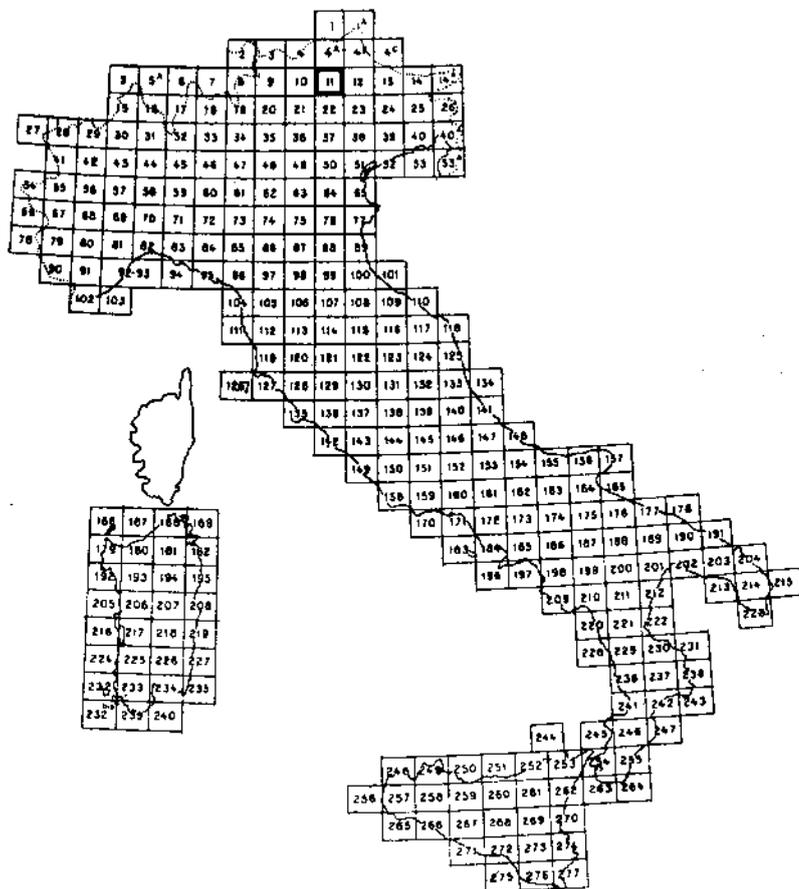


CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



QUADRO D'UNIONE DEI FOGLI AL 100.000



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

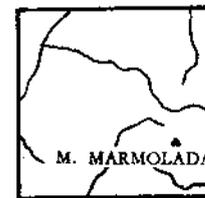
NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 11

M. MARMOLADA

L. BACCELLE SCUDELER, G. BARTOLOMEI, A. BOSELLINI, R. DAL CIN,
A. LUCCHI GARAVELLO, M. NARDIN, D. ROSSI, M. SACERDOTI,
E. SEMENZA, E. SOMMAVILLA, G. ZIRPOLI



POLIGRAFICA & CARTEVALORI
ERCOLANO (NAPOLI)
1969



MINISTERO DELL'INDUSTRIA, DEL COMMERCIO E DELL'ARTIGIANATO

DIREZIONE GENERALE DELLE MINIERE

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

NOTE ILLUSTRATIVE

della

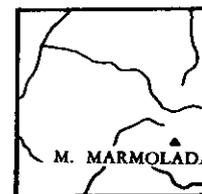
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1: 100.000

FOGLIO 11

M. MARMOLADA

L. BACCELLE SCUDELER, G. BARTOLOMEI, A. BOSELLINI, R. DAL CIN,
A. LUCCHI GARAVELLO, M. NARDIN, D. ROSSI, M. SACERDOTI,
F. SEMENZA, E. SOMMAVILLA, G. ZIRPOLI



POLIGRAFICA & CARTEVALORI

ERCOLANO (NAPOLI)

1969

SOMMARIO

I	— INTRODUZIONE	Pag.	7
II	— CENNO STORICO SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE	»	9
III	— STRATIGRAFIA	»	11
	<i>A</i> — Cristallino sudalpino — Fillade quarzifera di Bressanone	»	12
	<i>B</i> — Formazioni sedimentarie sottostanti alle vulcaniti atesine	»	18
	<i>C</i> — Vulcaniti atesine	»	20
	<i>D</i> — Formazioni sedimentarie permiane soprastanti alle vulcaniti atesine	»	24
	<i>E</i> — Formazioni sedimentarie del Trias inferiore e medio	»	27
	<i>F</i> — Vulcaniti del Trias medio e superiore	»	35
	<i>G</i> — Formazioni sedimentarie del Trias superiore	»	42
	<i>H</i> — Formazioni giurassiche e cretache	»	52
	<i>I</i> — Formazioni intrusive	»	56
	<i>L</i> — Formazioni quaternarie	»	63
IV	— TETTONICA	»	67
V	— MORFOLOGIA	»	73
			5

VI — GEOLOGIA APPLICATA	Pag.	76
<i>Giacimenti minerari</i>	»	76
<i>Cave</i>	»	77
<i>Permeabilità delle rocce - Sorgenti</i>	»	78
<i>Erodibilità delle rocce — Fenomeni franosi</i>	»	79
VII — BIBLIOGRAFIA	»	81

I. — INTRODUZIONE (D. Rossi).

L'edizione del foglio geologico M. Marmolada, cui si riferiscono le presenti note, sostituisce l'edizione del 1930, rilevata da M. CORNELIUS-FURLANI, B. CASTIGLIONI, S. VARDABASSO, da lungo tempo esaurita.

L'attuale edizione è il risultato della collaborazione tra l'Istituto di Mineralogia dell'Università di Padova e l'Istituto di Geologia dell'Università di Ferrara.

L'Istituto di Mineralogia dell'Università di Padova si è occupato, coi rilevatori F. P. SASSI e G. ZIRPOLI, diretti da A. BIANCHI e B. ZANETTIN, dell'estremità settentrionale del foglio, dove affiorano prevalentemente il cristallino antico e il complesso intrusivo di Chiusa.

L'Istituto di Geologia dell'Università di Ferrara si è occupato della parte restante, dove affiorano le formazioni dal Permiano al Cretaceo, coi rilevatori A. BOSELLINI, P. GATTO, T. LARGAIOLLI, M. NARDIN, D. ROSSI, sotto la direzione di P. LEONARDI, al quale si deve anche il coordinamento del foglio.

Le caratteristiche geologiche di questo settore delle Alpi sono molto complesse, per motivi di ordine stratigrafico e di ordine tettonico, spesso intimamente compenetrati.

Le complessità di ordine stratigrafico sono documentate dal grande numero di formazioni che compaiono nella legenda, dovuto non solo alla ampiezza del periodo di tempo da queste rappresentato, ma anche alla presenza di frequenti eteropie di facies (si osservi ad es. la varietà delle formazioni eteropiche, sedimentarie ed eruttive, che costituiscono il Trias medio).

A queste complessità di ordine stratigrafico si aggiungono quelle dovute alla tettonica, con pieghe di età alpina spesso fortemente strizzate e dislo-

cate. Vi sono inoltre dislocazioni prealpideche, ad es. tardo-erciniche, alle quali corrispondono lacune stratigrafiche e vi corrispondono anche, ma non si conosce ancora fino a qual punto, variazioni laterali di facies. Vi è poi la vulcano-tettonica, con dislocazioni dovute all'attività vulcanica, cui sembrano legati certi infossamenti a bordo subcircolare (ad es. al limite meridionale del foglio, attorno al centro eruttivo di Predazzo), e alle quali inoltre è certamente legata la posizione anomala di certe zolle disarticolate (Bufaure, Fedaia, ecc.).

È quello della tettonica prealpida, delle sue cause e delle sue conseguenze sulla distribuzione delle facies, l'argomento forse più difficile da affrontare nei dettagli, per il mascheramento dovuto alla sovrapposizione dei fenomeni tettonici di età alpina.

Inoltre alla tettonica alpina di tipo classico, che possiamo ancora ritenere determinata da spinte tangenziali, senza che si siano prodotti apprezzabili scollamenti tra le varie parti ripiegate e dislocate, si è accompagnata una tettonica per gravità, con scollamenti, e, forse, una tettonica a carattere diapirico, alla quale alcuni autori, soprattutto olandesi, tendono a dare una importanza fondamentale.

II — CENNO STORICO SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE (D. Rossi).

Già fin dal 1879 si giunse ad una esposizione geologica unitaria delle Dolomiti, per merito dell'opera « *Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien* » di E. VON MOJSISOVICS, corredata dal rilievo a scala 1:75.000; tale opera costituisce una delle più importanti tappe nello sviluppo delle conoscenze geologiche della regione.

I lavori geologici successivi fino ai primi anni del nostro secolo rappresentano una fase di perfezionamento dei dettagli. Tra le ricerche di questo periodo ricordo i lavori di E. HAUG e V. UHLIG sul Neocomiano del Puez (1887), di A. ROTHPLETZ sull'età delle Arenarie di Gardena (1895), di W. SALOMON sulla Marmolada (1895), di H. PHILIPP (1904), di D. HAEBERLE (1908) e di R. WILCKENS (1909) sulle faune di Predazzo, di L. WAAGEN (1903, 1907) e di F. BROILI (1904, 1907) sulle faune dei Tufi a Pachicardie, di L. KOBER (1908, 1923), sulla parte settentrionale delle Dolomiti, di F. VON WOLFF (1902, 1908) sulla piattaforma porfirica atesina. Ricordo inoltre per le sue caratteristiche di sintesi, l'opera di G. VON ARTHABER sul Trias alpino, comparsa nella *Lethaea Geognostica* (1905).

Dopo la prima grande guerra furono eseguiti rilievi geologici a grande scala e lavori specifici di paleontologia e tettonica, da parte di studiosi delle scuole di Innsbruck e di Vienna (H. P. CORNELIUS e M. CORNELIUS-FURLANI 1926-27, M. OGILVIE GORDON 1927, O. REITHOFER 1928, L. NÖTH 1929, G. MUTSCHLECHNER 1932-33) e da parte di studiosi dell'Università di Padova, sotto la guida di G. DAL PIAZ (B. CASTIGLIONI 1931-39, P. LEONARDI 1937, S. VARDABASSO 1930-31). Nell'opera di R. VON KLEBELSBERG « *Geologie von Tirol* », del 1935, il territorio dolomitico viene trattato in modo

completo, puntualizzando le conoscenze geologiche sulla regione fino allora acquisite.

Dopo la seconda guerra mondiale si sono infittiti i rilievi di dettaglio (P. LEONARDI-D. ROSSI 1959, B. ACCORDI 1959, P. LEONARDI 1961-1962, D. ROSSI 1962) e sono state esaminate le caratteristiche strutturali delle principali scogliere dolomitiche, indagandole la genesi e le loro modalità di sviluppo (P. LEONARDI 1957-62, D. ROSSI 1957-62); sono state chiarite certe particolarità tettoniche complesse di alcune cime dolomitiche, che vanno sotto il nome di dislocazioni delle cime o *Gipfelsaltungen* (P. LEONARDI 1955, B. ACCORDI 1955-57); si sono riconosciuti fatti tettonici anteriori al corrugamento alpidico, in parte legati a manifestazioni tettoniche tarso-erciniche (A. BOSELLINI 1964-68), ed in parte legati alle manifestazioni vulcaniche triassiche (P. LEONARDI 1956-60, F. PROTO DECIMA 1956, E. SOMMAVILLA 1961); anche riguardo alla genesi delle manifestazioni vulcaniche ed ai caratteri delle masse effusive si è impostata una revisione completa (M. SACERDOTI-E. SOMMAVILLA 1962), che ha tenuto conto dei progressi compiuti dalla vulcanologia in questi ultimi anni; si sono iniziate ricerche micropaleontologiche (C. LORIGA 1960, A. BOSELLINI-C. BROGLIO LORIGA 1965 a, 1965 b); si stanno infine riesaminando tutti i livelli stratigrafici presenti nella regione dolomitica, con grande dettaglio, utilizzando i più moderni metodi di indagine sui sedimenti (D. ROSSI 1962-1967, A. BOSELLINI 1964-68, R. DAL CIN 1963-67, L. BACCALLE 1965).

Servi di base per l'ultima fase di queste ricerche nella regione la « *Breve sintesi geologica delle Dolomiti Occidentali* », di P. LEONARDI, pubblicata in occasione della LVIII riunione Estiva della Società Geologica Italiana (1955).

Le conoscenze sulla regione dolomitica acquisite fino ad oggi sono sintetizzate nell'opera « *Le Dolomiti* » di P. LEONARDI, edita recentemente (1967).

III — STRATIGRAFIA

PREMESSA (D. Rossi)

Nel foglio geologico M. Marmolada affiora una vasta gamma di terreni, appartenenti al « basamento cristallino », al Permiano, al Trias, al Giurese, al Cretaceo, più o meno mascherati da depositi continentali quaternari.

Il « basamento cristallino » affiora nella parte nord-occidentale del foglio, attorno a Chiusa (*Klausen*) ed in Val di Funes (*Villnöss-Tal*): è prevalentemente costituito da filladi, paragneiss ed anfiboliti, che racchiudono la massa dioritica di Chiusa.

In discordanza angolare sopra il basamento cristallino, o sopra i prodotti del suo smantellamento, giace la serie permiana, ben rappresentata soprattutto ai margini settentrionale, occidentale e meridionale: è costituita da estesi prodotti di manifestazioni vulcaniche, sotto forma di colate laviche, di colate ignimbritiche e di tufi, che verso oriente si riducono di potenza fino a scomparire del tutto, da arenarie rosse, da evaporiti ed infine da depositi di mare sottile.

Il Trias è rappresentato anzitutto nella parte centrale. Alla base è costituito da una serie ben stratificata di mare sottile, concordante sul Permiano superiore, uniforme in senso orizzontale. Al Trias medio appartiene una grande varietà di formazioni, in parte legate all'attività di organismi, spesso sedentari, in parte legate all'attività vulcanica ed in parte infine derivate da smantellamenti; tali formazioni si addentellano ripetutamente facendo di questa regione una delle più interessanti per quanto riguarda l'eteropia di facies. Col Carnico superiore le condizioni ambientali ritornano piuttosto uniformi per tutta la regione e l'uniformità di sedimentazione continua fino alla fine del Trias.

Il Giurese è presente nella parte nordorientale del foglio: il Lias si trova solo sulla destra orografica della Val Badia (*Gader-Tal*), mentre sulla sinistra è assente, per una lacuna stratigrafica; il Dogger-Malm affiora sulla Gardennaccia e sul Sella con potenza assai ridotta e spesso caratterizzato alla base da brecce di trasgressione.

Chiudono la serie le marne del Cretaceo inferiore, rappresentate da pochi lembi presenti sulla Gardennaccia e sul Sella.

A) CRISTALLINO SUDALPINO — *FILLADE QUARZIFERA DI BRESSANONE* (G. Zirpoli).

Le metamorfiti che si estendono per un vasto raggio dalla Val Gardena fino al limite settentrionale del foglio, fanno parte integrante del complesso filladico noto in letteratura come « fillade quarzifera di Bressanone ».

Esse sono rappresentate soprattutto da rocce filladiche l.s. accompagnate da tipi litologici diversi in alternanze ripetute più o meno fitte e nette. Tutte le rocce in questione si inquadrano nella facies degli scisti verdi, sub-facies quarzo, albite, epidoto, biotite, al limite con la sub-facies quarzo, albite, epidoto, almandino della serie di facies barroviana.

In merito ai rapporti fra deformazione e cristallizzazione si deve osservare che successivamente all'atto deformante paracristallino principale si è avuta una più o meno marcata blastesi selettiva postcinematica con cristallizzazione di albite, miche e granato.

Come conseguenza del diastrofismo alpino in tutti i costituenti mineralogici delle rocce in questione si osservano segni di deformazioni post-cristalline particolarmente intensi lungo le linee tettoniche. I litotipi ivi localizzati mostrano gli effetti evidenti delle azioni dinamiche subite, che si sono tradotte per lo più in una profonda cataclasi della compagine rocciosa.

Il problema dell'età dell'atto metamorfico, allo stato attuale delle conoscenze, non è ancora risolvibile in maniera incontrovertibile. Tale questione d'altra parte è direttamente collegata a quella dell'età dei terreni pre-metamorfici, da taluni ritenuti del Paleozoico antico, da altri pre-paleozoici.

È possibile che un certo contributo alla risoluzione di tale questione venga apportato da uno studio (SASSI, 1968a) delle metamorfiti arenacee del

M. Telegrafo (F^o Bressanone), entro le quali sono state rilevate forti analogie di composizione e di microstruttura con certe rocce paleozoiche della Carnia. Queste metamorfiti infatti potrebbero rappresentare un livello più recente e perciò meno rielaborato blasticamente, poggiato sopra le più antiche e più blastiche filladi l.s. Una tale ipotesi che naturalmente non esclude un'età archeozoica della maggior parte della « fillade quarzifera », troverebbe un certo appoggio anche nei reperti fossiliferi, sia pur problematici, effettuati da I. PELTZMANN (1935) entro le quarziti carboniose di Eores, reperti che indicherebbero per le rocce che le contengono un'età paleozoica antica.

fq — *Filladi quarzose, spesso granatifere, a mica chiara e a due miche, non di rado cloritiche; micascisti biotitico-muscovitici a granato; paragneiss biotitico-granatiferi; quarziti più o meno micacee.*

Gli scisti cristallini che rientrano in questo gruppo costituiscono gran parte del basamento cristallino del foglio Marmolada e sono costituiti prevalentemente da filladi quarzose ad una o due miche, talora granatifere.

Il variare dei rapporti quantitativi fra i costituenti mineralogici principali in connessione ad una originaria inomogeneità dei sedimenti ha portato come conseguenza ad una eterogeneità dei tipi litologici, con alternanze fitte e passaggi reciproci più o meno graduali sia in senso orizzontale che verticale.

Si passa così da filladi quarzose a rocce costituite quasi esclusivamente da fillosilicati ad altre, in quest'area piuttosto frequenti, molto ricche in quarzo ed infine a termini ricchi in feldispato sodico.

Il litotipo prevalente ha tessitura chiaramente scistosa ad andamento da piano a minutamente pieghettato in stretta relazione al rapporto quantitativo fra quarzo e feldispato da una parte e miche dall'altra.

Talora il pieghettamento è stato tanto intenso da portare alla formazione di anisotropie planari S_2 che, ove la competenza dei terreni lo permette, si sono sovrapposte ai primitivi piani di scistosità S_1 .

Le filladi quarzose e le rocce ad esse assimilate hanno grana minuta e colore generalmente grigio, talora grigio verde o grigio argento a seconda del tipo e della quantità dei minerali scistogeni presenti.

In tutte si osservano frequenti lenti e vene di quarzo di modesta potenza, che per il loro colore biancastro spiccano sul grigio della roccia ospite.

Al microscopio questi scisti cristallini mostrano di essere costituiti da un'alternanza ripetuta di letti essenzialmente granoblastici e letti nei quali prevalgono minerali lepidoblastici.

La struttura è cristalloblastica; la tessitura riflette, esaltandoli, i caratteri macroscopici osservati in campagna.

A questo proposito è interessante osservare come l'orientazione dei piani S_2 e la loro stessa esistenza sia strettamente condizionata alle caratteristiche meccaniche dei minerali presenti.

I componenti mineralogici fondamentali sono: quarzo, albite (0-10 % An) mica chiara, biotite, clorite, granato ed epidoti in quantità variabili; accessori comuni sono ilmenite, rutilo, tormalina, apatite, zirconio e localmente carbonati.

fc — Filladi, quarziti e quarziti filladiche nerastre carboniose.

Costituiscono i litotipi prevalenti, per piccole aree, a Bagni Froi, al M. Benedetto, ad Est del Maso di S. Floriano, nonché a Nord-Est di Tiso nella Valle di Eores.

Sono rocce nerastre, molto spesso friabili e pulverulente, che presentano caratteri strutturali analoghi a quelli delle filladi quarzifere.

Al microscopio mostrano grana minuta e risultano essere costituite da abbondante sostanza carboniosa, da quarzo, miche, ed albite. Solo in rari casi accanto ai minerali succitati si è notata la comparsa di porfiroblasti di granato, nell'ombra di pressione dei quali si è avuta una cristallizzazione vistosa di quarzo e muscovite.

pg — Paragneiss albitici; muscovitici e a due miche; porfiroidi l.s.

Le filladi quarzifere sono caratterizzate da frequenti intercalazioni concordanti di paragneiss e di porfiroidi che talora raggiungono potenze rilevanti come ad esempio lungo la Valle del torrente Tina.

Queste rocce per la loro povertà in fillosilicati sono piuttosto compatte

e tenaci; ne consegue che esse risaltano morfologicamente sul paesaggio a linee più dolci che si riscontra in corrispondenza delle filladi l.s.

Gli scisti cristallini in oggetto di colore grigio-biancastro o talora ros-

TABELLA I

Analisi chimiche di alcune rocce metamorfiche della zona settentrionale del F. «M. Marmolada».

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
SiO ₂	73.22	74.84	46.99	47.13	44.64
TiO ₂	0.20	0.18	1.70	1.36	1.55
P ₂ O ₅	0.06	0.04	0.18	0.23	0.18
Al ₂ O ₃	14.07	13.18	17.06	16.87	16.25
Fe ₂ O ₃	1.06	0.74	2.93	1.04	1.97
FeO	0.40	0.74	4.51	8.07	7.69
MnO	0.12	0.12	0.11	0.12	0.10
MgO	0.36	0.40	6.66	11.16	9.50
CaO	1.66	1.44	13.18	5.01	7.18
Na ₂ O	3.00	2.30	3.53	4.17	3.78
K ₂ O	5.12	5.77	0.29	0.43	0.75
H ₂ O ⁺	0.74	0.45	3.12	4.60	4.72
H ₂ O ⁻	0.19	0.17	0.06	0.16	0.10
	100.20	100.37	100.33	100.35	100.41

(1) Porfiroide q. 600 ad Ovest di Nava: tipo a chimismo leucogranitico. Analisi: G. ZIRPOLI, 1968.

(2) Porfiroide q. 580 ad Ovest di Nava: tipo a chimismo leucogranitico. Analisi: G. ZIRPOLI, 1968.

(3) Anfibolite porfiroide albitico-epidotica S.S. del Brennero 1 Km a monte di Chiusa (E. CASTEGNARO, 1954): tipo a chimismo compreso tra il gabbrico ed il leucogabbrico.

(4) Anfibolite albitico-cloritica, con relitti di orneblenda bruna di Val di Funes (E. CASTEGNARO, 1954): tipo a chimismo compreso tra il gabbrico ed il gabbrico sodico.

(5) Anfibolite cloritico-epidotica a biotite Val di Funes (E. CASTEGNARO, 1954): tipo a chimismo compreso fra il gabbrico ed il gabbrico sodico.

sastro sono caratterizzati dalla presenza di piccoli occhi quarzoso-feldispatici, che spiccano su una massa di fondo minuta.

Le superfici di scistosità definite dall'isoorientamento dei lepidoblasti micacei di frequente sono discontinue ed hanno generalmente andamento piano; non mancano tuttavia paragneiss albitici nei quali si è evidenziata una tessitura ondulata.

Al microscopio si osservano grossi cristalli di quarzo e di feldispatici i quali, almeno in parte, conservano ancora chiaramente caratteri premetamorfici; questo fenomeno è più evidente nei porfiroidi che nei paragneiss. I due tipi litologici, oltre che per questo carattere, si differenziano per la costante presenza nei primi di fenocristalli relitti di feldispato potassico e per il fatto che la grana della massa di fondo nei porfiroidi è diminuita.

