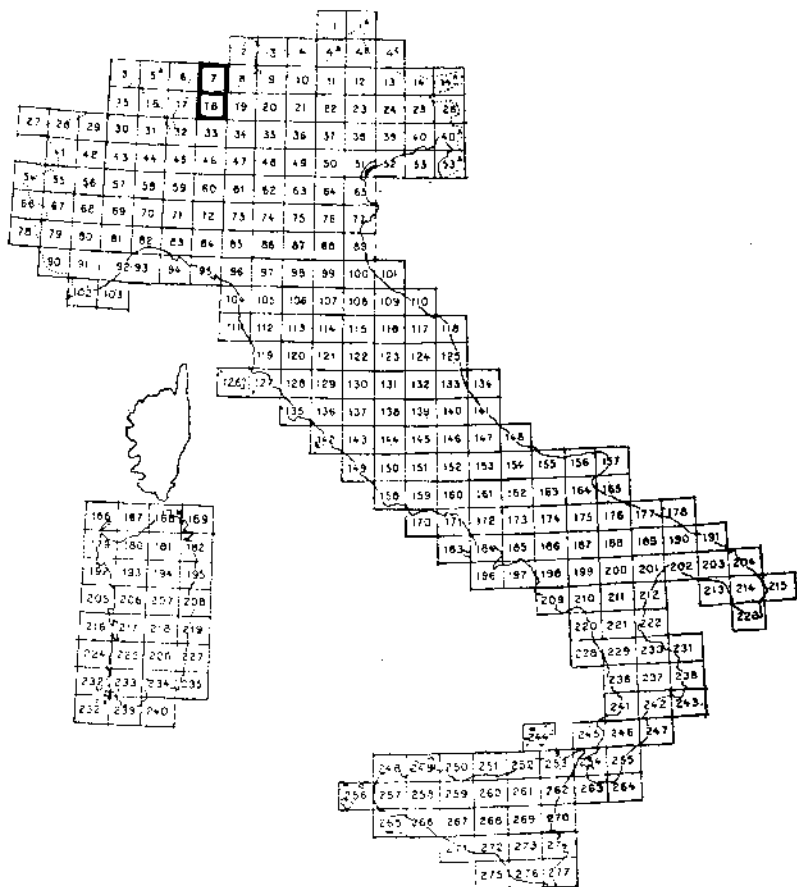


CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



QUADRO D'UNIONE DEI FOGLI AL 100.000



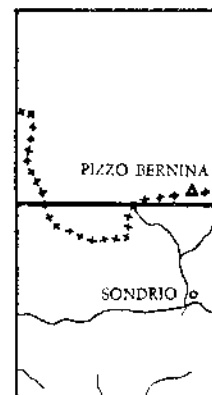
MINISTERO DELL'INDUSTRIA, DEL COMMERCIO E DELL'ARTIGIANATO
DIREZIONE GENERALE DELLE MINIERE
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA
ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLI 7 e 18

PIZZO BERNINA e SONDRIO

G. BONSIGNORE, P. CASATI, R. CRESPI, G. FAGNANI, G. LIBORIO,
A. MONTRASIO, A. MOTTANA, U. RAGNI, G. SCHIAVINATO, S. VENZO.



ROMA
NUOVA TECNICA GRAFICA
1971



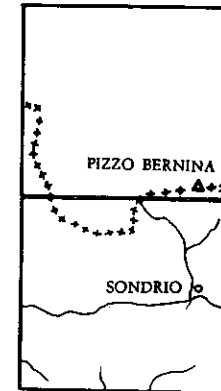
MINISTERO DELL'INDUSTRIA, DEL COMMERCIO E DELL'ARTIGIANATO
DIREZIONE GENERALE DELLE MINIERE
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA
ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLI 7 e 18

PIZZO BERNINA e SONDRIO

G. BONSIGNORE, P. CASATI, R. CRESPI, G. FAGNANI, G. LIBORIO,
A. MONTRASIO, A. MOTTANA, U. RAGNI, G. SCHIAVINATO, S. VENZO.



ROMA
NUOVA TECNICA GRAFICA
1971

S O M M A R I O

I	— INTRODUZIONE	Pag. 9
II	— CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE	» 11
III	— SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME	» 15
IV	— STRATIGRAFIA	» 21
	A) FORMAZIONI METAMORFICHE	» 21
	1) Gneiss del Monte Gruf	» 21
	2) Gneiss del Monte Provinaccio	» 22
	3) Oliviniti di Bagni del Mäsino	» 23
	4) Gneiss di Villa di Chiavenna	» 24
	5) « Pietre verdi » di Chiavenna	» 25
	6) Gneiss della Valle dei Ratti	» 26
	7) Gneiss della Val Sissone	» 26
	8) Micascisti di Lanzada	» 27
	9) Prasiniti di Tornadri	» 28
	10) Anfiboliti del Monte Forno	» 28
	11) « Scisti e gneiss anfibolico-cloritici »	» 30
	12) Serpentine della Val Malenco	» 30
	13) Gneiss di Chiareggio	» 32
	14) Formazione del Monte Senevedo	» 33
	15) Scisti anfibolici del Lago Pirola	» 34

16) Micascisti del Monte Acquanera	Pag. 35
17) « Serpentiniti in prevalenza antigoritiche »	» 37
18) Filladi della Cima Vicima	» 37
19) Gneiss del Monte Canale	» 38
20) Gneiss granitici del Pizzo Mercantelli	» 39
21) Formazione della Punta di Pietra Rossa	» 40
22) Micascisti della Cima Rovaia	» 42
23) Gneiss del Monte Tonale	» 43
24) Gneiss del Corno Stella (« Gneiss chiari »)	» 44
25) Gneiss di Mantello	» 45
26) Gneiss di Morbegno	» 46
27) Gneiss occhiadini del Monte Pedena	» 47
28) Filladi di Ambria	» 47
29) Gneiss del Pizzo Meriggio	» 49
30) Scisti di Edolo	» 50
 B) FORMAZIONI ERUTTIVE	 » 51
31) Diorite del Pizzo Sella	» 51
32) Diorite del Pizzo Bernina	» 52
33) Granito del Monte Rolla	» 54
34) Quarzodiorite di Val Biandino	» 55
35) Granito del Monte Fioraro	» 56
36) Granito di Dazio	» 57
37) Quarzodiorite del Monte Bassetta (« Serizzo »)	» 58
38) Granodiorite della Val Mäsino (« Ghian-done »)	» 60
39) Granito di S. Fedelino	» 61
40) Granodiorite di Triangia	» 62
41) Filoni di porfiriti nel Cristallino di Languard-Tonale	» 64
42) Filoni di porfiriti nel Cristallino Sudalpino	» 65

C) FORMAZIONI SEDIMENTARIE	Pag. 65
a) <i>Sedimentario più o meno metamorfico della Suretta</i>	» 65
43) « Calcari dolomitici »	» 65
44) « Calcari e calcescisti »	» 66
b) <i>Sedimentario più o meno metamorfico della Margna</i>	» 67
45) « Scisti cloritico-epidotico-anfibolici »	» 67
46) « Dolomie e calcari cristallini »	» 67
47) « Calcari e calcescisti »	» 67
c) <i>Sedimentario più o meno metamorfico del Bernina</i>	» 68
48) « Dolomie, calcari, ecc. »	» 68
d) <i>Lembi di rocce sedimentarie lungo la Linea Insubrica</i>	» 69
49) « Anageniti »	» 69
50) « Servino »	» 69
51) « Dolomie gialle »	» 70
52) « Dolomie bianche e grigie »	» 70
e) <i>Sedimentario Sudalpino</i>	» 71
53) « Conglomerato basale »	» 71
54) Formazione di Collio	» 72
55) Conglomerato del Ponteranica	» 74
56) « Verrucano lombardo »	» 75
57) « Servino »	» 76
58) Carniola di Bòvegno	» 77
59) Calcare di Angolo	» 78
60) Calcare di Prezzo	» 79
61) Calcare di Buchenstein (o di Livinallongo)	» 80

	62) Formazione di Wengen (o di La Valle)	Pag. 81
	63) Calcare di Esino	» 82
	64) « Metallifero bergamasco »	» 83
	D) FORMAZIONI CONTINENTALI QUATERNARIE	» 84
V	— TETTONICA	» 88
	A) LINEAMENTI STRUTTURALI DELLE ALPI MERIDIONALI	» 88
	B) LA LINEA INSUBRICA (O LINEA DEL TONALE)	» 94
	C) LINEAMENTI STRUTTURALI DELLE AUSTRIDI	» 101
	D) LINEAMENTI STRUTTURALI DELLE PENNIDI	» 109
VI	— MORFOLOGIA	» 116
VII	— GEOLOGIA APPLICATA	» 118
	AGGIORNAMENTI E CORREZIONI AL FOGLIO GEOLOGICO 7-18 « PIZZO BERNINA-SONDRIO » E RELATIVE NOTE ILLUSTRATIVE	» 123
VIII	— BIBLIOGRAFIA	» 125

I — INTRODUZIONE

Il Foglio Geologico 7-18 « Pizzo Bernina-Sondrio » comprende la bassa Valtellina fino all'altezza di Sondrio, una piccola parte della bassa Valle della Mera (Valle dei Ratti, Val Codera, porzione italiana della Val Bregaglia), nonché le testate di alcune valli del Bergamasco (Val Biandino, Val Brembana, Val Seriana). In termini orografici esso copre il settore centro-meridionale delle Alpi Retiche e quello occidentale delle Orobie.

Con la pubblicazione, in prima edizione, del presente foglio geologico, che segue immediatamente quella dei Fogli 8 « Bormio » e 19 « Tirano », risulta coperto per intero un importante settore delle Alpi che non aveva goduto finora, da parte dei geologi, della attenzione che esso meritava, ai fini di una migliore comprensione dell'assetto geologico e strutturale della Valtellina.

Di questa regione non esistevano, infatti, che dei rilievi di dettaglio circoscritti a zone molto limitate e non coordinati da un criterio omogeneo di rilevamento, nonché pubblicazioni di carattere generale che non potevano fruire di una grande messe di osservazioni particolari estese a tutta l'area.

Il rilevamento sistematico dei fogli suddetti pone finalmente solide basi per un ulteriore e più approfondito sviluppo delle ricerche geologiche in questa regione.

I rilevamenti geologici del presente foglio sono stati iniziati nel 1961, contemporaneamente a quelli dei fogli già citati, e sono stati condotti a termine nel 1969. Durante le fasi finali sono stati effettuati perfezionamenti e revisioni al fine di coordinare i rilevamenti eseguiti dalle numerose *équipes* di rilevatori, di armonizzare i rilevamenti delle prime fasi con quelli eseguiti negli ultimi anni con un più vasto bagaglio di espe-

rienza e di conoscenze maturate col procedere dei rilievi e con l'estendersi degli stessi alle aree collaterali, ed infine di applicare alla legenda del foglio il criterio formazionale. A proposito dei limiti di applicazione di tale criterio alle formazioni cristalline e della necessità di elaborare nuove norme classificative che tengano conto delle caratteristiche particolari di queste unità litologiche, si rimanda alla Introduzione delle Note illustrative del Foglio 19 « Tirano ».

Per il Foglio Geologico « Pizzo Bernina-Sondrio » è stato adottato un formato più grande rispetto alla maggior parte dei fogli della Carta Geologica d'Italia, per consentire una esauriente illustrazione dei caratteri essenziali della vastissima gamma di litotipi che vi sono rappresentati. Esso è inoltre corredato di una sezione geologica, di una colonna stratigrafica e di uno schema tettonico che ne rendono più agevole la lettura e l'interpretazione.

Il rilevamento geologico di campagna è stato eseguito, per le rispettive aree indicate sul foglio, dalle seguenti *équipes* di geologi composte in parte dai Rilevatori della Carta Geologica d'Italia distaccati presso i vari Istituti Universitari, in parte dai Docenti degli Istituti stessi: G. BONSIGNORE, A. BORGO, C. CAMPIGLIO, R. CRESPI, G. FAGNANI, G. LIBORIO, A. MONTRASIO, A. MOTTANA, U. RAGNI, G. SCHIAVINATO dell'Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Milano diretto dal Prof. G. SCHIAVINATO; G. COMIZZOLI e L. D. PASSERI dell'Istituto di Geologia, Paleontologia e Geografia Fisica dell'Università di Milano diretto dal Prof. A. DESIO e, dal 1967, dal Prof. B. MARTINIS; S. VENZO dell'Istituto di Geologia, Paleontologia e Geografia dell'Università di Parma diretto dal Prof. S. VENZO.

Il coordinamento generale del foglio è stato eseguito presso l'Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Milano, sotto la direzione scientifica di G. SCHIAVINATO.

Tutti gli elementi per il disegno della carta furono esaminati dal Comitato Geologico ed approvati nel dicembre 1968, relatore il Prof. Gb. DAL PIAZ.

GIUSEPPE SCHIAVINATO

II — CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE

(P. CASATI - G. LIBORIO - A. MONTRASIO - A. MOTTANA - S. VENZO)

I primi lavori sull'area a Sud della Linea Insubrica risalgono alla fine dell'800. Sono le descrizioni degli Gneiss di Morbegno e del M. Legnone dovute a G. MELZI (1891) e quella degli Gneiss Chiari dovuta a A. STELLA (1894). Nello stesso periodo C. PORRO andava cartografando l'intera catena orobica (1897, 1899, 1903). Nel periodo tra le due guerre mondiali, l'intera catena orobica occidentale veniva cartografata in dettaglio dai dottorandi dell'Università di Leida; tra essi i più importanti per il cristallino e per i rapporti tra questo ed il sedimentario sono: J. COSIJN (1928), W. J. JONG (1928), TH. H. F. KLOMPÈ (1929), J. K. L. WENNEKERS (1930), S. W. TROMP (1932), R. D. CROMMELIN (1932) e soprattutto J. F. DOZY (1933, 1935), cui si deve la sistematica definitiva del cristallino delle Alpi Orobie accettata pari pari da L. U. DE SITTER e C. M. DE SITTER KOOMANS (1949). Questi ultimi, in pratica, riassunsero in un unico lavoro, abbracciando pressoché tutta la Catena Orobia, gli studi dell'intera scuola di Leida. Le conseguenze dei nuovi rilevamenti, dal punto di vista tettonico, generarono una serie di note e memorie in contraddittorio, tra le più importanti delle quali meritano citazione quelle di C. PORRO (1933), G. ZIJLSTRA (1941) e R. STAUB (1922-1948). Interessata anche le Alpi Orobie, benché dedicato alla Linea Insubrica, la memoria di H. P. CORNELIUS e M. CORNELIUS-FURLANI (1930), in cui viene riconosciuto l'andamento delle principali linee tettoniche che attraversano il basamento e si tenta un'interpretazione petrologica dei fenomeni di feldspatizzazione degli Gneiss di Morbegno e del M. Legnone. Nel secondo dopoguerra il rilevamento del Foglio « Sondrio » fu intrapreso

dal Servizio Geologico d'Italia e, come note preliminari vengono pubblicati i rapporti di MORETTI e AL. (1952), B. ACCORDI (1954, 1955) e N. MALFERRARI e G. MARTELLI (1956).

Più recentemente il limite sedimentario-cristallino viene definito in dettaglio da P. CASATI e M. GNACCOLINI (1967); la Diorite di Val Biandino è studiata petrostrutturalmente, con il suo inviluppo metamorfico di contatto, da G. PASQUARÈ (1967); le anfiboliti di Dazio vengono identificate come orto da P. GANDINI e G. SCHIAVINATO (1959) e gli Scisti di Edolo affioranti nel Foglio « Sondrio » vengono studiati, con indirizzo mineralogico-petrologico, da G. LIBORIO e A. MOTTANA (1970). Riferimenti utili alla interpretazione petrologica e strutturale delle metamorfiti dello stesso foglio si possono inoltre trarre dai lavori interessanti aree a diretto contatto, quali quelli di S. CATALISANO (1930) e M. R. EL TAHRAWI (1965) a Ovest; mentre ad Est si hanno i lavori di M. MAGNANI (1943), R. CRESPI e P. GANDINI (1960), A. MOTTANA (1963) e G. LIBORIO e A. MOTTANA (1969).

Per quanto riguarda la copertura sedimentaria del cristallino sudalpino, si devono ricordare, oltre ai già citati Autori della scuola di Leida, anche J. F. DOZY e P. D. TIMMERMANN (1935) e H. C. RAASVELDT (1939). Recentemente P. CASATI e M. GNACCOLINI (1967) hanno ripreso in esame le Alpi Orobie occidentali tra la Valle del Brembo di Carona ad Est e la Val Biandino ad Ovest, portando nuovi dati stratigrafici e paleontologici e rivedendo in parte anche l'interpretazione tettonica regionale degli Autori precedenti.

Il primo studioso che si interessò a fondo della geologia dei territori a Nord della Linea Insubrica fu, nel secolo scorso, G. THEOBALD, autore di un rilevamento geologico al 1:100.000 del Foglio XX della « Carta Dufour », riferentesi ai Grigioni sud-orientali ed alle limitrofe zone valtellinesi (1865), nonché di una voluminosa memoria descrittiva relativa alle stesse zone (1866). Questi lavori, benché superati dagli studi successivi per quanto riguarda il rilevamento geologico e l'interpretazione strutturale della regione interessata, sono ancora molto validi per la grande messe di osservazioni e di dati ivi contenuta.

Nel 1882 E. BONARDI descrive i caratteri petrografici del gruppo cri-

stallino dell'Albigna e del Disgrazia, mentre G. MELZI nel 1893 fornisce interessanti informazioni geologiche sulla Val Mäsino, corredate di una carta geologica a colori in scala 1:75.000. Nel 1915 e 1917 E. REPOSSI pubblica due importanti memorie descrittive a carattere essenzialmente petrografico riguardanti le rocce affioranti nella bassa Valle della Mera.

Nel 1916 H. P. CORNELIUS fornisce un valido contributo alla conoscenza dei caratteri litologici e strutturali del versante settentrionale valtellinese tra Dubino e Tirano con il lavoro *Zur Kenntniss der Wurzelregion im unteren Veltlin*, seguito nel 1930 dalla già citata memoria dei coniugi Cornelius sulla Linea Insubrica.

Di fondamentale importanza per la conoscenza e l'interpretazione strutturale dei complessi pennidici ed austroalpini sono le numerose pubblicazioni (1914-1964) di R. STAUB sulla geologia dei Grigioni, le più importanti delle quali sono citate in Bibliografia. La sua *Geologische Karte der Bernina-Gruppe* alla scala di 1:50.000 (1946), che rappresenta il compendio di un lavoro più che trentennale del suddetto Autore e della sua scuola, ha costituito un'ottima base per i nuovi rilevamenti del settore nord-orientale del presente foglio geologico.

Alcune notizie petrografiche nella zona della Val Mäsino e della Val Chiavenna vengono fornite da M. BALCONI (1938, 1941); mentre L. PERETTI porta osservazioni per la massima parte superate sulla diorite tonalitica e sul granito filoniano dei Bagni del Mäsino. Nel 1943 M. MAGNANI dà notizia dell'affioramento dei terreni permo-triassici allineati da Tresivio a Ponte in Valtellina.

Sono del 1954 le notizie sul rilevamento del Foglio Geologico « Sondrio » di S. VENZO e G. FAGNANI, relative al rilevamento preliminare di 5 tavolette sulle Alpi Insubriche, da Verceia alla Val Malenco, eseguito per conto del Servizio Geologico d'Italia; tale rilevamento, incompleto e con dati petrografici ancora alquanto scarsi, servì di base per la nuova Carta Geologica d'Italia cui si riferiscono le presenti Note illustrative. A G. FAGNANI spettano alcune osservazioni petrografiche sul granito del Culmine di Dazio (1956) e sulla granodiorite di Triangia (1957). Il limite

orientale di quest'ultimo corpo intrusivo fu oggetto di una successiva nota di G. FAGNANI e L. RADICE (1959). E' del 1961 una nota di R. CRESPI sulle porfiriti anfiboliche negli scisti del Tonale presso Tresivio, nel tratto orientale del foglio.

Nel 1962 G. PICCOLI pubblica la memoria su *Le migmatiti del granito di San Fedelino*, con carta geologica a colori in scala 1:12.500 che interessa la zona di Novate Mezzola-bassa Val Codera all'estremo ONO del foglio; rimandiamo a questo lavoro anche per la ricca bibliografia.

Nel 1965 R. CRESPI dà notizia dell'epidoto rosato di Pra' Isio e della vasta zolla di migmatiti con associate oliviniti ed anfiboliti nella zona di Bagni del Masino inglobata nel massiccio intrusivo di Val Masino-Val Bregaglia. Nel 1966 R. CRESPI e G. SCHIAVINATO forniscono interessanti informazioni petrogenetiche sul settore centro-occidentale del massiccio di Val Masino-Bregaglia, mentre nel 1967 gli stessi Autori illustrano alcuni contatti tra plutoniti e rocce incassanti nel settore sud-occidentale dello stesso massiccio.

Recentemente è stata stampata una carta geologico-petrografica delle Alpi Insubriche tra la Val Masino e la Val Malenco, in scala 1:25.000 di S. VENZO, R. CRESPI, G. SCHIAVINATO e G. FAGNANI (L.A.C. Firenze, 1970). L'apposita memoria illustrativa è in corso di stampa. Di essa diedero un'illustrazione riassuntiva S. VENZO e G. SCHIAVINATO nel 1970¹.

Del tutto recentemente S. VENZO, ha illustrato in Memoria *Gli stadi morenici tardo-würmiani e post-würmiani nelle Alpi Insubriche valtellinesi*,² che interessano il Foglio « Sondrio » e la parte occidentale del Foglio « Tirano ».

¹ VENZO S. e SCHIAVINATO G.: *Illustrazione riassuntiva della Carta Geologico-Petrografica delle Alpi Insubriche Valtellinesi tra la Val Masino e la Val Malenco (Sondrio) 1:25.000* di S. VENZO, R. CRESPI, G. SCHIAVINATO, G. FAGNANI. « Boll. Soc. Geol. It. », 90, Roma, 1970; pp. 599-602.

² VENZO S.: *Gli stadi tardo-würmiani e post-würmiani nelle Alpi insubriche valtellinesi*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. Milano », 15 giugno 1971. Milano, pp. 161-276, 2 carte geol. colori, 18 tavole di foto.

III — SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME

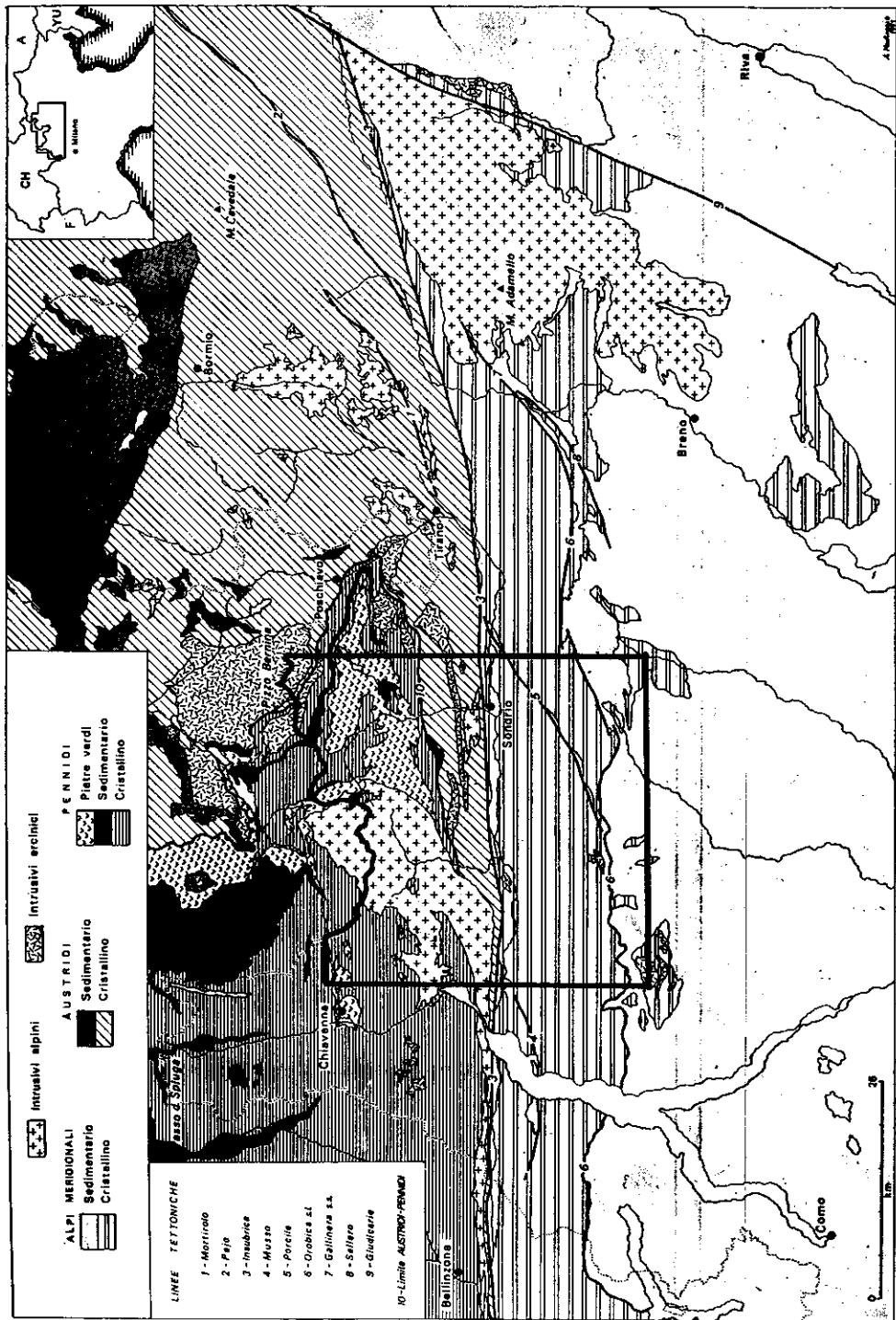
(A. MONTRASIO)

Il Foglio Geologico « Pizzo Bernina-Sondrio » comprende una regione di estremo interesse, dal punto di vista strutturale, delle Alpi centrali. Vi figurano infatti i principali complessi tettonici che formano l'ossatura di questo settore delle Alpi: *Alpi Meridionali*, *Austridi* e *Pennidi*. Quest'ultimo complesso comporta anche alcuni degli elementi fra i più profondi dell'intero arco alpino.

1) *Le Alpi Meridionali* (o *Complesso Sudalpino*). Il complesso strutturale sudalpino occupa la metà meridionale del foglio e comprende il basamento cristallino (*Cristallino sudalpino*) e la sua copertura carbonifero-mesozoica (*Sedimentario sudalpino*).

Il basamento cristallino, composto in prevalenza da metamorfiti e, in netto subordine, da piccoli ammassi e filoni di magmatiti è costituito fundamentalmente da micacisti muscovitici o a due niche e granatiferi (Scisti di Édolo) e da paragneiss biotitici a noduli di albite (Gneiss di Morbegno); ad essi si associano masse talora cospicue di gneiss di varia natura e composizione (Gneiss del Corno Stella o « Gneiss chiari », Gneiss del M. Pedena, Gneiss del Pizzo Meriggio, Gneiss di Mantello).

Il basamento cristallino affiora per il largo tratto compreso tra la Linea del Tonale, che lo limita verso Nord dal Complesso Austroalpino, e la Linea Orobica che rappresenta l'orlo del sovrascorrimento dell'intra sulla soprastruttura. Il cristallino sudalpino compare inoltre in corri-



spondenza di alcune profonde incisioni vallive che lo portano a giorno ai di sotto della copertura sedimentaria.

Questa, che affiora lungo la fascia meridionale del foglio, è costituita nella parte inferiore, paleozoica, da terreni in prevalenza continentali subaerei (« Conglomerati basali », Conglomerato del Ponteranica, « Verrucano Lombardo ») e lacustri (Formazione di Collio p.p.). Quest'ultima formazione comporta alla base una serie vulcanica (porfiriti, porfidi e loro tufi), che rivela un'intensa attività effusiva nel Permico inferiore. Con il Trias inferiore ha inizio l'ingressione marina con depositi da littorali-epicontinentali (« Servino ») a lagunari (Carniola di Bòvegno).

A partire dall'Anisico le facies sedimentarie acquistano un carattere sempre più francamente marino fino al « Metallifero Bergamasco » (Carnico inf.) che rappresenta il tetto della serie sedimentaria affiorante nel foglio.

I rapporti tra il basamento cristallino e la sua copertura sedimentaria sono, secondo alcuni Autori, di natura sostanzialmente litologica, mentre secondo altri si sarebbe verificato uno scollamento generale tra la serie sedimentaria ed il suo substrato metamorfico.

2) *Le Austridi* (o *Complesso Austroalpino*). Questo complesso si presenta in due zone di affioramento ben distinte. Immediatamente a Nord della Linea del Tonale e parallelamente a questa dislocazione esso costituisce una fascia di spessore abbastanza omogeneo (5-7 Km) che però si riduce repentinamente a non più di 0,5-1 Km ad Ovest della Val Màsino; ciò avviene a causa della intrusione del massiccio di Val Màsino-Bregaglia, la cui appendice sud-occidentale si è imposta proprio sul prolungamento occidentale delle Austridi, quasi a ridosso della Linea del Tonale. Questa prima zona di affioramento, che corrisponde alla « zona di radice » delle unità austroalpine, è costituita da alcune grandi unità litologiche di rango superiore: il *Cristallino del Tonale* ed il *Cristallino di Pietra Rossa* appartenenti all'Austroalpino superiore; il *Sedimentario* ed il *Cristallino del Bernina* che formano l'Austroalpino inferiore.¹

¹ Nel Foglio geologico (2^a colonna della legenda) è stato erroneamente trala-

Nell'estremo settore nord-orientale del foglio compare la seconda zona di affioramento del Complesso austroalpino, in corrispondenza del massiccio del Bernina, in zona di ricoprimento, ma già in una posizione più avanzata rispetto alla posizione sommitale della culminazione valtellinese, che corrisponde all'incirca alla zona di affioramento delle Serpentine della Val Malenco. Il Complesso austroalpino, che è qui rappresentato dai suoi elementi inferiori, è costituito essenzialmente dalle rocce dioritiche e granitiche del Pizzo Bernina, che poggiano su una sottile fascia di parascisti.

3) *Le Pennidi* (o *Complesso Pennidico*). Le Pennidi formano una fascia orientata Est-Ovest che occupa tutta la parte settentrionale del foglio geologico, ad eccezione del limitato lembo del ricoprimento del Bernina, all'estremo nord-orientale. Esse corrispondono alla zona nucleare della culminazione valtellinese e risultano sventrate dal corpo principale e dalle appendici occidentali del Massiccio intrusivo di Val Mäsino-Bregaglia. Il complesso pennidico è qui costituito dalle seguenti unità: *falde Sella e Margna* (Pennidi superiori), *falde Suretta e Tambò* (Pennidi medie) e *falda Adula* (Pennidi inferiori).

La *falda Sella* è costituita fondamentalmente da una serie epimetamorfica (Filladi della Cima Vicima) a cui si associano nella « zona di radice » (alta Val di Togno) gneiss occhiadini e gneiss granitoidi di tipo migmatite, mentre verso la zona frontale (Piz Glüschaint, Pizzo Sella, Cime di Musella) prevalgono rocce dioritiche e granitiche (Diorite del Pizzo Sella).

La *falda Margna* è composta nella sua zona di radice da micascisti meso-epizonali con frequenti intercalazioni di marmi, gneiss occhiadini ed anfiboliti (Micascisti del M. Acquanera) e dagli Scisti anfibolici del Lago Pirola. Nell'alta Val Malenco invece, in corrispondenza della culmi-

sciato il titolo « *Sistema del Bernina* » (*Austroalpino inferiore*), tra la Formazione della Punta di Pietra Rossa ed il Sedimentario più o meno metamorfico del Bernina. L'interpretazione corretta appare comunque chiaramente dalla legenda dello Schema Tettonico che compare nel Foglio stesso.

nazione della falda e del suo sviluppo verso la zona frontale, alle due formazioni suddette si associano gli Gneiss di Chiareggio e la Formazione del M. Senevedo che possiedono un grado metamorfico più elevato.

Tra le suddette falde Sella e Margna si intercala una importante zona di scaglie composta in prevalenza da elementi permo-mesozoici che costituivano in origine la copertura sedimentaria del Cristallino della Margna. Tale zona si sviluppa estesamente tra il Pizzo delle Tre Mogge e la Vedretta di Scerscen inferiore; essa si prolunga verso Nord-Ovest fino al Lago di Sils e verso Est nel contiguo Foglio « Tirano ».

La *falda Suretta* si presenta in due tronconi ben distinti litologicamente e separati dall'intrusione del Massiccio di Val Mäsino-Bregaglia. Ad Est di quest'ultimo essa è costituita in grande prevalenza da pietre verdi (Serpentine della Val Malenco, Anfiboliti del M. Forno, ecc.), con un basamento cristallino costituito ora dai Micascisti di Lanzada ora dagli Gneiss di Val Sissone.¹ Tra le pietre verdi ed il cristallino si interpongono localmente (Tornadri, M. Vazzeda) lembi cospicui di rocce calcareo-dolomitiche più o meno metamorfosate, probabilmente triassiche. La seconda zona di affioramento della falda Suretta si trova ad occidente dell'intrusione di Val Mäsino-Bregaglia ed è rappresentata dagli Gneiss della Valle dei Ratti.

La *falda Tambò* affiora all'estremo nord-occidentale del foglio e comprende, limitatamente alla porzione rilevata, gli Gneiss di Villa di Chiavenna con associate le Pietre verdi di Chiavenna.

Infine la *falda Adula*, che compare ad occidente del Massiccio intrusivo terziario di Val Mäsino-Bregaglia, è composta da rocce di tipo migmatite denominate Gneiss del M. Gruf e Gneiss del M. Provinaccio. A quest'ultima formazione si ricollega, con ogni probabilità l'estesa zona di migmatiti di Bagni del Mäsino con associate oliviniti ed anfiboliti, totalmente inclusa nel massiccio intrusivo suddetto.

¹ L'appartenenza di quest'ultima formazione alla falda Suretta non è ancora sicura, date le sue analogie petrografiche con le rocce migmatite affioranti più ad Ovest (Gneiss del M. Provinaccio), appartenenti con ogni probabilità alla falda Adula.

Oltre al già più volte citato *Massiccio intrusivo terziario di Val Mäsino-Bregaglia*, che attraversa le unità penniniche ed austroalpine, vanno ricordate le minori masse intrusive terziarie della *Granodiorite di Triangia*, affiorante a Nord e a Nord-Ovest di Sondrio entro le unità austroalpine superiori, nonché i piccoli *massicci granitoidi ercinici di Dazio, del M. Fioraro e della Val Biandino* che interessano il cristallino sudalpino.

IV — STRATIGRAFIA

A) FORMAZIONI METAMORFICHE

- 1) γ' — Gneiss del M. Gruf: *gneiss granitoidi biotitici o biotitico-anfibolici, ricchi di feldspato potassico, di tipo migmatico (« anatesiti » Auct).* (Archeozoico?). (R. CRESPI).

Gli Gneiss del M. Gruf formano la dorsale che costituisce lo spartiacque tra la Val Bregaglia e l'alta Val Codera e si sviluppano ad occidente nel contiguo Foglio « Chiavenna ».

La formazione è composta prevalentemente da rocce gneissiche granitoidi, per lo più biotitiche, a volte biotitico-anfiboliche, con aspetto di tipiche rocce migmatiche. I litotipi più diffusi corrispondono ad anatesiti, caratterizzate da tessitura debolmente orientata; meno frequenti le embrechiti listate, occhiadine o micro-occhiadine, più distintamente scistolose, che si rinvencono in particolare in alcune zone dell'alta Val Codera. In più punti si osservano, in seno alle anatesiti, plaghe più o meno estese con tessitura massiccia, quasi del tutto prive di isoorientamento dei componenti mineralogici (graniti di anatesi). Non sono rari gli affioramenti con caratteri di agmatiti, per la presenza di numerose inclusioni lentiformi, ricche di biotite oppure di anfibolo.

