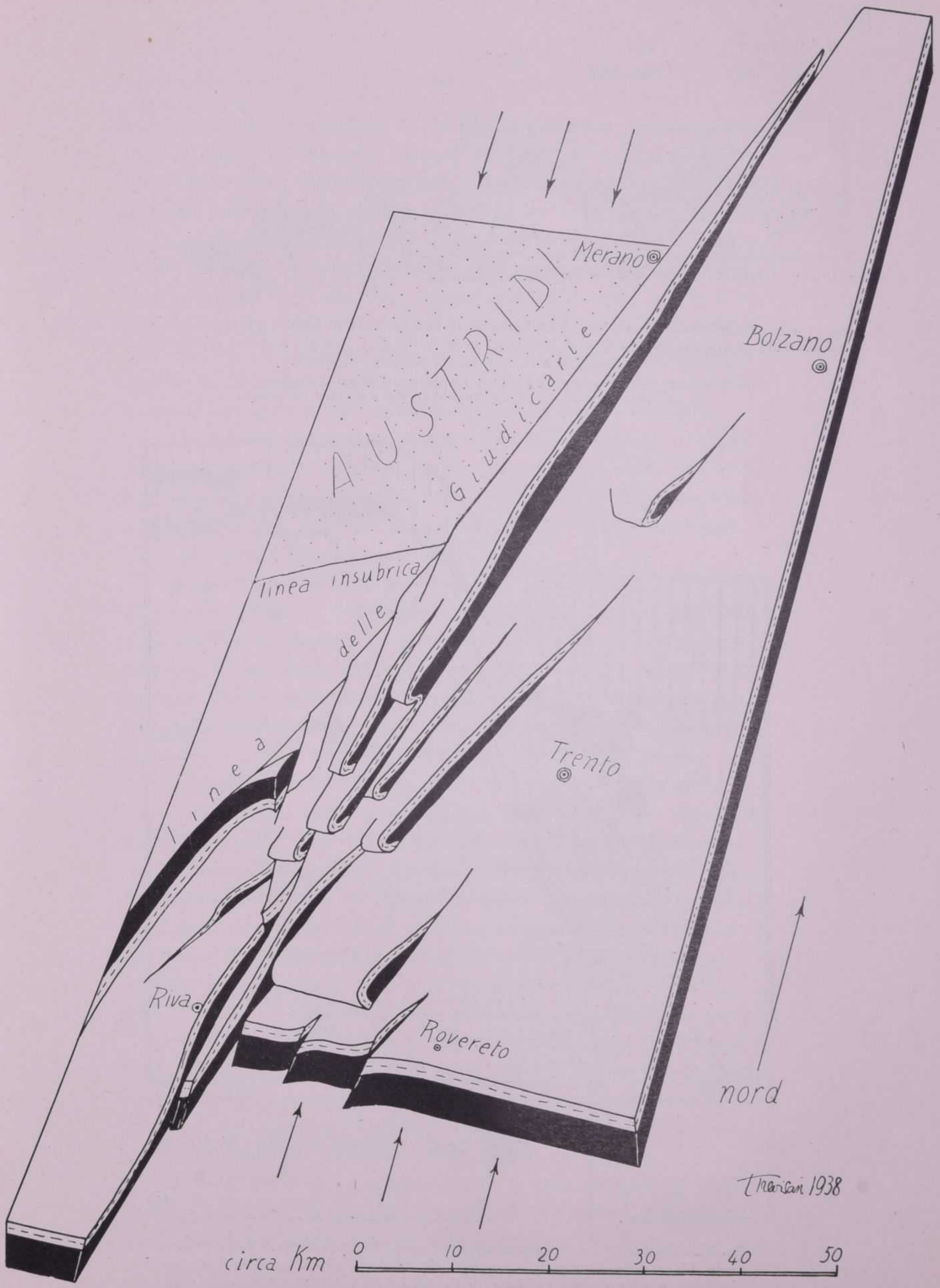


Fig. 30 - Rappresentazione plastica, un po' schematizzata, del fatto tettonico disegnato nella fig. 27. Questa figura mostra come tutte le principali fratture, collegate tra loro, formano un fascio continuo dalla fossa tettonica del lago di Garda fino a oltre Merano, e l'effetto complessivo di traslazione della regione orientale rispetto a quella occidentale.

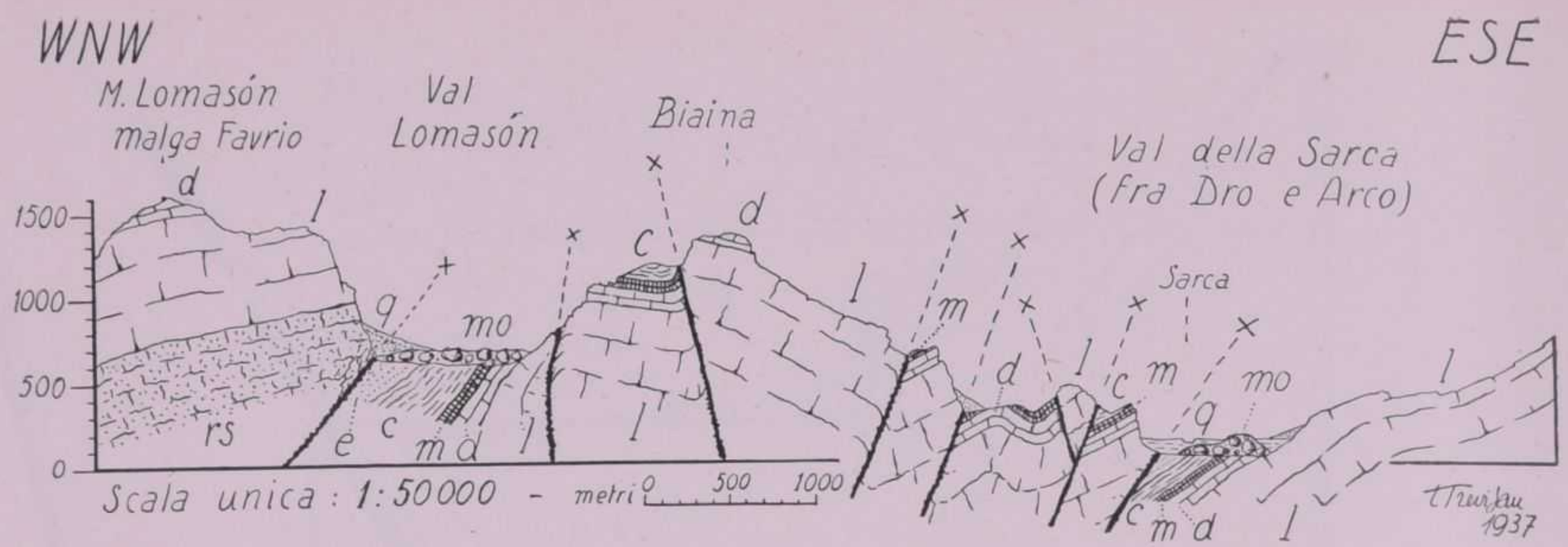


Fig. 31 - Profilo attraverso la regione della bassa Sarca (tra la Conca di Stènico e il Garda). In questa regione convergono le fratture del Gruppo di Brenta (si veda la fig. 27); poco più a sud si concentrano ancora e formano la fossa tettonica del Lago di Garda.

rs = Retico superiore. *l* = Lias. *d* = Dogger. *m* = Malm. *c* = Cretaceo.
e = Eocene. *mo* = morenico. *q* = detriti di falda e alluvioni quaternarie.

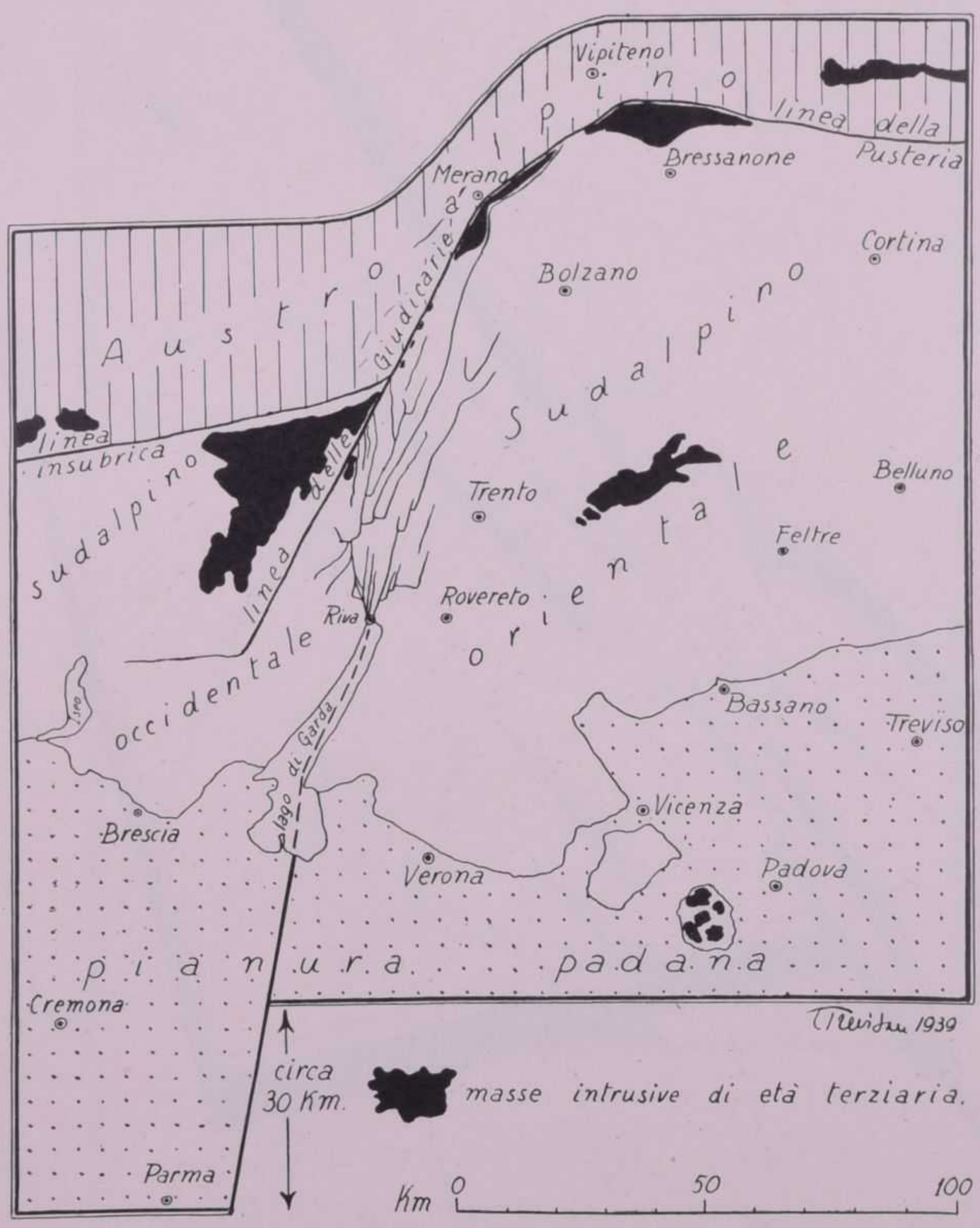


Fig. 32 - Schizzo d' insieme per mostrare il fascio di fratture tra il Lago di Garda e la Linea delle Giudicarie. Ogni altro elemento tettonico è tralasciato, anche le faglie a est e a ovest del Lago di Garda. La fossa tettonica benacense e la sua prosecuzione a sud, sotto la coltre dei terreni quaternari, è indicata schematicamente come unica parafora. — L' insieme della figura mostra la traslazione della regione orientale rispetto alla occidentale, avvenuta lungo il detto fascio di fratture.

all'opinione più spontanea di un limite eteropico occultato dal lago, vi fu chi contrappose l'idea di una grande traslazione verso nord della intera regione veronese, in modo da portare di fronte depositi costituitisi in regioni lontane ».