I componenti mineralogici di queste rocce sono: quarzo, albite, feldispato potassico ed in quantità subordinata biotite, muscovite e clorite. Frequentemente si sono osservate intime associazioni fra il feldispato sodico e quello potassico.

Per avanzata sostituzione di feldispato potassico da parte dell'albite questa ha assunto un aspetto a scacchiera.

Su porfiroidi l.s. sono state effettuate delle analisi chimiche i cui risultati sono riportati nella tabella I.

sa — *Anfiboliti epidotiche, anfiboliti epidotiche a biotite, gneiss anfibolici.*

Rocce di questo tipo, studiate da E. CASTEGNARO (1954), vengono a giorno a Sud della confluenza del Rio di Funes con l'Isarco e costituiscono un affioramento che si estende per circa un Km² nei pressi dell'abitato di Gudon.

Il tipo litologico fondamentale possiede composizione mineralogica e caratteri strutturali assai uniformi. La grana è media, il colore verde più o meno intenso in stretta dipendenza con la quantità di minerali leucocrati; la scistosità è generalmente piana. Si sono osservati tuttavia, particolarmente nei settori centrali dell'affioramento, litotipi poco scistososi, granulari, talora a struttura massiccia.

L'associazione mineralogica riscontrata è la seguente: anfibolo di tipo attinolitico, albite, epidoto, clorite.

Il feldispatico sodico è rappresentato da un termine albitico (An 1-5 %) entro il quale si possono talora osservare chiazze irregolari a maggior contenuto in An.

La composizione chimica delle anfiboliti è riportata nella tabella I.

c — *Calcari saccaroidi.*

Salendo da Chiusa 50 m prima dell'abitato di Gudon, si rinviene, associato alle anfiboliti, un sottile lembo di calcare bianco cristallino a grana media.

La potenza di questo livello carbonatico è di circa 10-15 cm e l'affioramento è visibile per non più di un paio di metri.

B) FORMAZIONI SEDIMENTARIE SOTTOSTANTI ALLE VULCANITI ATESENE (R. Dal Cin).

Vcg — CONGLOMERATO DI PONTE GARDENA. PERMIANO INF. (e CARBONIFERO SUP?). *Conglomerato mal selezionato, ad elementi poco elaborati prevalentemente di filladi e quarziti e subordinatamente di quarzo; in masse caotiche o grossolanamente stratificato, di colore grigio o grigio verde. (Conglomerato basale, Verrucano alpino Auct.).*

Affiora con discontinuità in lenti di spessore assai variabile (potenza massima 40 m) lungo il versante sinistro della bassa Val Gardena, nella zona di Ponte Gardena (*Waidbruck*), lungo il versante destro della Val di Funes (*Villnöss T.*), sul Monte Rasciesa, in Val d'Isarco. Giace, talora in discordanza, sul basamento scistoso-cristallino ed è ricoperto in concordanza dalle sovrastanti formazioni effusive e piroclastiche. Può essere grossolanamente stratificato, oppure (specialmente alla base) in masse caotiche senza accenno di stratificazione. Il colore è generalmente grigio o grigio-verde; talvolta, verso la sommità, anche rossastro. La sua grossolanità è variabile e la classazione sempre assai bassa; non sono rari, specialmente in Val Gardena (Pontives) e in Val di Funes (a NE di S. Pietro — *St. Peter*) elementi di 1-2 m mescolati a materiale assai minuto. A volte, soprattutto nella parte superiore, vi possono essere livelli lentiformi di arenarie grossolane di provenienza essenzialmente filladica. I ciottoli, generalmente poco arrotondati e talvolta addirittura spigolosi, derivano dal basamento cristallino e sono formati soprattutto da filladi e da quarziti, e subordinatamente da quarzo; possono tuttavia essere presenti, quasi esclusivamente nella parte superiore, anche elementi di porfirite e di porfido. Questi ultimi raggiungono l'assoluta pre-

valenza nei livelli conglomeratici intercalati entro le vulcaniti permiane. La composizione litologica della parte basale e media di alcuni affioramenti di Conglomerato di Ponte Gardena è risultata la seguente (i dati si riferiscono alla percentuale in volume dei ciottoli con lunghezza da 1 cm in su): Pontives di Val Gardena (scisti cristallini = 83 %; quarzo = 17 %); Ponte Gardena (scisti cristallini = 81 %; quarzo = 19 %); alta Val di Funes (scisti cristallini = 83 %; quarzo = 12 %; porfirite e porfidi = 5 %). In queste stesse località i ciottoli da 1 cm in su rappresentano rispettivamente il 61 %, il 71 % e il 65 % del volume complessivo dei conglomerati.

Nel complesso, dunque, i conglomerati in questione presentano un grado di maturità, sia tessiturale che di composizione, assai basso. Essi, infatti, rappresentano depositi di corsi d'acqua a carattere torrentizio. In qualche caso il trasporto ed il deposito sono avvenuti in massa, alla rinfusa, in seguito ad improvvise e violente pulsazioni della corrente, lungo incisioni negli scisti cristallini, come si può notare ad esempio a Pontives (Val Gardena) (DAL CIN, 1966). Il conglomerato di Ponte Gardena deriva quindi dall'erosione meteorico-torrentizia del sottostante basamento cristallino ed in parte dei primi prodotti dell'attività vulcanica permiana. Esso rappresenta dunque i primi sedimenti continentali formati in seguito alla distruzione dei rilievi innalzati dall'orogenesi ercinica.

C) VULCANITI ATESENE (Porfidi e porfiriti della «piattaforma porfirica») (M. Nardin e M. Sacerdoti).

α — *Lave andesitiche e trachandesitiche in colate poco potenti di colore verde marcio o marrone; intercalazioni talora prevalenti di piroclastiti scure, spesso conglomeratiche, andesitiche e riodacitiche. (Melafiro di Castelforte pp. Trotsburg - Porphyrauct.).*

Sul versante destro della Val di Funes (*Vilnhösstall*) e nella zona di Ponte Gardena (*Waidbruck*) sopra il Conglomerato di Ponte Gardena o, dove questo manca, sopra le metamorfiti, affiora una serie di piccole colate laviche intercalate da banchi di tufi spesso conglomeratici. La potenza di queste formazioni piroclastiche è assai varia e spesso prevalgono nettamente sulle colate laviche. Il colore prevalente è il verde scuro per le colate laviche e il grigio-verde o rossiccio per le vulcanoclastiti. Le lave sono andesitiche o dacitiche, mentre le formazioni clastiche sono andesitiche, quarzolatitiche o riodacitiche; i tipi clastici più acidi sono forse in relazione con fenomeni di tipo ignimbrítico.

La potenza massima di questo complesso è di 270 m circa nella zona di Ponte Gardena, mentre va rapidamente diminuendo nelle zone limitrofe.

c^w — *Conglomerati ed arenarie ad elementi vulcanici alla base o intercalati alle ignimbriti riodacitiche $\rho\Delta^w$.*

Al di sopra del complesso lavico e piroclastico α , e alla base delle coltri ignimbrítiche riodacitiche affioranti a Sud di Ponte Gardena lungo il fiume Isarco (*Eisack*), affiora un livello di aspetto conglomeratico con vaghi accenni di stratificazione, di limitata estensione e potenza (attorno ai 20 metri), di colore rossastro. È costituito da ciottoli abbastanza arrotondati di preva-

lenti rocce riodacitiche e subordinate rocce andesitiche e filladiche, cementate da matrice riodacitica. Questo livello è riferibile alla parte frontale o basale di una coltre ignimbrítica.

$\rho\Delta^w$ — *Ignimbriti riodacitiche o quarzolatitiche rossastre o grigio-verdastre, in banchi a vario grado di compattezza in ampi, potenti e ripetuti espandimenti.*

Il complesso è costituito da più unità ignimbrítiche, con caratteristiche abbastanza uniformi, di varia potenza ed estensione, affioranti soprattutto sui fianchi delle valli dell'Isarco e di Tires (*Tiersertal*) e nella zona di Cima Bocche. Sono rocce generalmente ben compatte, con fessurazioni irregolari; dove lo spessore è limitato sono generalmente poco saldate e talora di aspetto breccioso. Il colore è bruno-rossastro o verdastro. Sono chiaramente porfiriche con fenocristalli di plagioclasio, quarzo e biotite e abbondante massa di fondo microcristallina. La composizione è riodacitica o quarzolatitica. La potenza media è valutabile sui 500 metri nell'area della Valle dell'Isarco, e di 700 m nell'area di Cima Bocche.

Δ_1 — *Lave dacitiche verdastre o grige in ammassi e colate che tagliano o si intercalano alle ignimbriti riodacitiche $\rho\Delta^w$ (Valle Isarco). Localmente diffuse mineralizzazioni a pirite.*

Costituiscono un ammasso affiorante lungo la Valle Isarco presso Campodazzo e nel Rio Sciliar. Sono rocce di colore scuro, spesso giallastro per alterazione, abbastanza compatte e irregolarmente fratturate. Hanno struttura porfirica con scarsi fenocristalli di plagioclasio e pirosseno profondamente alterato; la massa di fondo microlitica è nettamente prevalente.

I limiti con le ignimbriti riodacitiche sottostanti sono generalmente verticali, mentre risultano suborizzontali i limiti con le ignimbriti riodacitiche sovrastanti. Nell'ammasso sono diffuse deboli impregnazioni di pirite.

ac — *Arenarie e conglomerati ad elementi vulcanici e tufi di colore rossastro o grigio chiaro, intercalati tra $\rho\Delta^w$ e ρ^w (Castelrotto-Siusi, Kastelrutb-Seis) e incluse in ρ^w (Ortisei).*

Tra le ignimbriti riodacitiche e quelle riolitiche affiorano ad Ovest di Tisana e di Castelrotto coltri tufacce di colore verde o grigio scuro inclu-

denti grossi blocchi e ciottoli angolosi. Verso l'alto passano ad arenarie tufacee di colore grigio.

Ad Ovest di Siusi vi sono, all'incirca nella stessa posizione stratigrafica, banchi di arenarie e siltiti rossastre originate dall'erosione delle formazioni ignimbratiche riodacitiche.

A nord di Ortisei (*St. Ulrich*), intercalato alle unità ignimbratiche riolitiche, affiora un deposito tufaceo che superiormente passa ad arenarie vulcaniche; i colori prevalenti sono il verde e il rosso.

La potenza di queste formazioni, dove presenti, è di 80-150 m.

Δ_2 — *Lave dacitiche grigio-verdi o violacee in ammassi e colate poco potenti di limitata estensione, con scarse intercalazioni di tufi, poggianti su $\rho\Delta^w$ (Passo S. Pellegrino).*

Si tratta di un piccolo ammasso affiorante sul fianco Nord della Valle di S. Pellegrino e nella zona del rifugio Rezila presso Moena. Esso poggia sulle ignimbriti riodacitiche ed è ricoperto o dalle ignimbriti riolitiche o direttamente dalle arenarie di Val Gardena. Nella zona di Val Detomas subito a nord del Passo S. Pellegrino, una lingua di dacite interpretabile come una colata lavica si interpone tra due unità di ignimbriti riolitiche.

La dacite è costituita essenzialmente da fenocristalli di plagioclasio profondamente albitizzato e di clorite di trasformazione dell'originario minerale femico, e da una massa di fondo olocristallina microlitica costituita essenzialmente da plagioclasio, clorite e quarzo.

Le daciti dell'area occidentale di affioramento, come del resto anche le ignimbriti riodacitiche o riolitiche affioranti nella zona, sono state metamorfosate più o meno intensamente dall'ammasso intrusivo dei Monzoni.

ρ^w — *Ignimbriti riolitiche o quarzolatitiche grige o rossastre in ampi e ripetuti espandimenti; compatte, a fessurazione subverticale e suborizzontale. (Porfidi di Castelrotto, porfidi di Rasciesa, pp. Auct.). Livelli vitrofirici nerastri alla base di alcuni espandimenti (Tisana-Tagus).*

Formano grandi espandimenti di rocce molto compatte a fitte fessurazioni subverticali, di colore da grigio a rossastro. Talora possono essere poco compatte con aspetto tufaceo (Montalto di Nova e Siusi, *Talbüchl-Seis*).

Sono chiaramente porfiriche e costituite da fenocristalli di quarzo, fel-

dispatto potassico, plagioclasio, e biotite con abbondante massa di fondo microcristallina. La formazione è molto omogenea anche se si possono riconoscere più unità ignimbratiche sovrapposte.

Alla base di alcune unità ignimbratiche riolitiche sono presenti livelli vitrofirici di colore nerastro dovuto alla presenza di vetro nella massa di fondo (Tagusa, Tisana, Val di Tires (*Tiersertal*)). La potenza di questa formazione si aggira mediamente sui 500-700 m.

ρ' — *Lave africane riolitiche di colore nocciola chiaro intercalate tra $\rho\Delta^w$ e ρ^w (Campodazzo).*

ρ — *Lave riolitiche ad evidenti cristalli di feldspato potassico entro ρ^w (Ponte Nova-Birchabruck).*

Nei pressi di Campodazzo sul fianco sinistro della Valle dell'Isarco vi è un piccolo affioramento di una roccia a grana finissima senza fenocristalli, con netta struttura fluidale. Presenta netta fessurazione in colonne suborizzontali. È intercalata tra le ignimbriti riodacitiche $\rho\Delta^w$ e le ignimbriti riolitiche ρ^w .

La roccia in questione ha massa di fondo olocristallina a grana variabile da finissima a fine, talvolta sferulitica, costituita essenzialmente da quarzo, feldspato e sericite. Assai rari sono i fenocristalli di quarzo, feldspato potassico e plagioclasio. Venette di quarzo e impregnazioni di pirite indicano un apporto idrotermale.

Una roccia analoga a quella qui descritta affiora, fuori del foglio Marmolada, ad est di Bolzano sul fianco sinistro della Valle dell'Isarco all'inizio della strada per Collepietra.

Sulla strada statale della Val d'Ega fra Ponte Nova (*Birchabruck*) e Nova Levante (*Welschnofen*) affiora, intercalata e concordante con le ignimbriti riolitiche, una riolite costituita da fenocristalli piuttosto sviluppati (circa 0,5 cm) di quarzo e feldspato potassico, da fenocristalli più piccoli di plagioclasio e biotite, e da una massa di fondo olocristallina granofirica quarzoso-feldspatica. I cristalli di feldspato potassico possono raggiungere i due centimetri. Questa riolite è di colore rosso, molto compatta e costituisce un affioramento lentiforme non molto esteso e di potenza massima sui 30 m. Sembra trattarsi di un ammasso di genesi subvulcanica.

D) FORMAZIONI SEDIMENTARIE PERMIANE SOPRASTANTI ALLE VULCANITI ATESENE

PE² — ARENARIE DI VAL GARDENA. (PERMIANO MEDIO). *Arenarie feldspatico-quarzose di color rosso, giallo o grigio con frequenti livelli siltosi e con intercalazioni argillitiche, conglomeratiche (alla base), marnose e carbonatiche (alla sommità). In Val Gardena spore e resti di coniferali* (A. Bosellini e R. Dal Cin).

Le Arenarie di Val Gardena vengono per lo più attribuite alla parte mediana del Permiano. Esse affiorano lungo il bordo settentrionale, occidentale e meridionale del Foglio, soprattutto nelle valli di Gardena (*Grödnertal*) e Funes (*Villnöss*), a Castelrotto (*Kastelruth*), in Val di Tires (*Tierser T.*), in Val d'Ega, a W del passo di Lavazé, nella zona di Moena e nella Valle di S. Pellegrino. Giacciono in concordanza sulle vulcaniti del piastrone porfirico atesino o eccezionalmente (Val di Funes) sul basamento scistoso-cristallino; la loro potenza è compresa, in media, fra 150 e 200 m. Le Arenarie di Val Gardena sono costituite in prevalenza da arenarie feldspatiche poco selezionate, di colore rosso o giallo e meno frequentemente grigio o grigio-verde. La loro grossolanità nel complesso diminuisce andando dal basso verso l'alto. Frequenti sono le intercalazioni di siltiti che possono raggiungere addirittura la prevalenza nelle parti più alte. Livelli conglomeratici (alla base) e argillitici non sono rari. In alcune zone, come nei pressi di Moena e in Val di Tires, si possono rinvenire nelle parti più alte della serie anche intercalazioni carbonatiche e marnose.

La stratificazione è generalmente abbastanza evidente e piana. Non mancano tuttavia, specialmente nelle parti intermedie, esempi di stratificazioni incrociate e di canali di erosione.

I fossili sono generalmente assai rari; tuttavia proprio in Val Gardena

(Cuecenes) è stato rinvenuto uno dei pochi giacimenti fossiliferi di questa formazione. I fossili sono rappresentati soprattutto da spore (*Lueckisporites*, *Gigantosporites*, *Nuskoisporites*) e da coniferali (*Lebachia*, *Ortiseia*, *Cordaicarpus*) (FLORIN, 1964; CHARRIER, 1964; LEONARDI, 1967 b).

Le Arenarie di Val Gardena sono depositi continentali e provengono dall'erosione delle vulcaniti e del basamento scistoso-cristallino sottostanti. Tuttavia la presenza di intercalazioni carbonatiche e marnose indica che ambienti di transizione (lagunari-salmastri) e forse anche marini si alternavano di quando in quando all'ambiente continentale. La successione stratigrafica che si chiude verso l'alto con litotipi via via più fini e le strutture sedimentarie associate sono tuttavia tipiche delle sequenze fluviali. Ciò è stato confermato anche da ricerche morfoscopiche (DAL CIN, 1965) e granulometriche (BOSELLINI e DAL CIN, 1968). Le Arenarie di Val Gardena derivano quindi dallo smantellamento e dallo spianamento finali, in condizioni subaeree, dei rilievi ercinici. I prodotti di questo smantellamento venivano trasportati e depositati da corsi d'acqua entro larghe depressioni.

PE³ — FORMAZIONE A BELLEROPHON (PERMIANO SUPERIORE) — *Inferiormente dolomie e calcari cariati, gessi, argille scure. Superiormente, nel settore sudoccidentale continuano le facies evaporitiche, con dolomie e gessi (« facies fiammazza ») mentre nel settore centrale e meridionale prevalgono i calcari micritici ad alghe e foraminiferi (« facies badiota »). Potenza 50-250 metri.* (D. Rossi).

È una formazione di potenza molto variabile, da 50 metri (a SW) a 250 metri (a NE), costituita in prevalenza da calcari e dolomie cariati, calcari marnosi micritici, argille, gessi. La parte inferiore è essenzialmente evaporitica, in tutta l'area corrispondente al foglio, con dolomie cariate, gessi, argille. Nella parte superiore invece sono state individuate (B. ACCORDI, 1959 b) due aree a caratteristiche ambientali diverse, con la deposizione di due distinte facies, una sudoccidentale (« facies fiammazza ») ed una nordorientale (« facies badiota »).

La facies fiammazza ha potenza assai ridotta ed è quasi totalmente rappresentata da depositi evaporitici, che continuano quelli presenti nella parte inferiore, con dolomie polverulente cariate, ad intercalazioni gessose e argillose.

La facies badiota è assai più potente ed è prevalentemente costituita da calcari marnosi micritici ricchi di alghe e foraminiferi.

Nel F. M. Marmolada è rappresentata soprattutto la facies badiota (Val di Fassa, Val Gardena (*Grödneral*), Val Badia (*Gadertal*), Val di Cordevole); la facies fiammazza è presente solo a Sud dell'allineamento Tires (*Tiers*)-Passo di Costalunga (*Karer Pass*), all'estremità sudoccidentale del Foglio.

Nella facies badiota tra le alghe sono presenti: *Dasycladaceae* (ad es. *Mizzia velebitana* SCHUB.), *Gymnocodiaceae* (in prevalenza *G. bellerophontis* (ROTH.), *Solenoporaceae* (frequente *S. centurionis* PIA). I foraminiferi sono rappresentati dai seguenti generi: *Geinitzina*, *Nodosaria*, *Globivalvulina*, *Hemigordius*, *Agathammina*, *Pachyphloia*. La macrofauna è presente solo in limitate aree: si trovano brachiopodi (ad es. i generi *Comelicana* ed *Athyris*) e gasteropodi, tra i quali prevalgono i Bellerofontidi.

La parte inferiore della Formazione a *Bellerophon* denota un esteso regime a sedimentazione evaporitica, sostituito nella parte superiore, limitatamente al settore centrale e nordorientale del Foglio, da un ambiente decisamente marino, di tipo neritico, probabilmente determinato dall'accentuarsi della subsidenza in tale area.

E) FORMAZIONI SEDIMENTARIE DEL TRIAS INFERIORE E MEDIO

T¹ — FORMAZIONE DI WERFEN (Werfeniano) — *Calcari marnoso-siltosi grigi a Natiria costata* MUNST. (*Membro di Val Badia*), *siltiti e arenarie fini, rosse* (*Membro di Campill*), *calcari marnosi e siltiti con livelli di breccie intraformazionali e calcari oolitici a gasteropodi (Oolite a gasteropodi), calcari marnosi e marne, grigi, a Claraia clarai* EMM. (*Membro di Siusi*), *ritmiti dolomitiche, talora gessose (Orizzonte di Andraz), calcari marnosi micritici ad ostracodi, grigio scuri (Membro di Mazzin)*. *Alla base un livello prevalentemente oolitico (Orizzonte di Tesero)*. *Potenza 200-300 metri.* (D. Rossi).

Rappresenta il Trias inferiore. La serie tipica, dal basso verso l'alto, è costituita dai seguenti membri ed orizzonti-guida.

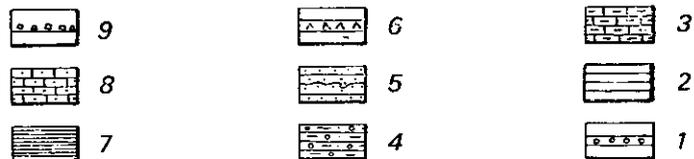
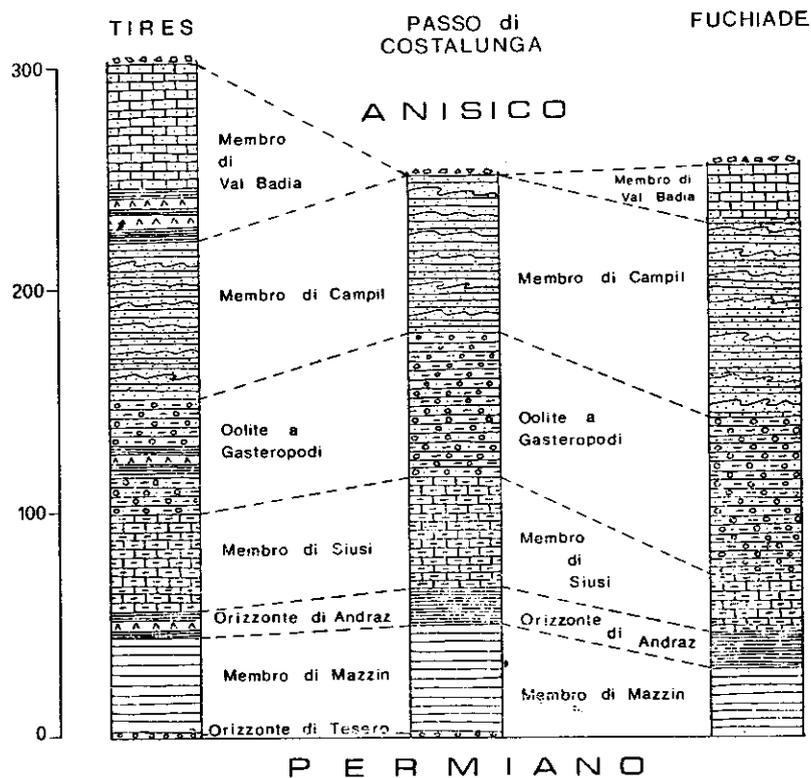
1) Orizzonte di Tesero: banchi calcarei, prevalentemente oolitici, alternati a calcari intraclastici, a calcari a *lumps* e a sottili livelli micritici. Potenza da 8 metri a pochi cm.