I minerali più abbondanti nelle rocce della formazione sono, oltre al quarzo, un plagioclasio, generalmente di tipo oligoclasico-andesinico, un feldspato potassico peritico con i caratteri ottici del microclino e, tra i componenti femici, la biotite e l'orneblenda. Quest'ultimo minerale è particolarmente frequente in Val Codera, dove affiorano in più punti, nelle vicinanze del limite con gli Gneiss del M. Provinaccio, gneiss biotitico-anfibolici.

Gli Gneiss del M. Gruf appartengono al Cristallino dell'Adula, del Pennidico inferiore; essi confinano a Sud con gli Gneiss del M. Provinaccio, facenti parte dello stesso Cristallino. Nella zona del contatto tra le due formazioni non sono visibili in genere fenomeni di contatto di rilievo: di norma si osserva un passaggio graduale, a volte evidenziato da esigui lembi, non cartografati, di rocce verdi (anfiboliti, oliviniti, serpentiniti) compresi negli Gneiss del M. Provinaccio nelle vicinanze del limite. Di natura tettonica sono invece i contatti con le formazioni strutturalmente più elevate affioranti a Nord, rappresentate dagli Gneiss di Villa di Chiavenna e dalle « Pietre verdi » di Chiavenna, appartenenti alla falda Tambò del Pennidico medio.

2) gm — Gneiss del M. Provinaccio: *migmatiti in prevalenza omogenee* (« embrechiti » e « anatessiti » Auct.) associate a gneiss biotitici, talora granatiferi e sillimanitici. Lenti di anfiboliti (a), di serpentiniti e oliviniti (sr) e di calcari dolomitici cristallini, passanti a calcefiri e a cornubianiti a granato e pirosseno (c). (Archeozoico?). (R. CRESPI).

La formazione, che prende il nome da una cima dello spartiacque settentrionale della Valle dei Ratti, affiora sul versante destro orografico di questa valle e, più estesamente, sui versanti della Val Codera.

I litotipi più diffusi corrispondono a rocce gneissiche granitoidi, biotitiche o a due miche, con aspetto di tipiche migmatiti omogenee: le anatessiti, che frequentemente passano per gradi a veri e propri graniti di anatessi, prevalgono sulle embrechiti listate e occhiadine. Le tessiture variano da distintamente scistose (embrechiti) a sempre più massicce (anatessiti, graniti di anatessi). I componenti mineralogici più abbondanti, accanto al quarzo, sono i feldspati, rappresentati da plagioclasio oligo-clasico-andesinico, frequentemente antipertitico, e da feldspato potassico pertitico, con i caratteri ottici del microclino.

I numerosi filoni acidi di tipo prevalentemente aplitico che attraversano la formazione sono in parte direttamente collegabili con il corpo intrusivo granitico-aplitico di S. Fedelino, che interessa la bassa Val Codera.

Nella serie gneissica sono comprese lenti di anfiboliti, associate sovente a calcari più o meno dolomitici cristallini (S. Giorgio; zona del M. Spluga) passanti a calcefiri e a cornubianiti a granato e pirosseno; nell'alta Valle dei Ratti (M. Spluga) affiorano oliviniti e serpentiniti a tremolite e flogopite.

Il contatto degli Gneiss del M. Provinaccio con gli Gneiss della Valle dei Ratti, tettonicamente più elevati, è di natura manifestamente tettonica, documentata dagli imponenti fenomeni di deformazione meccanica che si osservano nella Valle dei Ratti; anche il contatto con la Quarzodiorite del M. Bassetta (« serizzo ») è in alcuni punti di tipo tettonico. Generalmente graduale è il passaggio agli Gneiss del M. Gruf, anch'essi attribuibili al Cristallino dell'Adula.

In seno alla formazione si possono osservare deformazioni di una certa importanza, sottolineate dalla morfologia, come sul fianco destro orografico della Val Codera, a monte di Bresciadega e di Coeder.

Un lembo isolato della formazione affiora più ad oriente, nella zona dei Bagni del Mäsino (alta Val Mäsino), in seno alle rocce intrusive del massiccio terziario di Val Mäsino-Val Bregaglia. In questa zona gli gneiss migmatiti, associati a gneiss biotitici, talora granatiferi e sillimanitici, comprendono numerose lenti di anfiboliti e la piccola massa delle Oliviniti di Bagni del Mäsino.

3) ol' — Oliviniti di Bagni del Mäsino: *oliviniti con pirosseno rombico ed anfibolo, sovente ricche di talco, passanti a serpentiniti. Lenti di anfiboliti raramente pirosseniche* (a). (Mesozoico). (R. CRESPI).

Affiorano nella Valle dei Bagni (alta Val Mäsino), poche centinaia di metri a Nord-Ovest dei Bagni del Mäsino. Si tratta di una lente di notevole potenza (oltre 100 m) compresa entro rocce gneissiche, prevalentemente di tipo migmatite, attribuibili alla formazione degli Gneiss del M. Provinaccio.

La facies delle rocce olivinitiche varia gradualmente procedendo da Est verso Ovest. A oriente, presso le baite di Cortevicchia, prevalgono tipi massicci a grana fine, composti in prevalenza di olivina, con minori

quantità di pirosseno rombico e di anfibolo tremolítico. Più a occidente, sul fianco destro orografico della valle del T. Porcellizzo, la tessitura diviene orientata e assume maggior importanza nella composizione mineralogica la tremolite, associata a talco e a cloriti. Al limite Ovest degli affioramenti, dove la piccola massa olivinitica si risolve in una serie di sottili lenti che penetrano in concordanza nelle migmatiti incassanti, la tessitura è nettamente orientata, sottolineata da plaghe subparallele, tenere ed untuose al tatto, di talco e tremolite.

Sono frequenti nella massa olivinitica le lenti di anfiboliti, talora con pirosseno augitico.

Le Oliviniti di Bagni del Masino sono attribuibili alla falda Adula del Pennidico inferiore; al contatto con le rocce migmatiche incassanti non sono visibili fenomeni tettonici.

4) g_{b-g} — Gneiss di Villa di Chiavenna: *gneiss biotitici o a due mi- che, granatiferi e sovente staurolitici. Intercalazioni lenticolari di quarziti (q) e di anfiboliti (a).* (Archeozoico?). (R. CRESPI).

La formazione affiora in Val Bregaglia, all'estremo margine nord-occidentale del foglio, e si sviluppa anche nei fogli contigui.

I litotipi più diffusi sono rappresentati da gneiss biotitici o biotitico-muscovitici generalmente granatiferi, con netta tessitura orientata. Accessorio caratteristico, oltre al granato, è la staurolite, la cui distribuzione è tuttavia molto irregolare; del tutto sporadica la sillimanite. Localmente è presente, accanto al plagioclasio, corrispondente ad un termine di composizione andesinica, un feldspato potassico che mostra al microscopio tipiche strutture pertitiche.

Gli gneiss biotitici di fondo presentano rare intercalazioni lenticolari di quarziti e di anfiboliti; un esteso affioramento di rocce oliviniche, attribuibili alla formazione delle « Pietre verdi di Chiavenna » è compreso in essi nella zona di Foppate, nelle vicinanze del confine italo-elvetico.

La formazione in esame appartiene al Cristallino del Tambò, facente parte del Sistema Tambò-Suretta (Pennidico medio). I contatti con gli

Gneiss del M. Gruf, strutturalmente sottostanti, sono chiaramente di natura tettonica; intensi fenomeni di milonisi si osservano in seno alla formazione, anche a notevole distanza dal limite tettonico suddetto, nella Val Casnaggina, che costituisce il confine con la Svizzera.

5) ol — Pietre verdi di Chiavenna: *oliviniti e serpentiniti talora con pirosseno rombico.*

(a) — *Anfiboliti sovente epidotiche, con lenti di marmi e calcefiri (c).* (Mesozoico). (R. CRESPI).

La formazione affiora sul fianco sinistro orografico della Val Bregaglia, al margine nord-occidentale del foglio, ed assume notevole sviluppo nell'attiguo Foglio « Chiavenna ».

I litotipi più diffusi sono costituiti da anfiboliti di colore verde più o meno scuro, composte da orneblenda, plagioclasio subordinato e quantità variabili di epidoti. In essa è compresa, a Sud dell'abitato di S. Croce, una potente lente di calcari cristallini e calcefiri a pirosseno.

Le rocce oliviniche vengono a giorno, in associazione con le anfiboliti ed apparentemente sottostanti ad esse, nella valle che dal M. Gruf scende a S. Croce, e compaiono in un affioramento isolato presso Foppate, non lontano dal confine italo-elvetico, al limite tra gli Gneiss di Villa di Chiavenna e gli Gneiss del M. Gruf. Si possono distinguere tipi olivinitici composti da olivina molto fresca in cristalli di discrete dimensioni, allungati ed isoorientati, cui si associano quantità variabili di pirosseni rombici e tipi serpentinitici con composizione analoga, ma con serpentizzazione dell'olivina più avanzata.

Le « Pietre verdi di Chiavenna » vanno attribuite, in quanto appartenenti al gruppo delle formazioni ofiolitiche alpine, al magmatismo iniziale mesozoico. Esse appartengono alla falda Tambò, facente parte del Sistema Tambò-Suretta delle Pennidi medie. Il loro contatto con gli Gneiss del M. Gruf, appartenenti ad un livello più profondo dell'edificio alpino (Cristallino dell'Adula, Pennidico inferiore) è di natura manifestamente tettonica.

6) g — Gneiss della Valle dei Ratti: *gneiss biotitici o a due miche, talora sillimanitici, da cataclastici a milonitici. Lenti di anfiboliti (a) e di serpentiniti (sr).* (Archeozoico?). (R. CRESPI).

La formazione affiora prevalentemente sul versante sinistro della Valle dei Ratti, che dal Pizzo Ligoncio scende a Verceia, sul Lago di Novate Mezzola, al margine occidentale del foglio.

I litotipi più diffusi sono gneiss biotitici o biotitico-muscovitici, localmente sillimanitici, in facies da cataclastica a milonitica. Sono rocce di colore scuro per l'abbondante biotite, con frequenti vene quarzoso-feldspatiche concordanti, talora sinuose o minutamente pieghettate. Oltre che dal quarzo, che è il minerale più abbondante, e dalle miche, sono composte da un plagioclasio di composizione andesinica e da accessori vari, tra i quali il più tipico, anche se distribuito in modo irregolare, è la sillimanite, in aggregati fascicolati subparalleli, in alcuni casi visibili macroscopicamente.

Le intercalazioni più frequenti sono rappresentate da anfiboliti, alle quali si associano, nelle vicinanze dei contatti con le formazioni adiacenti, come a Foppaccia e a Casten, serpentiniti più o meno ricche di olivina e di pirosseno rombico. Lenti di Quarzodiorite del M. Bassetta di potenza ridotta sono comprese nella formazione a Sud-Est di Verceia; numerosi filoni di quarzo caratterizzano le zone più intensamente tettonizzate.

La formazione appartiene al Cristallino del Suretta (Pennidico medio). Il contatto con la quarzodiorite è molto netto, generalmente accompagnato da fenomeni cataclastici per lo più di modesta entità. Imponenti fenomeni di scagliamento tettonico e di deformazione meccanica, con formazione di vere e proprie miloniti, in affioramenti di cospicua potenza, si osservano al limite con gli Gneiss del M. Provinaccio, strutturalmente sottoposti, lungo il corso del T. Ratti.

7) g_b — Gneiss della Val Sissone: *Gneiss biotitici talora occhiadini di tipo migmatico (« embrechiti » e « anatesiti » Auct.).* (Archeozoico?). (R. CRESPI, A. MONTRASIO).

Questa formazione compare in una ristretta zona di affioramento, alla

testata della Val Sissone (alta Val Malenco occidentale) e della Val di Mello (Val Masino orientale). Essa è costituita da gneiss biotitici scuri, talora graniferi, marcatamente scistosì; sono molto frequenti tipi migmatiti da embrechitici, a volte occhiadini, ad anatesitici.

Gli Gneiss di Val Sissone affiorano in lembi di dimensioni varie, quasi completamente inclusi nella zona marginale orientale del massiccio intrusivo terziario di Val Masino-Val Bregaglia. A causa di tale giacitura, che rende molto oscuri e problematici i rapporti con le altre formazioni metamorfiche circostanti, non è chiara la loro posizione tettonica. Provvisoriamente essi sono stati inclusi nel Cristallino della falda Suretta, a motivo della loro vicinanza di affioramento a formazioni appartenenti a questa unità strutturale. Tuttavia le grandi analogie petrografiche con formazioni affioranti più ad occidente (in particolare con gli Gneiss del M. Provinaccio) suggeriscono l'idea che gli Gneiss di Val Sissone possano appartenere ad una unità tettonica più profonda (falda Adula?), da cui sarebbero stati strappati sotto forma di brandelli dall'intrusione del massiccio eruttivo già citato. Un elemento a favore di questa ipotesi è rappresentato dalla grande zolla di migmatiti di Bagni del Masino, la quale si trova in allineamento tra gli Gneiss del M. Provinaccio e la zona di affioramento della formazione in questione.

8) mp — Micascisti di Lanzada: *micascisti e gneiss a due miche, graniferi, con clorite ed anfibolo. Intercalazioni lenticolari di calcari più o meno dolomitici cristallini (c) e di anfiboliti (a) (Ovest del M. Disgrazia).* (Archeozoico?). (R. CRESPI, A. MONTRASIO).

I Micascisti di Lanzada affiorano in due zone: in Val Malenco, immediatamente ad Est della località da cui prendono il nome, al nucleo di una piccola ma pronunciata culminazione messa a nudo dalla profonda incisione del T. Lanterna, ed immediatamente ad Ovest del M. Disgrazia. In ambedue le località essi sono sottoposti alle Serpentine della Val Malenco, da cui sono separati localmente (bassa Val Lanterna) da un potente setto di rocce calcareo-dolomitiche triassiche e di prasiniti.

I litotipi prevalenti sono rappresentati da micascisti e paragneiss mu-

scovitico-biotitici quasi sempre granatiferi, anfibolici e cloritici in facies di epizona, debolmente diaforitici. Negli affioramenti ad Ovest del M. Disgrazia nei litotipi suddetti si intercalano numerose lenti di marmi e di anfiboliti.

I Micascisti di Lanzada, di cui non si conosce il limite inferiore, appartengono al nucleo cristallino della falda Suretta.

9) pr — Prasiniti di Tornadri: *prasiniti epidotico-cloritico-anfiboliche con noduli albitici*. (Mesozoico?). (R. CRESPI, A. MONTRASIO).

Queste rocce affiorano ad Est di Lanzada, sui due versanti della bassa Val Lanterna (Val Malenco) in corrispondenza della piccola cupola che porta a giorno, al di sotto delle Serpentine della Val Malenco, il nucleo cristallino della falda Suretta (Micascisti di Lanzada) insieme ad un potente complesso di rocce calcareo-dolomitiche, con cui presenta ripetute alternanze, delle quali peraltro non è chiara l'origine, se tettonica o stratigrafica.

Le Prasiniti di Tornadri hanno un colore d'insieme verde scuro, dovuto al grande sviluppo dei letti cloritici, anfibolici ed epidotici che impartiscono alla roccia una tessitura marcatamente scistosa. Numerosissimi ocelli albitici peciloblastici, talora di dimensioni notevoli (qualche millimetro), con distribuzione omogenea o zonata, punteggiano la roccia.

Per quanto concerne l'età delle Prasiniti di Tornadri, che appartengono alla falda Suretta, esse sono da considerare probabilmente mesozoiche, date le strette relazioni esistenti con la formazione calcareo-dolomitica triassica già citata.

10) a' — Anfiboliti del M. Forno: *Anfiboliti epidotiche, frequentemente a noduli di albite, finemente scistose (Val Sissone-Val Muretto; Ghiacciaio della Cassandra)*. (Mesozoico?). (R. CRESPI, A. MONTRASIO).

Questa formazione affiora soprattutto nell'alta Val Malenco, tra la Val Muretto e la Val Sissone, nonché ai piedi del Ghiacciaio della Cassandra, tra il Pizzo Cassandra ed i Corni Bruciati.

I tipi litologici presenti nella formazione variano notevolmente, pro-

tabilmente secondo una certa zonalità. Nella fascia più orientale della formazione (dal fondo della Val Muretto fino circa alla quota 2700 del suo versante occidentale) prevalgono anfiboliti minute finemente scistose, spesso con noduli e lenticelle di plagioclasio, raramente epidotiche e biotitiche. Ad occidente di tale fascia sono nettamente preponderanti le anfiboliti epidotiche zonate, spesso con lenti, noduli e masserelle di granatiti. Infine nei pressi del contatto con il massiccio intrusivo di Val Masino-Val Bregaglia si manifestano facies di contatto riccamente biotitiche ed epidotiche, a grana da media a grossolana, spesso con porfiroblasti di anfibolo immersi in una matrice plagioclasico-biotitico-epidotica.

Il piccolo ammasso anfibolitico del Ghiacciaio della Cassandra è completamente inglobato nelle Serpentine della Val Malenco, mentre la più cospicua massa affiorante tra la Val Muretto e la Val Sissone presenta rapporti notevolmente complicati con numerose unità litologiche appartenenti a diversi complessi strutturali. Superiormente (lungo la Valle del Muretto e nella bassa Val Sissone) le anfiboliti presentano un contatto visibilmente tettonico con il Cristallino della falda Margna attraverso una complicatissima zona di scaglie alla quale partecipano, insieme alle stesse anfiboliti, lembi più o meno cospicui di serpentine, di micascisti e gneiss calcitici (Calcescisti?), di Gneiss di Chiareggio e di altre unità. Verso Sud le anfiboliti fanno transizione alle Serpentine della Val Malenco, alcuni lembi delle quali sono inglobati nella massa anfibolitica. Ad Ovest ed a Sud Ovest le anfiboliti vengono in contatto con il « ghiandone » ed il « serizzo », rispettivamente; il limite, chiaramente intrusivo, è contrassegnato da evidenti ed estesi fenomeni di contatto.

Nell'alta Val Sissone infine le anfiboliti confinano con la massa calcareo-dolomitica della Cima Vazzeda e con gli Gneiss di Val Sissone.

Sul versante orientale del M. Forno, tra questo ed il Passo del Muretto, nelle anfiboliti si intercalano alcune lenti, sostanzialmente concordanti, di gneiss e micascisti biotitici, talora a granato ed andalusite, la cui posizione non è ancora sicura; si tratta probabilmente di scaglie di formazioni contigue.

Le Anfiboliti del M. Forno fanno parte, insieme alle Serpentine della

Val Malenco e ad altre unità litologiche minori, delle Pietre verdi della falda Suretta.

- 11) s_{a-cl} — Scisti e gneiss anfibolitico-cloritici a granato ed epidoti, ricchi di titanite (SO dell'Alpe Acquanera; SE del M. Motta). (Mesozoico?). (A. MONTRASIO).

Compaiono in due limitati affioramenti sui due versanti della Val Lanterna sotto forma di piccoli corpi lentiformi inglobati nelle Serpentine della Val Malenco. I tipi litologici prevalenti sono costituiti da gneiss e scisti anfibolitico-epidotico-cloritici, talora granatiferi, quasi sempre con notevoli quantità di titanite. Localmente esili setti di micascisti e paragneiss muscovitico-cloritici, talora anfibolitici, li separano dalle serpentine incassanti. Non è chiara la loro posizione tettonica e perciò vengono compresi, provvisoriamente, tra le Pietre verdi della falda Suretta.

- 12) sr — Serpentine della Val Malenco: *serpentinita e serpentinoscisti in prevalenza antigoritici, con olivina e pirosseni in relitti*. (Mesozoico). (A. MONTRASIO).

Le Serpentine della Val Malenco del Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio » rappresentano la massima parte degli affioramenti di questa formazione, della quale soltanto l'appendice orientale penetra nel contiguo Foglio « Tirano ».

La formazione è costituita fondamentalmente da serpentinita e serpentinoscisti di colore da verde chiaro nelle facies più laminate, a verde scuro fin quasi nero, nei tipi, orientati o massicci, che non hanno subito deformazioni meccaniche apprezzabili.

Il componente mineralogico fondamentale (almeno i 3/4 della roccia) è rappresentato da antigorite sia come aggregato di fondo finemente feltrato, sia in grandi lamine. Sono spesso presenti individui relitti di olivina di tipo forsteritico e di pirosseni augitici sia in grandi individui e plaghe pavimentose, sia come granuli diffusi nella massa. L'olivina compare anche in noduli e lenti da alcuni centimetri a qualche decimetro. La magnetite è sempre presente sia come granulazioni diffuse nella roccia,

sia, localmente, in noduli di qualche centimetro, sia, infine, come minerale di diacuse, associata all'amianto, in bei cristalli ottaedrici lucenti. Altri minerali presenti nelle serpentine sono l'actinolite, soprattutto in prossimità di contatti con altre rocce, la clorite, la titanclinohumite, ecc. Tra i minerali da collezione sono molto ricercati il « demantoide », varietà verde di andradite, e l'artinite. Minerali di interesse economico connessi con le serpentine sono l'amianto ed il talco che vengono coltivati in numerose località della Val Malenco (v. Geologia Applicata).

Per la datazione delle Serpentine della Val Malenco sono di grande importanza i rapporti di giacitura con la massa calcareo-dolomitica triassica della Val Lanterna, poggiate su un basamento cristallino antico. In base a ciò e per analogia con le ofioliti appenniniche le serpentine in questione sono considerate post-triassiche.

Quanto alle modalità della messa in posto di questa formazione, si ritiene in genere che le rocce peridotitiche da cui le serpentine sono derivate per metamorfismo, si siano intruse alla base del complesso austroalpino lungo quella zona di debolezza della crosta terrestre che separava questo dal complesso pennidico, durante una fase precoce dell'orogenesi alpina, risalente al Giurassico-Cretacico inferiore.

Le Serpentine della Val Malenco fanno parte dell'enorme complesso dei Calcescisti con pietre verdi che, dal Savonese, si sviluppa lungo tutto l'arco alpino fino alle Alpi Orientali. Esse rappresentano qui l'unità litologica superiore della falda Suretta, che appartiene al complesso dei ricoprimenti pennidici.

Inferiormente le serpentine vengono a contatto (bassa Val Lanterna; Ovest M. Disgrazia) con formazioni calcareo-dolomitiche ritenute triassiche e con rocce metamorfiche che rappresentano il nucleo cristallino della stessa falda Suretta. Verso Ovest esse presentano un contatto sostanzialmente tettonico con il massiccio intrusivo terziario di Val Masino-Val Bregaglia, mentre verso Nord-Ovest (bassa Val Sissone) passano, apparentemente senza soluzione di continuità, alle Anfiboliti del M. Forno.

Le serpentine presentano superiormente un contatto visibilmente tettonico con le diverse formazioni di cui si compone il Cristallino della fal-

da Margna. Va segnalata in particolare la sottile scaglia di Gneiss di Chiareggio del Passo Ventina, che isola la massa serpentinoso del M. Braccia dal corpo principale delle serpentine. Immediatamente a Sud-Ovest della suddetta scaglia e parallelamente ad essa si sviluppa, in seno alle serpentine, dalla Val Ventina alla Val Giumellino, una zona, di spessore variabile da poche decine di metri ad alcune centinaia di metri, di breccie ofiolitiche ad elementi serpentinosi e cemento calcareo, attribuita da R. STAUB (1946) ai « Bündnerschiefer » giurassici.

13) p_{b-m} — Gneiss di Chiareggio: *gneiss e micascisti biotitico-muscovitici, talora granatiferi ed anfibolici, spesso pieghettati. Intercalazioni di scisti anfibolici, ed anfiboliti (a) e di marmi (c).* (Archeozoico?). (R. CRESPI, A. MONTRASIO).

Questa formazione affiora, per quanto riguarda il territorio italiano, nella parte occidentale dell'alta Val Malenco, da S. Giuseppe al Pian del Lupo (Chiareggio) e nelle valli tributarie (Val Muretto, bassa Val Sissone, Val Ventina. Essa risulta suddivisa, per cause tettoniche, nei tre corpi seguenti: 1) la massa principale sui due versanti della Val Malenco, da S. Giuseppe a Chiareggio, al Passo del Muretto; 2) la scaglia delle Alpi Vazzeda inferiore e superiore; 3) la sottile scaglia del Passo Ventina.

La formazione è rappresentata dai litotipi sopra indicati. Gli gneiss, che hanno spesso un aspetto migmatico, sono composti essenzialmente da quarzo, feldspati alcalini, biotite e muscovite; le facies micascistose sono spesso caratterizzate da larghe lamine di clorite. Localmente (Cava Pedrotti presso il Sabbionaccio) è presente fra i componenti essenziali un anfibolo actinolitico. Ad ampliare il quadro litologico di questa formazione intervengono facies micascistose grafitiche, nonché intercalazioni di scisti anfibolici, anfiboliti e marmi.

Gli Gneiss di Chiareggio, che corrispondono sostanzialmente alla Serie inferiore di Fedoz (« Tiefere Fedoz-Serie ») di R. STAUB, rappresentano una serie polimetamorfica cui il suddetto Autore attribuisce un'età sicuramente pre-carbonifera o pre-devoniana (R. STAUB, 1921), proba-

bilmente archeozoica (R. STAUB, 1946). Lo stesso Autore stabilisce una stretta correlazione tra la Serie di Fedoz, comprendente anche la Formazione del M. Sevedo e gli Scisti anfibolici del Lago Pirola, e la Serie di Valpelline del ricoprimento Dent Blanche nelle Alpi Occidentali.

Gli Gneiss di Chiareggio, che costituiscono l'elemento inferiore della falda Margna, presentano inferiormente un netto contatto tettonico con alcune formazioni della falda Suretta (Serpentine della Val Malenco, Anfiboliti del M. Forno, calcescisti della Val Muretto). In particolare lungo i versanti della Val Muretto ed alla confluenza tra la Val Sissone e la Val Ventina si individua una complessa zona di scaglie comprendenti elementi di tutte queste unità litologiche.

Superiormente gli Gneiss di Chiareggio presentano un contatto litologico apparentemente normale con la Formazione del M. Senevedo e con gli Scisti anfibolici del Lago Pirola; tuttavia localmente (versante destro dell'alta Val Malenco, tra Chiareggio ed il M. Senevedo) queste due ultime formazioni sono sovrascorse sulla formazione in esame.

14) m_{b-g} — Formazione del M. Senevedo: *micascisti e gneiss biotitico-granatiferi, passanti talora a facies anagenitiche. Intercalazioni ed alternanze di calcari cristallini più o meno dolomitici, talora conglomeratici, ricchi di silicati di calcio.* (Archeozoico?). (A. MONTRASIO).

La Formazione del M. Senevedo affiora, limitatamente al territorio italiano, sui due versanti del ramo occidentale dell'alta Val Malenco. L'area tipica di affioramento della formazione corrisponde alla zona del M. Senevedo, a Sud di Chiareggio, tra l'Alpe Pirola ed il Lagazuolo, dove occupa una sinforma avente un asse diretto all'incirca NW-SE ed un piano assiale da mediamente a fortemente inclinato verso Sud, e con un sviluppo pressoché continuo di Scisti anfibolici del Lago Pirola. La formazione affiora inoltre estesamente anche a Nord di Chiareggio, sulle ripide pendici rocciose dal Sasso di Fora alla Sassa d'Entova. Ad Est di quest'ultima località essa tende ad essere sostituita dai Micascisti del M.

Acquanera. Peraltro i rapporti con quest'ultima formazione, ed in generale tra questa (« Serie del Maloja » di STAUB) e le tre formazioni sopra citate (« Serie di Fedoz » di STAUB), che formano nel loro insieme il Cristallino della falda Margna, non sono ancora stati chiariti. Si ritiene genericamente che la Serie del Maloja ricopra la Serie di Fedoz.

La Formazione del M. Senevedo è tipicamente costituita da una alternanza di rocce micascistoso-gneissiche e di rocce carbonatiche, le prime alquanto prevalenti sulle seconde. La prima facies comprende mica-scisti e gneiss biotitici ed a granato, quest'ultimo presente talora in individui di qualche centimetro di diametro; localmente si riconoscono facies vagamente anagenitiche con « ciottoli » di quarzo molto stirati. Le facies carbonatiche, rappresentate da intercalazioni dello spessore da qualche metro a qualche decina di metri, comprendono, oltre a marmi quasi puri, una grande varietà di marmi a silicati di calcio; di particolare significato geologico è una lente, probabilmente non la sola, di marmi conglomeratici a ciottoli sparsi di micascisti biotitici, rinvenuta nella zona del Lagazuolo. Nella formazione sono presenti, anche se raramente, lenti di rocce basiche di tipo anfibolitico.

Inferiormente la Formazione del M. Senevedo presenta quasi ovunque un contatto netto ma sostanzialmente normale con gli Scisti anfibolici del Lago Pirola. Superiormente e lateralmente (verso Est) essa fa transizione ai Micascisti del M. Acquanera, con i quali i rapporti non sono, come già detto, ancora ben chiari.

15) s_a — Scisti anfibolici del Lago Pirola: *scisti anfibolitico-epidotici listati con relitti di rocce gabbriche; gneiss albitico-anfibolico-cloritici con strutture ocellari; scisti anfibolico-graniferi a sericite; anfiboliti. Locali intercalazioni di quarziti cloritiche.* (Paleozoico?). (R. CRESPI, A. MONTRASIO).

Questa formazione prende il nome da una località, il Lago Pirola (a Sud di Chiareggio), la cui sponda settentrionale è formata dalla facies più tipica. Questo tratto fa parte di un vasto affioramento che dalla bassa Val Ventina si sviluppa a Sud e a Sud-Est di Chiareggio, fino al Lagazuolo ed alla Cresta di Primolo. L'insieme di questi affioramenti de-

scrive una sinforma il cui nucleo è occupato dalla Formazione del M. Senevedo. La formazione in questione affiora estesamente anche sul versante orientale della Val Muretto e sulle pendici meridionali del Sasso di Fora. Affioramenti più limitati si trovano infine sul versante meridionale della Val Lanterna, tra Caspoggio ed il M. Acquanera.

La facies più tipica ed estesa della formazione è rappresentata da scisti anfibolico-epidotici con tessitura da listata a lenticolare, nei quali si contrappongono nettamente le zone verde-scuro actinolitiche e quelle chiare costituite in prevalenza da epidoto clinozoisitico. A questa facies sono spesso associate zone massicce, da minute a grossolane, che rispecchiano ancora la tessitura delle rocce originarie; queste dovevano essere rappresentate da rocce gabbriche, la cui intrusione risalirebbe al ciclo magmatico ercinico o, molto più probabilmente, ad un ciclo anteriore. Sul versante orientale della Val Muretto esistono alcune intercalazioni anfibolitiche molto scure. Verso oriente (versante settentrionale del M. Acquanera ed alta Val di Togno) questa facies tipica viene sostituita da gneiss albitico-anfibolico-cloritici ocellari di aspetto prasinitico e scisti anfibolico-graniferi a sericite, i quali rappresentano, probabilmente, il risultato di un metamorfismo regionale più spinto o il prodotto di fenomeni di assimilazione operati dalle originarie masse gabbriche sulle rocce incassanti.

Gli Scisti anfibolitici del Lago Pirola appartengono al nucleo cristallino della falda Margna. Nel tratto occidentale dell'alta Val Malenco essi sono solitamente intercalati, a parte locali complicazioni tettoniche, tra gli Gneiss di Chiareggio alla base e la Formazione del M. Senevedo al tetto. Verso oriente si trovano invece al di sotto dei Micascisti del M. Acquanera e poggiano, tramite un contatto tettonico, sulle Serpentine della Val Malenco, già facenti parte della falda Suretta.

16) m_{cl} — Micascisti del M. Acquanera: *micascisti e gneiss muscovitici o a due miche, sovente cloritico-graniferi e localmente anfibolici, spesso cataclastici; lenti di calcari più o meno dolomitici cristallini (c) e di anfiboliti (a). Gneiss occhadini muscovitici (g').* (Archeozoico?). (R. CRESPI, A. MONTRASIO).

I Micascisti del M. Acquanera corrispondono ai Parascisti della Serie del Maloja (« Paraschiefer der Maloja-Serie ») di R. STAUB. Questa formazione, unitamente alle tre precedentemente descritte (Serie di Fedoz di STAUB), costituisce il nucleo cristallino della falda Margna. Come già accennato i rapporti tra la Serie del Maloja e la Serie di Fedoz non sono del tutto chiari, benché si possa dire che la prima ricopre la seconda.

La formazione in questione compare in tre zone di affioramento ben distinte: 1) dalla media Val Mäsino alla media Val Malenco, fino al margine orientale del foglio, in zona di « radice »; 2) nell'alta Val Malenco tra l'Alpe Fora e la Bocchetta delle Forbici, in zona di ricoprimento; 3) in affioramenti sparsi tra Sasso Nero-Sasso Moro e M. Motta-A. Prabello, in una profonda depressione secondaria longitudinale (Est-Ovest) della culminazione valtelinese, sempre nell'alta Val Malenco.

La formazione è costituita da micascisti e paragneiss muscovitici o muscovitico-biotitici, frequentemente con clorite e granato, e localmente anfibolo; in più punti la facies è chiaramente cataclastica. Sono frequenti, soprattutto nella regione a Nord del M. Caldenno e nella media Val Mäsino, in zona di radice, lenti di gneiss muscovitici occhiadini e listati (g') in fitta alternanza con i litotipi prevalenti sopra descritti. Nella formazione si rinvencono anche lenti ed intercalazioni di calcari cristallini più o meno dolomitici (c), coi quali sono sovente in connessione giacimenti attivi di talco (Alpe Mastabia), e di anfiboliti (a). Nella zona a Nord del M. Caldenno si osserva un gruppo di filoni di quarzo subparalleli, concordanti con la scistosità. Scaglie tettoniche di Gneiss granitici del Pizzo Mercantelli, strutturalmente più elevati, compaiono in seno alla formazione presso il suo limite Sud, nella zona occidentale degli affioramenti. Di particolare significato tettonico sono alcune scaglie di Serpentine della Val Malenco, sovente associate con calcari cristallini, affioranti in seno alle metamorfiti della formazione.

I Micascisti del M. Acquanera rispecchiano condizioni di un metamorfismo, probabilmente di età ercinica, non molto profondo (meso-epizona), meno intenso di quello che interessa le formazioni della Serie di Fedoz; le deboli tracce di azioni diafforitiche, consistenti essenzialmente nella cloritizzazione di anfibolo, biotite e granato e nella sericitizzazione

del plagioclasio, nonché le intense e diffuse manifestazioni cataclastiche e milonitiche, sono invece da attribuire all'orogenesi alpina.

17) sr — *Serpentiniti in prevalenza antigoritiche (Val Muretto)*. (Meozoico?). (A. MONTRASIO).

Sul versante orientale della Val Muretto, tra il M. Muretto ed il M. dell'Oro, completamente inglobato negli Scisti anfibolici del Lago Pirola, affiora un piccolissimo corpo lenticolare di rocce serpentinosi del tutto simili, petrograficamente, alle Serpentine della Val Malenco. È parso preferibile segnalare separatamente questo piccolo ma significativo affioramento di serpentine strettamente associato, probabilmente per cause tettoniche, al Cristallino della falda Margna, anche se la genesi, l'età e le modalità della messa in posto sono, con ogni probabilità, del tutto simili a quelle della ben più cospicua massa delle Serpentine della Val Malenco, facenti parte della falda Suretta.

18) f_a — *Filladi della Cima Vicima: filladi cloritiche e granatifere, a lenti e noduli di quarzo; micascisti filladici; filloniti carboniose; intercalazioni di cloritoscisti.*

g₀ — « Membro degli Gneiss dell'Alpe Cavaglia »: *gneiss occhiadini cloritici, gneiss listati e gneiss granitoidi biotitici*. (Archeozoico?). (R. CRESPI, A. MONTRASIO).

Le Filladi della Cima Vicima compaiono, nel presente foglio, in due zone di affioramento; tra la media Val Malenco e l'alta Val di Togno, in zona di ricoprimento. Mentre in questa seconda area la facies filladica è associata alle masse intrusive erciniche della Diorite del Pizzo Sella, nella prima zona di affioramento essa si alterna a gneiss di vario tipo (Membro degli Gneiss dell'Alpe Cavaglia) che fanno parte della formazione in esame.

