

CENTRO STUDI DI PETROGRAFIA E GEOLOGIA DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE
PRESSO L'UNIVERSITÀ DI PADOVA

FRANCESCO FERASIN

GEOLOGIA

DEI DINTORNI DI CIMOLAIS

(UDINE)

(Con 11 figure nel testo, 3 tavole e 1 carta geologica al 25.000)



PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA

1956

Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova

Volume XX

INTRODUZIONE

La zona il cui studio costituisce l'oggetto del presente lavoro, posta ai confini occidentali della provincia di Udine, corrisponde in gran parte ai gruppi montuosi che incombono sul paese di Cimolais e lo circondano quasi da ogni parte, per cui non è certo improprio parlare di « dintorni di Cimolais ».

Al rilevamento di questa zona ⁽¹⁾, compresa nelle tavolette dell'I.G.M. Cimolais, Claut e per breve tratto anche in quelle Pieve d'Alpago e Barcis, ho dedicato le due campagne estive 1954 e 1955. I risultati che ne ho tratto mi sembrano abbastanza interessanti, sia per quanto riguarda la stratigrafia, dove ho messo in evidenza alcuni fatti nuovi, sia nell'interpretazione della struttura tettonica, che è risultata notevolmente modificata in alcuni punti e meglio chiarita in altri rispetto alle precedenti conoscenze. Queste sono dovute ai molti Autori che del Friuli occidentale si occuparono fin dai primordi, o quasi, degli studi geologici. Basti ricordare tra tutti i nomi del PIRONA e del TARAMELLI che, in una serie di lavori compresi tra il 1856 e il 1900 circa, gettarono le basi per la conoscenza della geologia del Friuli. Più recentemente, e tenendo conto dei dati raccolti dagli Autori che li precedettero, si occuparono, più o meno da vicino, della zona da me esaminata, anche il BOYER, che studiò particolarmente i dintorni di Longarone, il DAINELLI che prese in considerazione la struttura delle intere Prealpi friulane e la ZENARI che pubblicò uno studio sul bacino del Cellina. A questa Autrice poi è pure dovuto il rilevamento oltre che di quella parte del Foglio Belluno che interessa la regione di Cimolais anche dell'intero Foglio Maniago, ambedue della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala di 1:100.000.

Troppo lungo sarebbe qui riassumere i risultati ottenuti da tutti gli Autori precedenti e del resto un'ampia e dettagliata rassegna di essi si può trovare sia nel lavoro del DAINELLI che della ZENARI ai quali quindi rimando. Per quanto riguarda invece i lavori recenti che ho citato, avrò più volte occasione nel testo di ricordarli a proposito dei singoli problemi in discussione.

⁽¹⁾ La descrizione alpinistica di queste interessanti e spesso suggestive montagne si può trovare in: A. BERTI: *Le Dolomiti orientali - Guida turistico-alpinistica*. Milano 1928. È veramente deplorabile che tra queste cime che meriterebbero di essere maggiormente conosciute ed apprezzate, ed anche visitate, dagli alpinisti, manchi ogni tipo di rifugio, tanto più che le poche casere che in mancanza di rifugi potrebbero servire come base d'appoggio, sono in massima parte abbandonate o addirittura rovinate e dei sentieri spesso è perduta ogni traccia.

Io ho cercato di integrare lo studio sul terreno mediante l'esame di numerose sezioni sottili, che, oltre a fornire dati preziosi per quanto riguarda la stratigrafia, si sono rivelate veramente indispensabili in una regione dalla struttura tettonica così complessa per riconoscere, anche nei punti più complicati, i vari termini della serie. Ho invece quasi tralasciato lo studio del Quaternario e della morfologia, anche perchè un vasto ed accurato esame ne era stato fatto dalla ZENARI nel già ricordato lavoro.

Sono lieto di poter esprimere al mio Maestro, Prof. Gb. DAL PIAZ, viva gratitudine per il continuo interessamento e gli utili consigli, e i più sentiti ringraziamenti ai Proff. A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ, direttori del Centro Studi di Petrografia e Geologia del Consiglio Nazionale delle Ricerche, che mi hanno fornito i mezzi per compiere questo studio e per pubblicarne i risultati.

STRATIGRAFIA

TRIAS SUPERIORE

Il terreno più antico affiorante nella regione di Cimolais è rappresentato da rocce calcareo-dolomitiche, che costituiscono la ben nota formazione della dolomia principale. La base della suddetta formazione dovrebbe essere data da strati calcarei bituminosi o da marne bituminose [9, p. 5; 18, p. 11] che, per analogia con simili rocce in regioni vicine, rappresenterebbero il Raibliano. Terreni del genere non affiorano nella zona compresa nel mio rilevamento, se si escludono alcuni strati leggermente bituminosi ed emananti uno sgradevole odore alla percussione che si rinvencono in una delle vallette che incidono il versante sinistro della val Cimoliana proprio di fronte a Cimolais e chiamata nel posto « le vasche » per la presenza di alcune pozze d'acqua assai caratteristiche. Troppo limitato è però tale affioramento e in una zona troppo sconvolta tettonicamente, per giudicare se si tratti dello stesso livello bituminoso che affiora ad esempio nei pressi di Claut [18, p. 12] e riferito appunto al Raibliano, tanto più che calcari con caratteristiche simili sia pure meno marcate, si rinvencono a diversi livelli della formazione in esame, come già del resto aveva notato il DAINELLI [9, p. 6].

La vera formazione della dolomia principale è data da una potente serie di dolomie e di calcari dolomitici. Le prime presentano generalmente una stratificazione che se non è molto netta è però ben visibile per la presenza di grossi banchi, hanno per lo più colore chiaro, ma non mancano esempi di colorazioni grige o brune, sono visibilmente cristalline, a tratti piuttosto porose. In sezione sottile tutta la roccia appare largamente ricristallizzata, lasciando scorgere solamente delle tracce, dai contorni sfumati, di resti fossili, molto probabilmente alghe calcaree tipo diplopore. L'aspetto è comunque assai

caratteristico e l'ho ritrovato, sempre per questa formazione, anche in regioni diverse, come ad esempio negli alti Lessini.

Tra dolomie e calcari dolomitici non esistono rapporti ben netti; solo si può dire che le prime sono maggiormente sviluppate nella parte bassa e media della formazione.

Nell'alta Val Cimoliana, nei blocchi detritici o alluvionali provenienti sicuramente dalle dolomie, è abbastanza comune la presenza di impronte o modelli di *Megalodon*. Nella Val Zemola, in un masso chiaramente dolomitico sul letto del torrente, ho rinvenuto assai numerose impronte di lamellibranchi però non determinabili. Fossili in posto, invece, non ne ho trovati. La dolomia principale, soprattutto sulla base di *Megalodon* e *Worthenia*, fossili in essa più facilmente rinvenibili, è comunemente attribuita al Norico; dato però che senza apparenti lacune si arriva al Lias è evidente che in essa è rappresentato anche il Retico, ma, a differenza di altrove [6, p. 26; 9, p. 7], non esiste alcun dato nei dintorni di Cimolais, né litologico né paleontologico, che ne permetta il riconoscimento né, tanto meno, la delimitazione. Ciò avviene del resto addirittura anche per il limite superiore della intera formazione. Infatti nella parte alta di essa sono presenti dei calcari dolomitici che si vanno facendo via via sempre più fittamente stratificati, indi appaiono dei noduli o lenti selciose ed infine si passa ai calcari selciferi veri e propri e tutto ciò avviene gradualmente così che il passaggio non è contrassegnato nei caratteri litologici dei calcari neppure dal punto di vista microscopico. Ho quindi adottato il criterio del tutto convenzionale fin qui seguito [2, p. 454; 18, p. 14] e utile se non altro per la compilazione della carta, di porre il limite tra Trias superiore e Lias là dove cominciano i calcari con selci.

La potenza della dolomia principale è assai rilevante, non inferiore ai 1300-1400 metri; essa rappresenta il substrato per tutti gli altri terreni e costituisce i maggiori gruppi montuosi della regione come il Duranno (2652 metri), la Cima dei Preti (2703), la Vacalizza (2245), ecc.

A causa dello spessore dei banconi che la costituiscono e della rigidità che ne consegue, la dolomia principale sottoposta ad intense forze tettoniche si frattura assai facilmente, dando spesso origine a piani di scorrimento e frantumandosi così fortemente da risultare a volte addirittura polverizzata, come si può vedere ad esempio salendo da Stalle Bresin al Colle delle Gramane, oppure alla « Brustolada ». Inoltre, al contrario di quanto accade per esempio ai calcari oolitici nelle stesse condizioni, non si ricementa, probabilmente a causa della sua scarsa solubilità. In corrispondenza quindi alle zone di maggiori disturbi tettonici nella dolomia principale si impostano di preferenza le valli e i canali (Val del Compol, alta Val Zemola, canali sul versante occidentale della Vacalizza, ecc.).

L I A S

Come ho detto parlando del limite superiore della dolomia principale, verso la parte alta di questa formazione, la stratificazione si fa più netta e comincia ad apparire la selce. La natura litologica dei calcari rimane sostanzialmente la stessa prima e dopo la comparsa della selce; essi si presentano cioè in strati dello spessore da una decina fino a 30

o al massimo 40 cm, generalmente dalle superfici non regolari bensì bernoccolute, di solito abbastanza scuri, grigi o marron, assai finemente cristallini, ricoperti in superficie da una patina biancastra. La selce è, specie a tratti, molto abbondante, per lo più nerastra, a volte forma veri e propri strati, in altri casi è in liste o noduli assai irregolari.

Caratteri microscopici: tutta la roccia è completamente ed intensamente ricristallizzata, per cui è scomparsa ogni traccia di qualsiasi resto fossile eventualmente presente: la grana dei cristallini calcitici è variabile ma sempre minuta, molto uniforme; nella massa sono sparse piccole masserelle di sostanze carboniose. La selce è costituita da un aggregato calcedonioso o quarzoso a grana minutissima, in cui si notano numerose inclusioni costituite in massima parte da piccoli romboedri di calcite.

Verso la parte alta di questa formazione cominciano ad apparire, dapprima rari poi più abbondanti, degli strati calcarei più chiari dei precedenti, grigi o nocciola chiaro, sempre però molto sottili e ricchi di selce nera o anche biancastra. In sezione sottile questi calcari si distinguono chiaramente dai precedenti per la presenza, su una massa di fondo calcarea a grana assai fine, di abbondanti resti fossili: radiolari e spicule di spugna, foraminiferi (*Nodosaria*), frammenti di gusci di molluschi, ostracodi, filamenti di alghe e numerosi altri resti indeterminabili. I radiolari e le spicule di spugna possono presentarsi sia silicizzati sotto forma di calcedonio sia calcitizzati in tutto o in parte per diagenesi più o meno spinta; nel primo caso si notano generalmente anche delle silicizzazioni diffuse. Talvolta i calcari sono leggermente argillosi e contengono abbondanti sostanze carboniose, assumendo allora una colorazione nerastra assai intensa.

Procedendo ancora verso l'alto, la serie si fa più varia. Salendo ad esempio lungo la mulattiera che da Malga Ferron porta verso la Cima del Gallinut, sopra ai termini già descritti, si rinviene un calcare rossastro a macchie verdi, difficilmente distinguibile da analogo calcare del Giurese superiore, ma che in sezione sottile si riconosce facilmente. Esso è infatti caratterizzato dall'abbondanza di filamenti di alghe (tav. I, fig. 2), oltre che da *Nodosaria* ed altri foraminiferi. I filamenti di alghe suddetti ricordano molto da vicino forme simili descritte da CUVILLIER [5, tav. VIII e IX] e rinvenute in Aquitania ad un livello prossimo al nostro.

Un'altra località interessante è quella posta in corrispondenza ad una piccola cresta che si trova presso quota 2267 a Sud di Cime Centenere. Qui, sopra ai calcari selciferi è presente un calcare molto argilloso, rosso cupo, che in sezione sottile si mostra impregnato di ossidi di ferro concentrati soprattutto in piccole vene assai diffuse che isolano minute plaghe rotondeggianti di calcare a grana fine. Dispersi nella massa si notano piccoli granuli elastici di quarzo. I resti fossili sono scarsi e rappresentati soprattutto da piccoli molluschi e filamenti di alghe. Sopra a questi calcari argillosi rossi, la cui potenza si aggira sui 10-20 metri, si rinvencono dei calcari nodulosi grigiastri, con deboli intercalazioni marnose per una potenza complessiva di 10-15 metri al massimo. Essi sono caratterizzati in sezione sottile da una massa di fondo calcarea a grana molto fine, leggermente argillosa, su cui spiccano numerosissimi resti fossili: frammenti di piastre di echinidi, piccoli aptici, foraminiferi vari, piccoli molluschi (camere embrionali di cefalopodi?), frammenti di gusci di macrofossili e filamenti di alghe. Si notano anche piccole masserelle di pirite. In questi calcari nodulosi ho rinvenuto una piccola fauna a cefalopodi, la maggior parte nella località suddetta e altri, sempre nella stessa posizione stra-

tigrafica, circa 30 metri sotto la cima di quota 2275. Tutti purtroppo sono in pessime condizioni di conservazione, per cui ho potuto riconoscere solo le seguenti specie:

Hildoceras (Lillia) escheri (HAUER)

Phylloceras sp.

Hildoceras (Lillia) aff. *comense* v. BUCH ⁽¹⁾

Lytoceras cf. *francisci* OPP.

Queste poche forme bastano tuttavia, unitamente alla identità litologica con le analoghe ma più fossilifere formazioni del Monte Borgà, Cima Buscada, Croda Bianca ecc., tutte località in cui il BOYER rinvenne ricche faune, ad indicarci per i calcari nodulosi che le contengono un'età riferibile al Lias superiore. Resta quindi anche stabilita l'attribuzione alla parte bassa del Lias della sottostante serie di calcari selciferi.

Il livello a Cefalopodi di cui sopra o i calcari rossastri contenenti abbondanti filamenti di alghe descritti in precedenza, non si rinvencono ovunque. Sotto la chiesetta di S. Antonio, allo sbocco della Val di Tuora nella Val Vaiont, si rinvencono solamente, tra i vari strati di calcari selciferi, delle intercalazioni di marne nerastre. Alla base delle pareti sul versante settentrionale del Monte Cornetto invece, sopra la strada che dal Passo di S. Osvaldo porta a Cimolais, il passaggio dai calcari selciferi ai sovrastanti calcari oolitici avviene con un bancone potente 3 o 4 metri di calcare noduloso, dall'aspetto quasi conglomeratico, di non facile interpretazione, anche per la difficoltà di esaminarlo da vicino affiorando in parete.

Il succedersi delle varie formazioni che ho descritte sta certamente ad indicarci che le condizioni di mare aperto, in cui si depositarono i calcari selciferi, variarono notevolmente nel Lias superiore. Si ebbero infatti dei sollevamenti che portarono ad un avvicinamento della linea di costa, ciò che è testimoniato da accenni di sedimentazione di tipo clastico e dalla variabilità delle facies, e forse si ebbero pure delle limitate emersioni che potrebbero spiegare il fatto per cui non sempre la serie si rinviene completa. Sarebbe di notevole interesse trovare maggiori prove che testimoniassero sull'entità e la portata di tali sollevamenti nel Lias superiore, ma purtroppo non sono riuscito a raccogliere dati sufficienti per chiarire con sicurezza questo problema. Faccio presente però che prove di avvenuti sollevamenti sono state notate dal BOYER [2] ad Ovest di Longarone, dove manca per lacuna il Lias superiore.

La potenza totale della serie liassica — che per brevità chiamerò in seguito dei « calcari selciferi » — compresa tra il punto ove iniziano abbondanti le selci e la base dei calcari oolitici, si può ritenere sui 250-300 metri.

I calcari selciferi si mostrano abbastanza plastici e danno luogo anche a pieghe con piccolo raggio di curvatura. Dove però le azioni tettoniche sono state più intense si osserva una notevole fratturazione della selce, i cui frammenti vengono ad essere inglobati in una massa di fondo costituita dall'originario calcare contenente i noduli o le lenti silicee (tav. I, fig. 1). Si può anche notare che le esili fratture limitate alla selce sono rice-

⁽¹⁾ Questa forma presenta notevoli affinità con la specie indicata per la sezione, l'apparato carenale, la forma delle coste, i rapporti tra i vari giri. Se ne differenzia invece per il più rapido accrescimento dell'ultimo giro, avvicinandosi in ciò a *H. (Lillia) chelussii* PARISCH e VIALE [14, p. 156, t. XI, f. 10-11], e per avere le coste dell'ultimo giro che non si uniscono in un nodo, somigliando in questo ad *H. (Lillia) tirolense* HAUER.

mentate con silice facilmente riconoscibile per essere esente da inclusioni, mentre quelle che interessano anche la massa calcarea sono cementate con calcite.

Le più vaste aree di affioramento dei calcari selciferi si trovano a Sud del Monte Cornetto, a Nord del passo di S. Osvaldo e sulla cresta a Sud di Cime Centenere.

