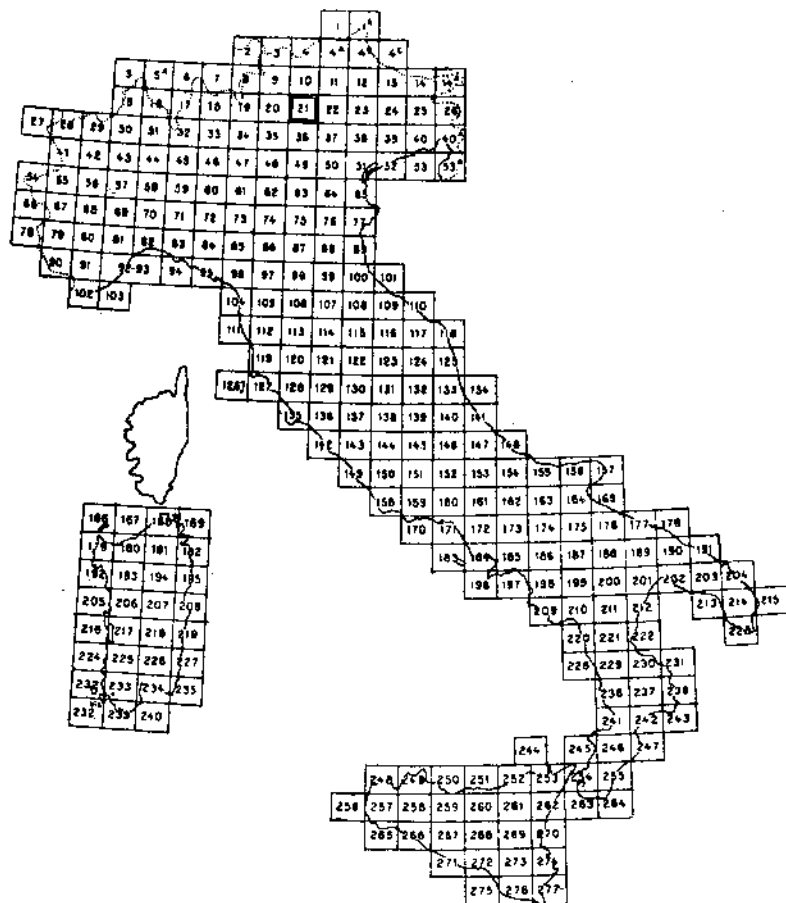


CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



QUADRO D'UNIONE DEI FOGLI AL 100.000



MINISTERO DELL'INDUSTRIA, DEL COMMERCIO E DELL'ARTIGIANATO
 DIREZIONE GENERALE DELLE MINIERE
 SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

NOTE ILLUSTRATIVE
 della
 CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 21
TRENTO

G. BARTOLOMEI, M. CORSI, R. DAL CIN, C. D'AMICO, G. O. GATTO, P. GATTO
 M. NARDIN, D. ROSSI, M. SACERDOTI, E. SEMENZA.



POLIGRAFICA & CARTEVALORI
 ERCOLANO (NAPOLI)
 1969



MINISTERO DELL'INDUSTRIA, DEL COMMERCIO E DELL'ARTIGIANATO
DIREZIONE GENERALE DELLE MINIERE
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1: 100.000

FOGLIO 21
TRENTO

G. BARTOLOMEI, M. CORSI, R. DAL CIN, C. D'AMICO, G. O. GATTO, P. GATTO
M. NARDIN, D. ROSSI, M. SACERDOTI, E. SEMENZA.



POLIGRAFICA & CARTEVALORI
ERCOLANO (NAPOLI)
1969

SOMMARIO

I	— INTRODUZIONE	Pag.	7
II	— CENNI STORICI	»	9
III	— STRATIGRAFIA	»	11
	<i>A</i> — Metamorfiti sudalpine	»	11
	<i>B</i> — Complessi plutonico-filoniani	»	15
	<i>C</i> — Formazioni sedimentarie sottostanti alle vulcaniti atesine	»	17
	<i>D</i> — Vulcaniti atesine	»	19
	<i>E</i> — Formazioni sedimentarie permiche soprastanti alle vulcaniti atesine	»	25
	<i>F</i> — Formazioni mesozoiche	»	27
	<i>G</i> — Formazioni cenozoiche	»	45
	<i>H</i> — Formazioni quaternarie	»	48
IV	— TETTONICA	»	52
V	— MORFOLOGIA	»	62
			5

VI — GEOLOGIA APPLICATA	Pag.	65
GIACIMENTI MINERARI	»	65
CAVE	»	68
PERMEABILITÀ DELLE ROCCE E SORGENTI	»	69
ERODIBILITÀ DELLE ROCCE — FENOMENI FRANOSI	»	70
VII — BIBLIOGRAFIA	»	73

I — INTRODUZIONE (D. Rossi).

La presente edizione del foglio geologico Trento, cui si riferiscono queste note, sostituisce quella del 1930, rilevata da G. DAL PIAZ, R. FABIANI, G. B. TRENER, S. VARDABASSO.

Il rilevamento di gran parte del versante occidentale della Val d'Adige, dove affiorano terreni dal Triassico al Miocene, è stato eseguito da G. GATTO, GIUSEPPE O. GATTO, P. GATTO, A. RUI, A. DAL PRA, V. DE ZANCHE, sotto la direzione di G. B. DAL PIAZ. Il rilevamento della zona compresa tra la Val di Pinè e la Valsugana, dove affiorano le metamorfite sudalpine, i complessi plutonico-filoniani legati con Cima d'Asta e parte dei porfidi permiani, è stato eseguito da C. D'AMICO e C. GHEZZO, sotto la direzione di P. GALLITELLI. La zona restante, che comprende buona parte del complesso porfirico atesino, buona parte del Permo-Trias che costeggia la Val d'Adige nel tratto a Nord di Lavis ed il versante destro della Valsugana, prevalentemente di terreni triassici e giurassici, è stata rilevata da P. GATTO, T. LARGAIOLLI, M. NARDIN, M. SACERDOTI, sotto la direzione di P. LEONARDI, cui si deve anche il coordinamento del foglio.

Il foglio è particolarmente interessante sia per l'ampiezza del periodo di tempo rappresentato dalle varie formazioni, sia per la varietà dei problemi a queste legati.

Lo studio delle formazioni sedimentarie ha permesso di definire meglio le relazioni tra le facies proprie dell'area corrispondente al Bacino Lombardo e quelle della Piattaforma Atesina; a questo proposito è particolarmente interessante l'assenza nella Piattaforma Atesina dei sedimenti corrispondenti al Retico: si ritiene che durante il Retico la piattaforma in questione fosse separata dal Bacino Lombardo per mezzo di una dislocazione (si veda lo schema allegato al foglio).

Altri problemi non meno importanti riguardano il plutonismo di Cima d'Asta, qui rappresentato colle sue propaggini occidentali, e le effusioni permiane che nella regione raggiungono la potenza e l'estensione maggiori.

Riguardo alla tettonica, qui si hanno quei fenomeni di interferenza fra gli elementi tettonici propri delle Dolomiti e quelli giudicariensi, fenomeni resi più complessi dalla presenza del rigido piastrone porfirico.

II — FENNI STORICI (M. Nardin).

I rilevamenti e gli studi geologici sull'area compresa nel foglio sono numerosissimi. L'interesse per questa zona deriva dalla varietà della serie stratigrafica e dai numerosi problemi riguardanti ogni ramo delle scienze geologiche.

Per quanto concerne le notizie sugli studi anteriori alla prima stesura del foglio (1929) esse si trovano nelle precedenti note illustrative. Ricordiamo gli studi di R. FABIANI (dal 1921 al 1932) sui terreni terziari e sulla geologia in generale della parte occidentale della Val d'Adige, quelli di G. B. TRENER (1904 e seg.) sul Massiccio di Cima d'Asta e sulla catena di Lagorai, di S. VARDABASSO (1930 e seg.) sulla piattaforma vulcanica atesina e sulla Valle dell'Avisio.

Gli studi via via si sono fatti più specifici per determinate zone. S. VENZO (1940) si occupa della Val d'Adige e della Valsugana dal punto di vista geotettonico. Simili studi conducono L. TREVISAN e G. DAL PIAZ (1938) sulla zona occidentale della Val d'Adige.

In Val di Fiemme P. LEONARDI (1937 e seg.) definisce la stratigrafia e la tettonica; in seguito con D. ROSSI (1959) e M. SACERDOTI (1961) dà inizio ad un'indagine più approfondita sulle vulcaniti atesine.

Il versante sinistro della Val d'Adige e la zona della Mendola è oggetto di ricerca da parte di G. A. VENZO (1962) in collaborazione per qualche zona con A. FUGANTI (1961). Lo stesso A. FUGANTI (1961 e seg.) porta il suo contributo allo studio stratigrafico e tettonico delle zone della Val di Non, Paganella, Valsugana.

Le metamorfite e le rocce eruttive della Valsugana e di Pinè sono oggetto di attivi studi da parte di C. ANDREATTA (1949, 1963, e seg.) che apporta un notevole contributo e un netto avanzamento nelle conoscenze di queste

regioni. Gli studi di H. PICHLER (1959-1963) riguardano la geotettonica della parte meridionale della piattaforma vulcanica. C. D'AMICO (1963 e seg.), C. GHEZZO (1963), G. AGTERBERG (1961), P. LEONARDI (1955 e seg.), D. ROSSI (1961), M. SACERDOTI (1961 e seg.), A. FUGANTI (1965), G. MORTEANI (1965 e seg.), L. OGNIBEN (1966) approfondiscono ulteriormente i problemi riguardanti la petrografia e la stratigrafia, la tettonica, l'età delle vulcaniti e delle metamorfiti sudalpine.

Il Quaternario è oggetto d'indagine da parte di C. PENK (1908), G. B. TRENER (1957), DALLA FIOR (1932), R. v. KLEBELSBERG (1921), V. MARCHESONI (1954-1958), L. TREVISAN (1943).

Ampli studi sono stati effettuati nel campo giacimentologico, specialmente in questi ultimi anni, da parte di C. ANDREATTA (1928), D. DI COLBERTALDO (1966), G. PERNA (1966), F. VUILLERMIN (1966), A. FUGANTI (1966), L. OGNIBEN (1966), P. OMENETTO (1966) e molti altri studiosi. Questi studi sono stati pubblicati per la maggior parte negli « Atti del Symposium internazionale sui giacimenti mincrati delle Alpi », tenutosi a Trento nel settembre del 1966.

III — STRATIGRAFIA

A) METAMORFITI SUDALPINE (C. D'Amico).

Queste masse metamorfiche formano l'insieme geologico più antico della regione, costituendo, con i corpi magmatici in esse intrusi, il « cristallino della Valsugana » che è parte di un più ampio « cristallino di Cima d'Asta » (estendentesi in buona parte dell'adiacente F^o 22, Feltre), a sua volta porzione di un ben più vasto « basamento cristallino delle Alpi Meridionali ».

La serie stratigrafica.

Una serie stratigrafica era già stata distinta da TRENER (1929, 1933) ed è stata confermata e precisata da D'AMICO (1964, 1967). Nelle grandi linee questa serie è molto facile da riconoscere; nei dettagli invece è molto difficile da definire.

La serie è la seguente:

- | | |
|----------------------|---|
| 2) Gruppo superiore: | formazione filladica (f) |
| 1) Gruppo inferiore: | { 1b) formazione dei porfiroidi (p) |
| | { 1a) formazione dei parascisti albitici (Sa) |

La formazione dei parascisti albitici è in buona parte sottostante ma in parte si intercala e si sovrappone alla formazione dei porfiroidi. Il passaggio tra quest'ultima e la formazione filladica è netto e rapido (a monte di Selva e di Novaledo); invece il confine tra la formazione dei parascisti albitici e la formazione filladica è sfumato e graduale, per il graduale variare della natura delle rocce costituenti.

Sa — *Parascisti albitici nodulari* (« *paragneiss* ») in facies a biotite e a clorite, con locali intercalazioni di fels quarzo-albitici e di filladi quarzifere, che si fanno più fitte procedendo verso l'alto. Gli stessi si intercalano e in parte si sovrappongono ai porfiroidi (p). Alternanza dei precedenti con filladi e quarziti carboniose (Sc).

Le rocce più diffuse sono i *parascisti albitici nodulari* (*paragneiss*, secondo altri Autori). Sono rocce mediamente scistose, di colore grigio a vario tono, con scistosità da piana ad ondulata, con cristalletti visibili di albite e quarzo in una matrice minuta formata da quarzo, albite, muscovite, clorite, biotite, epidoti, calcite ed altri minerali in varia combinazione.

Nella zona a nord del lago di Levico prevalgono parascisti a biotite (colore grigio scuro), nelle altre zone parascisti a clorite (colore grigio più chiaro o grigio verdastro).

I parascisti albitici si intercalano e sfumano a *filladi*, molto più scistose e a grana più minuta, e a *fels* quarzo-albitici, bianchi o grigi, non o poco scistosi e a grana finissima. Queste intercalazioni sono numerose specialmente nella parte media e alta della formazione, che così gradualmente sfuma alla formazione filladica.

Filladi sericitiche (estremamente scistose, grigiastre) e *carboniose* e *quarziti carboniose* (nere a varia scistosità) (Sc) formano molte intercalazioni nella fascia Falesina-Roveda.

La formazione metamorfica è derivata da rocce sedimentarie, come grovacche (parascisti albitici nodulari), argilloscisti (filladi), argilloscisti e siltiti carboniose (filladi e quarziti carboniose). I *fels* non corrispondono per lo più a originari sedimenti, ma piuttosto a locali accumuli di quarzo e albite verificatisi durante il metamorfismo; analogo fenomeno di differenziazione metamorfica, porta alla separazione di *letti, lenti e ghiandole di quarzo bianco* che spesso dipingono vistosamente le rocce.

p — *Porfiroidi con struttura blasto-porfirica a varia grana, talora con megacristalli microclinetici di 1-3 cm; intercalazioni di hälleflinta quasi massicci e talora di parascisti albitici nodulari.*

Costituiscono masse potenti a monte di Levico-Nowaledo e nella zona di Cima d'Orno, mentre altrove si riducono a intercalazioni di minore potenza entro i parascisti albitici (v. schema stratigrafico nella carta geologica).

Le rocce di gran lunga più diffuse sono *porfiroidi* quasi massicci o mediamente scistosi per lo più grigio-chiari o biancastri, con grossi cristalli feidispatici (pertite microclinica), che possono raggiungere in molti livelli dimensioni fino a 2-3 cm (« gneiss occhiadini » di TRENER, 1929, 1933) e più piccoli scarsi cristalli di quarzo, in una matrice microscopica di quarzo, microclino, albite, muscovite, scarsa clorite. In vari luoghi i porfiroidi divengono molto scistosi sfumando a *scisti sericitici*. Localmente si hanno intercalazioni di *hälleflinta*, rocce grigie quarzo-feldispatiche massive a grana finissima, e di *parascisti albitici* descritti al paragrafo precedente. Rare le vene e lenti di quarzo bianco.

I porfiroidi sono il prodotto metamorfico di rocce vulcaniche acide e riccamente potassiche (alcalirioliti potassiche) e di arenarie dalle stesse derivate. I corpi vulcanici originari avevano vario spessore da zona a zona; la loro associazione con grovacche e argilloscisti (ora parascisti albitici e filladi) indica un vulcanesimo sottomarino, che non è evento comune per rocce acide potassiche.

f — *Filladi quarzo-albitiche, filladi quarzifere, filladi sericitico-albitiche, talora carboniose, con intercalazioni di fels quarzo-albitici e di scisti albitici nodulari; localmente con piccole lenti di cloritoscisti e di scisti actinolitici. Diffusi ovunque, noduli, lenti e livelli di quarzo, talora con albite, entrambi a grana grossa.*

La formazione filladica costituisce il gruppo superiore. Le rocce base della formazione sono *filladi quarzo-albitiche* (quarzo-muscovite-clorite-albite come minerali principali), che sfumano molto di frequente e irregolarmente a *quarziti filladiche, a filladi sericitico-cloritiche, a filladi carboniose* (queste molto frequenti). Sono rocce molto scistose e meccanicamente poco resistenti, a grana minuta, di solito ondulate e pieghettate, molto ricche di vene, letti, noduli di *quarzo bianco*, accompagnato non di rado da albite e cloriti, a grana grossa. *Fels quarzo-albitici* sono presenti come in Sa. Tipica delle filladi è una ricristallizzazione di albite in granuletti dispersi (blastesi), con locali concentrazioni che danno talora alle rocce aspetto gneissico (p. es. singoli punti sotto la Panarotta e sopra Frassilongo).

Le filladi derivano da originarie rocce argillose. Intercalati alle filladi sono abbastanza frequenti i *parascisti albitici* (in precedenza grovacche), ana-

loghi a quelli descritti sotto la sigla **Sa**; ciò vale soprattutto per la zona a W del lago di Caldonazzo. Nelle filladi di base ci sono piccole intercalazioni lentiformi di *cloritoscisti* e *scisti actinolitici* (già tufi basici?), ritrovate a monte di Roncegno, a sud e a est della catena di Panarotta-Semperspitz e a Sud di Calceranica.

h — *Rocce di contatto: cornubianiti e scisti cornubianitici da filladi, porfiroidi e parascisti carboniosi.*

Cornubianiti e scisti cornubianitici interessano tutto il bordo del plutone di Roncegno, ove sono prodotti dal termo-metamorfismo di filladi e porfiroidi; e l'aureola dei plutoncini del Rio Rigolor (ENE di Pergine), ove sono prodotti dal termometamorfismo in scisti albitici nodulari e in scisti carboniosi. Si ha una trasformazione delle rocce metamorfiche che da scistose tendono a diventare massicce e meccanicamente resistenti, per lo più molto scure ma spesso variamente chiazzate, con formazione anche di nuovi minerali, come andalusite, biotite e tormalina che sono molto frequenti; staurolite e granati che sono molto rari. Oltre a questi minerali si ha una rigenerazione di vari feldispati, muscovite, clorite e quarzo.

Potenza del complesso metamorfico.

Il gruppo inferiore affiora, con forma arcuata, tra Canezza e Novaledo, passando nella zona di Pergine e di Levico. La formazione filladica compare all'esterno e al di sopra di questa fascia arcuata. Da questa osservazione è intuibile come la parte più profonda di tutta la serie si trovi tra Pergine e Levico (che è zona anche di maggior grado metamorfico: parascisti a biotite a nord del lago di Levico).

Tutta la serie metamorfica è interessata da faglie, alcune riconoscibili, altre supponibili da osservazioni morfologiche. Mancando sicuri livelli-guida stratigrafici è difficile calcolare eventuali rigetti. È incerta anche la possibilità di misura corretta delle superfici di stratificazione originarie e di calcolo delle compressioni che le masse hanno subito per la tettonica sinmetamorfica. Si aggiunge, per i porfiroidi, il variabile spessore da zona a zona. Tutte queste condizioni non permettono una seria valutazione della potenza

del complesso e delle sue parti: si può solo dire che ogni formazione ha certamente uno spessore di parecchie centinaia di metri, deducibili dalla sua estensione in senso altimetrico.

L'età delle rocce.

L'età delle rocce è certamente pre-permiana, perché sotto i terreni permiani (inizianti con le vulcaniti atesine) si ha il Conglomerato di Ponte Gardena costituito da ciottoli delle rocce metamorfiche, già al loro stato attuale.

Di più non si può dire sulla base di dati diretti. Per deduzioni indirette alcuni Autori pensano che le metamorfite sudalpine siano archeozoiche; altri Autori pensano ad un'età cambro-siluriana per il deposito e ad un'età carbonifera (orogenesi ercinica) per il metamorfismo.

Tettonica sin-metamorfica.

La tettonica alpina (v. cap. IV) ha trovato le masse metamorfiche già deformate da precedenti deformazioni tettoniche (archeozoiche o erciniche). Queste deformazioni hanno prodotto pieghe a vario raggio, da molti metri a microscopiche, e, per un ultrapiegamento selettivo soprattutto nei livelli argillosi, la nascita di una scistosità discordante sulla originaria stratificazione. Si hanno così due serie di superfici di scistosità nelle filladi, ove non di rado si vedono anche macroscopicamente, e, anche se più rare, nei parascisti albitici.

Le pieghe e le micropieghe, visibili come lineazioni (assi B), hanno direzione e inclinazione quasi sempre costante tra N e NW. Le superfici di scistosità hanno invece andamenti più complessi e variabili. La disposizione degli assi B indica una compressione, al momento della deformazione sinmetamorfica, secondo le attuali direzioni E-W e NE-SW.

B) COMPLESSI PLUTONICO-FILONIANI (C. D'Amico).

Costituiscono masse intrusive a pareti per lo più subverticali, di età tardoercinica (270-280 milioni d'anni), analogamente alle vulcaniti atesine.

γ^3 — *Granodioriti in ammassi di varie dimensioni, con varianti a graniti ed a tonaliti (R. Rigolor, Cinquevalli, Roncegno, nord di Torcegno).*

Costituiscono la massa di Roncegno, una piccola terminazione del plutone di Cima d'Asta (N di Torcegno, orlo orientale del foglio) e le piccole masse del Rio Rigolor (ENE di Pergine).