Questa seconda ipotesi è oggi confermata dall'esame delle facies nelle regioni a nord del lago; anche quivi i confini tra i due tipi principali di facies sono altrettanto netti come tra le due sponde del lago. Mancano zone di transizione; i limiti delle facies sono dati dalle linee di frattura. Si confronti a questo proposito lo schizzo della distribuzione delle facies che accompagna la carta geologica e, per una regione più ampia, la figura 33.

Le linee di maggiore significato per la separazione di facies differenti risultano quindi in primo luogo la linea della Vedretta dei Camosci con la sua continuazione meridionale (fratture della Val Lomasòn (fig. 33) e poi il sistema delle tre vicarianti Foiana - Cles, Molveno e Bassa Sarca.

Il ravvicinamento dei due tipi di facies, particolarmente evidente presso Stènico, dimostra che la traslazione orizzontale delle zolle tagliate da fratture fu assai notevole, dell'entità forse complessiva di una trentina di chilometri, quale sarebbe richiesto per spiegare l'arco sigmoidale, che collega la linea insubrica alla linea della Pusteria, secondo il nostro modo di vedere. Tale arco sigmoidale viene invece interpretato da alcuni autori (p. es. Ampferer e Hammer, [2] pag. 705) come effetto di un piegamento in grande stile della catena alpina. Tuttavia il netto carattere di frattura della linea delle Giudicarie nord e il fatto che, (secondo le notizie bibliografiche che ho potuto raccogliere) tale frattura taglia, sia pure sotto un modesto angolo, gli elementi tettonici del labbro occidentale (austro-alpino) in modo da costituire non un fascio di perturbazioni parallele, ma una *Reneganz* (nella terminologia di Stille), mi sembra confermare piuttosto l'ipotesi della deriva orizzontale che quella del piegamento ad arco.

Ulteriori studi porteranno, spero, maggiore luce sull'interessante problema; tuttavia voglio qui esprimere l'opinione che, ben pensando, i due modi di considerare l'arco sigmoidale tra la linea insubrica e quella della Pusteria, differiscono tra loro forse molto meno di quanto non appaia a prima vista.

Ho accennato sopra a una deriva di una trentina di chilometri del Sudalpino orientale rispetto al Sudalpino occidentale. Tale valore corrisponde anche alla lunghezza del Lago di Gar-

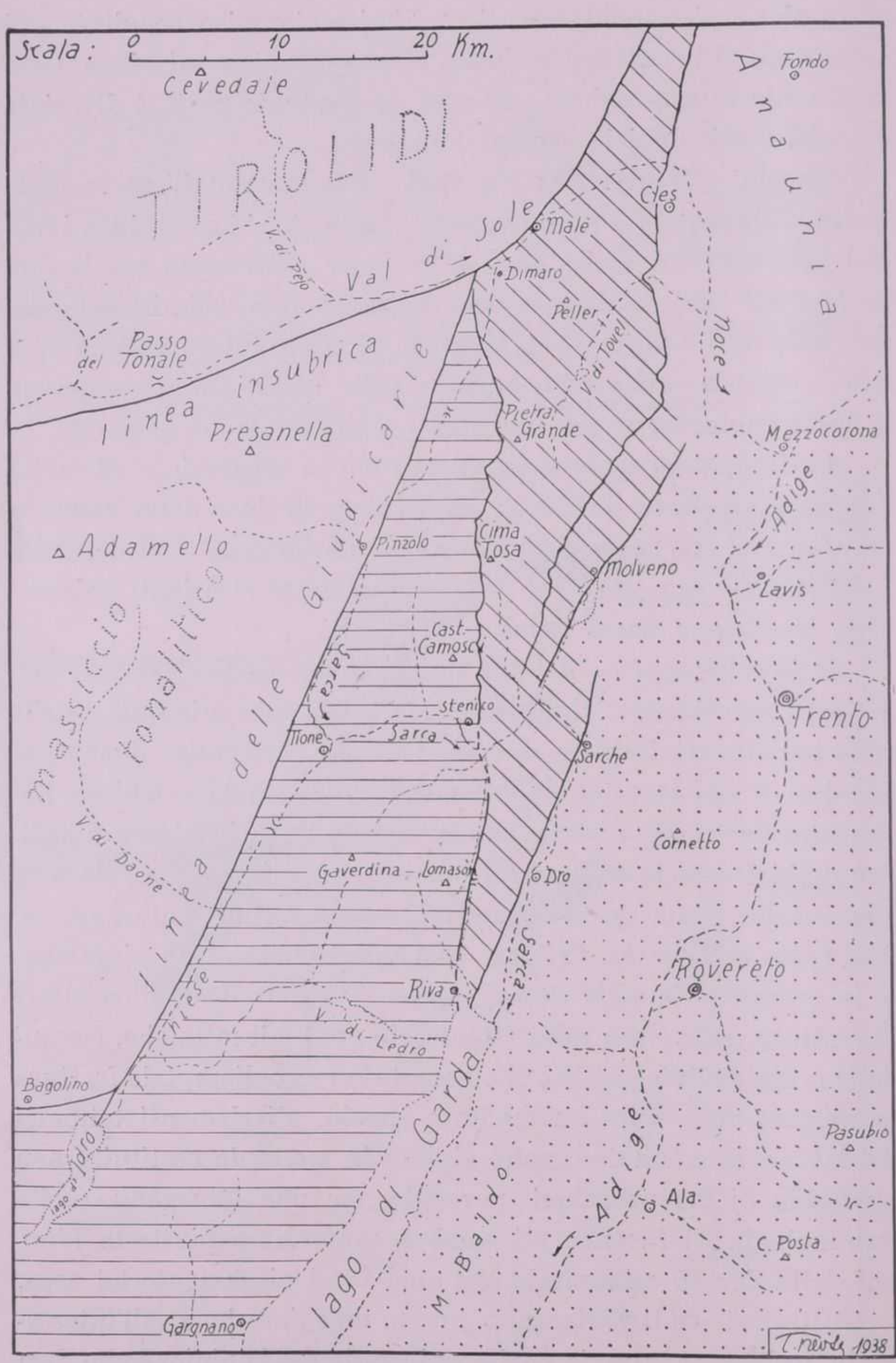


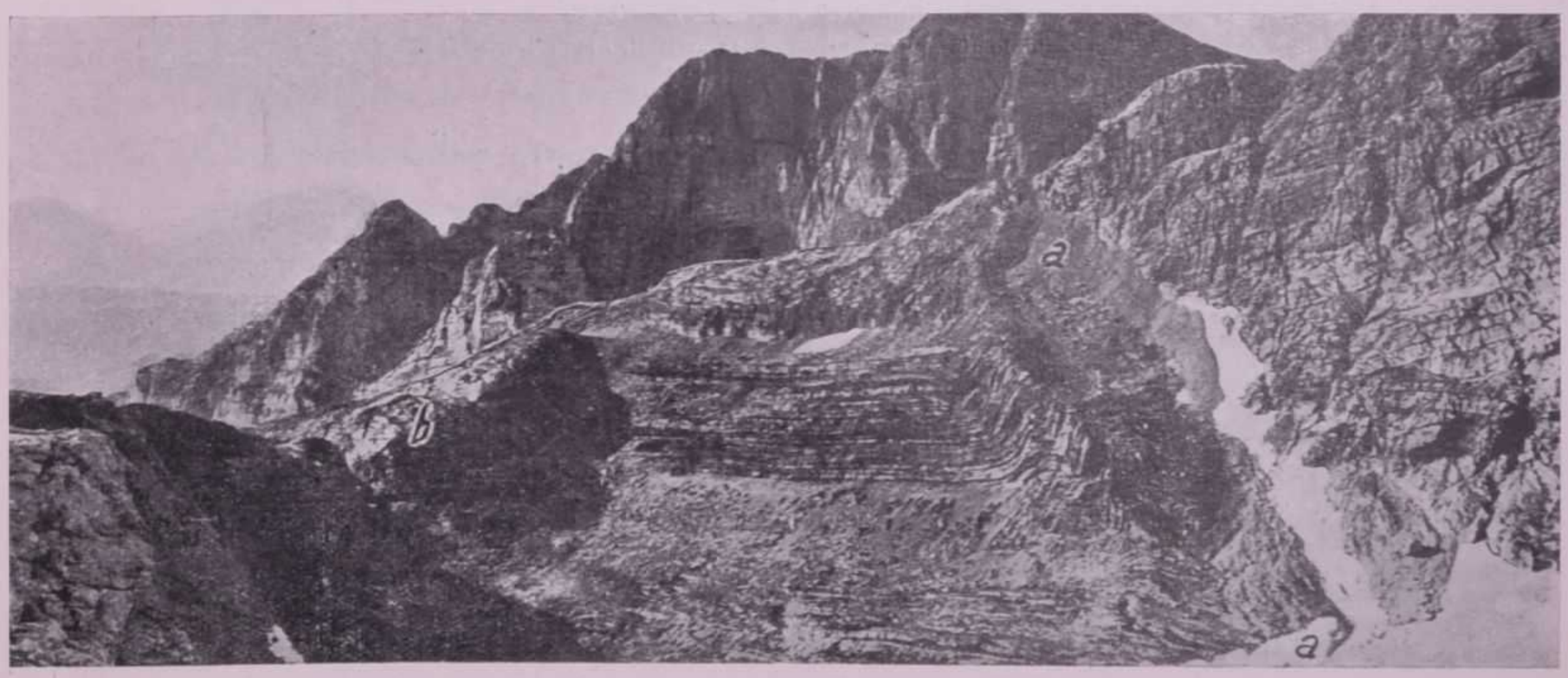
Fig. 33 - Schizzo della distribuzione delle facies. — Nella zona a tratteggio orizzontale tutti i terreni hanno facies di tipo lombardo. Nella zona a tratteggio obliquo soltanto il Retico è di tipo lombardo; il Lias e il Dogger hanno facies assai simile - per quanto non identica - ai *Calcari grigi* del Veneto. Nella zona punteggiata tutti i terreni hannō facies di tipo veneto; il Lias presenta i caratteristici banchi a *Lithiotis*.

da, e non si può escludere, fino a prova contraria, che la coincidenza non sia casuale.