2) Membro di Mazzin: calcari argillosi micritici, grigio-scuri, ad Ostracodi, ben stratificati, talora nodulosi, con livelli a *Lingula tenuissima* BRONN. nella parte superiore. Potenza da 70 a 35 metri.

3) Orizzonte di Andraz: dolomie e dolomie siltose rosse e gialle, in lamine millimetriche e centimetriche (ritmite dolomitica), con frequenti livelli gessosi. Potenza da 12 a 6 metri.

4) Membro di Siusi: calcari e calcari marnosi micritici, grigio-verdastri, spesso siltosi, in straterelli regolari, con abbondantissime *Claraia clarai* EMM., associate a *Homomya*, *Myophoria*, ecc. Frequenti *scours and fills* e *ripple-marks*. Potenza da 60 a 30 metri.

COLONNE STRATIGRAFICHE della FORMAZIONE DI WERFEN



1 = Calcari oolitici; 2 = Calcari argillosi e marne; 3 = Calcari marnosi; 4 = Calcari marnosi oolitici; 5 = Siltiti ed arenarie; 6 = Gessi; 7 = Argille; 8 = Calcari siltosi; 9 = Conglomerati.

5) Oolite a gasteropodi: è costituita in prevalenza da calcari micritici e siltosi, grigi e rosati, talora rossi, ben stratificati, con intercalazioni rossastre ad ooliti e piccoli gasteropodi, con livelli di breccie intraformazionali (Conglomerato di Koken). I fossili non sono molto frequenti. Potenza da 60 a 25 metri.

6) Membro di Campil: siltiti ed arenarie fini, quarzoso-micacee, rosse, ben stratificate. I fossili sono scarsi. Abbondanti le strutture sedimentarie (*ripple-marks, slumping, load-casts, mud-craks*, ecc.). Potenza da 100 a 80 metri.

7) Membro di Val Badia: siltiti micacee grige in lastre sottili e calcari micritici grigi in banchi di 20-50 cm. Sono intercalati anche banchi oolitici. I fossili sono abbondanti, soprattutto *Natiria costata* MUNST., *Turbo rectocostatus* HAUER, *Tirolites cassianus* QUENST., cui si aggiungono *Eumorphotis*, *Pecten*, *Myophoria*, *Gervilleia*, ecc. Frequenti gli *scours and fills*. La potenza media si aggira attorno ai 50 metri.

Lo spessore complessivo della Formazione di Werfen è di 200-300 metri.

In generale l'ambiente deposizionale della formazione si evolve da una piattaforma di tipo carbonatico alla base, talora con impedita circolazione ed instaurazione di ambienti evaporitici (orizzonte di Andraz) ad una piattaforma con fondali bassi ed estesi, a tratti debolmente emergenti dal pelo dell'acqua, con marcato carattere terrigeno degli apporti (Membro di Campil). Verso la fine ritorna preponderante la sedimentazione carbonatica fine, forse legata ad un approfondimento.

Al margine occidentale del Foglio vi sono altri episodi evaporitici, oltre a quello rappresentato dall'Orizzonte di Andraz, che si intercalano fino al tetto del Membro di Campil. Al margine sud-occidentale la parte sommitale della serie werfeniana è spesso costituita da un bancone oolitico, potente fino a 10 metri, più o meno dolomitizzato.

In Val Badia, verso la fine del Trias inferiore l'area dolomitica fu soggetta ad una evidente fase orogenetica, che ha causato la emersione di una ampia zona (Dorsale badioto-gardenese: A. BOSELLINI, 1964 a). Tale emersione ha provocato lo smantellamento parziale, e in alcuni punti totale, della serie werfeniana.

T^{2'} — ANISICO INFERIORE — *Banchi conglomeratici a ciottoli della serie werfeniana sottostante (« Conglomerato di Richthofen »); siltiti ed arenarie rosse mal stratificate; calcari marnosi grigi a frustoli carboniosi e a Dadocrinus gracilis BUCH. Potenza da 10 a 100 metri. (D. Rossi).*

Alla base dell'Anisico vi è frequentemente un bancone conglomeratico (puddinga o breccia) formato soprattutto di ciottoli provenienti dalla sottostante Formazione di Werfen; più raramente sono presenti ciottoli derivati dalla Formazione a *Bellerophon*. La matrice è data da materiale siltoso-argilloso rossastro.

Lo spessore del livello conglomeratico varia di regola da qualche metro a 0 metri; tuttavia in Val Badia (*Gadertal*) tra Pederoa e Campei, vi sono più banchi conglomeratici, alternati a siltiti rosse, ed il complesso in cui si intercalano raggiunge la potenza di 100 metri.

Nell'Alta Val Gardena (*Grödnertal*) il conglomerato riempie sacche di erosione che penetrano profondamente nella Formazione di Werfen (A. BOSELLINI, 1964 b).

Al Conglomerato di Richthofen si sovrappone comunemente una debole serie (non oltre una diecina di metri di potenza) di arenarie e siltiti rosse, mal stratificate e prive di fossili, alle quali seguono marne e calcari marnosi o siltosi grigio-verdastri, con frequenti frustoli carboniosi e con *Dadocrinus gracilis* BUCH, per una potenza raramente superiore ai 20 metri.

Questa serie, dal Conglomerato di Richthofen al livello grigio-verdastro, è comunemente sottoposta alla Dolomia del Serla, ed è quindi riferita all'Anisico inferiore.

L'ambiente di sedimentazione del Conglomerato di Richthofen varia da quello di spiaggia a quello fluviale-torrentizio (R. DAL CIN, 1967): è attribuibile ad una fase di smantellamento dovuta ad emersione, che ha colpito ampie aree delle Dolomiti; in alcuni casi tale smantellamento ha inciso profondamente la serie werfeniana fino a portare a giorno la serie corrispondente alla Formazione a *Bellerophon* (« Dorsale badioto-gardenese »): A. BOSELLINI, 1964 a): ciò spiega la presenza di ciottoli provenienti da tale formazione.

La « Dorsale badioto-gardenese » è particolarmente accentuata al mar-

gine orientale, il quale sembra corrispondere ad una linea di dislocazione vera e propria, con notevole rigetto. Il forte spessore del Conglomerato di Richthofen tra Pederoa e Campei, ad Est di tale faglia, sembra essere appunto in relazione col gradino morfologico da questa determinato.

L'ambiente di sedimentazione della serie che sovrasta il conglomerato è riferibile ad un mare assai basso, forse con caratteristiche lagunari.

T_s^{2''} — FORMAZIONE DI ZOLDO — (ANISICO MEDIO-SUPERIORE) *Calcari bituminosi e calcari a crinoidi, a stratificazione netta. Siltiti calcaree e siltiti, spesso laminari, nere bituminose. Potenza generalmente non superiore a una cinquantina di metri.*

Nella parte settentrionale del foglio, a Nord di Badia (*Abtei*), in particolare nelle fitte serie di affioramenti anisici tra la Val Badia (*Gadertal*) e la Val di Campill, la Dolomia del Serla è spesso sostituita da una serie ben stratificata, calcarea, a volte siltosa, scura, bituminosa: essa ha caratteri litologici simili a quelli della formazione prevalentemente calcarea che sostituisce la Dolomia del Serla nello Zoldano (Formazione di Zoldo) alla quale perciò è stata riferita.

I tipi litologici prevalenti sono i calcari prevalentemente detritici, scuri, bituminosi, spesso con frammenti di crinoidi, in strati o banchi con superfici di stratificazione sempre nette; subordinatamente sono pure presenti calcari micritici, siltiti calcaree e siltiti nere bituminose, fittamente stratificate, spesso laminari, con lamine assai nette e regolari.

La potenza qui non supera di regola la cinquantina di metri, mentre nello Zoldano può raggiungere valori notevolmente più elevati.

L'ambiente è riferibile in generale allo stesso che caratterizza la Dolomia del Serla, ma con più limitati scambi col mare aperto.

T_s^{2''} - T_c^{2''} — DOLOMIA DEL SERLA (T_s^{2''}) e CALCARE DI CON-
TRIN (T_c^{2''}) (ANISICO MEDIO SUPERIORE) — *Dolomie massicce, granulari, chiare, e calcari stratificati, detritico-organogeni, grigi, a Diplopora annulatis-
sima PIA. Potenza 0-200 metri. (D. Rossi).*

La Dolomia del Serla costituisce un bancone dolomitico potente da 0 a 200 metri con spessore medio attorno ai 100 metri. Tale bancone è for-

mato da dolomia microgranulare o granulare, bianca, porosa; si presenta massiccio oppure a stratificazione grossolana, discontinua ed irregolare, talora con inclinazione originaria. La dolomitizzazione, di tipo diagenetico tardivo, ha cancellato quasi completamente le strutture originarie della roccia; solo raramente sono ancora riconoscibili resti di alghe calcaree, tra cui la *Diplopora annulatissima* PIA, *Diplopora triasina* SCHAUR., *Physoporella pauciforata* GUÉMBEL.

Nel gruppo della Marmolada e nella Val del Cordevole il bancone dolomitico del Serla viene totalmente o parzialmente sostituito da una formazione calcarea nota col nome di Calcarea di Contrin. Il Calcarea di Contrin mostra le strutture originarie ancora ben evidenti e presenta una notevole uniformità in senso verticale ed orizzontale. È formato in gran prevalenza da limo calcareo ben consolidato, cosperso di innumerevoli frammenti di alghe calcaree; le superfici di stratificazione sono meno rare e talora è presente una laminazione dell'ordine del millimetro (D. ROSSI, 1962).

I rapporti fra la Dolomia del Serla ed il Calcarea di Contrin e le loro caratteristiche indicano che le due facies non dovevano esser molto dissimili, in origine. Si può concludere che sia la Dolomia del Serla che il Calcarea di Contrin costituivano un originario deposito uniforme di tipo biostromale, a frammenti di alghe calcaree avvolti da limo calcareo.

T³ — FORMAZIONE DI LIVINALLONGO (BUCHENSTEIN)
(LADINICO INFERIORE) — *Calcari nodulari, ritmiti siliceo-calcaree, calcari bituminosi, calcari detritici, tufiti (« Pietra verde »), a Daonella taramellii* MOJS. e *Arpadites arpadis* MOJS. *Potenza da 0 a 150 metri.* (D. ROSSI).

Costituisce un complesso di strati relativamente unitario, intercalato fra le formazioni appartenenti essenzialmente all'Anisico medio-superiore e la Dolomia dello Sciliar o la Formazione di Wengen (La Valle).

Per la variabilità delle facies, per la scarsità di fossili rappresentativi, per un effettivo contrarsi ed estendersi del periodo di tempo rappresentato dalla formazione in discorso, si prescinde da una definizione di età più precisa di quella indirettamente ricavata per mezzo delle formazioni al letto o al tetto. La potenza è variabile da 0 ad un massimo di 300 metri circa.

Le facies più diffuse e rappresentative si possono riunire in quattro gruppi principali (D. ROSSI, 1964 a).

Il primo gruppo è dato da una serie di spessore variabile, non sempre presente e di regola non superiore ai 30 metri, di ritmiti silicee e siliceo-calcarea, che prevale nella parte inferiore.

Sono costituite da strati suddivisi in lamine assai regolari, millimetriche, silicee, alternati a strati siliceo-calcarei a radiolari ed a lamellibranchi con guscio sottile (pelagici?), con frequenti frammentini di quarzo e feldispati.

Il secondo gruppo è costituito dai calcari nodulari, che rappresentano la facies più diffusa e potente; si trovano soprattutto nella parte mediana e possono raggiungere uno spessore di 100 metri. Sono ritmiti calcareo-silicee, con intercalazioni, lenti o noduli di calcari micritici; i radiolari sono meno frequenti, abbondanti invece i lamellibranchi a guscio sottile. Pure presente la frazione siltosa. Le nodulosità sembrano essere state determinate, almeno in parte, da processi di soluzione.

Il terzo gruppo è dato dalla « Pietra verde », serie tufacea di potenza assai variabile. È presente di solito nella parte mediana.

Del quarto gruppo possono essere considerati i calcari laminari, meglio definibili come ritmiti calcaree, litologicamente simili ai calcari nodulari, salvo l'assenza delle nodulosità e della silice. Sono frequenti nella parte alta, con potenza generalmente non superiore ai 50 metri.

Spesso alla base delle formazioni carbonatiche ladino-carniche la Formazione di Livinallongo è assente: in questi casi può essere sostituita dalla Dolomia del Serla, che termina in un tempo posteriore ed assume una maggiore potenza, oppure dalla formazione ladino-carnica stessa, che inizia in anticipo. Alle falde occidentali del Gruppo del Latemar è visibile un contatto eteropico tra la Formazione di Livinallongo ed il Calcarea della Marmolada (D. ROSSI, 1967).

I macrofossili sono scarsi o poco rappresentativi. Localmente possono assumere importanza i lamellibranchi col genere *Daonella* (*D. taramellii* MOJS., *D. badiotica* MOJS., ecc.) ed i cefalopodi (*Protrachyceras curionii* MOJS., *P. reitzi* БОЕЦКН, *Arpadites arpadis* MOJS., *Proarcestes trompianus* MOJS., ecc.).

La Formazione di Livinallongo si è deposta in bacini racchiusi tra for-

mazioni carbonatiche di mare sottile; la profondità di tali bacini variava da un minimo, in prossimità delle formazioni carbonatiche, dove potevano ancora prosperare organismi del tipo delle Diplopore, ad un massimo avvicinandosi al centro dei bacini stessi. Tuttavia il dislivello non doveva essere molto forte, dal momento che i calcari nodulari ed i calcari lastriformi non presentano variazioni litologiche apprezzabili, dai punti più prossimi alle formazioni carbonatiche, ai punti più lontani. La presenza della « Pietra verde » e delle intercalazioni silicee indica un ambiente largamente influenzato dalla presenza di un'attività vulcanica, forse appartenente ad una fase tardo-orogena del ciclo ercinico (L. BACCILLE e M. SACERDOTI, 1965).

T³ — FORMAZIONE DI WENGEN (LA VALLE) (LADINICO SUPERIORE) — *Arenarie e brecciole poligeniche di color bruno scuro, marne nerastre, argilliti, calcareniti brune o nocciola, tufi e tufti nerastri, arenarie e conglomerati vulcanici, in alternanze di aspetto fliscioide a Daonella lommeli* WISSM. Potenza molto variabile da 0 a 200 m circa. (E. Somnavilla).

I sedimenti di facies normale costituiscono, nell'area rappresentata nel foglio, una parte relativamente piccola della serie ladinica superiore e carnica inferiore, essendo prevalenti le facies eteropiche di scogliera e vulcaniche. Essi hanno in molti punti aspetto fliscioide per la fitta alternanza dei livelli che lo costituiscono: da qui il nome di « pseudo-flysch ladino-carnico » dato frequentemente a questa formazione.

Nella parte ladinica (Formazione di Wengen) prevalgono i livelli arenacei e i livelli marnoso-argillosi.

I primi si trovano in banchi di spessore variabile da pochi centimetri a un metro circa, spesso granoclassati. Si tratta di arenarie a matrice argillosa, poligeniche, con prevalenza, più o meno accentuata a seconda della vicinanza dei centri eruttivi, dei granuli di natura vulcanica (plagioclasti, augite, magnetite, zeoliti e frammenti di vetro proveniente dalle lave ialoclastiche o a cuscini).

I livelli marnosi hanno generalmente spessore variabile tra i 5 e i 25 centimetri, sono spesso laminati e interessati da fenomeni di *slumping* e di piegamento sinogenico.

Le argille costituiscono di solito intercalazioni di pochi centimetri di spessore, sono spesso fogliettate e poco consolidate.

Le calcareniti, scarse di solito alla base, si fanno un po' più frequenti verso la parte superiore. Sono ricche di bioclasti e formano strati di spessore prevalente sui 10-20 cm.

I tufi e le tufti prevalgono di solito nella parte inferiore della formazione e costituiscono generalmente livelli di 10-20 cm.

Localmente sono presenti anche lenti di conglomerato a ciottoli più o meno arrotondati e con matrice arenacea. Alcuni si possono considerare di tipo vulcanico (vedi pag. 36). Gli altri sono dovuti in massima parte a frammenti di margine di scogliera. In questi ultimi, e talvolta anche nei livelli arenacei, si trovano facilmente blocchi di « Calcarea di Cipit », ricchi di fossili costruttori (coralli, crinoidi, spugne ecc.), soprattutto in vicinanza di scogliere come all'Alpe di Siusi e nella zona del Passo Sella.

I fossili più frequenti sono i cefalopodi (*Trachiceras archelaus* LAUBE e *T. ladinum* MOJS.) e i lamellibranchi (*Daonella lommeli* WISSM. e *Posidonia wengensis* WISSM.). Si rinvencono spesso inoltre resti di piante (molti frustoli carboniosi e qualche fronda): Pteridospermali, tra cui prevale il genere *Cladophlebis*, Bennettitali e Coniferali, tra cui la *Volzgia zoldana* LEON.. Resti vegetali e qualche mollusco risultano talvolta piritizzati. Si ritrovano pure cristalli di pirite in geodi e noduli di ematite o di limonite. Alcuni strati sono impregnati sensibilmente di sostanze bituminose o oleose.

Gli affioramenti principali sono localizzati all'Alpe di Siusi, alla base meridionale del Sasso Levante o *Großmannspitze*, (Gruppo del Sassolungo), tra il Passo Sella, il Pordoi e Canazei, e al Pralongià in Val Badia.

Lo spessore indicato è molto approssimativo in quanto è molto incerta la localizzazione del tetto, perché dove questo non è eroso, si ha un passaggio senza variazione sensibile di facies alla Formazione di S. Cassiano.

F) VULCANITI DEL TRIAS MEDIO E SUPERIORE

T_{pb} — BRECCE DI ESPLOSIONE (Prevalentemente LADINICO INFERIORE) *ad elementi in prevalenza calcarei ed a matrice di origine tufacea o tufaceo-sedimentaria (diatremi, dicchi piroclastici, accumuli e banconi irregolari); secondariamente tufi di lapilli, tufi fini e tufiti. Potenza variabile, diametro massimo dei diatremi 1000 m circa.* (E. Somnavilla).

Le piroclastiti affioranti nell'area del foglio sono in prevalenza di tipo breccioso, a blocchi angolosi in maggioranza allotigeni, provenienti prevalentemente dai livelli del Ladinico inferiore (soprattutto dai calcari nodulari) e dell'Anisico superiore. Il volume di questi ultimi può raggiungere parecchi metri cubici. Gli elementi di natura vulcanica sono rappresentati soprattutto da blocchi lavici (mancano, pare, le bombe e le scorie) e sono in proporzioni sensibilmente inferiori.

Rari sono anche i blocchi provenienti da livelli della serie sedimentaria più antichi (Werfeniano, forse Permiano superiore) e più recenti (Ladinico superiore). Il cemento è tufaceo o misto, grigio-verde o nerastro.

La maggior parte di queste brecce è localizzata nell'alta e media Val di Fassa (dintorni di Canazei, Alba e Penia: versante nord-orientale della Greppa; Val di Contrin; base nord-occidentale e occidentale del Gruppo del Buffaure), dove si possono distinguere veri e propri diatremi (Bosco d'Aghe, a nord di Canazei; versante sud-occidentale della Pala di Vernel, in Val Contrin; a sud-ovest di Campestrin) e inoltre pseudo-dicchi originatisi per riempimento dall'alto di fratture con materiale piroclastico, grossi accumuli e banchi talvolta di dimensioni molto grandi. Questi ultimi risultano sovrapposti alla serie werfeniano-anisica, interessata da lacune e dislocazioni di origine vulcanotettonica, o intercalati a livelli della Formazione di Livinallongo (*Buchenstein*).

In base a questi dati si può definire la maggior parte di queste piroclastiti come brecce di perforazione iniziale, corrispondenti alla prima manifestazione vulcanica, di età ladinica inferiore, nella Regione Dolomitica.

Solo molto più raramente le brecce sono databili in epoca posteriore, ladinica media o forse superiore (es. breccia del Doss Cappello, M. Agnello, al bordo sud-occidentale dell'area rappresentata nel Foglio) [P. LEONARDI, 1959].

Nelle zone a nord e ad est della Val di Fassa le brecce di esplosione vengono a mancare e al loro posto troviamo gli « Agglomerati vulcanici » (cfr. pag. 36) e la « Pietra verde ». Quest'ultima, che affiora soprattutto nella parte orientale e che non risulta cartografata a parte, ma inclusa nella Formazione di Livinallongo (*Buchenstein*), è costituita da tufi o tufiti, talvolta rimaneggiati, riolitici o riodacitici, sensibilmente analcimizzati [E. CALLEGARI - G. JOBSTRAIBIZER, 1964].

I tufi di lapilli, i tufi fini e le tufiti non appartenenti alla « Pietra verde » sono piuttosto rari e costituiscono prevalentemente la parte superiore dei banchi di breccia, qualche livello nelle Formazioni di Wengen (La Valle) e di S. Cassiano, e letti intercalati alle lave, alle *pillowbreccias* ed alle ialoclastiti.

T_{ag} — AGGLOMERATI VULCANICI (LADINICO INFERIORE, più raramente LADINICO SUPERIORE) — *Formazione clastica ad elementi in prevalenza calcarei, subangolari o subarrotondati, irregolarmente stratificata, raramente fossilifera (resti di piante), inglobante talvolta lembi di calcari della Formazione di Livinallongo (Buchenstein). a matrice prevalentemente di origine sedimentaria, (subordinatamente tufacea)* (E. Somnavilla).

Questa formazione non si distingue dalle brecce di esplosione descritte sopra per la natura degli elementi, che è eguale, ma solo per la stratificazione meno irregolare, la maggior estensione e continuità degli affioramenti, un certo arrotondamento di tutti o di parte dei ciottoli, il cemento non sempre tufaceo o misto, ma talvolta totalmente carbonatico, e inoltre per la presenza di rari resti di piante [G. MUTSCHLECHNER, 1933] e, in parecchi banchi, di brandelli provenienti dai calcari nodulari del Ladinico inferiore. Questi inclusi, per l'estensione notevole (nonostante l'esiguo spessore) e per la loro

giacitura regolare, non si possono considerare blocchi di esplosione, ma lembi scivolati nella breccia per fenomeni franosi sottomarini.

Per tutte queste caratteristiche riteniamo che l'origine più probabile sia quella da esplosioni accompagnate da rimaneggiamento intenso e ridistribuzione ad opera di violenti maremoti, causati dalle esplosioni stesse e da sismi, e responsabili anche delle frane sottomarine.

Affiorano con discontinuità nell'area nord-orientale del foglio, in particolare nell'alta Val Gardena (Ciampinò, Bustaccio), nella zona di Livinallongo e nella Val Badia.