La massa di Roncegno è composta, con la parte sudoccidentale avente tendenza tonalitica e le altre parti in prevalenza granitica. Satellite del plutone di Roncegno è la masserella di Cinquevalli. La porzione a nord di Torcegno è data da *granodioriti biotitiche*. Le masserelle di Rio Rigolor (forse apofisi di una massa maggiore, come sembra indicare l'ampia aureola di contatto) sono ancora *granodioriti* a tendenza tonalitica. Le rocce sono granulari con frequenti bordi porfirici. A luoghi mostrano trasformazioni postmagmatiche, con qualche arricchimento di minerali (tormalina, calcopirite, arsenopirite, clorite ecc.).

Δ^F — *Filoni di porfiriti granodioritiche, quarzodioritiche e dioritiche; localmente (Masetti di Pergine) filoni di porfiriti diabasiche e di lamprofiri.*

Sia le masse metamorfiche che la granodioriti di Roncegno sono ricche di filoni; tra questi prevalgono le *porfiriti quarzodioritiche, granodioritiche e dioritiche*, per lo più con profonde trasformazioni secondarie e postmagmatiche. In qualche caso (p. es. a E e NE di Pergine) la fascia centrale dei filoni è una vera granodiorite o tonalite. A sud di Pergine si hanno *porfiriti diabasiche e lamprofiri* nettamente più basici delle porfiriti dette sopra e forse di età differente (Trias?).

L'andamento dei filoni è vario, ma sono particolarmente frequenti gli andamenti ENE-WSW; meno frequenti quelli N-S.

γ^p — *Graniti porfirici in piccoli ammassi, a pareti verticali; filoni di porfidi granitici, porfidi felsitici, felsiti africane, localmente breccie di filladi in pasta felsitica (zona Vetriolo-Panarotta).*

I *graniti porfirici*, talora a feldispati giganti, costituiscono una serie di piccole masse nella zona tra Roncegno e Torcegno e in Val Cavé. Sono rocce

decisamente acide e con profonde trasformazioni postmagmatiche, in particolare albitizzazioni e cloritizzazioni.

I *porfidi granitici* costituiscono filoni un po' ovunque; interessanti i *porfidi felsitici* e le *felsiti* della zona della Panarotta che formano filoni e corpi irregolari, con locali impasti anche fittissimi di breccia filladica in felsite.

q_1 — *Filoni idrotermali a quarzo, fluorite, baritina, calcite e solfuri vari (anche nel gruppo inferiore delle vulcaniti atesine).*

Numerose sono vene e lenticelle, meno frequenti filoni di una certa dimensione. I più comuni sono a *quarzo*, a vario grado accompagnato da *fluorite, baritina, galena, blenda, pirite, calcopirite, arsenopirite* e molti altri solfuri, da *calcite, cloriti* varie ecc. Da citare in particolare il grande filone di Roveda a quarzo o quarzo e calcite (nella terminazione NE) con un po' di fluorite; i filoni a barite, fluorite e solfuri di Vignola e della Tingherla; i filoni a solfuri vari di Cinquevalli; le impregnazioni a magnetite pirrotina e altri solfuri della Pamera (N di Roncegno); il filone a galena-blenda di Valar. Tuttavia in tutta la regione si hanno chiazze o lenticelle con arricchimenti dei minerali citati.

Molto simili, anche se non identici, i filoni a quarzo e a solfuri vari nelle vulcaniti atesine; in particolare sono importanti i filoni dell'alta Val Fersina e di Nogaré.

Spesso questi filoni sono indicati sulla carta col segno di miniera soltanto, perché affiorano per brevissimi tratti.

C) FORMAZIONI SEDIMENTARIE SOTTOSTANTI ALLE VULCANITI ATESINE (R. Dal Cin).

Vcg — **CONGLOMERATO DI PONTE GARDENA** — PERMIANO INFERIORE (E CARBONIFERO SUPERIORE?). *Conglomerato grigio-verde ad elementi discretamente elaborati di quarzo e subordinatamente di quarziti, rocce filladiche e paragneiss, provenienti dal basamento metamorfico. Talora intercalazioni arenacee e argillose (Conglomerato basale, Verrucano alpino Auct.)*

Affiora soprattutto nell'alta Val Sugana lungo una fascia notevolmente dislocata che circonda il complesso montuoso M. Collo-M. Fravort-Cima di

Mezzodi. Altri lembi si rinvengono nella Valle dei Mocheni e nella zona Serso-Nogaré-Civezzano (conca di Pergine). Giace, spesso in discordanza, sul basamento metamorfico ed è ricoperto in concordanza dal complesso piroclastico ed effusivo permiano. Il suo colore è grigio o grigio-verde; talvolta, nelle parti più alte, anche rosso-bruno. Ha potenze variabilissime che vanno da 0 m a 80-140 m nell'alta Val Sugana. La stratificazione è incerta nella parte basale, mentre si fa più evidente nei livelli superiori. Sono abbastanza frequenti, specialmente nelle parti più alte, intercalazioni lentiformi di arenarie grossolane ed eccezionalmente anche di siltiti e argilliti. La grossolanità dei conglomerati è assai variabile lateralmente e va generalmente diminuendo verso l'alto; essa comunque non è nel complesso molto elevata, specialmente in Val Sugana. Quivi infatti le dimensioni massime degli elementi non superano di regola i 40 cm e la percentuale in volume delle frazioni superiori o uguali ad 1 cm si aggira per lo più fra il 52 % (sotto la Cima di Mezzodi) e il 59 % (pendici meridionali del M. Fravort). Nella conca di Pergine la grossolanità è un po' più elevata, specialmente nei livelli più bassi, ove non sono rari elementi anche di 80 cm di lunghezza.

I componenti il conglomerato, di solito discretamente arrotondati, derivano dal basamento scistoso-cristallino e sono formati da quarzo, presente in una percentuale assai elevata soprattutto in Val Sugana, da quarziti e da rocce filladiche e paragneiss, immersi in una matrice arenacea grossolana di natura filladica. Soltanto in prossimità del limite con le sovrastanti vulcaniti possono comparire localmente anche rari ciottoli di porfirite e porfido. La composizione delle frazioni superiori o uguali a 1 cm (% in volume) in alcuni singoli affioramenti è la seguente: M. Fravort presso Le Basse (scisti cristallini = 19 %, quarzo = 81 %); pendici meridionali di Cima di Mezzodi (s.c. = 35-50 %, q. = 65-50 %); a Est di Civezzano (s.c. = 52 %, q. = 48 %). Nel complesso la maturità sia di composizione che tessiturale del conglomerato è discreta, soprattutto in Val Sugana, e comunque maggiore di quella presentata da gran parte degli affioramenti analoghi dell'area dolomitica.

Il Conglomerato di Ponte Gardena è certamente un deposito continentale, alluvionale, come dimostrano le sue caratteristiche tessiturali e i rapporti con le formazioni sottostanti e sovrastanti (DAL CIN, 1963). E esso

rappresenta il primo prodotto dello smantellamento subaereo dei rilievi innalzati dall'orogenesi ercinica e, in qualche caso, anche delle prime formazioni effusive permiane. Corsi d'acqua a carattere spesso torrentizio trasportavano e depositavano i prodotti dello smantellamento entro depressioni o incisioni negli scisti cristallini. Il trasporto delle alluvioni non dovette essere troppo breve, dato il discreto arrotondamento dei ciottoli che si accompagna ad una elevata percentuale degli elementi di quarzo.

La deposizione delle alluvioni continuò anche durante la messa in posto delle vulcaniti permiane; si formarono in tal modo quei livelli conglomeratici, di solito assai ricchi in ciottoli di porfirite e porfido, che si trovano intercalati entro le vulcaniti stesse, soprattutto nella loro parte inferiore.

D) VULCANITI ATESINE (Porfidi e porfiriti della «piattaforma atesina»)
(C. D'Amico, M. Nardin, M. Sacerdoti).

Stratigrafia ed età.

Costituiscono un complesso molto potente che viene distinto in due grandi gruppi di formazioni. Alcune formazioni hanno una diffusione molto ampia e generale, altre hanno soltanto importanza locale. Il gruppo inferiore è più complicato e vario di quello superiore, nel quale prevalgono le grandi espansioni ignimbriche.

La serie stratigrafica risulta dalla carta geologica e qui non viene ripetuta.

L'età del complesso vulcanico è permiana come indicano qualche resto vegetale, il ritrovamento del *Tridentinosaurus antiquus* (GB DAL PIAZ, 1931, e P. LEONARDI, 1959) e la copertura delle Arenarie di Val Gardena. Essa corrisponde all'età delle masse intrusive (paragrafo B) ¹.

GRUPPO INFERIORE

α_1 — *Lave andesitiche e trachandesitiche verde scuro, spesso un po' quarzifere, in piccole cupole e colate.*

Si tratta di piccoli apparati centrali, quasi esclusivamente lavici, di andesiti e trachandesiti spesso un po' quarzifere. Sono rocce scure, grigie o grigio-

¹ Vicino a molti nomi formazionali è stato posto il nome formazionale attribuito da Autori precedenti. In particolare i nomi formazionali di G. B. TRENER vennero usati

verdi, che si schiariscono per alterazione. Le colate riconoscibili sono per lo più di lave agglomeratiche alquanto viscoso. Hanno discreta estensione di affioramento soltanto alla base della serie di Piné e si ritrovano ad est di Trento (Panté).

ρ^{τ} — *Lave africane riolitiche e trachiriolitiche grigie, grigio-biancastre e grigio-rossastre, massicce o pseudostratificate in masse cupoliformi (Fravort-Gronlait) («dicchi di porfriti» TRENER p.p.).*

Affiorano quasi esclusivamente nella zona Fravort-Gronlait. Si tratta di rocce grigie o rossastre o biancastre, a seconda dello stato di alterazione, senza fenocristalli e con pasta di fondo minutissima. La loro composizione è *riolitica* non molto acida, con tendenze *trachiriolitiche*. Sono rocce di difficile riconoscimento, perché spesso fogliettate e stratificate, talora con complesse strutture fluidali. Il corpo o i corpi originari erano forse cupoliformi; ogni ricostruzione di essi è molto difficile per le numerose faglie che li smembrano. Potenza non calcolabile; certamente molte centinaia di metri.

$\rho\Delta^{WT}$ — *Ignimbriti riolodacitiche, quarzolattiche e riolitiche grigie, grigio-rossastre, grigio-verdi, in banchi di varia potenza; tufi mediogranulari e grossolani di simile composizione, contenenti frammenti di filladi e di lave africane, talora alternati a tufi minuti. («Porfidi di Calamento» TRENER p.p.).*

È una formazione alquanto complessa e variabile da luogo a luogo, con frequenti variazioni laterali. Essa compare a N di Pergine, nella catena tra Val Fersina e Val Cavé, al Monte Ciste e a Est di Trento (Panté).

Tufi stratificati eterogenei (da cineritici ad agglomeratici) si ritrovano soprattutto a Vigalzano e Serso (N di Pergine), a sud del M. Fravort e a est di Trento; altrove prevalgono ignimbriti con intercalazioni di tufi mediogranulari. Le ignimbriti sono di solito bancate, a grado molto vario di compattezza. La composizione prevalente è *riolodacitica* con passaggi verso *rioliti*. Come in tutte le vulcaniti atesine sono generali le alterazioni idrotermali. Sono rocce chiaramente porfiriche grigie, spesso grigio-brune e grigio-violacee. Hanno potenza variabile, fino a molte centinaia di metri.

nell'edizione precedente (1929) del Foglio Trento della Carta geologica delle Tre Venezie. Le formazioni da noi descritte sono state istituite in base a criteri vulcanologici petrografici e stratigrafici, e non sempre esse corrispondono a quelle degli Autori precedenti.

Δ_1 — *Lave riolodacitiche e dacitiche, talora quarzolattiche, verdastre o grigie, spesso maculate e ricche di noduli rossastri, in cupole e colate; ignimbriti di analoga composizione, in banchi. Localmente diffuse mineralizzazioni a pirite. («Porfidi di Calamento» TRENER p.p.).*

Anche questa è una formazione molto composita che vede lave in cupola (Piné) compatte e massicce; lave agglomeratiche, o stratificate fino a scagliose (Piné, Fravort, Cola); ignimbriti bancate, per lo più sovrastanti alle lave (Fravort, Cola, Ciste, Val Fersina). In tutti i casi sono rocce porfiriche di colore da grigio a grigio-bruno.

La composizione va da *riolodacitica* a *dacitica*; è sempre tipica la presenza di quarzo, come pure di numerosi frammentini inclusi delle vulcaniti precedenti e anche delle metamorfite del basamento. Qua e là, in particolare in Val Fersina, sono frequenti le mineralizzazioni a pirite. Assolutamente generali le trasformazioni idrotermali. Potenza variabile, fino a qualche centinaio di metri.

α_2 — *Lave andesitiche, trachianandesitiche, latitiche, criptodacitiche, grigie o grigio-verdi, in colate numerose e poco potenti; residui di coni di scorie (Malga Sette Stelle); scarsi letti tufacei talora con vegetali; filoni di alimentazione. Localmente nelle parti basali sfumature alle rocce dacitiche. («Dicchi di porfriti», «porfidi felsitici basici» e «porfidi di Calamento» TRENER p.p.).*

Vulcanologicamente è una formazione più semplice della precedente, perché prevalentemente lavica, con sottili intercalazioni tufacee soprattutto cineritiche. Numerose le successioni di colate laviche, con tessiture compatte, agglomeratiche, bollose, fluitate, stratificate, scoriacee. Presenti anche, qua e là, residui di conetti di scorie. La composizione è varia: *andesiti*, *trachianandesiti*, *latiti*, *criptodaciti* e *criptoriolodaciti*. In funzione della composizione e dello stato di alterazione idrotermale il colore varia da grigio-verde scurissimo a violaceo, a grigio chiaro; la struttura è sempre porfirica con prevalenti fenocristalli di feldspati. Vi è un certo passaggio graduale dalla formazione precedente (nelle facies laviche) a questa.

La potenza è più omogenea che nelle formazioni precedenti, calcolabile sui 300-500 m. Connesse con la formazione sono molte mineralizzazioni a solfuri, soprattutto in Val Fersina.

ρ^F — *Filoni riolitici (M. Fràvort).*

A est del Fràvort si hanno pochi filoni di colore rosa di composizione riolitica; forse sono vie di adduzione delle rioliti superiori.

$\rho\Delta_1$ — *Lave riodacitiche grigie, grigio-giallastre e grigio-rosacee, massicce, in cupola (M. Zaccon).*

Costituiscono il Monte Zaccon e rappresentano con ogni probabilità una cupola lavica. Essendo totalmente isolate non sono correlabili con precisione con determinate formazioni; attraverso deduzioni petrografiche possono essere associate o alla formazione $\rho\Delta^{WT}$ o alle $\rho\Delta_2$ e $\rho\Delta^W$. Sono rocce porfiriche compatte, da grigio a toni molto vari a rosa, secondo il grado di alterazione.

GRUPPO SUPERIORE

$\rho\Delta_2$ — *Lave dacitiche e riodacitiche violacee in domi e brevi colate (« porfidi violetti » TRENER p.p.).*

Costituiscono cupole e colate laviche di estensione limitata formate da una roccia di colore violaceo con struttura porfirica per fenocristalli di plagioclasio, macroscopicamente ben evidenti, accompagnati da biotite e scarso quarzo. Spesso le colate hanno struttura a blocchi. Lo spessore di questa formazione può superare i 150 metri. Le zone di affioramento principali sono a Castello di Fiemme e a Lona in Val di Cembra.

$\rho\Delta^T$ — *Arenarie e conglomerati ad elementi vulcanici e tufi, talora grossolani, sovrastanti $\rho\Delta_2$.*

Affiorano nella zona di Castello di Fiemme e sono costituiti da conglomerati a ciottoli arrotondati di $\rho\Delta_2$ (con diametro medio sui 15 cm) e fine matrice di derivazione vulcanica. Probabilmente sono rimaneggiati. La potenza è variabile.

$\rho\Delta^W$ — *Ignimbriti riodacitiche rossastre, grigie, violacee, grigio-verdi, in banchi, a vario grado di compattezza, in ampi, potenti e ripetuti espandimenti (« Porfidi di Lagorai » e « Porfidi di Calamento » TRENER p.p.).*

Formano grandi espandimenti in varie unità sovrapposte, talvolta con intercalazioni tufacce stratificate. Le rocce sono a vario grado di compattezza; generalmente poco saldate dove le singole unità sono poco potenti. Le fessurazioni non sono molto fitte.

Sono chiaramente porfiriche con fenocristalli di plagioclasio, quarzo e biotite, di colore rossastro o grigio-verde. Composizione generalmente riodacitica. La potenza della serie è variabile, valutabile sui 300-500 metri.

$\rho\Delta^W$ — *Arenarie e conglomerati ad elementi vulcanici intercalati tra ρ^W e $\rho\Delta^W$ (Val Cadino).*

Si tratta prevalentemente di conglomerati a matrice arenacea, costituiti da ciottoli da 15 cm fino a pochi centimetri di diametro, ben arrotondati, di ignimbriti riodacitiche; meno frequenti sono le arenarie e le siltiti rossastre o grigie. Gli affioramenti principali si rinvencono sui versanti della bassa Val Cadino e sembrano riferibili ad un episodio di carattere fluviale.

ρ — *Lave riolitiche e riodacitiche di colore viola o rosa, in domi o colate di limitata estensione (« porfidi violetti » TRENER p.p.). Lave riolitiche a grossi feldispati potassici entro ρ^W (Cugola, Valfloriana).*

Costituiscono cupole laviche di estensione limitata, con brevi colate (Passo del Manghen, Val Regnana) sovrapposte alle ignimbriti riodacitiche. Hanno colore rosa o violaceo e netto aspetto porfirico per fenocristalli di quarzo, feldispato potassico, plagioclasio e biotite; la massa di fondo ha struttura pilotassitica. A volte la roccia è a blocchi o con aspetto brecciato. Si rinvencono anche livelli tufacei poco potenti. La fessurazione è irregolare e la roccia è spesso profondamente alterata. La potenza dei domi riolitici può raggiungere valori massimi di 400 metri.

Sotto la stessa sigla sono state comprese rocce riolitiche a grossi cristalli di feldispato potassico. Affiorano sul versante meridionale della Cugola e a Malga Buse in Val Floriana, dentro la formazione delle ignimbriti riolitiche.

Sono rocce di colore rosso carnicino con grossi fenocristalli di feldispato potassico, e minori di quarzo e plagioclasio, massa di fondo a struttura microgranitica a composizione quarzoso-feldispatica. La forma dell'affioramento della Cugola è lentiforme e la potenza massima sui 150 metri.

ρ^T — *Arenarie, conglomerati e tufi ad elementi di ρ , intercalati tra ρ e ρ^W (con *Tridentinosaurus antiquus* DAL PIAZ).*

Sono piccole intercalazioni di tufi, arenarie e conglomerati vulcanici, stratificati, talora gradati, in banchi di 20-50 cm, con alternanza di letti a diversa granulometria. Sono costituiti da frammenti di lave riolitiche e ricoprono o sono intercalati alle lave suddette. Piccoli affioramenti si hanno nella zona del Passo del Manghen (Cima Val Solero) e in alta Val Calamento. Interessante l'affioramento di Stramaiolo (alta Val Piné) dove è stato ritrovato un sauro fossile (*Tridentinosaurus antiquus* GB. DAL PIAZ, LEONARDI P., 1959).

Δ_2 — *Lave dacitiche grigie o violacee in colate poco potenti e di limitata estensione, con intercalazioni di tufi, poggianti direttamente su $\rho\Delta^W$ o intercalate in ρ^W (Castello di Fiemme, Cugola) (« porfiriti di Salanzada » LEONARDI e ROSSI).*

Si tratta di colate laviche di limitata estensione e potenza (al massimo 100 metri) di colore grigio o grigio-violetto, compatte o a blocchi. Sono costituite da fenocristalli di plagioclasio e pirosseno alterato, e massa di fondo microcristallina. Accompagnano queste lave abbondanti conglomerati tufacei e tufi fini di colore grigio-verdastro. Affiorano a Castello di Fiemme e sul Monte Cugola-Palone presso Daiano.

ρ^W — *Ignimbriti riolitiche e quarzolatitiche grigie o rossastre in ampi, ripetuti e potenti espandimenti; compatte, a fessurazione subverticale (« porfidi da cubetti »); livelli vitrofirici nerastri alla base. (« Porfidi di Lagorai » TRENER p.p.).*

Costituiscono grandi espandimenti di rocce molto compatte a fitte fessurazioni subverticali (porfidi da cubetti) di colore grigio o rossastro, localmente biancastro per alterazioni idrotermali. Sono chiaramente porfiriche, costituite da fenocristalli di quarzo, plagioclasio, feldispato potassico e biotite con abbondante massa di fondo microcristallina. La formazione è

molto omogenea, anche se si possono riconoscere più unità ignimbritiche sovrapposte. Si può notare una sfumatura fra queste e le ignimbriti riolitiche precedenti per un variare graduale della composizione, che qui è decisamente più acida.

Nella zona di S. Lugano sono presenti banchi ignimbritici di aspetto breccioso che rappresentano la parte superiore di una unità ignimbritica. Al di sopra di questi, come anche a SE di Trodena (*Troden*), sono presenti livelli vitrofirici di colore scuro, dovuto alla presenza di vetro nella massa di fondo.

La potenza media della serie si aggira sui 400-600 m con punte maggiori in Val di Cembra e sul Monte Palone presso Daiano.