D O G G E R

Sopra ai calcari nodulosi a Cefalopodi dove la serie del Lias è completa, o direttamente sui calcari selciferi dove invece non lo è, si rinviene, con brusco passaggio, una potente serie di calcari oolitici o almeno prevalentemente oolitici. Si tratta infatti di un calcare da bianco a nocciola chiaro, raramente più scuro, di cui a volte è ben visibile anche macroscopicamente la struttura oolitica, mentre in altri casi ha più l'aspetto di un calcare dolomitico. In realtà anche in quest'ultimo caso, in sezione sottile ne risulta la vera natura di calcare oolitico. La stratificazione di questo complesso è assai varia, in quanto talvolta è solo appena accennata in grossi banconi di più metri di potenza, tal'altra invece è ben netta con strati dello spessore da qualche dm a un metro o poco più.

In sezione sottile appare sempre chiaramente la struttura oolitica. Le ooliti mostrano un diametro generalmente al disotto del mm, ma in qualche caso son di dimensioni maggiori. Di solito i corpuscoli più piccoli mostrano meglio sviluppata la struttura concentrico-raggiata; in tal caso lo strato corticale è anche più chiaro. Quelli maggiori invece hanno lo strato corticale a struttura prevalentemente concentrica, di calcite criptocristallina per cui appare scuro [4, f. 51]. Il nucleo può essere dato o da granuli dello stesso calcare oolitico, per cui una oolite ne racchiude altre minori ed eventualmente frammentate, ciò che comporta anche un rimaneggiamento; da granuli di calcare criptocristallino senza alcuna struttura interna apparente, da foraminiferi, frammenti di conchiglie, articoli di crinoidi o piccoli molluschi. La forma delle ooliti è per lo più sferica o leggermente ellittica. Quando la forma è allungata ciò sembra dovuto più che a deformazione alla forma del nucleo, come nel caso in cui questo sia un frammento allungato di conchiglia. Talvolta sembra che le ooliti raggiungano un diametro molto più grande del normale, anche di un cm [vedi anche 18, p. 20]. In realtà si tratta di ciottoletti di calcare con ooliti diciamo così normali, rivestiti a loro volta da una corteccia concentrica (tav. I, fig. 3); in qualche caso la frazione elastica di questo tipo prevale sulla frazione oolitica vera e propria. Quando la struttura oolitica non è visibile macroscopicamente, le ooliti sono molto minute e spesso si tratta anche di pseudooliti. Questo avviene, senza peraltro che ciò valga come regola, verso la parte alta della formazione. Il cemento è costituito da calcite a grana più o meno grossa, e generalmente assume uno sviluppo limitato rispetto alla massa delle ooliti, le quali sono per lo più a contatto.

Nessun macrofossile mi è stato possibile trovare in tutta la formazione dei calcari oolitici, se si eccettuano alcuni articoli di crinoidi rinvenuti nella forra del Vaiont a monte di Erto. Recentemente nella zona di Longarone vi è stato rinvenuto un tronco silicizzato di cui è in corso lo studio [13].

Il limite inferiore della formazione dei calcari oolitici, dato che questi poggiano sui calcari con fossili del Lias superiore, è con sicurezza attribuibile alla base del Giurese me-

dio. Più difficile è determinarne il limite superiore. Nella zona di Longarone però essi soggiacciono a dei calcari con selci riferiti dal BOYER su basi paleontologiche all'Oxfordiano [2, p. 466]. Nella mia zona ai calcari oolitici seguono dei calcari selciferi correlabili probabilmente con quelli analoghi studiati dal BOYER, oppure dei calcari rossastri contenenti *Calpionella alpina* e quindi titoniani. Si può pertanto ritenere con una certa sicurezza che i calcari oolitici rappresentino tutto il Dogger ed eventualmente anche la parte bassa del Malm, senza però che siano possibili ulteriori precisazioni e suddivisioni.

Merita di essere notato a questo proposito che la serie stratigrafica nei dintorni di Cimolais presenta, soprattutto per quanto riguarda il Lias ed il Dogger, ben poche analogie con la serie giurassica delle Alpi Feltrine [6 b] che si può considerare una « serie tipo » per il Giurese del Veneto, dato che l'abbondanza di fossili ha reso in essa possibile il riconoscimento di tutti i livelli stratigrafici. Alla varietà litologica nelle Alpi Feltrine fa contrasto l'uniformità della serie di Cimolais, ciò che rende impossibile ogni confronto diretto, se si eccettua qualche somiglianza nei terreni del Lias superiore delle due zone.

La potenza della serie oolitica è piuttosto notevole e si può ritenere sui 300-350 metri. Essa rappresenta una facies assai diffusa sia ad Est che ad Ovest della regione di Cimolais e, a quanto sembra, è anche caratteristica come età [2, 9, 18]. Essa ci dice anche che per tutto il Giurese medio le condizioni ambientali si mantennero assai costanti, persistendo su una vasta area quelle particolari condizioni di profondità, salinità e agitazione della massa d'acqua che presiedono alle formazioni delle ooliti.

A causa della rigidità piuttosto elevata di cui sono dotati per effetto della loro stratificazione generalmente assai grossolana, i calcari oolitici si fratturano molto facilmente ma, a differenza di quanto avviene ad esempio per le dolomie triassiche, si ricementano con facilità, per cui anche dove i disturbi tettonici sono assai intensi, essi danno origine a ben scarse quantità di detriti di falda. I calcari oolitici del Dogger sono invece la sede di alcuni fenomeni carsici osservabili in quella specie di altipiano presente tra Forcella Lodina e Cime Centenere e rappresentati da varie doline, inghiottitoi o cavità in genere. Alla tendenza al carsismo di tali calcari si può imputare l'assoluta mancanza di corsi d'acqua e sorgenti nelle aree in cui essi affiorano.

GIURESE SUPERIORE

In una nota precedente [10] feci notare come la serie sovrastante i calcari oolitici sia in questa zona assai varia e di difficile interpretazione. In effetti i terreni del Giurese superiore e del Cretaceo sono in questa regione conservati, con poche eccezioni, come piccoli lembi in cui non sempre si può vedere chiaramente la successione completa di tutti i vari termini, ma si può anche dire però che non esistono due punti dove si ritrovino, riferibili al Giurese superiore, delle formazioni identiche.

Sulla cresta che dalla cima del Monte Lodina (detta localmente Cruc, q. 1996) si estende verso il punto contrassegnato con la quota 2017, sopra i calcari oolitici si rinvengono dal basso all'alto i seguenti termini:

1 - calcari in strati sottili, più o meno scuri, con selci nerastre; in sezione sottile essi appaiono a grana molto fine, talora detritici per la presenza di piccoli granuli calcarei elastici, ricchi di radiolari intensamente diagenetizzati;

2 - sopra a questi calcari, senza che però si veda il contatto, si notano altri calcari, rossastri, dapprima in grossi banchi poi più fittamente stratificati e nodulosi, caratterizzati in sezione sottile dall'abbondanza di piastre di echinidi e articoli di crinoidi, di solito in frammenti e impregnati di ossidi di ferro ma con la struttura spesso assai ben conservata, ad ogni modo non in posizione primaria. Inoltre si notano anche piccoli aptici, radiolari, foraminiferi calcarei ed arenacei, il tutto immerso in una pasta calcitica a grana assai fine, a volte però con granuli elastici calcarei e, minutissimi, di quarzo. Anche questi calcari mostrano una intensa diagenetizzazione. In essi ho rinvenuto una impronta appena accennata di ammonite. Microfacies del genere sono state rinvenute anche più ad Est [11].

Poco a Sud di malga Lodina si può notare la stessa serie, ma i calcari rossastri, molto simili ai precedenti, sono ancora più ricchi di resti di echinodermi, tra i quali non rara è la presenza di *Saccocoma* [16] (tav. II, fig. 1).

A Sud della cima del Monte Cornetto [10] subito sopra i calcari oolitici si rinven-
gono dei calcari nodulosi rosso cupo a macchie verdi, ricchi di frammenti di echinodermi, aptici, radiolari, foraminiferi. Verso l'alto questi calcari si fanno più chiari e contengono, tra l'altro, anche *Calpionella alpina*.

A S. Martino invece, sulla strada che dal passo di S. Osvaldo porta ad Erto, immediatamente sopra i calcari oolitici si notano dei calcari fittamente stratificati, da bianchi a rossi, assai ricchi di selce. In sezione sottile si rivelano formati da calcite criptocristallina, con abbondanti radiolari e spicule di spugna spesso intensamente diagenetizzati; talora si notano anche dei granuli calcarei elastici.

Una serie come quella del Lodina, con alla base calcari ricchi di selce, e calcari rossi nodulosi con resti di echinodermi sopra, si può vedere anche ad Est di Claut, al piede della parete sulla destra del torrente Cellina poco prima di Stalle Parentonia.

L'affioramento forse più interessante, che ci può dare la spiegazione delle anomalie della serie del Giurese superiore, l'ho rinvenuto scendendo dal Monte Porgait per la mulattiera. A quota 1330 su una piccola parete si può osservare dal basso in alto la seguente successione:

1 - un bancone di calcare oolitico con granuli, pure di calcare oolitico, rimaneggiati (vedi analoghe rocce del Dogger);

2 - un conglomerato di 30-40 cm di potenza, costituito da ciottoli di 5-10 cm di diametro, di varia natura, tra i quali alcuni che ricordano assai da vicino, anche dal punto di vista microscopico, i calcari con selci che, come si è visto, sovrastano i calcari oolitici del Dogger a S. Martino e sul Lodina;

3 - un calcare rosso in grossi banchi che mostra in sezione sottile articoli di crinoidi probabilmente rimaneggiati, globigerine, radiolari e *Globochaete alpina* LOMB., il tutto in un cemento calcitico a grana fine (tav. I, fig. 4). Esso si presenta quindi in tutto simile ai calcari rossi di cui ho parlato precedentemente.

La serie nella forra del Vaiont a valle di Erto comprende, per quanto riguarda il Giurese superiore, da 10 a 20 metri di calcari selciferi fossiliferi, riferibili all'Oxfordia-

no nella parte inferiore e al Lusitaniano in quella superiore. Sopra a questi, e avente all'incirca lo stesso spessore, si rinviene il « rosso ammonitico » riferibile al Kimmeridgiano e al Titoniano [2, pp. 465-466]. Mancano invece dati diretti per la datazione dei calcari con selci che si rinvennero sul Lodina, a S. Martino ecc., ma è probabile che si identifichino con quelli del Malm inferiore della Val Vaiont. Lo spessore è però più esiguo, al massimo qualche metro, e talvolta mancano addirittura [vedi anche 18, p. 23], come ad esempio sul Cornetto. Come si è visto, sopra questi calcari in banchi sottili con selci o, quando c'è, sopra il conglomerato o ancora direttamente sui calcari oolitici, si rinvennero quei calcari rossastri con microfacies assai caratteristica ed inconfondibile soprattutto per la presenza di abbondanti articoli di crinoidi. *Globochaete alpina* LOMB., *Saccocoma* e, dove è presente, *Calpionella alpina* LOR. ci indicano con sicurezza l'età titoniana di questa formazione.

La mancanza che talora si nota, o la riduzione dei calcari con selci, unitamente alla presenza del conglomerato rinvenuto sul Monte Porgait, fa pensare che si sia avuta, prima della deposizione dei calcari rossi titoniani, una erosione che ha eliminato in tutto o in parte i calcari selciferi. Tracce di sollevamenti e di trasgressioni anche notevoli nel Giurese superiore si trovano del resto pure nel bacino dell'Isonzo [11, 15], mentre più ad occidente, nel Veneto centro-occidentale, non mi pare siano stati segnalati fenomeni del genere.

Certo è che se nella regione di Cimolais sollevamenti ed erosioni si sono avuti, essi sono stati di lieve entità e limitati anche come estensione geografica; sembra infatti che sia ad Est che ad Ovest esista la serie completa. Purtroppo così come si presentano i vari affioramenti non mi è stato possibile trovare nuovi elementi che permettano di chiarire il problema in modo definitivo oltre a quelli di cui ho parlato e che, d'altra parte, mi pare siano abbastanza probanti.

Riassumendo, la serie completa al di sopra dei calcari oolitici dal basso verso l'alto è la seguente:

1 - calcari con selci, fittamente stratificati, più o meno scuri, talvolta biancastri o anche tendenti al rosso;

2 - calcari compatti o nodulosi, rossastri, contenenti abbondanti resti di echinodermi e conosciuti per la loro abbondanza in altre zone di cefalopodi come « ammonitico rosso ». La potenza totale di questa serie è di una ventina di metri al massimo. Il primo termine talora manca (Monte Cornetto) e al disotto del secondo può essere presente un conglomerato. E' probabile quindi che il calcare rossastro sia trasgressivo [vedi anche 15, p. 55] e che, dove mancano o sono assai ridotti, i calcari con selci siano stati asportati da un'erosione pretitoniana. Mi pare sia preferibile questa interpretazione piuttosto che pensare a poco probabili e troppo complesse eteropie di facies, che del resto non potrebbero fornire la spiegazione di tutti i fatti illustrati. Anche se esiste, d'altra parte, è assai difficile da osservare tra i terreni interessati una discordanza angolare, del resto non necessaria, mentre la mancanza in qualche punto del conglomerato trasgressivo non deve eccessivamente meravigliare [vedi 15, p. 55]. In ogni caso si tratta di una lacuna assai limitata e corrispondente all'incirca al Malm medio. Probabilmente si aveva una zona di altofondo che arrivò in certi punti anche all'emersione o quasi. Tale zona, come si vedrà parlando del Cretaceo, perdurò anche durante quest'ultimo periodo,

sempre ristretta grosso modo all'area comprendente i monti Lodina, Cornetto e Porgait, limitatamente alla regione da me studiata.

Ristretti affioramenti di calcare rossastro riferibile al titoniano oltre a quelli già esaminati, esistono anche sulla destra della bassa Val Fesena e sopra la Colonia Pontificia a Nord di Cimolais, ma tali zone sono troppo disturbate tettonicamente per consentirvi la ricerca dei rapporti stratigrafici tra i vari terreni a contatto.

C R E T A C E O

Come ho già fatto notare [10], in nessun punto nei dintorni di Cimolais si rinviene una qualsiasi formazione che possa essere attribuita in qualche modo al Cretaceo inferiore. La ZENARI parla di biancone [18], roccia tipica del Giurese superiore ma soprattutto del Cretaceo inferiore in tutto il Veneto centro-occidentale, ed in realtà anche qui tra Giurese superiore e scaglia rossa turoniana esistono dei banchi, per una potenza variabile ma sempre piuttosto limitata, di calcari bianchi che però col vero biancone non hanno niente a che vedere ⁽¹⁾.

Il passaggio dai calcari rossi titoniani ai terreni cretacei si può osservare sia sul Monte Cornetto che a S. Martino. Avendole già descritte in dettaglio [10], riassumo qui brevemente le serie relative. A Sud della cima del Monte Cornetto, sopra i calcari contenenti *Calpionella alpina*, si rinviene un calcare di un metro o due di potenza, bianco o verde assai chiaro, detritico. In sezione sottile si nota infatti come esso sia costituito da una frazione clastica data da granuli di calcare criptocristallino e da frammenti di macrofossili, con cemento calcitico. Non rimaneggiati sono globigerine e forse altri foraminiferi. E' pure presente qualche granulo glauconitico. A questo banco calcareo, di cui vedremo in seguito il significato, segue abbastanza gradatamente un calcare un po' gialliccio, nettamente stratificato, leggermente marnoso. E' ancora un po' detritico e contiene *Globotruncana lapparenti* e *Gbt. lapparenti tricarinata*. Verso l'alto si passa gradualmente alla scaglia rossa contenente le stesse globotruncane.

A S. Martino invece, sopra ai calcari con selci già visti a proposito del Giurese superiore, si rinviene uno straterello di 10 cm circa di spessore di un materiale calcareo-terroso, rosso-bruno, a struttura brecciato-concrezionare, spesso ricco di glauconite e di fosfato di calcio amorfo. Nella parte calcarea non concrezionata si notano: *Globotruncana renzi*, *Gbt. (Rot.) apenninica*, *Gbt. helvetica*. Ancora sopra è presente un banco calcareo, compatto, rossastro, spesso 40-50 cm, ricchissimo di foraminiferi e di globotruncane in particolare: *Gbt. stephani*, *Gbt. (Rot.) apenninica*, *Gbt. renzi*, *Gbt. helvetica* (tav. II, fig. 2). Segue uno strato di calcare detritico (tav. II, fig. 3) simile a quello già incontrato sul Monte Cornetto ed infine altri calcari rossastri compatti con *Gbt. lapparenti*, *Gbt. lapparenti coronata*, *Gbt. lapparenti tricarinata*.