La formazione corrisponde a ciò che nella letteratura geologica è noto sotto il nome di Scisti di Casanna; questo termine peraltro ha assunto, presso gli Autori, significati alquanto diversi se non addirittura

contraddittori, ed è perciò preferibile che venga abbandonato definitivamente.

La formazione delle Filladi della Cima Vicima è costituita da una massa fondamentale di parascisti con impronta metamorfica nettamente epizonale; tuttavia la presenza di minerali di un più alto grado metamorfico (granato, biotite) e di strutture relitte ben visibili, suggerisce l'ipotesi che anche questa formazione rappresenti, al pari delle metamorfiti sotto e soprastanti, una formazione polimetamorfica, e che come tale appartenga al Cristallino antico, archeozoico (?).

Alla facies epimetamorfica, prevalentemente filladica, si associano, come già detto, gli Gneiss dell'Alpe Cavaglia, composti da vari tipi di gneiss di probabile origine magmatica o migmatica.

Inferiormente la formazione presenta un contatto manifestamente tettonico con le formazioni della falda Margna. Tale contatto è molto più evidente nella seconda zona di affioramento (a Sud del Pizzo Bernina), poiché tra le Filladi della Cima Vicima ed il Cristallino della Margna si interpone una importante zona di scaglie costituita da terreni sedimentari permo-mesozoici. In questa stessa zona il limite superiore, sostanzialmente litologico, interessa soltanto la Diorite del Pizzo Sella, mentre in zona di « radice », a Sud del M. Palino, il limite è nettamente tettonico e pone a contatto le Filladi della Cima Vicima con gli Gneiss del M. Canale. L'assenza della formazione ad occidente della Val Malenco è probabilmente da porre in relazione con fenomeni di schiacciamento e di elisione tettonica connessi con la natura del suddetto limite.

Le Filladi della Cima Vicima fanno parte del Cristallino della falda Sella sulla cui appartenenza al complesso pennidico oppure all'austroalpino si discute altrove (V. Tettonica).

19) mg — Gneiss del M. Canale (Formazione della Vetta Ron del Foglio Geologico 19 « Tirano »): *gneiss e micascisti muscovitico-epidotici, sovente cloritici o quarziticci, localmente anfibolici, con frequenti passaggi a gneiss occhiadini. Intercalazioni lenticolari di calcari dolomitici cristallini bianchi* (c). (Archeozoico?). (R. CRESPI).

E' una formazione molto potente ed estesa, che si sviluppa nel foglio

per una ventina di chilometri, raggiungendo la massima potenza nella Val Malenco; affiora anche nell'attiguo Foglio « Tirano », dove assume caratteri litologici alquanto differenti.

I litotipi più diffusi sono gneiss e micascisti a muscovite ed epidoto, sovente di colore grigio-verdastro chiaro per la presenza di clorite. Sono frequenti i passaggi a tipi quarziticci, oppure a gneiss con tessitura distintamente occhiadina, dovuta alla presenza di porfiroblasti di feldspato potassico. Localmente assumono particolare importanza tra i componenti mineralogici, oltre al quarzo ed al plagioclasio, gli anfiboli, sia di tipo actinolite (Val di Togno), sia di tipo orneblenda (Pra' Isio-Caldenno).

Intercalazioni caratteristiche della formazione sono le lenti di calcari cristallini più o meno dolomitici, passanti talora a calciferi a diopside ed epidoto, frequenti soprattutto nelle vicinanze dei limiti settentrionale e meridionale della formazione stessa. Particolarmente potente è la lente marmorea bianca che attraversa la Val Malenco all'altezza dell'abitato di Arquino.

Verso occidente affiorano, entro agli Gneiss del M. Canale, gli Gneiss granitici del Pizzo Mercantelli, dapprima in forma di lenti di varia potenza e successivamente lungo una fascia continua.

La formazione in esame appartiene al Cristallino del Bernina (Austroalpino inferiore). I suoi contatti con formazioni tettonicamente più elevate nella struttura alpina (Formazione della Punta di Pietra Rossa e Granito del M. Rolla) e con formazioni più profonde (Filladi della Cima Vicima e Micascisti del M. Acquanera), sono sempre di natura tettonica.

20) gγ — Gneiss granitici del Pizzo Mercantelli: *gneiss granitici e granodioritici a biotite, a grana media, sovente laminati, talora con tessitura massiccia*. (Paleozoico). (R. CRESPI).

La formazione affiora lungo una fascia diretta all'incirca Est-Ovest e della larghezza massima di 1 km circa, dal Pizzo Mercantelli alla Valle di Postalesio, dove si risolve in una serie di lenti di varia potenza, comprese negli Gneiss del M. Canale. Numerosi altri affioramenti lenticolari vengono a giorno a Sud del corpo gneissico principale, sia entro gli stessi

Gneiss del M. Canale, sia entro le metamorfite della Formazione della Punta di Pietra Rossa, nelle quali assumono carattere di scaglie tettoniche. Altre scaglie, con forme di lenti molto allungate, affiorano più a Nord, entro i Micascisti del M. Acquanera.

Gli Gneiss granitici del Pizzo Mercantelli sono rocce granitoidi a grana generalmente media, con tessitura più o meno orientata, a volte massiccia; evidenti in più punti i fenomeni di cataclasi e la laminazione tettonica. I componenti più abbondanti sono il quarzo, il plagioclasio, in genere fortemente alterato, il feldspato potassico, presente in quantità variabili, con i caratteri del microclino pertitico; alla biotite, che è il principale componente femico, si associa a volte l'orneblenda verde. Accessorio caratteristico è un epidoto di tipo ortitico.

Le rocce gneissiche in esame rappresentano il prodotto del metamorfismo di magmatiti acide di probabile età ercinica (nella legenda del foglio sono attribuite, erroneamente, all'Archeozoico) facenti parte del gruppo delle « intrusioni erciniche della zona di Brusio » di CORNELIUS (1916).

Gli Gneiss granitici del Pizzo Mercantelli sono attribuiti al Cristallino del Bernina (Austroalpino inferiore); i loro contatti con le formazioni appartenenti ad altre unità tettoniche, più elevate (Formazione della Punta di Pietra Rossa) o più profonde (Micascisti del M. Acquanera) sono di natura tettonica. Non si manifestano invece fenomeni di deformazione meccanica al contatto con gli Gneiss del M. Canale, facenti parte dello stesso Cristallino.

21) mf — Formazione della Punta di Pietra Rossa: *micascisti e gneiss minuti muscovitici, talora a due miche, con passaggi a quarziti; gneiss a fiamme di biotite, talora a tessitura occhiadina (tratteggio marrone); gneiss anfibolici (tratteggio verde).*

go — « Membro degli Gneiss occhiadini del Dosso Cornin »: *gneiss minuti e gneiss occhiadini muscovitici, talora con biotite e clorite. (Archeozoico?). (R. CRESPI).*

La formazione compare in affioramenti isolati, con caratteri di scaglie tettoniche entro gli Gneiss del M. Tonale, a monte di Dubino e di

Cino, al margine occidentale del foglio; assume il suo massimo sviluppo in Val Mäsino e prosegue verso oriente, in direzione all'incirca Est-Ovest e con potenza variabile, attraversando il Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio » ed interessando vaste aree dell'attiguo Foglio « Tirano ».

Nella formazione sono comprese metamorfite di varia natura, con frequenti transizioni graduali reciproche. I tipi petrografici prevalenti sono costituiti da micascisti e da gneiss minuti muscovitici o a due miche con tessitura scistosa accentuata, che fanno sovente passaggio a quarziti. Accanto al quarzo ed alle miche, che sono i componenti più abbondanti, si osservano quantità variabili di plagioclasio; tra gli accessori, oltre al granato, che è il più frequente, vi sono gli epidoti e talora la tormalina.

Relativamente rare sono le intercalazioni di calcari più o meno dolomitici cristallini ed i filoni concordanti di pegmatiti e di apliti.

Sui versanti della Val Mäsino la formazione è costituita da gneiss più massicci e di colore più scuro dei litotipi sopra descritti, caratterizzati da una maggiore abbondanza di biotite, che si distribuisce in letti subparalleli discontinui (« gneiss biotitici a fiamme »), e di granato; frequenti gli epidoti, talora di tipo ortitico. In alcune zone questi gneiss tendono ad assumere tessitura occhiadina, per la presenza di porfiroblasti di feldspato potassico; in seno ad essi si osservano a volte limitati fenomeni di anatessi, con formazione di piccole lenti e sacche granitiche.

In alcune zone della Val Mäsino e a Nord di Buglio in Monte affiorano rocce gneissiche di colore verde più o meno intenso e con tessitura a volte massiccia, quasi granitoide; il minerale più tipico è un'orneblenda verde o verde-bruna, associata ad un plagioclasio alterato; la struttura è sovente cataclastica.

Nella formazione è stato distinto il membro degli Gneiss occhiadini del Dosso Cornin, che prende il nome da una località del contiguo Foglio « Tirano ». E' costituito da rocce gneissiche di colore chiaro per l'abbondanza di quarzo e di feldspati, con caratteri di gneiss minuti oppure di gneiss con tessitura manifestamente occhiadina, dovuta alla presenza, nella compagine scistosa, di K-feldspato di tipo microclinpertitico. Tra i minerali lamellari predominano le miche, e in particolare la muscovite, mentre

più rara è la clorite; accessori frequenti gli epidoti, talora con i caratteri dell'ortite.

Gli Gneiss occhiadini del Dosso Cornin affiorano sotto forma di lenti concordanti di potenza variabile da pochi decimetri a parecchie decine di metri entro le varie metamorfite della formazione; sono particolarmente ben rappresentati nelle zone centrali del foglio (Val Màsino, a monte di Postalesio) e anche al margine orientale del foglio stesso. Il passaggio ai tipi micascistosi o gneissici che li comprendono è generalmente lento e graduale. I loro caratteri petrografici corrispondono a volte a quelli di tipiche rocce migmatiche (embrechiti occhiadine).

La Formazione della Punta di Pietra Rossa va attribuita al Cristallino della Punta di Pietra Rossa, facente parte del Sistema di Languard-Tonale (Austroalpino superiore). I suoi contatti con l'unità sovrastante nell'edificio alpino, gli Gneiss del M. Tonale, e con le unità sottostanti con le quali confina a Nord, sono nettamente tettonici. In parte tettonici sono anche i contatti con il Granito del M. Rolla, appartenente allo stesso Cristallino, in rapporto probabilmente con dislocazioni tardive.

22) m_{st} — Micascisti della Cima Rovaia: *micascisti e gneiss muscovitici o a due miche, con granato e staurolite, nodulari.* (Archeozoico?). (R. CRESPI).

La formazione prende il nome da una località del contiguo Foglio « Tirano », dove assume notevole sviluppo; nel presente foglio compare in limitati affioramenti al margine orientale (Dosso della Foppa; valle del T. Davaglione a Nord di Montagna in Valtellina). Si tratta di piccole scaglie incuneate negli scisti della Formazione della Punta di Pietra Rossa, tettonicamente sottostante.

I litotipi della formazione sono costituiti da micascisti e gneiss muscovitici o a due miche nodulari, più o meno intensamente laminati, caratterizzati dalla quasi costante presenza di granato e staurolite, a volte visibili ad occhio nudo. La sillimanite oppure la cianite sono localmente associate alla staurolite.

I Micascisti della Cima Rovaia costituiscono l'elemento più pro-

fondo del Cristallino del Tonale, appartenente al Sistema di Languard-Tonale (Austroalpino superiore).

23) g_{st} — Gneiss del M. Tonale: *gneiss e micascisti a due miche o prevalentemente biotitici, spesso granatiferi e raramente sillimanitici, talora iniettati « a letto a letto ». Intercalazioni di calcari cristallini più o meno dolomitici e di calcefiri (c), di anfiboliti (a), e di ortogneiss aplitici e pegmatitici (π'). Rari filoni discordanti di porfiriti (α). (Archeozoico?). (R. CRESPI).*

Gli Gneiss del M. Tonale affiorano lungo una fascia discontinua diretta all'incirca Est-Ovest immediatamente a Nord della Linea del Tonale, sul basso versante settentrionale della Valtellina; compaiono anche, entro le metamorfite della Formazione della Punta di Pietra Rossa, sotto forma di scaglie tettoniche di dimensioni variabili: la più potente si osserva a monte di Tresivio, all'estremo limite orientale del foglio.

I tipi litologici prevalenti nella formazione sono costituiti da gneiss e micascisti biotitici o a due miche generalmente granatiferi; la sillimanite, che è il più tipico minerale accessorio della formazione nel suo sviluppo orientale, nel Foglio « Tirano », si rinviene qui solo sporadicamente. Lenticelle quarzoso-feldspatiche iniettano localmente *lit par lit* le metamorfite.

Numerose intercalazioni lenticolari di varia natura sono comprese nella formazione. Particolarmente potenti ed estese sono in più punti le lenti di calcari più o meno dolomitici, passanti a calcefiri e, talvolta, a cornubianiti a granato e pirosseno (zona a monte di Cercino e di Traona, Triangia). Larga diffusione hanno i filoni, generalmente concordanti, di ortogneiss aplitici e pegmatitici. Rari, e limitati agli affioramenti più orientali, sono i filoni discordanti di porfiriti terziarie.

Gli Gneiss del M. Tonale sono attribuibili al Cristallino del Tonale, elemento più elevato del Sistema Languard-Tonale (Austroalpino superiore). A Sud essi vengono in contatto con le metamorfite del Cristallino sudalpino lungo la Linea insubrica; a Nord sono in contatto tettonico con la Formazione della Punta di Pietra Rossa, che appartiene al Cristallino omonimo e costituisce l'elemento inferiore del Sistema Languard-Tonale.

24) g_m — Gneiss del Corno Stella (« *Gneiss chiari* »): *gneiss muscovitici, talora cloritici, bianchi, generalmente occhiadini, a tessitura da mediamente scistosa a massiccia. Intercalazioni di quarziti bianche con feldspato potassico e tormalina.* (Paleozoico). (G. LIBORIO, A. MOTTANA).

Con questo termine formazionale abbiamo indicato gli « gneiss chiari » descritti originariamente da A. STELLA (1894) affioranti lungo tutto lo spartiacque orobico del Foglio « Sondrio ». Essi compaiono in un piccolo affioramento nel Foglio « Tirano » (Lago di Santo Stefano in Valle di Arigna) ed abbondano più ad Ovest nel Foglio « Chiavenna » ed in Canton Ticino. Gli affioramenti sono isolati, pur essendo talvolta di grandi dimensioni; i principali sono quelli dell'alta Valle del Livrio, culminante nel Corno Stella (2620 m), della costiera del Monte Cadelle-Pizzo del Dente e del Monte Cornagiera. Dopo lo studio petrografico riportato da DE SITTER e DE SITTER KOOMANS (1949), questi gneiss sono stati riesaminati da MOTTANA (1963) e da EL TAHLAWI (1965), entrambi però in zone marginali al Foglio « Sondrio ». Si tratta di gneiss quarzoso-feldspatico-muscovitici a struttura talora blastomilonitica, a tessitura listata passante ad occhiadina per lo sviluppo di fenoblasti di microclino pertitico. In affioramento presentano una decisa bancatura (0,5-1,5 m) con una netta fratturazione in blocchi parallelepipedi. Solo al margine di alcune masse compaiono tipi più scistosi con biotite e clorite e qui si osservano anche vistose alternanze di composizione nelle bancate. Saltuariamente compare anche il granato.

Il fatto che gli Gneiss del Corno Stella affiorino come masse con limiti assai netti con le altre formazioni e che, dove il limite non è tettonico, si osservino arricchimenti marginali in biotite, ha fatto pensare alla maggior parte degli autori (STELLA, 1894; TROMP, 1932; DOZY, 1933 e DE SITTER-DE SITTER KOOMANS, 1949) che si tratti di ortoderivati di intrusioni granitiche del Carbonifero. Più recentemente MOTTANA (1963) ha proposto una origine parzialmente migmatite ed EL TAHLAWI (1965) ha decisamente affermato che si tratta di depositi arcosici preercinici, probabilmente i più recenti della serie premetamorfica, segmentati tetto-

nicamente e metamorfosati nel corso della orogenesi ercinica. Nelle zone più vicine al limite sedimentario-cristallino essi sono stati ripresi tettonicamente dai movimenti alpini ed affiorano ora sovente in scaglie entro l'« anticlinale orobica ». Alcune masse isolate nel cristallino (Cima Sasso Chiaro tra Valle del Livrio e Valle Cervia) danno per altro una decisa impressione di zolle scivolte sugli Scisti di Edolo con una messa in posto di tipo gravitativo.

25) g_m^o — Gneiss di Mantello: *gneiss muscovitici biancastri, cataclastici, talora a tessitura occhiadina per fenoblasti di feldspato potassico.* (Archeozoico?). (R. CRESPI).

La formazione affiora per breve tratto al limite occidentale del foglio, nella zona di Mantello e Dubino, immediatamente a Nord delle alluvioni dell'Adda, interessando anche l'attiguo Foglio « Chiavenna ».

Il tipo petrografico medio più diffuso è rappresentato da uno gneiss muscovitico di colore chiaro, contenente quantità variabili di feldspato potassico con i caratteri del microclino, in associazione con quarzo, con un plagioclasio povero di calcio e con minerali lamellari, tra i quali prevale la mica muscovite. Sono frequenti i passaggi a tipi micascistosi muscovitici o a due miche, con tessitura scistosa più accentuata, e a tipi nettamente quarzitici. Localmente si osservano nella compagine scistosa porfiroblasti di K-feldspato, che conferiscono agli gneiss una tessitura tipicamente occhiadina.

Un carattere comune a tutti i litotipi è l'accentuata clastesi, particolarmente intensa nelle vicinanze dei contatti con le formazioni adiacenti, dove le metamorfite della formazione, fortemente tettonizzate, assumono i caratteri di vere e proprie miloniti.

Gli Gneiss di Mantello appartengono all'unità tettonica delle Alpi Meridionali (Cristallino sudalpino). I contatti con gli Gneiss di Morbegno, con i quali confinano a Est, sembrano di natura tettonica, anche se non sono chiaramente osservabili. Tipicamente tettonici sono i contatti con i terreni permotriassici affioranti a Nord, che sono incuneati tra gli gneiss della formazione e gli Gneiss del M. Tonale (Austroalpino superiore), lungo la Linea insubrica.

26) g_{ab} — Gneiss di Morbegno: *gneiss biotitici a noduli d'albite, granatiferi, talora staurolitici o sillimanitici, passanti a tipi quarziticici; localmente (M. Stavello, Alta Val Madre, Alta Val Cervia) micascisti granatiferi a staurolite e cianite macroscopiche (tratteggio blu). Lenti di anfiboliti (a) sovente discordanti; rari filoni pegmatitici (π'). Gneiss quarziticici chiari a due miche a tessitura occhiadina o listata (tratteggio arancio).* (Archeozoico?). (G. LIBORIO, A. MOTTANA).

La parte principale della formazione è costituita da gneiss scuri, biotitici con granato e rara muscovite, ricchi in grossi noduli di albite (Albitknotengneise di CORNELIUS e di altri autori precedenti). Essi affiorano tipicamente nella bassa Val Tartano e nella Val Gerola, ma si spingono a Est fino all'alta Valle di Arigna (Foglio « Tirano ») e ad Ovest fin oltre il Lago di Como (Foglio « Chiavenna »). Sul terreno si presentano in grossi banchi a tessitura zonata (variazione nel diametro e nella frequenza dei noduli di albite), separati da sottili letti fortemente scistososi biotitici oppure anche decisamente quarziticici. Caratteristica del plagioclasio di questi gneiss è la struttura fortemente peciloblastica. Rarissimo feldspato potassico si osserva presso Campovico. Oltre alla biotite ed al granato all'estremità occidentale del foglio compare, in porfiroblasti sulle superfici di banco, la staurolite; nella massa si osservano talora anche la cianite e, rarissima, la sillimanite. Verso Sud la formazione sfuma in un litotipo micascistoso, ricco di biotite, granato e staurolite in cui si osserva anche cianite macroscopica. Sono questi ultimi tipi scistososi che sfumano insensibilmente agli Scisti dei Laghi del Foglio « Chiavenna ». Le anfiboliti, sia discordanti sia concordanti, affiorano soprattutto a Nord dell'Adda. Studiate qui da GANDINI e SCHIAVINATO (1959), sono risultate di indubbia origine orto e di tipo magmatico gabbroteralitico e con una paragenesi tipica delle facies delle anfiboliti ad almandino.

(G. BONSIGNORE, U. RAGNI)

Ad occidente della Valle del Bitto di Gerola la formazione è attraversata da bande, mal delimitabili a causa di passaggi del tutto gradualmente, di gneiss più chiari e più nettamente occhiadini molto simili, macroscopicamente, agli « Gneiss chiari ». Si tratta di gneiss a due miche, quarziticici, caratterizzati da grossi occhi o da vene irregolari di feldspato potassico.

27) $g_{m b}^o$ — Gneiss occhiadini del M. Pedena: *gneiss occhiadini a due miche, a macrocristalli di feldspato potassico, talora con granato e tormalina, con locali setti scistososi poveri o privi di feldspati.* (Archeozoico?). (G. BONSIGNORE, U. RAGNI).

Tale formazione si estende, a forma di grossa amigdala, nel settore centro-meridionale del foglio dove viene a costituire i massicci del M. Fioraro, del M. Pedena, del M. Tartano, del Pizzo del Vento e del Foppone.

Si tratta di rocce relativamente chiare con buona tessitura occhiadina e marcata scistosità. Esse presentano una notevole somiglianza con gli « gneiss chiari », nonostante presentino, rispetto a questi ultimi, un colore più scuro in quanto più biotitici, ed una scistosità meno marcata.

Nella massa occhiadina si riscontrano frequentemente dei setti scistososi (filladici) che rappresentano dei relitti non feldspatizzati della roccia originaria.

Il contatto con le filladi circostanti (Filladi di Ambria) è molto netto e talora (versante Nord del Pizzo d'Oria e Nord-occidentale del M. Pedena) di natura tettonica. Esso avviene attraverso una fascia di filladi iniettate che demarca nettamente il fronte di feldspatizzazione che ha interessato le rocce micascistose originarie trasformandole negli attuali gneiss occhiadini.

Per quanto riguarda la composizione petrografica gli Gneiss occhiadini del M. Pedena risultano costituiti essenzialmente da microclino in grossi porfiroblasti a contorni quasi idiomorfi e parzialmente sericitizzati, da albite, da quarzo in individui estremamente fratturati e da muscovite in microliti ed in lamine ben definite bordanti gli individui feldspatici. Presenti come accessori: biotite, granato e tormalina; più rari: apatite, zirconio, titanite, ilmenite, magnetite.

28) f_q — Filladi di Ambria: *filladi quarzifere scure, filladi cloritiche e granatifere, talora albitizzate (punteggiatura blu). Intercalazioni di calcari cristallini muscovitici a noduli d'albite (c).* (Archeozoico? e Paleozoico p.p.). (G. LIBORIO, A. MOTTANA).

Termini filladici sono frequenti nell'intera estensione della forma-

zione degli Scisti di Edolo, ma, in particolare, in una grande area affiora un litotipo monotono, grigio plumbeo, finemente pieghettato in modo isoclinale che, solo a tratti, si arricchisce in quarzo. Compongono in prevalenza la roccia la sericite e la clorite, quindi il quarzo che compare spesso anche in filoncelli e vene variamente orientate. Ad essi si associano, in zone limitate, la biotite ed il granato che può, in alcuni casi (alta Valle di Scais), raggiungere il diametro di 5 millimetri. Lungo una fascia in prossimità dello Gneiss del Pizzo Meriggio ed in altre subparallele all'andamento delle linee tettoniche principali, compaiono anche ocelli di albite postcinematica che punteggiano, a volte fittamente, la roccia sulla sua frattura trasversale. In questa formazione pelitica, di grado metamorfico variabile, la mancanza di alternanze litologiche non permette di ricostruire l'assetto strutturale d'altronde notevolmente complicato dalla fitta pieghettatura isoclinale già accennata. Da una parte le Filladi di Ambria sono in contatto tettonico con gli Gneiss di Morbegno, dall'altra si hanno a volte degli evidenti passaggi graduali con gli Scisti di Edolo per aumento della grana della roccia. Questi passaggi sono, a volte, sottolineati anche da intercalazioni nettamente quarzitiche. Il limite tra questa formazione ed i banconi dello Gneiss del Pizzo Meriggio, sia quando questo le è intercalato, sia anche quando esso è al limite con gli Scisti di Edolo, è sempre assai netto.

(G. BONSIGNORE, U. RAGNI)

Per la massa filladica che affiora nella zona del Monte Verrobbio è stata da noi mantenuta la denominazione formazionale di Filladi di Ambria, nonostante la distanza e la non continuità areale, dato che presenta la stessa composizione litologica ed una posizione strutturale simile, in seno al Cristallino Sudalpino. Essa viene limitata a Sud dalla Linea Orobica, mentre a Nord ed a Ovest viene a contatto con gli Gneiss di Morbegno attraverso un limite a tratti di natura tettonica. In direzione Nord-Est il contatto avviene con gli Scisti di Edolo lungo la linea della Val Madre. Nell'area in esame le filladi circoscrivono interamente la formazione degli Gneiss occhiadini del Monte Pedena, alla quale passano con contatti molto netti ed, a tratti, di natura tettonica. Da un punto di vista

petrografico le rocce di questa formazione si presentano di aspetto nettamente filladico e di colore verdastro o rossastro per i tipi granatiferi. Sono costituite essenzialmente da: muscovite, sericite, quarzo e clorite. Accessori frequenti: granato, feldspati, biotite parzialmente cloritizzata, ilmenite, tormalina, apatite, ossidi di ferro. La tessitura è nettamente scistosa, a bande, o lamellare oppure, alternativamente, l'una e l'altra. La struttura è, in generale, lepidoblastica, a tratti porfiroblastica per la presenza di grossi individui di granato. A seconda del prevalere di questo o di quel minerale sono state riscontrate le seguenti varietà: filladi cloritiche (prevalenti), filladi quarzifere e filladi granatifere. Le associazioni mineralogiche, la struttura e le tessiture, le trasformazioni mineralogiche ancora in atto (biotiti parzialmente cloritizzate, granato parzialmente trasformato in clorite, quarzo e sericite) inducono a considerare le rocce di questa massa come prodottesi in seguito a diaforesi di originari mica-scisti. A Nord del Monte Pedena è stata riscontrata e cartografata in seno alla formazione filladica una sottile intercalazione lenticolare di marmo micaceo, potente da 1 a 2 metri. Si tratta di un calcare cristallino a muscovite, picchiettato a tratti da grossi occhi feldspatici. Ciò è da porsi in relazione con il vicino fronte di feldspatizzazione che ha invaso pure le Filladi di Ambria incassanti. La fascia delle Filladi di Ambria feldspatizzate potente circa 200-250 metri, circonscrive l'intero massiccio del Fioraro e del Pedena. Si tratta di filladi cloritiche « listate » con venule di materiale quarzoso-feldspatico incuneate lungo le superfici di scistosità o le linee di frattura e di filladi cloritiche « occhiadine » caratterizzate da porfiroblasti di microclino o albite fortemente cribrata da microliti di sericite, quarzo e muscovite.

29) go' — Gneiss del Pizzo Meriggio: *gneiss occhiadini scuri a feldspato potassico*. (Archeozoico). (G. LIBORIO, A. MOTTANA).

Il Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio » comprende quasi l'intera estensione areale della formazione che affiora come banconi potenti sino a 100 metri diretti ONO-ESE in media. La formazione può sia essere compresa in altre formazioni, sia costituire il limite tra due di esse. Si tratta di gneiss a matrice scura, scistosa, in cui spiccano grossi fenoblasti

da tondeggianti a subidiomorfi di feldspato potassico. La frequenza e le dimensioni di questi occhi feldspatici variano, a volte irregolarmente, in senso trasversale ai banchi. Altri componenti essenziali sono la biotite, l'albite, la muscovite ed il quarzo; tutti di dimensioni molto piccole. La matrice della roccia presenta sempre una tessitura chiaramente blastomilonitica e la scistosità appare ancor più accentuata alla salbande del banco dove si ha anche un deciso arricchimento in muscovite. La roccia poté essere interpretata come un'ortometamorfito di tipo porfirico (Dozy, 1933); ma anche come una fascia milonitica antica ricristallizzata e feldspatizzata (LIBORIO in MOTTANA, 1963). La presenza di due bancate subparallele nella zona di Ambria e dell'alta Valle di Scais può forse indicare una ripetizione di serie dovuta ad una tettonica antica.

30) m_m — Scisti di Edolo: *micascisti muscovitici, talora a due miche e granatiferi, passanti a micascisti quarziticci e filladici; zone e lenti albitizzate generalmente lungo le linee di dislocazione (punteggiatura blu). Intercalazioni lenticolari di quarziti e quarziti micacee (q) e di gneiss aplitici e pegmatitici (Pèndola, Val Venina) (π'). Metamorfiti di contatto: gneiss minuti biotitici a cordierite, andalusite e sillimanite, passanti localmente a hornfels (settore S-W) (punteggiatura rossa). (Archeozoico? e Paleozoico p.p.). (G. LIBORIO, A. MOTTANA).*

Gli Scisti di Edolo sono la formazione tipica del Cristallino Sudalpino del Foglio « Tirano » e sono stati ampiamente descritti nelle Note illustrative dello stesso. Anche nel Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio » costituiscono un buon terzo del basamento a Sud della Linea Insubrica, pur essendo arealmente subordinati agli Gneiss di Morbegno. Essi si differenziano da quelli della zona tipica per un più elevato grado metamorfico (LIBORIO e MOTTANA, 1969) che si evidenzia con un maggior contenuto di granato e biotite, raggiungendo la facies delle anfiboliti. A partire infatti dal versante sinistro della Valle del Livrio compare anche la staurolite e, in una località, anche la cianite. Il litotipo più diffuso è sempre un micascisto grigio plumbeo o argenteo, con superfici di alterazioni rugginose e con ripetute alternanze di letti micacei e di letti quarzosi. Sono

frequenti letti e piccoli ammassi di tipi nettamente quarziticci, alcuni dei quali cartografati. Estremamente diffusi, in tutta l'estensione di questa formazione nel Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio », sono i fenomeni di albitizzazione postcinematica. L'albite compare con il caratteristico aspetto metablastico (D'AMICO, 1962), in cui, cioè, il minerale si è accresciuto nella compagine originaria sostituendo progressivamente le miche chiare ed inglobando gli accessori contenuti in essa. Le zone macroscopicamente albitizzate sono strettamente legate ai principali motivi tettonici del cristallino (Linea del Porcile e Linea di Venina) decorrendo in fasce pressoché parallele ad esse e non mostrano di essere state da queste interessate.

In prossimità del contatto tettonico con gli Gneiss di Morbegno, presso l'abitato di Fusine, l'albite è così abbondante ed a grana grossa nelle rocce della formazione degli Scisti di Edolo da rendere convergenti i litotipi di queste due formazioni.

Estremamente rari sono i filoni di tipo aplitico-pegmatitico, costituiti da quarzo, muscovite e micropertite; la loro potenza è solitamente molto ridotta e la giacitura subconcordante ma con estesi fenomeni di laminazione ed anche di scaglionamento (boudinage).

B) FORMAZIONI ERUTTIVE

31) δ_s — Diorite del Pizzo Sella: *dioriti e dioriti quarzifere milonitiche, di colore grigio-scuro con fenocristalli di anfibolo.*

γ_s — *Graniti biotitici in facies porfirica per fenocristalli di feldspato potassico, spesso fortemente cataclastici (Cime di Musella).*

δ'' — *Dioriti e dioriti quarzifere, a grana da media a fine, generalmente massicce (alta Val di Togno).*

(Ciclo magmatico ercinico). (A. MONTRASIO).

In questa formazione sono incluse tutte le rocce intrusive della falda Sella. In particolare vi figurano le rocce dioritiche e quarzo-dioritiche che formano l'alta bastionata rocciosa del Pizzo Sella, e le rocce granitiche delle Cime di Musella, Quanto all'esiguo lembo di rocce dio-

ritiche affioranti in zona di « radice », lungo il margine orientale del foglio, nei pressi del Lago Painale (alta Val di Tegno), la sua inclusione nella formazione in esame è stata decisa per non complicare ulteriormente la legenda del foglio. Queste rocce fanno parte, nel contiguo Foglio « Tirano », della formazione del Granito di Canciano, appartenente, al pari della Diorite del Pizzo Sella, al Cristallino della falda Sella.

La facies dioritica principale che affiora lungo il crinale Piz Glüschaint-Passo Marinelli, è rappresentata da dioriti e dioriti quarzifere generalmente di colore grigio scuro, talora verde scuro, quasi sempre molto laminate; i componenti mineralogici principali sono un anfibolo di tipo orneblenda, talora in fenocristalli fino a 1 cm, e biotite subordinata, per quanto riguarda i femici; i minerali sialici sono rappresentati da un plagioclasio andesinico molto alterato e quantità variabili di quarzo.

Limitati affioramenti di rocce dioritiche del tutto simili a quelle sopra descritte affiorano all'estremo occidentale della massa granitica delle Cime di Musella. Queste ultime rocce sono costituite da quarzo, feldspato potassico, plagioclasio acido e biotite verde; localmente passano a tipi granodioritici per la comparsa di orneblenda. Questi graniti, che mostrano quasi costantemente una tessitura porfirica, hanno subito in notevole grado le azioni retrometamorfiche responsabili delle trasformazioni mineralogiche che hanno colpito quasi tutti i minerali. I fenomeni di clastesi e di laminazione sono molto diffusi in tutta la massa, ma sono particolarmente evidenti lungo il margine inferiore di questa grossa lente granitica, al contatto con le rocce della sottostante unità tettonica.

L'intrusione di queste rocce è attribuibile al ciclo magmatico che ha accompagnato l'orogenesi ercinica.

32) δ_B — Diorite del Pizzo Bernina: *dioriti e granodioriti localmente feldspatizzate, fortemente cataclastiche, a grana da media a fine, talora con tessitura orientata.*

γ^F — *Filoni granito-aplitici e pegmatitici.*

γ_B — *Graniti biotitici chiari, ricchi in feldspato potassico, generalmente massicci, spesso fortemente cataclastici.*

$\gamma\delta_B$ — *Granodioriti e dioriti quarzifere, generalmente orientate, cataclastiche o milonitiche.*

(Ciclo magmatico ercinico). (A. MONTRASIO).

Questa formazione comprende tutte le facies intrusive della falda Bernina che, limitatamente al presente foglio, costituiscono la quasi totalità della suddetta unità tettonica.

Queste rocce formano l'imponente parete rocciosa del Pizzo Bernina, dal Passo Sella alla Forcola Bellavista, e gli affioramenti a Sud del Passo di Sasso Rosso.

La massa intrusiva del Bernina è qui rappresentata principalmente dalla facies dioritica composta essenzialmente da plagioclasio fortemente alterato, orneblenda e biotite, e quantità minori ma variabili di K-feldspato e di quarzo.

Filoni ed ammassi lenticolari granito-aplitici e pegmatitici anche di notevoli dimensioni intersecano le dioriti del Bernina. Particolarmente cospicuo è l'ammasso affiorante sul versante meridionale della Cresta Guzza. La facies granitica propriamente detta affiora immediatamente ad Est della Forcola Bellavista e si collega verso Est (v. Foglio 8 « Bormio ») con le rocce del Pizzo Palù e della cresta occidentale del Pizzo Verona. Si tratta di graniti biotitici grigio-chiari, talora passanti a granodioriti, generalmente massicci e a grana grossa, con fenomeni di clastesi molto diffusi. I componenti mineralogici principali sono: feldspato potassico, plagioclasio molto alterato, quarzo, biotite verde spesso cloritizzata, talora orneblenda verde.

Le granodioriti, che formano limitati affioramenti a Sud del Passo di Sasso Rosso, sono costituite da una massa di fondo quarzoso-sericitica, chiaramente derivata da fenomeni milonitici, nella quale sono riconoscibili relitti di quarzo, plagioclasio molto alterato, orneblenda, biotite cloritizzata.