E) FORMAZIONI SEDIMENTARIE PERMICHE SOPRSTANTI ALLE VULCANITI ATESEINE

PE² — ARENARIE DI VAL GARDENA (PERMIANO MEDIO) — *Arenarie quarzoso-feldispatiche di color rosso o grigio, con intercalazioni di gessi, marni, argilliti e livelli carboniosi; siltiti nella parte superiore e conglomerati alla base del complesso (M. Nardin).*

Si tratta di un complesso prevalentemente arenaceo e siltoso-argilloso con granulometria variabile sia in senso verticale che laterale, spesso a stratificazione incrociata, che giace in discordanza sulle vulcaniti riolitiche dalle quali in prevalenza proviene. Il colore è rosso o grigio: i depositi più fini sono costituiti da frammenti di quarzo, subarrotondati, da miche e materiale argilloso (scarso dove la roccia ha colorazione rossastra) e i più grossolani da frammenti di vulcaniti, da quarzo e da granuli di feldispato argillificato; il materiale carbonatico è piuttosto raro.

A causa della copertura vegetale e detritica non è possibile che una osservazione parziale della serie nelle varie zone. Si può osservare che le arenarie di base coprono una superficie di erosione ondulata; sono grossolane e spesso nella parte settentrionale del foglio sono presenti livellini conglomeratici o noduli isolati di gesso. La serie, dove è particolarmente potente, continua con banchi di arenarie fini e silts con periodo di 20-50 cm con intercalazioni argillose e argilloso-siltose; il colore prevalente è quello rosso o grigio-verdastro. Nella parte mediana le arenarie sono più grossolane, di

colore chiaro, grigio o giallastro. Verso l'alto prevalgono le arenarie fini, i silts, i noduli di gesso e le intercalazioni argillose o carboniose (di colore nerastro). Al tetto della formazione si fanno più frequenti i livelli marnosi e calcarei.

La potenza della serie è variabile da 120 metri a 0 metri: la potenza maggiore si riscontra nella zona di Egna (*Neumarkt*) e Montagna (*Montan*); verso Est e verso Sud diminuisce sensibilmente (a Castello di Fiemme è 40 m, a Faedo 20 m); al Monte Rosà le arenarie sono assenti e la Formazione a *Bellerophon* poggia direttamente sulle vulcaniti.

I resti fossili sono piuttosto rari e rappresentati da orme di Tetrapodi e da resti di vegetali: questi ultimi più frequenti negli strati alti della serie. La « flora di Egna » segnalata dal GUEMBEL in un banco di arenaria affiorante sul versante sinistro del Rio Trodena (*Egna-Neumarkt*) comprende resti di felci, frammenti di piante dei generi *Wolzia* e *Ullmannia*; nello stesso livello sono state segnalate squame di pesci, foglie e tronchi indeterminati.

Le Arenarie di Val Gardena in base ai ritrovamenti fossili sono attribuite al Permiano medio inferiore. L'ambiente di sedimentazione è continentale con prevalente sedimentazione alluvionale di tipo deltizio e con brevi episodi di sedimentazione evaporitica e talvolta anche marina.

PE³ — FORMAZIONE A BELLEROPHON (PERMIANO SUPERIORE) —
Dolomie arenacee oolitiche (al M. Calisio impregnazioni di solfuri e lenti di barite); dolomie e calcari cavernosi, marne, arenarie e gessi. (M. Nardin).

È rappresentata da diversi tipi litologici: dolomie arenacee, calcareniti, siltiti, marne, dolomie e calcari organogeni, dolomie oolitiche con lenti di gesso e barite, che costituiscono la facies « fiammazza » di questa formazione (B. ACCORDI, 1958).

I principali affioramenti sono quelli di Montagna (*Montan*), Palù di Giovo, altopiano del Calisio e versante meridionale della Cugola in Val di Fiemme.

La potenza è variabile: sulla Veronza e sulla Cugola è di 40 m, a Montagna di 60 m, a Palù sui 70 m. Interessante la zona di M. Rosà dove gli strati di dolomie arenacee e dolomie oolitiche della zona di tetto della Formazione a *Bellerophon* giacciono direttamente sulle vulcaniti: la parte inferiore di questa serietta (potenza tot. 16 m) è rappresentata da un conglomerato di ciottoli

provenienti dalle vulcaniti in un cemento arenaceo dolomitico (pot. 10 m). L'assenza dei termini sottostanti della Formazione a *Bellerophon* e di quella delle Arenarie di Val Gardena, e la presenza del conglomerato testimoniano una grossa lacuna in quest'area.

Nelle altre zone citate la formazione presenta una successione del tipo descritto qui di seguito.

Al limite con le Arenarie di Val Gardena si ha una alternanza di marne siltose, arenarie bituminose e calcari dolomitici con frequenti noduli e lenti di gesso (notevoli quelli alla base della Veronza e al Passo di S. Lugano) per una potenza di 10 metri. Seguono 15 metri di dolomie calcaree giallastre a tessitura oolitica in alternanza con siltiti, gessi, arenarie siltose e letti di lignite. Questa successione rappresenta la parte inferiore della formazione.

La parte superiore decisamente più carbonatica, è data da una successione di dolomie arenacee, dolomie oolitiche biancastre e compatte, calcari a Lamellibranchi, oolitici, alternati a siltiti grigie e gialle o rossastre per uno spessore complessivo variabile dai 30 ai 40 metri. Le dolomie oolitiche della zona del M. Calisio, di Palù e Roncogno sono spesso sede di una diffusa mineralizzazione a galena argentifera, blenda e barite sotto forma di vene, filoncelli e lenti (nella zona di Roncogno e Faedo la barite è quasi assente ed è sostituita dal gesso). Al tetto della formazione vi sono arenarie brune più o meno grossolane.

L'ambiente di sedimentazione della Formazione a *Bellerophon* è lagunare-salmastro e di acque basse costiere.

F) FORMAZIONI MESOZOICHE

T¹ — SCITICO (Werfeniano) — *Calcari, marne, arenarie e siltiti rosse e gialle; gessi, calcari oolitici e breccie intraformazionali (« Conglomerato di Koken ») a Natiria costata MUENST. (« Strati di Campil »); calcari dolomitici verdastri e grigi, marne e siltiti a Claraia clarai EMML. (« Strati di Sinsi »).* (D. Rossi).

Tale formazione è ben rappresentata sulla sinistra della Val d'Adige, nel tratto a monte di Lavis. Altri lembi si trovano attorno a Trento, presso Vigolo Vattaro ed in Valsugana.

È costituita da un complesso fittamente stratificato di calcari marnosi, grigi e rossastri, calcari siltosi, siltiti ed arenarie fini prevalentemente rosse, calcari oolitici, dolomie, breccie intraformazionali, argille, gessi. La potenza varia da 300 metri (a Nord) a meno di 200 metri (a Sud).

La formazione si può suddividere nei seguenti membri ed orizzonti-guida, dal basso all'alto:

1 — Membro di Mazzin — Calcari marnosi micritici, grigi, talora nodulosi, ad Ostracodi. Potenza da 30 a 50 metri.

2 — Orizzonte di Andraz — Dolomie laminari ed argille rosse e gialle, talora a livelli gessosi. Potenza intorno ai 15 metri.

3 — Membro di Siusi — Calcari e calcari marnosi micritici, talora siltosi, grigi, con *Clavaria clavai* EMM. Potenza da 30 a 40 metri.

4 — Oolite a Gasteropodi — Calcari micritici, siltosi, grigi e rossi, con intercalazioni di calcari oolitici a piccoli Gasteropodi e di breccie intraformazionali (« Conglomerato di Koken »). Potenza attorno ai 50 metri.

5 — Membro di Campil — Siltiti ed arenarie fini, rosse, quarzoso-micacee, con *ripple marks*, *slumpings*, *load-casts*, *mud-cracks*, ecc. Nella parte superiore si intercalano talora (ad es. a Nave S. Felice) livelli evaporitici con abbondanti banchi di gesso. Potenza circa 80 metri.

6 — Membro di Val Badia — Siltiti micacee, dolomie e calcari grigi, calcari oolitici. Frequenti i fossili, tra cui *Natiria costata* MÜNST. Alla base del membro si trovano spesso livelli evaporitici, con abbondante gesso in banchi, lenti e noduli. Potenza da 50 a 0 metri. La saltuaria assenza del Membro di Val Badia (ad es. al Giovo, poco a Nord-Est di Lavis) è probabilmente dovuta ad uno smantellamento parziale della serie werfeniana, avvenuto verso la fine del Trias inferiore o all'inizio dell'Anisico. Dove tale membro manca, lo spessore della formazione si riduce ai valori minimi.

L'ambiente di deposizione werfeniano si è evoluto da una piattaforma di tipo carbonatico alla base, ad una piattaforma ad apporto terrigeno, con fondali bassi ed estesi, talora con instaurazione di ambienti evaporitici.

T² — ANISICO in generale o ANISICO INFERIORE — *Marne scure lastriformi a Paraceratites subnodosus* (MOJS). e a *Dadocrinus gracilis* BUCH.; *calcari dolomitici marnosi talora gessosi, alternati ad argilliti fogliettate grigio-verdastre o a marne calcaree gessose di colore verdastro; dolomie arenacee, arenarie e siltiti di colore rossastro o grigio in strati sottili; banchi conglomeratici a ciottoli della serie werfeniana sottostante* (Conglomerato di RICHTHOFEN). (M. Nardin).

Questa formazione in facies normale a Nord di Trento inizia con banchi conglomeratici (Conglomerato di RICHTHOFEN) a ciottoli subarrotondati di rocce werfeniane di diametro massimo di 10 cm e cemento calcareo. La potenza è molto variabile: a Faedo è di 20 m, a Trodena (*Truden*) 15 m, 7 m a Montagna (*Montan*); in qualche punto è sostituita da arenarie marnose. Ai banchi conglomeratici sono talvolta alternate arenarie calcaree e marne arenacee.

Segue una serie calcarenitica con intercalazioni sottili di marne arenacee per uno spessore complessivo di 30-35 m, con resti organici dati da frammenti di briozoi e resti carboniosi di piante. Diffuso in questi banchi anche materiale pirritico.

L'ambiente di sedimentazione è di mare costiero; la presenza della facies conglomeratica testimonia il culmine di una regressione in atto in quest'area, già iniziato durante il Werfeniano superiore che è in facies tipicamente evaporitica.

In Val Gola e in Val di Sella la serie dell'Anisico inferiore non continua con la dolomia del Serla ma con una facies clastica rappresentata da calcari compatti, calcari marnosi talora gessosi, alternati ad argilliti fogliettate grigio-verdastre e marne scure lastriformi a *Dadocrinus gracilis* BUCH.

T^{2'} — DOLOMIA DEL SERLA (Anisico medio-superiore) — *Dolomie compatte grigie e scure, subsaccavoidi, dolomie e calcari dolomitici detritico-organogeni, generalmente stratificati, talora a Diplopora annulatissima* PIA (D. Rossi).

È presente con un affioramento pressoché continuo sui due versanti della Val d'Adige, a Nord di Lavis, ed in lembi isolati nel settore meridionale del Foglio (a La Marzola ad Est di Trento, a Stella a Sud di Trento, ecc.).

La formazione è compatta, chiara o grigio-giallastra; la stratificazione

è più o meno netta ma sempre evidente, con strati da qualche cm ad un metro circa di spessore. Le dolomie sono spesso granulari, porose, prive di strutture originarie riconoscibili, con dolomitizzazione di evidente sostituzione metasomatica durante la diagenesi tardiva.

Le alghe calcaree, rappresentate soprattutto da *Diplopora annulatissima* PIA, sono frequenti solo nei livelli a dolomitizzazione incompleta (calcari dolomitici).

La potenza della Dolomia del Serla varia da 250 metri a 0 metri. Dove è assente viene sostituita da calcari marnosi più o meno dolomitici che in questi casi rappresentano anche l'Anisico medio-superiore oltre che l'Anisico inferiore.

L'ambiente di deposizione è riferibile ad un basso fondale ricco di alghe calcaree, lentamente subsidente, sul quale si è deposta una serie carbonatica di tipo biostromale.

T³ — FORMAZIONE DI LIVINALLONGO (BUCHENSTEIN) (LADINICO INFERIORE)* — *Marne verdastre con selce a Protrachyceras reitzi* (BOECKH); *marne e calcari grigio-verdastri o scuri, nodulari; dolomie e calcari bituminosi, calcareniti, dolomie selcifere, passanti lateralmente a facies dolomitiche massicce (SW di Cortaccia).* (D. Rossi).

È presente solo in Val delle Gole, sopra Ravina, ed in un esilissimo lembo in Val di Sella (estremità sudorientale del Foglio, Località Cacciatore).

È costituita da una serie ben stratificata, potente alcune decine di metri; nella parte inferiore prevalgono le marne verdastre, con selce, a *Protrachyceras reitzi* (BOECKH).

La galleria di derivazione idroelettrica dell'impianto di S. Floriano ha attraversato una lente fittamente stratificata di calcilutiti, calcari dolomitici bituminosi a lamellibranchi, « scisti neri », e « pietra verde ». Tale lente è ubicata 70 metri sopra la base della Dolomia di Val d'Adige ed è stata attribuita alla Formazione in discorso (G. A. VENZO, 1962).

A SW di Cortaccia (*Kurtatsch*) sono presenti calcari nodulari e calcari

* Per un errore di stampa nel foglio geologico questa formazione è stata attribuita al Ladinico superiore.

bituminosi che passano lateralmente a facies dolomitiche non stratificate, i quali tuttavia sembrano occupare una posizione più elevata nella serie.

T^{4 3} — DOLOMIA DI VAL D'ADIGE** (CARNICO e LADINICO p.p.) — *Dolomie cristalline grigio-chiare, compatte e fragili con venature rosate, ben stratificate, superiormente ricche di fossili (Diplopora annulata SCHAFFH.); dolomie pulverulente con sottili intercalazioni marnose; dolomie massicce, non stratificate, a diplopore e coralli (sud di Egna).* (D. Rossi).

Le zolle più estese della formazione sono ubicate sui due versanti della Val d'Adige, a Nord di Lavis. Altri affioramenti più limitati sono distribuiti nella parte meridionale del Foglio (al M. Marzola ad Est di Trento, a Ravina poco a Sud di Trento, sul versante destro della Valsugana, ecc.). La sua potenza varia da 5-600 metri a Nord (M. Cislun, M. Alto, ecc.) a 250 metri a Sud (Ravina, Valsugana, ecc.).

È una formazione dolomitica, compatta, chiara, generalmente ben stratificata, in strati di qualche cm di spessore o in banchi potenti fino a qualche metro, con frequenti venature e livelli rossastri, con interstrati argillosi.

Le facies più frequenti sono costituite da dolomie ad alghe calcaree, soprattutto nella parte superiore (particolarmente frequente la *Diplopora annulata* SCHAFFH., pure presente la *Teutloporella herculea* GURICH), dolomie microgranulari, dolomie laminate, dolomie micritiche prevalentemente ad Ostracodi e Foraminiferi. Verso l'alto si trovano frequentemente dolomie polverulente con intercalazioni marnose, che fanno passaggio alla soprastante Formazione di Raibl, quando questa è rappresentata.

Dove la Formazione di Livinallongo manca, la Dolomia di Val d'Adige alla base si trova a diretto contatto colla Dolomia del Serla, dalla quale si distingue assai difficilmente, per la somiglianza delle loro caratteristiche litologiche. Inoltre è difficilmente distinguibile anche dalla Dolomia Principale, dove questa, per l'assenza della Formazione di Raibl, la ricopre direttamente.

** Questo nome formazionale non figura nel foglio geologico in quanto è stato istituito dopo la stampa del foglio stesso.

In Val delle Gole la Dolomia di Val d'Adige è rappresentata da un bancone potente solo una cinquantina di metri che giace direttamente sulla Formazione di Livinallongo. Tale bancone è ricoperto da una serie ben stratificata, potente oltre 200 metri, di calcari marnosi a *Posydonomia wengensis*, di marne nere bituminose, di calcari nodulari di vario colore, che dovrebbero costituire il Ladinico superiore ed il Carnico inferiore.

L'ambiente di sedimentazione della Dolomia di Val d'Adige si può riferire a condizioni di piattaforma lentamente subsidente, subcotidale o intercotidale sulla quale si è sedimentata una serie prevalentemente organogena. Gli interstrati argillosi costituiti in prevalenza da caolinite, indicano fasi di maggiore apporto terrigeno, forse dovuto a variazioni periodiche del clima, oppure alle fasi attive del fenomeno generale di subsidenza (G. A. VENZO e A. FUGANTI, 1965). La dolomitizzazione è il risultato di una sostituzione metasomatica, probabilmente avvenuta prima che il sedimento si consolidasse, data la finezza della grana e la scarsa porosità.

T⁴ — RAIBLIANO (CARNICO SUPERIORE) — *Calcareniti e dolomie talora bituminose, fittamente stratificate (a Sud di Cortaccia); calcari marnosi microcristallini a volte nodulari e fossiliferi, alternati con straterelli di marne nerastre; nell'angolo SE del foglio calcari dolomitici scuri, bituminosi e lastriformi in basso talora con selce, alternati frequentemente ad argilliti fogliettate grigio-scure.*

T⁵ — CARNICO — *Lave basaltiche nero-verdastre con scarse intercalazioni di tufi rossastri (M. Nardin).*

Lave basaltiche ad alto contenuto di fenocristalli augitici si ritrovano in piccoli affioramenti al tetto della dolomia ladinica. Si tratta di affioramenti isolati in Val dell'Anguilla, a Nord del Monte Reale (*Königsriese*) nel Rio Casignano e in qualche altro punto. Queste lave pertanto non costituiscono un livello continuo: dove sono assenti, la dolomia ladinica passa direttamente alle dolomie arenacee del Raibliano tranne che nella zona di Cortaccia (*Kurtatsch*) e nell'angolo SE del foglio dove i banchi dolomitici passano, in parte anche lateralmente, a calcareniti e dolomie varicolori talora bituminose fittamente stratificate, alternate con straterelli di marne nerastre con resti di pesci (*Pholidophorus*) e di calcari selciosi. Alla base sono frequenti le interca-

lazioni di tufi verdastri. Sopra questa serie, potente 40 m, si distribuisce uniformemente in quasi tutta l'area la formazione raibliana caratterizzata da dolomie arenacee grigie e rossastre intercalate a marne e argille varicolori. La potenza della serie raibliana è sui 25-30 m.

T⁶⁻⁵ — DOLOMIA PRINCIPALE (RETICO-NORICO) — *Calcari dolomitici e dolomie bianche o grigie in bancate massicce a Megalodon gümbeli STOPP. e Worthenia contabulata COSTA; dolomie biogeniche sottilmente stratificate a stromatoliti, breccie dolomitiche intraformazionali associate a sottili livelli dolomitico-argillosi verdastri o rossastri. (D. Rossi).*

È una formazione prevalentemente dolomitica o calcareo-dolomitica, compatta, la quale affiora largamente nel Foglio, in lembi assai estesi e potenti, delimitati da ripide pareti.

I suoi caratteri fondamentali sono la compattezza, la stratificazione assai netta, la presenza di interstrati argillosi rossi e verdi. Le facies prevalenti sono costituite (A. BOSELLINI, 1967) da dolomie cristalline, dolomie laminate, dolomie micritiche, dolomie a *pellets*, dolomie bioclastiche, dolomie stromatolitiche, breccie dolomitiche intraformazionali. Tra i macrofossili sono assai comuni i modelli di Megalodonti e di Gasteropodi (*Megalodon gümbeli* STOPP., *Worthenia contabulata* COSTA = *W. solitaria* BEN.). La microfauna è rappresentata soprattutto da Ostracodi e Foraminiferi.

Lo spessore della formazione varia da 600 metri ad Est, ad un migliaio di metri ad Ovest.

Nonostante la varietà delle facies rappresentate, la Dolomia Principale rivela una notevole uniformità di ambiente, riferibile a bassi, estesi e piatti fondali, prevalentemente a sedimentazione carbonatica, lentamente subsidenti, con caratteri da subcotidali (dolomie granulari a Megalodonti e Gasteropodi, in bancate massicce e porose, micriti pelletifere) a intercotidali (livelli stromatolitici, sedimenti laminati, breccie intraformazionali, dolomie intraclastiche), con episodi sopracotidali dimostrati da strutture di erosione, di dilavamento, di essiccamento, ecc. (A. BOSELLINI, 1967).

L'origine della dolomia è in parte riferita a processi metasomatici penecontemporanei ed in parte, dove la dolomia si presenta granulare e porosa, a processi diagenetici tardivi.

T⁶ — CALCARI DI ZU (RETICO MEDIO-INFERIORE) — *Calcari, calcari marnosi e calcari dolomitici nerastri o grigio scuri, fittamente stratificati con Avicula contorta* PORT. e talora, coralli. (P. Gatto).

Questa formazione, la cui sezione tipo è localizzata sulla sponda occidentale del Lago d'Isèo, affiora nella media ed alta Valle di Tovel, presso Dosso Casare, intorno Malga Campo Denno, presso Monte Corona ed a Nord Est di Molveno.

Si tratta di un complesso prevalentemente calcareo o calcareo-dolomitico che appare per lo più difficilmente distinguibile dalla sovrastante « Dolomia a *Conchodon* » e dalla formazione della « Dolomia principale ».

La facies marnosa, ben rappresentata nel vicino gruppo di Brenta, compare solo in limitatissimi ed isolati lembi nell'alta Valle di Tovel, e nei dintorni di Malga Campo Denno. Si constata quindi una progressiva prevalenza verso oriente della facies carpatica calcareo-dolomitica su quella sveva marnosa, ovvero una transizione dai sedimenti di tipo lombardo a quelli unicamente dolomitici di tipo veneto.