Si suddividono in due livelli: il primo, molto più diffuso, di età ladinica inferiore, il secondo di età ladinica superiore.

T_{gi} — IALOCLASTITE non collegata con lava a cuscini, lentiforme, stratificata solo verso il tetto (LADINICO E CARNICO INFERIORE). Potenza da 0 a 300 m circa. (E. Somnavilla).

Oltre alla ialoclastite associata alla *pillowbreccia*, esiste, nella area del foglio, anche un tipo di ialoclastite che non appare derivata da croste di cuscini, ma piuttosto direttamente da vetrificazione e microbrecciatura di lava sottomarina. L'unico esempio cartografato nel foglio corrisponde ad una gigantesca lente (5 Km di diametro massimo, oltre 300 m di spessore) affiorante tra la Val Duron e l'alta val Saltaria (Alpe di Siusi-*Soiser Alpe*). Chimicamente si tratta di una roccia analoga alle lave normali, solo, in base alle poche analisi esistenti, più sodica di queste. Petrograficamente è una lava molto vetrosa, con i fenocristalli tipici delle altre vulcaniti ladino-carniche, molto ricca di bolle riempite da minerali secondari, e suddivisa, da un reticolato di fratture, in granuli angolosi dello spessore di qualche millimetro (M. SACERDOTI e E. SOMMAVILLA, 1962).

T_{βpb} — BRECCIE A FRAMMENTI DI CUSCINI LAVICI (*Pillowbreccias*) (LADINICO E CARNICO INFERIORE) con matrice e con sacche ialoclastitiche, formatesi per autoclastesi di lave a cuscini, inglobanti talvolta letti di tufo o di arenarie e conglomerati vulcanici. (E. Somnavilla).

Le colate sottomarine a cuscini si alternano o passano lateralmente con una certa frequenza a banchi di roccia clastica ad elementi e cemento di natura

lavica, la quale presenta le caratteristiche di una breccia formatasi, *in situ* o con lieve spostamento, per autoclastesi dei cuscini (sbriciolamento delle croste e sfaldamento lungo le fratture radiali). I frammenti delle croste vetrose risultano talvolta accumulati in sacche e costituiscono delle intercalazioni di ialoclastite nella breccia. Talvolta, intercalati alla *pillowbreccia*, si trovano anche banchi conglomeratici (del tipo dei « Conglomerati della Marmolada ») a ciottoli più o meno arrotondati, formati per erosione e rideposizione di lave a cuscini o di breccie (M. SACERDOTI e E. SOMMAVILLA, 1962).

T_{nc} — ARENARIE E CONGLOMERATI VULCANICI (LADINICO E CARNICO INFERIORE) - « *Conglomerati della Marmolada* » e altre rocce clastiche derivate in netta prevalenza dal rimaneggiamento di formazioni vulcaniche. Potenza massima 500 m circa. (E. Somnavilla).

Intercalati nella Formazione di Wengen (La Valle), e, più frequentemente in quella di S. Cassiano, oppure sostituiti le medesime, si ritrovano, prevalentemente nella parte orientale del foglio, delle facies conglomeratiche e arenacee originatesi per rimaneggiamento, in parte subaereo, in parte sottomarino, di vulcaniti, con apporto molto scarso di materiale calcareo.

Il tipo più diffuso è rappresentato dai cosiddetti « Conglomerati della Marmolada », che sono costituiti da ciottoli di lava (e da molto rari elementi di roccia sedimentaria) e da matrice quasi totalmente di origine vulcanica. I ciottoli sono più o meno arrotondati, dello spessore generalmente di pochi decimetri. Affiorano in una vasta zona a nord e a ovest della Marmolada, sulla Greppa (Buffaure) e in alcuni punti sulle pendici meridionali e sud-orientali del Gruppo del Sassolungo.

Un altro tipo litologico che potrebbe rientrare in questa categoria, pur non essendo stato cartografato in essa, è quello che corrisponde nella letteratura al nome di « Tufi a Pachicardie ». Si tratta di banchi conglomeratico-arenacei ad elementi prevalentemente lavici o tufacei, più o meno arrotondati, di dimensioni generalmente inferiori a 3 cm. Sono sempre ricchi di fossili, tra i quali è diffusa soprattutto la specie *Pachycardia rugosa* HAUER. Sono rappresentati soprattutto all'Alpe di Siusi, dove si trovano nella parte superiore della Formazione pseudo-fliscioide di S. Cassiano o, più probabilmente, rappresentano un livello di passaggio al Raibiliano (A. VALDUGA, 1962).

T_{bc} — COLATE LAVICHE (LADINICO E CARNICO) *andesitico-basaltiche a tendenza alcalina (prevalentemente potassica) submarine, spesso con strutture a cuscino.* (E. Somlavilla).

Sono abbondanti nella parte centro-meridionale (a sud di Moena, media e alta Val di Fassa) e centro-occidentale (margine occidentale e settentrionale dell'Alpe di Siusi-*Seiser Alpe*) dell'area cartografata nel foglio. Presentano spesso i caratteri delle lave sottomarine (strutture a cuscini, bollosità riempite da zeoliti, calcite e quarzo, autoclastesi e vetrificazione da raffreddamento brusco per contatto con l'acqua). Si hanno numerosi esempi molto appariscenti di *pillowlava* sul versante settentrionale della Val Duron, sulla Cresta di Siusi e sui bordi dell'Alpe di Siusi. Più rari sono i casi di lave compatte o colonnari. Le *pillowlavas* sono spesso alternate o sostituite lateralmente da *pillowbreccia* e da ialoclastite (M. SACERDOTI e E. SOMMAVILLA, 1962).

Il chimismo è basaltico-andesitico (dove il nome « Porfirite e melafiri » AUCT.) a tendenza alcalina, generalmente potassica (latiti). Caratteristica mineralogica comune è la presenza in proporzioni variabili di fenocristalli di augite e di plagioclasti zonati (bitownite-andesina), più raramente di olivina. L'età della maggior parte delle lave è ladinica superiore, com'è testimoniato da numerose intercalazioni e passaggi laterali a formazioni di scogliera e a livelli *pseudofiscioidi* ladinici e, in un punto al margine occidentale dell'Alpe di Siusi, anche da fossili di età ladinica inferiore (*Daonella lommeli* WISSM.) rinvenuti in piccoli lembi di marna inglobati tra i *pillows*.

Più rare sono le lave più antiche, sovrapposte direttamente al bancone calcareo o dolomitico anisico o intercalate alla Formazione di Livinallongo. Anche le colate di età sicuramente più recente sono poche: l'esempio più chiaro è quello del bancone lavico intercalato a livelli raibliani (Carnico Superiore) nella parte alta dello Sciliar (*Schlern*).

T_{br} — AMMASSI SUBVULCANICI, CONDOTTI LAVICI, DICCHI DISCORDANTI E DICCHI-STRATO (LADINICO E CARNICO). *Spessore più comune 1 m circa.* (E. Somlavilla).

I filoni legati al vulcanesimo ladinico-carnico sono numerosissimi, specialmente nella zona a sud e sud-ovest di Moena (Gruppi del Latemar e della

TABELLA II

Analisi chimiche di alcune vulcaniti ladino-carniche comprese nel F. « M. Marmolada »

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51,55	49,74	52,62	47,98	52,62	46,16
TiO ₂	0,80	1,01	0,76	1,10	1,16	0,92
P ₂ O ₅	0,29	0,42	0,52	0,41	—	0,32
Al ₂ O ₃	17,18	19,11	17,52	15,54	19,26	13,37
Fe ₂ O ₃	6,02	4,80	2,90	5,15	3,52	6,60
FeO	3,43	3,02	5,02	5,25	2,43	4,87
MnO	0,18	—	—	0,14	0,25	0,28
MgO	3,45	3,53	3,04	0,10	3,28	5,98
CaO	8,58	4,40	8,24	11,28	9,60	7,56
Na ₂ O	2,48	6,48	3,93	2,37	2,30	5,57
K ₂ O	3,08	3,10	3,09	1,64	4,30	1,35
H ₂ O ⁻	1,98	0,98	0,86	1,36	0,26	2,31
H ₂ O ⁺	1,40	2,92	1,30	1,40	0,53	4,67
BaO	0,07	—	—	—	tracce	tracce
Cl	—	—	—	—	—	0,13
CO ₂	—	—	—	—	—	0,23
TOTALE	100,49	99,51	99,80	99,72	99,51	100,32

1. Lava sul versante settentrionale della Greppa (sud-ovest di Canazei) a q. 2300: tipo compreso tra dioritico normale e dioritico monzonitico. Analisi: H. J. HARWOOD (in M. O. GORDON).
2. Lava sulla Croda Nera (tra Val di Contrin e Val di S. Nicolò) a q. 2620: tipo sienitico sodico. Analisi: E. BIANCHI.
3. Lava sul versante orientale della Greppa a q. 2150: tipo compreso tra dioritico normale e monzonitico. Analisi: E. BIANCHI.
4. Lava sotto la cascata di Duin (versante nord-occidentale del Buffaure) a q. 1800: tipo gabbromiharaitico. Analisi: E. BIANCHI.
5. Ciottolo di pillowbreccia, sopra Mezzaselva (versante meridionale del Buffaure): tipo tendente a monzonitico-sommaitico. Analisi: A. VENTURINI.
6. Ialoclastite a nord di Malga Miravalle (Val Duron) a q. 2000: tipo melateralitico. Analisi: A. VENTURINI.

Viezzena) e nel Gruppo della Costabella (a sud della Marmolada). Per la maggior parte si tratta di dicchi discordanti che attraversano tutta o in parte la serie, dalle vulcaniti paleozoiche ai livelli carnici compresi; vi sono però anche alcuni esempi di dicchi concordanti, localizzati prevalentemente entro gli strati del Ladinico inferiore (es. al bordo settentrionale dell'Alpe di Siusi-Seiser Alpe) o tra l'Anisico superiore e il Ladinico inferiore (es. versante meridionale della Costabella). Vi sono inoltre alcuni affioramenti più estesi, sulle pendici nord-orientali del Gruppo della Vierzzena e a sud-est della Cima della Vallaccia, appartenenti probabilmente a piccoli ammassi subvulcanici o a grossi dicchi adduttori. I filoni dal punto di vista chimico e petrografico, non si distinguono praticamente dalle lave di colata e, per la maggior parte, rappresentano l'attività più recente del ciclo vulcanico.

G) FORMAZIONI SEDIMENTARIE DEL TRIAS SUPERIORE

T⁴ — FORMAZIONE DI S. CASSIANO (CARNICO INFERIORE) — *Biocalcareniti brune, arenarie poligeniche varicolori e argilliti bruno scure, calcari micritici e oolitici grigio-nocciola, conglomerati, con frequenti blocchi di « Calcarea di Cipit », in alternanza di aspetto filiscioide. Verso l'alto, livelli conglomeratico-arenacei ad elementi prevalentemente vulcanici con Pachicardie (« Tufi a Pachicardie »). Potenza da zero ad un massimo non determinabile. (L. BACCALLE SCUDELER).*

Dal punto di vista litologico questa formazione ha essenzialmente le stesse caratteristiche e lo stesso aspetto filiscioide di quella sottostante di Wengen (La Valle). Si ha solo una diminuzione graduale, dal basso verso l'alto, dei letti arenacei ad elementi prevalentemente di origine vulcanica, e un aumento dei livelli calcarenitici e calcarei.

Le arenarie poligeniche e calcaree contengono sempre una grande quantità di fauna fossile neritica, nana, ricchissima di specie (KITTL E., 1891, 1894; ZITTEL K., 1899; FRECH F., 1907; LEONARDI P., 1940a e 1940b, 1943a; BONI A., 1942), caratteristica di questa formazione.

Anche i livelli conglomeratici sono generalmente più abbondanti che nella parte ladinica. Quelli vulcanici epiclastici (« Conglomerati della Marmolada »: vedi pag. 38) in qualche punto sostituiscono addirittura, con passaggi laterali graduali, tutta la serie (catena del Padon, a nord della Marmolada). Sull'Alpe di Siusi (Seiser Alpe), al limite tra la Formazione di Raibl e quella di S. Cassiano, si ha il caratteristico livello conglomeratico-arenaceo dei cosiddetti « Tufi a Pachicardie » (vedi pag. 38). Sono inoltre assai frequenti, in vicinanza delle scogliere i blocchi di « Calcarea di Cipit », costituiti spesso totalmente da resti fossili tipici di scogliera (coralli, crinoidi e

spugne) non dolomitizzati. Essi prendono il nome da un ruscello dell'Alpe di Siusi (Rio Cipit-*Tschapit Bach*), che scende dalle Cime di Terrarossa (*Rothe Erde*).

La località fossilifera più nota, nell'area del foglio, è S. Cassiano (*St. Cassian*) in Val Badia (*Gader Tal*), dove sono state rinvenute: *Thecosmilia granulata* KLIPST., *T. rugosa* LAUBE, *Rhynchonella blaasii* BITTN., *Spiriferina badiotica* BITTN. e *S. cassiana* LAUBE, *Terebratula cassiana* BITTN., *Nucula strigillata* GOLDF., *Mytilus münsteri* KLIPST., *Avicula cassiana* BITTN., *Euomphalus cassianus* KOK., *Trochus bistriatus* MUENST., *Trachiceras aon* MOJS., *Encrinus cassianus* LAUBE e *Cidaris dorsata* BRAUN., ecc.

Altre importanti località fossilifere si trovano sull'Alpe di Siusi, dove, oltre alla zona del Rio Cipit, già citata, vi sono parecchi giacimenti a Pachycardie (prevalentemente *Pachycardia rugosa* HAUER) a cui sono spesso associati brachiopodi, lamellibranchi, gasteropodi ed echinodermi. Negli stessi livelli presso Malga Prosliner è stato inoltre rinvenuto un osso nasale di anfibio stegocefalo (*Metoposaurus*), (LEONARDI P., 1967 b).

T₈⁴⁻³ — DOLOMIA DELLO SCILIAR (CARNICO INFERIORE E LADINICO SUPERIORE) — *Dolomie massicce, granulari, porose, chiare, dolomie detritiche a stratificazione inclinata (« Uebergusschichten »), calcari detritici in blocchi isolati (« Calcari di Cipit »), dolomie stratificate (« Dolomia della Rosetta »), a coralli, crinoidi, alghe calcaree. Potenza da 0 a 1000 metri.* (D. Rossi).

In molte aree delle Dolomiti quasi tutto lo spessore dei sedimenti ladini e carnici è occupato da formazioni carbonatiche, la più importante delle quali è la Dolomia dello Sciliar, massiccia, microgranulare, porosa, notevolmente pura, di evidente origine diagenetica tardiva.

La Dolomia dello Sciliar si presenta generalmente suddivisa in zolle potenti (fino a oltre un migliaio di metri) ma poco estese, separate tra loro dai materiali ladini e carnici in facies normale o vulcanica.

Spesso la formazione si estende inferiormente fino a collegarsi direttamente colla Dolomia del Serla, talora si estende superiormente fino a comprendere anche una parte del Carnico superiore. In altri casi la Dolomia dello Sciliar inizia più tardi, col Ladinico superiore o addirittura col Car-

nico. Di solito la parte superiore è più estesa di quella inferiore, dimostrando che le varie zolle si sono sviluppate ed estese da un primitivo nucleo più ridotto.

Verso il margine, le masse dolomitiche isolate si raccordano coi sedimenti coevi a sedimentazione normale o coi depositi vulcanici, per mezzo di banconi prevalentemente detritici, con superfici di stratificazione che si immergono verso l'esterno, con angolo di inclinazione che può raggiungere i 40°.

Il limite eteropico si può distinguere in due tipi fondamentali, che sono: « a focaccia » e « a fungo » (LEONARDI P., 1955). Il limite « a focaccia » è uniformemente pendente verso l'esterno della massa dolomitica (esempio tipico il Sasso Piatto-*Plattkofel*); il limite « a fungo » è più irregolare, con rientranze e sporgenze. Il tipo « a focaccia » corrisponde a quelle masse di Dolomia dello Sciliar che hanno avuto uno sviluppo continuo, mentre il tipo « a fungo » corrisponde all'alternarsi di fasi favorevoli e sfavorevoli allo sviluppo della formazione carbonatica. Sovente i sedimenti normali e piroclastici depositi tra le varie zolle dolomitiche contengono, soprattutto in corrispondenza del limite, blocchi di Calcari (Calcari di Cipit), i quali sono particolarmente frequenti in prossimità del limite eteropico colla Dolomia dello Sciliar: essi sono interpretati generalmente come massi appartenenti alla formazione carbonatica, rotolati sul fondo dei bacini lungo la scarpata della stessa.

Verso il centro delle zolle la Dolomia dello Sciliar è spesso sostituita da una dolomia fittamente stratificata (Dolomia della Rosetta: LEONARDI P., 1962).

Nella Dolomia dello Sciliar i resti di organismi sono piuttosto rari e mal conservati, causa la modificazione diagenetica. Si possono citare i coralli, sovente in posizione di crescita, i crinoidi, le incrostazioni di origine algale; ancora meno frequenti i gasteropodi, i lamellibranchi, le diplopori.

Nei Calcari di Cipit gli organismi sono assai più abbondanti: i blocchi si presentano talora come un vero impasto di resti di fossili, tra cui prevalgono i coralli e gli echinodermi.

Tra gli aspetti che caratterizzano la Dolomia dello Sciliar, particolar-

mente importanti, per la definizione dell'ambiente che essa rappresenta, sono: la struttura massiccia, la sopraelevazione rispetto ai sedimenti circostanti, la presenza di organismi costruttori, la frequenza di questi ultimi nei Calcari di Cipit, che dovrebbero rispecchiare le caratteristiche paleontologiche della Dolomia dello Sciliar prima della dolomitizzazione. L'insieme di queste caratteristiche indica che la formazione corrisponde a scogliere coralligene indipendenti, delimitate da scarpate (*Riffböschungen*) relativamente ripide e separate tra loro da bacini profondi oltre un centinaio di metri, sul fondo dei quali si accumulavano i sedimenti normali ed i prodotti vulcanici.

Come scogliere autonome si possono ricordare: il Catinaccio (*Rosengarten*)-Sciliar (*Schlern*), il Sasso Lungo (*Langkofel*), il Sella, il Puez-Gardenaccia, ecc.; queste scogliere ebbero in una prima fase carattere di scogliere tabulari (*table-reefs*), mentre in un secondo tempo hanno in gran parte assunto una conformazione anulare (LEONARDI P., 1962), attorno ad uno specchio d'acqua interno, più o meno eccentrico, in cui si depositarono i sedimenti stratificati corrispondenti alla Dolomia della Rosetta.

È noto che le scogliere possono vivere e svilupparsi a profondità non superiori al centinaio di metri; il notevole spessore della Dolomia dello Sciliar si può quindi spiegare solo ammettendo che il suo sviluppo sia stato accompagnato da un movimento di subsidenza continuo, tale da compensarne l'accrescimento.

Non è escluso che in determinati momenti alcune parti siano emerse: ciò potrebbe dare ragione di alcuni livelli rossastri che si rinvencono nella Dolomia dello Sciliar, soprattutto nella porzione superiore (ad esempio nello Sciliar).

T⁴⁻³_M — CALCARE DELLA MARMOLADA (CARNICO INFERIORE E LADINICO SUPERIORE) — *Calcari massicci, grigi, detritici ed organogeni (prevalentemente a diplopore e crinoidi), calcari a stromatoliti, subordinatamente dolomie granulari. Potenza da 0 a 800 metri.* (D. Rossi).

Un'altra formazione carbonatica ladino-carnica è il Calcare della Marmolada, presente in corrispondenza di una fascia relativamente ristretta,

allungata da NE a SW, che comprende la Marmolada, la Vallaccia (ad Est di Vigo di Fassa), la Viezzena (a Nord di Bellamonte), i gruppi del Latemar e del Cornon di Fiemme. Al di fuori di questa fascia, pressoché continua, è rappresentato solo in lembi ridotti ed isolati (Col Rodella, Sasso Bianco in Val del Cordevole, ecc.).

Le caratteristiche fondamentali della formazione sono (D. Rossi, 1962): la frequenza di livelli a detrito calcareo, spigolosi e di variabili dimensioni; la frequenza di strutture riferibili ad incrostazioni algali, soprattutto di tipo oncolitico, associate a diplopore, crinoidi, gasteropodi, brachiopodi, lamelli-branchi, cefalopodi, coralli, di età del Ladinico superiore e Carnico inferiore; la struttura generalmente massiccia, con superfici di stratificazione scarse, discontinue ed irregolari; la sopraelevazione rispetto ai sedimenti circostanti, dimostrata dall'immersione verso l'esterno delle poche superfici di stratificazione presenti. La potenza può raggiungere valori attorno a 800 metri.

Nel Gruppo della Marmolada la formazione è stata praticamente immune dal processo di dolomitizzazione, mentre nei gruppi del Latemar e del Cornon alcune parti si presentano dolomitizzate, e in questo caso poco si discostano dalla tipica Dolomia dello Sciliar. Il fatto che il processo di dolomitizzazione abbia interessato solo in piccola parte il Calcare della Marmolada, fa pensare che nel periodo di tempo in cui si è prodotta la sostituzione metasomatica che ha dato luogo alla Dolomia dello Sciliar, il Calcare della Marmolada avesse una scarsa porosità, oppure fosse avvolto da materiali impermeabili (eruttivi?) che impedivano il passaggio delle soluzioni magnesiache (Rossi D., 1967a).

La struttura d'insieme del Calcare della Marmolada pur presentandosi, per alcune caratteristiche, simile a quella della Dolomia dello Sciliar (ad es. la scarsità di superfici di stratificazione e la sopraelevazione rispetto ai sedimenti circostanti), per altre si differenzia notevolmente (ad es. la frequenza delle alghe calcaree e la scarsità di organismi sedentari). Il Calcare della Marmolada presente nel Gruppo del Latemar mostra sempre una inclinazione originaria (con angolo di circa 30°), e sembra occupare una posizione di raccordo tra la formazione corrispondente al Calcare del Latemar (di cui si parlerà nel prossimo paragrafo) ed i fondi marini circostanti.

T_L³⁻⁴ — CALCARI DEL LATEMAR (CARNICO INFERIORE E LADINICO SUPERIORE) — *Calcari organogeni, stratificati, di vario colore, prevalentemente a diplopore, brachiopodi, lamellibranchi e gasteropodi; subordinatamente dolomie granulari. Potenza da 0 a 800 metri.* (D. Rossi).

Le zolle di Calcarea della Marmolada presenti nel Latemar, nel Cornon e nella Viezzana, racchiudono all'interno calcari e dolomie ben stratificati, più o meno estesi verticalmente ed orizzontalmente, denominati Calcari del Latemar (F. VON RICHTHOFEN, 1860).

I Calcari del Latemar possono raggiungere uno spessore di 800 metri; sono regolarmente stratificati, in strati di qualche decimetro di spessore o in banchi potenti qualche metro. Sono rappresentati da tipi litologici svariati, tra i quali particolarmente diffusi sono: i calcari micritici grigi e rossi, spesso laminari, fossiliferi, i calcari a diplopore, i calcari a crinoidi, i calcari ad intraclasti, i calcari ad oncoliti, i calcari marnosi, i calcari bituminosi. Spesso associati ai calcari micritici rossi vi sono livelli ad oncoliti. Nei calcari micritici sono assai frequenti i resti, solitamente ben conservati, di diplopore. Frequenti pure i brachiopodi, lamellibranchi, gasteropodi, e cefalopodi.