Inferiormente la massa eruttiva del Bernina è bordata da una sottile fascia di scisti cloritico-epidotici (Gneiss del M. Canale) che emergono dalla Vedretta di Scerscen inferiore in affioramenti molto limitati, nei pressi del Passo Sella ed al Passo Marinelli Occidentale. Un lembo di

scisti analoghi è incluso nelle rocce dioritiche della Cresta di Bellavista, ad occidente della forcilla omonima.

Il limite superiore delle rocce intrusive del Bernina non affiora nel presente foglio.

L'età ercinica di queste rocce è ammessa da tutti gli Autori. In particolare R. STAUB, avendo osservato che i porfidi e cheratofiri quarziferi del Diavolezza intersecano in ogni senso le rocce intrusive del Bernina e che le suddette rocce effusive inglobano lembi di « Verrucano », precisa l'età dell'intrusivo del Bernina al Permiano o allo Stefaniano.

33) γg — Granito del M. Rolla: *gneiss granitici e granodioritici, talora occhiadini; graniti a tessitura più o meno orientata, a volte con facies porfirica per fenocristalli di feldspato potassico.* (Ciclo magmatico ercinico). (R. CRESPI).

La formazione affiora lungo una fascia diretta all'incirca Est-Ovest, che prosegue a Est nel contiguo Foglio « Tirano », mentre verso Ovest, a monte di Postalesio e di Berbenno in Valtellina, si risolve in una serie di lenti e grossi filoni subparalleli, compresi in concordanza nelle metamorfite della Formazione della Punta di Pietra Rossa.

I litotipi più diffusi sono gneiss granitici o granodioritici a grana media o medio-grossolana, più o meno intensamente cataclastici, a volte con tessitura occhiadina, caratterizzati da abbondante quarzo in granuli dal tipico colore grigio-violaceo; essi fanno passaggio, verso il limite Est del foglio, a oriente della Val di Togno, a gneiss con tessitura più massiccia, con caratteri e chimismo spiccatamente granitici, ricchi in più punti di grandi cristalli idiomorfi di feldspato potassico, che conferiscono loro un aspetto simile a quello del ben noto « ghiandone » della Val Masino.

Tra i componenti mineralogici, oltre al quarzo ed ai feldspati (plagioclasio fortemente alterato di tipo oligoclasico-andesinico e K-feldspato molto fresco, con i caratteri ottici del microclino), particolarmente abbondante è la biotite, sovente associata a quantità variabili di orneblenda; accessorio caratteristico, quasi sempre presente, è un epidoto di tipo ortitico.

Nella zona del M. Rolla la formazione è attraversata da alcuni filoni di limitata potenza di porfiriti anfiboliche e plagioclastiche, in probabile connessione genetica con la Granodiorite di Triangia, di età terziaria, che affiora poche centinaia di metri più a Sud.

34) $\alpha c'$ — Quarzodiorite di Val Biandino: *quarzodioriti con facies marginali da granito-aplitiche a gabbrodioritiche. Dicchi leucocratici e aplitici.* (Ciclo magmatico ercinico). (A. MOTTANA).

L'intrusione ercinica della Val Biandino, studiata recentemente da G. PASQUARÈ (1967), è costituita da un ammasso principale, affiorante nel fondovalle della Valle omonima, e da una serie di apofisi più o meno differenziate che si sviluppano fino alla Val Caravino (v. Foglio « Bergamo ») verso Est e alla media valle del T. Pioverna (v. Foglio « Como ») verso Ovest.

La massa principale dell'intrusione è costituita da quarzodioriti, composte in prevalenza da plagioclasio andesinico leggermente zonato, quarzo, biotite, orneblenda e talora feldspato potassico. Questo litotipo appare notevolmente costante in tutta l'intrusione; le uniche variazioni sono rappresentate dal contenuto dei femici, in cui però la biotite rimane sempre prevalente sull'orneblenda, e dal contenuto di anortite del plagioclasio.

Solo nelle apofisi marginali del plutone e in alcune zone al contatto con gli scisti si osservano variazioni composizionali sensibili, dovute probabilmente ad assimilazione delle rocce incassanti. In alcuni casi si ha allora passaggio a tipi granitici o granito-aplitici per incremento del feldspato potassico e del quarzo (M. Agrella); in altri, presso il margine settentrionale dell'intrusione, si passa a tonaliti e talora a gabbrodioriti, contenenti abbondante anfibolo, biotite molto scarsa ed un plagioclasio decisamente labradotitico.

Nei corpi filoniani, abbondanti soprattutto al M. Foppabona, prevalgono litotipi acidi da leucogranitici ad aplitici, in cui talora è presente anche, come indicatore tipico di endometamorfismo, la cordierite.

35) γ — Granito del M. Fioraro: *graniti biotitici cataclastici e graniti a facies porfirica, fortemente orientati e con tessitura occhiadina per fenocristalli di feldspato potassico nelle zone marginali.*

δ — *Dioriti anfiboliche a grana media, in piccoli ammassi entro il corpo granitico.*

(Ciclo magmatico ercinico). (G. BONSIGNORE, U. RAGNI).

Sotto tale denominazione formazionale vengono comprese tutte le rocce a facies intrusiva che compaiono nell'alta Val di Tartano. Tra queste prevalgono i tipi granitici sui tipi dioritici presenti per lo più in piccoli corpi o addirittura in filoni.

Le rocce intrusive in questione sono localizzate nella zona nucleare degli Gneiss occhiadini del M. Pedena e precisamente a Sud e a Nord del M. Fioraro.

Il passaggio dagli gneiss occhiadini alle rocce granitiche avviene in modo generalmente graduale con l'attenuarsi della tessitura scistosa e l'assunzione di strutture viepiù granulari; ciò implica, da un punto di vista genetico, una stretta relazione tra le due formazioni. Gli Gneiss occhiadini del M. Pedena deriverebbero pertanto da una diffusa ed intensa feldspatizzazione delle rocce scistose incassanti da parte di fluidi e soluzioni alcaline provenienti dalla vicina zona magmatica a chimismo granadioritico.

Da un punto di vista petrografico sono stati distinti i seguenti litotipi fondamentali:

1) *Graniti biotitici cataclastici*: si presentano di colore grigio chiaro nelle zone più alterate, grigio scuro in quelle più fresche. Sono costituiti essenzialmente da: feldspati potassici (ortose, microclino con smistamenti micropertitici), plagioclasio acido (albite-oligoclasio), quarzo (in piccoli individui allotriomorfi per lo più riuniti in associazioni granulari allungate e disposte trasversalmente rispetto agli individui feldspatici) e biotite. Accessori sono la muscovite, la clorite, la magnetite, l'ilmenite, l'apatite (in grossi individui), la titanite, lo zirconio e il granato. La struttura, in generale cataclastica, passa a granulare ipidiomorfa nelle zone più fresche e meno deformate. Localmente sono state notate, specie

nelle aree marginali, strutture porfiriche per la presenza di grossi individui feldspatici entro la compagine microgranulare quarzoso-feldspatico-biotitica. Si tratta di veri e propri graniti a facies porfirica.

2) *Dioriti anfiboliche*: si tratta di rocce scure, compatte ed a grana da media a fine che affiorano in corpi filoniani e in dicchi nettamente discordanti rispetto alla scistosità degli Gneiss occhiadini del M. Pedena incassanti. Per quanto riguarda i rapporti con la massa granitica, la diorite sembra ad essa nettamente posteriore in quanto la interseca nettamente con filoni e dicchi di ridotta potenza. Permane pertanto il dubbio se considerare la diorite come differenziazione basica del granito, legata ad una fase intrusivo-filoniana tardiva ma sempre dello stesso ciclo magmatico, oppure attribuirla al ciclo magmatico filoniano sicuramente post-ercinico cui vengono riferite tutte o quasi le « porfirite sudalpine ».

Le rocce dioritiche sono costituite essenzialmente da: orneblenda verde, plagioclasio sodico-calcico zonati (oligoclasio-andesina) molto saussuritizzati, con biotite (quasi completamente cloritizzata) e quarzo in quantità subordinata. Gli accessori sono clorite, titanite, ilmenite, apatite, zirconio, magnetite, rutile.

Per quanto riguarda la datazione delle masse granitiche, ci si è rifatti sia a criteri regionali (contatti di graniti molto simili e situati in aree assai prossime con le rocce sedimentarie sudalpine, sia a criteri strutturali locali. Le condizioni di struttura e tessitura delle rocce sono tali da poterle considerare come sicuramente pre-alpine. Va aggiunto che i graniti della Val Biandino, localizzati pochi chilometri a Sud e mostranti identica facies mineralogica ed identiche condizioni strutturali, interessano gli scisti cristallini ma non penetrano entro i conglomerati poligenici (Verrucano) del Permiano. Si può affermare pertanto con una certa sicurezza l'età pre-permiana pure del granito del M. Fioraro.

36) $\gamma\gamma'$ — Granito di Dazio: *gneiss granitici a biotite, con passaggi a gneiss dioritici, laminati nelle zone marginali.* (Ciclo magmatico ercinico). (G. FAGNANI).

Ad oriente di Morbegno, quasi a celare lo sbocco della Valle del Mäsino nella Valtellina, si erge il cosiddetto culmine di Dazio (m 913

s. m.). Si tratta di una cupola allungata in direzione Est-Ovest con perimetro basale di circa 9 km, morfologicamente ben distinto dai rilievi montuosi più settentrionali. Il rilevamento sul terreno e le ricerche petrografiche recenti hanno permesso di accertare la presenza del granito nella parte occidentale del rilievo ed all'estremo piede orientale del culmine, sul fronte di una piccola cava abbandonata, poco a Nord della galleria ferroviaria. Nella parte sud-occidentale del culmine va messa in evidenza la presenza di una roccia che per le sue caratteristiche petrografiche è stata definita una diorite; la piccola massa dioritica è a contatto, a Sud, con gli Gneiss di Morbegno, mentre altrove passa gradatamente al granito, come è stato osservato là dove la roccia non è coperta dalla coltre morenica.

La massa granitica di Dazio, che venne già segnalata da THEOBALD (1866), passò invece inosservata al MELZI (1893). Nel 1916 CORNELIUS interpretava la roccia di Dazio come massa granitica vera e propria. Nel 1930 lo stesso Autore, in collaborazione con FURLANI, ritornava sul problema del Granito di Dazio considerandolo un *ortoclasarmer Biotitgranite* specialmente nella zona centrale del Culmine. Il TROMP (1932) metteva infine in dubbio l'esistenza di una « massa granitica di Dazio » dichiarandosi propenso a identificarla con una roccia gneissica vera e propria.

Alla luce delle nuove vedute ed in particolare dalle osservazioni generali nel quadro geologico della regione, il cosiddetto Granito di Dazio è da considerarsi una massa originariamente granitica, appartenente con tutta probabilità al ciclo magmatico ercinico, come risulta dai caratteri petrografici macro e microscopici.

37) $\alpha\delta$ — Quarzodiorite del M. Bassetta (« serizzo »): *quarzodiorite generalmente a tessitura orientata, con passaggi a granodioriti oppure a dioriti. Lembi inglobati di calcefir e hornfels a diopside, granato e scapolite (ca), di anfiboliti (a), di Gneiss della Valle dei Ratti (g) e di serpentiniti (sr).*

$\gamma\delta'_b$ — *Granodioriti prevalentemente biotitiche massicce (Alpe del Cameraccio).*

(Ciclo magmatico alpino). (R. CRESPI).

La Quarzodiorite del M. Bassetta, o « serizzo », rappresenta la facies più femica del massiccio intrusivo terziario di Val Masino-Val Bregaglia; viene a giorno prevalentemente nelle zone marginali dell'intrusione, ed in particolare nei settori meridionale ed orientale, e si osserva, in affioramenti più o meno estesi, anche nelle zone più interne del massiccio, come a Nord dei Bagni del Masino.

Il tipo petrografico medio prevalente è una diorite quarzifera a grana media, talvolta tendente a porfirica, con tessitura orientata, in alcuni casi in modo accentuato. Plagioclasio andesinico o andesinico-labradoritico, biotite e orneblenda verde sono i minerali essenziali; il quarzo è presente in quantità variabili. Accessori tipici sono gli epidoti, sovente ben visibili a occhio nudo, particolarmente abbondanti verso il limite Ovest del foglio, e la titanite. Le variazioni percentuali dei componenti mineralogici fondamentali sono sensibili: si osservano infatti in più punti passaggi graduali dal tipo medio quarzodioritico a tipi francamente dioritici, di colore più scuro, poveri o privi di quarzo e ricchi di minerali femici, oppure a tipi granodioritici, più chiari e più poveri di componenti melanocrati. Un esteso affioramento con tipici caratteri granodioritici si osserva all'Alpe Cameraccio, nell'alta Val di Mello.

Il passaggio dal « serizzo » alla Granodiorite della Val Masino o « ghiandone » avviene in genere in modo del tutto graduale, per comparsa e progressivo aumento percentuale di macrocristalli listiformi di feldspato potassico. Non è tuttavia infrequente (ad es. in Val di Mello) la presenza di un limite piuttosto netto tra i due litotipi, generalmente sottolineato da una sottile fascia biotitica, senza che, peraltro, si possano osservare fenomeni di deformazione meccanica. In alcuni casi « serizzo » e « ghiandone » si alternano ripetutamente, in fasce più o meno larghe, abbastanza nettamente separate tra loro.

Nella massa quarzodioritica sono inclusi, particolarmente nel settore orientale del massiccio, numerosi lembi, a volte allineati, di metamorfiti di varia natura inglobate durante l'intrusione. Si tratta di Gneiss della Val Sissone e di anfiboliti di incerta posizione tettonica (margine nord-orientale del massiccio); di Gneiss della Valle dei Ratti (zona della Cima

del Desénigo); di calcefir e hornfels a diopside e di rocce serpentinitiche (alta Val Codera).

Numerosi filoni aplitici e pegmatitici attraversano il « serizzo », soprattutto nel settore nord-orientale della massa intrusiva.

I contatti del « serizzo » con le rocce incassanti sono sempre netti, generalmente accompagnati da fenomeni cataclastici per lo più di modesta entità. In alcuni casi tuttavia (Valle dei Ratti, Val Màsino), sia il « serizzo », sia le rocce incassanti, sono in facies chiaramente milonitica.

Le determinazioni di età assoluta attribuiscono alla granodiorite del M. Bassetta un'età di poco superiore ai 30 milioni di anni. L'intrusione del « serizzo » è databile all'Oligocene inferiore e sarebbe pertanto alpina sintettonica.

38) $\gamma\delta^{\circ}$ — Granodiorite della Val Màsino (« ghiandone »): *granodiorite a facies porfirica per macrocristalli di feldspato potassico, localmente con tessitura orientata. Masse e lenti di anfiboliti inglobate. (Ciclo magmatico alpino).* (R. CRESPI).

La Granodiorite della Val Màsino, denominata localmente « ghiandone », è il tipo petrografico prevalente nei settori centrale e settentrionale del massiccio intrusivo terziario di Val Màsino-Val Bregaglia.

E' una roccia di colore piuttosto chiaro, con tessitura a volte distintamente orientata e con tipica facies porfirica: nella massa di fondo della roccia, a grana media o medio-grossolana, spiccano cristalli idiomorfi di grandi dimensioni (da 3-4 cm, in media, a oltre 10 cm) di feldspato potassico con abito tabulare (010), frequentemente geminati secondo la legge di Carlsbad, generalmente pertitici e con caratteri ottici variabili da quelli dell'ortoclasio a quelli del microclino. L'origine di questi macrocristalli è tuttora controversa: sembra comunque certo che la loro formazione sia successiva alla fase principale di cristallizzazione del « ghiandone ». Oltre al K-feldspato, i componenti essenziali del « ghiandone » sono un plagioclasio andesinico, il quarzo e, tra i minerali femici, la biotite e l'orneblenda, queste ultime in rapporti percentuali notevolmente variabili; accessori tipici sono gli epidoti e la titanite.

Come già esposto nel paragrafo relativo al « serizzo », il passaggio da un litotipo all'altro avviene in genere progressivamente, in modo del tutto graduale.

Più rari che entro al « serizzo » sono i lembi di rocce incassanti inglobati durante l'intrusione, che sono rappresentati essenzialmente da anfiboliti. Particolarmente interessante è l'allineamento di rocce anfiboliche che attraversa in direzione all'incirca Est-Ovest l'alta Valle dei Ratti: si tratta di una serie di lenti discontinue e frammentate di notevole potenza (30-50 m) derivanti verosimilmente dallo smembramento di un unico corpo anfibolitico.

Nelle incisioni vallive e soprattutto negli ampi circhi alla testata delle valli si osserva nel « ghiandone » una ricca serie di filoni acidi di vario tipo, la cui successione temporale può essere agevolmente stabilita in base ai reciproci rapporti di intersezione. I più potenti e diffusi sono i filoni di tipo granitico-aplitico ed i filoni di tipo pegmatitico. In questi ultimi si rinvencono in alcune località, particolarmente nell'alta Val Codera, cristalli di berillo e di granato di notevole interesse collezionistico.

L'età terziaria della Granodiorite della Val Màsino, dimostrata dalla presenza di ciottoli di « ghiandone » in livelli della Gonfolite di Como, databili al limite Oligocene inferiore-Oligocene medio, è stata confermata con metodi geocronometrici: la presa di posizione della granodiorite non dovrebbe essere posteriore all'Oligocene inferiore.

39) $\gamma\pi$ — Granito di S. Fedelino: *granito aplitico a due miche con tessitura orientata; blocchi di dimensioni variabili di Quarzodiorite del M. Bassetta ($\alpha\delta$), di Gneiss del M. Provinaccio (gm) e di anfiboliti (a) inclusi nel granito (« agmatiti » Auct.). (Cenozoico: ciclo magmatico alpino).* (R. CRESPI).

Il Granito di S. Fedelino affiora nella bassa Val Codera, al margine nord-occidentale del foglio, estendendosi anche nel contiguo Foglio « Chiavenna ». Numerosi filoni di varia potenza si dipartono dal corpo granitico principale, iniettandosi negli Gneiss del M. Provinaccio e nella Quarzodiorite del M. Bassetta.

E' un tipico granito aplitico, d'aspetto molto uniforme nelle diverse zone di affioramento. Presenta grana fine e tessitura orientata; il colore è molto chiaro, a causa della scarsità dei componenti femici, rappresentati soltanto da biotite in percentuale molto ridotta. Il minerale più abbondante è il quarzo, associato a plagioclasio oligoclasico, feldspato potassico nella modificazione microclino e miche, tra le quali la muscovite prevale sulla biotite. In alcune zone degli affioramenti sono frequenti piccoli e nitidi cristalli di granato.

Il Granito di S. Fedelino ingloba numerosi lembi, di dimensioni variabili da pochi centimetri a parecchie decine di metri, di anfiboliti, di Gneiss del M. Provinaccio e soprattutto di Quarzodiorite del M. Bassetta, originando estese formazioni agmatitiche. Il fenomeno è ben visibile sui versanti meridionale ed orientale del M. Avedé, dove le agmatiti si sviluppano dal fondovalle del T. Codera sino alla vetta del monte stesso, lungo un migliaio di metri di parete.

Il Granito di S. Fedelino è generalmente ritenuto una differenziazione tardiva in senso leucocrato del massiccio intrusivo di Val Masino-Val Bregaglia; la sua età è terziaria, e più recente di quella del serizzo e del ghiandone, come risulta chiaramente dai rapporti di giacitura.

40) $\gamma\delta_b$ — Granodiorite di Triangia: *granodiorite biotitico-anfibolica, a grana media, con tessitura massiccia. Facies orientate e cataclastiche lungo le linee di dislocazione.* (Cenozoico: ciclo magmatico alpino). (G. FAGNANI).

La massa granodioritica di Triangia venne praticamente tralasciata dagli Autori che si occuparono della regione in lavori di ampia sintesi geotettonica. Soltanto nel 1916 H. P. CORNELIUS si soffermò a ricordare brevemente la « Tonalit von Sondrio ». Successivamente nel 1924 H. P. CORNELIUS e M. FURLANI-CORNELIUS ricordarono ancora la « Tonalit von Sondrio » tra le formazioni rocciose interessate dalla Linea Insubrica nella bassa Valtellina. Ricerche petrografiche più recenti (G. FAGNANI, 1957; G. FAGNANI e L. RADICE, 1959) hanno permesso di definire le caratteristiche petrografiche della massa intrusiva di Triangia.

La formazione granodioritica si sviluppa a Nord di Triangia e si estende sino alla zona dei Prati Piastorba. Da oriente ad occidente la massa principale ha una lunghezza di circa 3 chilometri ed è ricoperta su vaste zone da abbondante coltre morenica.

Diversi affioramenti di granodiorite sono stati cartografati ad oriente del corpo principale. Un affioramento evidente si trova in corrispondenza delle ripide pareti della forra del T. Mallerò. In questo affioramento la granodiorite è ricca di inclusi basici di varia dimensione (da pochi centimetri a qualche decimetro) di colore molto scuro, costituiti da orneblenda e plagioclasio, nonché di lembi di Gneiss del M. Tonale, di vari metri di potenza, in facies molto laminata.

Nella parte centro-meridionale della massa una carrozzabile di recente costruzione rende possibile l'osservazione del passaggio verso le metamorfite incassanti, qui costituite dagli Gneiss del M. Tonale; in questa zona è visibile una facies con manifesta orientazione parallela primaria dei componenti mineralogici fondamentali della roccia.

Nella parte centrale due cospicue lenti di rocce scistose sono rimaste inglobate; in vicinanza del loro contatto la granodiorite si presenta con una facies di colore più scuro, essenzialmente anfibolica, dello spessore di 20 metri circa.

Nella parte periferica della massa granodioritica, lungo i tornanti della strada che sale da Triangia verso Mangialdo, è invece osservabile una facies particolare di aspetto porfirico; tale struttura si manifesta ancor più al microscopio dove si osservano evidenti cristalli di plagioclasio e grandi lamine di biotite immersi in una massa fondamentale microcristallina di quarzo, plagioclasio ed orneblenda.

Nel settore meridionale di affioramento di questa formazione si ha invece una facies tipicamente milonitica che presenta gli effetti di un intenso metamorfismo retrogrado, con completa saussuritizzazione del feldspato ed una cloritizzazione della biotite, nonché formazione di aggregati e catene di epidoto. Concentrazioni femiche sono presenti nella massa granodioritica in forma di inclusi di varia dimensione, da pochi centimetri a qualche decimetro di diametro, di colore scuro a granulazione minuta.

Una facies del tutto marginale è rappresentata da una fascia di roccia scura, con inconsueta associazione feldspato-granato, che può essere considerata il risultato di fenomeni di contaminazione endometamorfica per la presenza di un attiguo banco di roccia calcarea, a sua volta silicizzata per contatto. L'aspetto altamente cataclastico di questa facies marginale è attribuibile al diastrofismo finale insubrico.

La massa granodioritica di Triangia, impostata lungo la Linea Insubrica, ha risentito soltanto marginalmente, nella parte meridionale, del diastrofismo insubrico e in particolare delle sue manifestazioni tardive; pertanto essa dovrebbe essere considerata sintettonica tardo-alpina ed attribuibile di conseguenza all'Oligocene medio.

Al margine nord-occidentale del corpo intrusivo di Triangia si osservano filoni, di potenza per lo più modesta, di porfiriti plagioclasiche ed anfiboliche, che attraversano sia le magmatiti stesse, sia, in netta discordanza, le metamorfite circostanti.

41) α — *Filoni di porfiriti nel Cristallino di Languard-Tonale.* (Cenozoico?). (R. CRESPI).

Rari filoni di porfiriti attraversano in netta discordanza gli Gneiss del M. Tonale e le metamorfite della Formazione della Punta di Pietra Rossa nelle zone più orientali del foglio.

La potenza delle porfiriti filoniane varia da 3 metri a oltre una decina (filone presso Acqua). La composizione mineralogica è essenzialmente anfibolico-plagioclasica; le variazioni percentuali dei due componenti fondamentali sono tuttavia sensibili da filone a filone; varia di conseguenza il colore delle porfiriti, che nei tipi più femici, a chimismo gabbrodioritico, caratterizzati in genere da grana fine, è verde molto scuro.

E' probabile che le porfiriti in esame siano collegate geneticamente con quelle che si rinvengono con maggior frequenza entro le formazioni delle Alpi Meridionali affioranti nella zona di Sondrio, come sembrano dimostrare le strette analogie nei caratteri mineralogici e chimici: la loro età dovrebbe pertanto essere terziaria, e, almeno per parte di esse, post-tettonica.

42) α' — *Filoni di porfiriti plagioclasiche e anfiboliche, generalmente discordanti entro le formazioni cristalline incassanti del Cristallino sudalpino.* (G. LIBORIO, A. MOTTANA).

Filoni di porfiriti dioritiche attraversano le rocce sudalpine tanto del basamento quanto della sovrastruttura sedimentaria ed attraversano indisturbati il limite tettonico tra i due (Linea Orobica) e numerose altre linee tettoniche. Esse furono studiate da DOZY (1933) e successivamente da CRESPI e GANDINI (1960) che identificarono numerose varietà litologiche sulla base della natura dei fenocristalli, benché sul terreno appaia evidente che anfibolo e plagioclasio variano in modo casuale in frequenza e dimensioni lungo anche uno stesso filone. Né mancano inoltre filoni evidentemente e ripetutamente zonati parallelamente alle salbande. Il plagioclasio, presente in più generazioni, varia in composizione da bytownite ad andesina; l'anfibolo, pure presente in almeno due generazioni, è una orneblenda con tendenza actinolitica. Il chimismo delle porfiriti è sempre dioritico e varia, nei campioni selezionati finora per analisi, ma non certo rappresentativi di tutte le possibili variazioni, da peletico ad orbitico. Non mancano porfiriti ibridizzate contenenti granato e filoni completamente idrotermalizzati (filoni prealpini degli olandesi). La maggior parte delle porfiriti è stata osservata tra la Valle di Scais e la Valle del Livrio dove esse si allineano in senso E-W parallelamente alla direzione della scistosità, ma sono dovunque discordanti rispetto alla immersione della stessa. Molto più evidente è il loro parallelismo con le due linee tettoniche subverticali, riprese in età tardo-alpina, di Venina ed Orobica. Esse pure sono quindi senz'altro per la maggior parte tardo-alpine, anzi in alcuni casi sicuramente post-alpine in quanto attraversano del tutto indisturbate importanti linee tettoniche (Pizzo Ceric).

C) FORMAZIONI SEDIMENTARIE

a) « Sedimentario più o meno metamorfico del Suretta ».

43) T_s — *Calcarei dolomitici saccaroidi bianchi, giallastri per alterazione (Tornadri).* Metamorfite di contatto: *calcarei saccaroidi bianchi e calciferi a minerali di contatto (Val Sissone, Cima Vazzeda).* (Triassico).

44) G_s — *Calcari dolomitici cristallini, giallognoli o grigi, a muscovite e quarzo, passanti talora a calcescisti; calcari dolomitici cristallini bianchi o grigiastri saccaroidi, in lenti nelle Serpentine della Val Malenco (Cave di amianto di Franschia); micascisti e gneiss calcitici talora biotitici, e quarziti calcitiche (Valle del Muretto).* (« *Bündnerschiefer* » del Giurassico sec. R. STAUB). (Giurassico). (A. MONTRASIO).

I terreni triassici affiorano nella bassa Val Lanterna dove rappresentano un potente setto che divide le Serpentine della Val Malenco dalle sottostanti metamorfite del Cristallino del Suretta, ed alla Cima Vazzeda dove si trovano in alternanza con gli Gneiss della Val Sissone. Gli affioramenti della bassa Val Lanterna sono costituiti in prevalenza da dolomie bianche cristalline a grana da media a fine con rari minerali silicatici (miche, tremolite, ecc.) e qualche granulo di quarzo. Solo localmente, soprattutto al limite inferiore, prevalgono litotipi a grana più grossa ricchissimi di quarzo e silicati vari (soprattutto miche). Le rocce affioranti alla Cima Vazzeda (a Nord della Cima di Rosso), direttamente influenzate dal metamorfismo termico del massiccio intrusivo terziario di Val Mäsino-Val Bregaglia, sono delle tipiche facies di contatto: si tratta di calcari più o meno dolomitici a grana grossa, ricchissimi di minerali di contatto sia diffusi, sia concentrati in vene, geodi e ammassi; i più comuni di questi minerali sono rappresentati da granati, tremolite, epidoti, spinelli, scapolite, ecc.

Le serie di terreni che R. STAUB attribuisce ai « *Bündnerschiefer* » giurassici affiorano soprattutto alle Cave di amianto di Franschia (Est del M. Motta) in seno alle Serpentine della Val Malenco, e sulle basse pendici del versante orientale della Valle del Muretto, interposte tra il Cristallino della Margna e le Anfiboliti del M. Forno. Nella prima zona di affioramento queste rocce presentano una facies decisamente carbonatica, anche se molto ricca di minerali silicatici. Nella Val Muretto invece si presentano con caratteri litologici del tutto differenti essendo costituite da micascisti e paragneiss calcitici ($CaCO_3$ fino a $25 \div 30\%$), a biotite e talora granato, associati a quarziti calcitiche e pirosseniche. La diversa composizione mineralogica ed il più elevato grado di meta-

formismo rivelano una diversa composizione dei sedimenti originari (più argilloso-arenacei e meno carbonatici per le facies della Val Muretto) ed una diversa evoluzione geologica; non si può escludere inoltre che le due facies posseggano anche un diverso significato stratigrafico e tettonico.

b) « Sedimentario più o meno metamorfico della Margna ».

45) $T-PE_M$ — *Scisti cloritico-epidotico-anfibolici listati e quarziti cloritiche.* (Permo-Triassico?).

46) T_M — *Dolomie e calcari cristallini bianchi, giallastri o rosati, talora vacuolari, per lo più massicci* (« *Dolomia principale* » e « *Triassico in generale* » sec. R. STAUB). (Triassico).

47) G_M — *Calcari e marmi grigi o nerastri e calcescisti per lo più finemente stratificati* (« *Bündnerschiefer* » del Giurassico sec. R. STAUB). (Giurassico). (A. MONTRASIO).

Queste tre unità litologiche formano la serie sedimentaria permomesozoica di copertura del Cristallino antico costituente il nucleo della falda Margna.

Le migliori condizioni di affioramento si realizzano, sul versante meridionale del massiccio del Bernina, in corrispondenza della zona sommitale del gruppo montuoso Sassa d'Entova-Pizzo Malenco-Pizzo delle Tre Mogge, nonché nella parte orientale della Vedretta di Scerscen inferiore, il cui forte ritiro negli ultimi decenni ha lasciato allo scoperto estesi affioramenti di queste rocce.

Le formazioni in esame, che presentano i caratteri litologici sopra indicati, formano un sistema di grosse scaglie nelle quali solo raramente è riconoscibile la successione normale della serie, il cui massimo spessore è valutabile con molta approssimazione in alcune centinaia di metri. Verso oriente la serie sedimentaria si riduce drasticamente, essendo costituita da esigui lembi (da pochi metri a qualche decina di metri) dei vari termini totalmente smembrati fra di loro ed in alternanza tettonica con scaglie di Micascisti del M. Acquanera, mentre verso Nord-Ovest, in territorio elvetico, essa si arricchisce di numerosi altri elementi.

A questi affioramenti della zona di ricoprimento della falda Margna si contrappone, in zona di « radice », un esiguo lembo di dolomie triassiche nell'alta Val di Togno presso il Lago Airale.

Per quanto riguarda l'età, mentre è abbastanza sicura la datazione delle dolomie triassiche e dei calcescisti giurassici, basata essenzialmente su correlazioni di facies, risulta ancora molto incerta l'attribuzione di scisti e quarziti, caratterizzati da un metamorfismo abbastanza elevato, al Permo-Trias.

I rapporti di questi terreni con le formazioni entro le quali sono compresi (alla base i Micascisti del M. Acquanera, alla sommità le Filadi della Cima Vicima) sono manifestamente tettonici.

Per quanto concerne il significato tettonico di questa zona di scaglie di terreni sedimentari inframmezzati alle metamorfiti sotto e soprastanti, si rimanda al capitolo sulla Tettonica.

c) « Sedimentario più o meno metamorfico del Bernina » (M. ARCOGLIO).

48) T_a — *Dolomie gialle cristalline cavernose, con lenti di calcari cristallini bianchi* (T_c).

T_{cm} — *Calcari marnosi grigi cristallini fogliettati.*

T_{ca} — *Calcari dolomitici cristallini* (Triassico).

Q — *Filone di quarzo.* (R. CRESPI).

La cima del M. Arcoglio, lungo il crinale M. Canale-M. Caldenno, è costituita da terreni sedimentari di probabile età triassica, incuneati, con giacitura sinclinale, lungo il limite tettonico tra gli Gneiss del M. Canale e i Micascisti del M. Acquanera, appartenenti a diverse unità strutturali alpine.

Alla base della serie affiorano calcari dolomitici cristallini; seguono calcari marnosi grigi, più o meno cristallini, fogliettati, calcari cristallini bianchi ed infine, al nucleo della sinclinale, dolomie cristalline gialline, che costituiscono la vetta del monte. Un piccolo pozzo carsico si osserva poco sotto la cima, verso Est. La parte orientale della serie è

attraversata da un filone di quarzo bianco (potenza m 1-1,50) che si sviluppa, in direzione Est-Ovest, per circa un chilometro.

d) « Lembi di rocce sedimentarie lungo la Linea insubrica ». (R. CRESPI).

Lungo la « Linea insubrica » o « Linea del Tonale », che attraversa in direzione all'incirca Est-Ovest l'intero foglio, interessando il basso versante settentrionale della Valtellina, sono incuneati numerosi lembi di terreni permici e triassici appartenenti alla copertura sedimentaria del Cristallino antico, noti nella letteratura geologica regionale con la denominazione « Permotrias insubrico ». I lavori di maggior interesse in proposito sono dovuti a REPOSSI (1916), CORNELIUS e CORNELIUS-FURLANI (1930), MAGNANI (1943) e VENZO-FAGNANI (1954).

Gli affioramenti più potenti e stratigraficamente più completi sono quelli che si osservano a monte di Dubino e tra Poggiridenti e Tresivio, ai margini estremi rispettivamente occidentale ed orientale del foglio; nel primo di essi assumono grande sviluppo le dolomie triassiche, mentre nel secondo prevalgono anageniti e scisti permici e triassici inferiori.

49) PE — *Anageniti ad elementi talora grossolani, di colore prevalentemente verdastro, spesso laminate.* (Permiano-Carbonifero).

Affiorano alla base del cuneo di Dubino (fig. 1) e, molto più estesamente, nella zona di Poggiridenti-Tresivio (sezione geologica in calce al foglio); compaiono, in piccoli lembi isolati, a volte di identificazione molto problematica a causa della forte laminazione, in altre località, come a Serone, 2 km circa a Sud-Sud-Ovest di Dazio (non riportato in carta). Presentano grana più o meno grossolana e colore verdastro o grigio-verdastro e fanno passaggio graduale (Poggiridenti) a tipi arenacei, anche essi più o meno laminati. Sono attribuibili in prevalenza al « Verrucano » ed in parte, probabilmente, quando siano privi di elementi porfirici, al Carbonifero.

50) T^1 — « Servino »: *scisti sericitici chiari e scisti sericitico-cloritici*

calcarei verdastrì con banchi di calcare e, talora, di siderite e barite (Tresivio). (Triassico inferiore).

I depositi del « Servino » affiorano, al tetto delle anageniti, nel lembo di Dubino, nella zona a monte di Traona e soprattutto a Sud di Tresivio, dove si sviluppano in direzione per oltre 1 km, raggiungendo una larghezza in affioramento di circa 200 metri. Sono costituiti da rocce di varia natura, tra le quali prevalgono scisti verdastrì a grana minuta e finemente scistosi, contenenti lenti di calcari giallini più o meno silicei e localmente mineralizzati a barite, ematite e soprattutto siderite, in banchi di potenza variabile (sino a 5 metri).