La serie dal Giurese superiore al Cretaceo si può seguire con sufficiente chiarezza anche sulla cima del Lodina. Anche qui tra la scaglia ed il calcare titoniano esistono dei

⁽¹⁾ Faccio presente però che sia la ZENARI in un primo lavoro [17] che il DAINELLI [7, 9] non accennano a rocce del Cretaceo inferiore nè tanto meno al biancone in particolare.

calcarei bianchi e verde-chiari, compatti, dall'aspetto cristallino, le cui caratteristiche risaltano assai chiaramente in sezione sottile: si tratta del solito calcare detritico, la cui frazione elastica è data da piccoli granuli di un calcare criptocristallino, per lo più arrotondati e spesso contenenti tracce di resti fossili, o da frammenti di fossili meno numerosi ma leggermente più grandi dei precedenti, di solito non arrotondati, con i quali il cemento, costituito da calcite a grana media, è spesso in continuità cristallografica. Rimaneggiati spesso si notano dei miliolidi o forme affini. Sono presenti però anche altri foraminiferi non rimaneggiati, essenzialmente globigerine. Si nota pure qualche granulo di glauconite. Il passaggio dai calcari rossi titoniani ai calcari detritici di cui sopra è assai netto e senza alcun'altra roccia interposta. Immediatamente sopra i calcari detritici poi si rinviene la scaglia rossa con *Globotruncana lapparenti* e *Gbt. lapparenti tricarinata*, di età quindi turoniana.

E' pertanto estremamente improbabile che quel metro di calcare detritico possa rappresentare da solo tutto il Cretaceo inferiore, anche a voler ammettere una sedimentazione assai lenta, cosa del resto assai improbabile data la natura della roccia e senza contare che a S. Martino i calcari detritici con le stesse caratteristiche, compresi tra strati con globotruncane, sono sicuramente di età all'incirca turoniana inferiore e che sul Monte Cornetto da essi si passa abbastanza gradualmente ai calcari marnosi pure turoniani.

Tutti questi calcari detritici poi costituiscono una litofacies particolare, legata alle formazioni di scogliera, derivando dalla demolizione delle scogliere stesse ad opera delle onde e delle correnti. Tale litofacies si accorda perfettamente con la descrizione di formazioni analoghe data da CAROZZI [3, p. 437]. I calcari detritici suddetti sarebbero quindi da interpretare come dovuti alla sedimentazione delle particelle strappate alle scogliere, che nella nostra regione sono presenti più a Sud sotto forma di calcari a Rudiste del Cretaceo medio e superiore, e depositate, a causa delle loro dimensioni minute, lontano dal loro luogo di provenienza. A questa frazione elastica, in parte inorganica ed in parte organogena (i frammenti di fossili), si sarebbe aggiunta una frazione organica *in situ*, più o meno abbondante e rappresentata, nel caso particolare, da globigerine. Infine si sarebbe aggiunto anche il cemento [vedi pure 1, p. 112].

Questo particolare ed interessante tipo di calcare si rinviene sulla cima del Lodina con uno spessore di un metro o poco più; come si è visto sul Cornetto ha la potenza di 1 o 2 metri, a S. Martino di 30-40 cm; il suo spessore va poi aumentando procedendo verso Est, e a Sud del Paese di Claut raggiunge la potenza di un centinaio di metri circa e, nei punti dove ho potuto esaminarlo, mantiene sempre le stesse caratteristiche generali. Nei dintorni di Claut non sono però riuscito a stabilire, a causa della mancanza di fossili caratteristici e della difficoltà di trovare un punto in cui si possa osservare il passaggio dai calcari titoniani ai calcari detritici, se questi rappresentino tutto il Cretaceo inferiore o una parte di esso o, come più ad Ovest, solo la parte bassa del Cretaceo superiore.

Ad Occidente di Cimolais invece, nella forra del Vaiont ad esempio, il Cretaceo inferiore è rappresentato da tutt'altra facies, quale il biancone con intercalazioni del cosiddetto marmo di Castellavazzo, per una potenza totale di circa 150 metri [2].

Tutto ciò considerato, io ritengo che la cresta costituita dai monti Lodina, Cornetto e Porgait, data la differenza di facies e di potenza dei sedimenti cretacei su di essa e ad Est e ad Ovest di essa, costituisse durante questo periodo una specie di soglia separante due distinti bacini a sedimentazione assai diversa. Si è visto che già nel Giurese superiore la medesima area rappresentava probabilmente una zona di altofondo. Le stesse condizioni si sarebbero successivamente ripresentate e forse con maggiore intensità, così da aversi eventualmente anche emersioni ed erosioni. Prima della ripresa della sedimentazione dovuta ad un ulteriore abbassamento della soglia suddetta nel Cenomaniano superiore o Turoniano inferiore, si sarebbe avuta una intensa erosione sottomarina per cui i nuovi sedimenti — costituiti da calcari provenienti dalla degradazione delle scogliere — si sarebbero depositi su un fondo roccioso il quale, appunto per essere stato sottoposto ad erosione sottomarina, non presenta le tracce che stanno generalmente ad indicare una lacuna od erosione subaerea. E' pacifico che tutto ciò ha valore di semplice ipotesi, ma mi sembra che in tal modo si possano spiegare diversi fatti altrimenti incomprensibili, quali la già notata differenza di facies ad Est e ad Ovest della cresta Lodina-Cornetto-Porgait, e la mancanza di segni tali che possano testimoniare l'entità della pur indubitabile lacuna che ha determinato la scomparsa di tutto il Cretaceo inferiore o addirittura di una parte del Giurese superiore, come avviene a S. Martino dove mancano anche i calcari rossi titoniani [10].

La sedimentazione ridiviene, per così dire, normale ed uniforme con la scaglia rossa, per quanto non manchino anche entro a questa, ad esempio sulla cima del Lodina, delle intercalazioni molto sottili di calcare bianco detritico, molto simile a quello già descritto, ma contenente globotruncane, ciò che testimonia della persistenza delle scogliere in zone più o meno prossime quando già era iniziata la sedimentazione della scaglia ⁽¹⁾. Questa alla sua base contiene sempre *Globotruncana lapparenti* e la sua varietà *tricarinata* ed è quindi di età all'incirca turoniana. Merita però di essere posto in evidenza il fatto che sul Monte Cornetto il calcare detritico fa passaggio gradualmente alla scaglia mediante dei calcari giallicci finemente detritici, a globotruncane, che diventano verso l'alto via via sempre più marnosi e fittamente stratificati finchè, con l'apparire delle colorazioni rossastre si passa alla scaglia vera e propria; ora, tali calcari marnosi esistono solo in questa località. Inoltre ho parlato finora genericamente di scaglia, ma è da notare però che a S. Martino e sul Monte Porgait si tratta invece di un calcare rosso sì, ma compatto ed in grossi banchi mentre per fossili e microfacies si ha identità con la scaglia. Questa si rinviene invece altrove con facies abbastanza tipica (Claut, M. Lodina, ecc.) e rappresentata, come appare in sezione sottile, da un calcare a grana fine, leggermente argilloso, impregnato di ossidi di ferro sparsi o in venuzze e riccamente fossilifero per la presenza di prismi di *Inoceramus*, *Globigerina cretacea*, *Globigerinella*, *Gumbelina*, talora articoli di crinoidi e soprattutto globotruncane. Spesso si notano anche granuli clastici di quarzo o di un calcare a grana assai fine.

La differenza di facies, sia pur lieve, tra le rocce coeve di S. Martino, del Lodina e del Monte Cornetto testimonia ancora una volta come in questa regione la sedimentazio-

⁽¹⁾ Questo fatto, che ho osservato anche in altre zone del Bellunese, comporta una coevità, e quindi una eteropia, almeno parziale, tra le facies di scogliera e di scaglia rossa.

ne sia varia, ciò che dimostra, credo, l'accidentalità del bacino di deposizione. Inoltre, a differenza di quanto avviene in altre zone, la scaglia e le rocce coeve non contengono selce o ne contengono in scarsissima quantità.

La serie più completa e caratteristica del Cretaceo superiore è quella di S. Martino che ho già descritta [10]. Sia qui che altrove il passaggio al flysch eocenico è graduale ed avviene mediante dei calcari argilloso-arenacei grigiastri, in strati sottili ed a frattura scagliosa, attribuibili, per la presenza di *Globotruncana stuarti*, *Gbt. leupoldi* e *Gbt. lapparenti tricarinata*, al Santoniano-Campaniano. Ai calcari grigi si intercalano verso l'alto degli straterelli argillosi ed infine si passa al vero e proprio flysch. Immediatamente prima che compaiano le intercalazioni argillose ho rinvenuto *Gbt. stuarti* e *Gbt. cf. contusa*, che indicano un'età maestrichtiana. Merita a questo proposito di rilevare che nella zona studiata la scaglia rossa non raggiunge neppure la parte alta del Cretaceo superiore, al contrario di quanto si verifica in altre regioni dove tale facies continua fin nell'Eocene inferiore. I calcari argilloso-arenacei grigi e fittamente stratificati si rinvencono oltre che a S. Martino, a Sud della Malga Lodina, sui versanti orientali del monte omonimo e nella conca di Claut. Mancano invece sul Monte Cornetto, come avrò occasione di dire in seguito.

Per ragioni di semplicità e chiarezza, sulla carta geologica non ho distinto le varie litofacies del Cretaceo superiore. Inoltre è da notare che sul Monte Porgait gli strati sono a franapoggio ed inclinati come il versante dando luogo ad affioramenti isolati i cui rapporti non sono chiari; perdi più solo in sezione sottile ho potuto distinguere i calcari rossi del Turoniano, da quelli apparentemente molto simili, ma titoniani. Per tali ragioni non mi è stato quindi possibile delimitare con esattezza sulla carta il Cretaceo superiore dal Malm, per cui il limite tra questi due piani è, nella sola zona del Monte Porgait, più che altro indicativo.

E O C E N E

Come ho detto precedentemente, il passaggio dai terreni cretacei al flysch eocenico avviene gradualmente. Dapprima si hanno semplici intercalazioni marnose nei calcari arenaceo-argillosi, poi questi ultimi si riducono e verso l'alto prevale la frazione argilloso-marnosa, con intercalati strati arenacei assai sottili.

La parte inferiore di questo complesso, per i rapporti stratigrafici con le rocce cretacee sottostanti, è senz'altro attribuibile all'Eocene inferiore. Alcuni campioni di marne che ho raccolto nel flysch hanno rivelato microfaune assai scarse, costituite quasi totalmente da forme planctoniche, in massima parte mal conservate e di dimensioni ridotte, ciò che, unitamente alla mancanza di macrofossili, testimonia delle condizioni ambientali poco favorevoli alla vita degli organismi in cui avvenne la sedimentazione di questa particolare facies. Le specie determinate sono le seguenti: *Eggerella* sp., *Globigerina triloculinoidea* PLUMMER, *Globorotalia aragonensis* NUTTAL, *Gl. crassula* CUSH. & STEW., che seppure non hanno un assoluto valore stratigrafico ci possono tuttavia indicare un'età eocenica inferiore o media. Verso l'alto il flysch rappresenta sicuramente anche l'Eoce-

ne medio poichè, nei pressi di Claut, il DAINELLI [8] ha rinvenuto alcuni macrofossili indicanti appunto un'età medioeocenica.

Il flysch affiora oltre che nella valle del Vaiont sotto il paese di Erto e nella conca di Claut, anche in un'area abbastanza estesa sulla destra del Cimoliana prima della confluenza di questo col Cellina. Ovunque il flysch mostra, come del resto è logico aspettarsi data la plasticità delle rocce di cui in massima parte è composto, una fitta pieghettatura e talora quasi dei contorcimenti, che ne rappresentano, si può dire, una caratteristica e fanno sì che è sempre un'impresa assai ardua se non impossibile seguirlo nel suo senso stratigrafico.

Un interessante affioramento è quello che si rinviene sul Piano Grande del Cornetto, costituito da un'arenaria quarzosa a cemento calcareo, con rari foraminiferi indeterminabili, compatta, che non ho ritrovato in nessun altro luogo (tav. II, fig. 4). Inoltre, sempre nella medesima località, mancano quegli strati di calcari argilloso-arenacei, che rappresentano la parte alta del Cretaceo superiore, per cui la suddetta arenaria sembra giacere sulla scaglia turoniana. Purtroppo il fatto che l'immediato contatto non sia visibile, e che nell'arenaria manchino fossili indicativi, rende impossibile il giudicare sui rapporti tra le due formazioni, vale a dire se si tratti o meno di un lembo trasgressivo sul Cretaceo. Resta comunque il fatto che, a mio modo di vedere, tale arenaria non trova corrispondenza alcuna con le rocce che fanno parte del flysch, per cui l'ho tenuta distinta anche nella carta.

T E T T O N I C A

Il motivo tettonico fondamentale della regione di Cimolais è costituito essenzialmente da una serie di pieghe più o meno rovesciate verso Sud e con direzione all'incirca Est-Ovest, ciò che si adatta perfettamente al quadro della tettonica delle Prealpi Venete, quale fu prospettato fin dal 1905 e poi ampiamente illustrato nel 1912 da Giorgio DAL PIAZ [6 a, 6 c].

Nella zona qui presa in considerazione tale andamento tettonico era nel suo complesso già da tempo conosciuto, ma discordi erano sui particolari le opinioni degli autori che di tale zona si occuparono ultimamente, vale a dire il DAINELLI e la ZENARI. Il punto in cui la disparità di vedute era maggiore, consisteva principalmente sul come far proseguire verso Ovest la sinclinale di Claut e sui rapporti tra questa e la sinclinale di Erto. Come si vedrà in seguito, le ricerche da me effettuate mi hanno portato a dare una nuova interpretazione alle tormentate condizioni di questo estremo lembo occidentale del Friuli.

Come ho già detto, le pieghe che caratterizzano la tettonica della regione sono generalmente rovesciate, se non addirittura coricate, verso Sud, ed inoltre presentano spesso il fianco intermedio laminato o addirittura soppresso così da aversi talvolta il fianco normale dell'anticlinale sovrascorso sul fianco normale della sinclinale sottostante. Tipico esempio ne è lo scorrimento, già da lungo tempo conosciuto [7, 2, 9], che ha portato la

massa del Monte Borgà, costituita essenzialmente da terreni giuresi, sopra le più recenti formazioni cretacee ed eoceniche che formano il nucleo della sinclinale di Erto. Un profilo del BOYER [2, p. 479, fig. 6], riportato poi anche dal DAINELLI [9, p. 145] e passante leggermente ad Ovest dell'abitato di Erto, illustra queste condizioni.

Del resto, salendo dal fondo della Val Vaiont al paese di Erto, si può facilmente constatare come il flysch eocenico, affiorante grosso modo dalla confluenza della Val Zemola con la Val Vaiont fino a qualche centinaio di metri a valle del ponte detto « della Pineda », sia ricoperto dalla scaglia rossa cretacea. Se poi si sale sopra il paese, nei pressi di S. Antonio in Costa, si vede assai chiaramente come la scaglia rossa sia a sua volta ricoperta dalle formazioni giurassiche scorse su di essa. Mentre la scaglia assai plastica si è ripiegata sopra il flysch che forma il nucleo della sinclinale, le rocce giuresi formanti il nucleo dell'anticlinale, più rigide, si sono adattate al movimento laminandosi e scorrendo sui terreni sottostanti, in questo caso la scaglia. Questa ed i calcari oolitici del Dogger, che per le anomalie stratigrafiche di cui si è precedentemente detto le stanno quasi immediatamente sotto, pendono a S. Antonio in Costa verso Sud-Ovest, costituendo la parte della piega tettonicamente ricoperta e si continuano con la stessa giacitura al di là della Val Zemola, ove formano quella specie di gran piano inclinato che è il monte Porgait visto dalla Val Vaiont. I medesimi calcari oolitici che formano l'ossatura del Monte Porgait, diventano sul versante Nord-Est dello stesso monte quasi orizzontali; continuano poi al di là di forcella « La Forca », dove formano gli strapiombi che incombono sulla parte occidentale della « Garoffola » e le pareti rocciose, chiaramente visibili anche dalla strada nei pressi del passo di S. Osvaldo, che interrompono intorno a quota 1650 i prati della stessa « Garoffola » e proseguono fino alla base della grande parete Ovest del Monte Lodina.

Appoggiate su questi calcari oolitici però si rinvencono le masse di dolomie e di calcari dolomitici, assai cataclasate, riferibili al Trias superiore e che formano la serie di speroni che vanno da q. 1789 fino al Monte Fortezza. Là dove le tavolette topografiche segnano « Al Cop » tra dolomie e calcari oolitici si insinuano i calcari selciferi del Lias. In uno dei canali che scendono da Cima Fortezza si vede molto bene come immediatamente sopra i banconi di oolitico, orizzontali o quasi, gli strati di calcare selcifero da orizzontali procedendo verso l'alto si raddrizzano, inclinando a Nord, per diventare infine quasi verticali. Leggermente più ad Est i calcari selciferi del Lias che scendono dalla cima di q. 2197 — dove rispetto alla dolomia di Cima Fortezza sono in posizione stratigrafica normale — si vanno ad incuneare tra i calcari oolitici che formano la parete Ovest del Lodina. Da quanto son venuto fin qui esponendo e consultando i profili e la carta ci si può rendere conto di come stanno le cose.