I calcari grigio scuri e nerastri, fittamente stratificati (20-40 cm), affioranti in dette località, rappresentano l'unica testimonianza in questa zona di un ambiente di sedimentazione di mare sottile o lagunare-salmastro con apporti terrigeni, tipico dei livelli più bassi del Retico inferiore lombardo.

I calcari di questa formazione sono dunque prevalentemente rappresentati da termini debolmente marnosi grigiastri, a grana finissima, e da altri più diffusi in facies calcareo-dolomitica; questi ultimi, di colore grigio chiaro o nocciola, risultano del tutto analoghi alla soprastante « Dolomia a *Conchodon* » il cui limite è quasi sempre di difficile individuazione.

I fossili sono molto rari e rappresentati quasi esclusivamente da alcuni grossi megalodonti. I litotipi indicano un ambiente originario di sedimentazione tipico di acque poco profonde.

La potenza complessiva dei « Calcari di Zu » si aggira in questa zona intorno ai 180 metri.

G¹-T⁶ — DOLOMIA A CONCHODON (LIAS p.p.-RETICO SUPERIORE) — *Calcari grigio-nocciola, spesso oolitici, fortemente compatti e durissimi (Val di Non); calcari, calcari dolomitici e dolomie, da grigi a bianchissimi, a stratificazione indi-*

stinta o in grossi banchi, talora selciferi, con Rhaetina gregaria (SUESS) e, a volte, con coralli. (P. Gatto).

La « Dolomia a *Conchodon* » è ben rappresentata nel settore occidentale del foglio, costituendo di massima le cime più elevate e le pendici della dorsale che delimita ad Ovest la depressione Molveno-Andalo-Val di Non¹. Molto più potente (600-700 metri) dei sottostanti « Calcari di Zu », essa è costituita da calcari e calcari dolomitici compatti, talora molto resistenti alla percussione, a frattura pseudoconcoide, di colore variabile dal grigio-nocciola al grigio chiaro e bianco, da rare dolomie candide subsaccaroidi, in tasche entro i calcari, e localmente da calcari con inclusioni o intercalazioni selciferi.

Generalmente è osservabile una tessitura oolitica, con diametri dei granuli concrezionari fino a 7 mm, che spicca nettamente nei termini di color nocciola chiaro.

La stratificazione appare talora netta con potenze variabili da 40 cm a vari metri; spesso risulta indistinta o mancante, cosicché mostra un aspetto del tutto simile alla Dolomia principale.

Caratteristiche tanto simili tra le due formazioni testimonierebbero che si è in presenza di depositi di transizione alla facies dolomitica di tipo veneto.

Pure la dolomia a *Conchodon*, come del resto tutto il Retico, risulta assai povera di fossili; talora su alcune superfici esposte al dilavamento meteorico sono riconoscibili e ben evidenziati i resti di coralli e più raramente di alghe. Tracce di piccoli megalodonti sono state rinvenute in Val di Non e, relativamente diffusi, sono i resti indeterminabili di pettinidi.

Molto rara è la *Rhaetina gregaria* (SUESS) e ciò diminuisce di molto la sua importanza stratigrafica.

Come già si è visto per il limite inferiore con il « Calcari di Zu », anche quello superiore con i calcari di Noriglio risulta molto graduale e quasi

¹ Presso Molveno, ad Est del Rifugio Pradel, è stato segnato, per errore tipografico, un lembo con il colore rosa della Dolomia principale; esso dev'essere considerato invece come facente parte della formazione della « Dolomia a *Conchodon* », in naturale continuazione del vicino analogo affioramento.

sempre indistinto, sia per la scarsità di fossili che per la persistenza dei caratteri litologici.

Seguendo comunque il criterio adottato da L. TREVISAN (1939), il limite con i terreni liassici superiori è stato posto dove i termini, prevalentemente di colore grigio-nocciola chiaro, diventano decisamente grigi o meglio grigio scuri.

La « Dolomia a *Conchodon* » si estende a comprendere anche i livelli più bassi del Lias (V. VIALLI, 1938).

Per una descrizione sedimentologica e micropaleontologica della serie della Val di Non, si rimanda al recente lavoro sulle facies giurassiche del Trentino occidentale di A. FUGANTI e S. MOSNA (1965).

G¹⁰⁻¹ — DOLOMIE DI TORRA (MALM p.p.-DOGGER-LIAS) — *Alternanze di dolomie biogeniche, dolomie intraclastiche e dolomie cristalline, compatte, di colore grigio chiaro; calcari dolomitici (Val di Non).* (P. Gatto).

Nell'area compresa tra le valli di Non e dell'Adige, si osserva come, in continuità alla dolomia principale, seguano delle dolomie compatte grige e superiormente dolomie cristalline, in strati di 20-50 cm; a questi termini è stato dato il nome formazionale di « Dolomie di Torra » dalla località dove è stata studiata da A. FUGANTI (1964) la serie tipo.

Dagli studi petrografici condotti dallo stesso autore si è potuto stabilire che le Dolomie di Torra sono costituite da alternanze ritmiche di dolomie biogeniche e intraclastiche, predominanti nella parte inferiore della formazione, e da dolomie cristalline con le seguenti caratteristiche:

— le dolomie biogeniche, derivate da un calcare ad alghe del tipo dasycladacee, tra le quali la *Thaumatoporella parvovisculifera* (RAINERI), contengono anche numerosi resti di foraminiferi, gasteropodi e lamellibranchi;

— le dolomie intraclastiche si presentano macroscopicamente come dolomie saccaroidi compatte, di color grigio-chiaro.

La potenza complessiva varia da 60 a 100 metri; in genere il limite inferiore della formazione sfuma nella sottostante Dolomia principale, e solo dove sono osservabili alla base della serie rari e discontinui livelli a *Lithiotis problematica*, è possibile individuare con certezza il passaggio. Nei dintorni di Tajo la serie dovrebbe avere inizio con dei sottili banchi di calcari dolo-

mitici grigio-bianchi, sterili, compresi fra la Dolomia principale e le Dolomie di Torra; comunque la loro attribuzione risulta tuttora incerta.

Ad oriente la formazione ha al tetto il « ammonitico rosso » di età kimmeridgiana, mentre ad occidente passa direttamente ai calcari marmorei del Titoniano, comprendendo anche il Kimmeridgiano dolomitizzato.

Pertanto le Dolomie di Torra includono il Lias, il Dogger ed il Malm p.p.

Secondo G. A. VENZO (1963) questo complesso rappresenta una facies eteropica dei « calcari grigi », estesa a gran parte della Val di Non.

A Nord di Monte Soprasasso, presso Cadine, si trova un lembo isolato di dolomia compresa nel calcare di Noriglio che, per le evidenti analogie, è stata ascritta alla Dolomia di Torra.

G³⁻¹ — CALCARI GRIGI DI NORIGLIO (LIAS MEDIO-INFERIORE) — *Calcari microcristallini grigi a stratificazione ben distinta ad Orbitopsella praecursor (GUEMB.), Terebratula rotzoana SCHAUR, Gervillia buchi ZIGNO, livelli a coralli, ecc.; intercalazioni di argilliti grigio-scure o di sottili veli marnosi; calcari oolitici grigio chiari o bianco-nocciola, in strati da 20-30 cm a 2 m, sono presenti specialmente alla base; bancate calcaree massicce a Lithiotis problematica GUEMB.; calcari dolomitici e dolomie cristalline grigio chiare. Potenza 200-300 m.* (P. Gatto).

I « Calcari grigi di Noriglio » affiorano prevalentemente nel settore occidentale del foglio, dove costituiscono la formazione più estesa. A Nord essi passano lateralmente alle facies eteropiche delle « Dolomie di Torra ».

La formazione di Noriglio presenta aspetti diversi a seconda della zona; a Sud essa appare con i caratteri tipici della provincia veneta, mentre a Nord, nelle Valli di Non e di Tovel, i « calcari grigi » rivelano talora alcuni elementi della facies lombarda.

In generale, la formazione in esame è rappresentata nella sua parte basale dai tipici calcari a *Gervillia buchi* ZIGNO ai quali succedono altre litofacies caratteristiche della serie normale di Noriglio. Nel settore sud-occidentale del foglio la serie si presenta con la seguente successione stratigrafica (dal basso verso l'alto):

— calcari più o meno dolomitici, grigio chiari o rosati, potentemente stratificati, e banchi di calcari oolitici poveri di fossili (potenza 100 metri circa);

— banchi di calcari lumachellici grigio chiari, ben stratificati dello spessore di circa 1 metro, con frequenti livelli oolitici e sottili intercalazioni argillose (da 2 a 30 mm) a *Orbitopsella praecursor* (GUEMB.) ed alghe (*Paleodasycladus mediterraneus* PIA) (potenza complessiva 150 metri);

— calcari compatti, in grossi banchi, spesso oolitici, talora a *Lithiotis problematica*, di potenza valutabile intorno ad una cinquantina di metri.

La stratificazione è sempre ben distinta e contrasta sensibilmente con l'uniformità della sottostante Dolomia Principale; in genere la potenza dei banchi oscilla tra i 50 centimetri ed i 2 metri.

La macrofauna è rappresentata prevalentemente da *Lithiotis problematica* GUEMB.; nella parte più elevata della serie sono presenti vari brachiopodi, tra i quali si può ricordare « *Terebratula* » *rotzoana* SCHAUR.

La facies oolitica è la più diffusa tra quelle costituenti la formazione. Meritano di essere segnalati dei calcari ad entrochi, rinvenuti nei dintorni di Garniga, a Sud di Trento, e alcuni livelli a coralli della parte elevata della serie affiorante nei pressi di Vezzano.

Nel settore nord-occidentale del foglio (Malga Daniola, Sporminore, M. Corno) i calcari di Noriglio sono caratterizzati dalla persistenza di alcuni caratteri litologici della sottostante Dolomia a Conchodon, il cui limite molto graduale risulta spesso di difficile ubicazione. Gli unici elementi distintivi, anche se non sempre rilevabili, sono la frattura non più pseudo-concoide ma spesso irregolare, il colore più scuro dei calcari, la maggior uniformità delle dimensioni delle ooliti (1 mm), la presenza, piuttosto rara, di orizzonti a *Lithiotis problematica* e la stratificazione più accentuata.

Il passaggio tuttavia si può percepire in lontananza per la stratificazione più accentuata nei calcari grigi.

Anche il limite superiore risulta di difficile identificazione sia per l'uniformità di facies esistente tra i Calcari di Noriglio e quelli di S. Vigilio, sia per le ampie lacune nella sedimentazione, che caratterizzano questo passaggio.

L'assottigliamento della stratificazione e la diminuzione della grana dei

calcari, che potrebbero rappresentare elementi di distinzione, rispecchiano caratteristiche che sono talora comuni anche alla Formazione di Noriglio.

Ove possibile, tale limite è stato posto in corrispondenza all'ultimo orizzonte a *Lithiotis problematica*.

G⁶⁻⁵ — CALCARI OOLITICI DI S. VIGILIO (DOGGER p.p.-LIAS p.p.) —

Calcareniti oolitiche ed encrinitiche di color nocciola, rosa o rosso vinato, in strati di 20-30 cm o in bancate massicce, a Pentacrinus, Rhynchonella clesiana LEPS. ecc., (ove distinguibili; nei casi di spessori troppo esigui questa formazione è associata alla seguente). (P. Gatto).

Questa formazione è caratterizzata da una variabilità di facies, di potenza e di fauna notevole. Il forte assottigliamento, le numerose lacune nella sedimentazione, o più spesso la mancanza totale della serie e la scarsità di dati certi per la delimitazione di questo piano hanno consigliato di unirlo al soprastante « rosso ammonitico veronese ». I « calcari oolitici di S. Vigilio » appaiono dunque distinti esclusivamente nell'estremo settore nord-occidentale del foglio e a Nord-Est di Trento, dove raggiungono una potenza cartografabile e presentano caratteristiche litologiche e faunistiche ben definite.

In generale si tratta di calcari oolitici grigi, talora nocciola, compatti, a grana fine, con crinoidi, talora intercalati da sottili livelli di calcari ferruginosi dello spessore di 5 cm (Passo Le Faine). In genere essi sono facilmente distinguibili dai litotipi della sottostante formazione per la loro più fitta stratificazione.

Sono riferibili a questa formazione le parti inferiore e media della serie della Rocchetta (a Nord-Est di Mezzolombardo), studiata da H. v. BARS e U. OHM. La prima, ascrivibile al Baiociano superiore-Bathoniano, è rappresentata da alternanze di calcari marini a *Garantella* sp., prevalenti, e di strarelli argillosi lacustro-salmastri ad ostracodi, indicative di oscillazioni tra ambiente marino poco profondo e ambiente con acqua dolce poco salmastra. La seconda, costituita da litofacies analoghe ma di ambiente costantemente marino, sarebbe di età calloviana.

A Nord di Andalo si rinviene un calcare oolitico grigio, privo di fossili, compreso tra un livello a *Lithiotis problematica* GUEMB., ed il « rosso ammoni-

tico»; tuttavia la sua attribuzione ai calcari di S. Vigilio è molto incerta, in quanto facies analoghe si rinvencono spesso anche nelle formazioni dei calcari grigi.

In genere i fossili sono estremamente scarsi; fra i più diffusi si ricordano le rinconelle (*Stolmorhynchia clesiana* (LEPS.)).

Gli orizzonti guida a *Posidonia alpina* (GRAS.), classici in Valsugana e in Val Lagarina, sono segnalati solo presso Cadine e Civezzano.

Dove invece si trova una grande abbondanza di macrofossili, tanto da ricordare per quantità e specie presenti la famosa « fauna di S. Vigilio », è l'alta Val Cialana, ad Est del Passo le Fraine; questo orizzonte, che si estende a Sud-Est verso Malga Culmer e Croce Peller, è ascrivibile al Dogger e corrisponde ai livelli estremamente fossiliferi del M. Peller (Foglio Monte Adamello), studiati da numerosi autori (R. LEPSIUS, 1878; H. FINKELSTEIN, 1899; P. VINASSA DE REGNY, 1937; V. VIALI, 1937; L. TREVISAN, 1939). Vi si riconoscono strati particolarmente ricchi di *Stolmorhynchia clesiana* (LEPS.), *Stolm. vigili* (LEPS.), « *Terebratula* » *lossii* LEPS. ed altri brachiopodi, nonché lamellibranchi, gasteropodi, cefalopodi e crinoidi (*Pentacrinus* spp.).

L'orizzonte a *Dumortieria* delimita con precisione la base della formazione in questo settore del foglio.

A Nord-Est di Trento, i Calcari di S. Vigilio sono rappresentati da 15-20 cm di calcari organogeni a lamellibranchi pelagici, radiolari e foraminiferi.

G¹⁰⁻⁶ — ROSSO AMMONITICO VERONESE (MALM p.p. e DOGGER p.p.) — *Calcari microcristallini o grumosi, nodulari, dal color rosso rosato o più raramente biancastro e con una certa frazione argillosa rosso-bruna, in bancate generalmente massicce, con ammoniti (Peltoceras transversarium (QUENST.), Aspidoceras acanthicum (OPP.), ecc.), crinoidi (Saccocoma), Globochaete, radiolari ed aptici; calcari selciferi marnosi e selci, rosso-violacei, in strati generalmente sottili, ad aptici e radiolari; calcari nodulari rossi, gialli o biancastri in bancate massicce a lamellibranchi pelagici.* (P. Gatto).

Il « rosso ammonitico veronese » è presente in tutta l'area della destra Adige e, in limitati affioramenti, a NE di Trento e ad Est di Levico. Esso

costituisce un sottile orizzonte, di circa 20 metri, relativamente costante che verso Nord viene sostituito da termini eteropici in facies dolomitica (« Dolomie di Torra »).

È normalmente ben distinguibile a distanza per la sua caratteristica colorazione rossastra e per la netta e continua stratificazione.

Si tratta in genere di calcari microcristallini nodulari (calcareniti e calciruditi), di color rosso e rosso-violaceo e anche roseo e grigio-rosato (Val di Non) o più raramente biancastro (Villamontagna), con sottili intercalazioni argillose rosso-brune, a frattura concoide; essi appaiono particolarmente selciferi alla base e ricchi di macro e microfaune (ammoniti, aptici, crinoidi, radiolari, ecc.).

Normalmente la stratificazione è massiccia (banchi di 50 cm) verso la sommità della formazione e più sottile (strati di 20 cm) verso la base.

La serie completa è rilevabile solo nella parte meridionale del foglio. Presso Trento, Gardiolo e Vezzano affiora dapprima un complesso di calcari verdastri chiari a *Perisphinctes*, corrispondenti al noto « verdello » e attribuibili al Malm inferiore ed in parte al Dogger. Seguono quindi dei calcari selciferi marnosi con rare belemniti, molto resistenti, noti ai cavaatori locali con il nome di « ziresol », che secondo G. B. TRENER (1933) corrisponderebbero al Lusitaniano e all'Oxfordiano. Vengono infine dei termini calcarei nodulari rossi, in grossi banchi con intercalazioni argillose, noti come strati ad *Aspidoceras acanthicum* (OPP.) di età kimmeridgiana.

In Val di Non la facies tipica è rilevabile solo ad oriente, dove la formazione, compresa tra le Dolomie di Torra ed il Biancone, è rappresentata da calcari nodulari grigio-rosati, in strati di 50 cm, con stiloliti e rare ammoniti; lo studio microscopico di A. FUGANTI (1964) ha rivelato numerosi resti di *Saccocoma* ed altri crinoidi, di *Globochaete alpina* LOMBARD, aptici e radiolari, immersi in un mosaico calcitico di fondo.

Lo stesso autore definisce inoltre il « rosso ammonitico » di questa località « . . . un calcare organogeno a *Saccocoma* ed aptici » ed in base alle microfacies lo ritiene di età esclusivamente kimmeridgiana.

Verso occidente l'ammonitico appare sempre più dolomitizzato fino ad identificarsi con una dolomia cristallina priva di relitti strutturali, che rappresenta la parte più elevata del complesso di Torra.

C⁷ - G¹¹ — BIANCONE (CRETACEO SUPERIORE p.p.-MALM p.p.) — *Scisti neri bituminosi e uraniferi di Mollaro; conglomerati calcarei verdognoli; calcari glauconitici verdastri, leggermente argillosi (Vervò); calcari lastroidi bianco-azzurrognoli, con abbondante selce grigia o nerastra a radiolari Rotalipora appenninica (RENZ), Rotalipora cushmani (MORR.), Globotruncana helvetica BOLLI, ticinelle e piccole globigerine. Calcari microcristallini marmorei e compatti, di colore bianco latte, a frattura concoide, a radiolari, aptici, piccole globigerine, Tintinnopsella, Calpionellites, Calpionella alpina LOR. e Calpionella ellipptica CAD. (M. Corsi).*

Con il termine di Biancone si intendono qui tutti i terreni compresi tra il Rosso ammonitico veronese e la Scaglia rossa veneta. Questa formazione affiora per la gran parte nell'area occidentale del foglio, cioè alla destra dell'Adige; qualche affioramento è pure presente poco a Nord di Trento e sul versante meridionale della Valsugana.

Si hanno in generale litotipi carbonatici con prevalenza di tipiche biomicriti (FOLK, 1959) che hanno in comune la finezza della grana (CAROZZI, 1960) ed il colore per lo più chiaro. Si tratta cioè di calcari bianchi, per lo più calcilutiti, a tipica frattura concoide, in strati dello spessore tra 5 e 30 cm, spesso separati da esigue intercalazioni argillose o marnose. I macrofossili sono piuttosto rari. La successione dei vari tipi litologici si ripete a grandi linee in tutta l'area del foglio pur con accentuate variazioni di potenza: 70 m a « la Rocchetta », 50 m a Calavino, 40 tra Fai e Cavedago, 35 m a Molveno, 20 m e meno a Vervò, 34 m a Trento.

Alla base affiorano facies nodulari e compatte di color bianco, a frattura concoide. Caratteristiche sono le frequenti superfici stilolitiche e l'associazione faunistica a radiolari e calpionellidi (*Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella ellipptica* CADISCH, ecc.) del Titonico e Berriasiano-Valanginiano (A. FUGANTI, S. MOSNA, 1963). Seguono calcari biancastri o rosati (ad es. a Calavino), a frattura più nettamente concoide, con radiolari e globigerine (Haute-riviano-Barremiano-Aptiano). Superiormente seguono calcari marnosi, di colore leggermente più scuro o rossastro, in strati di 5-10 cm, con tipiche associazioni planctoniche a ticinelle e piccole globigerine (Albiano, secondo

S. MOSNA, 1963). Talvolta quest'ultimo termine è assente ed è probabilmente sostituito dall'esile livello calciruditico e ruditico osservabile nei pressi di Frassene e di Molveno.

La parte terminale della formazione è costituita da calcari azzurrognoli, talvolta leggermente bituminosi (ad es. a Sante, ad Est di Cavedago), spesso con selce per lo più scura o nera (a Sud di Andalo). I microfossili sono rappresentati da abbondanti radiolari, globigerine e *Rotalipora appenninica* (RENZ).