In conseguenza di una così notevole deriva, ci sarebbe da aspettarsi anche un corrispondente spostamento del margine sud delle Alpi ai due lati del Lago di Garda. A questo fatto mi accennò il prof. H. P. Cornelius, in una cortese lettera. Tuttavia anche la difficoltà di questa giusta osservazione può essere superata, se si considera che non solo la serie stratigrafica è differente alle due sponde del lago, ma anche lo stile della tettonica, assai più semplice e tranquillo nel lato veronese che nel lato bresciano. Non si osservano correlazioni tettoniche tra le due sponde. Il margine sud delle alpi quindi non esprime nella zona in questione una continuità tettonica, ma puramente morfologica, il che non si oppone all'ipotesi della traslazione.

Sul carattere di scaglie tettoniche della maggior parte delle fratture

Ho già esposto le ragioni per cui le principali linee di frattura debbono essere considerate come faglie con prevalente movimento orizzontale. Il vero movimento avvenne però anche con una componente verticale (che rappresenta l'effetto più visibile delle faglie) e con una componente verso est, che è quella che conferisce al maggior numero di esse il carattere di grandi faglie inverse, cioè di vere scaglie tettoniche.



(fot. dott. L. Candida)

Fig. 34 - Il fianco meridionale della Pozza Tramontana visto da nord. Si vede la «linea della Pozza Tramontana»: il piano di faglia *(a - a)* si immerge verso ovest: la dolomia norica ricopre il Retico inferiore (con stratificazione più distinta e piccole pieghe); *b* indica una frattura secondaria.



(fot. Unterveger)

Fig. 35 - Il Monte Daino visto dal Passo del Clamer. Le due frecce indicano la « linea Clamer - Rossati ». — Il piano della faglia risulta immerso a 45° verso ovest.

no = dolomia norica. *rs* = Retico superiore.

Sulle cause di questa componente di moto verso est non è facile esprimere un'opinione fondata. Nella citata nota [95] ho considerato come possibile causa la reazione opposta dal blocco austroalpino alla deriva del Sudalpino verso nord, che avrebbe fatto deviare verso est le zolle sudalpine in movimento. Questa ipotesi è assai incerta poichè parte da un presupposto non dimostrato, cioè la maggiore rigidità d'insieme dei terreni austroalpini, e inoltre non spiega la presenza di intense scaglie in zone assai più a sud della zona di contatto.

Forse ebbe funzione di ostacolo deviatore verso est il massiccio intrusivo dell'Adamello, se, come sembra, almeno una parte del processo intrusivo fu anteriore a tali movimenti. Forse ancora la causa rimarrà sconosciuta perchè dipendente da fatti

tettonici profondi, che non possiamo identificare in base alle conoscenze della tettonica superficiale.

Più che le cause, per ora interessa indagare i rapporti con altri fenomeni che possono essere collegati. E tra questi principalmente — come mi fece osservare anche il prof. G. B. Dal Piaz — quei fatti tettonici, così diffusi nelle Alpi Orientali, che inducono a ritenere l'esistenza di movimenti tardivi in direzione est-ovest. Ricordo qui sommariamente che tracce di questi movimenti furono osservati da Fabiani e Pia nella regione Lessinea, da Ogilvie Gordon, Pia, Leonardi ecc. nella regione dolomitica a est dell'Adige, da Hammer e Dal Piaz nell'alta Val Venosta e Oetztal occidentale, da Spitz nelle dolomiti engadinesi, da Cornelius nei Tauri centrali, da Clar nei Radstädter Tauern e dallo scrivente nella regione dei Sette Comuni. Particolarmente evidente è nel territorio compreso nel Foglio Schio il sovrapporsi, con intensità sempre crescente da est verso ovest, degli elementi tettonici in questione (detti giudicariensi) sugli elementi tettonici del sistema lessineo (assi est-ovest) dappertutto presenti (si veda Fabiani e Trevisan, *Note illustrative del foglio Schio della Carta geologica delle Tre Venezie*, in corso di stampa).

Si deduce quindi la contemporaneità dei movimenti giudicariensi coi movimenti in direzione est-ovest delle Alpi orientali. In tale fase tettonica l'intera regione fu sottoposta a pressioni tangenziali in direzione approssimativamente est - ovest; sotto questa pressione gli spostamenti orizzontali della regione giudicariense acquistarono una componente di moto verso est e quindi il carattere di scaglie tettoniche.

Sia infatti i nominati generali movimenti est-ovest, sia gli elementi tettonici giudicariensi, compresa la « Linea delle Giudicarie », sono concordemente apparsi agli studiosi come posteriori ai generali corrugamenti dovuti a movimenti da sud verso nord (nell'insieme) (p. es. elementi tettonici lessinei, bresciani e insubrici).

Nel Gruppo di Brenta, come ho esposto in linea preliminare in una breve comunicazione tenuta alla 50ª riunione estiva della Soc. geologica Italiana (1), esistono, oltre alle più appariscenti linee tettoniche in direzione NS o NNE SSW, anche elementi tet-

(1) Trevisan L., *Il motivo tettonico della regione montuosa tra l'Adige e la Linea delle Giudicarie e il suo significato*. Bollett. della Soc. Geol. It., vol. LVI, fasc. 3, pag. LXII. Roma, dic. 1937.

tonici con assi est-ovest. Ma la loro continuità nel senso degli assi è assai limitata, perchè interrotta dalle fratture del sistema N-S. Ciò appare nettamente dalla carta. Resti di un sistema di pieghe con assi est-ovest sono le varie pieghe a ginocchio con sovrascorrimento (distinte con segno speciale nella carta). La stessa larga conformazione ad anticlinali che il Gruppo presenta nei profili nord-sud (da XVI e XIX, tav. IV) non è dovuta a culminazioni assiali, ma fa parte di un largo motivo a pieghe con assi est-ovest.

Si può dunque così ricostruire il corrugamento principale secondo due fasi distinte: nella prima fase si formarono le pieghe con assi est-ovest (le solite pieghe di ritorno del Sudalpino, che caratterizzano la tettonica bresciana e lessinea). In una seconda fase si ebbe la formazione del fascio di parafore; le preesistenti pieghe si accentuarono maggiormente e vennero a costituire il meccanismo con cui le singole fratture orizzontali sono tra loro vicarianti. L'accentuazione di questo movimento portò a una deformazione delle primitive pieghe, fino a produrre il sovrascorrimento che alla loro base si osserva, e che, come s'è detto, dove l'erosione ne permette l'osservazione, si estende per almeno tre chilometri e forse assai di più.

LE FASI TETTONICHE

Sull'argomento dell'età dei movimenti tettonici del Sudalpino a occidente del Tagliamento si occupò R. Teichmüller [83]. Oggi si può aggiungere qualche nuovo elemento alle conoscenze precedenti.

Considerando anche tutto il bacino della Val di Non, la trasgressione del Giurese superiore nella zona di Smarano, Còredo, Sfruz e Tres, dà il primo indizio di movimenti tettonici, notevoli se si pensa che la lacuna sottostante abbraccia almeno tutto il Giurese sottostante al Malm e forse anche il Retico. A questa fase (*iungkimmerisch* secondo la nomenclatura di Stille) segue l'altra, più importante e più diffusa, che diede luogo alla trasgressione cenomaniana. La discordanza e quindi il piegamento che precedette la trasgressione sono visibili nei profili I e XIX. Nella zona del Sasso Rosso la lacuna comprende i terreni dal Cenomaniano a parte del Lias, ma in alcuni casi raggiunge maggiore ampiezza. A Mollaro in Val di Non infatti il Cenomaniano trasgressivo (coi tipici conglomerati e con gli scisti ittiolitici) poggia di-

rettamente sul Trias superiore o al massimo sugli strati più bassi del Lias.

Anche in Val Làgol il Sopracretaceo è trasgressivo sui calcari del Lias e del Dogger.

Una delle località più interessanti per osservare la trasgressione del Sopracretaceo si trova presso Stènico, lungo la carrozzabile che segue la Sarca presso Ponte Pià. Quivi la scaglia rossa poggia su una potente pila di brecce poligeniche grossolanissime stratificate, che poggiano alla loro volta sugli strati più bassi del Lias.

Percorrendo la strada alta che da Stènico conduce alla Val Dalgone si osserva un singolare fenomeno a cui accennò già il Teichmüller [83, pag. 393, fig. 8]; entro i calcari del Retico superiore si vedono, con particolare evidenza lungo il taglio della strada, tasche di materiale brecciato poligenico e variamente colorato. In questa breccia sono facilmente riconoscibili tutti i materiali che compongono le formazioni dal Retico superiore alla Scaglia sopracretacea. La Scaglia rossa anzi costituisce il cemento prevalente. Il Teichmüller si limitò ad accennare a queste tasche senza discutere la loro origine; resta così il dubbio che si tratti di semplici tasche di erosione riempite poi dal materiale della trasgressione. Io ho potuto osservare, in qualche caso assai nitidamente, che tali tasche sono più precisamente spaccature riempite di materiali provenienti dall'alto e che le pareti sono nettamente milonitizzate. Si può concludere quindi che non si tratta di tasche d'erosione, ma di fratture di origine tettonica, rimaste in un primo tempo beanti e poi riempite col materiale caduto dall'alto. Tali fratture hanno evidentemente età cretacea e forse tutte le numerose faglie che interessano il Retico nella zona della Scaletta e dello sbocco della Val Dalgone sono coeve. Nella carta sono segnate soltanto le più visibili, poichè si può dire che tutto il Retico sia più o meno fratturato. E' da notarsi che queste fratture hanno direzione diversa da quelle del corrugamento principale terziario. Forse anche la faglia Monte Àmolo - Saone appartiene allo stesso sistema.

Si può quindi affermare che nella fase tettonica che precedette la trasgressione cenomaniana (*austrisch* secondo la nomenclatura di Stille) si ebbero non solo dislocazioni per piega, ma anche per frattura.