Là dove i terreni triassici giacciono direttamente sopra il calcare oolitico si ha la continuazione, pur essendone interessate formazioni diverse, dello stesso fenomeno del Monte Borgà, vale a dire di una piega rovesciata a Sud con il fianco intermedio scomparso per laminazione (tav. III, profilo 2). Questa piega è invece completa, per quanto sempre assai asimmetrica, dove compaiono anche gli strati liassici (tav. III, profilo 3), e va rapidamente attenuandosi verso Est cosicchè il nucleo dell'anticlinale, dapprima in dolomia, è poi rappresentato solo dai calcari liassici ed anche questi infine si riducono ad

un semplice cuneo nei calcari del Giurese medio. Questi ultimi poi, assai rigidi, non potendo minutamente ripiegarsi si sono fagliati orizzontalmente così da aversi nel Monte Lodina una ripetizione della serie limitata all'oolitico e rivelata, oltre che da una leggera discordanza angolare visibile sulla parete occidentale del monte circa all'altezza del surricordato nucleo di calcari liassici, anche dall'enorme spessore del Dogger sotto la cima dello stesso monte, troppo forte ed anormale per non essere di origine tettonica.

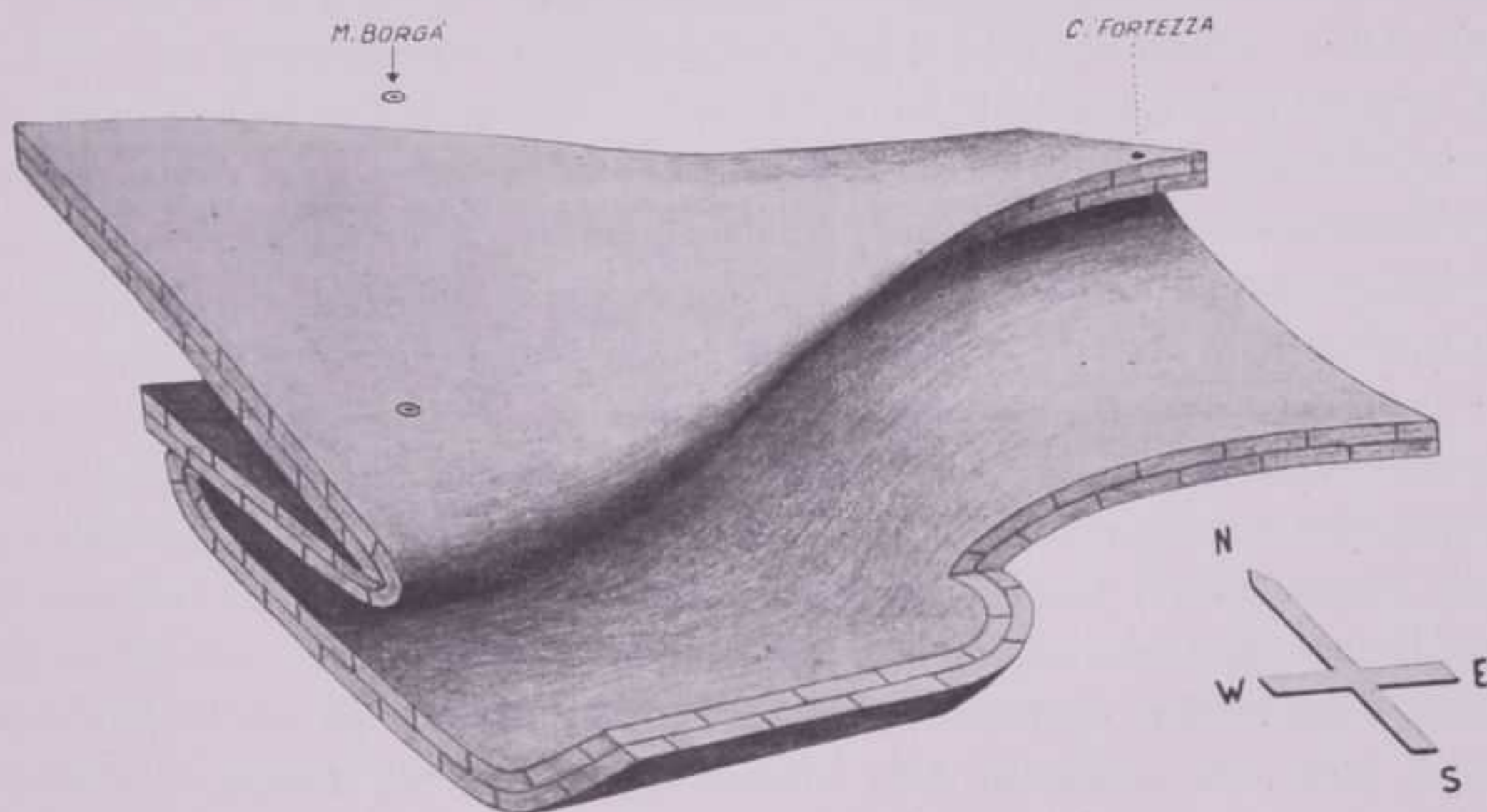


FIG. 1 - Rappresentazione teorica e schematica della piega rovesciata e sovrascorsa del Monte Borgà, che si continua verso Est nel Gruppo di Cima Fortezza. È pure rappresentato il rapido innalzamento da Occidente verso Oriente dell'asse della piega.

Per le complicazioni che come si vedrà in seguito esistono sul versante orientale del Lodina, non si può controllare se, ed eventualmente fin dove, continui la piega di cui ci si è fin qui occupati, ma tutto porta a credere che l'attenuazione di detta piega, constatabile sul terreno, preluda alla sua estinzione che avverrebbe quindi in corrispondenza al Monte Lodina e costituirebbe anche l'estinzione della piega rovesciata del Monte Borgà di cui questa era la continuazione verso oriente.

Circa la continuazione verso Nord della linea di scorrimento che mette a contatto la dolomia principale con i calcari oolitici a Sud-Ovest di Cima Fortezza, è assai difficile farsene un'idea esatta, soprattutto a causa della fitta vegetazione che ricopre il versante settentrionale di detta cima e, dove non esiste vegetazione, della presenza di strapiombi sui quali è sconsigliabile avventurarsi per la friabilità della roccia intensamente cataclastata. E' assai probabile ad ogni modo che, essendo il piano di scorrimento inclinato leggermente a Nord, l'intersezione di detto piano con la superficie topografica descriva un ampio semicerchio in corrispondenza alla Val Zemola, per raccordarsi poi con la linea di scorrimento del Monte Borgà. Ciò sarebbe anche provato dalla enorme massa di detriti presente nella stessa valle e dovuta alla notevole fratturazione e cataclasi della dolomia principale imputabili alle intense azioni tettoniche subite. Meriterebbe però a que-

sto proposito uno studio approfondito anche il versante occidentale della Val Zemola, ciò che purtroppo non mi è stato possibile fare.

Il DAINELLI [9, pp. 147 e segg.] faceva proseguire la sinclinale di Erto per le pendici occidentali del Monte Certen, per la Forcella Liron e di qui detta sinclinale sarebbe passata nell'alta Val Vaiont, in Val Ferrona ecc. Mi pare che questa interpretazione non si possa sostenere per varie ragioni che non starò qui ad elencare, anche perchè pur aven-



FIG. 2 - La parete occidentale del Monte Cornetto nella forra del Vaiont a monte di Erto. Sono ben visibili i disturbi tettonici secondari interessanti soprattutto la massa dei calcari oolitici.

do ad essa dedicato alcune escursioni la zona interessata è fuori dell'area compresa nel mio rilevamento. Dirò solamente che i terreni formanti la sinclinale di Erto si innalzano abbastanza regolarmente verso Sud, verso Est, forse essendo anche interessati da qualche fenomeno di faglia sul versante Ovest del Monte Certen, e verso Nord-Est in particolare, come si è visto parlando del Monte Porgait e come ho cercato di mostrare nello stereogramma della figura 1. Si ha quindi un innalzamento assai notevole dell'asse della sinclinale, cosicchè la continuazione di essa sinclinale si ha nell'alta Garoffola tra il Monte Porgait e Lodina dove, come ho già fatto notare, ad una quota intorno ai 1600 metri affiora una fascia di calcari oolitici sottostanti a terreni più antichi. Al di sotto di detta

fascia, si rinvengono nuovamente inclinati verso Sud, i calcari selciferi liassici, che formano i salti rocciosi visibili sopra Pra di Tegn, nella piana di S. Osvaldo e che trovano poi la loro naturale continuazione nella medesima formazione affiorante alla base delle pendici settentrionali del M. Cornetto. In quest'ultimo monte poi i calcari oolitici sembrano avere una potenza maggiore del normale, e ciò è dovuto, come si vede in quella magnifica sezione naturale che è l'alta Val Vaiont (Fig. 2), ad una serie di pieghe e fratture secondarie e tutt'affatto locali in seno al monte stesso. Queste stesse pieghe di carattere locale sono particolarmente messe in evidenza dai plastici terreni del Giurese superiore e del Cretaceo presenti sulla cima del Cornetto e che avevano indotto la ZENARI a vedere in esse la continuazione della sinclinale di Claut [18].



FIG. 3 - Le masse dolomitiche del Trias superiore (a destra) sovrascorse sui calcari oolitici del Giurese medio (a sinistra) nei pressi di cime Centenere.

Una seconda piega è presente a Nord e a Nord-Est di quella descritta, con caratteristiche simili ma assai più complicata di quella per fenomeni di faglia.

Nei pressi di Cime Centenere, a Sud del Duranno, le varie formazioni inclinano a Nord-Est con pendenze sui 45°. La successione è normale dai calcari selciferi liassici a quelli oolitici del Dogger. Sopra questi ultimi però giacciono le masse dolomitiche triassiche che formano lo sperone di q. 2274 (Fig. 3). Sotto questa cima, visibili sugli strapiombi verso la Val Zemola, i terreni del Lias e del Dogger si incuneano tra le dolomie triassiche, formando così il nucleo di una sinclinale a ricoprire il quale, scomparso per laminazione il fianco intermedio della piega, sono scorse le formazioni del Trias superiore (tav. III, profilo 2). Si ripetono quindi quasi identiche le condizioni di piega rovesciata con fianco intermedio laminato già riscontrate nella piega più meridionale. La linea di scorrimento così prodottasi procede poi verso Ovest quasi orizzontalmente alla base del Du-

ranno verso la forcella « della Spalla » fin dove si può seguire e riconoscibile — ben presto scomparso il surricordato cuneo di terreni giuresi — per una leggera discordanza angolare tra le due masse dolomitiche tettonicamente sovrappostesi.

Più ad Est di Cime Centenere il ricoprimento è ancor più marcato. Nell'alta Val Compol, dove il sentiero proveniente da Casera Lodina prende ad inerpicarsi per rag-

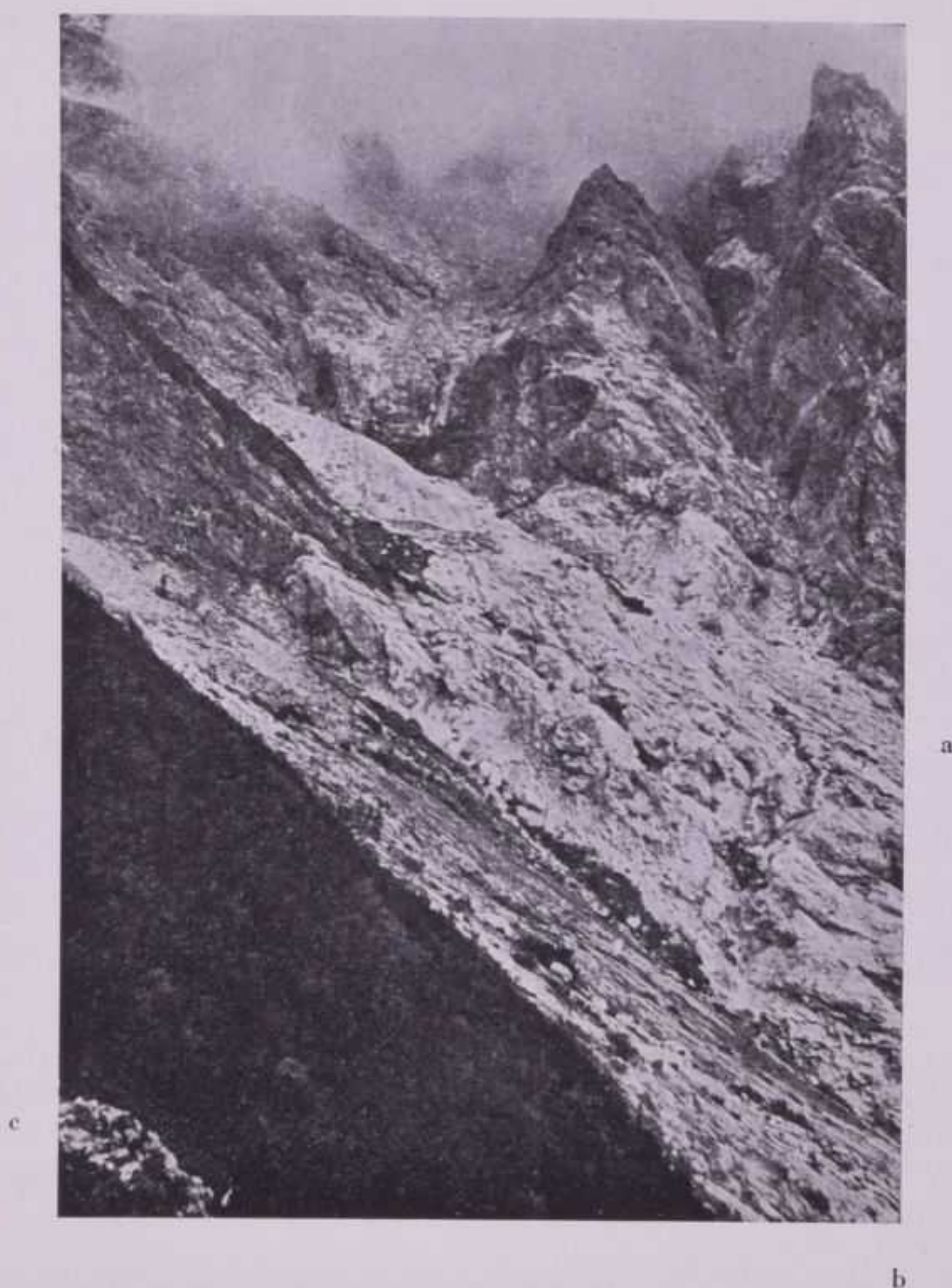


FIG. 4 - La serie rovesciata dell'alta Val Compol. La dolomia principale che forma la Cima dei Frati (*coperta dalle nuvole*) rovesciata sui calcari selciferi del Lias e questi a loro volta sui calcari oolitici del Giurese medio.

a - dolomia principale ; b - calcari selciferi ; c - calcari oolitici.

giungere il Pian Duranno, della piega rovesciata è conservato, almeno in parte, anche il fianco intermedio (ciò è dovuto anche alla quota minore), ed è di tutta evidenza la sovrapposizione anomala delle dolomie triassiche sui calcari selciferi del Giurese inferiore e di questi ultimi su quelli oolitici del Dogger (Fig. 4).

La linea di contatto tettonico prosegue poi, sempre verso Est, in corrispondenza alla Val Compol, che presenta il versante destro in calcari oolitici e quello sinistro in dolomia principale, ambedue queste formazioni inclinando verso Nord-Est. L'erosione ha qui eliminato gran parte della piega rovesciata, con l'anticlinale sovrascorsa sulla sinclinale, che aveva determinato il formarsi di una vera e propria coltre tettonica, come è dimo-

strato dalla presenza di due lembi di ricoprimento, entrambi costituiti di dolomia principale a tratti addirittura polverizzata per le intense azioni cataclastiche, e giacenti sui calcari oolitici pure fratturati ma ricementati. Si tratta dei cocuzzoli denominati « la Brustolada » quello più a Nord, e « le Monteselle » quello più meridionale (Fig. 5). Il primo era già stato osservato dalla ZENARI [18, p. 79], così come era già da tempo nota [9, pp. 162 e segg.; 18, pp. 78-79], seppure non nei dettagli, la particolare struttura che ne è all'origine. Questi lembi testimoniano anche dell'entità del ricoprimento: le



FIG. 5 - Le « Monteselle », a Nord di Casera Lodina. Lembo di ricoprimento costituito di dolomia principale (*in secondo piano*) sui calcari oolitici del Giurese medio (*in primo piano*). Nello sfondo si vedono le pareti meridionali del gruppo della Cazzalta, tutto in dolomia triassica.

Monteselle si rinvencono ad oltre un chilometro dal loro probabile luogo di provenienza (tav. III, profilo 6). Il nucleo della sinclinale su cui sono sovrascorse le masse dolomitiche credo si possa identificare in quei lembi di calcare argilloso-arenaceo riferibile al Cretaceo superiore, in posizione quasi verticale e con direzione Est-Ovest, che si rinvencono in prossimità del sentiero che da Casera Lodina porta alla forcetta omonima.