In particolare nella zona di Vervò e della Miniera (Torra) in eteropia con i calcari dell'Albiano, si osservano calcari glauconitici di colore verdastro, leggermente argillosi, con uno spessore che diminuisce da Ovest ad Est (30 m alla Miniera, 10 m a Vervò). Compresa entro questi calcari si ritrova, poco a Sud-Est di Torra, una lente di « scisti neri uraniferi di Mollaro ». Mentre R. FABIANI (1923) attribuisce loro un'età cenomaniana, A. FUGANTI (1963) propende per un'età albiana. La potenza della lente si aggira sul metro o poco più ed ha il diametro maggiore orientato NNE-SSO. Si tratta di calcari bituminosi leggermente siltosi, di colore nero, talora a frattura concoide, con grossi noduli di pirite. È stato constatato (A. FUGANTI, 1961) che le lenticelle bituminose hanno un contenuto medio di U₃ O₈ dello 0,01 %. Sono stati segnalati livelli uraniferi anche nei pressi di Covelò, Cavedago e Calavino.

In località « la Miniera », direttamente sotto la Scaglia rossa, è stata segnalata una lente di ruditi verdastre, con elementi arrotondati e fino a 3 cm di diametro, di età turoniana inferiore (A. FUGANTI, 1963).

In alcuni punti dell'area del foglio in esame è già da tempo nota la mancanza totale o parziale del Biancone. Ad esempio, mentre nella parte più occidentale del foglio (dintorni di Andalo) i livelli albiani poggiano su quelli giurassici, a Vervò la successione stratigrafica è continua. Tali lacune sembrano dovute a fenomeni di erosione sottomarina (VACEK, 1911; A. FUGANTI, 1963) o a diastemi con limitati processi erosivi (A. CASTELLARIN, 1963).

C¹¹⁻⁷ — SCAGLIA ROSSA (CRETACEO SUPERIORE p.p.) — *Calcari argillosi, leggermente siltosi, di colore rosso mattone a Globotruncana stuarti (DE LAPP.), G. arca (CUSH.), e G. lapparenti BROTZ.; calcari argillosi e calcari selciferi*

rossastri, talora a frattura concoide ed a stratificazione indistinta, a Globotruncana lapparenti BROTZ. e Pithonella. (M. Corsi).

Affioramenti di Scaglia, discretamente estesi e continui, si rinvengono nell'ambito di tutta l'area alla destra idrografica del fiume Adige.

Altri affioramenti, più limitati in estensione e potenza, si trovano nei pressi di Martignano e Oltrecastello, a Nord di Trento.

Generalmente alla base affiorano calcari marnosi (CaCO_3 variabile tra 60 e 70 %) spesso compatti, a frattura concoide, di colore rossastro o violaceo, oppure calcari in strati di pochi cm di spessore, talvolta con selce. Alla rarità di macrofossili fa riscontro l'abbondanza della microfauna, con specie caratteristiche quali: *Globotruncana helvetica* BOLLI nei livelli basali, *Globotruncana* gruppo *lapparenti* BROTZEN, ecc., che indicano un'età tra il Cenomaniano superiore ed il Senoniano p.p.. Superiormente seguono calcari marnosi, leggermente siltosi, di colore rosso, a stratificazione indistinta, con frequenti globigerine e *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT). L'età è campaniano-maestrichtiana (A. FUGANTI-S. MOSNA, 1963).

Talvolta alla base della formazione, sono presenti livelli calciruditici (ad esempio, a Durigal e Molveno).

Lo spessore complessivo della formazione è piuttosto variabile. Sono stati misurati infatti 70 m a « la Rocchetta » e nei pressi del lago di Molveno e 50 m a Frassene (nei pressi di Calavino) ed a Sardegna. Potenze maggiori (circa 100 m) sono state osservate nell'area nord-occidentale del foglio (Val di Non).

Per quanto riguarda il passaggio dal Biancone alla Scaglia rossa, è stato notato che, mentre nell'area sud-occidentale si nota una concordanza stratigrafica, nell'area della Valle di Non la Scaglia basale è di età campaniano-maestrichtiana e poggia in discordanza erosiva su livelli cenomaniani e turoniani inferiori.

In alcuni punti del versante sinistro del torrente Noce è stato constatato (A. FUGANTI, 1963) che la Scaglia rossa locale appartiene anche al Daniano per uno spessore di 2 m, come già segnalato dall'AGIP MINERARIA (1959) per la zona di Portolo. Tuttavia non mancano località con lacune stratigrafiche fra i sedimenti cretacei e terziari (con frequente assenza

del Daniano) spesso accompagnate da *hard-grounds* (M. B. CITA-V. PALMIERI, 1960; I. PREMOLI SILVA-V. PALMIERI, 1962).

G) FORMAZIONI CENOZOICHE

PC⁴⁻² — SCAGLIA GRIGIA o CINEREA (EOCENE INFERIORE p.p.-PALEOCENE) — *Calcari organogeni e calcari argillosi, di colore grigio nocciola, talora tendenti all'azzurro, con stratificazione più o meno distinta, frattura generalmente a scaglie, globigerine e globorotalie.* (G. O. Gatto).

In generale questa formazione si trova in continuità stratigrafica con la Scaglia rossa cretacea. Sono state segnalate però, nell'alta Valle di Non e nel Trentino centrale (versante meridionale del Monte Calisio) alcune limitate lacune stratigrafiche, accompagnate da orizzonti di alterazione (*hard-grounds*) fra il Paleocene e l'Eocene inferiore ed in loro corrispondenza la mancanza di litofacies riferibili al Daniano.

La formazione della Scaglia grigia o cinerea costituisce per lo più i nuclei delle strette sinclinali che caratterizzano il territorio occidentale del foglio; essa è rappresentata litologicamente da calcari marnosi grigiastri, in genere con stratificazione mal distinta a Nord (Val di Non) e ben marcata a Sud (Val del Sarca), ai quali si associano sparsi livelli di selce ed intercalazioni marnose grigio-verdastre o azzurrine. Questi terreni sono caratterizzati da una frattura generalmente a scaglie e da una ricca microfauna a globigerine e globorotalie.

La successione stratigrafica delle litofacies proprie di questa formazione è stata studiata da A. FUGANTI (1964) in Val di Non, presso l'abitato di Portolo. Alla base della serie si trova un complesso, potente 30 metri, di calcari organogeni marnosi, di colore grigiastro, privi di stratificazione, e con una ricca microfauna a globigerine e globorotalie. Seguono calcari organogeni compatti, a frattura concoide, chiari, in strati di 10 centimetri circa, con noduli di selce, aventi potenza complessiva di 2 metri. Si rinvengono resti organici di foraminiferi (*Discocyclina* sp. e *Nummulites* sp.), alghe melobesie, *Distichoplax* sp., *Globigerina* sp., *Textulariidae*, *Miliolidae* sp., riferibili all'Eocene inferiore.

A questi sovrastano calcari organogeni marnosi grigi, con stratificazione di 30-50 centimetri non sempre evidente, la potenza dei quali si aggira intorno ai 40 metri. La microfauna è rappresentata da globigerine e *Globorotalia velascoensis* (CUSHM.) che indicano per queste rocce un'età eocenica inferiore.

β_0 — EOCENE MEDIO-INFERIORE e PALEOCENE — *Basalti augitici ed olivinici, neri, spesso vacuolari, in colate di varie età; filoni basaltici.* (G. O. Gatto).

Nei pressi del Lago di Toblino, in località Barbazane e Dossa, si rinvengono alcuni lembi discontinui di vulcaniti intercalate entro la formazione della Scaglia grigia o cinerea; si tratta di rocce basaltiche di colore nerastro con tendenza a toni giallognoli sulle superfici di alterazione.

Queste facies effusive, spesso bollose, si presentano talora con i vacuoli riempiti di minerali secondari quali calcite e zeoliti.

L'esame petrografico ha rivelato l'associazione mineralogica caratteristica di un basalto augitico.

Le vulcaniti del Lago di Toblino fanno parte di una estesa colata, formata in condizioni sottomarine, della quale affiorano soltanto alcuni lembi per la particolare situazione tettonica locale.

Nella zona di Trento, a SE di Oltrecastello, è stato osservato un filone entro la Scaglia rossa; probabili lembi di colata sono stati inoltre rilevati a NO di Moia e presso Tavernaro.

β_{T1} — EOCENE MEDIO-INFERIORE e PALEOCENE — *Tufi e ialoclastiti basaltici; breccie di esplosione, generalmente di riempimento di diatrema di età diversa.* (G. O. Gatto).

Le manifestazioni eruttive più estese sono situate nei dintorni di Trento, in località Oltrecastello e presso Cognola (sul versante meridionale del Monte Calisio), dove vengono a giorno breccie vulcaniche, tufi e scorie di lancio sottomarine, a cui si accompagnano talora basalti compatti. In particolare a Oltrecastello i prodotti effusivi sono legati geneticamente ad un camino di esplosione (diatrema), di cui si può osservare una bella sezione quasi oriz-

zontale. Al di sopra delle breccie caotiche, grossolane, ricche di elementi basaltici e di più rari inclusi calcarei, si osservano tufi stratificati, a grana sempre più fine procedendo dal basso verso l'alto.

Alcuni altri piccoli lembi di vulcaniti basaltiche affiorano nella zona di Due Laghi (lungo la roggia che scende da Calavino) e a Sud di Sopramonte (lungo la piccola valle che fa capo a Vanezze di Bondone), dove affiorano lave sottomarine autoclastiche (ialoclastiti). Aree più estese di rocce ialoclastitiche associate a lave compatte, si rinvengono attorno a Sandonà, Cognola, Tavernaro, Moia e Maderno e presso Ponte Alto, ad Est di Trento; nonché a Solteri ed in qualche altro punto della periferia settentrionale della città di Trento.

E^{2-1} — EOCENE MEDIO-INFERIORE — *Marne giallastre e cinerognole; calcari argillosi marrone, con intercalazioni di calcari arenacei a ortoframmine, Nummulites perforatus MONF. e N. millecaput BOUBÉE; calcari marnosi e marne arenacee a Pentacrinus diaboli BAY. e Pecten squamula LAM.* (G. O. Gatto).

Nei dintorni di Trento le rocce terziarie sono rappresentate da calcari lastroidi, grigi o nocciola, con intercalazioni marnose, ricchi di globigerine e globorotalie del Cuisiano.

La potenza della formazione è difficilmente valutabile mancando una successione stratigrafica completa e non influenzata da disturbi tettonici. I termini tuttavia che qui affiorano trovano corrispondenza in quelli della « formazione di Chiusole », che affiorano nel settore nord-occidentale del foglio Schio.

Superiormente si passa a calcari marnosi e marne arenacee a *Pentacrinus diaboli* BAY. e *Pecten squamula* LAM., quindi a calcari argillosi, di colore marrone, con interstrati marnosi; questi ultimi rivelano una ricca microfauna a foraminiferi, tra i quali prevalgono i nummuliti (*Nummulites perforatus* MONF. e *N. millecaput* BOUBÉE, ecc.).

In Val di Non e nella Valle del Sarca le litofacies prevalenti sono rappresentate da marne cenerognole o giallastre, con banchi intercalati di calcari arenacei fossiliferi, a foraminiferi (*Nummulites subatacicus* DOUV., *N. globosus* (RUET.), ecc.).

Spesso i prodotti vulcanici di età eocenica sostituiscono in parte i termini della serie calcarea normale, come accade, per esempio, in località Cognola, a NE di Trento.

E³ — EOCENE SUPERIORE — *Marne e calcari marnosi giallastri a nummuliti, echinidi, pettinidi, ortoframmine e briozoi (Sardagna)*. (G. O. Gatto).

Nei pressi di Sardagna affiora un piccolo lembo di rocce marnose e calcareo-marnose organogene, di colore grigiastro o brunice. La fauna, molto abbondante, è comprensiva di nummuliti (*Nummulites fabianii* PREVER, ecc.), discocicline (ortoframmine), pettinidi (*Chlamys biarritzensis* (D'ARCHIAC), briozoi ed echinidi.

La limitatezza dell'affioramento impedisce una descrizione dettagliata della serie stratigrafica priaboniana.

M¹ — MIOCENE. *Calcareniti grigiastre a nullipore, briozoi, pettinidi e scutelle (Val di Sella)*. (AQUITANIANO). (D. Rossi).

Questa formazione è rappresentata soltanto in Val di Sella (a Sud della Valsugana) dove emerge dalla estesa copertura morenica che occupa l'ampio fondovalle. Essa è costituita esclusivamente da calcari detritici chiari, in banchi, a nullipore e briozoi, contenenti saltuariamente gusci di ostrée, pettinidi e scutelle.

La suddetta copertura morenica non permette di vedere se anche qui, come nella conca di Borgo Valsugana, siano presenti al letto e rispettivamente al tetto l'Oligocene e il Miocene medio-superiore.

H) FORMAZIONI QUATERNARIE (G. Bartolomei).

ma — Marocche.

Residui di morenico del penultimo glaciale, il Riss, sembrano molto rari in questo foglio dal momento che le vecchie segnalazioni in letteratura non sono state confermate. Sono invece rappresentati resti di « marocche », cioè ammassi caotici di materiali detritici fortemente costipati e cementati, formati, in questa zona, nella fase di ritiro dei ghiacciai rissiani per crolli

dalle pareti dei versanti instabili alle nuove condizioni d'equilibrio in un clima ancora a notevoli sbalzi termici.

Queste breccie costituiscono degli ampi terrazzi sopra Molveno (tra i 1300 e 1600 metri di quota) (TREVISAN L., 1939), altre placche si trovano presso Lasino sul fondo valle. A Villazzano si hanno pure dei residui di questo antico detrito già segnalati da PENCK.

a₁ — Alluvioni interglaciali e breccie di falda cementate interglaciali.

Breccie di falda, conoidi torrentizie e alluvioni interglaciali, sottostanti al morenico dell'ultimo glaciale, il Würm, formate da materiale cementato e con le eventuali rocce cristalline prevalentemente molto alterate, sono conservate principalmente nelle valli che confluiscono nell'Adige, probabilmente perché protette dalla notevole azione di esarazione della principale corrente di deflusso dell'ultimo glaciale.

Notevolmente estese sono queste alluvioni interglaciali nella valle del Noce dove sono coperte dal morenico würmiano, pure ne sono conservate a Andalo e a Favogna. Residui della conoide interglaciale del torrente Fersina sono conservati allo sbocco nella Valle dell'Adige. Nella Val di Cembra alluvioni interglaciali coperte da morenico (non segnate nella carta geologica) sono conservate in un solco epigenetico dell'Avisio tra Ischiazza e Stramentizzo.

Nella Valle del Fersina presso Civezzano (Fornaci di Civezzano) c'è la più importante serie per la climatologia dell'interglaciale Riss-Würm nella zona prealpina. Intercalata tra ghiaie e il morenico würmiano soprastante si succede una serie lacustre di torbe, argille e sabbie (segnata nella carta geologica come « terreni torbosi, palustri e lacustri (t) »). Le analisi polliniche e i macro reperti vegetali mostrano una fase a Quercia-Nocciolo, indicante l'optimum climatico dell'ultimo interglaciale, intercalata tra due fasi forestali a Pino.

mo — Depositi morenici würmiani e stadiali.

I depositi morenici würmiani e stadiali coprono abbondantemente i versanti di tutte le valli e generalmente sono terrazzati dai cicli erosivi poste-

riori. Il morenico a differenza delle alluvioni si distingue per la sua eterogeneità nei diametri dei ciottoli e per la presenza di limo. I ciottoli spesso sono lisciati e striati, arrotondati se la loro provenienza è lontana, più irregolari ma a spigoli smussati se essa è più vicina.

I depositi morenici stadiali sono legati a ghiacciai sviluppatasi dai rilievi più elevati successivamente al ritiro della calotta glaciale. Il più caratteristico anfiteatro morenico stadiale è quello del Bondone formato da un ghiacciaio che aveva origine tra le cime di Dosso d'Abramo e di Cronicello poste fuori di questo foglio (TREVISAN L., 1939). L'anfiteatro morenico è segnato nella carta parte come morenico e parte come detrito.

Ricordiamo i fenomeni erosivi nel morenico di Segonzano che danno luogo alle famose piramidi.

md - *Morene miste a detrito.*

Con questo simbolo sono indicati materiali morenici particolarmente ricchi di materiale detritico non elaborato.

a₂ — *Alluvioni fluvio-glaciali e fluviali, spesso terrazzate; materiali morenici di fondo würmiani.*

Con questo simbolo complessivamente sono stati indicati materiali alluvionali di origine fluvio-glaciale e fluviale, spesso terrazzati, assieme a materiali morenici di fondo würmiani che non sono stati distinti.

Queste alluvioni ghiaiose-sabbiose, sciolte o poco cementate, non alterate, spesso sotto forma di conoidi torrentizie, si sovrappongono al morenico würmiano e rappresentano i cicli erosivi posteriori al ritiro della calotta glaciale würmiana. Parte di queste alluvioni sono direttamente legate alle fasi moreniche stadiali.

Nella Val d'Adige, zona di Trento, queste alluvioni raggiungono uno spessore superiore a 190 metri come è stato rilevato dai sondaggi per ricerche idriche.

d — *Detrito di falda e materiale di frana.*

I detriti di falda sono abbastanza sviluppati e si trovano principalmente accumulati ai piedi delle pareti rocciose più ripide a formare dei *talus* o delle

conoidi. Si tratta di materiali di medie o piccole dimensioni a spigoli vivi, generalmente stratificati, indicanti distacchi progressivi di natura termoclastica legati nella massima parte alle condizioni climatiche di chiusura del ciclo würmiano.

In questo foglio vi sono rappresentate anche grosse frane di varie età, generalmente legate alla instabilità dei versanti vallivi dopo il ritiro dei ghiacciai.

Ricordiamo quella che ha creato il lago di Tovel, quella del lago di Molveno (tra il 1000 — 800 a Cr., datazione pollinica e C₁₄ (MARCHESONI V., 1954-1958)). Una estesa frana si osserva sul versante NO del M. Il Palone che secondo il TREVISAN (1941) è stata favorita dalla giacitura a franapoggio degli strati, analoga a quella che scende dal versante occidentale del M. La Marzola.

t — *Terreni torbosi, palustri e lacustri.*

I terreni torbosi, palustri e lacustri esistenti in questo foglio sono quasi esclusivamente del periodo Olocenico, appartenendo al massimo la loro parte basale alla fine del periodo preboreale.

Si tratta di aree per lo più di piccole dimensioni, sviluppantisi entro concavità legate ai fenomeni glaciali. La più importante per estensione e per spessore è quella delle Viotte sul Bondone (non segnata nella carta geologica) della quale esiste lo studio pollinico indicante la risalita dei piani vegetativi dal preboreale (DALLA FIOR G., 1932).

a³ — *Alluvioni attuali e recenti.*

Le alluvioni legate alla climatologia attuale e recente sono sviluppate lungo l'alveo dei corsi d'acqua con depositi principalmente sabbiosi lungo l'Adige, ghiaiosi nei suoi affluenti.

IV — TETTONICA (G. O. Gatto e E. Scmenza).

L'area compresa nel F. Trento presenta condizioni strutturali assai varie a seconda delle zone in cui possiamo suddividerla.

Si possono infatti distinguere tre zone principali: quella orientale (a Est dell'Adige) in cui predominano le vulcaniti atesine e le metamorfite sudalpine, quella occidentale (quasi tutta ad Ovest dell'Adige), in cui affiorano quasi esclusivamente terreni mesozoici, e quella sudorientale (a Sud del Brenta, molto più piccola delle altre due) dove la serie dei terreni, completa dalle filladi al Cenozoico, presenta importanti differenze rispetto a quella delle altre zone.

Nella zona orientale si ha una giacitura quasi costante, con debole inclinazione complessiva verso NW, e dislocazioni subverticali, le principali delle quali hanno direzione SW-NE e vergenza a NW; in quella occidentale si osserva un fascio di pieghe più o meno dislocate da pieghe-faglie, con direzione giudicariense (SSW-NNE), ossia parallela alla Linea delle Giudicarie e vergenti a ESE; in quella sudorientale infine si ha una inclinazione generale verso SSE, e una importante dislocazione subverticale con direzione WSW-ENE.

Queste zone sono separate da dislocazioni di importanza regionale, e cioè la Linea di Trodena, che separa la zona occidentale da quella orientale, e la Linea della Valsugana, che separa la zona orientale da quella sudorientale.

La cospicua differenza tra gli stili tettonici di queste zone si spiega con le differenti condizioni stratigrafiche delle zone stesse e di quelle adiacenti, che ne costituiscono la naturale continuazione. Tali differenze, che risultano già dalla descrizione stratigrafica (v. pagine precedenti), si possono riassumere come segue.

La zona orientale, che fa parte della cosiddetta *Piattaforma Atesina*, è

caratterizzata in profondità dalla intrusione di Cima d'Asta e soprattutto dal piastrone delle vulcaniti atesine, e superiormente (come si vede meglio fuori dell'area del foglio Trento) da uno spessore di sedimenti ridotto rispetto alle zone poste rispettivamente ad Est e ad Ovest. La zona occidentale fa parte della zona di passaggio fra la suddetta *Piattaforma Atesina* e il *Bacino lombardo*, affetto questo ultimo da forte subsidenza, ed è caratterizzata quindi da un aumento graduale, da Est verso Ovest, dello spessore della copertura sedimentaria, mentre va gradualmente diminuendo nello stesso verso lo spessore del piastrone delle vulcaniti.

La zona sudorientale, infine, fa parte anch'essa della *Piattaforma Atesina* ma in essa, a differenza della zona orientale, mancano completamente le vulcaniti atesine.