51) T³⁻² — *Dolomie gialle in strati alternati a livelli marnosi violacei (Carnico?); dolomie grigie e gialle nodulari (Dubino, Mäsino, Ovest di Triangia). (Triassico superiore-medio?).*

Il Trias insubrico medio-superiore è rappresentato da tipi diversi di dolomie, tutte fortemente cataclastiche. All'Anisico sembrano attribuibili le dolomie grigie e gialle, nodulari, che affiorano nel lembo di Dubino, presso Pilasco e Mäsino (bassa Val Mäsino), a Piatta (Ovest di Triangia) e nella bassa Val Malenco, poco a monte dell'abitato di Sondrio. Probabilmente carniche sono le dolomie gialle con alternanze di livelli marnosi che si osservano a Dubino. Sembrano mancare del tutto i terreni del Ladinico.

52) T³ — *Dolomie bianche e grigio-chiare (Dubino, Regoledo, Ovest di Triangia). (Triassico superiore?).*

Le dolomie del Trias superiore (?), in facies da cataclastica a milonitica, affiorano in bancate della potenza complessiva di circa 150 metri nel cuneo di Dubino: alimentavano in passato una grande cava di calce. Potenza più ridotta presentano i lembi che si osservano presso Pilasco, a Ovest di Berbenno (Regoledo) ed a Piatta.

e) « Sedimentario Sudalpino ».

53) CA²⁻³ — « Conglomerato basale »: *conglomerato ad elementi di scisti cristallini, di quarzo e localmente di vulcaniti, con intercalazioni di arenarie quarzose e siltiti rossastre. (Carbonifero superiore? - Permiano inferiore). (P. CASATI).*

La formazione affiora a nord del Passo di S. Simone ubicato a nord del M. Cavallo, al M. Arele, nei gruppi dei monti Masoni e Aga, nella Valle di Vedello sul versante valtellino e attorno all'affioramento di rocce del basamento compreso tra il lago Fregabòlzia in alta Val Brembana e Grabiasca in Val Seriana.

E' costituita in prevalenza da conglomerati e brecce con intercalazioni di arenarie e di siltiti. I conglomerati e le brecce sono di colore grigio verdastrò o localmente rossastro e, in accordo con le ricerche di Dozy (1935), sono di tre diversi tipi: un tipo a ciottoli prevalentemente del basamento, uno a ciottoli in gran parte quarzosi ed infine uno con abbondanti ciottoli porfirici. Le arenarie intercalate ai conglomerati sono per lo più quarzose, in genere a scarsa matrice; il colore è rosso violaceo o grigio. Rossastre sono di solito anche le siltiti in lenti e che presentano spesso una struttura a rigonfiamenti tubolari simile a quella della « pietra simona » della Val Camonica. Al lago dei Curiosi, sul versante NE del M. Cabianca, M. GNACCOLINI (comunicazione orale) ha osservato inferiormente circa 25 m di conglomerati a ciottoli prevalentemente quarzosi, conglomerati arenacei e arenarie grossolane intercalate; seguono circa 10 m di arenarie rossastre e siltiti con struttura tipo « pietra simona »; la sezione termina verso l'alto con circa 28 m di conglomerati grossolani quarzosi con rare intercalazioni di arenarie. Lo spessore della formazione è variabile ed in questa regione è di circa 70 m.

Il « Conglomerato basale » è il deposito continentale con cui inizia la serie sedimentaria e vulcanica al di sopra del basamento. Si tratta di alluvioni deposte da corsi d'acqua che trasportavano i prodotti dell'erosione di scisti cristallini ma anche di rocce vulcaniche dovute ad una attività vulcanica ai suoi inizi e che riprenderà poi energicamente.

Si pensa che questi conglomerati si siano depositi al passaggio tra

il Carbonifero ed il Permiano e non vi sono elementi per precisare meglio la loro età. Solitamente sono riferiti al Permiano inferiore e dubitativamente anche al Carbonifero superiore.

54) PE¹ — Formazione di Collio: *argilliti, argilloscisti, arenarie e siltiti da grigi a grigio-verdastri a nerastri, localmente rossastri, con laminazione parallela o incrociata, con rari resti vegetali (Walchia sp.) e impronte di Tetrapodi. Intercalazioni di conglomerati, tufiti, tufi e breccie vulcaniche e più raramente di vulcaniti (PE¹_{av}). Porfiriti, porfidi quarziferi e porfiroidi da grigio-biancastri a verdastri a violacei, breccie vulcaniche, tufi (PE¹_v). Porfidi quarziferi e breccie vulcaniche del M. Cabianca (PE¹_v). (Permiano inferiore). (P. CASATI).*

La Formazione di Collio affiora su vaste aree del crinale orobico-valtellinese e cioè nei gruppi del Pizzo dei Tre Signori e del M. Ponteranica, alla testata della Val Mora e delle Valli del Brembo, specialmente di quella del Brembo di Carona ove costituisce l'intero gruppo del Pizzo del Diavolo ed il M. Cabianca.

E' una formazione di argilliti, argilloscisti, siltiti, arenarie, conglomerati e di importanti unità stratigrafiche di natura vulcanica e vulcanoclastica.

E' stata distinta un'unità inferiore prevalentemente vulcanica ed una superiore prevalentemente argilloso-arenacea.

L'unità vulcanica comprende porfidi quarziferi, porfiriti, breccie vulcaniche e tufi. I porfidi quarziferi e le porfiriti sono di colore biancastro, o violaceo o verde intenso, molto spesso sono profondamente alterati per aver subito un inizio di metamorfismo; nelle porfiriti si osserva una struttura porfirica con fenocristalli feldispatici, essenzialmente plagioclasti, in una massa di fondo sericitizzata. Le breccie vulcaniche contengono elementi, con dimensioni fino a un massimo di 70 cm, porfirici e porfiritici violacei, rosei, verdi e grigiastri, in una matrice tufacea per lo più verdastra. Ottimi affioramenti di breccie vulcaniche sono quelli presso la diga di Ponte dell'Acqua (Mezzoldo).

Il più importante affioramento di vulcaniti è quello del M. Cabianca

nella Valle del Brembo di Carona e che è stato cartografato a parte. Ivi, secondo gli Autori, la Formazione di Collio può essere rappresentata per quasi l'intero suo spessore da queste vulcaniti.

L'unità superiore della Formazione di Collio è costituita, come abbiamo già ricordato, da argilliti, argilloscisti, siltiti, arenarie e conglomerati; vi si intercalano però ancora localmente vulcaniti, per lo più porfiriti, e rocce vulcanoclastiche.

Le argilliti sono più o meno arenacee e per lo più nerastre o verdastre, a laminazione parallela e possono ritrovarsi nelle sezioni stratigrafiche per notevoli spessori; nei dintorni di Carona hanno localmente subito un leggero metamorfismo che le ha trasformate in argilloscisti (i cosiddetti « Scisti di Carona ») con netta scistosità, intensamente cavati per coperture di tetti.

Le arenarie e le siltiti, di colore variabile da grigio a verdastro a nerastro, hanno stratificazione da piana a incrociata e passano spesso a conglomerati intraformazionali a frammenti di argilliti le quali sono presenti come interstrati o intercalazioni nelle arenarie. Frequenti sono i *ripple marks*, le fessure di contrazione (*mud cracks*) dovute ad essiccazione, le impronte di gocce di pioggia e le impronte di Tetrapodi; spesso vi si trovano strati ricchi di pisoliti. Le arenarie hanno come maggiore costituente i frammenti di vulcaniti, seguiti da quarzo, muscovite e plagioclasti e rientrano nel gruppo delle arenarie litiche. La matrice in genere non è molto abbondante.

Vi sono spesso anche intercalazioni di conglomerati a ciottoli di vulcaniti; alcuni di questi ciottoli, biancastri, sono considerati pomicei.

Tra le modificazioni localmente subite dai litotipi di questa formazione, oltre alla scistosità cui si è accennato, è abbastanza frequente anche il micropiegamento.

Lo spessore della Formazione di Collio è variabile, da poco rilevante ad ovest, nella Val Biandino, ove è presente la sola unità vulcanica inferiore, sale a valori di circa 800 m nei dintorni di Mezzoldo e a valori molto più elevati, di oltre 2000 m, secondo gli Autori, ad ovest di Carona. La formazione si è deposta in un'ampia fossa colmata al suo impostarsi da importanti prodotti di attività vulcanica e quindi, come bacino

lacustre fortemente subsidente, dai prodotti dell'erosione essenzialmente di vulcaniti. La formazione riposa sul « Conglomerato basale » o direttamente sul basamento scistoso-cristallino, in questo caso ne è però separata generalmente da un piano di dislocazione. Superiormente è limitata dal « Verrucano lombardo » e la Formazione di Collio vi è una chiara discordanza angolare. Ad est della Val Mora e cioè nei gruppi del M. Ponteranica e del Pizzo dei Tre Signori la parte media e superiore della Formazione di Collio fa localmente passaggio laterale al Conglomerato del Ponteranica.

L'unità in esame contiene rari resti vegetali del genere *Walchia* e orme di Tetrapodi ed è attribuita al Permiano inferiore.

55) PE¹_{cg} — Conglomerato del Ponteranica: *conglomerati grigiastri e rossastri grossolani a ciottoli di vulcaniti e talora di scisti cristallini; arenarie grigie con ciottoli sparsi o localmente addensati.* (Permiano inferiore). (P. CASATI).

Il Conglomerato del Ponteranica ha la sua area- e sezione-tipo nel foglio geologico in esame. Esso affiora ampiamente nel gruppo del M. Ponteranica e del Pizzo dei Tre Signori.

La formazione è costituita da conglomerati con intercalazioni di arenarie conglomeratiche e di arenarie.

I conglomerati sono di colore grigio o verdastro e anche rossastro e sono costituiti da ciottoli prevalentemente di vulcaniti di colore roseo, violaceo e verde intenso ed in percentuale minore da ciottoli di scisti cristallini. Le dimensioni dei ciottoli, che per lo più sono discretamente arrotondati, variano fino ad un massimo di 60 cm. La stratificazione è in genere indistinta.

I conglomerati passano spesso ad arenarie a ciottoli sparsi o localmente addensati e ad arenarie litiche da grossolane a fini a clastici costituiti in prevalenza da frammenti di vulcaniti e subordinatamente da quarzo e plagioclasio. Le arenarie hanno una stratificazione da indistinta a ben evidente.

La sezione-tipo della formazione è stata rilevata sul M. Ponteranica (CASATI e GNACCOLINI, 1965, 1967 e 1968). Ivi lo spessore è di circa

530 m, mentre sul versante meridionale del Pizzo dei Tre Signori è di circa 350 m. La formazione non è distinguibile ad est del gruppo del M. Ponteranica perché passa lateralmente alla Formazione di Collio della cui parte medio-superiore essa è eteropica. Dalla Formazione di Collio è limitata anche inferiormente mentre è sormontata dal « Verrucano lombardo ».

Per la sua ubicazione ai bordi dell'area di sedimentazione della Formazione di Collio è considerata un deposito di tipo deltizio costruito dai torrenti al loro sbocco nel bacino lacustre del « Collio ».

Per la sua posizione stratigrafica, il Conglomerato del Ponteranica è attribuito al Permiano inferiore.

56) PE² — « Verrucano lombardo »: *conglomerati a ciottoli di quarzo e porfido, prevalentemente rossastri; arenarie rosso-vinate da grossolane a finissime, a stratificazione poco distinta.* (Permiano superiore). (P. CASATI).

Il « Verrucano lombardo » affiora nella Val Biandino, nel gruppo del Pizzo dei Tre Signori e del M. Ponteranica, alla testata della Val Mora e delle valli del Brembo di Mezzoldo, di Valleve e di Carona. Affioramenti si hanno anche ai Pizzi Vacca e del Becco e a nord del Pizzo del Diavolo.

La formazione è costituita in prevalenza da conglomerati ed arenarie rossastri, con lenti di siltiti e siltiti argillose rosso-violacee.

I conglomerati sono costituiti in prevalenza da ciottoli di quarzo ed in percentuale leggermente inferiore da ciottoli di vulcaniti di color rosso scuro (porfidi e porfiriti); assai rari sono i ciottoli di scisti cristallini. I ciottoli sono ben arrotondati ed hanno in genere dimensioni fino ad un massimo di 10 cm; rari sono quelli di dimensioni maggiori.

Le arenarie, di colore prevalentemente rossastro, localmente verdino, sono arenarie litiche o più raramente feldispatiche e assai ricche di matrice. Tra i clastici prevalgono il quarzo ed i frammenti di vulcaniti, subordinati i feldispati potassici.

Il Verrucano è un deposito di ambiente continentale; si tratta di

alluvioni che per le loro caratteristiche indicano un ambiente di clima caldo con alternanze di periodi di siccità e di periodi di grande piovosità.

Lo spessore della formazione varia da 110 a 160 m.

Il « Verrucano lombardo » giace sul Conglomerato del Ponteranica o sulla Formazione di Collio. Nel gruppo del Pizzo dei Tre Signori giace sulla Formazione di Collio con netta discordanza angolare testimoniante una fase di sollevamento anteriore alla sua deposizione.

La formazione è attribuita per la sua posizione stratigrafica, non contenendo fossili, al Permiano superiore.

57) T_a¹ — « Servino »: *marne e argilliti grigio-verdi, marne arenacee e micacee bruno-rossastre, con Natiria costata* (Münster); *arenarie quarzose a cemento dolomitico*. (Scitico). (P. CASATI).

Il « Servino » affiora su vaste estensioni nelle alte valli del Brembo di Carona, Valleve e Mezzoldo, nella regione del Pizzo dei Tre Signori e nella Val Biandino.

Nella parte inferiore la formazione è prevalentemente costituita da arenarie, nella parte superiore da argilliti e marne dolomitiche contenenti anche sottili strati di dolomie.

Le arenarie sono quarzose, da grossolane a fini, e di colore giallastro con patina d'alterazione ocrea o biancastro o rossastro solitamente a cemento dolomitico. La stratificazione è spesso incrociata del tipo lenticolare. Caratteristiche per la loro compattezza e per il colore biancastro sono le intercalazioni di arenarie quarzose a cementazione per interpenetrazione granulare che si rinvengono nella regione occidentale e specialmente al Montù a NW di Mezzoldo e nel gruppo del Pizzo dei Tre Signori. In alcuni casi invece si è avuto accrescimento di quarzo in continuità ottica sui clastici quarzosi la cui forma originaria non è quasi mai riconoscibile; solo la eventuale presenza di una patina di ossidi di ferro che avvolge i clastici può permettere di riconoscere l'originaria forma dei clastici stessi. Sempre nella regione occidentale localmente le arenarie sono conglomeratiche; con un sottile strato di conglomerato quarzoso inizia la formazione ad ovest del Pizzo dei Tre Signori. Alle arenarie si intercalano siltiti, marne e argilliti.

La parte superiore della formazione è costituita prevalentemente da argilliti e marne dolomitiche verdine nelle valli del Brembo e da un'alternanza di siltiti e siltiti argillose rossastre e giallastre con argilliti e marne dolomitiche verdine nella regione del Pizzo dei Tre Signori.

Buone sezioni stratigrafiche del « Servino » sono quella rilevata alla testata della Valle d'Inferno bergamasca (CASATI e GNACCOLINI, 1967) e la sezione del Montù. Al Montù il « Servino » comprende inferiormente arenarie quarzose a cemento dolomitico, di colore ocreo, con rare lenticelle di conglomerato quarzoso e con intercalazioni di straterelli di dolomie, di siltiti e di argilliti. La stratificazione è generalmente incrociata. A queste arenarie fanno seguito alcuni banchi di arenarie quarzose grossolane rossastre pure a stratificazione obliqua. Seguono quindi verso l'alto alternanze irregolari di arenarie, argilliti e marne sormontate da un banco di circa 1,5 m di arenaria biancastra compattissima in luogo molto sfruttata per muretti a secco. Al di sopra vi sono le argilliti e marne verdi a sottile laminazione della parte superiore della formazione.

Nella regione in esame il « Servino » non è molto fossilifero; vi si ritrovano specialmente piccoli gasteropodi come *Natiria costata* (Münster) e lamellibranchi come *Costatoria costata* (Zenker).

L'ambiente di sedimentazione del « Servino » varia da quello litorale ed epineritico nella parte inferiore a quello di mare più aperto e profondo nella parte superiore. La formazione giace sul « Verrucano lombardo » che, come visto, è una formazione continentale e pertanto il « Servino » segna l'inizio della trasgressione triassica. Superiormente è limitato dalla Carniola di Bovegno.

Lo spessore è di circa 100-120 m.

Il « Servino » è attribuito allo Scitico (Trias inferiore) ed i fossili che anche nella regione che ci riguarda vi sono contenuti, confermano questa attribuzione.

58) T_c¹ — Carniola di Bovegno: *calcarei dolomitici giallastri vacuolari passanti talora a breccie a stratificazione massiccia o indistinta; locali intercalazioni di dolomie nocciola o grigiastre ben stratificate*. (Anisico inferiore? - Scitico). (P. CASATI).

Affioramenti della Carniola di Bovegno si trovano nelle valli del Brembo, in Val Mora ed in Val Biandino.

La formazione è costituita da calcari dolomitici cariati e vacuolari, di colore grigio o biancastro sulla frattura fresca, giallastro in alterazione ed a stratificazione indistinta. Contiene spesso brecce giallastre ad elementi di dolomie, di calcari e di argilliti verdi; si intercalano spesso anche pacchi di strati di dolomie grigio-chiare sottilmente stratificate.

Il particolare aspetto cariato delle rocce di questa formazione deriva da complessi processi di alterazione in prossimità della superficie terrestre dell'originaria alternanza più o meno regolare di dolomie, calcari ed anidriti da cui le carniolate traggono origine e pertanto la formazione è di origine evaporitica, denotando così una tendenza regressiva rispetto alle sottostanti marne ed argilliti della parte alta del Servino.

Lo spessore è alquanto variabile ed in qualche punto è estremamente ridotto come ad esempio nella Valenzana sul versante orientale del M. Pegherolo ove però il sovrastante Calcare di Angolo contiene importanti intercalazioni di carniolate suggerendo una possibile eteropia della Carniola di Bovegno con la parte inferiore del Calcare di Angolo. Ove la formazione sembra presentare notevole spessore ciò è probabilmente dovuto a cause tettoniche anche se questo può essere difficilmente accertato per via del particolare aspetto delle rocce che la costituiscono.

La Carniola di Bovegno ha a letto il Servino ed a tetto il Calcare di Angolo e può essere attribuita allo Scitico superiore e dubitativamente anche all'Anisico inferiore.

59) T² — Calcare di Angolo: *calcari, calcari dolomitici, dolomie spesso arenacee da grigio chiari a grigio nerastri, talora con sottili interstrati argillosi, in strati e banchi. Rare intercalazioni di straterelli di arenarie quarzose e feldispatiche.* (Anisico medio-inferiore). (P. CASATI).

Il Calcare di Angolo affiora lungo le pendici del M. Pegherolo e a sud di Foppolo. Vari piccoli affioramenti si trovano più ad occidente unitamente alla Carniola di Bovegno lungo linee di dislocazione.

La formazione è costituita in prevalenza da calcari e dolomie; più

rare sono le intercalazioni di arenarie, limitate a sottili straterelli isolati intercalati.

Nella parte inferiore prevalgono i calcari, a volte dolomitici, da grigio chiari a nerastri, in genere ben stratificati, con strati da sottili a spessi fin oltre il metro. Di frequente si intercalano calcari arenacei che fanno transizione ad arenarie a quarzo, feldispati e muscovite. I calcari sono in prevalenza micritici ma presentano spesso estesi fenomeni di ricristallizzazione; si intercalano anche biomicriti a piccoli lamellibranchi e a resti di crinoidi.

Nella parte superiore della formazione prevalgono le dolomie da grigio chiare a nerastre con frequenti sottili interstrati argillosi di colore ocreo e localmente ricche di stiloliti. Si tratta di dolomie cristalline e di dolomie a *pellets* quest'ultime con interessanti strutture a piccole cavità riempite pene-contemporaneamente da dolomite spatica e ritenute di essiccazione e che quindi denotano un ambiente di deposizione caratteristico delle piattaforme carbonatiche intercotidali. Anche le dolomie sono a volte arenacee e vi si intercalano straterelli isolati di arenarie a quarzo, feldispato e muscovite.

Belle sezioni del Calcare di Angolo sono osservabili nella Valenzana, ubicata sul versante orientale del M. Pegherolo, e sul versante orientale del M. Cavallo.

Lo spessore del Calcare di Angolo è di 280-300 m; il limite inferiore è con la Carniola di Bovegno ed il superiore con il Calcare di Prezzo.

La formazione è scarsamente fossilifera; vi si trovano crinoidi e rari lamellibranchi e gasteropodi. Una certa importanza riveste dal punto di vista paleontologico un banco a brachiopodi con *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim), *Tetractinella trigonella* (Schlotheim), *Spiriferina koveskalliensis* (Suess) e *Mentzelia mentzeli* (Dunker) che si rinviene al limite con il Calcare di Prezzo sul versante orientale del M. Cavallo.

60) T²_{cm} — Calcare di Prezzo: *calcari marnosi e marne nerastre fossiliferi con: Paraceratites trinodosus* (MOJSISOVICS), *Paraceratites bremanus* (MOJSISOVICS), ecc. (Anisico superiore). (P. CASATI).

Il Calcare di Prezzo affiora nel Gruppo del M. Pegherolo. E' costituito da calcari marnosi neri alternati a marne nere ricche di sostanza organica di tipo carbonioso, spesso micacee e con varia percentuale di silt.

La stratificazione è sempre ben evidente (contrariamente a quanto erroneamente scritto nella leggenda del foglio) e spesso sottolineata dall'alternanza ritmica calcari marnosi-marne e lo spessore degli strati varia da 10 a 20 cm; i piani di stratificazione sono a volte nodulosi. Una delle principali caratteristiche di questa formazione è la sua grande ricchezza in cefalopodi, lamellibranchi, gasteropodi e brachiopodi.

Nella parte superiore contiene localmente sottili straterelli isolati arenacei grigio-nerastri ad alterazione rossastra; essi sono costituiti da plagioclasti fortemente alterati di probabile origine vulcanica.

Lo spessore del Calcare di Prezzo varia da 18 m a nord del M. Pegherolo, a 10 m sul versante orientale del medesimo monte. La formazione non è rappresentata nella parte meridionale del gruppo del Pegherolo ove il Calcare di Angolo passa direttamente verso l'alto al Calcare di Esino.

Il Calcare di Prezzo giace sul Calcare di Angolo e fa passaggio superiormente alla Formazione di Buchenstein.

Come è già stato ricordato, il Calcare di Prezzo è ricchissimo di fossili. Dalla località fossilifera ubicata presso B.ta Grassello, sul versante orientale del Pegherolo, provengono ammoniti tra cui *Paraceratites trinodosus* (Mojsisovics), *Semiornites aviticus* (Mojsisovics), *Flexoptychites flexuosus* (Mojsisovics), brachiopodi tra cui *Piarorhynchia trinodosi* (Bittner), lamellibranchi tra cui *Joannina waageni* Schmetzer e gasteropodi. La fauna raccolta conferma l'attribuzione del Calcare di Prezzo all'Anisico superiore.

61) T_c³. — Calcare di Buchenstein (o di Livinallongo): *dolomie e calcari da grigio-scuri a nerastri con noduli e liste di selce nera o rosata, spesso con laminazione parallela. Intercalazioni di tufti.* (Ladinico inferiore). (P. CASATI).

Il Calcare di Buchenstein affiora nella parte settentrionale del gruppo del M. Pegherolo, in alta Val Brembana.

La formazione è costituita da dolomie e calcari selciferi. La stratificazione è in genere molto sottile, con lamine di diversa tonalità da grigio chiara a grigio scura e con liste e lenticelle di selce nera.

Localmente la parte inferiore della formazione è costituita da calcari e dolomie selciferi da grigio chiari a nerastri, in strati anche molto spessi e per lo più nodulari. In questa unità inferiore la selce, in noduli e bande, è in genere rosata. Si intercalano anche rari strati isolati di argillite silicea. Nella regione considerata sono state rinvenute anche rare intercalazioni di tufti.

Lo spessore del Calcare di Buchenstein ha un valore massimo di 74 m sul versante orientale del M. Pegherolo; più a nord lo spessore si riduce a 62 m. Ricordiamo che nella parte meridionale del gruppo del Pegherolo la formazione è assente avendosi la transizione verso l'alto dal Calcare di Angolo direttamente al Calcare di Esino.

Il Calcare di Buchenstein riposa sul Calcare di Prezzo ed è limitato superiormente dal Calcare di Esino. Non vi sono stati rinvenuti fossili e l'attribuzione al Ladinico inferiore è basata sulla sua sovrapposizione al Calcare di Prezzo che ha una ricca fauna dell'Anisico superiore.

62) T_m³. — Formazione di Wengen (o di La Valle): *argilliti marnose e marne nere fissili con intercalazioni di calcari dolomitici grigio chiari.* (Ladinico superiore). (P. CASATI).

Gli affioramenti di questa formazione sono limitati al versante nord-orientale del Gruppo del Pegherolo e ad una fascia tra il Pizzo del Vescovo ed il M. Valgussera presso Foppolo.

La formazione è costituita da argilliti e marne nerastre con intercalazioni di calcari dolomitici e calcari marnosi e arenacei da grigio chiari a nerastri.

Le argilliti sono divisibili in lastre piane e per questo cavate per copertura di tetti («ardesie»). Nelle argilliti e nelle marne si notano a volte noduli di pirite.

I calcari dolomitici ed i calcari marnosi sono a volte ricchi di articoli di crinoidi, localmente contengono noduli di selce nera.

Lo spessore della formazione raggiunge un valore massimo di 160 m in Val Rotta sul versante nord orientale del M. Pegherolo; lo spessore decresce poi rapidamente verso sud e verso ovest fino ad annullarsi essendo la formazione sostituita eteropicamente dal Calcarea di Esino nella quale è contenuta interamente come una grossa lente. Il tipo litologico e la scarsità di resti organici denotano una sedimentazione in ambiente a circolazione ristretta. La formazione è attribuita al Ladinico superiore.

63) T_c³ — Calcarea di Esino: *calcari e calcari dolomitici per lo più grigio chiari, a stratificazione massiccia o indistinta, con Posidonia wengensis* (WISSMAN), *Platychilina cainalloy* (STOPPANI) e Alghe; *intercalazioni di dolomie grigio chiare e di breccie intraformazionali*. (Ladinico). (P. CASATI).

Il Calcarea di Esino costituisce gran parte del gruppo del M. Pegherolo in alta Val Brembana ed inoltre la sommità del Pizzo del Vescovo a sud est di Fòppolo.

E' costituito da una potente successione di calcari e calcari dolomitici compatti, di colore prevalentemente grigio-chiaro, a stratificazione indistinta. A questi si intercalano localmente dolomie grigie e breccie intraformazionali grigio-scuri; verso l'alto compaiono inoltre livelli oolitici e pisolitici, con accenno a stratificazione in grossi banchi. Gran parte delle rocce sono ricristallizzate per cui non sono più riconoscibili le originarie strutture; solo a volte sono visibili resti di Alghe. Presso il limite con la formazione soprastante si intercalano anche livelli di dolomie a *pellets* ricche di piccole cavità ritenute di essiccazione e riempite da calcite spatica o da dolomie. Alcuni di questi livelli presentano forti analogie con certi suoli che si formano attualmente nelle regioni aride (caliche).

I litotipi della formazione indicano un ambiente di sedimentazione caratteristico delle piattaforme carbonatiche.

Poco sotto il Passo di M. Colle ed a nord est di esso sono stati raccolti diversi lamellibranchi tra cui *Posidonia wengensis* (WISSMAN) ga-

steropodi tra cui *Fedaiella meriani* (HOERNES) e *Platychilina cainalloy* (STOPPANI), brachiopodi tra cui *Spiriferina fragilis* (SCHLOTHEIM), cefalopodi del genere *Pleuromutilus* ed Alghe tra cui *Teutloporella herculea* (STOPPANI) Pia.

Lo spessore del Calcarea di Esino è di circa 800-1000 m e la formazione giace sul Calcarea di Buchenstein nella parte settentrionale del gruppo del M. Pegherolo, direttamente sul Calcarea di Angolo nella parte meridionale ove il Calcarea di Esino è eteropico del Calcarea di Buchenstein e probabilmente anche del Calcarea di Prezzo.

Il Calcarea di Esino è per la maggior parte da attribuire al Ladinico; nella parte sud del gruppo del M. Pegherolo, ove giace sul Calcarea di Angolo, la formazione iniziò la sua deposizione probabilmente nell'Anisico superiore.

64) T⁴ — « Metallifero Bergamasco ». *Calcari neri ben stratificati, spesso con laminazione parallela e pisolitici alla base; intercalazioni di dolomie nella parte inferiore*. (Carnico inferiore). (P. CASATI).

Gli affioramenti di questa formazione sono limitati alla sommità del M. Pegherolo e, con maggiori spessori, alla sommità di alcune cime montuose minori tra il M. Pegherolo ed il M. Secco.

La formazione è costituita da calcari, calcari dolomitici e dolomie da grigio chiari a nerastri, ben stratificati, in strati di 20-50 cm, più raramente in banconi anche molto più spessi. Localmente gli strati sono separati da interstrati marnoso-argillosi. Spesso si nota una struttura a lamine; verso il basso i calcari sono pisolitici e vi si trovano anche rari grossi gasteropodi mal conservati. La netta stratificazione ed il colore scuro differenziano il « Metallifero » dal sottostante Calcarea di Esino.

Anche se non è rappresentato il tetto della formazione, tuttavia la parte affiorante ha uno spessore considerevole, superiore al centinaio di metri. Non contiene le mineralizzazioni che invece la caratterizzano più a sud, tra la media Val Brembana e Seriana, mineralizzazioni dalle quali trae il suo nome. Come già accennato, il « Metallifero » poggia sul Calcarea di Esino ed è attribuito al Carnico inferiore.

D) FORMAZIONI CONTINENTALI QUATERNARIE (S. VENZO)

Coprono circa un quinto di superficie del foglio, dove sono distinte anche nei quadretti della legenda. Dalle più antiche alle più recenti troviamo: *Morene e principali cordoni morenici post-würmiani (stadi di Bühl, Gschnitz, Post-Gschnitz, Daun, Fernau, Napoleone) e tardo würmiani (stadio della Valtellina)* (mo). I vari stadi non si poterono distinguere sul foglio, già molto complicato, sia per la ridotta scala, sia per l'analogia coi contermini Fogli « Tirano » e « Bormio ». Ma tali stadi sono ora oggetto di Memoria di S. VENZO (1971), che li indicò inoltre nella grande *Carta geologico-petrografica delle Alpi insubriche valtellinesi 1:25.000* (S. VENZO, R. CRESPI, G. SCHIAVINATO, G. FAGNANI, 1971).

Gli stadi di ritiro con oscillazioni sono testimoniati da sequenza di una ventina di cordoni morenici frontali, generalmente ben conservati; all'esterno dei cordoni e sugli alti terrazzi (1200-1500 m) sono presenti forti placche di morenico precedente. Più basso ed antico è lo *stadio della Valtellina* (definito da S. VENZO, 1971). Esso è testimoniato dai grossi cordoni, distinti nel foglio, allo sbocco delle valli laterali alla Valtellina, con fronti disposte a mò di colossali chele che scendono quasi nel fondovalle (a 400 m sopra Sondrio e 230 a Dubino). I cordoni più esterni delle chele a monte del Culmine di Dazio, sono divaricati, mostrando che le lingue glaciali laterali confluivano ancora nel grande ghiacciaio valtellinese.

Già arretrati entro alle basse valli laterali ed a quota di almeno 150 metri superiore al « Valtellina », si trovano sempre colossali cordoni frontali del « Bühl », che sono duplici, testimoniando due fasi principali di arresto. Lo stadio di « *Sciliar? o tardo Bühl* » con 2-3 cordoni frontali di ritiro distanziati, è sviluppato in tutte le valli laterali, tra i m 650-800.

Lo stadio di « *Gschnitz* » (*Tardo-Glaciale*) è testimoniato nelle medie valli da 2-3 grandi cordoni disposti a lingue: il più basso scende sulla quota 900 in Val Masino (zona di S. Martino), ed a quota 800 in Val Malenco (zona di Torre S. Maria); mentre i cordoni superiori di ri-

tiro dello « *Gschnitz* » si sviluppano estesamente in tutte le valli, anche minori, sino attorno a quota 1500. In Val Malenco, il secondo cordone di « *Gschnitz* » sbarra la valle a Sud di Chiesa, sviluppandosi ad Est sin sopra Caspoggio. In alto alle valli, fortemente arretrato sulla quota 1600-1800, si trova sempre un potente cordone di ritiro « *Post-Gschnitz* », già *Post-Glaciale* e fissato con conifere.

Lo stadio di « *Daun* » con tre cordoni distanziati verso la testata delle valli, tra i 1900 ed i 2050 m, sbarra altrettanti ripiani lacustri delle rispettive fasi cataglaciali. Sul foglio essi sono indicati come « *Depositi palustri, talora torbosi* » (dp), in Val di Preda Rossa (O dei Corni Bruciati); nella zona dell'A. Painale ad Est del foglio; all'A. Airale, a monte della Capanna Bosio, ecc. Invece il dp dell'A. Lago, 1614, ad Ovest di Chiesa Val Malenco è sbarrato da cordone del « *Tardo Gschnitz* ». I cordoni morenici scarsamente fissati dello stadio storico di « *Fernau* » (1600-1610 p.C.), sono ulteriormente arretrati verso la testata delle valli, attorno ai 2100 m, e sbarrano altrettanti bacini sartumosi (alta V. di Preda Rossa). Più in alto è sempre presente il colossale cordone di morenico sciolto e franante dello « *Stadio di Napoleone* » (1800-1825 p.C.), con anguste lingue moreniche che scendono attorno a 2200 m e cordoni laterali che salgono ad oltre 2600 metri (esterni al ghiacciaio di Preda Rossa, SSO del M. Disgrazia; sul foglio è dimenticato il cordone sinistro della lingua, ben evidente invece sulla *Carta colori 25.000*, S. VENZO, R. CRESPI, 1970, sulla Cartina Fig. 11, p. 246, e nelle foto e tavv. LXV e LXVI della Memoria S. VENZO, 1971).

I *Depositi morenici misti a detrito*, md, talora con frane, si trovano sopra il mo specialmente sui versanti dei circhi e nelle alte valli afferenti.

Le *Alluvioni di fondovalle e conoidi di deiezione antiche, talora terrazzate* (in azzurro chiaro a¹), sono in genere sospese sul fondovalle; in Val Masino, come le tre alte conoidi di Cevo sino ad E di Cataeggio. In Val Malenco vi appartengono: le conoidi sospese ad E di Arquino, quella di Marveggia, l'alta conoide della Val Dagua di Melirolo ad E di Torre S. Maria; le 3 alte conoidi di Chiesa; nonché quelle di Moisi-Lanzada in Val Lanterna, ecc.

Le grandi conoidi antiche della Valtellina, completamente fissate, sono intensamente abitate e coltivate; la loro costruzione, posteriore ai ritiri dello «Stadio Valtellina», è connessa specialmente colle fasi fluvio-glaciali di *Bübl* e dello *Gschnitz*, in ritiro nelle valli laterali, nonché coll'alluvionamento postglaciale. Esse si raccordano colle alluvioni di fondovalle, in genere successive.

Le alluvioni di fondovalle e le conoidi di deiezioni medie, talora terrazzate (a1²), col fondo giallino, sono più recenti; come nel caso della bassa conoide di Masino, raccordata in modo indistinto col fondovalle valtellinese e col T. Masino protetto da grossi argini. I sedimenti alluvionali nel fondovalle della Valtellina, potenti anche più di 100 metri, ebbero inizio col ritiro dello *Stadio della Valtellina*: gran copia di alluvioni successive è connessa col fluvio-glaciale *Bübl* della grande fronte glaciale valtellinese, testimoniata dai cordoni di Chiuro-Casacce, quota 500-300 (O Foglio «Tirano»).