E' sulla prosecuzione verso Est della piega fin qui considerata, e sull'interpretazione della giacitura delle masse rocciose a monte di Cimolais che credo non si possa accettare il parere degli autori precedenti. Infatti sia il DAINELLI che la ZENARI pensavano che la sinclinale di Claut si flettesse tra Porto Pinedo e Cimolais, fino a diventare normale rispetto al suo andamento primitivo all'incirca Est-Ovest, costipandosi inoltre così da avere il fianco orientale coricato sull'altro proprio a Nord di Cimolais. Essa, secondo gli Autori succitati, continuerebbe sempre con direzione Nord-Sud fino al Col delle Gramane dove, per la Valle del Compol, salirebbe al Pian Duranno e alla forcetta della Spalla [9, pp. 166 e segg. e fig. 74; 18, pp. 75 e segg. e fig. 6 e 7].

Non credo si possa accettare tale interpretazione soprattutto per il fatto che sia gli strati del versante sinistro della bassa val Cimoliana, che secondo l'ipotesi su accennata dovrebbero costituire il fianco Est della sinclinale, che gli stessi strati delle formazioni a Nord di Cimolais, mostrano una direzione Est-Ovest o Nord Ovest-Sud Est, normale cioè all'asse della supposta piega, il che non è possibile per ovvie ragioni geometriche. Senza contare poi che sarebbe ben strana la presenza di pieghe ad asse Nord-Sud in una regione a prevalente andamento tettonico Est-Ovest.

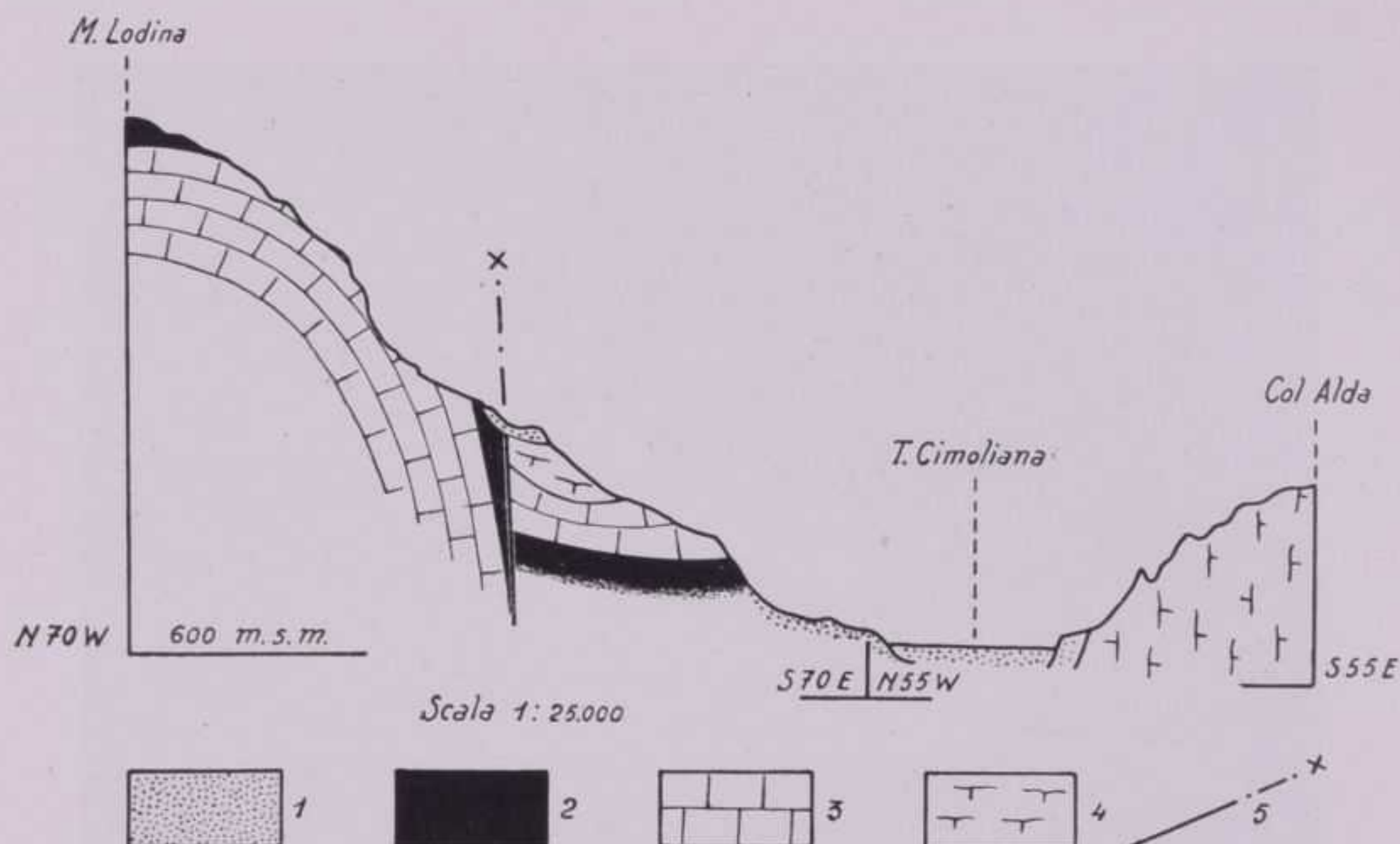


FIG. 6 - Profilo dalla cima del Monte Lodina al versante orientale della bassa Val Cimoliana.

- 1 - Detriti di falda, alluvioni ecc. 2 - Giurese superiore e Cretaceo. 3 - Calcari oolitici del Giurese medio. 4 - Dolomie e calcari dolomitici del Trias superiore. 5 - Linea di faglia.

Alle spalle della Colonia pontificia, poco a Nord del paese di Cimolais, la scaglia rossa cretacea a prevalente direzione Est-Ovest, soggiace ad un grosso banco di calcare oolitico del Giurese medio (qualche lente di calcare rosso compatto che si rinviene tra le due formazioni si può forse attribuire al Giurese superiore). Dapprima sia la scaglia che il calcare oolitico sono quasi orizzontali, ma ben presto si immergono decisamente verso Nord. La stessa giacitura presentano i calcari selciferi che si rinvencono, appoggiati sopra i precedenti, in corrispondenza a valle Fiessen. Procedendo ancora verso Nord, si nota la dolomia principale, intensamente cataclasata, giacere sopra i calcari del Lias. In altre parole si rinviene tutta la serie, sia pure assai ridotta come potenza, dalla scaglia alle dolomie triassiche in posizione invertita. Lembi isolati di dolomie e di calcari selciferi si trovano al di sopra degli spuntori di oolitico che incombono sul paese. La serie rovesciata di cui sopra è separata dalla massa dei calcari oolitici che formano, per così dire, l'ossatura del Monte Lodina, da una stretta fascia di scaglia, appoggiata in posizione normale sopra l'oolitico — come si può vedere ad esempio nella parte alta del

canalone immediatamente a Sud di Valle Fiessen — e inclinata assieme a quello fortemente verso Est (tra scaglia e calcare oolitico vi potranno tutt'al più essere fenomeni di « scollamento » dovuti alla diversa deformabilità dei due tipi di rocce, ma non una vera e propria frattura). La fascia di scaglia suddetta viene a contatto con tutti i termini della serie inversa su descritta, rispetto ai quali presenta direzione assolutamente ortogonale e si rinviene fino al colle delle Gramane. Sembra evidente supporre che tra detta fascia di scaglia e i terreni in posizione invertita esista una faglia, all'effetto della quale, d'im-

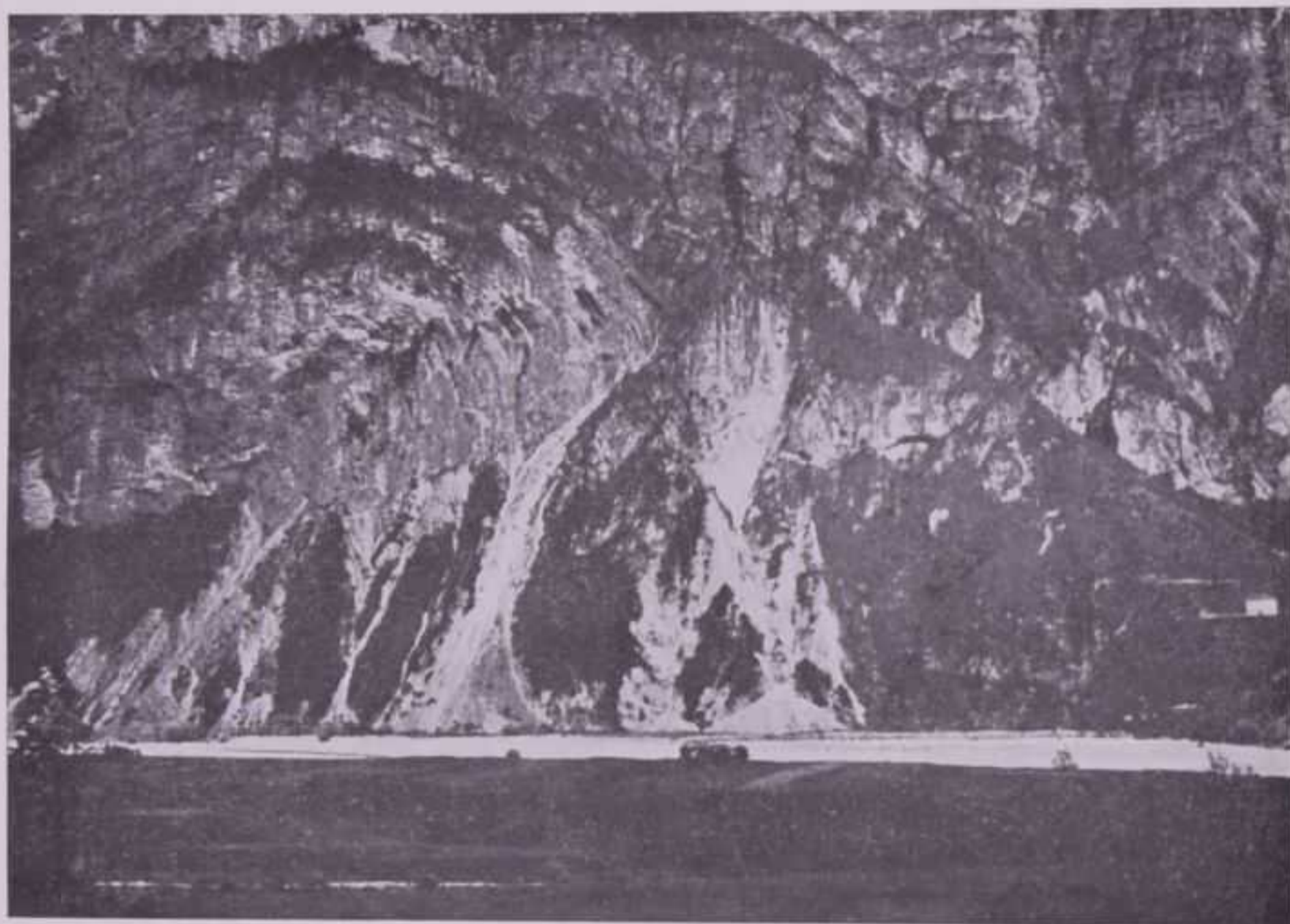


FIG. 7 - Il versante sinistro della bassa Val Cimoliana. È chiaramente visibile la brusca piega formata dai banconi di dolomia principale che si flettono fino a diventare verticali. In primo piano le alluvioni terrazzate, poi il letto del torrente Cimoliana.

portanza peraltro secondaria, sarebbe anche dovuta la giacitura a direzione all'incirca Nord-Sud, e cioè pressapoco ortogonale rispetto all'andamento generale, degli strati che dal Lodina scendono verso Est (Fig. 6).

La serie completamente invertita invece, presente ad Est della frattura suddetta, non rappresenterebbe altro che il fianco intermedio, più o meno completo, della piega coricata e sovrascorsa che da Cime Centenere abbiamo seguito lungo la Val Compol, ma abbassato, ad opera della faglia, di diverse centinaia di metri rispetto ai terreni osservati ad esempio nei pressi di Casera Lodina e che della piega formano il fianco inferiore. Si può pensare cioè che la piega rovesciata abbia conservato almeno in parte il suo fianco intermedio, che sarebbe poi stato risparmiato dall'erosione a causa della sua posizione anche topograficamente più bassa. Testimonianza di scorrimenti tuttavia esistono anche in questo caso in quei lembi triassici e liassici già nominati, visibili nella Val Frassenello sopra Cimolais (tav. III, profilo 7) e giacenti sui calcari oolitici.

Vediamo ora le condizioni di giacitura delle rocce sul versante sinistro della Val Cimoliana. Qui le dolomie in grossi banconi che costituiscono il massiccio del Monte Vacalizza, dapprima orizzontali o quasi, si immergono bruscamente fino a diventare verticali formando così un angolo di 90° , ed infine un po' più a Sud si rovesciano addirittura (Fig. 7). Affiorano poi curiosamente alle Monteselle che sorgono nella piana alluvionale tra Cimolais e Pinedo, sempre rovesciate a Sud. Poche centinaia di metri a Sud Ovest delle Monteselle affiora invece, spuntando dalle alluvioni, il flysch eocenico che si presenta qui quasi verticale (Fig. 8).

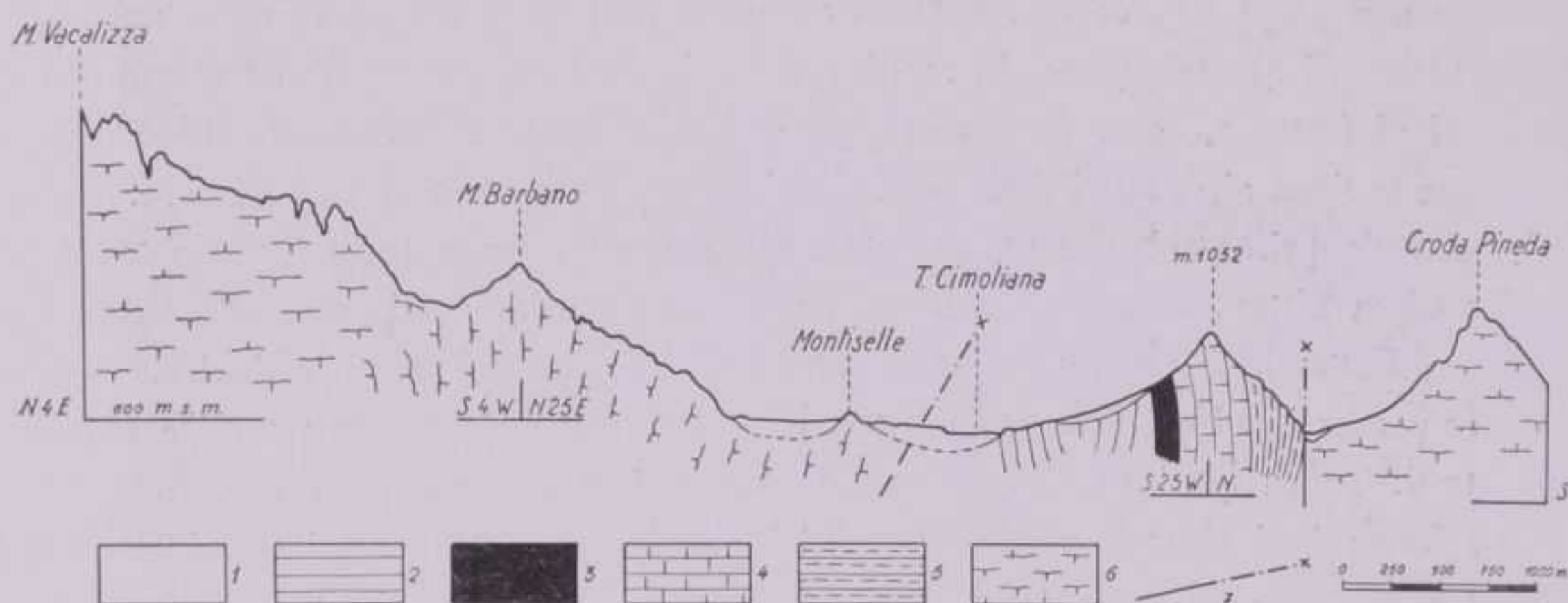


FIG. 8 - Profilo dal Monte Vacalizza a Croda Pineda. Si nota il probabile sovrascorrimento della dolomia principale sui terreni più recenti in corrispondenza alla Val Cimoliana. Verso Sud è invece visibile la differenza di giacitura tra le dolomie di Croda Pineda e la serie giurese-cretacea di Cima d'Assola, q. 1052 ecc.

- 1 - Detriti di falda, alluvioni ecc.
- 2 - Flysch.
- 3 - Giurese superiore e Cretaceo.
- 4 - Calcarei oolitici del Giurese medio.
- 5 - Calcarei selciferi del Giurese inferiore.
- 6 - Dolomie e calcari dolomitici del Trias superiore.
- 7 - Linee di disturbo tettonico.

Siamo ormai nell'ambito della sinclinale di Claut, il cui fianco settentrionale è rappresentato appunto dalle dolomie del gruppo del Monte Vacalizza e che, come si è visto, sono rovesciate verso Sud. Si ripete così il fenomeno della piega rovesciata o addirittura, vista anche la vicinanza del flysch, dello scorrimento delle masse dolomitiche del Trias superiore sui terreni più recenti, ma tali masse sono ancora più abbassate, tettonicamente, rispetto a quelle corrispondenti sull'altro fianco della valle, probabilmente a causa di una seconda frattura che corre lungo la bassa valle Cimoliana. Della piega quindi si vede solamente la parte corrispondente all'anticlinale, essendo il rimanente sepolto sotto le alluvioni a causa della sua quota inferiore ai 600 metri.