Tra il Cretaceo superiore e l'Eocene inferiore vi è, come s'è

detto nel capitolo della Stratigrafia, continuità e concordanza perfetta, tanto che anzi il confine esatto non si può quasi mai stabilire sul terreno.

Tuttavia in Val Làgol, tra la Scaglia e l'Eocene sono intercalati conglomerati arenaceo quarzitici poligenici stratificati. Secondo Schwinner una parte inferiore dei conglomerati è ancora di età cretacea. Resta tuttavia ancora da determinare l'entità della eventuale lacuna, cosa non agevole sia per la mancanza di frequenti livelli fossiliferi, sia per le condizioni tettoniche assai tormentate che lascierebbero sempre il dubbio che la scomparsa di qualche orizzonte possa essere dovuta non a causa stratigrafica.

Teichmüller non accennò a questa trasgressione. Certamente da affioramenti così limitati non è possibile osservare se vi sia sensibile discordanza oppure no; tuttavia si deve tener presente che in questa zona l'Eocene ha facies notevolmente diversa dalle altre località, e si accompagna a terreni con facies di tipo lombardo anzichè veneto.

Un'altra trasgressione nei terreni terziari si osserva in Alta Anaunia. Quivi, come documentò Fabiani [33], i depositi del Priaboniano sono trasgressivi su quelli del Luteziano. Mancano gli strati superiori dell' Eocene medio (Auversiano o piano di Roncà) e quelli più bassi dell'Eocene superiore (orizzonte a *Cerithium diaboli* Brongn.).

Concludendo: nel Gruppo di Brenta e nei territorii adiacenti esistono le tracce di tre (o quattro) fasi di parziali corrugamenti nel Mesozoico e nel Paleogene. La più vistosa di queste fasi è quella collegata alla trasgressione del Sopracretaceo, che portò anche a deformazioni per frattura.

Il corrugamento principale, avvenuto nel Neogene, sembra avvenuto secondo due fasi distinte: una prima fase determinò elementi tettonici con assi est-ovest. Una seconda fase determinò il fascio di parafore, ed è parallelizzabile, per la vergenza a est di una componente di moto, ai tardivi movimenti in direzione est-ovest le cui tracce sono diffuse in gran parte delle Alpi orientali.

L'attribuzione a due fasi distinte del corrugamento principale concorda perfettamente coi risultati, ottenuti per via completamente diversa, delle ricerche petrografiche di Andreatta nella zona del massiccio di Monte Croce presso Merano [3].

MORFOLOGIA

LE FORME DI DETTAGLIO



È un fenomeno d' ordine generale e dovunque noto che la morfologia di dettaglio è dovuta in gran parte alle caratteristiche di resistenza, struttura e disposizione dei vari orizzonti litologici di fronte alle varie forze dell'erosione. A questo proposito credo superflua ogni descrizione; nel capitolo della stratigrafia ho già accennato all'aspetto caratteristico che alcuni orizzonti presentano all'affioramento, per esempio alla caratteristica stratificazione a cornicioni assai distinti del Retico inferiore. Altri orizzonti non hanno caratteristiche peculiari, altri infine, per es. la Dolomia Principale, sono troppo noti perchè convenga ripetere quanto è stato esposto in un gran numero di scritti.

A proposito della Dolomia Principale si può osservare un solo carattere, di ordine piuttosto generale, e cioè la mancanza di un orizzonte particolarmente erodibile alla sua base, quale è per es. il Raibliano nelle Dolomiti a est dell'Adige o i tufi del Ladinico superiore nelle Piccole Dolomiti. La Dolomia Principale forma un unico corpo con la dolomia carnica e ladinica; e quest'ultima (ad eccezione del sottogruppo del Tov) rappresenta il terreno più antico affiorante nel Gruppo. Viene così a mancare il fattore morfologico dello scalzamento alla base, così importante in altre regioni. La presenza di forme aspre e abrupte si deve soprattutto allo spessore complessivo grandissimo delle formazioni dolomitiche e calcareo dolomitiche (quasi tremila metri dalla base del Ladinico alla sommità del Retico); alla giovani-



(fot. Unterveger)

Fig. 36 - Le parti centrali del Gruppo di Brenta viste dalla Paganella.

lità del sistema idrografico attuale, quasi dovunque in attiva fase di incisione, e anche allo smembramento tettonico.

Dei particolari aspetti della morfologia dei terreni quaternari e delle maggiori valli s'è detto nel capitolo della Stratigrafia.

MORFOLOGIA GLACIALE

La morfologia glaciale non ha nel Gruppo di Brenta aspetti caratteristici particolari. Però, a causa della notevole altitudine del Gruppo e della relativa depressione del limite climatico delle nevi tali forme sono molto diffuse e accentuate. La morfologia a circhi nelle parti elevate è l'elemento dominante. La maggior parte dei piccoli circhi, spesso di aspetto straordinariamente fresco, come quelli della Pietragrande e del Sottogruppo della Campa, appartengono allo stadio di Daun; per identificare i vari circhi e la loro età basterà consultare le cartine tav. V e VI dove sono ricostruiti i ghiacciai degli stadi di Daun e di Gschnitz. I nomi locali di *buse* (per es. Busa del Venedegh, Busa fonda ecc.), che ricorrono spesso sulle carte, indicano appunto circhi glaciali oggi abbandonati dai ghiacci.

Tra le valli, che in modo più accentuato e con forme più fresche presentano il caratteristico profilo a U dell'erosione glaciale, ricordo la Val Gelada, che dal Gran de Formentón (sottogruppo settentrionale) scende ripidissima a occidente verso il Campo di Carlomagno. Essendo sgombra nel fondo da detriti o alluvioni, il profilo appare in modo marcatissimo, al punto che il fianco sinistro della valle è per un tratto a vero strapiombo.

LA LINEA DELLE VETTE E I CICLI EROSIVI

La ricerca dei vari cicli erosivi ai quali andò soggetta la regione è resa alquanto difficile dalla complessità della tettonica.

Lo Schwinner [76, pag. 109] osservò uno smembramento a gradinata della linea delle vette (*Gipfelflur*) nel Trentino occidentale: Adamello m. 3400-3500; Gruppo Brenta 3000-3100; Mendola-Gazza 1900-2100; e suppose che — ammesso che la linea delle vette esprima un unico antico spianamento — tale smembramento a gradini fosse dovuto alle dislocazioni del Terziario recente, ad esso posteriori.

Il profilo XVII (tav. IV) che dalla Cima Tosa al Peller corre

lungo lo spartiacque principale del Gruppo (si confronti con la fig. 36) mostra la linea delle vette nel Gruppo di Brenta. Se la supposizione dello Schwinner corrisponde alla realtà, lo smembramento a gradini della spianata primitiva dovette avvenire non soltanto per i tre grandi gruppi Adamello, Brenta, Mendola-Gazza, ma anche per ciascuna delle zolle formate dalle dislocazioni del sistema giudicariense. E osservando i profili dal XVI al XIX (tav. IV), che sono appunto tracciati lungo le quattro zolle principali, sembra che tale principio si avveri. L'unico elemento di perplessità è il dubbio che la linea delle vette non rappresenti veramente un primo spianamento, cioè un antico livello erosivo invecchiato. I resti di spianata in realtà non si vedono, ma d'altronde non si può escludere che esistessero prima delle recenti erosioni. La spianata della Cima Tosa, perennemente coperta da una calotta di ghiaccio, unico elemento piano, potrebbe anche intrerpretarsi come risultato dell'abrasione del Retico inferiore, i cui depositi più bassi sono marnosi e assai più facilmente erodibili del substrato dolomitico.

RESTI DI UN CICLO EROSIVO PLIOCENICO E DI UNO INTERGLACIALE

Di questi cicli nel bacino della Sarca trattò lo Schwinner [71, pag. 164], che tracciò una tabella comparativa dei vari livelli della Sarca (pliocenico, interglaciale e attuale) utilizzando anche i dati precedenti del Penck.

Il ciclo erosivo attribuito al Pliocene è testimoniato da ampi terrazzamenti mostranti veramente una avanzata maturità del sistema idrografico d'allora. Pel versante occidentale del Gruppo basti ricordare la spianata dello Spinale, e gli spalloni del Gras d'i Oven (ove sorge il rifugio Casinei) e dello sperone nord del Fracinglo. Pel versante orientale la regione del Campo di Flavona, i due vasti terrazzi ai lati della bassa Val delle Seghe (Pradel e spianata della Malga Ceda di Villa); la Piana di Foschera (a ovest del laghetto di Nembia) e la grande cornice quasi continua della Val d'Ambiéz.

Il livello erosivo pliocenico è elevato in media 500 metri sopra i fondovalli attuali ed è il principale che si lasci scorgere nella tormentata morfologia del Gruppo.

Per quanto riguarda il ciclo interglaciale sappiamo che a quel tempo la morfologia generale (come affermò anche Schwinner) era assai poco diversa dall'attuale. I documenti di tale ciclo sono dati più dai depositi alluvionali che da resti morfologici. In generale durante l'interglaciale (forse il Riss-Würm) le valli depositavano alluvioni in zone assai più a monte di quanto non si osservi oggigiorno. Per notizie più particolareggiate rimando al capitolo della Stratigrafia (Formazioni quaternarie) e per la Conca di Stenico a una mia pubblicazione del 1937 [94].

LE VALLI

Le valli principali sono per lo più determinate da grandi elementi tettonici. Le valli perimetrali maggiori del Gruppo sono allineate secondo l'asse delle maggiori dislocazioni del sistema giudicariense, cioè la Linea delle Giudicarie per il tratto da Dimaro (si potrebbe dire da Malé) fino a Tione (valli del Meledrio e alta Sarca); linea di Molveno per la depressione valliva da Spor alla Conca di Stènico attraverso Andalo e Molveno. Due piccoli tratti soltanto, cioè la Val di Sole da Malé al ponte di Mostizzolo e la Val della Sarca da Tione al Ponte Pià presso Stènico sono valli puramente erosive, o epigenetiche (nel senso lato attribuito al termine da Taramelli, non nel senso di « ereditate », come lo usò Richtofen).

Considerando il particolare sollevamento del Gruppo di Brenta, avvenuto a zolle in direzione NNE-SSW, culminanti tra Cima Tosa e il Grosté, risulta un po' difficile stabilire quali furono le valli primitive o conseguenti; secondo la massima pendenza generale avrebbero dovuto teoricamente dalla zolla centrale più elevata, che ancor oggi corrisponde al maggior displuvio, irradiare verso est e verso ovest; d'altra parte lo smembramento in zolle allungate in direzione NNE-SSW doveva favorire fin dal principio l'incanalarsi delle acque in direzione parallela alla zolla stessa.