In seguito, nel fondovalle si accumularono le alluvioni del fluvio-glaciale *Gschnitz*. Nell'*Alluvium antico* l'alluvionamento continuò, mentre il colmamento definitivo del fondovalle si verificò nell'*Alluvium medio-recente*. Ora l'Adda è, in prevalenza, in debole erosione, con tendenza tuttavia ad alluvionamento per il letto costretto tra argini. I meandri abbandonati dell'Adda Vecchia nella zona di Ardenno-S. Pietro Berbenno, vennero bonificati attorno al 1865, colla rettifica dell'Adda tra argini, ed opere di drenaggio. Tuttavia la depressione rimase paludosa e torbosa (giallo dp - del foglio). L'impaludamento si è recentemente intensificato, anche a Sud della Strada statale di centrovalle, per la costruzione del bacino di stabilizzazione dell'Adda, dal Torr. Masino alla Selvetta (per la Centrale di Dubino), con livello innalzato di alcuni metri sulla piana di fondovalle (*Carta 25.000 colori VENZO-CRESPI, 1970*).

Le Alluvioni di fondovalle e conoidi di deiezioni attuali e recenti (a1³), sono costituite dagli alvei ghiaioso-ciottolosi attuali dei ripidi torrenti laterali alla Valtellina, e dall'alveo biancheggiante e sabbioso, talora con isole, dell'Adda. Solo in condizioni del tutto eccezionali l'Adda riesce ad esondare con acqua morta. Tra i conoidi recenti ed attuali si trova la bassa conoide ghiaiosa del torr. Tartano, ad E di Talamona, formatasi

bruscamente attorno al 1925, per smantellamento di frana poco a monte. Ciò determinò l'inghiainamento, anche con grossi ciottoli, della vecchia linea ferroviaria in basso alla conoide, lungo la statale, a Sud di Desco. Per impedire l'interruzione della linea ripetutasi anche in seguito, si dovette costruire la galleria ferroviaria del Culmine di Dazio-Desco, entro gli «Gneiss di Morbegno».

V — TETTONICA

Delle quattro grandi zone strutturali che costituiscono l'edificio alpino, e cioè *Alpi Meridionali*, *Austridi*, *Pennidi* ed *Elvetidi*, soltanto quest'ultima zona non è rappresentata nel presente foglio geologico, in quanto essa trova la sua collocazione esternamente (e cioè più a Nord) rispetto alle altre zone citate, nel quadro del sistema geologico delle Alpi.

Per una migliore comprensione dei motivi tettonici particolari delle singole zone in cui si divide strutturalmente l'area compresa nel Foglio Geologico « Pizzo Bernina-Sondrio », bisogna sempre tenere presente lo Schema Tettonico generale in calce al foglio in questione,¹ al quale si ispira l'impostazione generale della legenda del foglio stesso.²

A) LINEAMENTI STRUTTURALI DELLE ALPI MERIDIONALI

Le Alpi Meridionali coprono la metà meridionale del foglio e sono composte da una infrastruttura scistoso-cristallina (*Cristallino sudalpino*) e da una soprastruttura sedimentaria (*Sedimentario sudalpino*). Queste due grandi unità strutturali presentano motivi tettonici peculiari, sostanzialmente differenti seppure strettamente connessi.

¹ Nella legendina dello Schema Tettonico i « Massicci Intrusivi Terziari » sono erroneamente inclusi fra le *Alpi Meridionali*. La graffa riferentesi a quest'ultimo complesso dovrebbe invece racchiudere soltanto il « Cristallino » ed il « Sedimentario Sudalpino », nonché i « Lembi tettonici sedimentari lungo le linee tettoniche ».

² Vedi nota in calce a pag. 17.

1) *L'infrastruttura cristallina* (G. LIBORIO, A. MOTTANA)

L'assetto strutturale delle Alpi Orobie occidentali è forse tra i meno chiari delle Alpi poiché, sebbene siano state pubblicate interpretazioni di dettaglio in aree ristrette, manca tuttora un lavoro di coordinamento generale. A questo contribuisce il fatto che esistono peculiarità tettoniche ben diverse al di qua e al di là del limite tra l'area di affioramento degli Gneiss di Morbegno e quella in cui si alternano Scisti di Edolo ed altre formazioni. In quest'ultima zona bisogna ulteriormente prendere in considerazione nette differenze tra la parte bassa e le parti alte delle valli. Nella prima si mantiene l'assetto monoclinale che era già stato messo in evidenza come caratteristico negli Scisti di Edolo nel Foglio « Tirano » (LIBORIO-MOTTANA, 1969). Nella seconda, più formazioni si accavallano con rapporti complessi governati soprattutto dalla interrelazione tra tettonica interna primaria e sostanzialmente prealpina del basamento e la sovrainposta deformazione alpina sviluppatasi con scagliamenti e sovrascorrimenti. E' questa la ben nota area di « esaurimento » della Linea Orobica secondo i DE SITTER (1949). Un ulteriore elemento tettonico di complicazione è dato dalla presenza della Linea del Porcile, elemento diagonale che ha evidenti relazioni tanto con le strutture alpine quanto con quelle erciniche. Negli Scisti di Edolo è quasi sempre ricostruibile il motivo fondamentale isoclinale con direzione Est-Ovest immergente a Nord 60°-80° della S_1 , anche se numerose sono le deviazioni e le complicazioni a carattere locale. Particolarmente scarse sono qui le alternanze litologiche negli Scisti di Edolo per cui non sempre si può stabilire il legame tra S_1 e S_0 come era stato accertato per il Foglio « Tirano ». Le prime complicazioni sorgono nella valutazione dei rapporti esistenti tra Scisti di Edolo e Gneiss del Pizzo Meriggio e contemporaneamente anche con le Filladi di Ambria. Queste ultime hanno una posizione anormale nella serie metamorfica sudalpina altrove ricostruita e sembrano costituire un bacino isolato con assetto sinclinale (Dozy, 1933), il quale ha poi sopportato deformazioni particolari nel corso dell'orogenesi ercinica durante la quale si è sviluppata l'orientazione mediamente Est-Ovest della scistosità. Il limite tra le Filladi di

Ambria e gli Scisti di Edolo è costantemente sottolineato da una bancata di gneiss occhiadini (Gneiss del Pizzo Meriggio) che, con la sua disposizione areale, identifica chiaramente il motivo sinclinale sopraddetto.

Un altro grosso banco degli stessi gneiss segue, invece, la Linea del Porcile tagliando diagonalmente la fogliazione ed è impossibile dire se esso è un elemento primariamente trasversale o se è stato messo in questa posizione dal fenomeno tettonico che ha dato origine alla Linea del Porcile.

La Linea del Porcile, che decorre dalla Casera dei Laghi del Porcile a Sazzo ed ingloba numerosi cunei sedimentari comprendenti rocce permiane e triassiche inferiori, rappresenta, con la Linea della Gallinera propriamente detta (alta Val Paisco, nel Foglio « Tirano »), il più tipico elemento tettonico diagonale della catena orobica. E' evidente, dall'andamento della linea stessa e dalla presenza dei lembi sedimentari, che essa ha avuto notevole gioco nell'orogenesi alpina e, probabilmente, ha costituito il piano di sovrascorrimento della massa degli Scisti di Edolo sugli Gneiss di Morbegno delle alte valli di Venina e del Livrio. La presenza, al bordo della Linea del Porcile, dello Gneiss del Pizzo Meriggio sembra indicare, se l'interpretazione da noi data di esso è corretta, che questa linea tettonica era già attiva in una fase precoce dell'orogenesi ercinica.

Età sicuramente ed esclusivamente alpina ha invece la Linea del Venina, che mette in contatto le Filladi di Ambria con gli Gneiss di Morbegno lungo un piano di scorrimento verticale di stile chiaramente orobico e contenente anche, in qualche località (Pizzo Campaccio, Lago di Rodes), lembetti di rocce sedimentarie prevalentemente del Trias inferiore. Essa è quindi da interpretarsi come una vicariante della Linea Orobica ed in essa va poi ad innestarsi ad Ovest dell'alta Valle della Pioda (Foglio « Tirano »).

La Linea Orobica è un sovrascorrimento, orientato Est-Ovest, dell'infrastruttura cristallina sul sedimentario orobico che si presenta non come una grande parafora continua tipo Linea Insubrica, ma come un fascio di faglie inverse subparallele e dirette circa Est-Ovest congiunte da più brevi faglie verticali dirette Nord-Sud. Questo insieme di faglie suddivide la zona circostante il passaggio dal cristallino al sedimentario in

tanti gradini variamente sprofondati. Questo assetto strutturale può essere spiegato come risultato di uno smembramento dello sforzo tettonico causato dalla diversa resistenza offerta dalle varie unità sia sedimentarie che cristalline e da un successivo e tardivo gioco di assestamenti lungo piani verticali. Sono poi evidenti, nella zona al limite sedimentario-cristallino, movimenti dovuti ad una tettonica gravitativa prevalentemente interessanti zolle di terreni sedimentari permiani.

2) *La soprastruttura sedimentaria.* (P. CASATI)

Il grande affioramento di scisti cristallini ubicati a Sud della Linea Insubrica, viene a contatto tettonicamente con le formazioni sedimentarie che compaiono *grosso modo* in corrispondenza del crinale orobico-valtellinese. Questo contatto è infatti segnato dalla già citata Linea Orobica, faglia inversa lungo la quale si osserva la sovrapposizione degli scisti cristallini del basamento sulle unità permo-triassiche sedimentarie. Al contatto si ha spesso una mescolanza tettonica di varie formazioni in piccole scaglie costituente la cosiddetta « zona mista » di PORRO (1933).

La faglia orobica è chiaramente individuabile dalla Val Biandino ad Ovest, fino al Corno Stella; più ad Est la situazione è meno chiara e ha dato luogo ad interpretazioni diverse da parte dei diversi autori.

A Sud della Linea Orobica prevalgono le faglie ed i sovrascorrimenti nella parte centrale ed occidentale; le pieghe variamente interessate da faglie nella parte orientale (ad Est di Carona). La situazione è molto complessa e difficile da schematizzare: ci si limita in questa sede a citare alcuni dei più importanti elementi tettonici, tutti già più o meno ampiamente illustrati dagli Autori precedenti.

Nella regione del Pizzo dei Tre Signori e del M. Ponteranica si deve ricordare la faglia di Pizzo Giacomo, un'importante faglia inversa con piano immergente a Nord e lungo la quale si osserva accavallamento delle unità del Permiano inferiore ed anche del basamento cristallino del Passo di Salmurano, sulla serie permiana ed eotriassica ubicata a Sud. L'unità tettonica sovrapposta è poi interessata da un'altra faglia, la faglia di Trona, che taglia l'omonimo pizzo. Più ad Est la faglia di M. Foppa

innalza tettonicamente le unità permiane del M. Avaro rispetto alle unità del Trias inferiore dei Piani dell'Avaro ove sorgono le Baite della Croce.

I tre affioramenti del basamento scistoso-cristallino ubicati a Sud del Pizzo dei Tre Signori, nella Val Mora e a Mezzoldo sono al nucleo di un'anticlinale diretta ENE-WSW e denominata anticlinale orobica. Su questi tre affioramenti si ritornerà in seguito.

La massa calcarea del M. Pegherolo è da considerarsi scollata con piano di movimento in corrispondenza delle unità altamente plastiche del Trias inferiore (Servino e Carniola di Bòvegno) che hanno agito da lubrificante tettonico. Ciò è ben visibile specialmente nella valle del Brembo di Mezzoldo; meno chiaro è lo scollamento sul versante di Branzi.

La regione a Nord di Branzi è scomposta da un numero incredibile di faglie inverse per lo più ad andamento Est-Ovest ed è portata come esempio di stile embricato.

Non meno complicata è la regione ad Est di Carona ove, da Sud a Nord, si susseguono l'anticlinale di Cabianca con al nucleo gli scisti cristallini, la importante faglia del Lago Rotondo, subverticale e diretta ESE-WNW, lungo cui l'affioramento di basamento cristallino a Sud è a contatto con la Formazione di Collio a Nord, l'anticlinale di Valle del M. Sasso che porta ad affiorare nuovamente il basamento. Sull'ala Nord di questa stretta anticlinale gli « Gneiss chiari » si accavallano sulla Formazione di Collio e secondo gli Autori olandesi, sarebbe da individuare qui la Linea Orobica; nello schema tettonico annesso al foglio essa è invece collocata più a Nord, oltre il vasto affioramento di unità permiane giacenti sugli « Gneiss chiari » del M. Masoni con andamento a sinclinale (sinclinale del Masoni).

Un'ultima osservazione riguarda i rapporti tra il basamento scistoso-cristallino affiorante in mezzo alla copertura sedimentaria a Sud della Linea Orobica e le formazioni sedimentarie che lo cingono. Secondo CASATI e GNACCOLINI (1967) il cristallino di Mezzoldo, Valmoresca e Valtorta è in contatto tettonico con le unità permiane di copertura. E' prova di ciò la presenza, al limite tra il basamento e le unità permiane, di un importante orizzonte di cataclasiti e miloniti con locali iniezioni di gangmi-

loniti. Questo livello è costituito da rocce scure spesso nere e di aspetto vetroso, interpretato come orizzonte di natura vulcanica dagli antichi Autori. Le gangmiloniti che si trovano anche altrove e specialmente nella « zona mista » lungo la Linea Orobica, per via del loro aspetto vetroso sono state oggetto di lunghe dispute e studi da parte degli Autori, e questa regione può essere ben considerata tipica per questa categoria di rocce. Ricordiamo a questo proposito specialmente gli studi di TROMP (1932). Secondo CASATI e GNACCOLINI (1967) l'orizzonte a cataclasiti e miloniti si è sviluppato per uno scorrimento della copertura sedimentaria e vulcanica sul basamento.

Anche il cristallino del Passo Salmurano è stato oggetto di lunghe dispute; per CASATI e GNACCOLINI (1967) esso è stato sollevato tra due faglie che lo delimitano ad Ovest e ad Est (e che quindi non dovrebbero avere il simbolo di sovrascorrimento come è invece indicato sul foglio) e successivamente accavallato verso Sud sulle rocce sedimentarie (faglia di Pizzo Giacomo, già ricordata).

La tettonica della regione è tipicamente una tettonica di copertura, con spostamenti delle masse sedimentarie in seguito a sollevamenti differenziali del basamento. Si sarebbero così avuti movimenti a vari livelli: a livello basamento cristallino-formazioni del Permiano, in corrispondenza delle unità del Trias inferiore (« Servino » e Carniola di Bòvegno) ed anche in corrispondenza di unità superiori nella serie stratigrafica, che però non interessano l'area del foglio in esame.

Con questa visione la formazione dell'anticlinale orobica è da considerarsi tardiva; posteriore ai sovrascorrimenti che sono legati a sollevamenti verificatisi in precedenza e ubicati più a Nord. L'interpretazione del significato della Linea Orobica, anch'essa tardiva e posteriore ai grandi sovrascorrimenti, è controversa. Secondo recenti ipotesi (DE JONG, 1967) l'accavallamento del cristallino sul sedimentario sarebbe anch'esso legato ad una tettonica gravitativa; l'osservazione alla base di questa interpretazione è il ritrovamento di lunghi tratti in cui questa faglia è subverticale.

B) LA LINEA INSUBRICA (O LINEA DEL TONALE (figg. 1-6; Spaccato 1:100.000 e Schema Tettonico 1:400.000 in calce al foglio) (S. VENZO).

E' la potentissima dislocazione, con vicarianti, ad andamento Ovest-Est, che interessa il basso versante terrazzato a Nord della Valtellina per tutta la lunghezza del foglio, come chiarito anche nello Schema Tettonico. Essa determina il contatto tettonico fra gli *Gneiss e micascisti del M. Tonale* (g_{st}), a Nord (Sistema di Languard - Tonale = Australpino sup. o Falda Campo Auct.), ed il *Cristallino sudalpino: Gneiss di Mantello* (g_m^0 ; ad Ovest del foglio), *Gneiss a noduli albitici di Morbegno* (g_{ab}), *Scisti di Edolo* (m_m ; zona di Sondrio).

Lungo la « *Linea Insubrica* » ed a Sud di essa, sono allineate esigue lenti discontinue, strizzate a cuneo ed intensamente milonitizzate, di rocce sedimentarie sudalpine del Permotrias, come le anageniti del Permico (PE) e Carbonifero (?), il Servino (T^1), le dolomie gialle nodulari dell'Anisico (?) (T^2), quelle gialle ad alternanze marnose violacee del Carnico (?) (T^3) e le dolomie grigio chiare (T^4) e bianche (T^5) del Trias superiore (?) o del Ladinico (?) (figg. 1, 2, 3).¹

La « *Linea Insubrica* » ad Ovest del foglio, è evidente a Nord di Dubino, e si ritrova allineata a Serone - Dazio, nella più bassa Val Masino di Pilasco, nella zona del Cimitero di Postalesio, a Piatta ad Ovest di

¹ Nel tratto Sud del presente foglio (alta Val Brembana di Valleve-M. Pegherolo), la serie mediotriassica delle Alpi meridionali, sopra la *Carniola di Bovegno*, a Dolomie gialle vacuolari (Anisico inf.), è costituita dal basso da: *Calccare di Angolo*, *Calccare di Prezzo* (Anisico sup.), *Calccare di Livinallongo* (Ladinico inf.), *Argilliti marnose e marne nere con intercalazioni dolomitiche di La Valle* (Ladinico sup.), *Calcari dolomitici grigio chiari o bianchi di Esino* (Ladinico). Invece il *Metallifero Bergamasco* (Carnico), è a calcari neri.

Dal più meridionale ed attiguo Foglio « Bergamo », risulta inoltre che la Dolomia del Trias sup. è grigia, nerastra o zonata (mai bianca). Pertanto, ora, siamo dell'opinione che le dolomie cataclastiche grigie (T^4) e bianche (T^5) della lente di Dubino, della bassa Val Masino (Pilasco) ecc., strizzate lungo la Linea Insubrica, possano rappresentare il Ladinico (Esino), piuttosto che il Norico. Di conseguenza, il sottostante T^3 potrebbe rappresentare il Ladinico inf.-Anisico sup., che è soprastante infatti alla dolomia gialla nodulare (fig. 1).

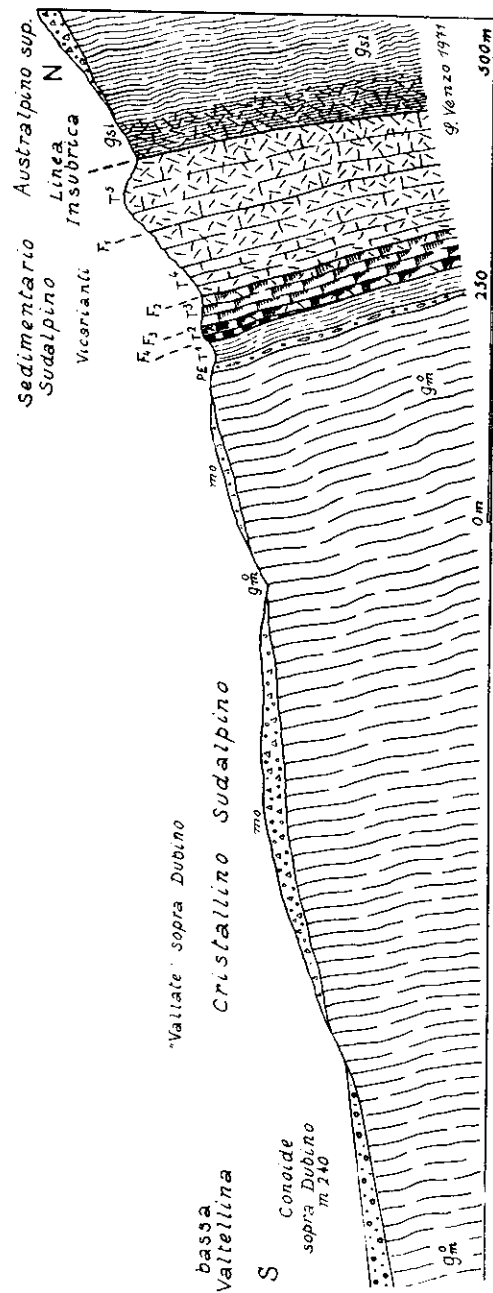


Fig. 1 — Schizzo lungo il vallone delle « Vallate » sopra Dubino, versante ovest. Il Sedimentario sudalpino, strizzato a cuneo, è laminato ed intensamente milonitizzato lungo la « Linea Insubrica » (= « Linea del Tonale »), con 4 faglie vicarianti: g_m^0 = Gneiss di Mantello; PE = anageniti minute laminatissime (Permico); T^1 = scisti sericitici verdastri (Triassico inf.); T^2 = dolomia gialla nodulare (Anisico?); T^3 = dolomia gialla cataclastica, con interstrati marnosi violacei (Carnico? o Ladinico?); T^4 = dolomia grigio chiara e T^5 = dolomia bianca (Triassico sup.? o « Esino » - Ladinico), già usate per calce; g_{st} = Gneiss e micascisti del M. Tonale intensamente milonitizzati e grafitici nella zona di faglia; mo = morenico. (S. VENZO e R. CAESPI, 1966).

Triangia, nella più bassa Val Malenco di Sondrio, sino alla zona di Tresivio ad Est del foglio.

Nella più bassa Valtellina, sopra Dubino, la « *Linea Insubrica* » è particolarmente evidente lungo il vallone delle Vallate, dove le condizioni tettoniche sono illustrate dalla Fig. 1. Il cuneo di dolomie del Trias sup. (?) o del Ladinico (?) (T^4 e T^5), intensamente milonitizzate e con colossali specchi di faglia, già visibile sino al 1966 nella cava da calce (ril. S. VENZO e R. CRESPI), è potente circa 150 m; ma aumenta di spessore sino a 300 m più ad Ovest ed in alto, sul Monte di S. Giuliano (sopra Mezzomanico). La vecchia cava e parte degli affioramenti delle Vallate, sono ora mascherati per la costruzione della nuova Centrale idroelettrica.

La dolomia T^5 si trova in contatto cogli Gneiss e micascisti del M. Tonale (g_{st}), intensamente laminati, milonitizzati e grafitosi. A Sud della principale dislocazione si osservano 4 faglie vicarianti (F^1 , F^2 , F^3 , F^4), indicate nello schizzo della Fig. 1; ma altri minori specchi di faglia sono visibili qua e là, specialmente nelle dolomie bianche e grigie.

La Linea insubrica si segue più ad Est sul terrazzo di Cino-Cercino-Civo sino a Serone. Qui, a Sud di essa, in cuneo strizzato tra gli Gneiss di Mantello (g_m) e gli *Gneiss del M. Tonale*, si trova esigua lente di anageniti aporfiriche a ciottolini minuti di quarzo, del Permico (o Carbonifero?).

Più ad Est, la « Linea » interessa l'altipiano di Dazio e la più bassa Val Masino di Pilasco: le complesse condizioni tettoniche vengono illustrate dalle Figg. 2 e 3, a distanza di 1-1.5 km l'una dall'altra; nonché dalle Figg. 4 e 5.

Per maggiori dettagli nel tratto tra Serone e Montagna, rimando alla grande Carta a colori 25.000 con spaccati S. VENZO, R. CRESPI, 1971; ¹ di essa diedero Illustrazione riassuntiva S. VENZO e G. SCHIAVINATO nel 1970. ²

¹ S. VENZO, R. CRESPI, G. SCHIAVINATO, G. FAGNANI: *Carta geologico-petrografica delle Alpi insubriche valtellinesi tra la Val Masino e la Val Malenco (Sondrio) 1:25.000*. L.A.C., Firenze, 1970. « Mem. Soc. It. Sc. Nat. Milano », 1971 (in corso di stampa).

² S. VENZO, G. SCHIAVINATO: *Illustrazione riassuntiva della Carta geologico-petro-*

La Linea Insubrica, non affiorante in fondovalle ad Est di Masino, perché coperta dalle alluvioni, riappare nella zona ad Ovest di Berbenno, dove gli Gneiss di Morbegno (g_{ab}) si trovano in contatto con una lente di dolomia bianca milonitizzata, a sua volta fagliata contro i Micascisti e gneiss minuti con lenti di gneiss occhiadini della *Formazione della Punta di Pietra Rossa* (mf). Risulta perciò eliso anche il *Gneiss del M. Tonale*, sviluppato invece più a monte di Regoledo e nel vallone di Berbenno in grossa scaglia tettonica.

A Sud di Postalesio, presso il Cimitero (Ovest di Balzardo del foglio; v. Fig. 6), la Linea insubrica determina il contatto tra gli *Scisti di Edolo* (m_m = Scisti dei Laghi Auct.) e gli *Gneiss del M. Tonale* (g_{st}) laminati e milonitizzati, con lenti di pegmatite e di anfibolite; poco a Nord si trovano inoltre lenti di calcari cristallini. In allineamento, a Piatta (Ovest di Triangia), il terrazzo in depressione, è interessato dalla faglia con milonisi tra *Scisti di Edolo* e *Gneiss del M. Tonale*, con inclusione di una grossa lente selettiva di dolomia gialla nodulare (Anisico?) e di dolomia bianca, a Nord (Triassico sup.? o Ladinico?).

Nella gola della più bassa Val Malenco di Sondrio, in sponda destra, sulla mulattiera sopra il ponte in ferro sul Mallero, la Linea Insubrica risulta di nuovo evidenziata per la presenza di una ridotta lente di dolomia gialla cataclastica dell'Anisico (?), incuneata tra gli *Scisti di Edolo* a Sud e gli *Gneiss del Tonale* a Nord; questi sono laminati, neri per grafite ed intensamente milonitizzati.

Nella zona di Tresivio, illustrata dal Profilo 1:100.000 in calce al foglio, è presente una sinclinale di Permotrias costipata a cuneo, fagliata a sud contro gli *Scisti di Edolo* (m_m) ed a Nord contro gli *Gneiss del Tonale* (g_{st}): è quest'ultima la Linea Insubrica, qui mascherata da morenico, mentre la faglia meridionale può venir considerata vicariante, dato anche l'andamento subparallelo. Il Permico (PE) è costituito da *anage-*

grafica delle Alpi Insubriche Valtellinesi tra la Val Masino e la Val Malenco (Sondrio) 1:25.000 di S. VENZO, R. CRESPI, G. SCHIAVINATO e G. FAGNANI, 1970. « Boll. Soc. Geol. It. », 89, Roma, 1970, pp. 599-602.

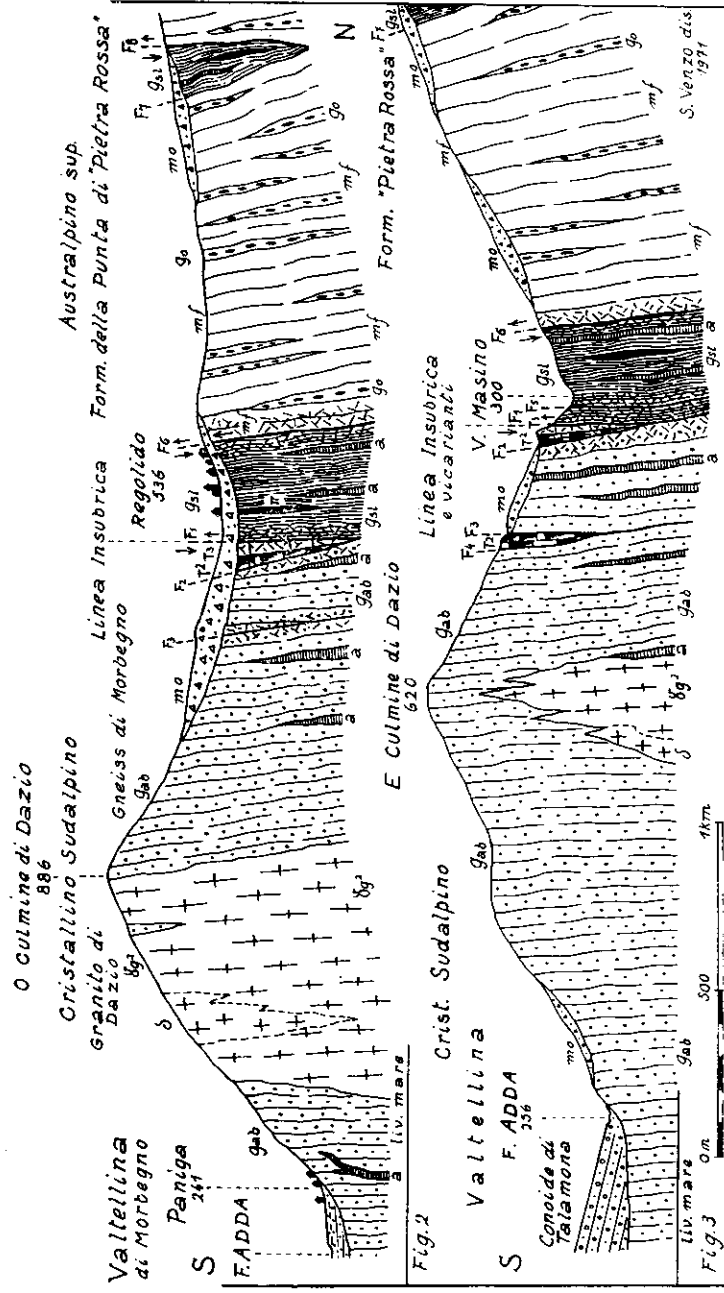


Fig. 2 — Sezione sul versante Nord della Valtellina di Morbegno da Paniga a Regoledo, colla « Linea insubrica » (= « Linea del Tonale ») e cuneo strizzato e milonitizzato di Sedimentario Sudalpino (affiorante 300 m ad Ovest), al contatto cogli Gneiss del M. Tonale (g_1), a loro volta intensamente laminati e milonitizzati (Australpino sup. - Sistema di Languard-Tonale); g_{ab} = Gneiss di Morbegno, a noduli di albite; a = lenti di anfibolite; γg^2 = Granito di Dazio (Ercinico), con passaggi a Gneiss dioritici (δ); T^2 = dolomia gialla nodulare (Anisico?); T^3 = dolomia bianca (Triassico sup.? o Ladinico?); g_{si} = Gneiss e micastisti del Tonale, con lenti di anfiboliti (a) e di pegmatiti (π); mf = « Formazione della Punta di Pietra Rossa », con lenti di « Gneiss occhiadini del Dosso di Cornin » (g_o); mo = morenico. F^1 = « Linea Insubrica »; F^2 , F^3 , F^4 , F^5 = vicarianti; F^6 = faglia con enorme rigetto, al contatto Gneiss del M. Tonale - Formazione della Punta di Pietra Rossa, con potente fascia di miloniti; F^7 e F^8 = faglie di scaglia embriicata e raddrizzata di Gneiss del M. Tonale entro la Formazione della Punta di Pietra Rossa.

Fig. 3 — Sezione 1 - 1,5 km ad Est della precedente. Sul versante Sud della bassa Val Masino, che è incisa nel Gneiss del M. Tonale, lungo la « Linea Insubrica », è presente il Ladinico (?) e l'Anisico, strizzati a cuneo e milonitizzati; altro ridotto cuneo di Anisico è fagliato (F^2 - F^3) poco a Sud, entro gli Gneiss di Morbegno. Il Granito di Dazio viene ad affiorare 600 m ad Est, alla base del Culmine, colla diorite e l'anfibolite. All'estremo Nord del profilo, la Formazione della Punta di Pietra Rossa include una scaglia di Gneiss del M. Tonale, seguita più a monte da altre due.

(S. VENZO e R. CRESPI, 1970).

niti minute, verdastre e laminate, mentre il nucleo della sinclinale, rad-drizzato e costipato, è testimoniato dal Servino (T¹), a *scisti sericitici chiari e scisti sericitico-cloritici calcarei verdastri, con banchi di calcare, di siderite e barite*. Essi, più compatti e selettivi, costituiscono il nucleo sinclinale del M. Calvario e la zona dell'Albergo Miravalle, sull'orlo del ripido versante valtellinese, a Sud di Tresivio (accennato in calce al foglio). Poco ad ESE di quest'abitato, si trova un cuneo sinclinale con ridotto nucleo di Servino, fagliato a Nord contro dolomie gialle (Anisico?), lungo una dislocazione deviata a SE rispetto alla Linea Insubrica. Tale dislocazione, mascherata tutt'attorno da morenico, è forse rapportabile al sistema di faglie della « Linea del Porcile » (Schema Tettonico in calce al foglio), che confluisce a Sud della Valtellina, nella zona di Sazzo (Ovest Foglio « Tirano » e suo Schema Tettonico). Qui è conservata tra faglie, una lente strizzata di anageniti aporfiriche (Carbonifero?), porfiriche (PE), e di arenarie conglomeratiche scistose e scisti sericitici (PE - T¹).

Più ad Est, la Linea Insubrica, sempre con lo stesso andamento O-E, si sviluppa per tutto il Foglio « Tirano », passando a Teglio e Boalzo, dove attraversa la Valtellina, deviata a NNE, per risalire la valle del fosso Rivalone (Stazzona - S. Rocco) sino a M. Padrio. Ancora più ad Est, essa attraversa la Valcamonica, poco a Sud di Monno-Incudine, donde risale sino al Passo del Tonale (Foglio « M. Adamello »), per proseguire ad ENE sino a Dimaro ed oltre. Qui confluisce e la taglia da SSO la « Linea delle Giudicarie » (Schema Tettonico in calce al Foglio 20 (« M. Adamello », Mag. Acque Venezia, 1953). La Linea del Tonale era conosciuta prima della Linea Insubrica (CORNELIUS-FURLANI, 1930). Non essendovi dubbio trattarsi sempre della medesima colossale dislocazione (vedi anche Schema Tettonico Foglio « Sondrio » e quello del Foglio « Tirano »), S. VENZO e G. FAGNANI nel 1954 la distinsero in Valtellina come « Linea del Tonale », nome conservato ora anche da GANSSER (1968).

Essa fa parte della colossale linea di dislocazione sviluppata dal Canavese al Passo del Tonale, alla Val di Sole ecc., che prosegue ad oriente in quella delle Caravanche. Come appare schematizzato nella Tav. 1 di pag. 16, ad Est di Dimaro, la Linea del Tonale è tagliata dalla più recente

Linea delle Giudicarie (post-oligocenica; lembo oligocenico di Samoclevo, G. DAL PIAZ, 1926).¹

La Linea Insubrica, con rigetto subverticale in Valtellina anche sino a 10.000 m (su basi petrografiche), permise l'imponente sollevamento e l'affioramento a Nord di essa dell'Archeozoico sup. (specialmente il « Tonale »), che si trova in faglia coi lembi permo-triassici del sedimento sudalpino. La Linea è ritenuta di origine ercinica, come la più tradizionale Linea del Porcile (Schema Tett.), con forti ringiovanimenti del Terziario durante l'Orogenesi alpina. La presenza di striature orizzontali Est-Ovest nelle miloniti e negli specchi di faglia lungo la Linea del Tonale, riscontrata da GANSSER (1968, foto p. 135, fig. 5) nella Gola ad Est di Livo (O Lago di Como), testimonia movimento longitudinale trascorrente (o di parafora) destrorso. La mancanza di qualsiasi corrispondenza tra le formazioni e le rocce a Nord ed a Sud della Linea in tutta la Valtellina e sino al Tonale, starebbe pure ad indicare un forte spostamento orizzontale. Durante l'Orogenesi alpina, la Linea Insubrica doveva comunque andar soggetta a fratture e dislocazioni tali da permettere l'intrusione, nell'Oligocene inf., del massiccio di Val Màsino-Bregaglia (30 milioni di anni) e della piccola intrusione più tardiva della Granodiorite di Triangia (Sondrio). Non è ancora dimostrato se i movimenti verticali possano essere specialmente Tardo-alpini (Miocene sup.), poiché ora la Linea è sismicamente inattiva.