Queste differenze sono probabilmente in relazione con fenomeni profondi, non conosciuti attualmente; si ritiene in particolare che vi sia al disotto della *Piattaforma Atesina* un bacino magmatico, a cui vanno riferite sia le vulcaniti paleozoiche sia la rocce intrusive del gruppo di Cima d'Asta, sia infine le altre rocce eruttive della zona di Recoaro-Posina, e della zona euganeo-berico-lessinea.

Quanto alla mancanza delle vulcaniti erciniche a Sud della Valsugana, si deve ritenere che l'area a Nord si trovasse abbassata al momento della fuoruscita del magma, e si sia abbassata ancora, probabilmente per un sistema di faglie normali, durante la fuoruscita stessa. Le vulcaniti perciò, uscendo a giorno nell'area a Nord della Valsugana, non avrebbero potuto espandersi nell'area a Sud. La linea della Valsugana sarebbe perciò una faglia ercinica, e forse anche più antica, lungo la quale in epoca alpina si sarebbero avuti nuovi movimenti, ma di segno contrario: infatti attualmente è la parte a Nord che si trova innalzata rispetto all'altra.

Vi sono quindi nell'area del F. Trento tre zone con forti differenze strutturali. Tutte e tre rientrano però naturalmente nel grande fascio di pieghe delle Alpi Meridionali, e vengono a situarsi all'estremità sudoccidentale del grande festone amigdaloide della regione dolomitica, dove gli assi si avvicinano, a formare quella che si potrebbe chiamare *Giunzione di Trento*. Le conseguenti curvature orizzontali degli assi, spesso molto forti, sono necessariamente accompagnate in tutta la regione da dislocazioni trasversali, delle

quali la Linea di Schio è l'esempio più importante. Si può quindi parlare di direzione scledense per queste dislocazioni, anche se la loro direzione non è sempre esattamente la medesima.

Visto così nelle grandi linee l'assetto strutturale dell'area in questione, esaminiamo ora in dettaglio gli elementi tettonici delle varie zone (v. Tav. 1).

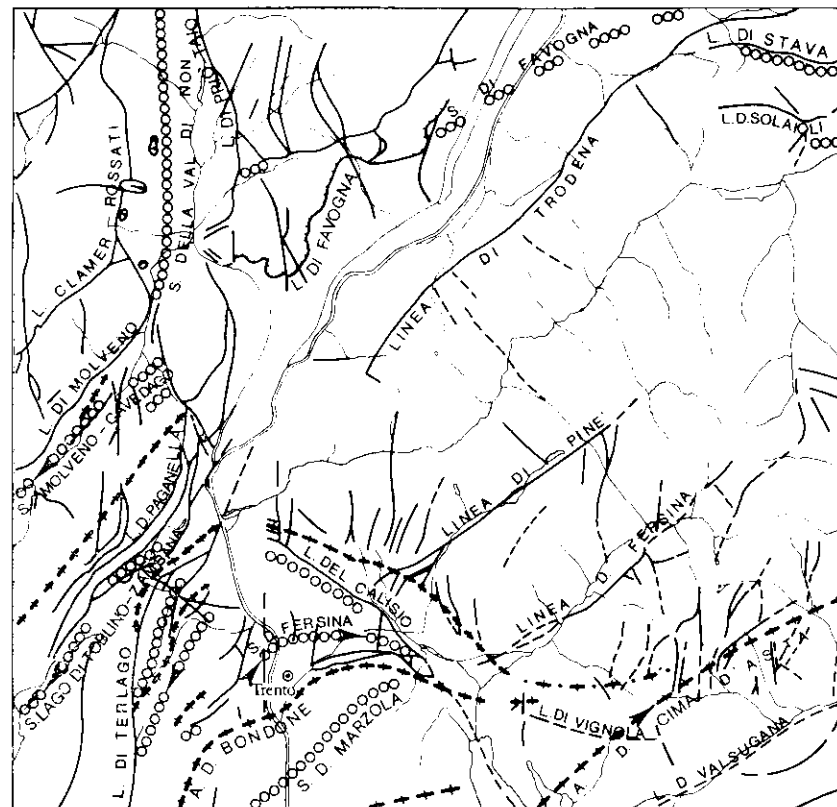
Zona orientale.






Come si è detto, la zona presenta una giacitura complessiva verso NW; nella parte meridionale però si osservano giaciture suborizzontali. Gli elementi tettonici più importanti sono le Linee di Trodena, di Pinè, della Fersina e l'Anticlinale di Cima d'Asta. Le tre linee ora nominate sono tra loro subparallele (direzione SW-NE) e presentano tutte un innalzamento della parte posta a SE.

La Linea di Trodena, il cui rigetto va aumentando da SW a NE fino a Cauria, per diminuire poi fino a zero presso la Rocca, ha il carattere di una faglia inversa (G. A. VENZO, 1962) e si continua verso NE deviando dalla direzione suddetta per allinearsi con gli assi EW delle Dolomiti occidentali. La stessa deviazione si osserva anche negli elementi che vedremo nella zona occidentale. Le altre due linee sono subverticali, con carattere di faglia normale. Il loro rigetto nella parte centrale raggiunge varie centinaia di metri (700-800 metri per quella di Pinè) e si attenua alle estremità dove le linee si sfrangiano in entità minori. Allo stesso sistema appartiene anche la faglia, pure molto importante, che dall'alta Val Cadino va verso Sud traversando la testata della Val Calamento e proseguendo poi verso il M. Fravort e oltre.

Lo stesso dicasi per varie altre faglie minori, talora un po' oblique rispetto alla direzione suddetta, che si osservano particolarmente nella parte più meridionale, dove affiorano gli scisti sudalpini. Tra queste vanno ricordate in particolare quelle osservate nella zona a N del Calisio, che interessano la zona delle famose mineralizzazioni a solfuri. Nell'insieme le faglie di questo sistema concorrono al generale abbassamento che si ha da SE a NW.

Interessante tra le altre è il sistema di faglie della zona Roncegno-Fravort-Val di Cavé, che nell'insieme danno luogo ad un abbassamento del tipo



- | | |
|---|---------------------------------------|
|  | Linee di dislocazione |
|  | Scorrimenti |
|  | Fronte di masse scivolate per gravità |
|  | Assi di anticlinali |
|  | Assi di sinclinali |

fossa tettonica, tra i due « pilastri » rappresentati della zona Fravort-Panarotta-M. Broi ad occidente, e della zona del M. Salubio-Bassa Val di Cavé ad oriente. In entrambe queste zone tettonicamente sollevate affiorano importanti masse intrusive.

In vari punti il piastrone delle vulcaniti appare suddiviso da faglie trasversali, di andamento radiale rispetto alla grande curvatura orizzontale degli assi cui più sopra si è fatto cenno.

Quasi tutte queste linee sono di età probabilmente tardoercinica (Permiano inferiore) ma molte, e fra queste le principali, si sono poi riattivate durante il corrugamento alpidico.

A Sud la zona ora considerata è limitata dalla *Linea della Valsugana* che ha andamento complessivo WSW-ENE. Nell'area del Foglio Trento però ad essa si collegano altre dislocazioni che accompagnano il suo esaurirsi. La Linea della Valsugana p.d. prosegue in direzione WSW lungo la Val di Centa (a Sud del Foglio Trento), mentre lungo la depressione del Lago di Caldorizzo si può intuire la presenza di una dislocazione notevole, trasversale rispetto alla Linea della Valsugana, ma ad essa collegabile geneticamente, che ha portato all'innalzamento dei porfiroidi rispetto alle filladi poste a SW. Tale dislocazione si continua, benché intersecata da varie altre, con la *Linea del Calisio*, che ha suppergiù la stessa direzione (direzione scledense l.s.) è lo stesso segno. Questa dislocazione limita a SW la zona orientale, come è stata definita in questa esposizione, e cioè la zona tettonicamente più alta dell'area del Foglio Trento. All'interno di tale zona, la parte più elevata si ha proprio lungo questa dislocazione; infatti presso Vetriolo, un'altra dislocazione con caratteri di faglia inversa (*Linea di Vignola*), subparallela alla prima, solleva i porfiroidi rispetto alle filladi poste a Nord.

Come si è già accennato, la Linea della Valsugana è probabilmente di età ercinica, ma ha subito una riattivazione con inversione del rigetto in età alpina. Una analoga successione di fenomeni si può ipotizzare per la Linea del Calisio, in quanto anche a Sud di essa si ha assenza quasi totale delle vulcaniti atesine, ed un brusco cambiamento di stile tettonico, come è precisato più sotto.

Passando ora ad osservare la parte più settentrionale di questa zona orientale si nota una serie di dislocazioni di andamento Est-Ovest, che costi-

tuiscono la terminazione occidentale di elementi il cui sviluppo principale è ad Est dell'area del Foglio Trento.

Le dislocazioni principali sono due faglie inverse, e cioè la *Linea di Stava* e la *Linea dei Solaioli*, vergenti a Sud, che fiancheggiano a Nord la *Sinclinale del Travignolo*, pure di direzione Est-Ovest.

Procedendo verso Nord dall'asse di quest'ultima, segnato presso Solaiolo, Carano e Cavalese da affioramenti della copertura permotriassica, ci si innalza progressivamente con due gradini: quello di Rungano (*Runggan*), la Scofa (presso S. Lugano) e Masi Ganzale, con un'altra serie permotriassica, e quello della Cugola, che culmina (immediatamente fuori dell'angolo NE del F. Trento) nella Rocca (Corno Nero-*Schwarzhorn*) privo invece di copertura sedimentaria.

È da notare che queste linee sono quasi parallele all'andamento della parte nordorientale, e finale, della Linea di Trodena (*Truden*) che come si è detto è una faglia inversa con vergenza a NW nel tratto principale, e a NNW in quest'ultimo tratto. Si viene a configurare perciò in questa zona una struttura del tipo « cuneo composto » (P. LEONARDI, 1965).

Si ritiene che queste strutture della zona di Cavalese siano di età alpina, mentre altre della stessa zona, ma più ad Est e perciò fuori dell'area del F. Trento, sono forse riferibili al corrugamento ercinico.

Zona occidentale.

Consideriamo appartenere a questa zona tutta quella parte del Foglio Trento che è situata ad Ovest della Linea di Trodena e a SW della Linea del Calisio e della depressione Pergine-Lago di Caldorizzo.

Come si è accennato più sopra, essa è interessata da un fascio di pieghe di direzione giudicariense; le più nordoccidentali di queste pieghe proseguono verso NNE (nella zona del F. Bolzano); quelle mediane si dirigono verso NE e si continuano con gli elementi tettonici delle Dolomiti occidentali, cambiando fisionomia data la diversità dei terreni interessati; quelle sudorientali infine subiscono nella zona di Trento una forte curvatura orizzontale degli assi, venendo ad assumere direzione valsuganese (attorno a WSW-ENE), e si rinserrano, fagliandosi ed esaurendosi prima di Pergine (L. TREVISAN, 1941).

Si noti che altre pieghe, ancora più sudorientali (poste a Sud dell'area del foglio Trento) si continuano regolarmente a Sud della Valsugana.

Nel complesso si può dire che queste pieghe, assai ravvicinate ad Ovest dell'area del piastrone delle vulcaniti atesine, quando giungono a contatto con lo stesso piastrone tendono ad evitarlo, e come ad involupparlo; e che le poche pieghe che vi entrano divengono meno compresse e si attenuano.

Un'altra caratteristica di questa zona è la presenza di numerose dislocazioni di andamento NNW-SSE o poco diverso, analogo a quello della grande Linea di Schio, e perciò forse ad essa collegabili geneticamente. Queste dislocazioni hanno nel complesso andamento trasversale o fortemente obliquo rispetto agli assi tettonici giudicariensi, che come abbiamo visto si curvano raccordandosi con quelli della zona delle Dolomiti: esse potrebbero perciò essere interpretate come un sistema radiale conseguente alla curvatura degli assi stessi.

Le strutture principali rientrano prevalentemente nel quadro giudicariense; si tratta di un insieme di pieghe, pieghe-faglie e faglie, ad orientazione media NNE-SSW, variamente collegate tra loro e con distribuzione non omogenea. Per quanto riguarda queste ultime è da mettere in evidenza il loro carattere inverso pressoché costante.

Nella maggior parte delle dislocazioni per frattura i principali spostamenti risultano sviluppati sia in senso orizzontale, sia in quello verticale, sia infine verso ESE. Le azioni dinamiche, alle quali è legata la vergenza ad ESE di numerosi motivi tettonici, determinarono anche una costante immersione ad occidente di gran parte delle superfici di faglia.

Alla componente di moto verso ESE sono da collegare le dislocazioni aventi carattere di faglie inverse, le quali creano spesso strutture a scaglie tettoniche, e la maggioranza dei motivi a piega. Per quanto concerne questi ultimi si possono citare le sinclinali del Lago di Toblino-Zambana, di Basella-Terlago, di Molveno-Cavedago, di Fai della Paganella Mezzolombardo e della Val di Non, e le anticlinali di Lasino-Còvelo, di Margone-Dosso Negro-La Paganella.

Un altro aspetto tipico delle strutture giudicariensi è rappresentato dal fatto che le pieghe mostrano spesso un fianco molto raddrizzato o rovesciato,

o addirittura, nella loro parte basale, stirato e fagliato, con frequenti anormali ispessimenti delle formazioni.

Con queste strutture di carattere plicativo interferisce poi il sistema di faglie e fratture di direzione scledense (attorno a NW-SE), che determina in vari casi l'interruzione delle strutture stesse.

Vediamo ora i principali elementi strutturali di questa zona.

Tra le maggiori dislocazioni riferibili al sistema giudicariense si ricorda la « *Linea Clamer-Rossati* », che interessa le formazioni mesozoiche al margine nord-occidentale del foglio e che costituisce la naturale prosecuzione a Sud della « *Linea di Foiana* ». Questa dislocazione che nel Foglio Trento passa nei pressi di Tuenno-Campodenno-M. Rocca ha andamento pressoché meridiano e mette a contatto, con frequenti fenomeni di sovrascorrimento, terreni del Malm nonché del Cretaceo inferiore con termini del Trias superiore.

Un'altra importante linea di disturbo tettonico è quella « *della Paganella* », che con orientamento generale NNE-SSW si estende dal Lago di Toblino fino all'altipiano di Fai, per poi proseguire oltre, identificandosi con la « *Linea di Favogna* »; mentre sul versante sud-orientale della dorsale Monte Ranzo-La Paganella essa appare scomposta in dislocazioni minori subparallele, che creano ripetute sovrapposizioni di terreni più antichi su altri più recenti, nella parte meridionale del suo corso, presso Vezzano questa linea diventa più marcata accentuando maggiormente i caratteri di sovrascorrimento dei terreni giurassici della grande piega-anticlinale di Margone, sulle formazioni marnose terziarie poste al nucleo della sinclinale del Lago di Toblino-Zambana. I sedimenti mesozoico-terziari sembrano qui avere potenze sensibili e molto variabili; in realtà ciò è dovuto al fitto ripiegamento che ha interessato le formazioni marnose più plastiche.

È interessante notare come, nei pressi di Zambana, dove la « *Linea della Paganella* » si smembra in un fascio di dislocazioni minori, si trovi una larga zona di intensa cataclasi alla quale sono legati i recenti fenomeni di crollo che investirono lo stesso abitato di Zambana.

Orientamento giudicariense presentano anche le linee « *di Molveno* », « *di Sasso Bianco-Cimoni* » e « *di Torra-Vigo* ».

Nel settore sud-occidentale del foglio le varie formazioni sedimentarie sono interessate dalla estesa « *Linea di Terlago* », che nei pressi di Vigolo

di Balsega assume il carattere di una piega con fianco molto raddrizzato, e più a Sud si evolve in una tipica piega-faglia.

Ad oriente di questa linea vi è un fascio di pieghe, gli assi delle quali tendono a raccordarsi con essa. Si tratta delle *Sinclinale di Balsega-Terlago e di Sopramonte*, e dell'anticlinale che le separa. Queste pieghe hanno come al solito direzione giudicariense.

Andamento molto diverso hanno invece le altre pieghe che seguono a SE. La prima è la *Sinclinale della Fersina*, il cui asse scende dalla zona a Nord del M. Palon fino a Sardagna e al Doss Trento, per risalire poi sul versante sinistro della Val d'Adige, toccando Martignano, e piegando poi verso Est fino ad esaurirsi contro la Linea del Calisio.

Essa è fiancheggiata a Sud dalla *Anticlinale del Bondone*, che nella Valle delle Gole ha al nucleo gli strati werfeniani, mentre sulla sinistra della Val d'Adige, al nucleo fortemente fagliato a Nord (Linea Trento-Roncogno o Trento-Cimirlo) affiorano le metamorfite sudalpine. Anche questo elemento si esaurisce presso Pergine contro la Linea del Calisio.

A Sud della Anticlinale del Bondone e sempre con lo stesso andamento, si ha la *Sinclinale della Marzola*, il cui asse, provenendo dalla Val di Cei (a Sud dell'area del Foglio Trento) e gradualmente innalzandosi, tocca Garniga e passa poi sulla sinistra della Val d'Adige. Qui si innalza ed è visibile, benché appena accennata, fino al Monte Spiazza Grande (a Nord della Marzola).

A Sud della Marzola infine, sulla sella di Vigolo Vattaro, si può riconoscere un ripiegamento anticlinalico (G. A. VENZO, 1961), che corrisponde alla piega ben visibile sul fianco destro dell'Adige a SE della Val di Cei (nell'area del Foglio Schio). Ad oriente se ne perdono le tracce, e si può ritenere che essa confluisca, assieme agli altri elementi qui citati, nella grande « Anticlinale di Cima d'Asta ».

Tra le dislocazioni del sistema scledense, e cioè di direzione attorno a NW-SE, vi è l'importante « *faglia di Zambana-Cavedago* », che sembra costituire la prosecuzione nord-occidentale della « *faglia del Calisio* ». Gli effetti connessi ad essa e ad altre parallele sono assai rilevanti ed alquanto significativi; infatti le strutture giudicariensi risultano in più punti segmentate e rigettate con spostamenti prevalentemente orizzontali, che raggiungono talora qualche migliaio di metri. Ad esempio, La Sinclinale del Lago di To-

blino-Zambana, che in origine doveva costituire assieme alla Sinclinale di Fai della Paganella-Mezzolombardo (posta più a NE) un unico motivo strutturale, appare ora smembrata in più tronconi di cui quello più settentrionale risulta notevolmente spostato verso NW.

I medesimi rapporti intercorrono tra la sinclinale di Molveno-Cavedago e quella della Val di Non, separate anch'esse dalla « *Linea Zambana-Cavedago* ».

Un altro disturbo tettonico di direzione scledensè è la « *faglia di Priò-Tajo* », sul versante orientale della Val di Non.

In questa zona si osservano inoltre in alcuni punti gli effetti di una tettonica gravitativa di carattere secondario, i quali si sono sovrapposti localmente alle singole strutture, accentuandole o addirittura modificandole, ad esempio nei pressi di Mezzolombardo, della bassa Val di Tovel, nei dintorni di Toblino, ecc.

Sempre nello stesso tipo di fenomeni sono da citare infine le masse dolomitiche scivolte, che si osservano, completamente staccate dai rilievi da cui provengono, sul fianco destro della Val di Non, dove poggiano su terreni molto più recenti.

Zona sudorientale.

Come si è detto, è la parte che rimane a Sud della Valsugana, nell'angolo SE del Foglio.

La *Linea della Valsugana* corrisponde quasi esattamente, in questo tratto, all'andamento della valle che le dà il nome. Come già detto, si tratta con grande probabilità di una linea (o fascio di linee) di età ercinica, che limita a Sud l'area di sprofondamento in cui si sono espanse le coltri delle vulcaniti atesine; in età alpina si è avuto qui invece un movimento complessivamente inverso, con abbassamento cioè della parte posta a SE.

Questo è il quadro generale. Se analizziamo ora i particolari notiamo che presso M. Zaccon la Linea della Valsugana passa più a Sud della valle; d'altra parte il porfido di M. Zaccon risulta certamente abbassato rispetto agli scisti della zona di Roncegno, ed è perciò probabile l'esistenza lungo la valle di un'altra linea di dislocazione vicariante. A Sud dell'Armentera vi è

poi la *Linea di Sella*, parallela a quella della Valsugana, ma di segno opposto, cosicché la zolla mesozoico-cenozoica dell'Armentera, che è compresa tra le due linee in questione, risulta abbassata sia rispetto alla riodacite del M. Zaccon, sia rispetto alle filladi che stanno alla base della serie posta a Sud (vedi profilo II, all'estremità sudorientale).

Vediamo quindi che in corrispondenza della Valsugana si ha in realtà una specie di fossa tettonica, la cui particolarità consiste nella forte differenza di livello delle due zolle tra le quali essa viene a trovarsi.

È molto interessante notare che una situazione analoga si ha anche a SW della Linea del Calisio: anche qui si osserva una piccola zolla (il nucleo della Sinclinale della Fersina) fortemente sprofondata tra due zolle molto innalzate per faglie subverticali, la più settentrionale delle quali limita a Sud l'area delle vulcaniti atesine. Ciò parla a favore di un collegamento genetico tra la Linea della Valsugana e quella del Calisio.

V — MORFOLOGIA (G. Bartolomei).

La morfologia della zona rappresentata in foglio Trento è legata fondamentalmente agli elementi strutturali per la parte occidentale, mentre è principalmente selettiva nella parte orientale, sul tavolato porfirico. Agli elementi strutturali che hanno modellato la regione nelle ultime fasi orogenetiche sono legate le morfologie più antiche sicuramente osservabili.