Trascurando le valli minori, cerchiamo di esaminare ora nelle altre quali possono essere stati gli elementi determinanti.

L'intero bacino della Val di Tovel (il maggiore di tutto il Gruppo) è strettamente collegato alla tettonica; la parte superiore, cioè la Val S. Maria di Flavona, segue la grande frattura della Pozza Tramontana il cui prolungamento a nord della Malga Poz-

zol non è direttamente rilevabile sul terreno e quindi un po' incerto. La conca del lago è pure di origine tettonica e un primo tratto della Val Tresenga segue pure una frattura. Soltanto un breve tratto inferiore ha carattere di valle puramente erosiva.

La Val Làgol e l'alta Val Dalgone appaiono ancora strettamente determinate dalla tettonica, e benchè in modo meno stretto e appariscente anche la Val d'Ambiéz.

Per le valli sopra ricordate e alcune altre minori appare evidente, come per le valli perimetrali del Gruppo, la stretta relazione tra la loro direzione e quella delle principali fratture.

Altre valli, assai più brevi e scoscese, tagliano pressochè perpendicolarmente le nominate fratture e sono quindi indipendenti da quelle come per es. la Vallesinella nel versante occidentale.

Tuttavia le principali di esse, ad esclusione forse della sola Vallesinella e della Val Brenta che non hanno sotto questo riguardo un carattere ben definito, sembrano alla loro volta determinate da altri elementi tettonici. Questo fatto non appare per nulla dalla carta, ma molto evidentemente invece dai profili longitudinali della tav. IV dove tali valli appaiono, con una costanza che non sembra casuale, situate sulle anticlinali o comunque nelle zone di maggiore flesso degli strati.

I LAGHI

I laghi più piccoli hanno ben poco di notevole: essi occupano o minuscole cavità carsiche (come il laghetto temporaneo di Verdès, che verrà esaminato nel paragrafo seguente) o piccole zone di sbarramento morenico (come il laghetto di Val Làgol, sbarrato dalle morenette frontali dello stadio di Daun), oppure il fondo di circhi glaciali ora abbandonati dai ghiacci (come il laghetto presso la Malga Asbelz, tra il Corno di Senaso e il Castello dei Camosci). Anche il laghetto di Andalo va soggetto a completi prosciugamenti che ne mettono a nudo il fondo piatto alluvionale, interrotto nell'estremità nord da una curiosa barra, che per la forma ricorda un barcano, costituita da grossolani ciottoli.

Meritano invece qualche cenno i laghi maggiori, cioè i laghi di Tovel e di Molveno e, benchè non facciano parte del Gruppo di Brenta, anche quelli di Toblino e S. Massenza, compresi pure nella carta geologica.

Premetto che nel trattare dei laghi non intendo sviluppare l'argomento in modo completo, ma soltanto accennare a quelle questioni — specialmente riguardanti la genesi — che hanno relazione coi nuovi dati geologici ottenuti dal mio rilevamento.

Il Lago di Tovel

Alle condizioni tettoniche si deve un primitivo affossamento della zona. Si veda per questo la fig. 26. L'attuale lago si trova di fronte a una di quelle pieghe a ginocchio con sovrascorrimento che sono una delle caratteristiche strutturali della regione dal Gruppo di Brenta al Lago di Garda. A questo primitivo affossamento si deve aggiungere quello dovuto alla maggiore erodibilità dei terreni milonitizzati dall'intenso disturbo tettonico.

Di questa conca non conosciamo la storia prima della glaciazione vurmiana; soltanto la presenza di alluvioni interglaciali da me segnalata nel tratto della Val Tresenga sotto il M. Sabbionare, ci induce a ritenere che nel detto interglaciale (probabilmente Riss - Würm) il fondo valle era pochi metri più elevato dell'attuale.

La storia del lago di Tovel comincia da quando per l'ultima volta il ghiacciaio della valle si ritirò a monte della conca. Questo avvenne (si confronti la tav. V) poco prima dello stadio di Gschnitz. Durante l'abbassamento del ghiaccio aveva luogo la formazione delle frane-morene (« marocche »), particolarmente abbondanti nella conca in questione, e favorite dai disturbi tettonici che avevano già indebolita la compagine delle masse rocciose circostanti. Il depositarsi delle « marocche » specialmente al centro della conca, veniva a costituire uno sbarramento; si formava così uno specchio d'acqua tra le collinette delle « marocche » e le pareti dolomitiche.

Ho già esposto nel paragrafo dei terreni quaternari, a proposito delle « marocche », come in tali depositi, sotto il rivestimento a grandi blocchi caotici di frana, esista sempre la morena tipica, ricca di *lehm* e quindi impermeabile o quasi. Lungo l'incisione dell'emissario principale, cioè nell'unico luogo dove le « marocche » sono incise, appare già il morenico tipico. In questo modo si spiega l'esistenza del lago: è il morenico sottostante che ha valore di vero sbarramento e che sostiene le acque

del lago; il materiale grossolano e sciolto delle « marocche » non potrebbe adempiere a questa funzione per la sua permeabilità.

Si può quindi concludere che il lago di Tovel è dovuto a sbarramento morenico; per la particolare modalità dello sbarramento partecipa anche della natura del lago intermorenico.

Secondo i più recenti tentativi di cronologia assoluta, lo stadio di Gschnitz viene attribuito a un'epoca che si aggira tra l'8500 e il 9500 a. C. Poichè la comparsa del lago di Tovel è poco anteriore a detto stadio, si può concludere, approssimativamente e in cifra tonda, che essa sia avvenuta 12000 anni or sono.

Il Lago di Molveno

Anche il lago di Molveno era, si può dire, predeterminato dalla tettonica poichè occupa una depressione originaria testimoniata dai terreni eocenici affioranti presso le sponde e nei dintorni.

L'origine è analoga a quella del lago di Tovel: lo sbarramento della valle è dovuto alle « marocche », che anche in questa valle si rivelano costituite in profondità da morenico tipico.

Anche in questo caso non esiste prova alcuna di una particolare escavazione glaciale. Al contrario è provato che l'azione erosiva della glaciazione vurmiana fu in questo bacino assai scarsa poichè rispettò i conglomerati del Corno (promontorio del lago) che rappresentano le frane - morene della fase di ritiro della glaciazione precedente (marocche prevurmiane).

I Laghi di Toblino e di S. Massenza

I laghi di Toblino e S. Massenza furono come i precedenti predeterminati dalla tettonica; anch'essi giacciono su un substrato eocenico, come il lago di Molveno, e di fronte a una delle caratteristiche pieghe a ginocchio (fig. 27), come il lago di Tovel.

Lo sbarramento è in questo caso costituito da una coltre alluvionale, cioè una larga e piattissima conoide prodotta dalla deiezione attiva della Sarca al suo sbocco dalla stretta del Limarò. Tuttavia è assai probabile che prima del deposito di tali alluvioni il bacino lacustre fosse più esteso verso sud e l'originario sbarramento fosse prodotto anche in questo caso dalle « ma-

rocche ». Infatti i primi lembi di « marocche » che si incontrano verso Pietramurata danno veramente l'impressione di sommità di colline più ampie, ammantate e quasi sommerse dalle alluvioni recenti.

LE « POZZE » CARSICHE

I fenomeni carsici hanno scarso sviluppo nel Gruppo di Brenta; tuttavia si presentano con qualche aspetto caratteristico che è degno di qualche osservazione.

La manifestazione più comune del carsismo è la presenza di cavità doliniformi, dette « pozze ».

La più tipica è la « pozza Tramontana », in parte visibile dal Rifugio Pedrotti. E' una cavità doliniforme, di forma ellissoidale, col fondo piatto per la presenza di alluvioni. Dal fondo al punto più basso dell'orlo (passo di Ceda) il dislivello è di 130 metri (secondo la carta dell'Aegerter).

La pozza è visibilmente attraversata a metà dalla frattura che ho appunto denominato « *Linea della Pozza Tramontana* ». (fig. 34).

Un fenomeno del tutto analogo si presenta in Val Nardìs (a occidente della Cima Tosa), dove esiste una cavità di forma analoga, ma con fondo più ampiamente alluvionato tanto che la soglia in roccia che la chiude è pochissimo elevata sul fondo. Nella zona alluvionata scompaiono le acque del Rio di Nardìs, provenienti dalle Vedrette sovrastanti. Tuttavia in una fase anteriore al quasi totale riempimento alluvionale, la pozza di Nardìs doveva essere più profonda e quindi assai simile alla pozza Tramontana.

La pozza di Nardìs è attraversata (vedi carta e profilo XI) da due linee di frattura di cui particolarmente notevole è la più occidentale.

Ancora analoga è la depressione di Malga Spora (profilo VII); è una vasta conca a fondo piatto alluvionato, chiusa a est da una soglia in roccia elevata sul fondo alluvionale di una trentina di metri. Anche in questo caso la pozza è attraversata da una notevole frattura che questa volta è la linea Clamer-Rossati.

A ovest del lago di Tovel, una particolare conca, detta Pozzòl di Tuenno, in parte paragonabile alle precedenti, presenta un fondo piatto di grossolane alluvioni attraverso il quale scom-

paiono nel sottosuolo le acque del Rio di S. Maria di Flavona. Anche qui si nota la presenza di una faglia.

Nelle parti più settentrionali del Gruppo esiste un minuscolo laghetto, spesso totalmente secco, che occupa il fondo d'una modesta cavità doliniforme alluvionata. Si tratta del laghetto di Verdès, situato sulla Montagna di Cles (tre chilometri in linea d'aria a occidente di Mechel, presso Cles). La piccola conca si trova in corrispondenza di una faglia (vedere la carta).

Concludendo: i fenomeni carsici sono assai poco diffusi; si presentano con le caratteristiche « pozze », che sono costantemente in relazione con linee di disturbo tettonico; dette linee rappresentano evidentemente una più facile via di assorbimento delle acque superficiali.