Il fianco Nord della sinclinale di Claut, dapprima rovesciato verso Sud e forse anche laminato per fenomeni di sovrascorrimento, si raddrizza verso Oriente e di conseguenza la sinclinale si allarga e diventa ad Est di Claut completa, mentre il suo asse va innalzandosi [vedi anche 9, pp. 169 e segg.; 18, pp. 72 e segg. e fig. 1-2].

Notevole interesse presenta anche il versante orientale del Monte Cornetto. Questo è costituito essenzialmente dai terreni giuresi piegati leggermente in sinclinale, con quelle

complicazioni secondarie di cui si è precedentemente parlato. Subito ad Est del monte però esiste una fascia di scaglia rossa e, sia questa, sia soprattutto i terreni del Dogger e del Lias che, partendo appunto dal versante Est del Monte Cornetto, formano la caratteristica cresta che si prolunga verso il « Porto », sono verticali, mentre più ad Ovest gli stessi terreni e la dolomia del Trias superiore sono quasi orizzontali (Fig. 8). Il cambiamento di giacitura avviene assai bruscamente come si vede particolarmente bene salendo da Val Ferron verso Cima d'Assola, avendosi a sinistra la dolomia del Trias pressoché orizzontale e a destra i calcari selciferi verticali a una distanza di pochi metri da quella. La ZENARI [18] e il DAINELLI [9] spiegano tale subitaneo cambiamento di giacitura mediante una piega a ginocchio. Ritengo che se il fenomeno si può spiegare anche con una struttura di questo genere, in realtà questa sia stata accompagnata ed accentuata da fenomeni di frattura, come fa pure supporre l'abbondante sfasciume detritico che accompagna la linea ai due lati della quale la giacitura degli strati è così diversa. Questa linea corre dapprima sul versante orientale del Cornetto, passa sulla forcella tra Cima Pozzi e Cima Titton, scende nella bassa Val Ferron, continua poi poco ad Est di Croda Pineda e, flettendosi leggermente, attraversa la Val Cellina nei pressi dell'abitato di Contron per perdersi poi sul versante sinistro della valle dove si ha una semplice flessione degli strati. Tale situazione è rappresentata schematicamente nella figura 9.

Le formazioni giuresi, verticali o addirittura leggermente rovesciate ad Ovest del « Porto », passano sul versante sinistro della valle con la stessa giacitura, poi a poco a poco si flettono verso Nord e formano in definitiva tutta la cresta del Col di Mezzogiorno, dei monti Fratte e Resettum, costituiscono cioè la gamba Sud della sinclinale di Claut in condizioni del tutto normali di giacitura, così come è stato illustrato dalla ZENARI [18] ⁽¹⁾.

Dopo quanto son venuto fin qui esponendo, si può cercare di formarsi, una visione d'insieme sulla regione esaminata.

Come ho detto fin dall'inizio, si tratta essenzialmente di una regione a pieghe, sempre rivolte verso Sud e facenti spesso passaggio a vere e proprie pieghe-faglie.

La prima delle strutture esaminate è la diretta continuazione di una lunga piega proveniente da occidente, piega caratterizzata dall'allineamento di affioramenti giuresi e cretacei o anche eocenici, e dal fenomeno dello stiramento e talora dalla laminazione del suo fianco intermedio o addirittura da scorrimenti che danno origine a quel disturbo che passa sotto il nome di « linea della Valsugana » dove appunto la piega prende inizio. Questa interessa nella sua parte più orientale i gruppi dei monti Talvena, Campedel e Borgà [2, 12], e si ritenne comunemente che trovasse la sua diretta continuazione nella sinclinale di Claut e nell'anticlinale che la limita a Nord. In realtà, come si è visto, l'anticlinale coricata e sovrascorsa del Monte Borgà si ritrova con le stesse caratteristiche a Cima Fortezza, e la sinclinale, per un rapido innalzamento del suo asse, passa dal bacino di Erto nel Monte Porgait e il suo nucleo si può seguire nell'alta Garoffola e di qui sul Monte Lodina, dove però l'intera piega si estingue.

⁽¹⁾ Non regge in questo caso l'interpretazione del DAINELLI [9] che, considerando i calcari oolitici della su ricordata cresta montuosa come dolomia triassica, fu indotto ad introdurre una stretta anticlinale in corrispondenza alla già nominata serie di monti.

Essa viene invece sostituita da un'altra struttura analoga ma più settentrionale, talvolta con le stesse caratteristiche, come ad esempio poco a Sud del Duranno dove per il solito motivo della piega-faglia la sinclinale viene ad essere ricoperta dai terreni formanti il nucleo dell'anticlinale slittati su di essa (tav. III, profili 3-6). Procedendo verso Est si vede conservato, almeno in parte, anche il fianco intermedio della piega, poi questa tende via via ad allargarsi e ad essere completa, pur mostrando sempre il fianco mediano verticale e più o meno laminato, come risulta ad esempio dal profilo 2 della ZENARI [18] che illustra appunto la sinclinale di Claut all'altezza del paese.

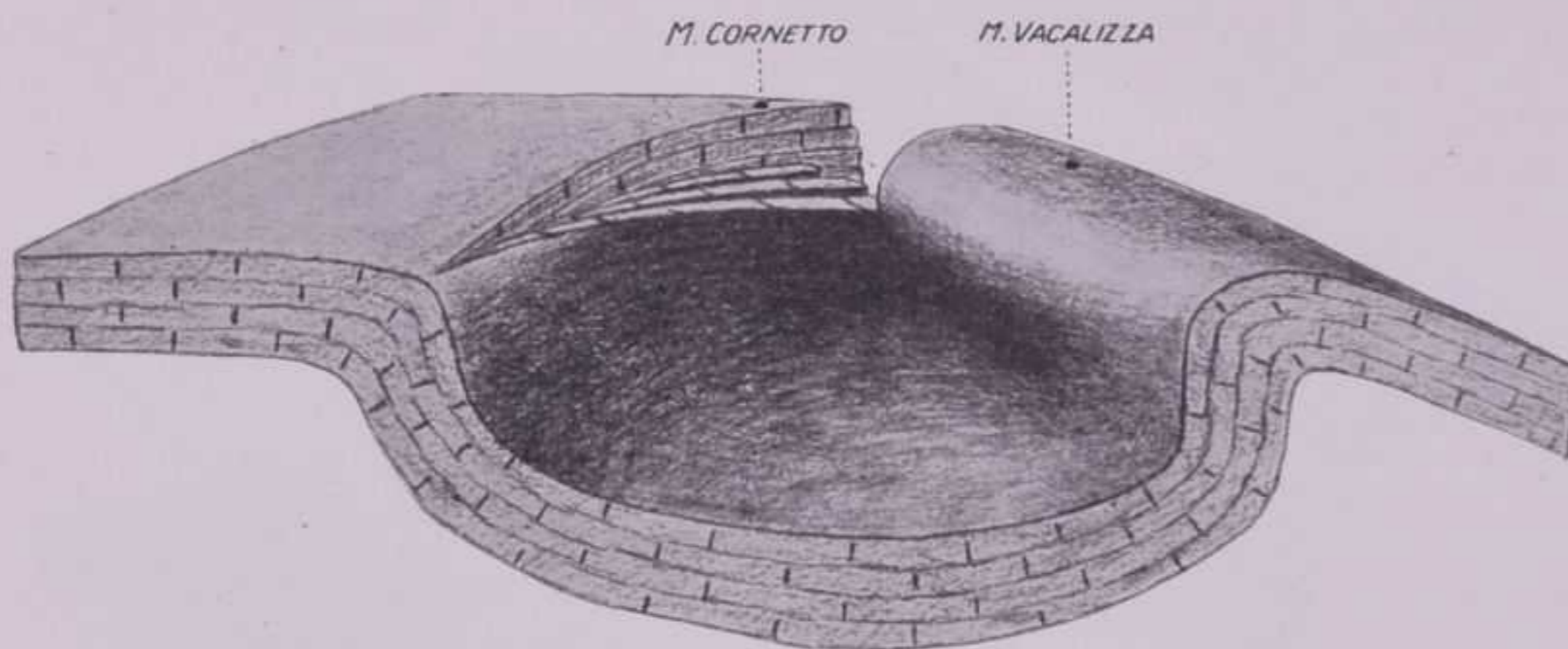


FIG. 9 - Rappresentazione schematica del fenomeno della rottura degli strati sul versante destro della bassa Val Cimoliana visto da Est verso Ovest. Si nota il passaggio dalla frattura alla piega a ginocchio. A destra l'anticlinale del Monte Vacalizza.

L'asse di questa piega mostra la tendenza, procedendo da Ovest verso Est, ad abbassarsi, dapprima debolmente, poi il fenomeno si accentua in modo tale da presentare i caratteri di flessura assiale; intervengono infine, così da aversi un vero e proprio sprofondamento, due fratture che si potrebbero denominare fratture assiali, ad andamento all'incirca Nord-Sud; una prima passa sulle pendici orientali del Lodina e i suoi effetti sono mascherati, se così posso esprimermi, dalla caduta, causata dalla frattura medesima, degli strati che scendono dallo stesso Lodina verso Est (Fig. 6). La seconda poi, non così evidente, ma assai probabilmente posta in corrispondenza alla bassa Val Cimoliana, provoca un ulteriore e notevole abbassamento delle varie formazioni interessate dalla piega, abbassamento, s'intende, dal punto di vista tettonico.

E' facile quindi immaginare come i terreni che costituiscono la sinclinale di Claut e che trovano ad Ovest la loro continuazione nelle corrispondenti ma assai più elevate formazioni del Monte Cornetto, sul versante orientale di questo monte si siano lacerate così da dare origine ad una vera e propria frattura (Fig. 9). Verso Sud-Est invece, dove gli strati si innalzano a costituire la gamba meridionale della medesima sinclinale di Claut, l'effetto dello sprofondamento si attenua, cosicchè si passa gradatamente dalla frattura alla piega a ginocchio che permette il raccordo degli strati di cui sopra con quelli corrispondenti e orizzontali di Croda Pineda, del Monte Provagna ecc. La frattura presente ad Est del

Cornetto non è quindi la continuazione di quella esistente più a Nord, come si sarebbe tentati di credere, ma ne è semmai una conseguenza.

Come si è visto l'anticlinale coricata e sovrascorsa, che abbiamo seguito fin dalla base del Duranno, nel suo decorso longitudinale viene divisa ad opera delle faglie di cui si è parlato in tre tronconi, abbassati quasi a gradinata da Ovest verso Est (Fig. 10-11). Il punto più basso raggiunto si può individuare all'incirca verso Pinedo, dove cioè le dolomie triassiche, formanti il nucleo dell'anticlinale che tende a rovesciarsi a Sud, si tro-

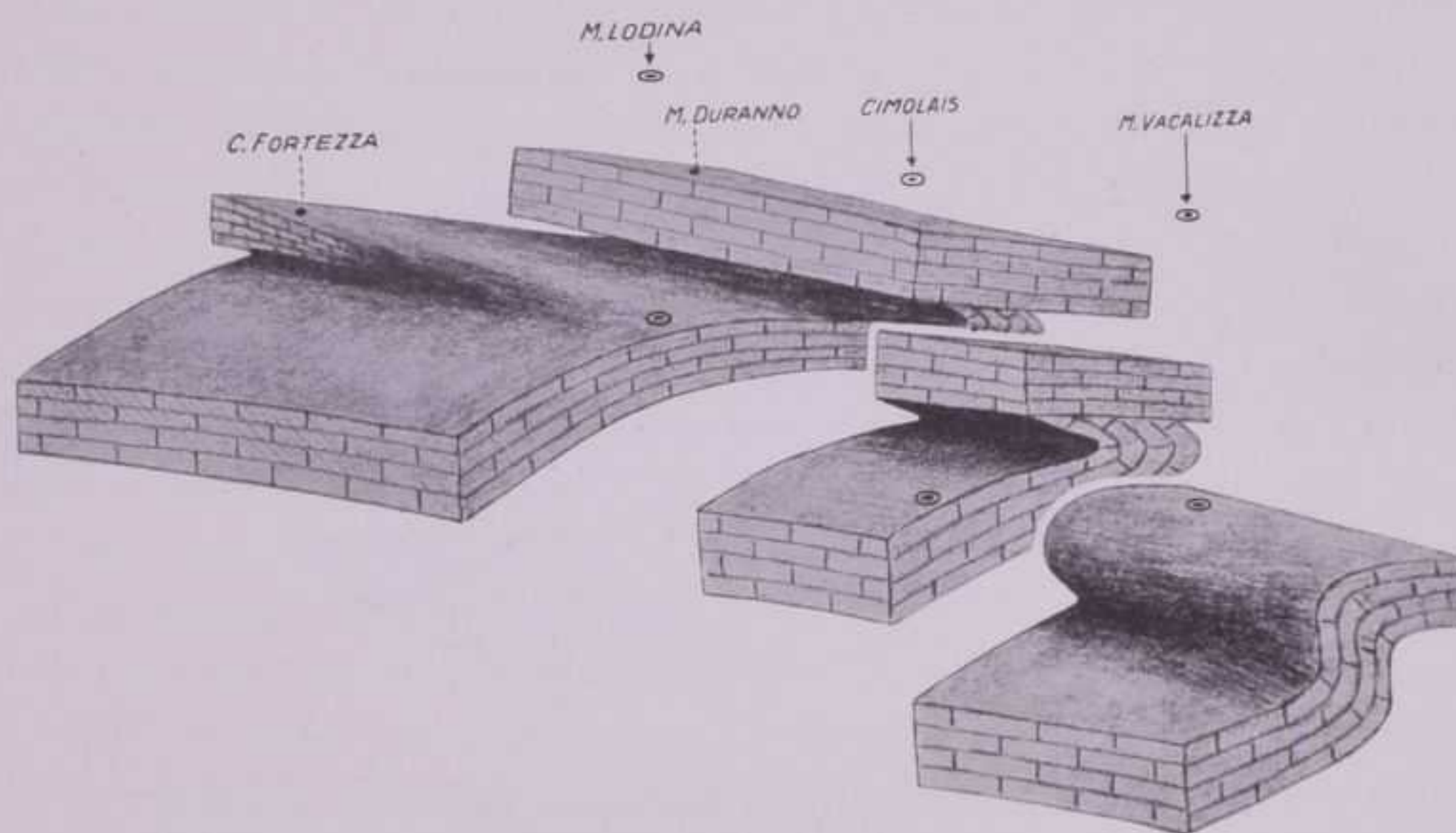


FIG. 10 - Stereogramma che illustra schematicamente le condizioni tettoniche separatamente nei blocchi isolati dalle faglie che passano immediatamente ad Est del Monte Lodina e in corrispondenza alla bassa Val Cimoliana.

vano a circa 600 metri di quota, contro i 2200 che raggiungevano a Cime Centenere. A partire da Pinedo verso Est, l'asse della sinclinale torna ad innalzarsi, ma questa volta più regolarmente.

Le faglie di cui sopra sono nel complesso di importanza solo locale e considerabili, a mio avviso, come una esaltazione del fenomeno della culminazione assiale in corrispondenza ai monti Cornetto e Lodina. Resta se mai da vedere la causa di quella culminazione, causa che forse è da ricercarsi nella presenza, più a Sud, del massiccio cretaceo del Monte Cavallo, e dall'attenuarsi, nel suo procedere verso occidente, della piega-faglia di Barcis, che potrebbe, per così dire, essere servita di sfogo alle spinte tettoniche.

A causa dell'affievolirsi e dell'estinguersi della piega coricata presente a Sud di Cima Fortezza in corrispondenza al Monte Lodina, ci si può facilmente rendere conto di come la sinclinale di Claut non abbia in effetti un'unica continuazione verso Ovest, come del resto aveva intuito la ZENARI [18, p. 79]. Infatti se l'anticlinale che limita a Nord la sinclinale di Claut trova la sua continuazione (sia pure con i fenomeni già considerati di scorrimento e di faglia) nella Val del Compol e a Cime Centenere, i terreni che formavano la sinclinale vengono per così dire divisi in due ad opera del motivo anticlinalico

di Cima Fortezza, che si prolunga, come abbiamo visto, nel Monte Borgà e, sulla destra del Piave, nel Monte Campedello. La sinclinale meridionale così formatasi si continua poi, per abbassamento del suo asse, nel bacino di Erto, mentre quella più settentrionale si può seguire fin sotto Cime Centenere. Il BOYER [2, p. 479] accenna ad una sinclinale esistente a Nord dell'anticlinale del Monte Borgà. Forse essa rappresenta la continuazione, al di là della Val Zemola, di quella di Cime Centenere.