C) LINEAMENTI STRUTTURALI DELLE AUSTRIDI (figg. 1-6 e Schema Tettonico in calce al foglio) (S. VENZO, R. CRESPI)

Le Austridi, che costituiscono l'ampia fascia nord-valtellinese, delimitata a Sud dalla *Linea Insubrica* (o *Linea del Tonale*), sono distinte in: *Sistema di Languard-Tonale* (Australpino sup.; in viola nello Schema Tettonico) e *Sistema del Bernina* (Australpino inf.; in verde oliva). Il primo,

¹ G. DAL PIAZ: *Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al Massiccio di M. Croce nell'Alto Adige*. « Atti Accad. Sc. Veneto-Trent.-Istr. » (3^a s.), vol. XVII, Padova, 1926.

che è il più meridionale, è suddiviso in *Cristallino del Tonale* (Gneiss del M. Tonale, Micascisti della Cima Rovaia), e in *Cristallino della Punta di Pietra Rossa* (Granito del M. Rolla e Formazione della Punta di Pietra Rossa).

Il *Sistema del Bernina*, in posizione più settentrionale, è distinto in: *Sedimentario più o meno metamorfico del Bernina* (M. Arcoglio), e *Cristallino del Bernina* (Gneiss granitico del Pizzo Mercantelli e Gneiss del M. Canale). Come è chiarito nello Schema tettonico e nella Tav. 1 di pag. 16, le Austridi sono delimitate a Nord da un piano di sovrascorrimento, al contatto col *Pennidico sup.*: falda Margna ad Ovest della Val Malenco e falda Sella ad Est.

Nel tratto occidentale del foglio, ad Ovest della Val Masino, la fascia di cristallino delle Austridi è fortemente ristretta per la presenza del Massiccio intrusivo oligocenico (Quarzodiorite del M. Bassetta). Il Cristallino della Punta di Pietra Rossa (in giallo sul foglio), fortemente ridotto per elisione tettonica, è testimoniato solo dalla scaglia tettonica di Cino e dalle due piccole scaglie entro agli Gneiss del M. Tonale, a monte di Dubino (estremo Ovest del foglio). Infatti nel tratto Civo-Cino-Mezzo-manico, gli Gneiss del Tonale, a loro volta ridotti in spessore, si trovano in contatto — mediante lenti di anfibolite — con la Quarzodiorite del M. Bassetto, mentre la Formazione della Punta di Pietra Rossa manca del tutto.

L'Australpino è delimitato, come si è già accennato, a Sud dalla Linea Insubrica (= Linea del Tonale), illustrata nel capitolo precedente; mentre a Nord esso è delimitato dalla grande faglia con fascia milonitica (F^5 dei profili 5 e 6), che lo disloca entro il Pennidico sup. (Falda Margna). Questa imponente dislocazione è subverticale ad Ovest del M. Arcoglio (figg. 4 e 5), inclinata sui 65° - 60° sul versante Nord dell'Arcoglio (fig. 6); mentre risulta inclinata sui 70° - 80° Sud, ad Est della Val Malenco (versante Sud del M. Palino). Essa presenta debole sovrascorrimento (linea rossa a trattini nello Schema Tettonico), e delimita il verdino del « Cristallino del Bernina » (Austridi inf.) coll'arancione chiaro del « Cristallino della Margna » (Pennidico sup.). Nel tratto orientale del foglio, ad Est

della Val Malenco di Torre S. Maria, risulta ampiamente incuneato il « Cristallino della Falda Sella » (in arancione vivo nello Schema) che manca e che risulta tettonicamente eliso più ad Ovest.

Come risulta più in dettaglio dai profili delle Fig. 4-6, l'Australpino sup. è costituito a Sud dal Sistema di Languard-Tonale: Cristallino del Tonale (g_{st}) e Cristallino della Punta di Pietra Rossa; quest'ultimo è rappresentato dalla Formazione della Punta di Pietra Rossa (mf), che nel tratto Nord (profilo 6) ingloba il Granito ercinico di M. Rolla (γg). Questo si sviluppa ad Ovest con numerose digitazioni e grossi filoni, chiari, compatti e selettivi, alternanti entro alla stessa formazione. Essi si sviluppano verso Ovest per una decina di chilometri, sino presso Monastero in Val Maroggia. Ad Est del M. Rolla, il granito ercinico si sviluppa per altri 8 km sino al limite orientale del foglio. Più ad ENE, nel contiguo Foglio « Tirano », il granito si sviluppa ampiamente nella zona dell'alta Val di Ron sino ad Ovest della media Val Fontana. Evidentemente il Granito del M. Rolla fa parte della medesima falda della Formazione della Punta di Pietra Rossa (Australpino sup.), come confermato dalla presenza in esso di una grossa lente a scaglia fagliata della Formazione della Punta di Pietra Rossa, col suo Gneiss occhiadino (versante S0 del M. Rolla).

Il profilo della Fig. 4, *Culmine di Dazio-Marонера*, illustra le condizioni tettoniche degli Gneiss del M. Tonale (g_{st}) e della Formazione della Punta di Pietra Rossa (mf), con banchi rovesciati sugli 80 - 85° a Nord; per evidente sottospinta da Sud. Verso NNO, nella zona di Maronera, la Pietra Rossa si trova in contatto tettonico colla Quarzodiorite del M. Bassetta ($z\bar{z}$): la sua potenza risulta qui ridotta a circa 3 km, sia per elisione a Sud (F^1), come pure per quella verso Nord (F_1). Entro alla Pietra Rossa, colle sue lenti di Gneiss occhiadini (g_0), sono fagliate 2 scaglie costipate e raddrizzate di Gneiss del M. Tonale. Nella fig. 5, sul versante orientale della Val Masino, le scaglie di Gneiss del M. Tonale entro alla Formazione della Punta di Pietra Rossa si ripetono tre volte.

Nella fig. 4, a N di Rigorso, quest'ultima formazione presenta differenziazione in Gneiss anfibolici (g_a), mentre più Nord, su ambedue i versanti della Val Masino, la stessa presenta passaggio molto più potente,

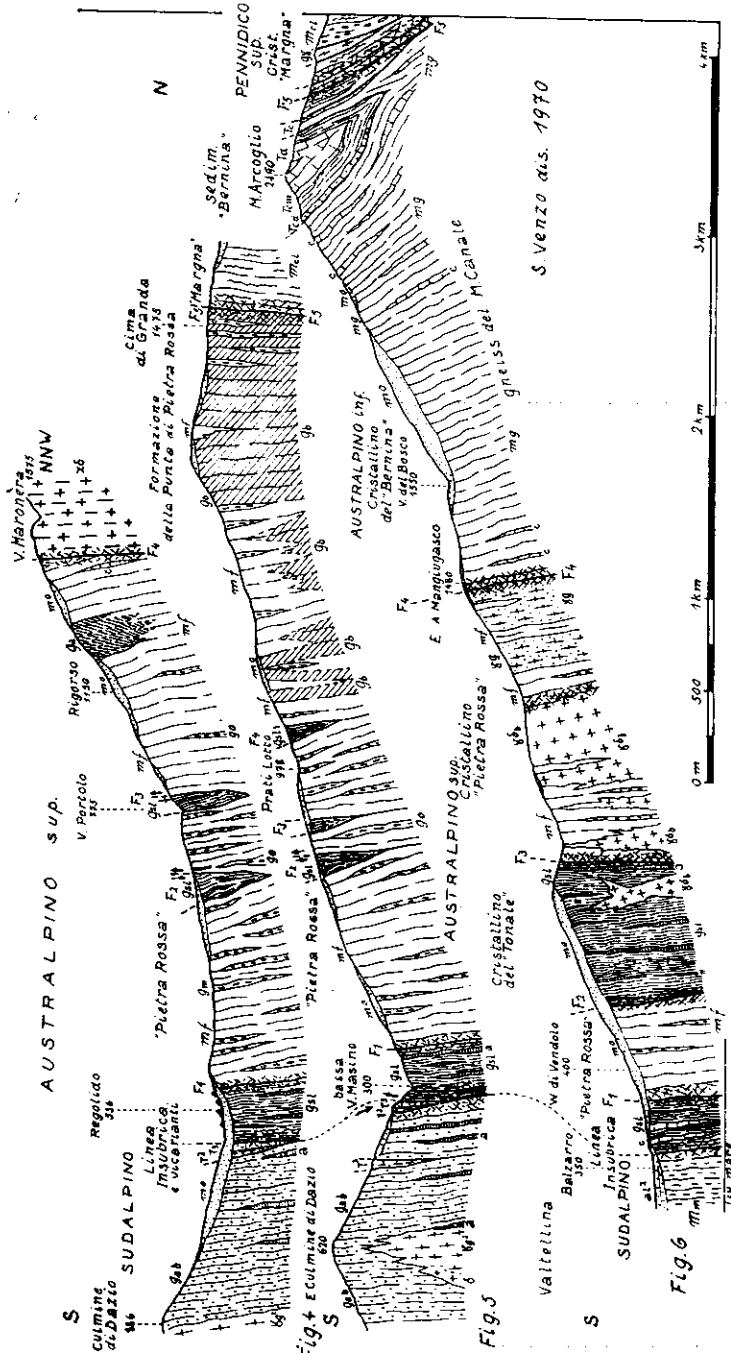


Fig. 4 — Sezione *Culmine di Dazio - Maronera*. γg^2 = granito di Dazio, con passaggi a gneiss dioritici (\mathcal{G}); g_{ab} = Gneiss di Morbegno (Cristallino sudalpino), con lenti di anfibolite (a); T₂ e T₃ = cuenco di dolomie dell'Anisco-Ladimico?; g_{st} = Gneiss del M. Tonale; mf = Formazione della Punta di Pietra Rossa, con lenti di Gneiss occhiadini (g_o); membro del Dosso Cornin), e con passaggi a Gneiss anfibolici (g_n); $\alpha \mathcal{G}$ = Quarzodiorite del M. Bassetta. F₁ = faglia con intensa milonisi tra « Tonale » e « Pietra Rossa »; F₂ e F₃ = faglie delimitanti le scaglie di « Tonale » entro alla « Pietra Rossa »; F₄ = contatto tettonico « Pietra Rossa » - Diorite laminata e milonitizzata.

Fig. 5 — Sezione *E del Culmine di Dazio - bassa Val Masino*. Il « Tonale » (Australpino sup.; Falda Campo Auct.) è milonitizzato in corrispondenza della Linea Insubrica e della F₁, al contatto colla « Pietra Rossa » (mf). Strizzate e fagliate entro quest'ultima le 3 scaglie embriciate di « Tonale » - F₂, F₃ e F₄. Da Nord dei Prati Lotto a Granda, la « Pietra Rossa » passa a Gneiss con fiamme di biotite (g_b), talora a tessitura occhiadina. La F₃ si trova al contatto tra « Pietra Rossa » (Australpino sup.) ed i Micasisti del M. Acquanera della Falda Margna (Pennidico sup.).

Fig. 6 — Sezione *Ovest di Balzarro - M. Arcoglio, sul versante occidentale della Valle del Bosco, di Vendolo*. Ad Ovest di Balzarro, presso il Cimitero di Postalesio, affiorano gli Scisti di Edoblo (m_m), in contatto tettonico lungo la Linea Insubrica col « Tonale » (g_{st}). La F₁ determina il contatto « Tonale » - « Pietra Rossa » (mf); tra la F₁ e la F₂, la « Pietra Rossa » colle sue lenti di gneiss occhiadini; tra F₂ e F₃, entro alla Pietra Rossa, grossa intercalazione di « Tonale ». La F₃ faglia il « Tonale » colla « Pietra Rossa », ambedue intrusi dalle propaggini occidentali della Granodiorite di Triangia (γ_b^D ; Oligocene medio-sup.). Sul versante Sud dell'Alpe Mangiasco, il Granito del M. Rolla (γg ; Ercinico), ancora dell'Australpino sup., si trova il contatto tettonico (F₄) cogli Gneiss del M. Canale (mg; Cristallino del Bernina), dell'Australpino inf. Il M. Arcoglio è costituito da sinclinale pizzicata e fagliata di Sedimentario più o meno metamorfico del « Bernina »; Tcd = calcari dolomiti cristallini, Tcm = calcari maronosi grigi fogliettati, Tc = calcari cristallini bianchi, Td = dolomie cristalline gialle cavernose. La F₃, con vicarianti, indica la fronte di falda delle Austridi sul Pennidico sup. (Cristallino della Falda Margna, a Micasisti, con lenti occhiadine, del M. Acquanera = m_a); l'inclusa lente massiccia e selettiva g_r è di Gneiss granitici del Pizzo Mercantelli, in struttura a scaglia strizzata e fagliata entro i Micasisti del M. Acquanera.

(S. VENZO e R. CRESPI, 1965-68).

a Gneiss con fiamme di biotite (g_b). Nel profilo della fig. 5, i g_b sono alternanti o prevalenti da Nord dei Prati Lotto alla Cima di Granda. Appena a Nord, la Pietra Rossa è dislocata lungo la F_5 , con milonisi ed inclinata sugli 85° S, contro il Cristallino della Margna (Pennidico sup.).

Nel profilo della Fig. 5 dal Culmine di Dazio a Cima Granda tra Rossa (mf) risulta sui 4 km, ma essa è fagliata ed elisa ai limiti Sud e Nord. Gli Gneiss del M. Tonale a Sud di essa, risultano dislocati e milonizzati, verso Sud, in corrispondenza della Linea Insubrica, con forte rigetto in salita; a Nord, essi sono fagliati dalla F_1 e fortemente cataclastici, sfattici e frananti, in corrispondenza della strada provinciale della bassa Val Masino, che pertanto si dovè proteggere con muri in cemento. Lo spessore degli Gneiss del M. Tonale, sezionati obliquamente, facilmente erodibili ed incisi dal Torrente Masino, a monte dell'abitato di Masino nella zona della vecchia Centrale, è tettonicamente ridotto a soli 500 metri, mentre nell'abitato la formazione si restringe e si riduce ulteriormente, cosicché il ripido versante roccioso sopra le case orientali, è costituito dalla Formazione della Punta di Pietra Rossa coi suoi Gneiss occhiadini.

Ad Ovest di Roncaglia (a monte di Dazio), la Formazione della Punta di Pietra Rossa diminuisce di potenza sino a mancare più ad Ovest, sopra Civo-Mello-Cercino, dove gli Gneiss del M. Tonale si trovano in contatto tettonico colla Quarzodiorite del Bassetta. Solo a monte di Cino (zona Ovest del foglio), è conservata entro gli Gneiss del M. Tonale una lente di Formazione della Punta di Pietra Rossa.

Nel profilo della fig. 6, da Ovest di Balzarro al M. Arcoglio, gli Gneiss del M. Tonale più meridionali, con lenti di calcari cristallini, di anfibolite e pegmatite, che affiorano presso il Cimitero di Postalesio, sono fagliati dalla Linea insubrica contro gli Scisti di Edolo (m_m = Cristallino sudalpino), e ridotti a soli 300 m di potenza. Seguono a monte 500 m di Formazione della Punta di Pietra Rossa a banchi rovesciati $80-85^\circ$ N.

Tra la F_2 e la F_3 riappaiono circa 800 m di Gneiss del M. Tonale, in grossa scaglia a cuneo. Infatti la F_3 e la Formazione della Punta di Pietra Rossa mf al contatto, risultano subverticali. Sia gli Gneiss del

M. Tonale che la Formazione della Punta di Pietra Rossa sono intrusi dalle propaggini occidentali della Granodiorite di Triangia (Miocene?, in rosso γc_b), con metamorfismo di contatto nella Formazione della Punta di Pietra Rossa stessa. La Granodiorite si sviluppa ad Est sino nella gola del Torrente Mallero di Mossini - Ponchiera (più bassa Val Malenco), con propaggine più ad Est sino alla Madonnina di Montagna. Sul versante Sud dell'Alpe Manglugasco, nella fig. 6 (NO di Prà Sterli), la Formazione della Punta di Pietra Rossa presenta potenti alternanze di Granito del M. Rolla (γg), nel quale sono incluse lenti della formazione suddetta.

Lungo la F_1 , con laminazione e milonisi evidente sul versante Nord del M. Rolla ed alla Bocchetta di Valdone, il Granito del Rolla (Australpino-sup.) viene in contatto cogli Gneiss del M. Canale (mg = Cristallino del Bernina), dell'Australpino inferiore. Gli Gneiss del Canale, ad Ovest, nell'alta Val Postalesio dall'Alpe Caldenno sino al Vignone-Pizzo Mercantelli, sono interessati dagli Gneiss granitici del Pizzo Mercantelli, talora con tessitura massiccia e selettivi. Essi, distinti in rosso $g\gamma$ sul foglio, presso l'Alpe Caldenno, danno luogo a digitazioni multiple entro agli Gneiss del M. Canale. Questi ultimi, a Nord degli Gneiss granitici e ad Ovest del Poggio del Cavallo (caratteristico per le grosse lenti bianche di calcari cristallini), si restringono per elisione tettonica; cosicché a Sud di S. Quirico (Scermendone), gli Gneiss granitici del Pizzo Mercantelli si trovano in contatto tettonico contro i Micascisti del M. Acquanera (m_{et} = Cristallino della Margna).

A Sud degli Gneiss granitici del Pizzo Mercantelli, nell'alta Val Maroggia (SE di Oligna), gli Gneiss del M. Canale sono pure tettonicamente ridotti ed elisi, come dimostra il contatto Gneiss granitici del Pizzo Mercantelli - Formazione della Punta di Pietra Rossa, con filoni della prima formazione in scagliette tettoniche ripetute entro la seconda (testata delle valli di Maroggia e zona del Vèrdel).

Nel tratto Nord degli Gneiss del M. Canale (Fig. 6), è compresa la sinclinale pizzicata e fagliata di Sedimentario più o meno metamorfico del Bernina, che costituisce la Cima del M. Arcoglio (2490). Questo motivo tettonico venne già illustrato da S. VENZO nel 1954 (p. 208,

fig. 3). La cima selettiva a calcari dolomitici giallo chiari, è visibile da lontano e caratteristica. Il versante Nord, sempre interessato dal profilo 6, è fagliato dalla F_5 con due vicarianti, al contatto tra Gneiss del Canale (Australpino inf.) ed i Micascisti del M. Acquanera (m_a = Cristallino della Margna; Pennidico sup.): l'inclusa lente massiccia e selettiva $g\gamma$ è di Gneiss granitici del Pizzo Mercantelli, in struttura a scaglia strizzata e fagliata. A NO del Poggio del Cavallo le scaglie di tali gneiss sono due.

Ad Est della bassa Val Malenco, la Formazione della Punta di Pietra Rossa assume maggiore sviluppo, giungendo allo spessore di un paio di chilometri. Sopra l'abitato di Montagna, vi è inclusa una grossa alternanza di Gneiss del M. Tonale, a sua volta con una lente di Formazione della Punta di Pietra Rossa. Il motivo tettonico, sempre a banchi rovesciati sugli $80-85^\circ$ a Nord, si ripete a monte di Tresivio (spaccato in calce al foglio). A Nord del cuneo sinclinale permo-triassico di Tresivio, la Linea Insubrica si trova in contatto discordante con gli Gneiss del M. Tonale. Questi ultimi sono fagliati a Nord con la Formazione della Punta di Pietra Rossa della Val Rogna, con lenti di Gneiss occhiadini ($g\theta$), ed a monte con un grosso filone di Granodiorite di Triangia. A monte di esso, si trova la grossa scaglia di Gneiss del M. Tonale di Salvà - S. Stefano. A Nord (E dell'Alpe Arcino), riappare la Formazione della Punta di Pietra Rossa, a sua volta fagliata contro i Graniti del M. Rolla, disposti a cuneo.

Ad Ovest del Dosso Liscio, con morenico nel circo sopra l'Alpe Mara, il Granito del M. Rolla si trova in contatto tettonico (è dimenticata la faglia rossa sul foglio) con gli Gneiss del M. Canale a banchi inclinati $75-60^\circ$ Sud, che costituiscono il Corno Mara e le Cime di Rogneda, con lenti di calcari bianchi cristallini sopra l'Alpe Rogneda sino all'Alpe Lavigiola.

Nella Val di Togno sopra l'Alpe Rogneda, gli Gneiss del M. Canale si trovano in contatto tettonico colle Filladi della Cima Vicima (f_a) — con potente fascia a miloniti grafitose e netastre — che fanno parte della Falda Sella (Pennidico sup.). Quest'ultima è sviluppata nella zona M. Palino - M. Cavaglia.

La Falda Sella risulta molto più sviluppata ed estesa ad Est, nel

contiguo Foglio « Tirano », mentre ad Ovest del M. Palino, le Filladi della Cima Vicima si restringono a Dagua, per elidersi completamente nella zona a Sud di Melirolo, nella Val Malenco di Torre S. Maria. Più ad Ovest, in Val Torreggio sino nella zona a Nord del M. Arcoglio, gli Gneiss del M. Canale risultano fagliati contro i Micascisti del M. Acquanera (m_a , Falda Margna del Pennidico sup.); mentre la Falda Sella manca (vedi tratto Nord del profilo 6 e Schema Tettonico in calce al foglio).

D) LINEAMENTI STRUTTURALI DELLE PENNIDI. (R. CRESPI, A. MONTRASIO).

La zona pennidica compresa nel Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio » affiora nella parte settentrionale del foglio, ad esclusione dell'estremo settore nord-orientale, dove le unità pennidiche scompaiono al di sotto dei ricoprimenti austroalpini, qui rappresentati dalla falda Bernina.

L'affioramento delle Pennidi è determinato essenzialmente dalla *culminazione valtellinese* che porta a giorno alcune tra le unità più profonde dell'edificio alpino. Tra le unità tettoniche che formano la zona pennidica figurano infatti anche elementi delle falde simplo-ticinesi.

Peraltro la repentina immersione assiale verso Est della struttura generale porta le unità pennidiche a scomparire in quella direzione sotto elementi via via più superficiali. La scomparsa totale di tali unità sotto quelle austroalpine si realizza nel contiguo Foglio « Tirano », nei pressi del Lago di Poschiavo.

Gli elementi strutturali che compongono il complesso pennidico sono, dall'alto in basso, i seguenti: la *falda Sella* e la *falda Margna* (Pennidico superiore), la *falda Suretta* e la *falda Tambò* (Pennidico medio), la *falda Adula* (Pennidico inferiore).

Questi elementi, che costituiscono la zona nucleare dell'anticlinale valtellinese, partecipano ad uno stesso piegamento che si manifesta con un'ampia volta anticlinale asimmetrica, con il fianco meridionale (zona di radice) raddrizzato o addirittura rovesciato e fortemente inclinato a Nord, ed il fianco settentrionale mediamente o debolmente inclinato a

Nord o a NNE. La zona di culminazione della suddetta volta è inoltre complicata da piegamenti secondari, ugualmente orientati Est-Ovest, che interessano peraltro, almeno per ciò che si può osservare, soltanto le falde Suretta e Margna.

Nella descrizione delle unità pennidiche è opportuno distinguere tra i *nuclei gneissici* e loro *coperture mesozoiche* poco o nulla scollate dal loro basamento; mentre i primi costituiscono il cuore cristallino delle unità tettoniche, con struttura complessiva a grandi pieghe « anticlinali » coricate (falde di ricoprimento), le seconde hanno la struttura di « sinclinali » strizzatissime spesso fittamente scagliate che, insinuandosi tra i nuclei gneissici, li separano più o meno profondamente, talora fino nella « zona di radice », marcando la loro individualità di unità strutturali e la loro natura di falde di ricoprimento.

La *falda Adula*, che rappresenta l'elemento strutturale più profondo presente nel foglio geologico in esame, affiora con la sua estrema propaggine orientale nel settore nord-occidentale del foglio stesso, ad Ovest del massiccio intrusivo terziario di Val Mäsino-Val Bregaglia. Essa è costituita qui da gneiss granitoidi (Gneiss del M. Provinaccio, Gneiss del M. Gruf) che richiamano molto da vicino gli « gneiss lepontinici » i quali rientrano nel dominio del metamorfismo alpino di tipo profondo. L'unità Adula forma in questa zona un'ampia volta con il fianco meridionale corrispondente al crinale del M. Provinaccio ed il fianco settentrionale all'alta Val Codera ed al massiccio del M. Gruf. La copertura mesozoica della falda Adula è molto sviluppata a Nord-Ovest del presente foglio, dalla Val Mesocco fino a Chiavenna. Ad essa si ricollegano, probabilmente, le Pietre Verdi di Chiavenna, la cui età mesozoica non è peraltro ancora dimostrata.

Alla *falda Tambò* si possono attribuire con certezza soltanto le rocce gneissiche affioranti sui due versanti della bassa Val Bregaglia (Gneiss di Villa di Chiavenna) che risultano separate dalle formazioni dell'unità Adula da un'importante zona cataclastica e dalle già citate Pietre Verdi di Chiavenna (anfiboliti, serpentine ed oliviniti). Peraltro si tende, da parte di alcuni autori, ad attribuire al cristallino della falda Tambò gli Gneiss del M. Gruf (= Gneiss granitici del Pizzo Prata) che giacciono

in concordanza con gli Gneiss di Villa di Chiavenna e con le Pietre Verdi di Chiavenna, mentre sarebbero leggermente discordanti con gli Gneiss del M. Provinaccio.

Il sicuro nucleo cristallino della *falda Suretta*, che a Nord di Chiavenna (fogli contigui) si sviluppa per una lunghezza di oltre 30 km in senso N-S e con uno spessore massimo di 7000 m circa, compare qui in due affioramenti esigui. Il primo si trova nella bassa Val Lanterna ad Est di Lanzada, al nucleo di una pronunciata culminazione anticlinale che porta a giorno, insieme al suddetto nucleo (Micascisti di Lanzada) una potente serie carbonatica con ogni probabilità triassica, e delle rocce verdi di tipo prasinitico (Prasiniti di Tornadri) presumibilmente mesozoiche. Tutte queste formazioni, ivi compreso il nucleo cristallino ed alcuni esigui lembi di serpentine molto laminate, si alternano ripetutamente, probabilmente grazie ad intime implicazioni tettoniche. La culminazione locale della bassa Val Lanterna, debolmente asimmetrica avendo un piano assiale fortemente inclinato verso Nord, presenta una brusca immersione assiale sia verso Est che verso Ovest, e grazie a ciò essa scompare rapidamente sotto le Serpentine della Val Malenco, traducendosi all'affioramento in una piccola struttura ovoidale.

Il secondo affioramento del nucleo cristallino della falda Suretta, che si trova immediatamente ad occidente del M. Disgrazia, tra le Serpentine della Val Malenco ed il margine orientale del massiccio intrusivo di Val Mäsino-Bregaglia, rappresenta probabilmente il prolungamento occidentale della culminazione della bassa Val Lanterna. Questa è interessata, in tale direzione, da un forte innalzamento assiale, accentuato dall'intrusione del massiccio di Val Mäsino-Bregaglia, la quale ha provocato sul suo margine orientale un sollevamento generale delle formazioni incassanti.

Molto incerta appare l'assegnazione degli Gneiss di Val Sissone al cristallino della falda Suretta, date le loro spiccate analogie petrografiche con gli Gneiss del M. Provinaccio attribuiti alla falda Adula. Tale assegnazione è giustificata unicamente dalla contiguità con formazioni (Anfiboliti del M. Forno, calcari del Vazzeda) sicuramente appartenenti alla

suddetta falda. Peraltro tale contiguità potrebbe essere spiegata in maniera diversa della appartenenza ad una stessa unità strutturale.

Parimenti incerta è l'attribuzione al cristallino Suretta degli Gneiss della Valle dei Ratti, affioranti ad occidente del corpo principale del massiccio intrusivo di Val Màsino-Bregaglia.

Nel Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio » la falda Suretta, più che dal suo nucleo cristallino pre-carbonifero, è rappresentata dalla sua copertura mesozoica. Questa comprende in primo luogo la grande massa delle Serpentine della Val Malenco con l'appendice delle Anfiboliti del M. Forno, e, subordinatamente, calcari triassici e calcescisti giurassici.

I calcari triassici affiorano in due masse cospicue, nella bassa Val Lanterna, come involucro del nucleo cristallino della Suretta, ed al M. Vazzedà a contatto con le anfiboliti del M. Forno e con gli Gneiss di Val Sissene. Altre formazioni carbonatiche, attribuite da STAUB ai Calcescisti giurassici, affiorano in seno alla massa serpentinoso a Ovest di Franschia nei pressi delle Cave di amianto, a Nord del Lago Palù e sul basso versante orientale della Val Muretto italiana. Il suddetto Autore assegna a questa formazione anche le breccie ofiolitiche a cemento carbonatico affioranti tra la Val Ventina e la Val Giunellino.

L'assetto strutturale delle Serpentine della Val Malenco è determinato dalla grande anticlinale valtelinesa alla quale partecipano anche le unità sotto e soprastanti. Questa volta risulta complicata nella sua regione dorsale da due culminazioni minori debolmente divergenti verso Ovest: quella già citata della bassa Val Lanterna che si prolunga verso occidente fino al M. Disgrazia e che si riconosce verso oriente fino a Prabello ed oltre (Pizzo Scalino, nel contiguo Foglio « Tirano ») e quella, meglio individualizzata, corrispondente all'allineamento Quota 2522 (SW della Sassa d'Entova) - Quota 2921 (N di Sasso Nero) - M. delle Forbici - Sasso Moro - M. Spondascia (nel Foglio « Tirano ») - Passo di Ur (nel Foglio « Tirano »). Dal Sasso Moro (q. 3108) la linea assiale di questa seconda culminazione si abbassa sia verso Ovest che verso Est, ma molto più rapidamente in quest'ultima direzione. Tra queste due culminazioni secondarie si individua una depressione abbastanza marcata, corrispondente all'allineamento S. Giuseppe-Lago Palù-M. Roggione-Alpe Cam-

pascio-Piano di Campagneda, occupata da masse cospicue di formazioni appartenenti alla soprastante falda Margna.

Le strutture testé descritte risultano molto ben evidenziate nelle sezioni I del Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio » e del contiguo Foglio « Tirano ». I rapporti tra le Serpentine della Val Malenco e le soprastanti unità della falda Margna sono caratterizzati ovunque da un importante orizzonte di movimento che normalmente si manifesta attraverso vistosi fenomeni cataclastici e milonitici nonché limitati scagliamenti. Localmente i suddetti rapporti risultano tuttavia molto più complessi: nella media Val Malenco, tra Torre S. Maria ed i Corni Bruciati, in « zona di radice », i fenomeni di scagliamento reciproco sono molto più evidenti, coinvolgendo masse cospicue delle formazioni a contatto; inoltre nel settore occidentale dell'alta Val Malenco, tra Chiesa in Val Malenco e Chiareggio, ai fenomeni di scagliamento, che sono ancora più grandiosi, si aggiungono dei fenomeni di inviluppo reciproco tra le serpentine ed il cristallino della falda Margna.

Il cristallino della *falda Margna* comprende varie formazioni parametamorfiche più o meno ricche di intercalazioni carbonatiche ed una formazione (Scisti anfibolici del Lago Pirola) di origine eruttiva basica. In « zona di radice » il cristallino della Margna si sviluppa dal margine orientale del foglio fino alla media Val Màsino, a Sud di Cataeggio. Esso presenta qui una giacitura oscillante attorno alla verticale, con forti immersioni verso Nord prevalenti tra la Val Màsino e la Val Malenco e forti immersioni verso Sud ad oriente di quest'ultima incisione. In qualche punto (ad es. fianco destro della media Val Malenco a Sud di Caspoggio) si osservano giaciture anomale dovute a fenomeni del tutto locali. Dei rapporti strutturali tra il cristallino della Margna e le Serpentine della Val Malenco in questa zona di radice si è già detto in questo stesso capitolo. Quanto ai rapporti con le unità soprastanti si osserva che ad oriente della Val Malenco la falda Margna è sormontata dal cristallino della falda Sella, mentre ad occidente della stessa valle, in conseguenza della elisione tettonica di quest'ultima unità, il contatto avviene con la falda Bernina. In ambedue i casi il limite è marcato da vistosi fenomeni cataclastici.

Nell'alta Val Malenco, in zona dorsale della falda, il cristallino della Margna presenta una maggiore varietà di motivi strutturali. Sul versante Sud del massiccio del Bernina, a partire dal margine orientale del foglio verso Ovest, il suddetto cristallino aumenta progressivamente di spessore passando da poche decine di metri a quasi un migliaio di metri sul versante meridionale del Pizzo Tremoggia, e a spessori ancor più rilevanti sul versante orientale della Val Muretto. Parallelamente ad un aumento di spessore verso occidente si verifica una maggiore differenziazione litologica del cristallino della Margna al quale partecipano, insieme ai Micascisti del M. Acquanera, la Formazione del M. Senevedo, gli Gneiss di Chiareggio e gli Scisti anfibolici del Lago Pirola.

Lungo le pendici meridionali del gruppo del Bernina la giacitura d'insieme è molto omogenea con direzione oscillante tra Est-Ovest e ESE-WNW, e pendenze da medie a deboli verso Nord e NNE. Invece nella zona compresa tra Chiesa in Val Malenco e Chiareggio, in conseguenza dei già citati fenomeni di scagliamento e di implicazioni reciproche tra il cristallino della Margna e le serpentine, le giaciture variano bruscamente da luogo a luogo.

In concomitanza con il progressivo aumento di spessore del cristallino della Margna, anche la sua copertura sedimentaria subisce un fenomeno analogo. Tale copertura, che forma con le unità con cui viene a contatto una complessa zona di scaglie listriche, passa da pochi metri nei pressi dell'Alpe Fellaria ad uno spessore complessivo di alcune centinaia di metri tra la Valle di Scerscen ed il gruppo Entova-Malenco-Tremoggia; da qui essa prosegue in territorio elvetico. Un estremo lembo della copertura sedimentaria della Margna si realizza nei pressi dell'Alpe Painale nell'alta Val di Togno, in piena zona di radice delle falde pennidiche.¹ Questa complessa zona a scaglie rappresenta quindi una separazione molto profonda tra i nuclei cristallini delle falde Margna e Sella.

¹ Un collegamento diretto tra questo lembo ed i più cospicui affioramenti di rocce permo-mesozoiche del versante meridionale del gruppo del Bernina si realizza verso oriente nell'alta Val Malenco orientale, nella Valle di Poschiavo e nell'alta Val di Togno (v. Foglio geologico 19 « Tirano »).

La *falda Sella*² si presenta in due distinte zone di affioramento: in « zona di radice » ad oriente della media Val Malenco ed in zona dorsale sul versante meridionale del gruppo del Bernina. In zona di radice questa unità tettonica è rappresentata in prevalenza dalle Filladi della Cima Vicima che si alternano agli Gneiss del Pizzo Sareggio; vi partecipa anche l'estrema propaggine occidentale delle rocce dioritiche e granitiche che formano il Pizzo Painale (V. Foglio « Tirano »). In quest'area la giacitura dei banchi varia da mediamente a fortemente inclinata verso Sud, fino a subverticale, mentre la direzione oscilla debolmente attorno ad Est-Ovest. La scomparsa della falda Sella ad occidente della Val Malenco è imputabile principalmente agli imponenti fenomeni di schiacciamento che hanno colpito in modo particolare la zona delle radici.

Nella zona dorsale il cristallino della Sella, costituito principalmente dalle Filladi della Cima Vicima, dalla Diorite del Pizzo Sella e dalle rocce granitiche delle Cime di Musella, giace in sostanziale concordanza con le unità strutturali sotto e soprastanti, mediamente o debolmente inclinate a Nord o a NNE.

² Per quanto riguarda l'attribuzione di questa unità tettonica al Pennidico più elevato piuttosto che all'Austroalpino inferiore si vedano le Note illustrative del Foglio « Tirano » (v. Tettonica).

VI — MORFOLOGIA

(A. MONTRASIO)

La morfologia del territorio compreso nel Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio » presenta un carattere essenzialmente giovanile, caratterizzato da rilievi elevati e da profonde incisioni vallive. Essa è il risultato dell'azione, talora combinata e talora alternata, dei ghiacciai e dei corsi d'acqua; tale azione risulta spesso guidata dalla costituzione litologica e dall'assetto strutturale del territorio nei quale si esercita.

L'elemento morfologico fondamentale del presente foglio è rappresentato dalla profonda ed ampia incisione della Valtellina che, con direzione Est-Ovest, attraversa tutto il foglio. Essa fa da limite tra il settore occidentale delle Alpi Orobie a Sud ed il settore sud-occidentale delle Alpi Retiche a Nord.