Nella parte inferiore sono particolarmente abbondanti i calcari micritici, grigi, a diplopore ed i calcari bituminosi, scuri; nella parte mediana sono frequenti le alternanze di calcari a diplopore e calcari a crinoidi; nella parte superiore assieme ai calcari micritici grigi, fossiliferi, compaiono calcari micritici rossi, calcari ad intraclasti, calcari ad oncoliti.

Molto diffusi gli *scours and fills*; frequenti anche, soprattutto nella parte superiore, le fratture riempite di materiale micritico rosso, con abbondanti ostracodi a guscio sottile, e di breccioline calcaree. Si trovano inoltre sacche di erosione e piccole cavità carsiche, profonde ed ampie qualche metro, contenenti sedimenti a carattere evaporitico: calcari micritici a sottili lamine regolari, rosse e bianche alternate, e dolomie penecontemporanee.

I Calcari del Latemar rappresentano un banco organogeno, sopraelevato sui sedimenti circostanti, sviluppatosi in ambiente prevalentemente subcotidale, con episodi intercotidali o sopracotidali. I suoi rapporti col

Calcarea della Marmolada, che lo circonda quasi completamente, sono stati descritti nel paragrafo precedente.

T_D⁴⁻³ — DOLOMIA DI DÜRRENSTEIN (CARNICO INFERIORE ed anche LADINICO SUPERIORE ad oriente del foglio) — *Dolomie stratificate, chiare, a stromatoliti e Diplopore, dolomie micritiche. Potenza da 0 a 100 metri.* (D. Rossi).

Nelle Dolomiti di Braies (*Prags*) (J. PIA, 1937) e nelle Dolomiti Nord-orientali (D. ROSSI, 1964), la parte superiore della Dolomia dello Sciliar viene sostituita da una formazione dolomitica ben stratificata, denominata Dolomia di Dürrenstein, dal Picco di Vallandro (*Dürrenstein*), dove è stata scoperta per la prima volta (J. PIA, 1937).

La formazione è particolarmente potente ad Est, nelle Dolomiti Nord-orientali (Tre Scarperi (*Dreischusters*), Cadini di Misurina, Popera, ecc.), dove in qualche caso si avvicina al migliaio di metri; il suo spessore diminuisce gradatamente verso Ovest, per ridursi a zero ad Occidente delle Dolomiti di Braies, in corrispondenza della Val Badia. In questo modo il limite tra Dolomia dello Sciliar e Dolomia di Dürrenstein risale gradatamente da oriente verso occidente, avvicinandosi sempre più alla base degli Strati di Raibl e segnando il progressivo estendersi da Est verso Ovest dell'ambiente relativo.

L'estremità orientale di tale formazione entra nel F. Marmolada, in Val Badia, sotto forma di pochi e ridotti affioramenti.

La Dolomia di Dürrenstein è costituita prevalentemente da dolomie micritiche, spesso laminari, con numerosi vuoti di essiccamento, cui si associano frequentemente lamine stromatolitiche, livelli con pisoliti algali, livelli a *pellets* e banchi di Diplopore.

Il processo di dolomitizzazione si è qui compiuto contemporaneamente alla deposizione del sedimento, o in un tempo immediatamente successivo, prima che questo si consolidasse: ciò è dimostrato principalmente dalla scarsa porosità e dall'ottimo stato di conservazione delle strutture originarie.

I fossili non sono molto frequenti. Relativamente abbondanti le Diplopore. Vi sono poi rari nidi di lamellibranchi e di gasteropodi. Rari i coralli.

Circa l'ambiente di deposizione, si può dire che si sono alternate condizioni intercotidali (lamine stromatolitiche, dolomie micritiche, strutture da

essiccamento, ecc.) a condizioni subcotidali (pisoliti algali, banchi a Megalodonti, nidi a gasteropodi e lamellibranchi, ecc.): ciò ha determinato una successione di condizioni ambientali non molto diversa da quella che caratterizza la Dolomia Principale (D. Rossi, 1964 a).

T⁴ — FORMAZIONE DI RAIBL (CARNICO SUPERIORE) — *Marne e argille rosse e gialle, calcari marnosi, calcari bituminosi, dolomie, areniti calcaree e dolomitiche, localmente arenarie quarzose e depositi tufacei, prevalentemente a lamellibranchi e gasteropodi. Potenza da 5 a 100 metri.* (D. Rossi).

Nel Foglio in oggetto la Formazione di Raibl è rappresentata da un complesso di strati dello spessore da pochi metri a qualche decina di metri.

La formazione è litologicamente caratterizzata da una fitta alternanza di marne, argille, calcari, talora bituminosi e marnosi, dolomie, areniti calcaree e dolomitiche. Localmente possono assumere importanza notevole arenarie quarzose e depositi tufacei rimaneggiati.

La stratificazione è sempre fitta e decisa, la colorazione è vivace, con prevalenza dei toni rossi, verdi, gialli. Altre caratteristiche sono: le frequenti variazioni laterali di facies e l'elevato grado di erodibilità, per il quale l'affiorare degli Strati di Raibl corrisponde frequentemente ad una cengia (cengia del Sella) o ad un ripiano più o meno esteso (Altopiano dello Sciliar).

Nonostante le variazioni laterali e verticali di facies, la formazione è sempre chiaramente definita dalla sua posizione stratigrafica, essendo generalmente situata tra formazioni dolomitiche compatte e spesso massicce (Dolomia dello Sciliar e Dolomia di Dürrenstein al letto, Dolomia Principale al tetto). Le parti della formazione che si sono depositate sopra i sedimenti del S. Cassiano, poco resistenti all'erosione, sono state asportate quasi completamente.

Non è escluso che gli Strati di Raibl tipici corrispondano in qualche caso solo ad una parte del Carnico superiore: ad es. in Val Lasties, nel Gruppo di Sella, gli Strati di Raibl sono rappresentati da una serie spessa pochi metri ed è probabile che qui la Dolomia dello Sciliar si estenda superiormente fino a comprendere anche una parte del Carnico superiore. Non si può neppure escludere che in qualche caso gli Strati di Raibl si estendano in basso

fino a comprendere una parte del Carnico inferiore, o in alto fino a comprendere una parte del Norico. Le variazioni di età del limite inferiore e superiore della formazione non sono documentabili su basi paleontologiche ma solo intuibili, per il fatto che essa mostra notevoli variazioni di potenza, anche in breve spazio.

I resti fossili sono assai frequenti in particolari zone: la Formazione di Raibl affiorante sull'Altopiano dello Sciliar è nota per la ricchezza delle sue faune, costituite in prevalenza da lamellibranchi e gasteropodi (coi generi *Modiola*, *Gervilleia*, *Mysidioptera*, *Pachycardia*, *Naticopsis*, *Coelostylina*, *Chemnitzia*, ecc.).

Le caratteristiche litologiche e paleontologiche indicano un ambiente condizionato da un mare torbido di modesta profondità.

T⁶⁻⁵ — DOLOMIA PRINCIPALE (NORICO ed anche RETICO a SW del Foglio) — *Calcari dolomitici e dolomie, bianche e grige, 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. Potenza tra 250 e 500 metri.* (D. Rossi).

È una formazione prevalentemente dolomitica o calcareo-dolomitica, la quale affiora largamente nel settore settentrionale del Foglio: è ritenuta di età norico-retica.

I suoi caratteri distintivi (A. BOSELLINI, 1967) sono dati dalla stratificazione (in strati o banchi da qualche centimetro a qualche metro di spessore): dalla presenza di interstrati argillosi di colore rossastro o verdastro e dai livelli a lamine mm-ritmiche. Le facies prevalenti sono costituite da dolomie cristalline, dolomie laminate, dolomie micritiche, dolomie a *pellets*, dolomie detritiche e bioclastiche, dolomie stromatolitiche. 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 costituita soprattutto da ostracodi e foraminiferi.

Nell'area del F. Marmolada lo spessore della formazione non supera i 500 metri (il massimo spessore si ha in Val Badia, sulla destra orografica),

mentre nelle Dolomiti Orientali può raggiungere i 1500 metri: la minor potenza nelle Dolomiti Occidentali è attribuibile alla più lenta subsidenza.

La Dolomia Principale rivela una notevole uniformità di ambiente, riferibile a bassi, piatti ed estesi fondali, prevalentemente a sedimentazione carbonatica, lentamente subsidenti, con caratteristiche da subcotidali (dolomie cristalline, in bancate massicce e porose, a Megalodonti e gasteropodi, calcareniti oolitiche, micriti pelletifere) a intercotidali (livelli stromatolitici, sedimenti laminati, breccie intraformazionali, dolomie intraclastiche, ecc.), con episodi sopracotidali, dimostrati da strutture di erosione, di dilavamento, di essiccamento e restringimento, ecc.

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 tardivi (A. BOSELLINI, 1965 a).

Nel Sella e alla Croda di Santa Croce (*Heiligenkreuzkofel*) al tetto della Dolomia Principale vi sono 20-30 metri di calcari grigi, con esili intercalazioni argillose (Strati a Triasina) e con una ricca microfauna di affinità norico-retica (A. BOSELLINI e C. BROGLIO-LORIGA, 1965 b).

H) FORMAZIONI GIURASSICHE E CRETACICHE

G³-T⁶ - CALCARI GRIGI DI FANES (LIAS p.p. - RETICO) — *Inferiormente calcari grigi con interstrati marnosi verdognoli a Triasina hantkeni* MAJZ., *Permodiscus pragsoides* OBERH., ecc. (Strati a Triasina): *calcari bianchi, grigi, rossastri con livelli a lamellibranchi pelagici e a foraminiferi, encriniti*, ecc. *Potenza da 30 a 250 metri.* (A. BOSELLINI).

Questa formazione compare soltanto in due ristrette zone, rispettivamente al Piz Boé, nel Gruppo di Sella e nella Croda di S. Croce (*Heiligenkreuzkofel*), al limite orientale del foglio. Essa è qui definita in senso strettamente litostratigrafico e comprende nella parte basale un livello paleontologicamente assai ben definito (Strati a *Triasina*) e di probabile età retica.

Macroscopicamente si presenta in banchi regolari di 20-100 cm di spessore, frequentemente alternati a sottili interstrati marnosi di color verde oliva. La roccia in superficie fresca è bianco latte o nocciola chiaro. Al microscopio essa risulta costituita da vari tipi litologici, i più comuni dei quali sono calcari micritici, calcari a *pellets*, calcari micritico-fossiliferi (lamellibranchi pelagici, foraminiferi) ed encriniti.

Lo spessore della formazione nelle due zone di affioramento è assai diverso: 30 m circa al Piz Boé, 250 m circa alla Croda di S. Croce. In quest'ultima località il tetto della formazione non compare nell'ambito del foglio.

Al Piz Boé un *hard-ground* limita superiormente la parte basale dei calcari grigi che son così, in vistosa lacuna stratigrafica, sormontati direttamente dal Rosso Ammonitico.

I fossili più comuni sono i foraminiferi (*Permodiscus pragsoides* OBERH., *Triasina hantkeni* MAJZ.), i brachiopodi (Rinconelle e Terebratule), lamelli-

branchi pelagici e Ammoniti (*Aegoceras angulatum* SCHLOTH. e *Schlotheimia* sp.), rinvenute da M. OGILVIE GORDON nel Gruppo di Sella.

L'ambiente di sedimentazione va riferito ad una piattaforma carbonatica con fluttuazioni nell'ambito del dominio neritico-lagunare.

G¹¹⁻³ — ROSSO AMMONITICO VERONESE (MALM-DOGGER) — *Calcarei nodulari rosso-bruni a Globochaete e Saccocoma. Nel Gruppo di Sella inferiormente sono presenti breccie, dolomie saccaroidi, calcari oolitici, encriniti. Potenza 4-10 metri.* (A. Bosellini).

Il Rosso ammonitico compare soltanto al Piz Boé e nel Gruppo Puez-Gardenaccia. La parte superiore è un calcare nodulare rosso-bruno, micritico-pelletifero con una ricca associazione a *Globochaete* e *Saccocoma*. La parte inferiore è un calcare massiccio, vagamente nodulare, rosato, ricchissimo di amellibranchi pelagici che costituiscono la frazione principale della roccia. Lo spessore totale varia da 4 a 10 m circa.

Nel Gruppo di Sella, come già detto nel capitolo precedente, il Rosso Ammonitico poggia in discordanza stratigrafica sulla parte basale della serie retico-liassica (calcari grigi).

Nel Gruppo Puez-Gardenaccia invece il Rosso Ammonitico sta direttamente sulla Dolomia Principale (Norico) con saltuarie intercalazioni di breccia basale e altri tipi litologici. La breccia è formata da elementi angolosi di dolomia con cemento dolomitico grigio-verde; il suo massimo spessore non supera i 2 m. Sopra il livello a breccia seguono 2-4 m di dolomia saccaroide verde-oliva e sfaticcia, lenti di calcari oolitici ed encriniti (1-2 m di spessore). Tutti questi affioramenti lenticolari di rocce, che per il loro esiguo spessore non era possibile cartografare separatamente, nella carta geologica sono inclusi nel Rosso Ammonitico.

L'ambiente di sedimentazione va riferito ad un alto fondo caratterizzato da condizioni assai sfavorevoli alla sedimentazione. È assai probabile che tale banco sia stato emerso nel Malm superiore.

C²⁻¹ — MARNE DEL PUEZ (CRETACEO INFERIORE) — *Calcarei marnosi, marne fogliettate rossastre e marne grigie, talora a noduli di selce, con ammoniti (Phylloceras infundibulum d'ORB., Lythoceras phaestus MATH., Macroscaphites tirolensis ULH., Hamulina asteriana d'ORB.).* (A. Lucchi Garavello).

I sedimenti cretacei si trovano sul Gruppo Puez-Gardenaccia e sul Gruppo di Sella nella zona del Boé.

Sopra i calcari nodulari rossi del Titoniano si osservano in regolare successione il Valanginiano e l'Hauteriviano-Barremiano, formati rispettivamente da marne rossastre finemente stratificate e potenti marne grigie e grigio-verdastre molto fossilifere. In vari livelli si notano frequenti lenti e noduli di selce, spesso brecciati e ricementati in conseguenza delle pressioni esercitate dalle falde di dolomia sovascorsa; hanno dimensioni medie della grossezza di un pugno e colore variabile tra grigio, giallo, rosso e nero. Alcuni livelli contengono concrezioni calcaree piriformi, di dimensioni talora notevoli, straordinariamente dure.

Caratteristica di tutte le rocce componenti la serie cretacea è la loro alta friabilità che dà luogo alla produzione di abbondante detrito. Le pendici dei colli dell'Altipiano Puez-Gardenaccia sono in massima parte ricoperte da questa coltre detritica che in alcuni punti raggiunge uno spessore notevole. Una grande quantità di fossili erratici provenienti dalle marne neocomiane si possono trovare sparsi nel detrito.

Gli affioramenti cretacei del Gruppo di Sella, assai più esigui, sono pure riferibili al Neocomiano e presentano una perfetta corrispondenza con quelli del Puez. Si tratta anche qui di marne grigie o verdastre con selci grigie, rosse o nerastre, assieme a più rari calcari e marne nerastre. In questa zona non è sempre facile separare i sedimenti neocomiani da quelli sottostanti del Giurese costituiti da arenarie dolomitiche con glauconia.

Nei depositi neocomiani sono molto frequenti i fossili, spesso in ottimo stato di conservazione.

I fossili più abbondanti sono senza dubbio gli ammoniti, presenti con un notevole numero di differenti generi: (*Phylloceras*, *Lythoceras*, *Costidiscus*,

Macrosaphites, Desmoceras, Crioceratites, Hamulina, Ptyhoceras, Silesites, Pulchellia). Accanto ad ammoniti si rinvencono anche, meno frequenti, resti di echinidi e di pectinidi.

1) FORMAZIONI INTRUSIVE SISTEMA INTRUSIVO DI CHIUSA

δ — *Dioriti quarzifere con subordinate differenziazioni granodioritiche e gabbrodioritiche; loro facies porfiriche marginali.* (G. Zirpoli).

Nell'angolo nord occidentale del foglio, nei pressi della cittadina di Chiusa, vengono a giorno rocce intrusive che costituiscono nel loro insieme un massiccio « circoscritto », recentemente studiato dal punto di vista chimico-petrografico da E. CASTEGNARO (1953).

Il tipo litologico più comune, di colore grigio più o meno scuro ed a grana molto minuta, è costituito da rocce dioritiche che hanno subito una « granitizzazione » tardiva; non mancano tuttavia differenziazioni sia in senso acido che basico.

A queste variazioni chimico-mineralogiche è strettamente connessa una variazione della grana: infatti le dimensioni dei singoli minerali aumentano con l'aumentare della femicità della roccia.

Dal punto di vista strutturale si distinguono facies nettamente granulari, localizzate in prevalenza nella parte centrale dei corpi intrusivi, e meno frequenti facies porfiriche localizzate alla periferia delle masse, ma non sempre presenti.

Entro le dioriti si osservano con una certa frequenza nuclei rotondeggianti o più spesso ovoidali, aventi un diametro medio di 4-5 cm, corrispondenti a concentrazioni femiche.

La roccia incassante comprende essenzialmente litotipi gneissici, ed i contatti con le masse intrusive, salvo eccezioni locali, risultano essere primari; mancano tuttavia le paragenesi tipiche delle cornubianiti.

Geneticamente la « Diorite di Chiusa », secondo quanto affermato da

CATHREIN (1890; 1898), da SALOMON (1898), ed in seguito da SANDER (1925; 1929), è legata al massiccio granitico di Bressanone; la sua messa in posto però sarebbe tardiva.

I componenti mineralogici fondamentali del tipo litologico più diffuso sono: plagioclasti, pirosseni, quarzo, feldispato potassico e biotite.

I *plagioclasti*, frequentemente zonati, mostrano una composizione variabile da andesina (40-44 % An) nelle parti periferiche, fino a bitownite (75-84 % An) nelle zone centrali.

I *pirosseni* rombici prevalgono nettamente, per quantità e talora anche per dimensioni, sui termini monoclini, riferibili a tipi augitici. Comuni sono le alterazioni dei pirosseni in attinoto e clorite.

Uno dei caratteri più tipici di queste rocce è dato dalla frequenza delle associazioni di quarzo e feldispato potassico a formare plaghe micropegmatitiche; in taluni litotipi (Valtina) esse possono costituire anche il 30 % in volume della diorite.

La biotite, sempre presente sia pure in quantità limitata, deve essere attribuita, almeno in parte, ad un processo secondario di cristallizzazione.

Le plutoniti che costituiscono le due masse affioranti al Colle di Sabiona e nei pressi di Pratello, anch'esse a grana minuta e struttura olocristallina granulare, sono riferibili essenzialmente a tipi granodioritici. Queste plutoniti risultano essere costituite da plagioclasti, quarzo, feldispato potassico e clorite. Non sono state osservate le associazioni micropegmatitiche caratteristiche delle facies dioritiche.

I *plagioclasti* della granodiorite di Sabiona hanno un contenuto in An del 55 % ed in questo si differenziano da quelli, dell'affioramento di Pratello ove si rinvengono termini andesinici al 34 % An.

Oltre che nelle località succitate si rinvengono affioramenti di tipo granodioritico al Monte di Freina ed al Monte Sommo.

Differenziazioni in senso basico della diorite quarzifera fondamentale sono molto meno diffuse di quelle in senso acido e costituiscono rocce a grana media di colore scuro tendente al grigio nero, di tipo gabbro-dioritico.

I *plagioclasti* a composizione media fra labradorite e bitownite (61-76 % An) ed i *pirosseni* rombici e subordinatamente monoclini costituiscono

i componenti mineralogici prevalenti. Non mancano tuttavia *quarzo* ed *ortoclasio* frequentemente in associazioni micropegmatitiche. La *biotite* rappresenta circa il 10 % del volume totale della roccia ed è di genesi sia primaria che secondaria.

Le facies porfiriche marginali non mostrano dal punto di vista chimico-mineralogico sostanziali differenze dalle facies a struttura granulare.

La composizione chimica delle rocce sopradescritte è espressa dalle analisi riportate nella tabella III.

α^F — Filoni di porfirite feldispatiche e di porfirite pirosseniche.

Non molto frequenti, sono localizzati esclusivamente negli scisti cristallini, in particolare lungo il corso inferiore del torrente Tina. Si tratta di rocce che mostrano una struttura a tendenza porfirica analoga a quella delle facies periferiche.

I filoni di porfirite feldispatica sono costituiti da rocce di colore rossastro aventi struttura olocristallina moderatamente porfirica per la presenza di cristalli maggiori feldispatici e cloritici.

La loro caratteristica principale è data dall'abbondanza di feldispato potassico e dal basso contenuto in quarzo.

Il *plagioclasio* è riferibile a termini oligoclasici.

I componenti femici sono rappresentati esclusivamente da *clorite*, sempre associata a piccoli granuli di *epidoto* e di *titanite*.

Nella tabella che segue sono riportati i dati analitici relativi a questo tipo di filoni (analisi 5).

Le porfirite plagioclastiche pirosseniche hanno un colore grigio scuro e grana fine, in esse la tendenza ad una struttura porfirica è più pronunciata che nel caso precedente ed è segnata da cristalli di plagioclasti e di pirosseni in gran parte cloritizzati e calcitizzati.

Anche i *plagioclasti* sono notevolmente alterati; è sempre riconoscibile comunque una marcata zonatura degli stessi. Il tenore in An è compreso tra il 55 % ed il 65 % per le parti interne ed il 35 % per le zone periferiche.

TABELLA III

Analisi chimiche di rocce della massa intrusiva di Chiusa

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
SiO ₂	59,82	61,40	62,77	56,77	56,88
TiO ₂	0,69	1,13	0,81	0,67	0,80
P ₂ O ₅	0,14	0,19	0,18	0,16	0,18
Al ₂ O ₃	15,16	14,48	16,41	16,10	18,50
FeO	5,35	4,65	3,83	6,46	4,32
Fe ₂ O ₃	2,18	0,20	0,15	1,02	1,49
MnO	0,11	0,10	0,23	0,09	—
MgO	4,10	3,59	2,49	6,03	3,58
CaO	5,08	4,29	3,36	6,75	2,75
Na ₂ O	2,30	2,39	2,95	1,96	1,82
K ₂ O	2,62	4,01	3,95	2,90	6,59
H ₂ O ⁺	1,62	2,80	2,27	1,29	2,80
H ₂ O ⁻	0,48	0,47	0,30	0,14	0,26
	99,65	99,70	99,70	100,34	99,77

- (1) Diorite del Dosso Mattina (E. CASTEGNARO, 1953): tipo a chimismo compreso fra il dioritico ed il dioritico potassico.
- (2) Diorite della Val Tina (E. CASTEGNARO, 1953): tipo a chimismo dioritico quarzifero.
- (3) Gabbrodiorite di Pratello (E. CASTEGNARO, 1953): tipo a chimismo compreso fra il granitico normale ed il granodioritico.
- (4) Gabbrodiorite di Oberhofer (E. CASTEGNARO, 1953): tipo a chimismo compreso fra il gabbrodioritico ed il dioritico potassico.
- (5) Porfirite feldispatica del Torrente Tina (E. CASTEGNARO, 1953): tipo a chimismo compreso fra il sienitico ed il monzonitico.

SISTEMA INTRUSIVO DI PREDAZZO E DEI MONZONI (probabilmente TRIAS MEDIO).