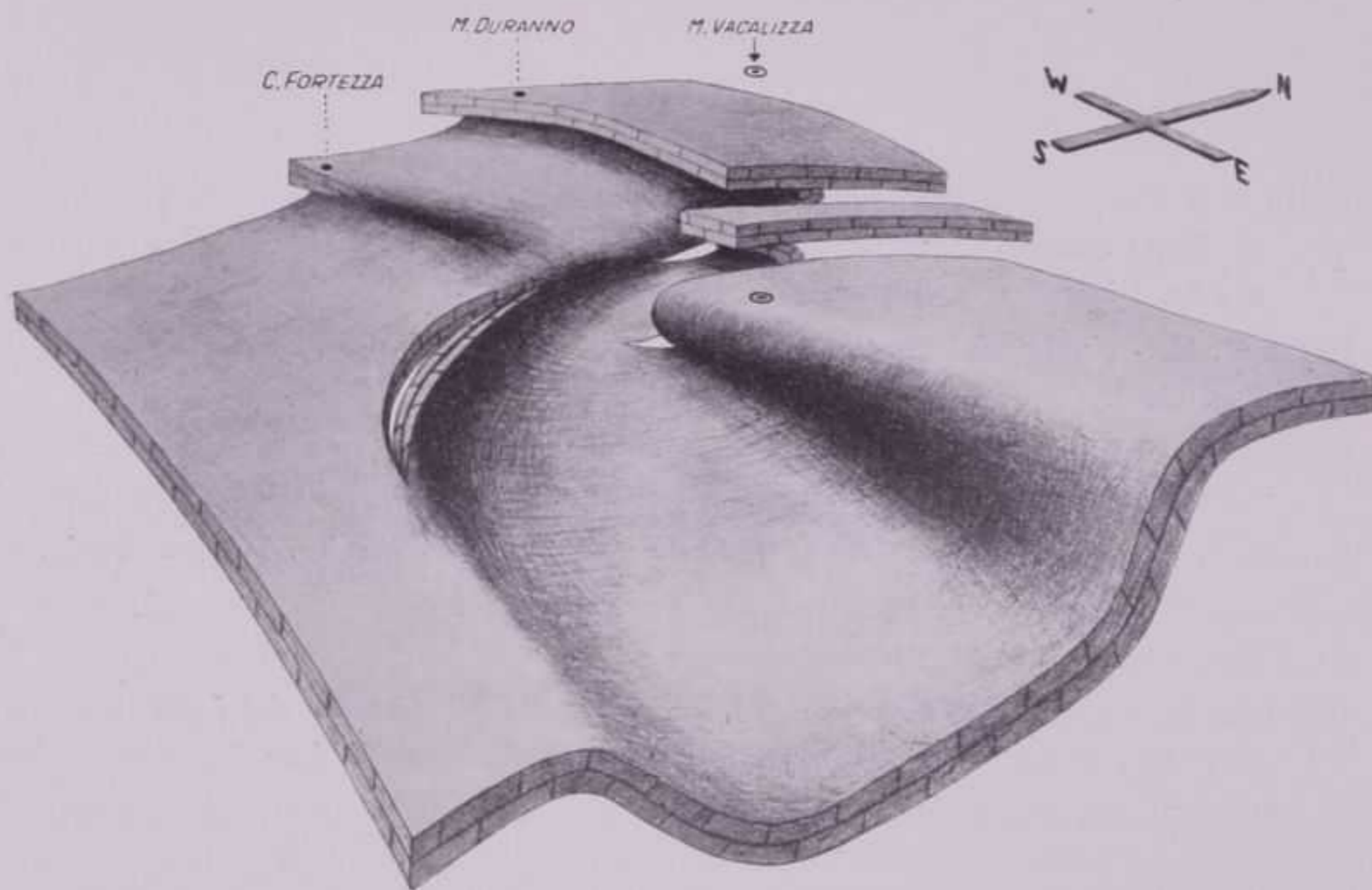


FIG. 11 - Rappresentazione schematica d'insieme della struttura tettonica dei dintorni di Cimolais.

Istituto di Geologia dell'Università e Centro di studio per la petrografia e la geologia del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Padova, marzo 1956.

BIBLIOGRAFIA

1. BALLY A. - *Osservazioni geologiche sulla regione compresa tra la pianura di Sulmona ed il Fiume Sangro* (Nota preliminare). Contributi di Scienze Geologiche, supplemento a « La Ricerca scientifica », anno 22, Roma, 1952.
2. BOYER G. R. - *Etude géologique des environs de Longarone (Alpes vénitiennes)*. Bull. Soc. Géol. de France, 4.me sér., vol. XIII, 1913, pp. 451-485.
3. CAROZZI A. - *Sédimentation récifale rythmique dans le Jurassique supérieur du Grand-Salève (Haute-Savoie, France)*. Geol. Rundschau, 43, pp. 433-446, Stuttgart, 1955.
4. CAYEUX L. - *Le roches sédimentaires de France. Roches carbonatées*. Masson, Paris, 1935.
5. CUVILLIER J. - *Corrélations stratigraphiques par Microfaciès en Aquitaine occidentale*. Leiden, 1951.
- 6^a. DAL PIAZ G. - *Sulla tectonica dei monti fra il Brenta e i dintorni del Lago di S. Croce*. Atti Acc. Scient. Veneto-Trentino-Istriana, cl. I, anno II, fasc. I, Padova, 1905.
- 6^b. DAL PIAZ G. - *Le Alpi Feltrine*. Mem. R. Ist. Veneto Sc. Lett. Arti, vol. XXVII, n. 9, Venezia, 1907.
- 6^c. DAL PIAZ G. - *Studi geotettonici sulle Alpi orientali*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. 1, 1912.
7. DAINELLI G. - *Carta della permeabilità delle rocce del bacino del Cellina e brevi note illustrative*. Pubbl. 37 Uff. Idrogr. Magistrato alle Acque, Venezia, 1912.
8. DAINELLI G. - *L'Eocene Friulano, Monografia Geologica e Paleontologica*. Le Memorie geografiche, Firenze, 1915.
9. DAINELLI G. - *La struttura delle Prealpi friulane*. Le Memorie geografiche, Firenze, 1921.
10. FERASIN F. - *Il Cretaceo nei dintorni di Cimolais (Udine)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, ser. VIII, vol. XVIII, fasc. 2, Roma, 1955.
11. FERUGLIO E. - *Le Prealpi fra l'Isonzo e l'Arzino*. Boll. Ass. Agr. Friulana, Udine, 1929.
12. LEONARDI P. - *Schema tettonico della regione dolomitica Veneto-Tridentina*. Padova, 1943.
13. LEONARDI P. - *Ricerche geo-paleontologiche nella regione dolomitica*. La Ricerca scientifica, anno 23, n. 8, pp. 1399-1406, Roma, 1953.
14. PARISCH C. & VIALE C. - *Contribuzione allo studio delle Ammoniti del Lias superiore*. Riv. It. Pal., vol. XII, pp. 141-168, tav. VII-XI, Perugia, 1906.
15. SELLI R. - *La geologia dell'alto bacino dell'Isonzo*. Giornale di Geologia, 2^a ser., vol. XIX, Bologna, 1947.
16. VERNIORY - *Eotrix alpina Lombard, Algue ou Crinoide?* Archives des Sciences, vol. 7, fasc. 4, pp. 327-330, Genève, 1954.

17. ZENARI S. - *Studio geologico della Valle del Torrente Cellina*. Pubbl. 109 Uff. Idr. Magistrato alle Acque, Venezia, 1920.
18. ZENARI S. - *Studio geo-idrologico del bacino del Cellina*. Uff. Idr. Magistrato alle Acque, Padova, 1926.
19. ZENARI S. - *Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Maniago*. Sez. Geol. Uff. Idr. Magistrato alle Acque, Padova, 1929.
- 19 a. ZENARI S. - *Particolarità tettoniche nelle Alpi bellunesi. Studio geotettonico del gruppo M. Schiara - M. Pelf - M. Serva*. Boll. Soc. Geol. It., vol. LVII, Roma 1938.

CARTE GEOLOGICHE

(oltre a quelle comprese nelle opere sopra citate).

20. *Carta geologica delle Tre Venezie del Magistrato alle Acque di Venezia. Foglio Maniago*. Rilievo di S. ZENARI. Firenze, 1927.
21. *Carta geologica delle Tre Venezie del Magistrato alle Acque di Venezia. Foglio Belluno*. Rilievi di G. DAL PIAZ, G. BOYER, B. CASTIGLIONI, P. LEONARDI, S. VENZO, V. VIALLI, S. ZENARI. Firenze, 1941.

INDICE

INTRODUZIONE	pag.	3
STRATIGRAFIA	„	4
Trias superiore	„	4
Lias	„	5
Dogger	„	8
Giurese superiore	„	9
Cretaceo	„	12
Eocene	„	15
TETTONICA	„	16
BIBLIOGRAFIA	„	30

TAVOLA I.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

1. - Cataclasite di calcari selciferi del Lias. I frammenti chiari sono costituiti dalla selce, mentre la massa di fondo è calcitica a grana fine.
Alta Valle del Compol; ingrandimento 25 x, nicol ||; cfr. pag. 7.
2. - Alghe filamentose nei calcari del Lias superiore.
Versante meridionale della Cima del Gallinut; ingrandimento 51 x, nicol ||; cfr. pag. 6.
3. - Calcari oolitici del Giurese medio. Si notano anche ooliti composte e granuli detritici.
Val Bettigia; ingrandimento 25 x, nicol ||; cfr. pag. 8.
4. - Articoli di crinoidi nei calcari rossi del Malm.
Versante Sud-Ovest del Monte Porgait, quota 1330; ingrandimento 25 x, nicol ||; cfr. pag. 10.



FIG. 1

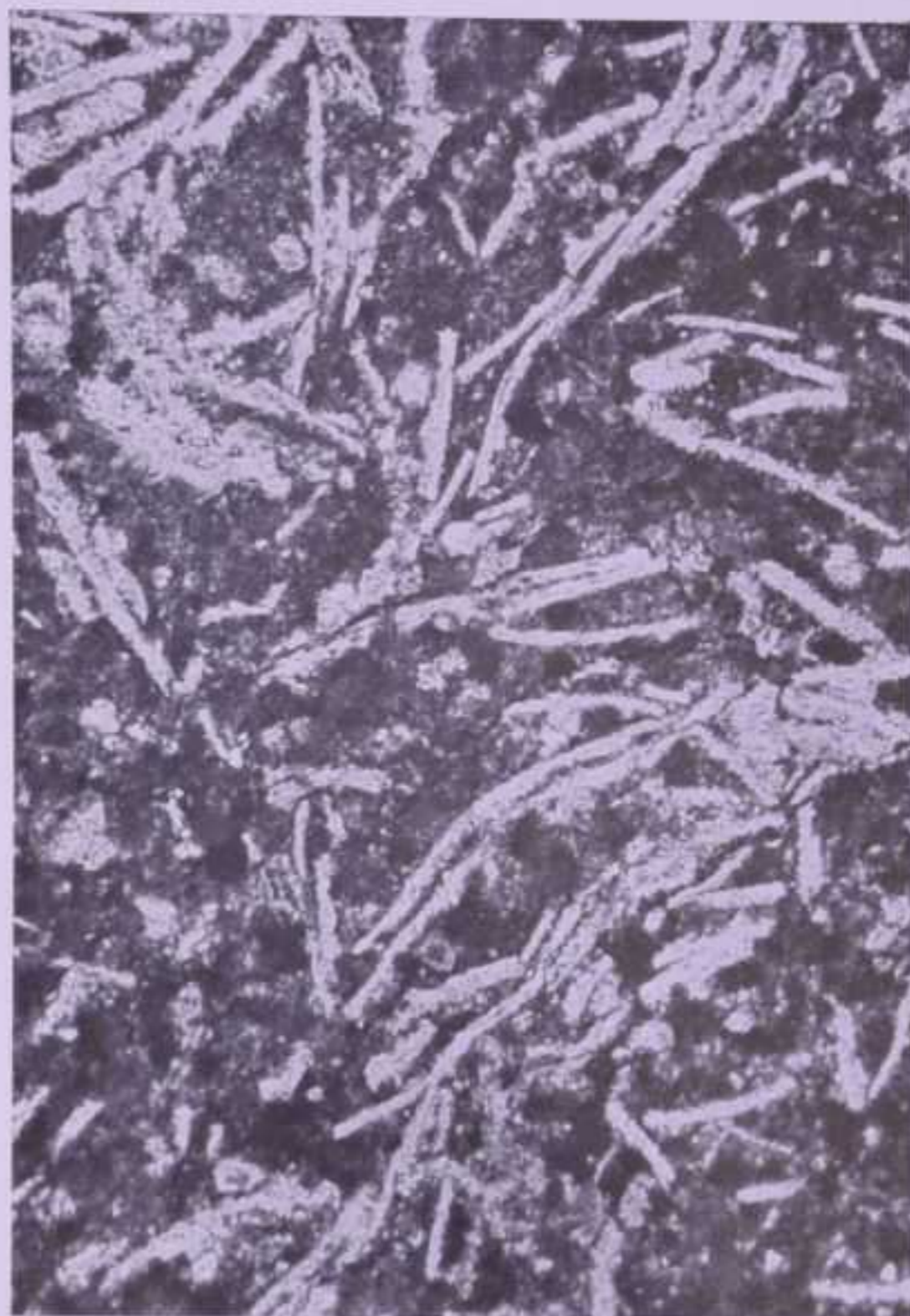


FIG. 2

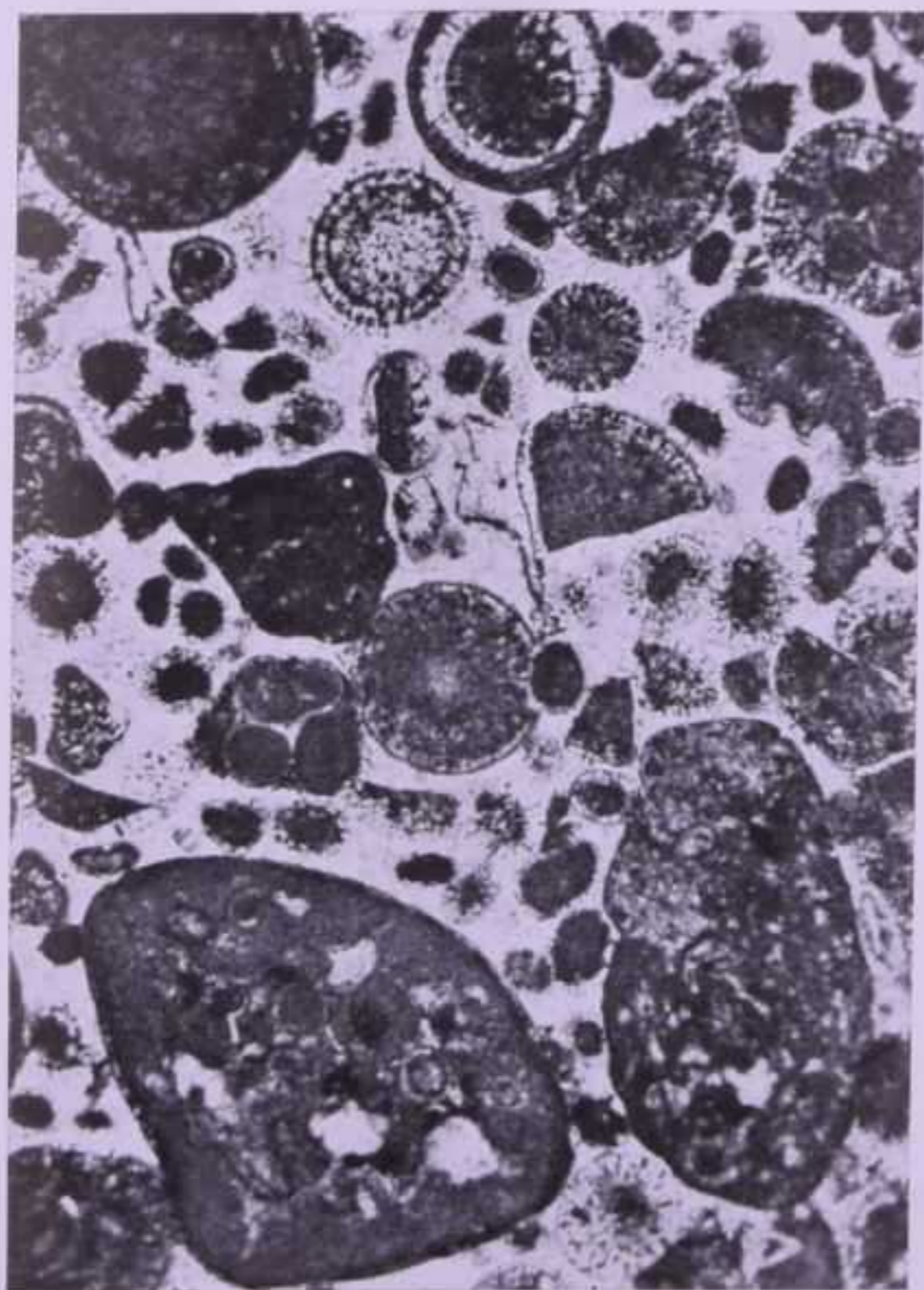


FIG. 3



FIG. 4

TAVOLA II.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.