L'andamento della Valtellina è in stretto rapporto, in questo settore del suo decorso, con i lineamenti strutturali dei complessi sudalpino e nordalpino (Austridi e Pennidi), e più in particolare con l'andamento della Linea Insubrica che decorre lungo le propaggini inferiori del versante settentrionale valtelinese. E' da ritenere probabile anzi che la Valtellina si sia impostata originariamente nell'ampia zona cataclastica e milonitica che accompagna tale linea tettonica e che abbia spostato il proprio asse leggermente più a Sud, dalla posizione primitiva a quella attuale, grazie ad un lento slittamento in tale direzione, durante il suo progressivo approfondimento.

La Valtellina rappresenta, con la sua stessa profondità ed ampiezza, un elemento morfogenetico attivo in quanto, costituendo il livello di base locale delle acque dei due versanti, condiziona la direzione delle incisioni vallive secondarie che risultano quasi sempre trasversali ai lineamenti

strutturali; questi ultimi hanno, in questo caso, scarsa influenza sulla morfologia. Sono rare infatti le incisioni secondarie la cui direzione sia chiaramente guidata dalla struttura geologica; come esempi si possono citare la Val Torreggio (media Val Malenco), la Val Muretto (alta Val Malenco), la Valle di Sasso Bisolo (media Val Màsino), la Valle dei Ratti ed altre minori.

Altimetricamente la regione a Nord della Valtellina è dominata dai due massicci montuosi del Bernina (4050 m) e del Disgrazia (3678 m) molto articolati in creste minori e, grazie alla loro elevata altitudine media, ampiamente glacializzati. A Sud della Valtellina la struttura morfologica delle Orobie è più monotona ed uniforme; si tratta di una catena montuosa dalla struttura morfologica elementare con un crinale quasi rettilineo, diretto Est-Ovest, e quindi parallelo alla Valtellina, le cui quote maggiori si livellano sui 2500-2600 m di quota; solo il Pizzo del Diavolo di Tenda, verso oriente, raggiunge i 2900 m.

L'idrografia riflette molto bene questa situazione morfologica; sul versante settentrionale della Valtellina i due soli corsi d'acqua importanti, il T. Màllero (Val Malenco) ed il T. Màsino (valle omonima) hanno una struttura abbastanza gerarchizzata, mentre i corsi d'acqua del versante orobico scendono numerosi e paralleli, « a pettine », dal breve e ripido pendio che separa il crinale dal fondovalle.

L'analisi morfologica dei versanti delle principali vallate, mette in evidenza l'esistenza di sistemi di terrazzi morfologici, testimoni di antichi fondivalle. Nella Valtellina, ed in particolar modo sul suo versante settentrionale, si riconoscono almeno tre di questi antichi livelli di erosione, posti a quote differenti sul fondovalle e digradanti verso Ovest. La continuità di questi terrazzi morfologici si riconosce ancora molto bene nella Val Malenco, mentre è più difficilmente ricostruibile nelle altre valli minori.

VII — GEOLOGIA APPLICATA

(P. CASATI - G. FAGNANI - G. LIBORIO - A. MONTRASIO - A. MOTTANA)

Miniere

Nell'ambito del sedimentario sudalpino compreso nel presente foglio le manifestazioni minerarie sono numerose; alcuni giacimenti furono coltivati in passato mentre ora l'attività estrattiva è assai limitata. *Minerali di rame* (tetraedrite e calcopirite) erano estratti anticamente presso il Passo del Camisolo nella regione del Pizzo dei Tre Signori. Accanto ai minerali di rame il giacimento contiene anche *blenda* e *galena* in ganga prevalentemente baritica. Un filone a solfuri è anche quello del vicino Zuc di Valbona.

Giacimenti di *siderite*, prevalentemente di tipo filoniano e contenuti in varie formazioni sedimentarie, ma anche negli scisti cristallini, coltivati in passato ed anche nell'antichità, sono sparsi un po' ovunque. Ricordiamo quelli di Val Varrone, del Lago d'Inferno un po' a Nord-Ovest della diga, quelli della Valle di M. Sasso ad Est del M. Masoni, quello del Passo di Venina, ecc. Di un modesto giacimento essenzialmente a *siderite* e *barite* nel « Servino » presso Sponda (Val Brembana) si è da poco iniziata la coltivazione per l'estrazione di *barite*.

Nel cristallino delle Alpi Orobie sono note alcune piccole ricerche di minerali ferrosi (*siderite*) in Val Venina e nell'alta Val Madre (Casera Grassona): in entrambi i casi si tratta di sfruttamenti a cielo aperto di piccoli filoni, senza trattamento locale del minerale, già abbandonati alla fine del 1800 o ai primi del 1900.

Le risorse minerarie del versante settentrionale della Valtellina consistono essenzialmente nel talco e nell'amianto. Il *talco* viene estratto dai

diversi giacimenti della Val Malenco e della Val Lanterna. Il talco vero e proprio è sempre associato a rocce carbonatate cristalline nella zona di Mastabia, sopra l'Alpe Lago a 2010 metri di quota ed oltre, come pure alla Bagnada in Val Lanterna, ed a S. Anna a monte di Torre S. Maria. In altre zone, come ad esempio a Dos Sciaresa in Val Lanterna, viene estratta una roccia talcosa ed in parte cloritica, anch'essa associata a lenti di calcare cristallino. Ambedue questi materiali talcosi della Val Malenco e della Val Lanterna, anche se non raggiungono le caratteristiche di purezza dei talchi delle Alpi Occidentali, trovano vasto impiego in numerosi usi industriali.

Un altro tipico minerale della Val Malenco è l'*amianto*, estratto dalle litoclasti delle serpentine a Campo Frasca, al Cingias, all'Alpe Acquanera, a Scerscen, ed in altre località. La coltivazione delle miniere di amianto, presente in fibre di particolare lunghezza (sino a 2-3 metri) ha attraversato in questi ultimi anni fasi alterne.

La Val Malenco è anche nota per i numerosi minerali che in cristallizzazioni spesso notevoli sono stati ritrovati in varie località ben note ai collezionisti. Ricordiamo qui solo alcuni dei numerosissimi minerali rinvenuti a tutt'oggi nella zona: uno dei più interessanti e ricercati è il granato *demantoido*, andradite ferrifera dal tipico colore verde con varie tonalità. Si devono anche ricordare l'*artinite* e la *perowskite*, due specie minerali tra le più ambite dai collezionisti che battono la valle. Splendide cristallizzazioni di *quarzo*, anche di grandi dimensioni furono trovate al « Dosso dei cristalli », presso Frasca nelle cavità e negli anfratti di una potente lente di quarzo. Alcune pegmatiti furono oggetto di ricerca, ma non di sfruttamento, nell'alta Val Codera in diversi punti nella zona del Bivacco Vaninetti a monte dell'Alpe Sivigia. Interessante in queste pegmatiti è la presenza del *berillo* in cristalli di un delicato colore azzurro e dotati di discreta limpidezza; nelle stesse pegmatiti dell'Alpe Sivigia si rinvennero anche *granati* in cristalli idiomorfi con abito icositraedrico.

Cave

Nelle formazioni sedimentarie sudalpine l'industria estrattiva di ...

perficie ha una certa importanza nell'alta Val Brembana ove sono aperte diverse cave. Vi si estraggono materiali per coperture tegolari provenienti da due distinte formazioni: dalla Formazione di Collio e dalla Formazione di Wengen. Dalle prime si estraggono argilloscisti in diverse cave tra Branzi e Carona; ivi gli argilloscisti si dividono in lastre secondo i piani della scistosità. Dalla Formazione di Wengen provengono invece le argilliti estratte sul versante destro della Val Rotta, a Nord del M. Pegerolo presso Cambrembo.

Nelle formazioni cristalline delle Alpi Orobie le attività estrattive sono limitate a qualche piccola cava, in esercizio solo saltuariamente, dove vengono prodotti pietrisco e materiale da costruzione di poco pregio.

Di ben maggiore importanza è l'attività di cava sul versante settentrionale della Valtellina compreso nel presente foglio; vi si estraggono infatti alcuni fra i più noti materiali litici per uso decorativo e per rivestimenti in genere. Fra questi occupa un posto di primaria importanza, sia per l'entità della produzione sia per il pregio e la notorietà, il *serpentino* (Serpentine della Val Malenco), di cui una cava imponente è aperta immediatamente a monte di Chiesa in Val Malenco, sopra la strada che conduce a S. Giuseppe ed a Chiareggio. Cave minori sono aperte in numerose altre località dell'alta Val Malenco orientale (Val Brutta, Francina e oltre) come pure nella parte mediana della valle, sino al limite meridionale della vasta zona di affioramento delle serpentine. Lungo la strada per Chiareggio, in località «Cave di ardesia», si aprono numerose cave dalle quali viene estratto un *serpentinoscisto* facilmente riducibile in lastre sottili che trova larghissimo impiego come materiale per copertura di tetti e per rivestimenti rustici di pavimenti e pareti.

Un altro materiale litico che viene estratto in Val Malenco, e precisamente nei dintorni di Chiesa in Val Malenco, lungo la strada dell'Alpe Lago, è la cosiddetta *pietra ollare*, roccia cloritica compatta, lavorabile anche al tornio, usata un tempo per ricavare pentole e recipienti rustici, ed attualmente per ottenere artigianalmente oggetti d'ornamento.

Dalla Val Mäsino provengono il *serizzo* (Quarzodiorite del M. Bassetta) ed il *ghiandone* (Granodiorite di Val Mäsino), rocce commercialmente note come «graniti». Le cave di serizzo si aprono sul versante

destro orografico della Valle di Sasso Bisolo (media Val Mäsino, sin quasi al Piano di Preda Rossa lungo la nuova strada dell'ENEL, sui due versanti della Val Mäsino nei pressi di Cataeggio, nonché sulla carrozzabile che da S. Martino conduce a Bagni del Mäsino. Le principali cave di ghiandone sono aperte nella zona di S. Martino, alla confluenza della Val di Mello e della Valle dei Bagni del Mäsino.

Infine il *Granito di S. Fedelino* è estratto in numerose cave aperte allo sbocco della Val Codera e sulle basse pendici del M. Avedé.

Idrogeologia

La situazione idrogeologica della regione compresa nel Foglio «Pizzo Bernina-Sondrio» è controllata principalmente dal suo assetto morfologico ed altimetrico, dalla struttura geologica del territorio e dal regime pluviometrico.

L'area in esame è costituita per la gran parte da rocce intrusive o metamorfiche, che sono da considerare del tutto impermeabili, se non fosse per le frequenti zone di clastesi e di fratturazione che le interessano, e che rappresentano le sole vie di scorrimento sotterraneo. Le suddette zone di fratturazione sono principalmente orientate secondo le strutture geologiche fondamentali, vale a dire in senso Est-Ovest, lungo le quali si è impostata la profonda ed ampia incisione della Valtellina. Le numerose valli tributarie che confluiscono in quest'ultima da ambedue i lati, tagliando ortogonalmente ed in profondità gli elementi strutturali e le zone di dislocazione, esercitano un'energica azione drenante sulle acque sotterranee che emergono in superficie sotto forma di sorgenti, che si rinvergono sparse su tutto il territorio.

Un'importante azione regolatrice delle abbondanti precipitazioni meteoriche stagionali, sia pluviali che nivali, viene esercitata dai ghiacciai e dai bacini lacustri; tale azione regolatrice riguarda non soltanto la riduzione degli effetti dannosi che potrebbero derivare da un eccesso di precipitazioni, ma anche la alimentazione delle sorgenti. Nel presente foglio, e limitatamente all'area rilevata, le principali aree glacializzate sono quelle dei massicci del Disgrazia (m. 3678) e del Bernina (m. 4050), dotate di

estesí ghiacciai che hanno subito, negli ultimi decenni, un processo piú o meno sensibile di ritiro. Ghiacciai e nevati perenni di limitata estensione si trovano nei piccoli circhi che coronano l'alta Val Mäsino (dal Pizzo Badile al M. Sissone), l'alta Val Codera ed il versante valtellinese delle Orobie.

Quanto ai bacini lacustri, molto numerosi soprattutto al di sopra dei 1500 metri, essi si sono originati in prevalenza per ultraescavazione glaciale o per sbarramento morenico o di frana; molti di essi, colmati per l'abbondante apporto di materiale clastico dei corsi d'acqua, sono trasformati o si vanno trasformando in torbiere o in pianie alluvionali.

Data di presentazione del manoscritto: 18 ottobre 1971.

Ultime bozze restituite il: 27 dicembre 1971.

AGGIORNAMENTI E CORREZIONI AL FOGLIO GEOLOGICO 7-18 «PIZZO BERNINA-SONDRIO» E RELATIVE NOTE ILLUSTRATIVE

- 1) Le lenti ed i filoni che attraversano gli Gneiss di Morbegno a Nord dell'Adda, tra Mantello ed il Culmine di Dazio, sono costituiti da anfiboliti (a) e non da porfiriti (z), come erroneamente indicato nel foglio geologico.
- 2) Nella 2ª colonna della legenda del foglio geologico è stato erroneamente tralasciato il titolo *Sistema del Bernina (Austroalpino inferiore)*, tra la « Formazione della Punta di Pietra Rossa » ed il « Sedimentario piú o meno metamorfico del Bernina ». L'interpretazione corretta appare comunque chiaramente nella legendina dello Schema Tettonico in calce al foglio stesso.
- 3) Nella legendina dello Schema Tettonico in calce al foglio i « Massicci intrusivi terziari » sono erroneamente inclusi fra le *Alpi Meridionali*, mentre vanno considerati separatamente da tutti gli altri complessi.
- 4) Gli « Gneiss granitici del Pizzo Mercantelli », erroneamente datati all'Archeozoico nel foglio geologico, devono essere attribuiti al gruppo delle intrusioni del ciclo magmatico ercinico, paleozoico. Nelle Note illustrative questa formazione deve essere inserita tra le Formazioni Eruttive, immediatamente prima della « Diorite del Pizzo Bernina ».
- 5) Gli « Scisti di Edolo » probabilmente sono costituiti in parte da depositi argillosi del Paleozoico inferiore e medio, metamorfosati durante l'orogenesi ercinica (non all'Archeozoico, come indicato nel Foglio).
- 6) Lo « Gneiss del Pizzo Meriggio » è probabilmente una zona milonitica

feldspatizzata, e va quindi riferito al Paleozoico superiore (non all'Archeozoico, come indicato nel Foglio).

- 7) Le « Filladi di Ambria » della parte orientale del foglio geologico vanno fatte riferire, con ogni probabilità, a depositi tardo-paleozoici, metamorfosati durante l'orogenesi ercinica (non all'Archeozoico, come indicato nel Foglio).
- 8) Gli « Gneiss del Corno Stella » sono derivati metamorfici ercinici di rocce granitiche intruse nel Carbonifero, oppure dei depositi arcsosici pure tardo-paleozoici (non Archeozoico, come indicato nel Foglio).
- 9) Nel testo, nonché nelle figure e relative didascalie, delle Note illustrative (pagg. 93-105), compaiono alcune sigle diverse da quelle adottate nel foglio geologico e che non si poterono uniformare in fase di stampa. Si danno qui di seguito le corrispondenze tra le sigle del Foglio e quelle delle Note illustrative: $T^{3-2} = T^2 + T^3$; $T^3 = T^4 + T^5$; $\gamma g'' = \gamma g^2$; $g_0 = g_0$; δ (facies dioritica del Granito di Dazio nelle Note illustrative) è distinta sul foglio geologico tramite punteggiatura; g_a e g_b (rispettivamente facies anfibolica e biotitica della Formazione della Punta di Pietra Rossa nelle Note illustrative) sono distinte sul Foglio con tratteggio verticale di colore diverso.

VIII — BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1954), *Osservazioni preliminari sul rilevamento della Tavoletta Mezzoldo (Alpi Orobie)*. « Boll. Serv. Geol. It. », 76, pp. 401-406.
- ACCORDI B. (1955), *Note preliminari sulla geologia dei monti di Mezzoldo (Prealpi Bergamasche)*. « Boll. Serv. Geol. It. », 77, pp. 35-54.
- ASSERETO R., CASATI P. (1965), *Il « Verrucano » nelle Prealpi Lombarde*. « Atti del Symposium sul Verrucano », pp. 247-265, 4 figg., Pisa.
- BALBONI A. (1953), *Appunti sui rilevamenti del Foglio 18 « Sondrio »*. « Boll. Serv. Geol. It. », 75, pp. 655-658.
- BALCONI M. (1941), *Ricerche petrografiche sulla regione del Serizzo*. « Period. mineral. », 12.
- BEMMELEN R. W. van (1966), *The structural evolution of the Southern Alps*. « Geol. Mijnb. », 45, pp. 438-446.
- BONSIGNORE G., RAGNI U. (1967), *Studio del movimento franoso del Curlo in Comune di Chiesa in Valmalenco (Sondrio)*. « Natura, Riv. Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano », 58, fasc. 2, pp. 125-140.
- CACCIAMALI G. B. (1920-1921), *Schema tettonico-orogenico delle Prealpi Lombarde*. « Boll. Comm. Geol. It. », 48, n. 4, pp. 1-34.
- CACCIAMALI G. B. (1930), *Sulla tettonica delle Orobie*. « Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett. », 63, pp. 438-446.
- CASATI P. (1969), *Una piccola sorgente minerale nei dintorni di Capo Brembo*. « Natura », 64, n. 4, pp. 282-288, 2 figg., Milano.
- CASATI P. (1969), *Strutture della Formazione di Collio (Permiano inferiore) nelle Alpi Orobie*. « Natura », 60, n. 4, pp. 301-312, 4 tavv., Milano.
- CASATI P., GNACCOLINI M. (1965), *Una nuova formazione paleozoica dell'alta Val Brembana: la Formazione del Ponteranica*. « Riv. It. Paleont. Strat. », 70, pp. 791-804, 5 figg., Milano.
- CASATI P., GNACCOLINI M. (1967), *Geologia delle Alpi Orobie occidentali*. « Riv. It. Paleont. Strat. », 73, pp. 25-162, Milano.
- CASATI P., GNACCOLINI M. (1968), *Conglomerato del Ponteranica*. « Studi illustrativi della Carta Geol. d'Italia », fasc. 1, pp. 3-8, 3 figg., Roma.
- CHESSEX R. (1964), *Détermination d'âge sur des zircon de roches des Alpes et des Appenins par la méthode des « radiation damage »*. « Schw. Min. Petr. Mitt. », 44.

- CITA M. B. (1953), *Studi stratigrafici e micropaleontologici sulle formazioni comprese fra il Nummulitico ed il Pliocene nel territorio di Varese*. « Boll. Serv. Geol. It. », 75.
- CLERICI-RISARI E. (1969), *Actinolite delle rocce verdi della bassa Val Lanterna (Sondrio)*. « Ist. Lomb. (Rend. Sc.) », 103, pp. 837-847.
- CORNELIUS H. P. (1915), *Zur Kenntniss der Wurzelregion im unteren Veltlin*. « N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. », 40.
- CORNELIUS H. P., CORNELIUS-FURLANI M. (1930), *Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass*. « Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien », 102, pp. 207-302.
- COSIJN J. (1928), *De Geologie van de Valle di Olmo al Brembo*. « Leid. Geol. Meded. », 2, pp. 253-324.
- CRESPI R. (1961), *Porfriti anfiboliche negli scisti del Tonale presso Tresivio (Sondrio)*. « Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., Cl. Scienze », 95, pp. 887-898.
- CRESPI R. (1965), *Epidoto di Pra' Isio (Sondrio, Valtellina)*. « Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., Cl. Scienze », 99, pp. 141-147.
- CRESPI R. (1965), *Migmatiti e rocce verdi di Bagni del Mäsino (Sondrio)*. « Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., Cl. Scienze », 99, pp. 685-704.
- CRESPI R., GANDINI P. (1960), *Porfriti sudalpine a Est di Sondrio*. « Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., Cl. Scienze », 94, pp. 203-220.
- CRESPI R., SCHIAVINATO G. (1966), *Osservazioni petrografiche sul settore centro-occidentale del massiccio di Val Mäsino-Val Braglia*. « Rend. Soc. Min. It. », 22, pp. 27-57.
- CROMMELIN R. D. (1932), *La Géologie de la Valsassina et de la région adjacente au Nord*. « Leid. Geol. Meded. », 4, pp. 404-459.
- CURIONI G. (1877), *Geologia applicata delle Province Lombarde*. 418 p., Milano.
- DAL PIAZ G. (1926), *Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di M. Croce nell'Alto Adige*. « Atti Accad. Sc. Veneto-Trentino-Istriana » (3^a s.), 17, pp. 3-7. Padova, 1926.
- DAL PIAZ Gb. (1952), *Il problema geologico della diga e del serbatoio idraulico del Publino in Provincia di Sondrio. Impianto idroelettrico costruito dalla Società Acciaierie e Ferriere Lombarde Falk di Milano*. « Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova », 17, pp. 1-17.
- DAL VESCO E. (1953), *Genesis e metamorfosi delle rocce basiche ed ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene pennidico. Studio petrografico della catena Gaggio-Basal (Canton Ticino)*. « Schw. Min. Petr. Mitt. », 33.
- D'AMICO C. (1961), *Sulla utilizzazione del concetto di metablastesi per molte metamorfiti sudalpine*. « Rend. Soc. Min. It. », 17, pp. 219-244.
- DE JONG K. A. (1967), *Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi Meridionali*. « Boll. Soc. Geol. It. », 86, pp. 749-776.
- DE SITTER L. U. (1963), *La structure des Alpes Lombardes*. « Livre Mém. Paul Fallot », 2, pp. 245-256.
- DE SITTER L. U., DE SITTER KORMANS C. M. (1949), *Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy*. « Leid. Geol. Meded. », 14 B, pp. 1-257.
- DOZY J. J. (1933), *Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda*. « Leid. Geol. Meded. », 6, pp. 133-230.

- DOZY J. J. (1935), *Beitrag zur Tektonik der Bergamasker Alpen*. « Leid. Geol. Meded. », 7, pp. 63-84.
- DOZY J. J., TIMMERMANS P. D. (1935), *Erläuterungen zur geologische Karte der zentralen Bergamasker Alpen*. « Leid. Geol. Meded. », 7, pp. 85-109.
- DRESCHER KADEN F. H. (1940), *Beiträge zur Kenntniss der Migmatit und Assimilationbildungen sowie der syntanetischen Reaktionsformen. I. Ueber Schollenassimilation und Kristallisationverlauf im Bergeller Granit*. « Chemie der Erde », 12.
- DRESCHER KADEN F. H., STORZ M. (1926), *Ergebnisse petrographische-tektonischer Untersuchungen im Bergeller Granit*. « N. Jahrb. Min. Petr. Geol. », Beilage Band, 54.
- DRESCHER KADEN F. H., STORZ M. (1929), *Zur Tektonik und Genese der Bergeller Massiv (Versuch zur Behebung einiger Einwände)*. « Zbl. Min. Petr. Geol. ».
- EL TAHLAWI M. R. (1965), *Geologie und Petrographie der nordöstlichen Comerseegebietes (Prov. Como, Italien)*. « Mitt. Geol. Inst. E.T.H. u. Univ. Zürich N.F. », 27, p. 199.
- FAGNANI G. (1952), *Il Culmine di Dazio (Bassa Valtellina)*. « Atti Soc. Sc. Nat. », 91.
- FAGNANI G., VENZO S. (1956), *Notizie petrografiche sul rilevamento del Foglio « Sondrio » della Carta Geologica d'Italia*. « Rend. Soc. Min. It. », 12, pp. 3-4.
- FAGNANI G. (1957), *La granodiorite di Triangia (Sondrio)*. « Rend. Soc. Min. It. », 13, pp. 229-250.
- FAGNANI G. (1957), *Sulle formazioni talcose della Val Malenco*. « Rend. Soc. Min. It. », 14, pp. 205-214.
- FAGNANI G. (1959), *Il talco della Bagnada (Val Lanterna)*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano », 98, fasc. 2.
- FAGNANI G., RADICE L. (1959), *I limiti orientali della granodiorite di Triangia*. « Rend. Soc. Min. It. », 15, pp. 67-78.
- FALLOT P. (1950), *Remarques sur la tectonique de couverture dans les Alpes Bergamasques et les dolomites*. « Bull. Soc. Géol. France », 20.
- FIorentini-POTENZA M. (1957), *Ricerche stratigrafico-petrografiche sulla molassa subalpina terziaria comasca (Gonfolite)*. « Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., Cl. Scienze », 92, pp. 10-22.
- FRANCANI V. (1969), *I movimenti franosi della Val Tärtano (Sondrio, Valtellina)*. « Geologia Tecnica », 3.
- GANDINI P., SCHIAVINATO G. (1959), *Ortoanfiliti di Dazio in Valtellina*. « Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., Cl. Scienze », 92, pp. 73-94.
- GANSSER A. (1968), *The Insubric Line, a major geotectonic problem*. « Boll. Svizz. Min. Petr. », 48, pp. 123-143.
- GANSSER A., GYR T. (1964), *Ueber Xenolithschwärme aus dem Bergeller Massiv und Probleme der Intrusion*. « Ecl. Geol. Helv. », 57.
- GRÜNENFELDER M., STERN T. W. (1960), *Das Zirkon-Alter des Bergeller Massivs*. « Schw. Min. Petr. Mitt. », 40.
- JONG W. J. (1928), *Zur Geologie der Bergamasker Alpen, nördlich des Val Stabina*. « Leid. Geol. Meded. », 3, pp. 48-104.

- KLOMPÉ TH. H. F. (1929), *Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo*. «Leid. Geol. Meded.», 3, pp. 229-319.
- LIBORIO G., MOTTANA A. (1969), *Lineamenti geologico-petrografici del complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobie orientali*. «Rend. Soc. It. Min. Petr.», 25, pp. 475-519.
- LIBORIO G., MOTTANA A. (1970), *Il complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobie. II: Variazioni delle proprietà roentgenografiche delle miche chiare degli Scisti di Edolo lungo direttrici metamorfiche*. «Rend. Soc. It. Miner. Petr.», 26, pp. 179-204.
- MAGNANI M. (1943), *Alcune nuove osservazioni geologiche lungo il confine alpino-dinarico in Valtellina*. «Boll. R. Uff. Geol. It.», 68, Roma.
- MAGNANI M. (1943), *Sulla presenza di un nuovo lembo di Permiano e di Trias lungo il confine alpino-dinarico in Valtellina*. «Boll. Soc. Geol. It.», 62, Roma.
- MALFERRARI N., MARTELLI G. (1956), *Brevi notizie sul rilevamento geologico delle tavolette «Piateda» e «Gerola Alta» del Foglio «Sondrio» (Alpi Centrali)*. «Boll. Serv. Geol. It.», 78, pp. 345-346.
- MELZI G. (1891), *Ricerche microscopiche sulle rocce del versante valtellinese della Catena Orobica occidentale*. «Giorn. Min. Crist. Petr.», 2, pp. 1-34.
- MELZI G. (1891), *Sunto di alcune osservazioni stratigrafiche e petrografiche sul versante valtellinese delle Prealpi Orobie occidentali*. «Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett.», 24, pp. 705-716.
- MELZI G. (1893), *Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Mäsino*. «Gior. Min. Crist. Petr.», 4.
- MELZI G. (1895), *Le porfiriti della Catena Orobica settentrionale*. «Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett. Atti», serie 3^a, 28, fasc. 8, pp. 480-488, Milano.
- MORETTI A., BALBONI A., MARTELLI G., MALFERRARI N. (1952), *Risultati preliminari del rilevamento geologico nelle Alpi Orobie*. «Boll. Serv. Geol. It.», 74, pp. 433-443.
- MOTTANA A. (1963), *Il basamento cristallino sudalpino delle Valli di Arigna e di Scais (Alpi Orobie centrali)*. «Atti Soc. It. Sc. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano», 102, pp. 349-377.
- PASQUARÈ G. (1967), *Analisi strutturale del complesso intrusivo di Val Biandino (Alpi Orobie occidentali)*. «Boll. Soc. Geol. It.», 6, pp. 343-357.
- PORRO C. (1897), *Cenni preliminari ad un rilievo geologico nelle Alpi Orobie (Valsassina e Pizzo dei Tre Signori)*. «Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett.», 30, pp. 619-633.
- PORRO C. (1899), *Cenni preliminari ad un rilevamento geologico dalla Valsassina al Monte Venerocolo*. «Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett.», 32, pp. 408-419.
- PORRO C. (1903), *Carta geologica sulle Alpi Bergamasche, scala 1:100.000, con note illustrative*. Ditta Artaria di F.lli Sacchi e Figli Ed., Milano.
- PORRO C. (1911), *Note geologiche sulle Alpi Bergamasche e Bresciane*. «Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett.», 48, pp. 863-883.
- PORRO C. (1931), *Rapporti fra gli scisti cristallini a Sud-Est di Gerola e le formazioni permiane. Catena Orobica*. «Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett.», 64, pp. 771-787.

- PORRO C. (1932), *Osservazioni geologiche nella regione compresa tra il Pizzo dei Tre Signori e M. Ponteranica*. «Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett.», 65, pp. 1047-1065.
- PORRO C. (1933), *Dal Pizzo dei Tre Signori al M. Ponteranica (Alpi Bergamasche-Valtellinesi)*. *Studio geologico*. «Mem. R. Ist. Lomb. Sc. Lett.», 22-23, pp. 253-404.
- RAASVELDT H. C. (1939), *De geologie van het gebied tusschen de Brembo en de Serio noordelijk M. Menna-Pizzo Arera*. «Leid. Geol. Meded.», 11, pp. 189-265, 1 carta geol. 1:25.000, 12 figg.
- SARAGAT A. (1914), *Geografia fisica della Valtellina*. «Boll. R. Soc. Geogr. It.», 3.
- STONDRINI G. (1969), *La frana di Rogolo (Sondrio) del novembre 1967*. «Geologia Tecnica», 2.
- SPITZ A. (1919), *Kritisches zur Frage der alpin-dinarisches Grenze*. «Verhandl. Geol. Bun., Wien», 110-122.
- SPITZ A. (1919), *Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadin*. «Verhandl. der Geol. Reichsanstalt», 8, pp. 1-25.
- SQUARZINA F. (1960), *Notizie sull'industria mineraria in Lombardia*. «L'Industria Mineraria», 11, fasc. 9, pp. 643-659.
- SQUARZINA F. (1960), *Notizie sull'industria mineraria in Lombardia (continuaz. e fine)*. «L'Industria Mineraria», 11, fasc. 10, pp. 743-758.
- STAUB R. (1914), *Zur Tektonik des Berninagebirges*. «Vjschr. naturf. Ges. Zürich», 58, pp. 329-370.
- STAUB R. (1915), *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge*. «Vjschr. naturf. Ges. Zürich», 60, pp. 55-336.
- STAUB R. (1915 b), *Ueber granitische und monzonitische Gesteine im westlichen Berninagebirge. Ein Beitrag zur Kenntnis der Gesteinmetamorphose*. In: *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge*. «Diss. Univ. Zürich. Vjschr. naturf. Ges. Zürich», 60, pp. 61-221.
- STAUB R. (1916), *Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen*. «Bei. tr. geol. K. Schweiz», 46,, mit geol. Spez.-K. 78, 1:250.000.
- STAUB R. (1916 b), *Zur Geologie des Oberengadins und Puschlavs*. «Ecl. Geol. Helv.», 14, pp. 221-228.
- STAUB R. (1916 c), *Tektonische studien im östlichen Berninagebirge*. «Vischr. naturf. Ges. Zürich», 61, pp. 324-405.
- STAUB R. (1917), *Das Aequivalent der Dentblanchedecke in Bünden*. «Vjschr. naturf. Ges. Zürich», 62, pp. 349-370.
- STAUB R. (1918), *Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv*. «Vischr. naturf. Ges. Zürich», 63, pp. 1-18.
- STAUB R. (1918 b), *Das tertiäre Bergellermassiv*. «Verh. schweiz. naturf. Ges.», 99, pp. 199-200, Zürich.
- STAUB R. (1918 c), *Zur Kenntnis des jungtertiären Granitmassives im Bergell*. «Ecl. geol. Helv.», 14, pp. 667-668.
- STAUB R. (1920), *Zur tektonischen Deutung der Catena Orobica*. «Ecl. geol. Helv.», 16, pp. 28-34.
- STAUB R. (1921), *Geologische Karte der Val Bregaglia (Bergell), 1917-1918, 1:50.000*. «Geol. Spez.-K. 90, Schweiz. Geol. Komm.».

- STAUB R. (1921 b), *Ueber den Bau der Monte della Disgrazia*. « Vischr. naturf. Ges. Zürich », 66, pp. 93-155.
- STAUB R. (1921 c), *Zur Tektonik der penninischen Decken in Val Malenco*. « Jb. naturf. Ges. Graubünden », 20-21, pp. 113-137.
- STAUB R. (1921 d), *Ueber den Bau des Pizzo della Margna*. In ALB. HEIM: « Geologie der Schweiz », 2, pp. 573-575.
- STAUB R. (1937), *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. « Denkschr. schweiz. naturf. Ges. », 72, pp. 1-115.
- STAUB R. (1946), *Geologische Karte der Bernina-Gruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno, 1:50.000*. « Geol. Spez.-K. 118. Schweiz. Geol. Komm. ».
- STAUB R. (1950), *Betrachtungen über den Bau der Südalpen*. « Ecl. geol. Helv. », 42, pp. 215-408.
- STAUB R. (1964), *Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem oberen Veltlin*. « Jb. naturf. Ges. Graub. », 89-90, Bischofberger & Co., Chur.
- STELLA A. (1894), *Contributo alla geologia delle formazioni pretriassiche del versante meridionale delle Alpi Centrali*. « Boll. R. Com. Geol. It. », 74, pp. 433-443.
- STELLA A. (1921), *Le miniere di ferro dell'Italia*. Ed. Lattes.
- THEOBALD G. (1866), *Geologische Beschreibung der südöstlichen Gebirge von Graubünden*. « Beitr. Geol. Karte Schweiz ».
- TROMP S. W. (1932), *La géologie du Valle del Bitto et la tectonique des Alpes Lombardes*. « Leid. Géol. Meded. », 4, pp. 123-320.
- VENZO S., FAGNANI G. (1954), *Notizie sul rilevamento del Foglio geologico « Sondrio »*. « Boll. Serv. Geol. It. », 76, pp. 187-231, 3 tavv.
- VENZO S., CRESPI R., SCHIAVINATO G., FAGNANI G. (1971), *Carta geologico-petrografica delle Alpi Insubriche Valtellinesi. 1:25.000 colori*, edita dalla LAC, Firenze, 1970. « Mem. Soc. It. Scienze Nat. Milano », vol. XIX (in corso di stampa).
- VENZO S., MAGLIA L. (1947), *Lembri carboniferi trasgressivi sui micascisti alla « Fronte sedimentaria sudalpina » del Comasco (Acquaseria di Menaggio-Bocchetta di S. Bernardo) e del Varesotto (Bedero)*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. Milano », vol. 86, pp. 33-69, cartina geologica 1:30.000, Milano.
- VENZO S., SCHIAVINATO G. (1970), *Illustrazione riassuntiva della « Carta geologico-petrografica delle Alpi Insubriche Valtellinesi tra la Val Masino e la Val Malenco (Sondrio) 1:25.000 » di S. VENZO, R. CRESPI, G. SCHIAVINATO e G. FAGNANI*. « Boll. Soc. Geol. It. », 89, 1970, pp. 599-602.
- VENZO S. (1971), *Gli stadi tardo-würmiani e post-würmiani nelle Alpi insubriche valtellinesi. La Valtellina da Chiuro a Delebio, la Val Malenco e la Val Masino*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. Milano », 112/2: pp. 161-276, 18 tavv., 2 Carte colori 1:28.000, Milano.
- WEIBEL M. (1960), *Chemismus und Mineralzusammensetzung von Gesteinen des nördlichen Bergeller Massivs*. « Schweiz. Min. Petr. Mitt. », 40.
- WENNEKERS J. K. L. (1930), *De Geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valle di Carisole*. « Leid. Geol. Meded. », 3, pp. 265-334.
- ZIJLSTRA G. (1941), *De Perm-Schubber van de Salmurano-Culminatie Bijdrage tot de geologie den Bergamasker Alpen*. « N. 25. Geol. Mijnb. », 4, pp. 93-102.