A grandi linee si può ritenere che le principali depressioni vallive siano legate a depressioni tettoniche (sinclinali più o meno fagliate); così la Val di Non, che si può continuare attraverso le sinclinali di Cavedago, di Andalo e di Molveno.

Pure la depressione che da Sarche, attraverso Toblino, Vezzano, Monte Terlago, Lago Santo, è prolungabile verso i piani di Fai della Paganella, di Mezzocorona e di Favogna, rappresenta un insieme di concavità di origine tettonica.

Anche la depressione che da Terlago, per Balsega, per le Viotte di Bondone arriva fino al lato occidentale del Doss d'Abramo (nel foglio Schio), rappresenta una morfologia legata alla tettonica.

Anche dal lato settentrionale del Montesel si estende una zona analoga per Vanezze, Sardagna fino alla sponda sinistra della valle dell'Adige, tra la cima del M. Calisio e quella dello Spiazzo Grande, fino a Civezzano.

A sud di Trento, una sinclinale si estende tra il Palone-Doss d'Abramo e Spiazzo Grande-La Marzola, prolungandosi oltre il foglio verso sud-ovest.

Nell'angolo Sud-orientale del foglio, anche la Val di Sella ha una morfologia legata ad una depressione, originata da una piega faglia, che si unisce alla grande fossa della Val Sugana.

A queste principali depressioni di origine tettonica, probabilmente sono legate, secondo gli Autori, le idrografie più antiche riconoscibili, successive

a queste fasi orogenetiche. Così le paleoidrografie del T. Noce arrivano fino a Molveno; l'antico Adige per Lago Santo, per Castel Toblino e per Sarche giungeva alla depressione del Garda. Il Fersina, attraverso la depressione di Caldonazzo-Levico si gettava nella Valsugana. Anche l'Avisio, secondo gli Autori, attraverso la sella di Lasès si sarebbe diretto verso Caldonazzo. Successivamente queste idrografie arcaiche furono sventrate e catturate da notevoli azioni erosive risalenti probabilmente legate a nuovi assestamenti delle strutture tettoniche precedenti. Così l'erosione risaliente da sud di Trento catturò l'Adige all'altezza di Zambana-Lavis, e il tratto della paleovalle precedente per Sarche rimase abbandonato. A Mezzolombardo il Noce a sua volta fu catturato da un piccolo affluente dell'Adige, e così divenne un ramo morto anche il tratto della paleovalle Molveno-Andalo-Cavedago.

L'erosione risaliente, partendo dall'Adige a Trento lungo la sinclinale di Cognola-Civezzano, catturò il Fersina e le idrografie della Valle di Pinè privando il Brenta della maggior parte dei suoi contribuenti. Anche l'Avisio fu catturato dall'Adige. Il T. Vela catturò le idrografie di Sopramonte.

Questi grandi cicli di erosione, che dettero l'aspetto attuale alle idrografie, molto probabilmente sono legati ai cicli glaciali del Quaternario, concomitanti con rinnovamenti delle strutture.

Queste fasi erosive risalenti avvennero a cicli come si può intuire dai terrazzi erosivi visibili in alcune valli (Val di Non, Val di Cembra, ecc.). La notevole azione esarante (il fondo della Val d'Adige a Trento è superiore ai 190 m) e l'opera di rettifica delle valli sono le azioni di maggior rilievo dei ghiacciai. Anche l'azione dei torrenti sottoglaciali deve aver contribuito notevolmente ad approfondire i fondi-valle in forre, spesso attribuite a cicli interglaciali.

Nelle valli laterali della Val d'Adige, Val di Non, Val di Cembra e T. Fersina, il fondo in roccia è sospeso rispetto al fondo valle coperto dalle alluvioni come risulta dai sondaggi.

Nella piattaforma porfirica che occupa il lato orientale del foglio, parte delle idrografie sono legate alla pendenza; cioè sono valli *conseguenti*, come le Valli di Cadino, di Valfioriana, di Brusago e di Regnana.

Il solco dell'Avisio è legato, nella parte superiore, ad una leggera depressione, mentre nella parte bassa, fino a Lasès, secondo G. B. Trener, corri-

sponde ad un solco susseguente creato ai piedi della cuesta dolomitica che esisteva sopra la piattaforma porfirica. Sulla base di questa interpretazione morfologica, appare chiaro come il solco Lasès-Nogarè possa aver rappresentato la continuazione dell'Avisio.

Riguardo al carsismo, osserviamo come solo nel lato occidentale del foglio predominino rocce carsificabili.

Ovunque affiorano i « Calcari Grigi », si nota abbondanza di fenomeni carsici, sia nelle forme superficiali (doline e campi solcati), sia in quelle profonde (grotte, voragini). Doline e campi solcati si possono osservare nella catena del Bondone, attorno a Terlagò, sulla catena della Paganella-Canfedin-Ranzo.

Tra le cavità carsiche ricordiamo la complessa Grotta « Cesare Battisti » sulla Paganella alla quota di M. 1880 (sviluppo m. 1060, profondità m. 105) e l'Abisso di Lamar, presso il lago Santo, interessante cavità-inghiottitoio (profondità m. 209, lunghezza m. 202), entrambe aperte nei calcari grigi del Lias. Il carsismo interessa anche la Dolomia Principale norica, che in questa tavoletta è prevalentemente coperta dai calcari del Giurese, come lo indicano le grandi sorgenti che sgorgano in Val d'Adige alla base delle pareti dolomitiche. Ricordiamo che vaste cavità carsiche esistono nella dolomia del Gruppo di Brenta.

Interessato da vistosi fenomeni carsici è, come sopracitato, il paleovalveo dell'Adige per Terlagò. L'età di questo carsismo è perciò legata alla fase di forte erosione risaliente che portò alle idrografie attuali: fase erosiva legata probabilmente ad una fase generale di sollevamento.

Riguardo ai cicli di erosione che hanno modellato l'area di questo foglio, vi è molta disparità di idee tra gli Autori (KLEBELSBERG R. v., VENZO S.).

Riteniamo che con una certa sicurezza si possa solo riconoscere l'esistenza di un ciclo arcaico morfologico legato alle strutture tettoniche, seguito da una fase di incarsimento generale, indice di un probabile sollevamento della zona in un ciclo climatico favorevole. Successivi cicli erosivi risalenti, probabilmente concomitanti con le fasi glaciali quaternarie, sventrarono e catturarono le precedenti idrografie.

VI — GEOLOGIA APPLICATA (M. Nardin).

GIACIMENTI MINERARI

Numerosissime manifestazioni di minerali metallici e non metallici sono presenti nell'area compresa nel foglio. La maggior parte di esse ha attualmente una importanza solamente storica o scientifica a causa dell'esaurimento dei giacimenti o della esiguità delle manifestazioni.

La genesi, la giacitura e le associazioni mineralogiche dei singoli giacimenti sono molto varie. Per quanto riguarda la genesi, molti Autori sono propensi a far derivare la massima parte delle mineralizzazioni dall'attività magmatica tardo-ercinica e permiana; alcune manifestazioni sarebbero legate ad un ciclo metallizzante alpino e per altre ancora (Monte Calisio) si propende per una genesi sedimentaria. Gli ambienti geologico-petrografici principali in cui si insediano le mineralizzazioni, sotto forma di filoni, corpi stratoidi, vene, o per diffusa impregnazione e sostituzione in determinati sedimenti, sono le metamorfite sudalpine, le vulcaniti della piattaforma porfirica atesina e i sedimenti permiani.

I minerali primari principali sono, fra i metallici, galena, blenda, calcopirite e pirite, e tra i non metallici, barite, fluorite e quarzo; nelle varie associazioni si riscontrano in bassa percentuale anche arsenopirite, tetraedrite, siderite, antimonite, pirrotina, ecc.

Il distretto metallifero principale si trova nei dintorni di Pergine di Valsugana. Qui di seguito riportiamo alcune notizie sulle principali miniere attive e non, dedotte da studi effettuati da vari Autori, ai cui lavori rimandiamo per un maggior dettaglio.

Vignola (vicino a Pergine): il giacimento è stato oggetto di sfruttamento prima per piombo e zinco, recentemente per fluorite.

Nella zona di Vignola affiorano quattro mineralizzazioni quarzoso-fluoritiche con solfuri misti; di esse una sola è maggiormente esplorata ed oggetto di coltivazione. Si tratta di un corpo minerario costituito da due filoni intersecantesi, il primo con direzione N 50° E e immersione 55° SE, a quarzo-fluorite, barite, calcite, galena, blenda, pirite, calcopirite, arsenopirite, il secondo con direzione NS e immersione 70° W a barite e molto subordinate fluorite, calcite e quarzo. Il filone è incassato in parte nelle metamorfite e in parte in un filone di porfirite ad andamento subparallelo. La potenza utile media si aggira su 1-2 metri. La produzione media è attualmente di 80-100 ton/giorno di grezzo con un tenore mantenuto su valori intorno al 40 % di fluorite e allo 1,5 % di solfuri di piombo e zinco.

Valar (Pergine): il corpo minerario è costituito da due filoni incrociantsi di potenza variabile (max 1,50 metri) a direzione NS e N 35° E contenenti blenda, galena, calcopirite, siderite, arsenopirite e tetraedrite, e ganga di quarzo e calcite. È incassato nelle metamorfite.

Cinque Valli (a Sud del Monte Fravort): costituito da una serie di corpi filoniani di cui due principali, mineralizzati il primo a blenda e galena, il secondo prevalentemente a calcopirite; ambedue con associazioni di solfuri varii. La direzione è NE-SW e immersione 50° NW. Nella stessa zona è presente un filone a blenda e galena con direzione N 70° E e un filone di fluorite a direzione E-W. Sono incassati nelle metamorfite e talora nella granodiorite.

Calceranica: il corpo mineralizzato era dato da una lente a pirite concordante con la scistosità delle metamorfite. Solo su di un margine di questa lente però la concentrazione della pirite permetteva la coltivazione: su tale margine il minerale presentava una potenza media di 2 metri. La pirite (90 %) è accompagnata da galena, blenda, arsenopirite e jamsonite.

Nella zona di Vetriolo è stato coltivato un corpo mineralizzato (tipo Calceranica) concordante con le filladi, a pirite, associato con uno ad arsenopirite: dalle vecchie gallerie scaturiscono attualmente le acque minerali di Levico e Vetriolo. Pure i bagni minerali di S. Orsola utilizzano le acque sgorganti da gallerie di una miniera di pirite arseniosa incassata nel complesso vulcanitico basale.

Monte Zaccon (versante destro Valsugana, presso Roncegno): il corpo minerario è di forma filoniana potente in media 70 cm, con direzione NNW, subverticale e contenuto 72-90 % di barite, 9 % di fluorite, 12 % di calcite, 2 % di quarzo, 2 % di ossidi di ferro e tracce di solfuri. È incassato nelle riodaciti del Monte Zaccon.

Manifestazioni a piombo-zinco nelle vulcaniti sono frequenti anche in altre località ma attualmente esse rivestono un interesse solamente storico. Ricordiamo il filone di Nogarè, potente da 60 a 30 cm, mineralizzato a blenda, galena, pirite, calcopirite, arsenopirite e ganga di quarzo e calcite (l'associazione mineralogica è assai simile in tutto il distretto minerario di Pergine-Alta Val Fersina). Altre manifestazioni si hanno a Palù del Fersina, Montagiù e altrove.

Interessante storicamente il distretto minerario del M. Calisio che con le zone limitrofe di Faedo e Roncegno fu oggetto in passato di intensa coltivazione e ricerche della galena argentifera. La mineralizzazione qui è diffusa principalmente nelle dolomie oolitiche della formazione a *Bellerophon*: i minerali sono galena accompagnata da blenda, calcopirite e tetraedrite ed altri, associati a barite nella parte centrale del distretto, mentre all'esterno prevalgono i gessi (miniere di Doss le Grave, Santa Colomba, agli Orti, Roncogno e Faedo).

Nella zona di Trodena (*Truden*) e del Monte Cugola (Val di Fiemme) sono presenti manifestazioni di barite e fluorite con mosche di galena e blenda. Si tratta di filoncelli incassati nella parte alta della serie riolitica a direzione circa NS, legate alle manifestazioni dell'altopiano di Lavazè-Val d'Ega di probabile età alpina.

Ricerche di idrocarburi: in Val di Non presso Mollaro è stata fatta una perforazione per ricerche di idrocarburi liquidi e gassosi negli scisti neri del Cenomaniano (AGIP 1957); gli stessi scisti sono stati sfruttati per ricavare prodotti per l'industria chimica e farmaceutica.

Dolomite: in Val d'Adige presso Roverè della Luna viene coltivata la Dolomia del Serla per l'estrazione del magnesio. La dolomia ha qui una composizione particolarmente vicina a quella teorica della dolomite.

Minerali di Uranio: prospezioni per ricerca di minerali di uranio sono state effettuate in tutta l'area del foglio sulle vulcaniti e specialmente sulla Formazioni delle Arenarie di Val Gardena ma con scarsi risultati.

CAVE

Cave di gesso: a Castello di Fiemme (nei pressi della ex stazione e presso il Dos Zelor), e a S. Lugano, alla base della Formazione a *Bellerophon* affiorano lenti gessose di notevole spessore e purezza, oggetto di intensa coltivazione. Una cava di gesso è ubicata pure presso Nave S. Felice dove gli strati gessosi sono intercalati ai sedimenti della serie evaporitica del Werfeniano superiore.

Cave di porfido: ubicate prevalentemente nelle unità riolitiche più alte nella serie ignimbratica, sono molto diffuse specialmente nella bassa Valle dell'Avisio. Queste rioliti sono interessate da una fitta fessurazione (prevalentemente di origine tettonica) che le suddivide in lastre più o meno sottili. Da esse vengono preparati cubetti, lastre e cordoni per pavimentazioni stradali o per rivestimenti edilizi; i blocchi maggiori poi sono usati come pietra da costruzione. Le cave principali sono aperte nei pressi di Lona, Albiano e Cembra. Di minore importanza sono altre cave aperte un po' ovunque in Val dell'Avisio, a Carano e nella Valle di Piné.

Cave di argilla: a Molina di Fiemme, a Vigolo Vattaro e altrove le cave sono aperte in depositi argillosi di conoide o lacustri e vengono sfruttate per fabbriche di laterizi.

Materiali da costruzione: le cave sono prevalentemente aperte nei banchi calcarei del Cretacico e del Giurassico dal quale si ricavano pietra da calce, da costruzione e per rivestimenti: molto usati in passato come materiale da costruzione nella zona di Trento i calcari del rosso ammonitico. Come pietrisco e materiale inerte sono sfruttate le conoidi detritiche alla base delle pareti dolomitiche in Val d'Adige. Per pietrisco vengono aperte anche piccole cave nelle andesiti e riodaciti del complesso inferiore delle vulcaniti atesine.

Le marne eoceniche della zona di Trento vengono sfruttate per la preparazione di cementi (cave dei Solteri, Piedicastello e Sardagna).

Torbe: depositi torbosi venivano in passato sfruttati nella zona di Anterivo (potenza 3 metri). Altri minori ne esistono sparsi su tutta l'area di affioramento delle ignimbriti.

PERMEABILITÀ DELLE ROCCE E SORGENTI

Rocce impermeabili sono generalmente considerate le metamorfiti; determinati livelli tufacei o lavici della serie basale delle vulcaniti atesine e delle vulcaniti triassiche; le marne e i silts del Werfeniano, della Formazione a *Bellerophon*, dell'Anisico inferiore, della Formazione di Raibl e dell'Eocene, i calcari bituminosi del Cretacico.

Le rocce eruttive sono quasi sempre impermeabili ma possono diventare semipermeabili per fessurazione superficiale. Semipermeabili per porosità sono da considerarsi la Formazione delle Arenarie di Val Gardena, certi livelli di tuffi grossolani, e le alluvioni antiche cementate.

Permeabili per porosità sono tutte le conoidi detritiche e di deiezione, le falde detritiche, le morene e i materiali alluvionali poco argillosi. Permeabili per carsismo e per fessurazione sono tutte le masse calcaree e dolomitiche del Trias medio e superiore, la serie calcarea del Giurassico e del Cretacico, i calcari nummulitici dell'Eocene, certi calcari cariati e i gessi della Formazione a *Bellerophon*.

L'ubicazione delle sorgenti e la portata sono legate oltre che alla permeabilità delle rocce alla forma e superficie del bacino di raccolta. Le sorgenti perenni principali sono ubicate alla base dei massicci dolomitici e calcarei, al contatto con gli strati impermeabili delle Formazioni del Werfeniano, dell'Anisico inferiore, di Raibl e dell'Eocene marnoso. Livelli sorgentiferi notevoli si possono pure avere in zone di disturbo tettonico, in corrispondenza ad affioramenti impermeabili.

Variamente importanti sono le sorgenti che scaturiscono dai depositi quaternari. Nel settore delle vulcaniti atesine le sorgenti sono di notevole importanza soltanto in corrispondenza ad intercalazioni tufacee o a livelli

poco saldati. La maggior parte di esse è quindi imputabile alla parte di copertura morenica, detritica e vegetale.

Molto interessanti sono le acque sgorganti dalla Formazione a *Bellerophon*. I letti torbosi creano una zona di imbibizione favorevole alla formazione di piccoli bacini paludosi.

Sorgenti minerali: in qualche caso per fenomeni di riduzione le sorgenti provenienti dai gessi e dalle marne gessose del Permiano superiore possono dar origine a sorgenti solfidriche (Carano).

Importanti sono quelle che possono sgorgare da zone mineralizzate a solfuri di ferro, arsenico, ecc. Le sorgenti di Levico, Vetriolo e S. Orsola in Val del Fersina sgorgano per stillicidio da vecchie gallerie di miniera.

ERODIBILITÀ DELLE ROCCE — FENOMENI FRANOSI

Ad altissima erodibilità risultano i depositi quaternari sciolti e la parte superficiale molto alterata o poco cementata di certe formazioni quali filladi quarzifere, marne e siltiti, materiali tufacei grossolani e conglomeratici; ad erodibilità medio-alta sono certe colate laviche molto alterate o zone cataclate in ignimbriti o calcari dolomitici. Poco erodibili le rocce gneissiche, quelle eruttive in generale e quelle calcaree e dolomitiche. Naturalmente hanno molta importanza i sistemi di fratturazione, la giacitura degli strati e il grado di imbibizione delle rocce.

Nel caso di alluvioni o eccessive piogge i fenomeni di erosione sono molto evidenti lungo le aste torrentizie e i torrenti montani principali con ampia erosione delle sponde, incise spesso in depositi sciolti detritici o fluvio-glaciali. Smottamenti sono frequenti in corrispondenza dell'emersione di sorgenti (specialmente dove è alta la componente argillosa in morene, siltiti werfeniane, arenarie di Val Gardena); frequenti i fluimenti dei detriti di falda alla base delle pareti o dentro i canali delle formazioni dolomitiche. Franamenti dalle pareti rocciose si realizzano specialmente in zone tettonizzate, dove gli strati sono a franapoggio, e dove è particolarmente attiva l'erosione al piede da parte delle acque.

Fra i grossi fenomeni franosi compresi nel foglio, possiamo citare quelli che avvengono per crollo delle pareti dolomitiche della Val d'Adige (Salorno-Salurn, Zambana e S. Floriano).

Data di presentazione del manoscritto 16 Novembre 1968.

Ultime bozze restituite il: 23 Giugno 1969.

VII — BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1958), *Contributo alla conoscenza del Permiano medio-superiore della zona di Redagno (Bolzano)*. « Ann. Univ. Ferrara, N. S. », Sez. IX, vol. III, Ferrara.
- ACCORDI B. (1959), *Il Permiano superiore delle Dolomiti e le sue relazioni con l'orogenesi ercinica*. « Est. Geol. », vol. XV, Madrid.
- ANDREATTA C. (1929), *Su alcune calcopiriti della Venezia Tridentina*. « Atti dell'Accademia Veneto-Tridentino-Istriana », vol. 20, Città di Castello.
- ANDREATTA C. (1949), *Rapporti fra colate laviche e coperture di tufi in una zona meridionale del sistema dei porfidi atesini (Altopiano di Piné)*. « Rend. Acc. Naz. Lincei », ser. VIII, vol. VI, fasc. 5.
- ANDREATTA C. (1949 a), *Notizie sulla costituzione del complesso effusivo permiano del Trentino-Alto Adige*. « Rend. Soc. Min. It. », vol. VI, Pavia.
- ANDREATTA C. (1949 b), *Le coltri di tufi del sistema porfirico dell'altipiano meridionale di Piné*. « Rend. Acc. Naz. Lincei », ser. VIII, vol. VII, fasc. 1-4.
- ANDREATTA C. (1950), *Il complesso dei porfidi quarziferi atesini. Notizie geologiche e petrografiche*. Relazione tenuta al 1° Congresso Intern. del Porfido, Trento.
- ANDREATTA C. (1956), *Il sottosuolo e le sue possibilità*. « Regione Trentino A. Adige », Uff. coord. stat. e studi, Ass. Ind. Comm. Turismo e Trasporti, Trento.
- ANDREATTA C. (1949), *Origine dei giacimenti nel Permiano Superiore del Trentino e influenza del manganese sulla metallizzazione a galena argentifera*. « L'industria min. nel Trentino Alto-Adige », Trento.
- ATTI del Symposium internazionale sui giacimenti minerari delle Alpi. vol. I, II, III, IV. Suppl. ad « Economia Trentina » della C. C. I. A. A., Ed. Saturnia, Trento.
- AUBOUIN J. (1963), *Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales (Alpes méridionales; Lombardie et Vénétie, Italie; Slovénie occidentale, Jugoslavie)*. « Bull. Soc. Geol. de France », 7 ser., tom. V, n. 5, pp. 730-766, Paris.
- BARS V. H. u. OHM U. (1968), *Der Dogger des Profils Rocchetta, Prov. Trient, Italien*. « Globigerina spuriensis » n. sp. « Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie », Monatshefte, Heft 10, pp. 577-590, Stuttgart.
- BOSELLINI A. (1967), *La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete)*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 86, n. 2, Roma.