BIBLIOGRAFIA

1. Aegerter L. - *Begleitworte zur Karte der Brentagruppe.* Zeitschrift des deutschen u. oësterreichischen Alpenvereins, XXXIX - 1908. p. 80 - 91 (con 5 fig.).
2. Ampferer O. e Hammer W. - *Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee.* Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt. LXI - 1911, 3-4 Heft. Wien 1911, p. 531-709 (3 tav., 50 fig.).
3. Andreatta C. - *Studio petrografico del complesso eruttivo del Monte Croce in Alto Adige.* Periodico di Mineralogia, a. VIII n. 3. Roma 1937. p. 311 - 432 (con numerose figure e tav.).
4. Argand E. - *Sur l'arc del Alpes Occidentales.* Eclogae geologicae Helvetiae. XIV n. 1 - Lausanne 1916. p. 145 - 191 (2 tav.).
5. Battisti C. - *Guida delle Giudicarie.* Trento 1909.
6. Bianchi A., e Dal Piaz Gb. - *Il settore meridionale del massiccio dell'Adamello. Relazione sul rilevamento e studi preliminari della zona compresa fra la valle di Stabio e l'alta valle del Caffaro.* Bollettino del R. Ufficio geol. d'Italia, LXII, nota I. Roma 1937. p. 1 - 87 (5 tav. e 7 fig.).
7. Bittner A. - *I terreni di sedimento nelle Giudicarie.* (da una nota inserita nelle Verhandl. d. k. k. Reichs 1880 n. 13) Bollettino del R. Comit. geol. it. XI. Roma 1880 p. 531-533.
8. — *Ueber die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia.* Jahrbuch d. k. k. Geologischen Reichsanstalt, XXXI, 3° Heft, 1881. p. 219 - 370 (3 tav.).
9. Brückner E. - *Die Höhe der Firnlinie am Hüfigletscher und die Methode der Bestimmung der Höhe der Firnlinie im Allgemeinen.* Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges., Zürich 1906, fasc. I, pag. 50.
10. Bubnoff S. - *Ueber Paraphoren. Ein Beitrag zum Bewegungsbild der Erdrinde.* « Scientia » LII, 1-XI-1932. Bologna 1932. p. 287 - 302 (4 fig.).
11. Cacciamali G. B. - *Morfogenesi delle Prealpi lombarde ed in particolare di quelle della provincia di Brescia.* Brescia, Geroldi 1930. (p. 308, una tav. a colori, 109 fig.).
12. — *Sulla prosecuzione del corrugamento lombardo a mattina della linea giudicarica.* Commentari Ateneo di Brescia, 18 aprile 1926, Brescia 1927 (p. 26).

13. — *Il corrugamento della regione giudicarico - benacense.* Lettura fatta all'Ateneo di Brescia, 2 aprile 1922, Brescia 1923. (p. 16, 1 fig.).

14. — *La tectonica delle Dinaridi lombarde.* XIII Congr. géologique, 1922. (p. 707 - 777, 1 fig.).

15. Castiglioni B. - *Tracce glaciali postwurmiane nelle Dolomiti.* Atti XIX Riunione della Società ital. Progr. Scienze. Bolzano - Trento 1930.

16. — *Ricerche glaciologiche in alto Adige.* Atti XI Congresso geografico ital. vol. II - Napoli 1930.

17. — *Di alcune strutture del suolo di tipo artico osservate sulle Alpi.* Bollettino del Comitato glaciologico ital. n. 11, 1931.

18. Cornelius H. P. e Furlani - Cornelius M. - *Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass.* Denkschriften d. Akad. d. Wissenschaft in Wien. Math. - Naturw. Klasse. 102 Band. Wien 1930. (p. 207 - 301, 1 carta, 1 tav., 16 fig.).

19. Cozzaglio A. - *Note illustrative della carta geologica delle Tre Venezie. Fogli Peschiera e Mantova. Parte I Geologia; Parte II Idrografia.* Ufficio Idrografico del R. Magistrato alle Acque, sez. geologica. Padova 1933 (p. 1-67; 1-128, numerose figure e tavole).

20. — *Significato e limiti dei fenomeni di carreggiamento osservati nelle prealpi bresciane.* Comment. Ateneo di Brescia, 14 maggio 1922, Brescia 1923. (p. 96, con figure).

21. — *Topografia neogenica e topografia preglaciale in alcune regioni bresciane e trentine.* Atti Accademia roveretana degli Agiati, serie IV, vol. VI. Rovereto 1923 (p. 46, fig. 3).

22. Dal Piaz G. - *Le Alpi feltrine.* Memorie del R. Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, vol. XXVII, n. 9. Venezia 1907.

23. — *Il confine alpino - dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige (Nota preliminare).* Atti Accad. Veneto Trentino Istriana, vol. XVII, Padova 1926.

24. Dal Piaz G. B. - *Ricerche geomorfologiche nell'Alto Adige orientale.* « Studi Trentini di Scienze Naturali » a. XI, fasc. III. Trento 1930.

25. — *Sull'andamento delle linee di dislocazione che accompagnano i massicci intrusivi di M. Croce, Ivigna, Bressanone nell'Alto Adige.* Rendic. della R. Accad. Naz. dei Lincei. Classe Sc. fis., mat. e natur, vol. XIV, serie 6, fasc. 7 - 8. Roma ottobre 1931 (p. 310 - 312).

26. — *Studi geologici nell'Alto Adige orientale e regioni limitrofe.* Memorie Ist. Geol. della R. Università di Padova, vol. X, 1934 p. 242, 7 tav. di fotogr., 6 tavole di profili a colori, 1 carta geotettonica, 37 fig.).

27. — *Antichi depositi morenici presso Madonna di Campiglio nel Trentino Occidentale.* Bollettino del Comitato Glaciologico italiano, n. 15. Torino 1935.

28. — *La struttura geologica delle Austridi. Nota III. Il sistema Austroalpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel Massiccio del-*

l'Ortles. Nuovo schema tettonico delle Austridi della Venezia Tridentina e del Tirolo orientale. Atti della Reale Accad. delle Scienze di Torino, vol. 71 (1935 - 36), pag. 29.

29. Dal Piaz G. B. - *La struttura geologica delle Austridi. Nota IV. Sui rapporti tettonici che intercorrono fra gli elementi austroalpini dei Grigioni e della Valtellina e quelli delle Alpi orientali.* « Studi trentini di Scienze Naturali » a. XVII - fasc. III, Trento 1936. (p. 14).

30. — *Relazione sulla tettonica delle Austridi della Venezia Tridentina.* Ibid. a. XVIII, fasc. III. Trento 1937 (p. 235 - 262, fig. 4).

31. De Alessandri G. - *Osservazioni geologiche sulla Creta e sull'Eocene della Lombardia.* Atti della Società ital. di Scienze Nat. XXXVIII. Milano 1899 (p. 69, 1 carta geologica).

32. Desio A. - *Studi geologici sulla regione dell'Albenza (prealpi bergamasche).* Memorie della Società ital. di Scienze natur. e del Museo civico di Storia Naturale di Milano. X, fasc. I. Milano 1929. (p. 152, 1 carta geol., 1 tav. 26 fig.).

33. Fabiani R. - *Sul Terziario dell'alta Val di Non (Trentino).* Atti Accad. Veneto - Trentino - Istriana, vol. X (1917-18-19) Padova 1919. (pag. 117 - 124, 1 fig.).

34. — *I bacini di Terragnolo, della Vallarsa, di S. Valentino e di Ronchi (Trentino). Geologia e morfologia.* Ufficio Idrografico del R. Magistrato alle Acque, pubbl. n. 118. Venezia 1922. (p. 20, tav. 3, fig. 2).

35. — *Il Terziario del Trentino.* Memorie dell'Istituto geol. della R. Univers. di Padova, vol. VI. Padova 1922 (p. 60, fig. 15).

36. — *Giacitura ed età degli scisti bituminosi di Mollaro in Val di Non (Trentino).* Rivista di Sc. nat. « Natura », vol. XIV. Pavia 1923 (p. 33 - 41, fig. 3).

37. — *Cenni preliminari sulla geotettonica dei massicci montuosi del Roen e della Paganella (Alpi tridentine).* Bollett. Soc. Geol. Ital., vol. XLIII, fasc. II. Roma 1924. (p. 200 - 204).

38. — *Osservazioni sulla stratigrafia e sulla tettonica dei massicci montuosi del Bondone e del Roen (Alpi Tridentine).* Atti Accad. Veneto - Trentino - Istriana, vol. XV (1924). Padova 1925. (p. 12, fig. 1).

39. — *Rilevamenti geologici nei fogli Trento e Bolzano.* Bollett. Associaz. Mineraria Siciliana. n. 1. Palermo 1928.

40. — *Sviluppi e caratteri del terziario nel Trentino.* Atti della XIX riunione della Società Italiana per il Progr. delle Scienze. (Bolzano - Trento 1930) vol. II. (p. 12, fig. 12).

41. Finkelstein H. - *Ueber ein Vorkommen der Opalinus (und Murchisonae ?) Zone im westlichen Süd-Tirol.* Zeitschrift d. deutschen geol. Ges. 1899, vol. XVI (p. 49 - 78, 1. tav. di fossili).

42. Folgner R. - *Zur Tektonik des nördlichen Etschbuchtgebirge.* Verhandlungen d. k k. geol. Reichsanstalt n. 11 - 1914. (p. 263 - 265).

43. Frech F. - *Lethaea geognostica. II Teil: Das Mesozoicum.* Stuttgart 1903 - 1908.

44. Gignoux M., Lory P., Moret L. - *La Réunion de la Société géologique italienne à Padoue et dans le Trentin de 1937.* Compte rendu somm. des Séances de la Société géologique de France, fasc. 8-1938 (p. 130 - 132).

45. Gortani M. - *I terrazzi fluviali e marini d'Italia.* Bollett. Soc. geografica ital. VI n. 1 - Roma, gennaio 1929.

46. Henny G. - *Sur les conséquences de la rectification de la limite alpino-dinarique dans les environs du massif de l'Adamello.* Eclogae geologicae Helvetiae, vol. XIV, n. 2 (p. 233 - 239).

47. Hummel K. - *Zur Stratigraphie und Faziesentwicklung der südalpinen Mitteltrias.* Neues Jahrbuch für Min., Geol. u. pal. Abhandl. 68 Bd. Heft. III. Stuttgart 1932 (p. 403 - 462, 2 tav., 1 fig.).

48. Klebelsberg R. (v.) - *Ueber die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol.* Zeitschrift für Gletscherkunde XIV. Leipzig 1926.

49. — *Quartärablagerungen in obersten Drautal (Pustertal, Tirol).* Ibid. XVI, Heft 1-2. Berlin 1928.

50. — *Grundzüge der Geologie Tirols.* Bruckmann, München 1933. (p. 85, fig. 2).

51. — *Die Eiszeitgletscher im Gardasee - Tale.* Zeitschr. f. Gletscherk. XXIV, Berlin 1936 (p. 122-139, tav. 1).

52. Kronecker W. - *Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Südalpen.* Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal. Stuttgart 1910. (p. 465 - 472; 510 - 518; 548 - 556).

53. Lepsius R. - *Das westliche Süd-Tirol.* Berlin 1878.

54. Marinelli O. - *Prime ricerche sui ghiacciai del Gruppo di Brenta.* Riv. « Tridentum » a. XIII fasc. VI-VII. Trento 1911.