$\pi\Omega$, ϵ , $\mu\delta$, σ , A^F , σ^F , Σ^F . — *Piroseniti, dioriti e gabbri più o meno monzonitici, monzoniti, sieniti, ultrafemiti, apliti, lamprofiri e semilamprofiri a tendenza sodica.* (M. Nardin - E. Somnavilla).

Gli affioramenti principali si hanno nel gruppo dei Monzoni. Altri piccoli affioramenti nell'area rappresentata nel foglio si ritrovano presso Mezzavalle (a sud di Moena)¹ e sui versanti settentrionale e meridionale della Viezzena (a ovest del Rifugio Rezila e in Val Bona).

Ai Monzoni si possono distinguere i seguenti tipi litologici intrusivi (M. DEL MONTE, L. PAGANELLI e G. SIMBOLI, 1968):

- 1) rocce mesosiliciche, tra le quali prevalgono i tipi monzodioritici nella parte occidentale dell'ammasso e i tipi dioritici nella parte orientale ($\mu\delta, \sigma$);
- 2) rocce femiche, varianti da monzograbbri a gabbri normali; prevalgono nella parte orientale dell'ammasso (versante meridionale della Ricolletta e zona del Rifugio Taramelli) (ϵ);

3) ultrafemiti rappresentate prevalentemente da pirosseniti, localizzate soprattutto al bordo orientale dell'ammasso, e inoltre da un piccolo affioramento di peridotite (poco sopra il Rifugio Taramelli, a sud) ($\pi\Omega$).

Negli altri affioramenti abbiamo prevalentemente monzoniti. Solo ad ovest di Mezzavalle (tra Malga Gardoné e Pampeago) c'è un piccolo lembo di sienite debolmente quarzifera.

Le rocce dioritico-monzonitiche ($\mu\delta$) sono granulari, a chiazze chiare e scure (verdastro-neri), con grana variabile da fine a media. Le chiazze scure sono costituite da una associazione di augite, orneblenda e biotite, quelle chiare da plagioclasti andesinico-labradoritici, generalmente poco zonati (talora però con nuclei bitownitici), ortoclasio e talvolta piccole quantità di quarzo. La distinzione fra monzoniti e dioriti è determinata da una maggiore o minore quantità di biotite e ortoclasio (più abbondanti nella monzonite).

⁽¹⁾ Affiora in corrispondenza del limite meridionale del foglio un lembo dell'anello monzonitico di Predazzo.

La sienite (σ) è una roccia di color rosa o rosso-mattone, a grana fine ed è costituita da ortoclasio (generalmente più del 50 %), plagioclasti andesinici, quarzo (9 % circa), orneblenda (8 % circa) (L. PAGANELLI, 1967).

TABELLA IV

Analisi chimiche di alcune rocce dei Monzoni

	1	2	3	4
SiO ₂	48,08	52,22	51,25	40,75
TiO ₂	0,94	0,75	0,87	0,45
Al ₂ O ₃	18,60	19,60	17,46	17,50
Fe ₂ O ₃	4,03	3,99	2,73	8,01
FeO	6,47	3,24	6,27	9,29
MgO	2,91	2,26	3,62	6,20
MnO	0,16	0,08	0,14	0,14
CaO	8,42	8,47	9,75	12,84
Na ₂ O	4,17	4,38	3,30	1,96
K ₂ O	2,55	2,93	3,10	0,79
P ₂ O ₅	0,35	0,44	0,39	0,21
H ₂ O ⁺	3,08	1,29	1,13	1,20
H ₂ O ⁻	0,76	0,60	0,23	0,63
TOTALE	100,52	100,25	100,24	99,97

1. Diorite, versante settentrionale dei Rizzoni: tipo tra dioritico normale e gabbromel-teigitico. Analisi: M. DEL MONTE, L. PAGANELLI, G. SIMBOLI.
2. Monzodiorite, versante settentrionale della Ricoletta: tipo prossimo a rouvillitico. Analisi: M. DEL MONTE, L. PAGANELLI, G. SIMBOLI.
3. Monzogabbro, versante meridionale della Ricoletta: tipo compreso tra sommatos-sipitico e cumbratitico. Analisi: M. DEL MONTE, L. PAGANELLI, G. SIMBOLI.
4. Gabbro, versante settentrionale dei Rizzoni: tipo prossimo a essexitico gabbrodioritico e miharaitico. Analisi: M. DEL MONTE, L. PAGANELLI, G. SIMBOLI.

I gabbri si riconoscono macroscopicamente per l'abbondanza dei minerali femici (pirosseni, prevalenti, anfiboli e olivina). La composizione media dei plagioclasti è labradoritica. I monzogabbri sono caratterizzati dalla presenza, in percentuale discreta, di ortoclasio e di biotite.

Le pirosseniti sono rocce di colore nero o verdastro per alterazioni. Sono costituite per il 90 % circa da pirosseni augitici e, per il resto, da plagioclasti bitownitici. La peridotite ha colore verde molto scuro ed è costituita prevalentemente da olivina alquanto serpentinizzata.

Le rocce filoniane legate all'ammasso intrusivo monzonitico sono abbastanza numerose. Risultano localizzate prevalentemente all'interno dell'ammasso intrusivo, e si distinguono in: 1) apliti (A^F), in parte con carattere alcalino-potassico; 2) lamprofiri e semilamprofiri spesso a tendenza alcalino-sodica (monchiquiti, camptoniti, rizoniti) (Σ^F); 3) filoni sienitici e sienitico-eleolitici (tinguaiti e porfidi liebeneritici) (σ^F).

Secondo studi recenti delle scuole di Ferrara (P. LEONARDI 1967a, E. SOMMAVILLA, 1967), Bologna (G. SIMBOLI, 1966) e Pisa (S. BORSI e G. FERRARA, 1967) l'età di queste rocce è con molta probabilità triassica, immediatamente posteriore (E. SOMMAVILLA, 1967) alle effusioni e intrusioni filoniane ladino-carniche.

Le rocce intrusive vengono a contatto con tutta la serie sedimentaria e vulcanica, dai livelli permo-carboniferi a quelli ladino-carnici, i quali risultano più o meno intensamente metamorfosati a seconda della distanza dal contatto.

Le vulcaniti della «piattaforma atesina» hanno subito un fenomeno di ricristallizzazione del fondo con neoformazione di biotite. Le arenarie permiane sono state trasformate in quarziti. I livelli calcarei, marnosi e dolomitici della serie sovrastante hanno dato luogo a marmi, calcefiri e cornubianiti. Le vulcaniti triassiche presentano fenomeni di ricristallizzazione del fondo, di trasformazione più o meno intensa dei pirosseni in anfibolo e di neoformazione soprattutto di biotite.

Le zone in cui questo metamorfismo risulta più evidente sono i bordi meridionali e nordoccidentali dell'ammasso intrusivo dei Monzoni. Lì esistono parecchi giacimenti a minerali di contatto: vesuviana, fassaite, granati, gehlenite ecc.

L) FORMAZIONI QUATERNARIE (G. Bartolomei).

q — *Depositi sabbiosi e argillosi con noduli e lenticelle di limonite dell'altipiano dello Sciliar (Pleistocene?)*.

Particolari depositi sabbiosi e argillosi con noduli e lenticelle di limonite ricoprono l'altipiano dello Sciliar (*Schlern*) in corrispondenza della larga sella tra la q. 2430 e il Rifugio Bolzano. Questi depositi, interpretati precedentemente come raibliani, sembrano piuttosto quaternari (P. LEONARDI, 1957 e 1962).

a₁ — *Conglomerati interglaciali e breccie di falda cementate interglaciali*.

Rare placche residuali di conglomerati torrentizi e di breccie di falda cementata, talvolta fortemente, e spianate dai ghiacciai wurmiani, sono conservate in alcune zone delle valli di questo foglio. Per essere sottostanti al morenico dell'ultimo glaciale devono ritenersi appartenenti almeno all'interglaciale precedente. Tuttavia alcuni conglomerati per la loro intensa cementazione, anche se non è cosa probante, e per essere conservati su terrazzi erosivi potrebbero, secondo gli Autori, forse appartenere ad un interglaciale più antico.

Ricordiamo i conglomerati torrentizi presso Vigo di Fassa, quelli prevalentemente sabbiosi di Val d'Ega (*Eggental*), quelli del M. de Sura nel Sassolungo (*Langkofel*), quelli conoidici a nord di Caviola in Val Bois e le breccie di falda in Val Gardena (*Grödnertal*) a est di S. Cristina (*St. Christina*).

mo — *Depositi morenici, talvolta misti a detrito, wurmiani e stadiali (con indicazione dei principali cordoni morenici)*.

Depositi morenici riconoscibili per la eterogeneità della loro granulometria e per la presenza di limo, abbondante nel morenico di fondo, com-

posti da rocce diverse e provenienti anche da zone lontane, talvolta leggermente cementati nelle zone superiori, rivestono irregolarmente i versanti e i fondi valle di questo foglio rappresentando lo sviluppo di una grande fase di espansione glaciale.

Trattasi specialmente di depositi morenici appartenenti all'ultimo glaciale, il Würm, durante il quale l'intera zona era coperta da una calotta di ghiaccio certamente superiore ai 1700 metri di altitudine e perciò superiore ai limiti nivali della zona. Si era perciò in presenza di una calotta glaciale autoalimentantesi dotata di movimenti vari di deflusso, anche al di sopra dei vecchi valichi attuali, verso le aree di ablazione poste ai limiti della pianura padana. Nella fase di decrescita successiva presero individualità i ghiacciai locali legati ai singoli rilievi. Una serie di archi morenici indica le soste nel progressivo ritiro verso i limiti nivali attuali. Queste soste o stadi sono stati chiamati Bühl, Sciliar (*Schlern*), Gschnitz e Daun. Allo stadio più antico, il Bühl, appartengono probabilmente le morene a monte di Moena in Val di Fassa, quelle sulle quali è posto il paese di Badia (*Abtei*) in Val Badia (*Gadertal*), quelle a valle del lago di Carezza (*Karer See*) e altre non ben accertate. I depositi morenici di Siusi (*Seis*) e di Fié (*Völs*) scendenti dal gruppo dello Sciliar (*Schlern*) secondo KLEBELSBERG R. (1927) rappresenterebbero un nuovo stadio battezzato « stadio dello Sciliar » che sarebbe sostitutivo di quello di Bühl perché ritenuto poco chiaro. Tuttavia i ricercatori successivi hanno messo in discussione questa attribuzione ritenendola non probante. È probabile che questi depositi morenici dello Sciliar siano anomali forse per particolari condizioni morfologiche.

Nello stadio Gschnitz i ghiacciai si sono ulteriormente ridotti abbandonando i fondi valle. Numerosi sono gli apparati glaciali di questo stadio nella zona interessata: pochi però hanno potuto essere segnati nella carta geologica.

Ricordiamo solamente tra i meglio conservati quelli al Passo di S. Pellegrino, scendenti dalla Costabella-Punta dell'Uomo (G. BIANCHI-G. B. CASTIGLIONI, 1960) e quelli al Passo Sella (*Sella Joeb*) scendenti dal Sassolungo (*Langkofel*).

Nel successivo stadio Daun i ghiacciai sono ormai addossati alle pareti

dei rilievi dove trovano protezione alla loro ablazione. Archi morenici di questo stadio sono distribuiti ai piedi di quasi tutti i rilievi di questa zona.

Infine vi sono le morene abbandonate nel secolo XIX dai ghiacciai, tuttora esistenti.

a₂ — Alluvioni fluvioglaciali e fluviali spesso terrazzate; morene rimaneggiate.

Depositi alluvionali ghiaiosi o leggermente sabbiosi, a ciottoli più o meno arrotondati, stratificati, sciolti o solo leggermente cementati nelle parti superiori, spesso terrazzati, rappresentano depositi successivi al ritiro della calotta glaciale würmiana e provengono da fenomeni erosivi su materiali morenici e detritici abbandonati o rappresentano gli apparati fluvio-glaciali delle fasi stadiali. Questi depositi sono abbondanti in tutte le valli rappresentate nel foglio.

Coni alluvionali.

Ai cicli di alluvionamento dopo il ritiro della calotta glaciale würmiana corrisponde anche la formazione di coni alluvionali allo sbocco di valli minori in valli più ampie.

Coni detritici.

Il detrito staccatosi per fenomeni termoclastici dalle pareti rocciose e convogliato lungo canali dà luogo espandendosi a coni detritici nei quali la disposizione del materiale segue le leggi della gravità, cioè massi più grossi nella parte terminale del cono e materiale più minuto nella parte sommitale. Questi coni detritici sono abbastanza diffusi ai piedi dei rilievi dolomitici e possono essere sia fossili che in formazione.

d — Detriti di falda e materiale di frana.

Alla base delle pareti rocciose si estendono ampie fasce di detriti di falda più o meno stabilizzate. Esistono pure vaste frane che corrispondono a cedimenti veloci dei versanti. La massima parte di entrambi questi fenomeni sembra però riferibile a ben determinati momenti climatici corrispondenti alle fasi di ritiro dei ghiacciai.

Ricordiamo la colossale frana di Pontives in Val Gardena (*Grödnertal*) staccatasi dai porfidi quarziferi, quella al Passo Sella (*Sella Joch*) proveniente dalla parte sudorientale del Sassolungo (*Langkofel*), quelle tutt'attorno al Gruppo del Sassolungo e molte altre.

Ricordiamo anche la frana di materiali tufacei che ha provocato la formazione del laghetto della Fedaia e i frequenti fenomeni di smottamento tra i quali quello stupendo di materiali tufacei in Val Duron (Val di Fassa).

t — Terreni torbosi, palustri e lacustri.

Terreni torbosi, palustri e lacustri, anche se di piccole dimensioni, sono frequenti nelle zone alte di questo foglio. Ricordiamo quelle del Passo San Pellegrino, i laghetti del gruppo di Cima Bocche, quelli presso il Maso Lantschnai e la Palude del Morto sul gruppo del Montalto di Nova (*Taltbüchl*), e quella sul M. Quaira presso S. Nicolò d'Ega (*Unt. Eggental*).

Oggetto di estrazione è la torbiera al Passo di Lavazé.

a₃ — Alluvioni attuali e recenti.

Le alluvioni legate alla climatologia attuale e recente sono sviluppate lungo l'alveo dei corsi d'acqua con depositi ghiaiosi o sabbiosi.

IV — TETTONICA (E. Semenza).

L'area compresa nel Foglio M. Marmolada presenta una struttura assai complessa. Si tratta nell'insieme di quasi tutta la parte occidentale del sinclinorio dolomitico. L'andamento complessivo degli assi tettonici è Est-Ovest, ma si hanno frequenti complicazioni dovute alle forti differenze esistenti tra varie zone, sia nel basamento che nella serie di copertura.

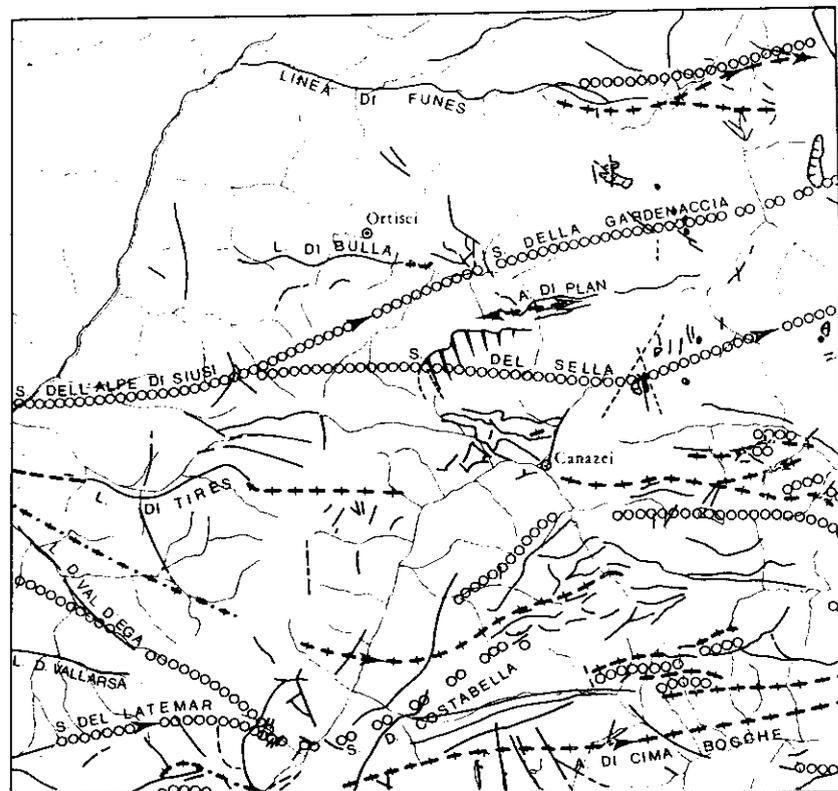
In particolare abbiamo, nella parte orientale dell'area in questione, il passaggio tra la piattaforma atesina e il bacino carnico-bellunese, con fortissimi aumenti degli spessori di tutte le formazioni sedimentarie. Inversamente, si ha una progressiva diminuzione da Ovest verso Est, come del resto da Sud verso Nord, dello spessore del piastrone delle vulcaniti atesine.

Grande importanza hanno inoltre da questo punto di vista le forti eteropie di facies legate alla presenza delle masse dolomitiche ladino-carniche, e gli accumuli di rocce effusive e piroclastiche della stessa età, nonché gli ammassi intrusivi (Monzoni, Chiusa - *Klausen*).

La presenza di tutti questi elementi ha determinato fortemente i lineamenti prodotti dall'orogenesi alpina, alla quale è dovuto l'attuale assetto strutturale.

Vediamo ora i vari elementi che si susseguono da Nord a Sud.

L'elemento più settentrionale è la zona sinclinale di Funes (*Villnöss*): il ripiegamento è evidente nella piccola catena dolomitica M. Tullò (*Tullen*) - Corno di Putia (*Peitler-Kofel*) e soprattutto più ad est, in Valle di Longiarù (*Campill*) e presso La Valle (*Wengen*). Sia a Nord che a Sud questa piega è fagliata da dislocazioni vergenti a Nord. La più importante è la Linea di Funes, che continua dal Passo Bronzoi (*Bronzoi Joch*) verso Ovest, lungo tutta la Val di Funes e oltre la Val d'Isarco (*Eisach*), costeggiando a Sud la diorite di Chiusa. A Sud troviamo l'anticlinale del Passo Bronzoi, ben visibile da questa loca-



0 2 4 6 8 10 km

- | | |
|--|---|
| | Faglie e scorrimenti. |
| | Fronte di mosse scivolte per gravità. |
| | Assi di Anticlinali (le frecce indicano il verso nel quale si immergono). |
| | Assi di Sinclinali (le frecce indicano il verso nel quale si immergono). |

lità verso Est, fin oltre la Val Badia (*Gadertal*) dove il suo asse si immerge fortemente. Più ad Ovest per la presenza della Linea di Funes ne ritroviamo soltanto il fianco meridionale, che forma tra l'altro il M. Rasciesa (*Raschötz*).

Questo fianco è fagliato da altre dislocazioni, tra le quali la più notevole è la Linea di Bulla (*Pufels*), pure vergente a Nord.

Segue poi la grande Sinclinale dell'Alpe di Siusi (*Seiser Alpe*) che con le sue due diramazioni orientali, cioè la Sinclinale della Gardenazza e la S. del Sella, costituisce uno degli elementi principali dell'area in questione. Si tratta di una struttura molto ampia, poco compressa, con nucleo tabulare, che in origine probabilmente non era suddivisa dalle strutture positive che si osservano attualmente, e che vengono raggruppate sotto il nome di zona anticlinale di Plan.

Tali strutture positive sarebbero relativamente recenti e di natura epidermica, non interesserebbero cioè il substrato, ossia gli scisti e le vulcaniti atesine. È stata fatta l'ipotesi (A. BOSELLINI e P. LEONARDI, 1964) che una di queste, e cioè l'A. di Plan p.d. si sia originata per un lieve slittamento da Nord a Sud del piastrone dolomitico ladinocarnico del Puez-Gardenaccia, che avrebbe compresso contro l'altro piastrone coevo del Sella i sedimenti più teneri che affiorano nella depressione Plan-Passo Gardena (*Grödner Joch*)-Colfosco (*Collfuschg*). Qui si osservano infatti pieghe e pieghe-faglie vergenti a Sud. Più a Est, a Nord di Corvara, si ha invece una struttura positiva minore, vergente a Nord. Si ritiene che questa differenza di stile sia da mettere in relazione con la forte variazione nello spessore dei sedimenti, cui sopra si è fatto cenno, e con la piega trasversale di tipo anticlinalico che si può osservare lungo tutta la Val Badia. Un vistoso effetto di questa piega trasversale è anche la forte flessione che colpisce l'asse della sinclinale della Gardenazza, che nell'Alpe di Fanes si immerge notevolmente verso Est.

A Sud della zona anticlinale di Plan ritroviamo l'altro ramo della sinclinale dell'Alpe di Siusi, cioè la sinclinale del Sella, che interessa anche il Sassolungo (*Langkofel*) e la zona di Pralongià ad Est. Anche in questa si sarebbe verificato uno scivolamento gravitativo, ma da Sud a Nord, che avrebbe interessato tutto il Gruppo del Sassolungo, compreso il Col Rodella: alla fronte e alla coda si osservano infatti piani di scorrimento di carattere oppo-

sto. Accanto a questi fenomeni di scivolamento di grandi masse, si osservano in queste due zone sinclinali piccoli lembi scivolati di dolomie noriche e calcari giuresi, forse resti di masse più grandi, provenienti da NE nella sinclinale della Gardenaccia, e da SE in quella del Sella. Fenomeno diverso, ma ancora di scivolamento gravitativo, è quello più recente che ha messo in posto le masse caotiche di materiali norici e carnici presso l'Ospizio di S. Croce in Val Badia.

Segue a Sud una zona anticlinale, la cui continuità non è molto evidente a causa soprattutto della eteropia di facies tra la dolomia del Catinaccio ad Ovest e i depositi vulcanici della zona Buffaure-Padon ad Est. Un'altra causa è la biforcazione che subisce anche questo elemento: ad Ovest si ha infatti l'Anticlinale del Montalto di Nova (*Talhbüchl*), mentre ad Est da essa escono la zona anticlinale Alpe di Tires (*Tiers*)-Col Rodella-Belvedere-Padon-Alto Cordevole, a Nord, e a Sud la zona anticlinale della Marmolada. Tra le due si viene a individuare la zona sinclinale del Buffaure e della Fedaia. Mentre l'Anticlinale del Montalto di Nova, che interessa il Catinaccio (*Rosengarten*) e l'altopiano ad Ovest di esso, è assai ampia e ha nucleo tabulare, le pieghe che stanno più ad oriente sono molto strette e compresse, e hanno fianchi spesso piuttosto inclinati. Soltanto la zona del Buffaure si presenta tabulare, ma più ad oriente la piega si restringe alquanto.

Lungo i fianchi di questi elementi si osservano complicazioni di natura molto varia, come si è accennato più sopra. Nel primo (Anticlinale Alpe di Tires-Rodella-Padon-Belvedere) tra lo Sciliar (*Schlern*) e il Catinaccio si ha una fessura inclinata verso Nord con faglie vergenti a Sud, tra le quali la più importante è la Linea di Tires; a Sud del Col Rodella vi è una serie di pieghe-faglie e scorrimenti vergenti a Sud; al Padon-Belvedere compare una piega « a fungo » con faglie inverse sui due fianchi, vergenti a Nord sul fianco settentrionale e a Sud sull'altro, piega che più ad Est si suddivide in varie pieghe minori in corrispondenza di un ripiegamento orizzontale degli assi verso Sud, mentre nuovamente si ha una piega-faglia vergente a SW (linea di Livine).