- CAROZZI A. (1960), *Microscopic sedimentary Petrography*, John Wiley e Sons. New York, London.
- CASTELLARIN A. (1963), *Risultati preliminari sulla geologia dell'Altipiani di Cei (Trentino meridionale)*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. LXXXI, fasc. 4.
- CITA M. B. e PALMIERI V. (1960), *Prima segnalazione in Italia dei generi di Foraminiferi Aragonia Finlay e Clavigerina Bolli, Loeblich e Tappan*. « Boll. Soc. Paleont. It. », vol. 1, n. 1, pp. 74-83, Milano.
- DALLA FIOR G. (1940), *Analisi polliniche di torbe e depositi lacustri nella Venezia Tridentina*. « Mem. Mus. Storia Nat. della Venezia Tridentina », vol. I, f. 3-4, 1932; f. 5, 1933; vol. III, f. 1, 1935; vol. V, f. 1.
- DAL PIAZ Gb. (1931), *Scoperta degli avanzi di un rettile (lacertide) nei tufi compresi entro i porfidi quarziferi permiani del Trentino*. « Atti Soc. Ital. Progr. Scienze », vol. II, pag. 280-281.
- DAL PIAZ Gb. (1934), *Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », vol. X, Padova.
- DAL PIAZ G., FABIANI R., TRENER G. B., VARDABASSO S. (1929), *Carta geologica delle Tre Venezie*. Foglio Trento.
- D'AMICO C. (1964 a), *Petrografia e tettonica nel cristallino sudalpino*. « Atti Acc. Sc. Ist. Bologna ». S. XII, tomo I.
- D'AMICO C. (1964 b), *Le metamorfiti della Valsugana occidentale*. « Mineralogica et petrographica Acta », vol. X, Bologna.
- D'AMICO C. (1964 c), *Relazioni comagmatiche tra vulcanismo atesino e plutonismo di Cima d'Asta. La provincia magmatica tardo-ercinica tridentina*. « Min. et Petr. Acta », vol. X, Bologna.
- D'AMICO C. (1965), *L'intrusione granodioritica di Roncegno, Valsugana. Studio modale*. « Min. et Petr. Acta », vol. XI, Bologna.
- D'AMICO C. (1966), *Le riocaciti di Monte Zaccan (Valsugana)*. « Min. et petr. Acta », vol. XII, Bologna.
- D'AMICO C. e GHEZZO C. (1963), *La sequenza delle vulcaniti permiane nell'area meridionale del sistema atesino (Trentino)*. « Min. et Petr. Acta », vol. 9, Bologna.
- D'AMICO C. e VENTURELLI G. (1968), *Riocaciti e rioliti in cupola e colate di Piné di Trento*. (in corso di stampa).
- DE BENEDETTI A. (1958), *Monchiquite nella galleria dell'impianto idroelettrico di S. Floriano (Trentino)*. « Rend. Soc. Geol. It. », a. XIV, Pavia.
- DI COLBERTALDO D. e MURARA G. (1964), *Il giacimento piombifero di Valar*. « L'industria min. nel Trentino Alto Adige », Trento.
- DI COLBERTALDO D. e VENZO G. A. (1964), *Il giacimento piombo-zincifero di Nogarè*. « L'industria min. nel Trentino Alto Adige », Trento.
- DI COLBERTALDO D., e NARDIN M. (1964), *Le manifestazioni piombifere del Doss le Grate*. « L'industria min. nel Trentino Alto Adige », Trento.
- FABIANI R. (1919), *Sul Terzario dell'Alta Val di Non*. « Atti Accad. Trent. Istr. », vol. X, pp. 117-124, Padova.
- FABIANI R. (1922), *Sul Terzario del Trentino*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », vol. VI, Padova.
- FABIANI R. (1922), *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.
- FABIANI R. (1923), *Giacitura ed età degli scisti bituminosi di Mollaro in Val di Non (Trentino)*. « Riv. Sc. Nat. Natura », vol. XIV, pp. 33-41, Pavia.
- FABIANI R. (1924), *Cenni preliminari sulla geotettonica dei massicci montuosi del Roen e della Paganella*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. XLIII, fasc. II, pp. 200-204, Roma.
- FABIANI R. (1925), *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.
- FABIANI R. (1928), *Rilevamenti geologici nei fogli Trento e Bolzano*. « Bollett. Associaz. Mineraria Siciliana », n. 1, Palermo.
- FABIANI R. (1931), *Sviluppi e caratteri del Terzario nel Trentino*. « Atti XIX Riun. Soc. Ital. Progr. Sc. », vol. II, Milano.
- FOLK R. L., (1959), *Practical petrographic classification of limestones*. « Ann. Assoc. Petr. Geol. Bull. », vol. 43, n. 1, pp. 1-38.
- FUGANTI A. (1961), *Ricerche geologiche e giacimentologiche sugli « scisti bituminosi uraniferi » di Mollaro (Val di Non-Trentino)*. « Studi Trent. Sc. Nat. », Anno 38, n. 1, Trento.
- FUGANTI A. (1964 a), *La geologia dei dintorni di Mollaro (Trentino occidentale)*. « St. Trent. Sc. Nat. », anno LXI, fasc. I, pp. 73-110, Trento.
- FUGANTI A. (1964 b), *Strutture geopete in calcari mesozoici del Trentino e del Veronese (Alpi orientali)*. « Atti Acc. Rov. Agiati », anno 213, s. VI, vol. IV, fasc. B, pp. 5-9, Rovereto.
- FUGANTI A. (1964 c), *Le « pulsazioni tettoniche » turoniane nel Trentino occidentale (Alpi orientali)*. « St. Trent. Sc. Nat. », anno LXI, fasc. II, pp. 138-158, Trento.
- FUGANTI A., MORTEANI G. (1965), *Relazioni fra deformazione tettonica e mineralizzazioni nel Trentino Alto Adige*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 84, f. 7, Roma.
- FUGANTI A., MOSNA S. (1963), *Il Cretaceo nel Trentino centrale*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », vol. XIV, n. 1, pp. 81-116, Pavia.
- FUGANTI A., MOSNA S. (1965), *Studio stratigrafico-sedimentologico e micropaleontologico delle facies giurassiche del Trentino occidentale*. « St. Trent. Sc. Nat. », vol. XLIII, fasc. II, pp. 25-105, Trento.
- GIANNOTTI G. P. (1958), *La serie permio-carbonifera delle Alpi centro-orientali*. « Studi e Ricerche della Div. Geomineraria del C. N. R. N. », vol. I, parte I, Roma.
- GUEMBEL W. (1877), *Vorläufige Mitteilung über das Flora von Fünfkirchen in sogenanntem Grödener Sandstein Südtirols (Ullmaniensandstein)*. « Verhandl. K. K. Geol. Reichsanst. », n. 1.

- HILTEN D. van (1960), *Geology and permian paleomagnetism of the Val di Non Area (W. Dolomites, N. Italy)*. Doct. Thesis Utrecht, «Geologica Ultraiectina», n. 5, pp. 1-95, Utrecht.
- HORN M. (1914), *Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen*. «Schleisische Gesell. f. Vaterländische Kultur», Breslau.
- KLEBELSBERG R. v. (1920), *Der Etschgleitsber auf den Höhen von Vielgerent*. «Zeitschrift für Gletscherkunde», XI, pp. 97-117.
- KLEBELSBERG v. R. (1924), *Probleme der alpine Quartär Geologie*. «Zeitschr. d. D. geol. Gesell.», Berlin.
- KLEBELSBERG v. R. (1935), *Geologie von Tirol*. Berlin.
- KOKEN E. (1906), *Geologische Beiträge aus Südtirol*. «Neues Jb. f. M. G. P.».
- LARGAIOLLI T., SACERDOTI M., SOMMAVILLA E. (1964), *Su un lembo di vulcaniti paleozoiche nei pressi della Città di Trento*. «St. Trent. di Sc. Nat.», anno XLI, fasc. II, Trento.
- LEONARDI P. (1929), *Sul permiano dei dintorni di Cavalese in Val di Fiemme*. «Atti Acc. Sc. Ven. Trent. Istr.», vol. XIX, 1928, Padova.
- LEONARDI P. (1930), *Una nuova faunetta permiana in Val di Fiemme*. «Studi Trent. Sc. Nat.», anno XI, fasc. I, Trento.
- LEONARDI P. (1935), *Il Trias inferiore delle Venezie*. «Mem. Ist. Geol. Univ. Padova», vol. XI.
- LEONARDI P. (1936), *Note sulla tettonica della Regione Dolomitica*. «Studi Trent. Sc. Nat.», anno XVII, fasc. 2, Trento.
- LEONARDI P. (1937), *Geologia del territorio di Cavalese (Dolomiti Occidentali)*. «Mem. Museo St. Nat. Venezia Trident.», anno VII, vol. IV, fasc. 2, Trento.
- LEONARDI P. (1953), *La formazione desertica permiana delle Arenarie di Val Gardena e la loro flora e fauna*. «Congr. Geol. Int.», Sez. VII, fasc. VII, Algeri.
- LEONARDI P. (1955), *Breve sintesi geologica delle Dolomiti occidentali*. «LVII Riunione estiva della Soc. Geol. Ital.», Roma.
- LEONARDI P. (1959), *Tridontosaurus antiquus* GB. DAL PIAZ, *rettile protorosario permiano del Trentino orientale*. «Mem. Ist. Geol. et Min. Univ. Padova», vol. XXI.
- LEONARDI P. (1960), *Studio statistico sedimentologico di alcune faune werseniane della Val di Fiemme nel Trentino*. «St. Trent. Sc. Nat.», anno XXXVII, fasc. I, Trento.
- LEONARDI P. (1965), *Tettonica e tetto-genesi delle Dolomiti*. «Atti Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sc. fis. mat. e nat.», ser. VIII, vol. VII, n. 3, Roma.
- LEONARDI P. e collab. (1967), *Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave*. Ed. Manfrini, Rovereto.
- LEONARDI P., ROSSI D. (1956), *I porfidi quarziferi di S. Leonardo nell'Alto Adige sud-orientale*. «Boll. Soc. Geol. Ital.», vol. LXXV, Roma.
- LEONARDI P., ROSSI D. (1959), *I porfidi permiani della conca di Cavalese nelle Dolomiti occidentali*. «Mem. Museo St. Nat. Venezia Trident.», vol. XII, fasc. I, Trento.

- LEONARDI P., ROSSI D., SACERDOTI M. (1961), *Ricerche geologico-petrografiche sulle vulcaniti paleozoiche del Trentino sud-orientale*. «Rend. Soc. Mineralogica Ital.», anno XVII, Pavia.
- LEONARDI P., NARDIN M., SACERDOTI M. (1967), *Catena di Lagorai*. Da «Le Dolomiti» di P. Leonardi e collab., Ed. Manfrini, Rovereto.
- LEONARDI P., SACERDOTI M. (1967), *Complesso effusivo porfirico atesino*. Da «Le Dolomiti» di P. Leonardi e collab., Ed. Manfrini, Rovereto.
- MARCHESONI V. (1954), *Il lago di Molveno e la foresta riaffiorata in seguito allo scavo*. «Studi Trent. Sc. Nat.», XXXI, fasc. 1-2.
- MARCHESONI V. (1958), *La datazione col metodo del C¹⁴ del lago di Molveno e dei resti vegetali riemersi in seguito allo scavo*. «Studi Trent. Sc. Nat.», XXXV, fasc. 2-3.
- MERLA G. (1931), *La fauna dei calcari a Bellerophon della regione dolomitica*. «Mem. Ist. Geol. Univ. Padova», vol. IX, Padova.
- MITTEMPERGHIER M. (1958), *La serie effusiva paleozoica del Trentino-Alto-Adige*. I. contributo «C. N. R. N., St. e Ric. Div. Geomin.», vol. I, parte I, Roma.
- MOSNA E. (1923), *Un po' di morfologia della Valle di Cembra (Avisio)*. «Studi Trentini Sc. Nat.», anno IV, fasc. IV, Trento.
- PENCK A. (1907), *Ueber interglaziale Ablagerung in Etschthalgebiete*. «Monats. ber. d. D. geol. Gesell.», Berlin.
- PENCK A., BRUECKNER E. (1909), *Die Alpen in Eiszeitalter*. Vol. III, Leipzig.
- PERNA G. (1964), *Magnesite*. «L'industria min. nel Trentino Alto Adige», Trento.
- PREMOLI SILVA I., PALMIERI V. (1962), *Osservazioni stratigrafiche sul Paleocene della Val di Non (Trento)*. «Mem. Soc. Geol. It.», v. III, Roma.
- POZZI R. (1959), *Contributo allo studio delle serie permo-triassica del Monte Marzola (Trento), Parte I. Studio micrografico*. «Riv. Ital. Paleont. e Strat.», vol. LXV, n. 2 Milano.
- PURTSCHHELLER F. (1962), *Sedimentpetrographische Untersuchungen am Hauptdolomit der Brenta-gruppe*. «Tschermaks min. u. petr. Mitt.», Bd. 8, H. 2, Wien.
- STURANI C. (1964), *La successione della fauna ad ammoniti nelle formazioni medio-giurassiche delle Prealpi Venete occidentali (Regione fra il lago di Garda e la Valle del Brenta)*. «Mem. Ist. Geol. Univ. Padova», vol. XXIV, pp. 1-64, Padova.
- TRENER G. B. (1904), *Über die Gliederung der Quarzporphyrtafel im Lagoraigebirge*. «Verh. d. k. k. Geol. Reichs.», n. 17, u. 18, Wien.
- TRENER G. B. (1926), *Cenni geologici sul gruppo di Brenta*. Da «Guida delle Dolomiti di Brenta» di P. Prati. «C. A. I. Trento», p. 297-304.
- TRENER G. B. (1933), *Distribuzione geologica e geografica dei fenomeni carsici nella Venezia Tridentina*. «Atti I Congr. Speleologico Naz.», pp. 90-97.
- TRENER G. B. (1933a), *Note illustrative della carta geologica delle Tre Venezie (Foglio Trento)*. «Uff. Idrogr. R. Mag. Acq. Venezia», Sez. Geol., Padova.
- TRENER G. B. (1957 a), *Morfologia del Gruppo di Cima d'Asta, Lagorai e Valsugana*. Scritti geografici e geologici, vol. II «Studi Trent. Sc. Nat.», anno XXXIV, Trento.

- TRENER G. B. (1957), *Geologia della Regione circostante al Massiccio granitico di Cima d'Asta*. Scritti geografici e geologici, vol. II, « Studi Trent. Sc. Nat. », XXXIV, Trento.
- TREVISAN L. (1938 a), *Il gruppo di Brenta (Trentino occidentale)*, « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », vol. XIII, pp. 1-128, Padova.
- TREVISAN L. (1938 b), *Il fascio di fratture tra l'Adige e la « Linea delle Giudicarie » e i suoi rapporti col massiccio intrusivo dell'Adamello*. « St. Trent. Sc. Nat. », XIX, fasc. II, Trento.
- TREVISAN L. (1941), *La struttura geologica dei dintorni di Trento*. « St. Trent. Sc. Nat. », XXII, fasc. III, Trento.
- TREVISAN L. (1943), *Evoluzione morfologica della Val di Piné (Trento)*. « St. Trent. Sc. Nat. », XXIV, fasc. I, Trento.
- VACEK M. (1911), *Erläuterungen zur Geologischen Karte der Oesterr.-Ungar. Monarchie*. « SW Gruppe u. 96, Rovereto-Riva », pp. 100, Wien.
- VARDABASSO S. (1926 a), *Sulla tettonica della piattaforma porfirica atesina fra Bolzano e Trento*. « Atti Acc. Ven. Trent. Istr. », vol. XVI, 1925, Padova.
- VARDABASSO S. (1926 b), *La struttura geologica delle Alpi venete*. « Ann. R. Scuola d'Ing. Padova », anno II.
- VARDABASSO S. (1930), *Studio geo-idrologico del Bacino dell'Avisio. (Valli di Fassa, Fiemme e Cembra)*. « Uff. Idrogr. R. Mag. Acque Venezia », sez. Geol., Padova.
- VARDABASSO S. (1931), *La piattaforma porfirica atesina. Sua struttura geologica e funzione tettonica*. « Atti Soc. Ital. Progr. Scienze », XX Riunione, Milano.
- VECCHIA O. (1957), *Significato del fascio tettonico giudicario-atesino dal Benaco a Merano: un problema geologico*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. LXXXVI, pp. 81-135, Roma.
- VENZO G. A. (1955 a), *Il Permiano superiore nei dintorni di Egna (A. Adige) e le sue dolomie calcaree a tessitura oolitica*. « Mem. Museo St. Nat. Venezia Trident. », anno XVIII, vol. X, f. III, Trento.
- VENZO G. A. (1955 b), *I depositi del Quaternario e l'evoluzione morfologica della valle dell'Avisio tra Stramentizzo ed Ischiazza (Val di Fiemme - Trentino)*. « St. Trent. Sc. Nat. », anno XXXII, fasc. II, Trento.
- VENZO G. A. (1957 a), *Il Trias e la « linea di Trodena » sul versante orientale della Val d'Adige tra Egna e Salorno (A. Adige)*. « Giorn. di Geol. », serie 2, vol. XXVI, 1954, Bologna.
- VENZO G. A. (1957 b), *Ricerche geologiche relative all'impianto idroelettrico di S. Floriano d'Egna (Bolzano) - Utilizzazione sul medio corso del torrente Avisio*. « L'energia Elettrica », vol. XXXIV.
- VENZO G. A. (1957 c), *Ricerche sulla serie lacustre e fluviale attraversata da pozzi trivellati nella zona industriale di Trento*. « Giornale di Geologia », serie 2, vol. XXVI, Bologna.
- VENZO G. A. (1958), *La « linea di Trodena » e la struttura geologica della regione Occlini-Altipiano di Lavarè (Trentino-Alto Adige)*. « St. Trent. Sc. Nat. », anno XXXV, fasc. II-III, Trento.
- VENZO G. A. (1960), *Fenomeni franosi nel Trentino*. « Mem. Museo St. Nat. della Ven. Trid. », anno XXIII-XXIV, vol. XIII, fasc. II, Trento.
- VENZO G. A. (1962), *Geologia della Regione dalla confluenza Val di Cembra-Val d'Adige all'Altipiano di Lavarè, (Trentino-Alto Adige)*. « Mem. Mus. St. Nat., Venezia Trid. », a. XXV-XXVI, vol. XIV, fasc. I, Trento.
- VENZO G. A. (1963), *La formazione dei « calcari grigi » in Val Terragnolo (Trentino)*. « Giorn. Geol. », s. 2, vol. XXXI, pp. 1-25, Bologna.
- VENZO G. A., FUGANTI A. (1961), *Geologia dei dintorni di Faedo (Trentino)*. « St. Trent. Sc. Nat. », anno XXXVI, fasc. I, Trento.
- VENZO S. (1940), *Studio geotettonico del Trentino meridionale-orientale tra Borgo di Valsugana e M. Coppolo. Con carta geologica e profili al 25.000*. « Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova », vol. XIV, Padova.
- VENZO S. (1943), *Studi geomorfologici sul Trentino centrale con particolare riguardo alla Val d'Adige nella regione di Trento*. « Atti Soc. Ital. Sc. Nat. », vol. LXXXII, Milano.
- VENZO S. (1944), *Studio geomorfologico sull'Altipiano di Lavarone e sull'alta Valsugana (Trentino). Raffronti colla bassa Valsugana e la Val d'Adige*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. », vol. LXXXIII, Milano.
- VENZO G. A., FUGANTI A. (1965), *Il Trias della Mendola (Trentino-Alto Adige)*. « St. Trent. Sc. Nat. », sez. A, vol. XLII, f. 1.
- VIALLI V. (1937), *Ammoniti giurassiche del Monte Peller*. « Mem. Museo St. Nat. Ven. Trid. », vol. IV, fasc. 2, pp. 63-98, Trento.
- VIALLI V. (1938 a), *Su taluni fossili liassici del Monte Peller*. « St. Trent. Sc. Nat. », anno XIX, fasc. I, pp. 52-68, Trento.
- VIALLI V. (1938 b), *Note geologiche sul Monte Peller*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. LVII, fasc. III, pp. 293-330, Roma.
- VINASSA DE REGNY P. (1937), *Su taluni fossili giuresi del Monte Peller*. « Mem. Museo St. Nat. Ven. Trid. », vol. IV, fasc. II, pp. 63-98, Trento.
- VOLTOLINI I. (1939), *I terrazzi orografici della Val d'Adige da Merano a Trento*. « Contributo agli studi di geografia Univ. Catt. del Sacro Cuore », vol. I, Milano.
- WIEBOLS J. (1938), *Geologie der Brentagruppe*. « Jb. Geol. B. -A. », Bd. 88, pp. 262-349, Wien.

Distribuzione e vendita:

LIBRERIA DELLO STATO - PIAZZA VERDI, 10 - 00198 ROMA, (ITALIA).