1. - Calcari rossastri del Malm costituiti quasi interamente da resti di echinodermi.
Poco a Sud di Casera Lodina; ingrandimento 25 x, nicol ||; cfr. pag. 10.
2. - Calcare rossastro con *Globigerina*, *Globotruncana* (Rot.) *apenninica* Renz. *Gbt. stephani* Gand., *Gbt. renzi* Gand.
Cenomaniano superiore - Turoniano inferiore. S. Martino; ingrandimento 51 x, nicol ||; cfr. pag. 12.
3. - Calcare detritico. Si notano granuli clastici costituiti da calcare criptocristallino (quelli scuri) e da frammenti di macrofossili (quelli chiari). Il cemento è calcitico a grana abbastanza grossa. Turoniano.
S. Martino; ingrandimento 25 x, nicol ||; cfr. pag. 12.
4. - Arenaria quarzosa a cemento calcareo. Età incerta.
Monte Cornetto; ingrandimento 43 x, nicol +; cfr. pag. 16.

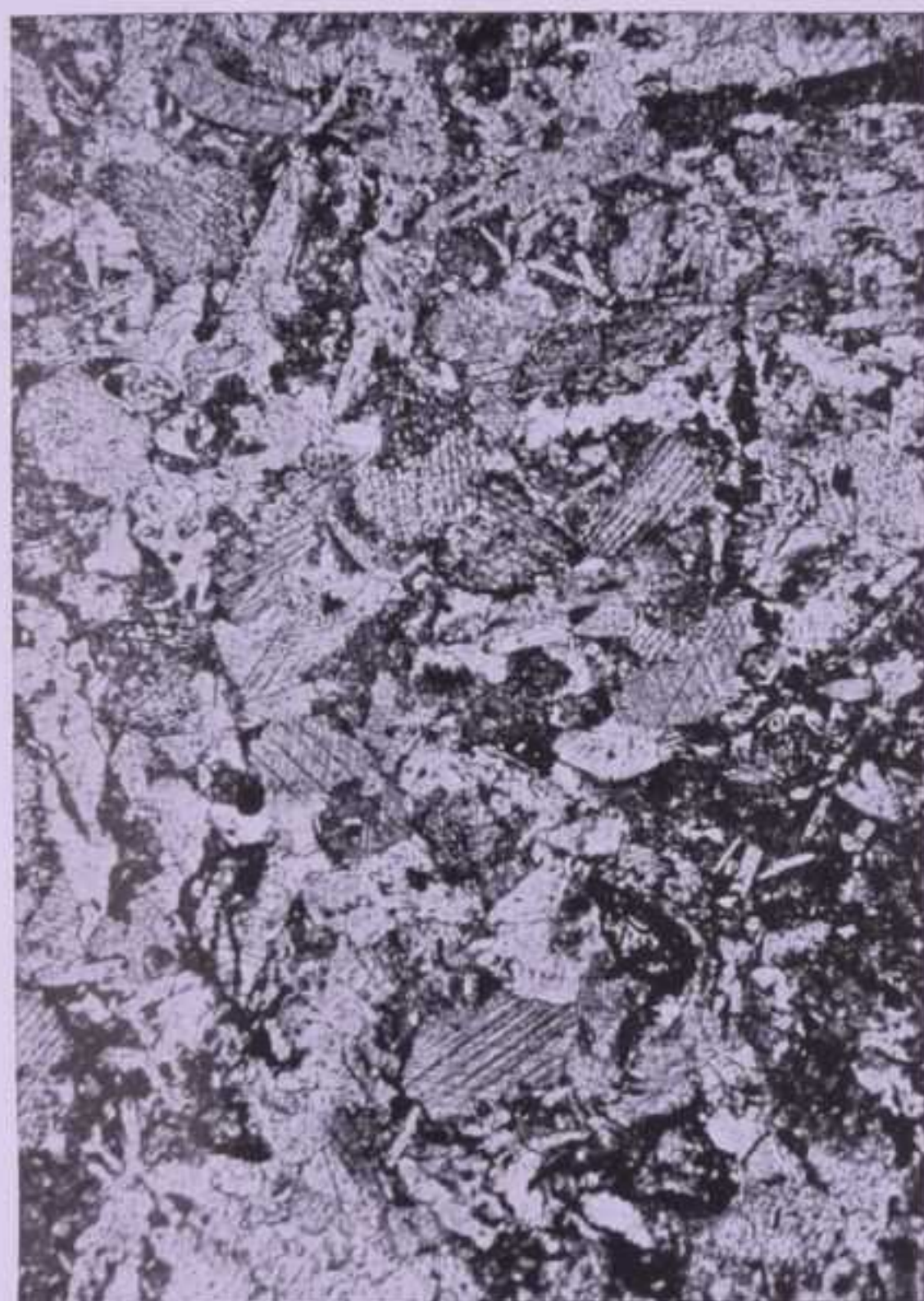


FIG. 1

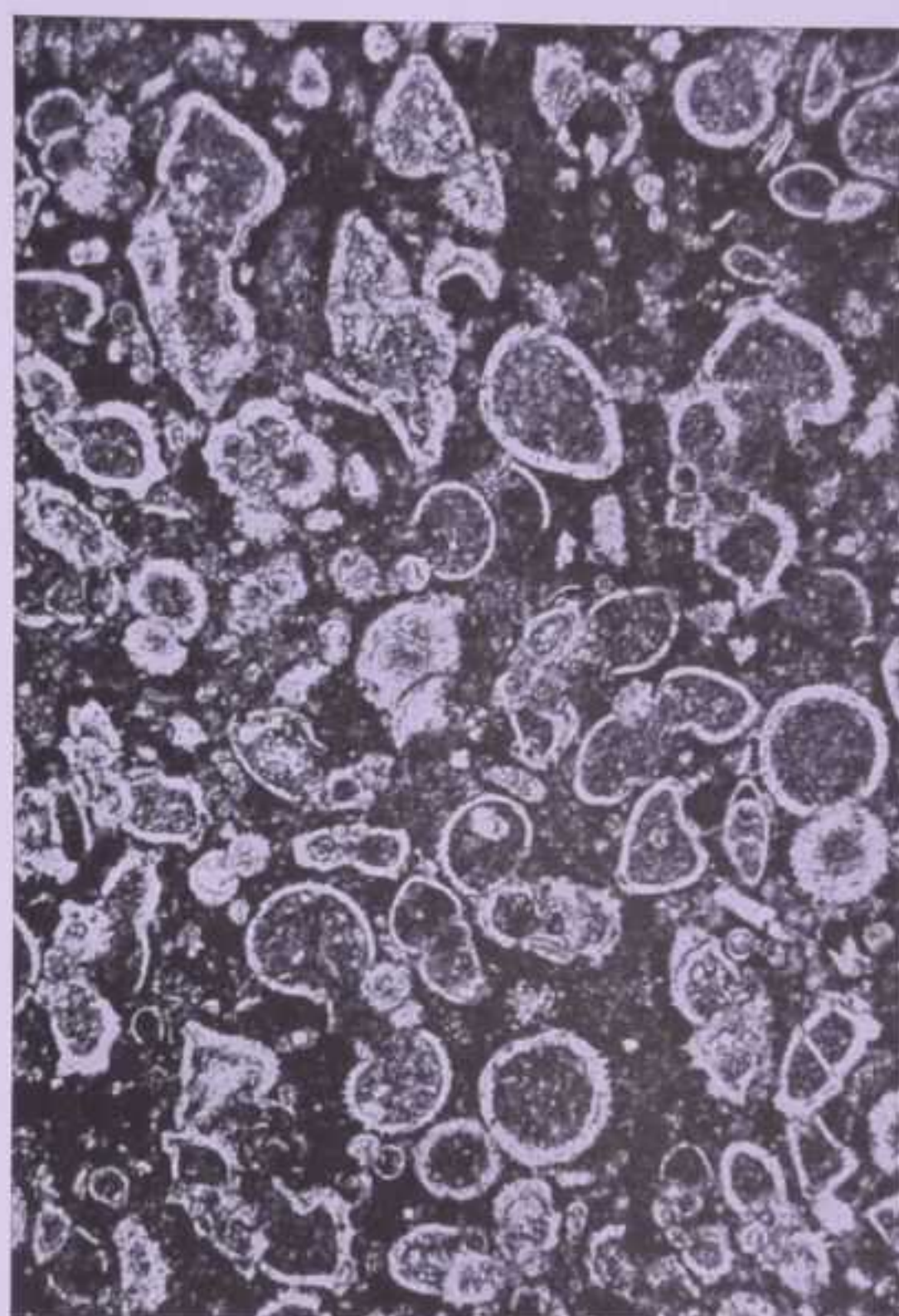


FIG. 2

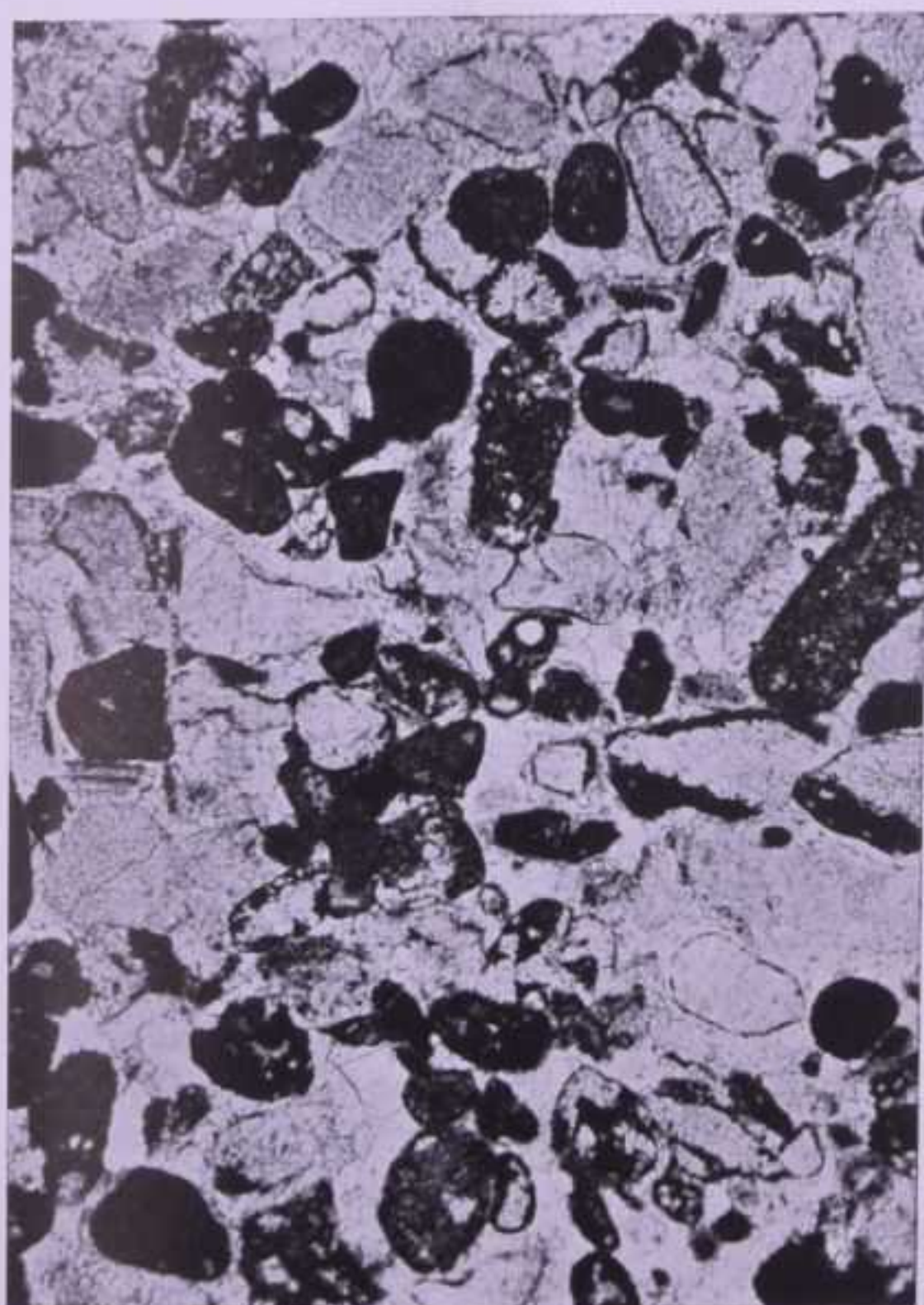


FIG. 3



FIG. 4

TAVOLA III.

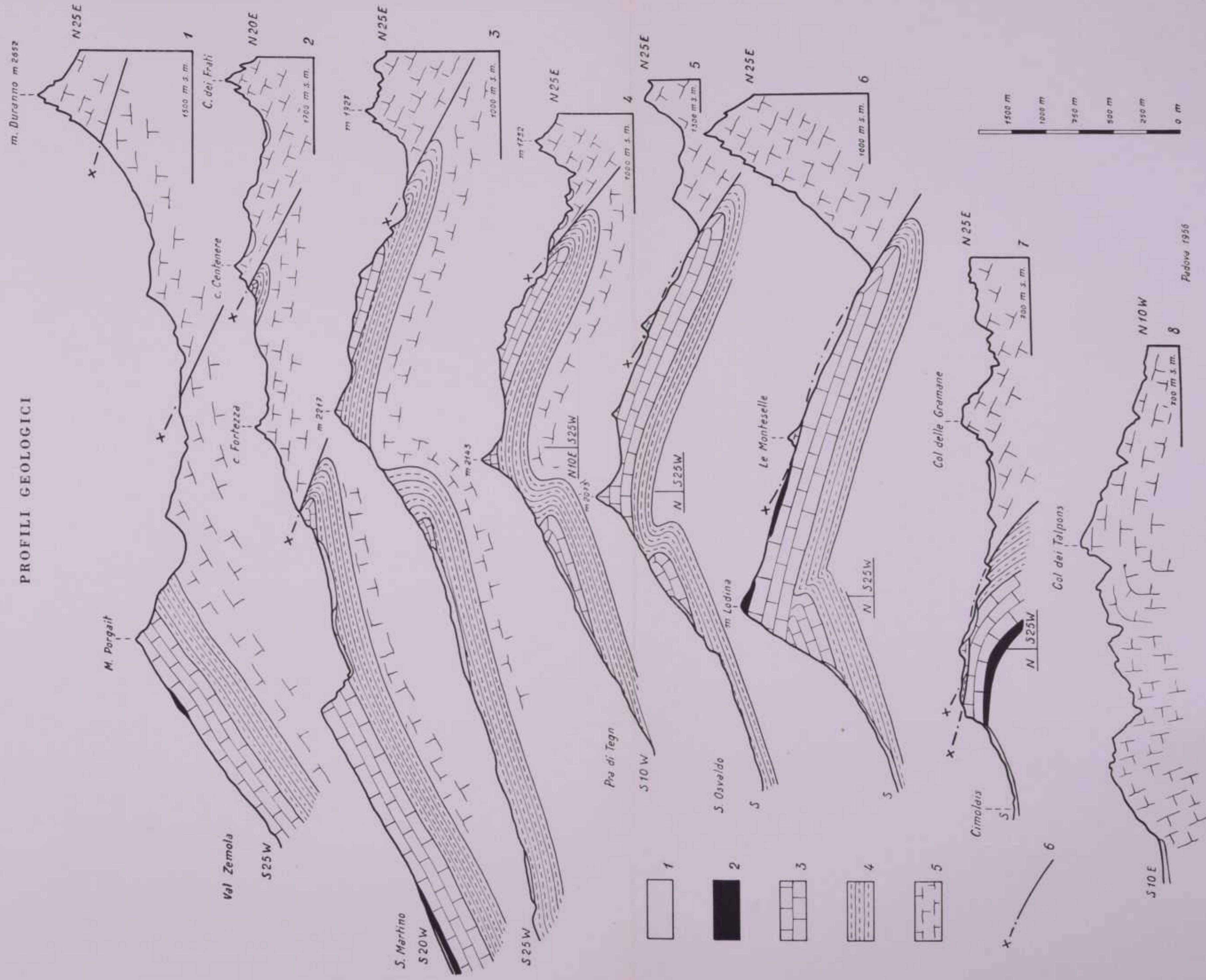
SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III.

Profili Geologici :

1. - Depositi quaternari : detriti, alluvioni, morene, ecc.
2. - Cretaceo superiore e Malm.
3. - Giurese medio ; calcari oolitici.
4. - Giurese inferiore ; serie dei calcari selciferi.
5. - Trias superiore ; dolomie e calcari dolomitici.
6. - Linee di scorrimento.



PROFILI GEOLOGICI



MEMORIE DEGLI ISTITUTI DI GEOLOGIA E MINERALOGIA
DELL'UNIVERSITÀ DI PADOVA - VOL. XX

FRANCESCO FERASIN

CARTA GEOLOGICA DEI DINTORNI DI CIMOLAIS (Udine)



FRANCESCO FERASIN

CARTA GEOLOGICA DEI DINTORNI DI CIMOLAIS
(UDINE)

SCALA 1:25.000