Nell'altra zona anticlinale (della Marmolada) si hanno straordinarie complicazioni. Dal Passo Costalunga (*Karer Pass*) fino a Moena essa ha il

carattere di una flessura, con una faglia normale sul fianco, e ha direzione WNW-ESE; a Est della Val di Fassa si dirige invece verso ENE con caratteri di anticlinale abbastanza chiari e nuclei werfeniani e permiani, passando alle testate delle valli Monzoni, S. Nicolò e Contrin; nella zona della Marmolada il nucleo werfeniano è riconoscibile al Passo Ombretta, alla base di una scaglia sovrascorsa verso Sud; qui tuttavia lo stile a scaglie vergenti a Sud è la regola, cosicché i fianchi delle originarie pieghe non sono più facilmente ricostruibili in quanto sono più o meno suddivisi in parti accavallate le une sulle altre.

Ciò vale anche per la piega seguente, e cioè la sinclinale della Costabella, in cui tale fenomeno raggiunge forse il massimo sviluppo. Accanto alle scaglie vergenti a Sud, che sono la regola, esistono anche, al Col Ombert, alcune piccole scaglie vergenti a Nord.

La continuazione verso Ovest della sinclinale della Costabella non è evidente, data la presenza del centro eruttivo dei Monzoni e di Predazzo; tuttavia si può ritenere che al di là di questo essa si continuasse in origine con quella del Latemar. Quest'ultima è un'ampia struttura con nucleo semitabulare, inclinato lievemente verso Est, tagliata da varie faglie normali, le più orientali delle quali sono legate al centro eruttivo di Predazzo. Ad occidente le più importanti sono la Linea della Vallarsa (*Brantental*) (con direzione WNW-ESE) e la Linea della Val d'Ega (*Eggental*) (con direzione NW-SE), che limitano una zolla abbassata rispetto alle zolle vicine; a Sud della Linea della Vallarsa si può riconoscere il ripiegamento, che corrisponde all'asse della Sinclinale del Latemar p.d., il cui fianco meridionale è costituito dai banchi delle vulcaniti permiane della Pala di Santa e della Rocca (*Schwarzborn*). A Nord di quest'ultima cima si ha la terminazione orientale della Linea di Trodena (*Truden*), faglia inversa che in questo tratto ha vergenza a NNW.

A Sud di questa zona si osservano, ad oriente, varie pieghe minori più o meno fagliate con vergenza a Sud; a Sud delle Cime di Pezza si ha però una faglia normale con abbassamento del fianco settentrionale.

Segue poi l'Anticlinale di Cima Bocche, ben visibile nella zona di affioramento delle vulcaniti: il suo asse si immerge verso Est in valle del Biois,

e verso Ovest ad Occidente; qui però il suo percorso non è evidente, data la presenza del centro eruttivo di Predazzo. Se ne può vedere tuttavia la continuazione nella zona del Passo del Feudo e più ad Ovest, nell'« alto » costituito dalla Pala di Santa e dalla Rocca: in tutto questo tratto essa è tagliata a Sud dalla Linea di Stava. Nella zona di cima Bocche invece presenta vistose faglie longitudinali sul fianco Nord.

Ancora più a Sud fa seguito la Sinclinale del Travignolo che però rimane quasi completamente al di fuori del foglio M. Marmolada. Si ha un piccolo tratto del suo nucleo nel M. Agnello, e un tratto maggiore in Val del Biois: qui ha però caratteri molto diversi, in quanto corrisponde al labbro che sottostà agli scorrimenti vergenti a Nord del margine settentrionale del Gruppo delle Pale di S. Martino.

V — MORFOLOGIA (G. Bartolomei)

L'area rappresentata in questo foglio è senz'altro il regno dei fenomeni selettivi esaltati dalle azioni modellatrici dell'alta montagna. L'alternanza di rocce friabili e di rocce compatte, la presenza di variazioni di facies, una tettonica varia, complessa e spesso minuta, il tutto in un ambiente spesso sopra i limiti superiori del bosco e quindi in una zona soggetta alle notevoli oscillazioni altitudinali delle fasce climatiche, ha contribuito e contribuisce a modellare lo stupendo paesaggio dolomitico di questo foglio.

L'abbondanza e la varietà della morfologia ci impediscono di trattare particolarmente tutti i casi; faremo quindi un breve esame delle forme dominanti, rimandando il lettore per i casi particolari ai lavori esistenti.

La serie dei terreni è formata in parte da rocce tenere, facilmente erodibili come le filladi quarzifere, le Arenarie di Val Gardena, le marne a *Belleophon*, le marne e le arenarie del Werfeniano, i calcari arenacei stratificati dell'Anisico inferiore, gli strati marnosi di Livinallongo, la serie arenacea e marnoso-tufacea delle facies normali di Wengen e di S. Cassiano, i calcari marnosi stratificati di Raibl e i calcari marnosi del Giurese e del Cretaceo. Questi terreni facilmente sgretolabili ed erodibili rendono a dare morfologie più o meno dolci a seconda della loro compattezza.

In contrasto sono le morfologie delle rocce compatte come i « porfidi quarziferi », i banconi compatti della Dolomia del Serla, le imponenti scogliere dolomitiche, in eteropia di facies con i terreni erodibili di La Valle e di S. Cassiano, e la potente serie stratificata della Dolomia Principale. Con queste rocce compatte, generalmente poggianti sulle più friabili sopraccitate, si tenderà ad avere morfologie rigide, generalmente verticali. Però talvolta l'erosione, nell'asportare i materiali più disgregabili di facies laterale alle scogliere, metterà in evidenza le morfologie strutturali di sedimentazione. Si

vedranno così nettamente, con pendii poco aspri, le scarpate delle scogliere (gruppo del Latemar, Sasso Piatto-*Plattkofel* nel Gruppo del Sasso Lungo-*Langkofel*, Col Rodella).

In uno sguardo più generale possiamo osservare come i principali gruppi montuosi del foglio rappresentino, nel complesso, delle strutture selettive di scogliere coralline: così il Gruppo del Latemar, il Gruppo del Catinaccio-Sciliar (*Rosengarten-Schlern*), il Sassolungo (*Langkofel*), il Col Rodella, il Gruppo del Sella (*Sella Gruppe*), la Marmolada e il Gruppo Gardenaccia-Puez, nuclei più resistenti immersi in sedimenti più digregabili. La presenza di frequenti disturbi tettonici sotto forma di faglie o diaclasi tenderà ad originare nelle masse delle rocce compatte fessure, canaloni, guglie o pareti verticali: tutte morfologie legate indubbiamente ai fenomeni erosivi propri dell'ambiente di montagna. Indubbiamente molti di questi processi erosivi oggi sono forse fermi o semistabili. Il massimo sviluppo di questi processi si ha nelle oscillazioni climatiche specialmente in senso umido-continentale. È in particolare nelle fasi di decrescita delle fasi glaciali stadiali che le pareti rocciose erano soggette alla massima degradazione, specialmente attorno ai nevai e ai ghiacciai. Questa massima degradazione concentrata portò alla formazione di morfologie circoidi, come generalmente rivelano le testate delle valli che si insinuano in questi massicci. Attualmente è solamente nelle morfologie di circo, orientate per lo più verso il Nord, che sono conservati piccoli ghiacciai o nevai, i quali rappresentano zone di degradazioni termoclastiche.

Riguardo al carsismo osserviamo come esso è rappresentato principalmente da forme di superficie (campi solcati e doline); molto rare sono le forme profonde percorribili dall'uomo. Una certa frequenza di sorgenti di tipo carsico, per ora non studiate, ci indica un carsismo profondo nei massicci calcareo-dolomitici. Doline e inghiottitoi si trovano nel Gruppo del Latemar, agli alti circhi (quota 2600-2400 metri), nelle formazioni calcaree ladino-carniche e inoltre nel Gruppo della Marmolada, alla Vallaccia. Di tipo carsico sono tutte le grandi sorgenti che scaturiscono ai piedi del Vernel e della Marmolada. Piccole aree a doline si osservano pure in Val Badia (*Gader Tal*) nelle vicinanze di S. Croce e ai piedi della Croda di S. Croce (*Heiligen-*

kreuzkofel) e inoltre nel pianoro dell'Alpe di Stuores presso il Passo di Valparola. Altre zone sono in Val Gardena (*Grödner Tal*), sul pianoro dell'Alpe di Cises, in Val Badia (*Gader Tal*) nell'Alta Valle di Longiarù e nel Gruppo del Sella (*Sella Gruppe*). Queste morfologie carsiche, poste in genere a quote superiori ai 2000 m, non sono indubbiamente legate alla climatologia attuale; probabilmente sono riferibili a condizioni favorevoli di un Quaternario antico-medio.

VI — GEOLOGIA APPLICATA (M. Nardin).

GIACIMENTI MINERARI

Nell'area del foglio esistono manifestazioni di galena, blenda, calcopirite e pirite limitatamente alle aree di affioramento della diorite di Chiusa (geneticamente legate ad essa e quindi di età tardo-ercinica) e nei dintorni di Moena e Passo S. Pellegrino (legate perciò all'intrusione monzonitica di età probabilmente triassica).

Esistono poi piccole manifestazioni a barite, fluorite (con tracce di galena e blenda), quarzo e calcite in tutta l'area di affioramento delle vulcaniti ignimbratiche, prevalentemente in Val d'Ega (*Eggental*), Val di Tires (*Tiersertal*), Altopiano di Lavazé e Moena: queste mineralizzazioni si sono insediate in fratture di età alpina.

Mentre le manifestazioni di minerali metallici sono ormai esaurite o non coltivabili per l'esiguità dei giacimenti, quelle a fluorite sono oggetto di attiva ricerca. Qui di seguito riportiamo alcune notizie sulle principali manifestazioni:

Montefondoli: ubicata due chilometri a NW di Chiusa (*Klausen*), questa vecchia miniera ha dato origine ad una attività fiorente in epoca passata. I corpi minerari sono costituiti da tre filoni paralleli, incassati parte nella diorite e parte negli gneiss micacei. La mineralizzazione è costituita da calcopirite spesso argentifera, galena, blenda e pirite accompagnata da una ganga quarzoso-calcitica.

Nella zona del Passo S. Pellegrino piccole manifestazioni a magnetite, pirite e calcopirite sono segnalate a Sameda presso Moena e nel Gruppo dei Monzoni presso le cime di Riccoletta, Alochet e Campagnazza. Il giacimento di Piz Meda sopra la località Ronchi in Val S. Pellegrino è incassato fra mon-

zonite e porfirite. È lentiforme e mineralizzato prevalentemente a magnetite e pirite.

A Moena nel Rio di Costalunga affiora un filoncello di barite incassato nella riolite al limite con le Arenarie di Val Gardena. Filoncelli di barite associati a quarzo e calcite sono incassati nelle rioliti della zona di S. Floriano d'Ega (*Ob. Eggental*).

Manifestazioni fluoritiche sono frequenti nella zona del Passo di Lavazè. A SE del Passo, sulle falde occidentali della Pala di Santa, affiorano le ultime propaggini del grosso filone di Prestavel.

Sul fianco sinistro del Rio della Pala in località Case Prato si sta coltivando un filone di fluorite di limitata potenza ma di ottima qualità. Vicino, in località S. Elena, esiste un secondo filoncello anticamente coltivato per l'estrazione del piombo.

Altre manifestazioni a quarzo, barite e fluorite affiorano nelle incisioni che scendono dalle pendici Nord e Sud del Montalto di Nova e del Monte Nigra (*Niger*). Sono sempre filoncelli e vene di poca potenza ad andamento subverticale e direzione circa NS.

Piccoli depositi di ematite terrosa affiorano sul versante settentrionale del Latemar, di genesi probabilmente sedimentaria e forse legati al vulcanesimo triassico.

CAVE

Cave di gesso: presso Caviola e presso Vallada esistono due cave di gesso impostate nei livelli inferiori della Formazione a *Bellerophon*.

Cave di porfido: sono impostate nei livelli riolitici superiori particolarmente fessurati e favorevoli al recupero di lastre, dalle quali si traggono i cubetti per pavimentazione stradale e materiali da costruzione e rivestimento. Nell'area del foglio le cave non sono di grande importanza e servono alla industria locale. Le principali sono in Val Gardena in località Roncadizza (n. 3 cave).

Cave per pietrisco e materiale da costruzione: in località Klamm (comune di Velturmo) e presso Campodazzo sono aperte due cave, la prima nella dio-

rite di Chiusa (*Klausen*), la seconda nel livello dacitico di Campodazzo intercalato alle riodaciti.

Cave di sabbia: sono aperte in depositi di conoide o in terrazzi alluvionali; per costruzioni stradali è molto usato il detrito fine che si trova alla base delle pareti dolomitiche. Citiamo quelle presso Nova Levante (*Welschnofen*) e S. Nicolò d'Ega (*Unt. Eggental*), quelle tra Selva (*Wolkenstein*) e Ortisei (*S. Ulrich*), presso il Passo Sella e a Corvara, e quelle di Pian Trevisan.

Torba: piccoli depositi torbosi («torbiere di montagna») venivano sfruttati in passato presso il Passo di Lavazè, dove lo strato torboso presentava una potenza di 3 metri, e in qualche altra località (prevalentemente nell'area di affioramento delle ignimbriti, dove sono abbastanza frequenti questi depositi). Attualmente si prospetta un certo impiego della torba nell'agricoltura e in particolare nella floricoltura.

PERMEABILITÀ DELLE ROCCE - SORGENTI

Rocce impermeabili sono generalmente considerate: le metamorfite; determinati livelli tufacei o lavici della serie basale delle vulcaniti atesine e delle vulcaniti triassiche; le argille, le marne e i silts del Werfeniano, della Formazione a *Bellerophon* e dell'Anisico inferiore; i calcari nodulari e la pietra verde degli Strati di Livinallongo; le argille e le marne raibliane e gli strati del *flysch* particolarmente argillosi.

Le rocce eruttive si considerano impermeabili ma possono diventare semipermeabili per fessurazione superficiale.

Semipermeabili per porosità sono le Arenarie di Val Gardena, certi livelli di tufi grossolani e le alluvioni antiche cementate.

Permeabili per porosità sono tutte le conoidi detritiche e di deiezione, i materiali detritici grossolani, 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, i calcari cariati e i gessi della Formazione a *Bellerophon*.

L'ubicazione delle sorgenti e la loro portata sono naturalmente legate alla permeabilità delle rocce ed alla forma e superficie del bacino di raccolta.

Le sorgenti perenni principali sono ubicate alla base dei massicci dolomitici, al contatto con gli strati impermeabili della Formazione di Werfen e dell'Anisico inferiore. Livelli sorgentiferi notevoli si possono pure avere in zone di disturbo tettonico in corrispondenza ad affioramenti impermeabili.

Un orizzonte sorgentifero di una certa importanza è quello che si rinviene nella serie effusiva ladinica, laddove i depositi tufacei e conglomeratici, o i banchi di lave più o meno fessurate hanno alla base livelli argillosi.

Un livello sorgentifero meno abbondante si ha in corrispondenza della Formazione di Livinallongo.

Nel settore delle ignimbriti le sorgenti sono di notevole importanza solo in corrispondenza ad intercalazioni tufacee o a livelli poco saldati: la maggior parte delle sorgenti è qui imputabile allo strato di copertura morenica, detritica e vegetale.

Molto importanti sono in genere le acque sgorganti dalla Formazione a *Bellerophom*.

Variamente importanti sono le sorgenti che scaturiscono da depositi quaternari.

I letti torbosi creano una zona di imbibizione favorevole a dar origine a sorgenti di scolo.

Sorgenti minerali: in qualche caso per fenomeni di riduzione le sorgenti provenienti dai gessi e dalle marne gessose del Permiano superiore possono dare origine a sorgenti solfidriche (a S. Giovanni di Fassa, in Val Contrin, ecc.). Altre sorgenti possono essere mineralizzate a solfuri di ferro: queste sorgenti ferruginose sgorgano talvolta per stillicidio da vecchie gallerie di miniere (Piz Meda) o per dilavamento di piccoli giacimenti metalliferi.

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 silts, materiali tufacei grossolani e conglomeratici; ad erodibilità medio-alta sono certe colate laviche molto alterate o certe zone milonizzate. Poco erodibili le rocce gneissiche, quelle eruttive in generale e

quelle calcaree e dolomitiche. Naturalmente hanno molta importanza i sistemi di fratturazione, la giacitura, il grado di alterazione e quello di imbibizione.

Nel caso di alluvioni o eccessive piogge i fenomeni di erosione sono molto manifesti lungo le aste torrentizie e i torrenti montani principali (Rio Ega, fiume Avisio, Rio Gardena) in quanto le acque quasi sempre attraversano depositi sciolti di tipo detritico o fluvio-glaciale.

Smottamenti sono frequenti in corrispondenza all'emersione di sorgenti (specialmente dove è alta la componente argillosa in morene, siltiti werfiane, Arenarie di Gardena, marne); frequenti sono i fluimenti dei detriti di falda alla base delle pareti dolomitiche.

Franamenti delle pareti rocciose si realizzano specialmente in zone tettonizzate, dove gli strati sono a franappoggio e dove è particolarmente attiva l'erosione al piede da parte delle acque. Tra i grossi fenomeni compresi nel foglio si possono citare le frane avvenute sulla strada statale presso Mazzin e a Campodazzo.

Data di presentazione del manoscritto: 16 Novembre 1968.

Ultime bozze restituite il 20 Giugno 1969.

VII — BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1955), *Le dislocazioni delle cime (Gipfelsaltungen) delle Dolomiti*. « Ann. Univ. Ferrara », N. S. Sez. IX, vol. II, n. 2, Ferrara.
- ACCORDI B. (1957), *Nuove ricerche sui corrugamenti di vetta (Gipfelsaltungen) delle Dolomiti occidentali*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. LXXVI, Roma.
- ACCORDI B. (1959 a), *Geologia dell'alta valle del Cordevole (Dolomiti)*. « Mem. Ist. Geol. e Mineral. Univ. di Padova », vol. XXI, Padova.
- ACCORDI B. (1959 b), *Il Permiano superiore delle Dolomiti e le sue relazioni con l'orogenesi ercinica*. « Estudios Geologicos », vol. XV, Madrid.
- ARTHABER G. (1905), *Die Alpine Trias des Mediterran-Gebietes*. « Lethaea geognostica », II Teil, Das Mesozoicum, I Band, Trias, 3 Abteilung, Stuttgart.
- ATTI del Symposium internazionale sui giacimenti minerali delle Alpi. Voll. I, II, III, IV. Suppl. ad « Economia Trentina » della C. C. I. A. A., Ed. Saturnia, Trento (1966).
- BACCELLE L. (1965), *Contributo alla conoscenza petrografica e sedimentologica degli Strati di S. Cassiano nelle Dolomiti*. « Studi Trent. Sc. Nat. », ser. A, vol. XLII, n. 2, Trento.
- BACCELLE L., SACERDOTI M. (1965), *Una serie di Strati di Livinallongo nei pressi di Caprile (Dolomiti Bellunesi)*, « Studi Trent. Sc. Nat. », a. 42, n. 1, Trento.
- BIANCHI G. - CASTIGLIONI G. B. (1960), *Osservazioni morfologiche sulla valle di S. Pellegrino nelle Dolomiti*. « Riv. Geogr. Ital. », vol. LXVII, f. 4, Firenze.
- BONI A. (1942), *Faune pigmee triassiche. Contributo alla paleobiologia del nanismo di faune marine*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. LXI, fasc. 1-2, Roma.
- BORSI S., FERRARA G. (1967), *Determinazione dell'età delle rocce intrusive di Predazzo con i metodi del Rb/Sr e K/Ar*. « Min. et Petr. Acta », Vol. 13, Bologna.
- BORSI S., FERRARA G., PAGANELLI L., SIMBOLI G. (1967), *Studio con i metodi del Rb/Sr e del K/Ar delle rocce intrusive dei Monti Monzoni*. Lischi, Pisa.
- BOSELLINI A. (1964 a), *Prima segnalazione di lacune stratigrafiche nel Trias inferiore delle Dolomiti*. « Acc. Naz. Lincei », fasc. 2, s. VII, vol. XXXVI, Roma.
- BOSELLINI A. (1964 b), *Stratigrafia, petrografia e sedimentologia delle facies carbonatiche al limite Permiano-Trias nelle Dolomiti Occidentali*. « Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid. », A. XXVII-XXVIII, 1964-65, vol. XV, fasc. II, Trento.
- BOSELLINI A. (1965 a), *Analisi petrografica della « Dolomia Principale » nel Gruppo di Sella (Regione Dolomitica)*. « Mem. Geopal. Univ. Ferrara », vol. I, n. 3, Ferrara.
- BOSELLINI A. (1965 b), *Particolarità tettoniche nelle Dolomiti Nord-occidentali*. « Ann. Univ. Ferrara », Sez. IX, Sc. Geol. e Pal., vol. I, n. 1.
- BOSELLINI A. (1965 c), *I Klippen di S. Martino in Badia (Dolomiti) e considerazioni geologiche relative*. « La ricerca Scientifica », a. 35, Sez. 2, P. II-A, vol. VII, n. 2, Roma.
- BOSELLINI A. (1967), *La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete)*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 86, n. 2, Roma.
- BOSELLINI A. (1968), *Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centro-settentrionali*. « Atti Acc. Naz. Lincei », Mem., Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. scr. VIII, vol. 9, sez. 2, f. 1, Roma.
- BOSELLINI A., BROGLIO LORIGA C. (1965 a), *Presenza di uno strato a Foraminiferi nel Raibliano (Carnico sup.) del Gruppo di Sella, Dol. Occ.* « Studi Trent. Sc. Nat. », Sez. A, vol. XLII, n° 2, Trento.
- BOSELLINI A., BROGLIO LORIGA C. (1965 b), *Gli « Strati a Triasina » nel Gruppo di Sella (Dolomiti Occidentali)*. « Mem. Geopal. Univ. Ferrara », vol. I, n. 6, Ferrara.
- BOSELLINI A., DAL CIN R. (1968), *Sedimentologia delle Arenarie di Val Gardena. Sezione di S. Martino in Badia (Bolzano)*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 87, pp. 401-423.
- BOSELLINI A., LARGAIOLLI T. (1965), *Contributo alla conoscenza degli Strati di S. Croce (Val Badia, Dolomiti)*. « Studi Trent. Sc. Nat. », Sez. A, a. 42, n. 1, Trento.
- BOSELLINI A., LEONARDI P. (1964), *Note di tettonica Gardenese*. « Rend. Acc. Naz. Lincei », vol. XXXVI, s. VIII, fasc. 2, Roma.
- BROILI F. (1904), *Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alpe (mit Aufschluss der Gastropoden und Cephalopoden)*. « Palaeontographica », Bd. 50, Lief. 4, Stuttgart.
- BROILI F., READ A. (1907), *Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alpe*. « Palaeontographica », Bd. 54, Lief. 2, Stuttgart.
- CALLEGARI E., JOBSTRAIBIZER G. (1964), *Sulla presenza di analcime nella « pietra verde » degli Strati di Livinallongo della località tipo (Alta Valle del Cordevole-Dolomiti)*. « Rend. Soc. Min. Ital. », 20, Pavia.
- CASTEGNARO E. (1953), *Le dioriti di Chiusa (Bolzano)*. « Per. Min. », 2-3, pag. 167-241.
- CASTEGNARO E. (1954), *Le anfiboliti prasmitiche di Chiusa (Bolzano)*. « Mem. Acc. Pat. SS. LL. AA. », Cl. Sc. Mat. Nat., Vol. LXVI, pag. 5-45, Padova.
- CASTIGLIONI B. (1931), *Il Gruppo della Civetta (Alpi Dolomitiche)*. « Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. Padova », vol. IX, Padova.
- CASTIGLIONI B. (1939), *Il Gruppo delle Pale di San Martino e le valli limitrofe (Alpi Dolomitiche)*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », vol. XIII (1938-39), Padova.
- CATHREIN A. (1830), *Zur Divisbliffen n. 119 der Tiroler Eruptivgesteine*. « N. J. Miner. ».
- CATHREIN A. (1893), *Dioritische Gang- und Stockgesteine aus dem Pustertal*. « Zeitschrift Geol. Ges. », vol. 50, F. 2.
- CHARRIER G. (1964), *Legni fossili del Permiano medio delle Cuencenes presso Ortisei (Val Gardena)*. « Mem. Geopal. Univ. Ferrara », vol. I, fasc. I.