55. — *Sui ghiacciai del Gruppo di Brenta.* Atti dell'8° congr. geografico italiano; vol. II. Firenze 1923 (p. 37 - 42, 1 cartina e 4 fig.).

56. Merlini G. - *L'alto bacino del fiume Sarca. Saggio di monografia antropogeografica ed economica.* « L'Universo » a. XIX, n. 2. Febbraio 1938.

57. Novarese V. - *Il quaternario in Val d'Aosta e nelle Valli del Canavese.* Parte III: *Gli stadii postwurmiani.* Boll. Comit. geolog. d'Italia, XLV, 1915, fasc. 3 - 4. Roma 1916.

58. Patriciu V., Teichmüller R. - *Die kretazischen Oelschiefer und Globigerinenkalke des Nonsberges und der nördlichen Brentagruppe.* Zeitschr. d. deutschen Geol. Ges. Band. 82, 1930. Heft IV. (5 fig. 1 tavola).

59. Penck A. e Brückner E. - *Die Alpen in Eiszeitalter.* Leipzig 1909.

60. Peretti L. - *Il limite climatico delle nevi permanenti nelle Alpi occidentali italiane.* Bollett. Comitato glaciologico ital. n. 11. Torino 1931.

61. Pia J. - *Untersuchungen über die Tektonik der lessinischen Alpen und über die Verwendung statistischer Methoden in der Tektonik.* Denkschriften des Naturhistorischen Museum in Wien, Bd. II. Leipzig u. Wien 1923. (p. 229, 61 fig. e 5 tav.).

62. — *Die Gliederung der alpinen Mitteltrias auf Grund der Diploporen.* Akad. Anzeiger d. Akademie d. Wiss. in Wien, n. 23 Sitz. d. math. nat. Klasse v. 20 nov. 1925. (p. 214 - 217).

63. Porro C. - *Alpi bergamasche*. Note illustrative della Carta geologica e delle sezioni. Milano 1903 (p. 28).

46. Prati P. - *Guida delle Dolomiti di Brenta*. C.A.I. Società Alpinisti Tridentini. Trento 1926.

65. Ricci L. - *Relazioni delle campagne glaciologiche* (annuali nel Bollett. del Comitato glaciologico italiano).

66. Sacco F. - *Il glacialismo atesino*. « L'Universo » a. 1935, n. 9-10-11. Ist. Geogr. Milit. Firenze 1935.

67. Salomon W. - *Die Adamellogruppe*. Abhandlungen d. k. k. geol. Reichs. Band XXI. Wien 1908 - 1910. (p. 603, carta geol. 1 : 75000, tav. 9, fig. 98).

68. — *Arktische Bodenformen in den Alpen*. Sitzungsber. d. Heildelberger Akad. d. Wiss., Math. - nat. Klasse, Abh. 5. 1929.

69. Sander B. - *Beiträge zur Kenntnis Anlagerungsgefüge* (*Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias*). Mineralogische u. petrographische Mitteilungen. 48 - 1936 (p. 27 - 139; 141 - 209, 8 diagr., 46 fig., 13 tab.).

70. Schwinner R. - *Kristallines Erratikum in 2650 m. Meereshöhe auf dem Hauptkamm der Brentagruppe*. Verhandlungen d. k. k. geol. Reichs, n. 6, 1912.

71. — *Der M.te Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen*. Mitteilungen d. geol. Ges. V, Wien 1912. (con cartina geologica a colori del M. Spinale).

72. — *Der Südostrand der Brentagruppe*. Mitteilungen d. geol. Ges., Wien 1913. (con cartina geologica in nero).

73. — *Zur Tektonik des nördlichen Etschbuchtgebirges*. Verhandlungen d. k. k. geol. Reichs., n. 17, 1915 (p. 135 - 138).

74. — *Vorläufige Mitteilungen über die geologischen Verhältnisse des Nambinotales*. Ibid., n. 9, 1917 (p. 145 - 164).

75. — *Das Gebirge westlich von Ballino* (*Südwest - Tirol*). Ibid., 1918 - I Teil n. 7; II Teil n. 8. (p. 149 - 192, una cartina geologica in nero e 3 tavole di profili).

76. — *Die Oberflächengestaltung des östlichen suganer Gebiets*. Ostalpine Formenstudien F. Leyden, Abt. 3, Heft 2, Berlin 1923. (p. 138, 2 tav., 1 fig.).

77. Seidlitz (v.) W. - *Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer*. Berlin 1931. (p. 651, 14 tav., 140 fig.).

78. Spitz A. - *Die Nonsberger Störungsbündel*. Jahrbuch d. geol. Reichs. LXIX, 1919, 3 - 4 Heft, Wien 1920. (p. 205 - 220, una tav. di profili, 1 fig.).

79. Staub R. - *Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese*. Materiaux pour la carte géologique de la Suisse, Nouvelle série, 52 livr. Berne 1924. (P. 272, 1 carta tettonica, 2 tav., 70 fig.).

80. — *Grudzüge und Probleme alpiner Morphologie*. Denkschriften d. Schweiz, Naturforsch. Gesell., B. LXIX Abh. I. Zürich 1934. (p. 183, tav. 8).

81. Suess E. - *Das Antlitz der Erde*.

82. Taramelli T. - *Di alcuni scoscendimenti postglaciali sulle Alpi meridionali*. R. Istituto Lombardo, 10 febbr. 1881.

83. Teichmüller R. - *Zur Frage des Alters der tektonischen Bewegungen in den südlichen Kalkalpen (westlich des Tagliamento).* Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Band. 81, 1929, Heft. 8. (p. 381 - 410, 18 fig.).

84. Termier P. - *Les Nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes.* Bull. Societé Géol. de France, vol. 3, 1903. (p. 711 - 766, 2 tav.).

85. — *Les Alpes entre le Brenner et la Valteline.* Ibid. vol. V, 1905. (p. 209 - 289, 2 tav., 15 fig.).

86. Trener G. B. - *Die sechsfache Eruptionsfolge des Adamello.* Verhandl. d. k k. geolog. Reichs. 1912, n. 3, pag. 98.

87. — *Cenni geologici sul gruppo di Brenta.* Guida delle Dolomiti di Brenta di P. Prati (C. A. I. - Trento 1926) p. 297 - 304.

88. — *Geologia delle Marocche.* « Gli impianti idroelettrici della città di Trento », parte II, pag. 28 - 83, Trento 1924 (con carta geologica e figure).

89. — *Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio Trento.* Ufficio idrografico del R. Magistrato alle Acque, sez. Geologica. Padova 1933. (p. 84, 1 tav. di sezioni tettoniche).

90. Trevisan L. - *Risultati preliminari di un nuovo rilevamento geologico nella zona di Cima Tosa e nei dintorni di Stenico (Trentino).* Atti Accad. Scient. Veneto - Trentino - Istriana, XXV, Padova 1935. (p. 8, fig. 2).

91. — *Cenni geologici sul Gruppo di Brenta.* Da « L'Orso nella Venezia tridentina » di G. Castelli. Trento 1935. (p. 176 - 180).

92. — *Nota preventiva sui risultati di un nuovo studio geologico del Gruppo di Brenta (Trentino occidentale), con particolare riguardo alla tettonica.* « Studi Trentini di Scienze naturali » a. XVII, fasc. 2°, Trento 1936 (p. 15, una cartina geologica in nero, 2 tav. di profili, 4 fig.).

93. — *Le formazioni glaciali del Gruppo di Brenta (Trentino occidentale).* Bollett. del Comitato Glaciologico ital. n. 16, 1936 (p. 26, fig. 7).

94. — *La conca di Stenico (Trento). Vicende glaciali, fluviali e morfologiche.* « Studi Trentini di Scienze naturali » a. XVIII, fasc. 1°. Trento 1937. (p. 19, 7 tav., 1 fig.).

95. — *Il fascio di fratture tra l'Adige e la « Linea delle Giudicarie » e i suoi rapporti col massiccio intrusivo dell'Adamello.* Ibid., a. XIX, fasc. 2. Trento 1938 (p. 11, fig. 3).

96. Vacek M. - *Ueber die geologischen Verhältnisse des Nonsberges.* Verhandl. d. k. k. Reichs. n. 16. 1894, pag. 431.

97. — *Ueber die geologischen Verhältnisse des südlichen Theiles der Brentagruppe.* Ibid., n. 8, 1898, pag. 200.

98. — *Exkursion durch die Etschbucht (Mendola, Trient, Rovereto, Riva).* Guide IX Congr. Intern. Géol. Vienne 1900. (con una tavola di profili).

99. — *Erläuterungen zur geologischen Karte der Oesterr. - ung. Monarchie.* K. k. Geolog. Reichsanstalt. SW Gruppe, n. 88, Trient. SW Gruppe, n. 96 - Rovereto - Riva. Wien 1911.

100. Vardabasso S. - *Sulla tettonica della piattaforma porfirica atesina fra Bolzano e Trento.* Atti Accad. Scient. Veneto - Trentino - Istriana, vol. XVI, 1925. Padova 1927. (p. 11, fig. 4).

101. Vialli V. - *Ammoniti giurassiche del Monte Peller.* Memorie del Museo di Storia Naturale della Venezia Tridentina, vol. IV, fasc. 2°, Trento, 1937 (con 5 fig. nel testo e 3 tav.).

102. — *Su taluni fossili liassici del Monte Peller.* « Studi Trentini di Sc. Nat. » a. XIX, fasc. 1°, Trento 1938 (p. 52 - 68, tav. 2, fig. 2).

103. — *Note geologiche sul Monte Peller.* Bollett. della Soc. geol. Ital., vol. LVII, fasc. 3; Roma 1938 (pag. 293 - 330, con 2 fig. e una cartina geologica in nero).

104. Vinassa De Regny P. - *Su taluni fossili giuresi del Monte Peller.* Memorie del Museo di Storia Nat. della Venezia Tridentina. vol. IV, fasc. 2°, Trento 1937 (con 3 tav.).