- CORNELIUS H. P., CORNELIUS FURLANI M. (1926), *Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet (Südtirol)*. « *Centralb. f. Min. Geol. u. Pal.* », Stuttgart.
- CORNELIUS H. P., CORNELIUS FURLANI M. (1927), *Über die Tektonik der Marmolata-gruppe (Südtirol)*. « *N. Jahrb. Min. Geol. Pal.* », LVI Bd., Abt. B, Stuttgart.
- DAL CIN R. (1963), *Primi risultati di uno studio sul « Verrucano Alpino » delle Dolomiti Sette-trionali*. « *Boll. Soc. Geol. Ital.* », 82, n. 3, Roma.
- DAL CIN R. (1965), *Ricerche morfoscopiche sulle Arenarie di Val Gardena della Regione Dolomitica*. « *Studi Trent. Sc. Nat.* », Sez. A, vol. XLII, Trento.
- DAL CIN R. (1966), *Caratteristiche morfometriche e granulometriche di alcuni affioramenti di Conglomerato basale (Verrucano Alpino) delle Dolomiti*. « *Atti Symp. sul Verrucano, Soc. Tosc. Sc. Nat.* », Pisa.
- DAL CIN R. (1967), *Sull'ambiente di sedimentazione di alcuni affioramenti di « Conglomerato di Richthofen » della Val Gardena e della Val Badia*. « *Riv. It. Paleont. Strat.* », vol. 73, n. 1, Milano.
- DAL CIN R., SEGANTINI V. (1964), *La densità delle rocce affioranti nella Regione Dolomitica*. « *Studi Trent. di Sc. Nat.* », vol. XLI, n. 2, Trento.
- DAL CIN R., SEMENZA E. (1965), *Carta della densità media sino al livello del mare della Regione Dolomitica e delle zone circostanti*. « *Ann. Univ. Ferrara* », N. S., Sez. IX, Sc. Geol. e Pal., vol. 1, n. 3, Ferrara.
- DEL MONTE M., PAGANELLI L., SIMBOLI G. (1968), *The Monzoni intrusive rocks. A modal and chemical study*. « *Min. et Petr. Acta* », vol. 13, Bologna.
- FLORIN R. (1964), *Über Ortiseia Leonardii n. gen. et sp., eine Konifere aus den Gröden Schichten in Alto Adige (Südtirol)*. « *Mem. Geopal. Univ. Ferrara* », vol. 1, fasc. I.
- FRECH F. (1907), *Die Leitfossilien der Werfener Schichten und Nachträge zur Fauna des Muschelkal-kes, der Cassianer und Raibler Schichten etc.* « *Res. d. wiss. Erf. d. Balatonsees, Pal. Anh.* », Budapest.
- FUGANTI A., MORTEANI G., VUILLERMIN F. (1966), *Tettonica e mineralizzazioni dei dintorni di Tires (Bolzano)*. « *Atti Symp. Intern. Giac. Min. Alpi* », vol. 2, Trento.
- GHEZZO C. (1967), *Le vulcaniti paleozoiche nell'area centro-orientale del complesso effusivo atesino*. « *Mineralogica et petrographica acta* », vol. XIII, Bologna.
- GIUSSANI A., LEONARDELLI A. (1966), *Le direttrici tettoniche e le connesse manifestazioni a quarzo, fluorite, baritina, e solfiti nei porfidi quarziferi, della media Val d'Ega, in Alto Adige*. « *Atti Symp. Intern. Giac. Min. Alpi* », vol. 2, Trento.
- HAEBERLE D. (1908), *Palaeontologische Untersuchung triadischer Gastropoden aus dem Gebiete von Predazzo*. « *Verhandl. d. naturhist., mediz. Vereins* », vol. 9, Heidelberg.
- HAUG E. (1887), *Die geologischen Verhältnisse der Neocomablagerungen der Puez Alpe bei Corvara (Südtirol)*. « *Jahrb. k. k. Geol. Reichs.* », XXXVII, Wien.
- HAUG E. (1889), *Beitrag zur Kenntniss der oberneocomen Ammonitenfauna der Puezalpe bei Corvara (Südtirol)*. « *Beitr. zur Paleont. Österreich.-Ungarns u. d. Orients* », vol. VII, Wien.

- KITTL E. (1891-1894), *Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias*. « *Annalen K. K. Naturhistor. Hofmuseum* », Wien, VI, 1891; VII, 1892; IX, 1894.
- KLEBELSBERG R. v. (1927), *Rückzugsstände der Eiszeitgletscher in den Dolomitentälern*. « *Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges.* », Bd. 79, Abh. n. 3, Berlin.
- KLEBELSBERG R. v. (1935), *Geologie von Tirol*. Borntraeger, Berlin.
- KOBER L. (1908), *Das Dachsteinkalkegebirge zwischen Gader, Rienz und Boite*. « *Mittheilungen der Geol. Gesellschaft* », 1, Wien.
- KOBER L. (1912), *Über den Bau und Entstehung der Ostalpen*. « *Mitteil. d. Geol. Gesellsch.* », vol. 4, Wien.
- KOBER L. (1923), *Bau u. Entstehung der Alpen*. Berlin.
- LAUBE G. C. (1864-1870), *Die Fauna der Schichten von St. Cassian*. « *Denkschrift d. Kais. Akad. d. Wissenschaften* », vol. XXIV-XXX, Wien.
- LEONARDI P. (1935), *Il Trias inferiore delle Venexie*. « *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova* », vol. XI, Padova.
- LEONARDI P. (1936), *Note sulla tettonica della Regione Dolomitica*. « *Studi Trent. Sc. Nat.* », a. XVII, fasc. 2, Trento.
- LEONARDI P. (1937), *Geologia del territorio di Cavalese (Dolomiti Occidentali)*. « *Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid.* », vol. 7, n. 2, Trento.
- LEONARDI P. (1940 a), *Segnalazione di una nuova ricca fauna carnica inferiore dei dintorni di Cortina d'Ampezzo (Dolomiti Orientali)*. « *Boll. Soc. Geol. Ital.* », vol. 59, n. 2, Roma.
- LEONARDI P. (1940 b), *Una nuova ricca fauna degli Strati di S. Cassiano (Trias Sup.) rinvenuta nei dintorni di Cortina d'Ampezzo*. « *Boll. Soc. Ven. St. Nat.* », vol. 2, n. 2, Venezia.
- LEONARDI P. (1943), *Sintesi stratigrafico-tettonica e nuova carta geologica al 50.000 della Val Gardena e dei gruppi dolomitici circostanti*. « *L'universo* », XXIV, n. 4, Firenze.
- LEONARDI P. (1943 a), *La fauna cassiana di Cortina d'Ampezzo. Parte I, introduzione geologica e lamellibranchi*. « *Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. Padova* », vol. XV.
- LEONARDI P. (1943 b), *Schema tettonico della regione dolomitica veneto-tridentina*. « *Ist. Geol. Univ. Padova* ».
- LEONARDI P. (1955), *Breve sintesi geologica delle Dolomiti Occidentali*. LVIII riunione estiva della Società Geologica Italiana; « *Boll. Soc. Geol. Ital.* », vol. 74, Roma.
- LEONARDI P. (1956), *Dislocazioni triassiche non orogenetiche in Val di Fassa (Dolomiti Occidentali)*. « *Rend. Acc. Naz. Lincei* », serie VIII, vol. XXI, fasc. 1-2, Roma.
- LEONARDI P. (1957), *Campagne geopaleontologiche 1954-1956 dell'Istituto Geologico di Ferrara nelle Dolomiti*. « *La Ric. Scient.* », a. XXVII, n. 12, Roma.
- LEONARDI P. (1959), *Note preliminari sulla vulcano-tettonica del centro eruttivo di Predazzo nelle Dolomiti*. « *Atti Ist. Ven. Sc. Lett. Art.* », T. CXVII, Venezia.
- LEONARDI P. (1960), *Preliminary notes on the volcano-tectonics of the eruptive centre of Predazzo in the Dolomites*. « *Int. Geol. Congr.* », XXI, Sess. Copenhagen.

- LEONARDI P. (1961 a), *Triassic coralligenous reefs in the Dolomites*. « Ann. Univ. Ferrara », N. S., Sez. IX, Sc. Geol. e Mineral., vol. III, n. 8.
- LEONARDI P. (1961 b), *Carta geologica della Val di Fassa e dei gruppi dolomitici circostanti*. Scala 1:25.000, Firenze.
- LEONARDI P. (1962), *Il Gruppo dello Sciliar e le scogliere coralligene dolomitiche*. « Ann. Univ. Ferrara », N. S., Sez. IX, Sc. Geol. e Mineral., Supp. vol. III.
- LEONARDI P. (1963), *Gravità, Diapirismo e Orogenesi nelle Dolomiti*. « Giornale di Geologia », Sez. II, 31, Bologna.
- LEONARDI P. (1965), *Tettonica e tetto-genesi delle Dolomiti*. « Atti Acc. Naz. Lincei », a. 362 Mem., Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., ser. 8, vol. 7, sez. 2, n. 3, Roma.
- LEONARDI P. (1966), *Considerazioni sull'età e sulla denominazione del Conglomerato basale (Verrucano Alpino Auct.) delle Alpi Meridionali*. « Atti Symp. Verrucano, Soc. Tosc. Sc. Nat. », Pisa.
- LEONARDI P. (1967 a), *Inquadramento geo-cronologico del centro eruttivo di Predazzo*. « Rend. Soc. Min. It. », a. XXIII.
- LEONARDI P. (1967 b), *Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave*. Manfrini, Rovereto.
- LEONARDI P., ROSSI D. (1957), *La scogliera coralligena del Sella nelle Dolomiti Occidentali*. « Ann. Univ. Ferrara », N. S., Sez. IX, Sc. Geol. e Mineral., vol. III, n. 1.
- LEONARDI P., ROSSI D. (1959), *I porfidi permiani della conca di Cavalese nelle Dolomiti Occidentali*. « Mem. Mus. St. Nat. Venezia Trid. », a. XXI-XXII, vol. XII, fasc. I, Trento.
- LEONARDI P., SACERDOTI M. (1967), *Complesso effusivo porfirico atesino*. In P. Leonardì e Coll. « Le Dolomiti », Ed. Manfrini, Rovereto.
- LEONARDI P., SACERDOTI M., e SOMMAVILLA E. (1967), *Facies eteropica eruttiva del Ladino superiore e del Carnico inferiore*. In P. Leonardì e Coll., « Le Dolomiti », Ed. Manfrini, Rovereto.
- LORIGA C. (1960), *Foraminiferi del Permiano superiore delle Dolomiti (Val Gardena, Val Badia, Val Marebbe)*. « Boll. Soc. Pal. Ital. », 1, n. 1, Modena.
- MITTEMERGER M. (1958), *La serie effusiva paleozoica del Trentino-Alto Adige*. « Studi e ricerche della Div. Geomineraria CNRN », vol. I, Roma.
- MITTEMERGER M. (1959), *Su un ammasso porfirico compreso nelle ignimbriti della Val di Nova*. « Studi e Ricerche della Div. Geomineraria CNRN », vol. I, Roma.
- MITTEMERGER M. (1960), *Studio di alcuni vitrofiri del complesso vulcanico paleozoico atesino*. « Studi e Ricerche della Div. Geomineraria CNRN », vol. III, Roma.
- MITTEMERGER M. (1962), *Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena*. « Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. », serie A, fasc. II, Pisa.
- MOJSISOVICS E. v. (1879), *Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen*. Wien.
- MUTSCHLECHNER G. (1932), *Geologie der St. Vigilier Dolomiten*. « Jahrb. Geol. Bundesanst. », vol. 82, Wien.
- MUTSCHLECHNER G. (1933), *Geologie der Peitlerkofelgruppe (Südtiroler Dolomiten)*. « Jahrb. Geol. Bundesanst. », Bd. 83, Heft. 1 und 2, Wien.
- NÖTH L. (1929), *Geologie des mittleren Cordevolegebietes zwischen Vallazza und Cencenighe (Dolomiten)*. « Jahrbuch. d. Geol. Bundesanst. », vol. LXXIX. H. 1, 2, Wien.
- OGLIVIE M. M. (1893), *Contributions to the Geology of the Wengen and St. Cassian Strata in Southern Tyrol*. « Quart. Jour. of Geol. Soc. London », vol. XLIX, n. 143.
- OGLIVIE GORDON M. M. (1927), *Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten*. « Abhandl. d. Geol. Bundesanstalt », Bd. XXIV, Heft. I, 2, Wien.
- OGLIVIE GORDON M. M., PIA J. (1940), *Zur Geologie der Langkofelgruppe in den Südtiroler Dolomiten*. « Mitt. d. Alpenländ. geol. Vereines », Bd. 32, Wien.
- PAGANELLI L. (1966), *Studio petrografico della massa « sienitica » di Doss Cappello presso Predazzo (Italia settentrionale)*. « Min. et Petr. Acta », Vol. 13, Bologna.
- PELTZMANN I. (1935), *Palaeozoikum im Brixener Quarzphyllit*. « Verh. Geol. Bundesanst. », pag. 195-196, Wien.
- PHILIPP H. (1904), *Paläontologisch-geologische Untersuchungen aus dem Gebietes von Predazzo*. « Zeitschrift d. deutschen Geol. Gesellschaft », vol. 56, Berlino.
- PIA J. (1937), *Stratigraphie und Tektonik der Dolomiten von Prag*. Wien.
- PROTO DECIMA F. (1956), *Nota sulla geologia del versante sudoccidentale del Gruppo del Buffaure (Dolomiti Occidentali)*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. 75, Roma.
- REITHOFER O. (1928), *Geologie der Puezgruppe (Südtiroler Dolomiten)*. « Jahrb. Geol. Reichs. », Bd. 78, Heft. 1, n. 2, Wien.
- REITHOFER F. v. (1860), *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alpen in Südtirol*, Gotha.
- ROSSI D. (1955), *Studio geologico-petrografico sulla regione Catinaccio-Val Duron (Dolomiti di Fassa)*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », vol. VI.
- ROSSI D. (1957), *La scogliera del Latemar (note preliminari)*. « Ann. Univ. Ferrara », Sc. Geol. e Min. N. S., Sez. IX, vol. II, n. 5, Ferrara.
- ROSSI D. (1960), *Sintesi tettonica del gruppo montuoso della Costabella-Valsfreda-Ombretta (Dolomiti Occidentali)*. « Rend. Acc. Naz. Lincei », Cl. Sc. fis. mat. nat., ser. VIII, vol. XXVIII, fasc. 3, Roma.
- ROSSI D. (1962), *Geologia della parte meridionale del Gruppo della Marmolada*. « Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trident. », a. XXV-XXVI, vol. XVI, fasc. I/B, Trento.
- ROSSI D. (1964 a), *Il Trias medio e superiore nelle Dolomiti Nordorientali*. « Atti Acc. dei Lincei », Ser. VIII, vol. 37, fasc. 5, Roma.
- ROSSI D. (1964 b), *Introduzione allo studio degli Strati di Livinallongo della regione dolomitica. Caratteristiche sedimentologiche delle ritmiti siliceo-calcaree*. « Rend. Acc. Naz. Lincei », Cl. Sc. fis. mat. nat., Ser. VIII, vol. XXXVII, fasc. 6, Roma.
- ROSSI D. (1965), *Contributo allo studio degli strati di Livinallongo. I calcari nodulari delle Dolomiti Occidentali*. « Rend. Acc. Naz. Lincei », Cl. Sc. fis. mat. nat., ser. VIII, vol. XXXVIII, fasc. 1, Roma.
- ROSSI D. (1967 a), *Dolomitizzazione delle formazioni anisiche e ladino-carniche delle Dolomiti*. « Mem. Mus. Trid. Sc. Nat. », vol. XVI, fasc. 3, Trento.
- ROSSI D. (1967 b), *Due serie di strati di Livinallongo alle falde occidentali del Gruppo del Latemar (Val d'Ega)*. « Studi Trent. Sc. Nat. », N. S., Sez. A, vol. XLIV, Trento.

- ROTHPLETZ A. (1895), *Über das Alter der Bindner Schiefer*. «Zeitsch. Deutsch. Geol. Gesell. ».
- SACERDOTI M. (1967), *Cima Bocche-Valle S. Pellegrino*, in P. Leonardi e Coll. «Le Dolomiti », Ed. Manfrini, Rovereto.
- SACERDOTI M. (1969) - *Le vulcaniti paleozoiche del fianco settentrionale della Valle di San Pellegrino (Trento)*. «Studi Trentini di Sc. Nat. », vol. XLVI, Trento (in corso di stampa).
- SACERDOTI M., SOMMAVILLA E. (1962), *Pillowlave jaloclastiti e altre formazioni vulcanoclastiche nella Regione Dolomitica Occidentale*. «St. Trent. Sc. Nat. » a. XXXIX, n. 3, Trento.
- SALOMON W. (1895), *Geologische und Paläontologische Studien über die Marmolata*. «Palaeontographica », Bd. 42, Stuttgart.
- SALOMON W. (1898), *Ueber alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitischkörnigen massen*. «Tschermak's Mineralog. u. Petr. Mitt. », Bd. XVII, pag. 1-176, Wien.
- SANDER B. (1925), *Note illustrative del Foglio Bressanone*. «Pubbl. Uff. Idrog. del Mag. alle Acque Venezia ».
- SANDER B. (1929), *Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen*. «Schlernschriften », n. 16.
- SASSI F. P. (1968 a), *Sulla presenza di arenarie debolmente metamorfiche entro il basamento filladico sudalpino di Bressanone*. «St. Trentini Sc. Nat. », «A », n. 45.
- SASSI F. P. (1968 b), *Il cristallino sudalpino di Bressanone*. «Note illustrative del F^o Bressanone della Carta Geologica d'Italia », Padova.
- SIMBOLI G. (1966), *Ricerche petrochimiche e considerazioni petrologiche sulle formazioni vulcaniche triassiche di Val Gardoné (Predazzo)*. «Min. et Petr. Acta », Vol. 12, Bologna.
- SOMMAVILLA E. (1961), *Tettonica eruttiva nel gruppo del Buffaure a Sud di Fontanazzo-Campesin in Val di Fassa*. «Rend. Acc. Naz. Lincei », ser. VIII, vol. XXX, fasc. 2, Roma.
- SOMMAVILLA E. (1967), *Monzonite e vulcaniti triassiche della Malgola (Predazzo)*. «Rend. Soc. Min. It. », a. XXIII.
- UHLIG V. (1887), *Über neocome Fossilien von Gardenazza in Südtirol*. «Jahrb. k. k. Geol. Reichs », Bd. 37, Wien.
- UHLIG V. (1887 a), *Über Neocom von Gardenazza-stock in Südtirol*. «Verhandl. d. Geol. Reichs. », Wien.
- VALDUGA A. (1962), *Osservazioni stratigrafico-paleontologiche sui rapporti fra la serie raibliana dello Sciliar e i «tufi a Pachicardie» dell'Alpe di Siusi*. «Atti Ist. Ven. Sc. Lett. ed Arti », Cl. Sc. mat. e nat., a. 1961-62, Tomo CXX, Venezia.
- VARDABASSO S. (1922), *Il problema geologico di Predazzo in un secolo di ricerche (con alcune osservazioni sull'origine e la distribuzione delle rocce eruttive)*. «Atti Acc. Scient. Veneto Trent. Istriana », vol. XII-XIII, (S. III), Padova.

- VARDABASSO S. (1928a), *I diatremi del Latemar. Sopra una particolare manifestazione vulcanica nel Trias delle Dolomiti del Trentino*. «Atti Acc. Sc. Ven. Trent. Istr. », vol. 19, Padova.
- VARDABASSO S. (1928b), *Osservazioni sulla linea di Tires e sulla struttura geologica delle Dolomiti dell'Alto Adige*. «Ann. R. Sc. Ing. Padova », a. III, n. 3.
- VARDABASSO S. (1930 a), *Carta geologica del territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni nelle Dolomiti di Fiemme e Fassa*. Padova.
- VARDABASSO S. (1930 b), *Profili geologici attraverso il territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni nelle Dolomiti di Fiemme e Fassa*. Padova.
- VARDABASSO S. (1930c), *Studio geo-idrografico del Bacino dell'Avio (Valli di Fassa, Fiemme e Cembra)*. «Uff. Idr. R. Mag. Acq. Venezia », Sez. Geol., Padova.
- VARDABASSO S. (1931 a), *La piattaforma porfirica atesina. Sua struttura geologica e funzione tettonica*. «Atti Soc. Ital. Progr. Sc. », 20^a Riunione, Milano.
- VARDABASSO S. (1931 b), *Profili geologici attraverso le Dolomiti occidentali*. «Uff. Idrogr. R. Mag. Acq. Venezia », Sez. Geol., Padova.
- VARDABASSO S. (1931c), *Ricerche geologiche sopra il territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni nelle Dolomiti del Trentino (Atlante petrogr. e profili geologici)*. «Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. Padova », vol. XI.
- VARDABASSO S. (1949), *Sguardo alla Geologia di Predazzo*. «Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. Padova », vol. XVI.
- WAAGEN L. (1903), *Brachiopoden aus den Pachycardientuffen der Seiser Alpe*. «Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanst. », Bd. LIII.
- WAAGEN L. (1907), *Die Lamellibranchiaten der Pachycardientuffe der Seiser Alpe*. «Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. », Bd. XVIII, Heft, 2.
- WILCKENS R. (1909), *Paläontologische Untersuchung Triadischer Faunen aus der Umgebung von Predazzo in Südtirol*. «Verh. d. Nat. Med. Verein », N. S. vol. 10, Heidelberg.
- WOLFF F. v. (1902), *Vorstudien zu einer geol. petrographisch. Untersuchung des Quarzporphyrs der Umgebung von Bozen*. «Sitzungsberichte d. k. preuss. Akad. der Wissensch », vol. 44, Berlin.
- WOLFF F. v. (1908), *Beiträge zur Petrographie u. Geologie des «Bozener Quarzporphyrs» I. Die Gliederung u. petrograph. Beschaffenheit des Quarzporphyrsystems der Umgegend von Bozen (Südtirol)*. «Neues Jahrb. f. Miner. Geol. », vol. 27.
- ZITTEL K. A. (1899), *Über Wengener, St. Cassianer und Raibler Schichten auf der Seiser Alp in Tirol*. «Sitzungsber. Bayer Akad. Wissensch », München, XXIX, pagg. 341-359.