INDICE

PREFAZIONE . . . . . Pag. 3
Riassunto . . . . . » 7
I limiti del Gruppo . . . . . » 9

STRATIGRAFIA

IL BASAMENTO SCISTOSO - CRISTALLINO . . » 13
PERMIANO . . . . . » 14

TRIAS

Werfeniano . . . . . » 18
Anisico . . . . . » 21
Ladinico . . . . . » 23
Carnico . . . . . » 25
Norico . . . . . » 27
Retico . . . . . » 29

GIURESE

Lias . . . . . » 43
Dogger . . . . . » 45
Malm . . . . . » 50

CRETACEO . . . . . » 52

EOCENE . . . . . » 55

QUATERNARIO . . . . . » 58
Morenico prevurmiano . . . . . » 58
Le « marocche » prevurmiane . . . . . » 61
Le alluvioni interglaciali . . . . . » 64
Il morenico vurmiano . . . . . » 66
Le « marocche » postvurmiane . . . . . » 69
Le morene stadiali . . . . . » 71
Alluvioni postglaciali e attuali . . . . . » 78
Frane e detriti di falda . . . . . » 81
Terreni poligonali di tipo artico . . . . . » 82

TETTONICA

La linea delle Giudicarie . . . . . » 85
Rettifica alla linea delle Giudicarie sud nel tratto del Doss del Sabión . . . . . » 87
La posizione tettonica del nucleo del Sabión e alcuni problemi relativi . . . . . » 89
Il fascio di fratture del Gruppo di Brenta . . . . . » 91
Il significato delle pieghe a ginocchio e degli scorrimenti che le accompagnano . . . . . » 95
Andamento delle fratture . . . . . » 95
Carattere unitario delle fratture con scorrimento orizzontale » 97
La distribuzione delle facies conferma l'ipotesi tettonica . » 97
Sul carattere di scaglie tettoniche della maggior parte delle fratture . . . . . » 103
Le fasi tettoniche . . . . . » 106

MORFOLOGIA

Le forme di dettaglio . . . . . » 109
Morfologia glaciale . . . . . » 111
La linea delle vette e i cicli erosivi . . . . . » 111
Le valli . . . . . » 113
I laghi . . . . . » 114
Le « pozze » carsiche . . . . . » 117

Bibliografia . . . . . » 119

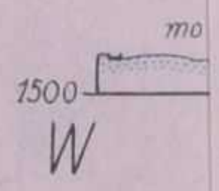
Finito di stampare il 28 Agosto 1939 - XVII

TI

I.


1500
1000
W

III

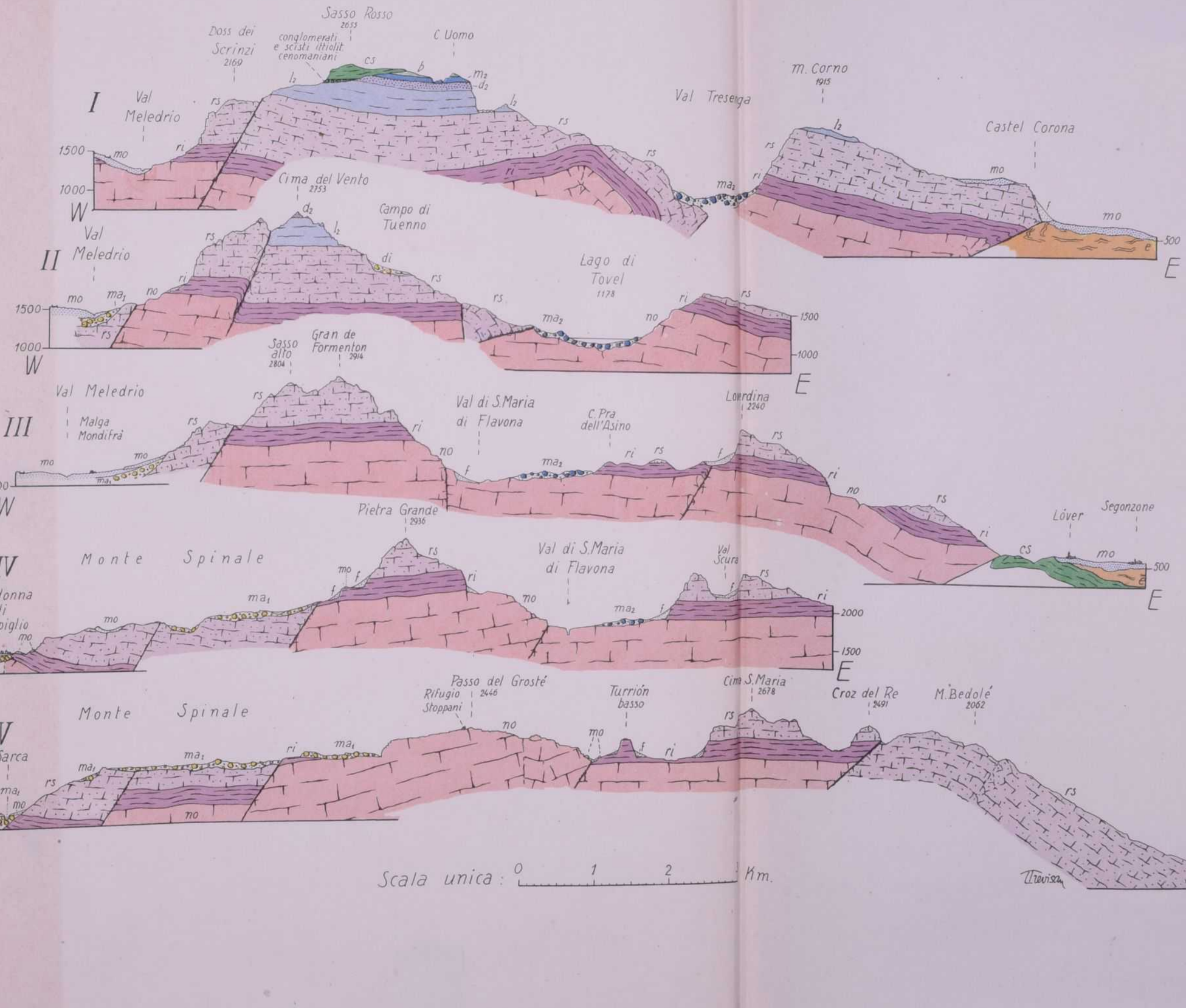

mo
1500
W

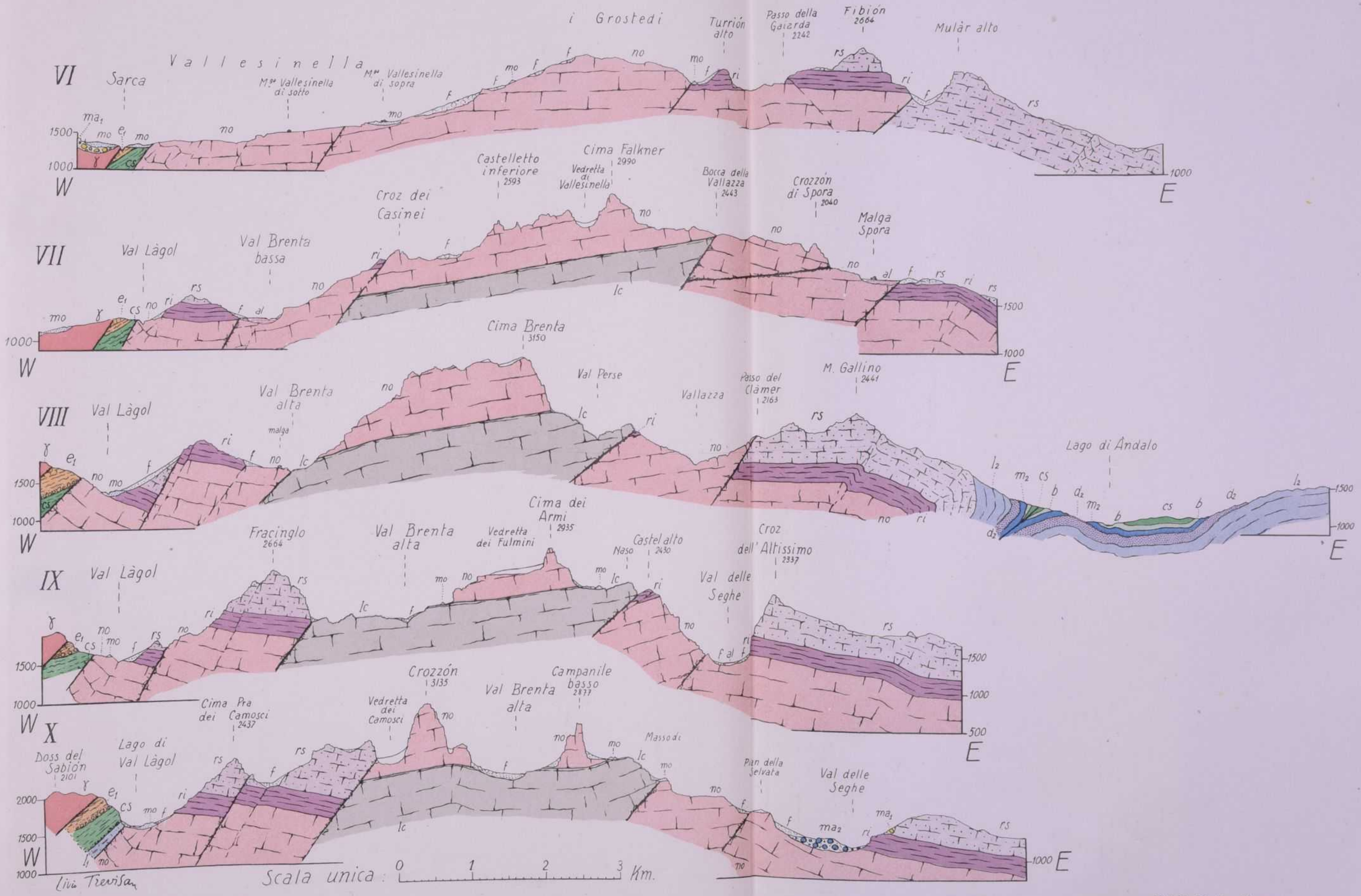
IV


Madonna
di
Campiglio
mo
1500
W

V


Sarca
rs
ma
mo
1500
W


I
Val Meledrio
Sasso Rosso
2655
Doss dei Scrinzi
2160
conglomerati e scisti ittiolit. cenomaniani
C. Uomo
Val Tresenga
M. Corno
1915
Castel Corona
Cima del Vento
2753
1500
1000
500
W
E
II
Val Meledrio
Campo di Tuenno
Lago di Tovel
1178
Sasso alto
2804
Gran de Formenton
2914
III
Val Meledrio
Malga Mondifrà
Val di S.Maria di Flavona
C. Pra dell'Asino
Lourdina
2240
Pietra Grande
2936
Lóver
Segonzone
IV
Monte Spinale
Madonna di Campiglio
Val di S.Maria di Flavona
Val Scura
2000
V
Monte Spinale
Sarca
Passo del Grosté
Rifugio Stoppani
2446
Turrión basso
Cima S.Maria
2678
Croz del Re
2491
M. Bedolé
2062
Torr. Sporeggio
Scala unica : 0 1 2 Km.



St.° G. Giardi - Firenze.

Il Gruppo di Brenta durante lo stadio di Gschnitz



Il Gruppo di Brenta durante lo stadio di Daun

