



SERVIZIO GEOLOGICO  
D'ITALIA

Largo S.Susanna 13 - ROMA

# CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

SCALA 1:50'000

F. 027 - BOLZANO

# BOLZANO

013 Merano	014 Bressanone	015 Brunico
026 Appiano	027 BOLZANO	028 Monte Marmolada
043 Mezzo- lombardo	044 Predazzo	045 S.Martino di Castrozza

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

---

A. BRONDI, A. FUGANTI, M. MITTEMPERGHER, G. MURARA,  
M. NARDIN, D. ROSSI, L. SCUDELER BACCELLE,  
E. SOMMAVILLA, G. ZIRPOLI.

NOTE ESPLICATIVE  
DELLA  
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

**FOGLIO 027**

**BOLZANO**

alla scala 1:50.000

NUOVA TECNICA GRAFICA

ROMA 1974

## I N D I C E

I	- INTRODUZIONE . . . . .	pag. 5
II	- STRATIGRAFIA . . . . .	» 9
	A - PREPERMICO . . . . .	» 9
	COMPLESSO METAMORFICO SUDALPINO - « FILLADE QUARZIFERA DI BRESSANONE » . . . . .	» 9
	B - PERMICO . . . . .	» 9
	CONGLOMERATO BASALE . . . . .	» 9
	COMPLESSO VULCANICO ATESINO . . . . .	» 10
	A - Gruppo latit-andesitico e dacitico . . . . .	» 11
	B - Gruppo riodacitico . . . . .	» 11
	C - Gruppo riolitico . . . . .	» 13
	ARENARIE DI VAL GARDENA (SASSONIANO) . . . . .	» 15
	FORMAZIONE A BELLEROPHON (TURINGIANO) . . . . .	» 15
	C - TRIASSICO . . . . .	» 16
	FORMAZIONE DI WERFEN (WERFENIANO) . . . . .	» 16
	STRATI A DADOCRINUS GRACILIS E CONGLOMERATO DI RICHTHOFEN (ANISICO INFERIORE) . . . . .	» 17
	DOLOMIA DEL SERLA (ANISICO MEDIO-SUPERIORE) . . . . .	» 18
	FORMAZIONE DI LIVINALONGO (LADINICO INFERIORE) . . . . .	» 18
	DOLOMIA DELLO SCILIAR INFERIORE (LADINICO IN- FERIORE) . . . . .	» 18
	VULCANITI MEDIO-TRIASSICHE . . . . .	» 19
	FORMAZIONE DI WENGEN (LADINICO SUPERIORE) . . . . .	» 21
	FORMAZIONE DI S. CASSIANO (CARNICO INFERIORE) . . . . .	» 22
	BARRIERA DELLO SCILIAR (CARNICO INFERIORE) . . . . .	» 22
	DOLOMIA DELLA ROSETTA (CARNICO INFERIORE) . . . . .	» 23
	DOLOMIA DELLO SCILIAR SUPERIORE (CARNICO IN- FERIORE) . . . . .	» 23
	FORMAZIONE DI RAIBL (CARNICO SUPERIORE) . . . . .	» 23
	DOLOMIA PRINCIPALE (NORICO) . . . . .	» 24
	D - DEPOSITI SCIOLTI DEL PLEISTOCENE- OLOCENE . . . . .	» 24
	DEPOSITI SABBIOSI E ARGILLOSI DELLO SCILIAR (PLEISTOCENE) . . . . .	» 24
	DEPOSITI FLUVIALI SOTTOPOSTI A MORENE WÜRMI- ANE (RISS-WÜRM) . . . . .	» 24
	DEPOSITI GLACIALI E LOCALMENTE DEPOSITI FLU- VIOGLACIALI (WÜRM) . . . . .	» 25
	DEPOSITI GLACIALI ED ARCHI MORENICI STADIALI (TARDO WÜRM-POST WÜRM) . . . . .	» 25
	DEPOSITI FLUVIALI (POSTGLACIALE) . . . . .	» 25

COPERTURA ELUVIALE, DEPOSITI COLLUVIALI E DETRITI DI FALDA (POSTGLACIALE-ATTUALE) . . . . .	pag. 25
DEPOSITI TORBOSI E PALUSTRI (POSTGLACIALE-ATTUALE) . . . . .	» 25
DEPOSITI FLUVIALI (ATTUALE) . . . . .	» 25
III - TETTONICA . . . . .	» 26
IV - GEOMORFOLOGIA . . . . .	» 27
Piramidi di terra . . . . .	» 28
V - GEOLOGIA APPLICATA . . . . .	» 29
GIACIMENTI MINERARI . . . . .	» 29
CAVE . . . . .	» 30
IDROGEOLOGIA . . . . .	» 31
FRANOSITÀ DELLE ROCCE . . . . .	» 33
VI - SELEZIONE BIBLIOGRAFICA . . . . .	» 35

## I - INTRODUZIONE

(A. BRONDI - G. MURARA - M. NARDIN)

Al rilevamento dell'area hanno concorso la Regione Trentino-Alto Adige, il C.N.E.N. e l'Istituto di Geologia dell'Università di Ferrara; in particolare i rilievi sono stati curati dai seguenti esperti, che si sono in parte basati su recenti lavori geologici di ricercatori delle Università di Siena e di Ferrara: A. BRONDI, M. MITTEMPERGHER, G. MURARA, M. NARDIN, P. NASCIMBEN, D. ROSSI & E. SOMMAVILLA.

La pubblicazione della carta è stata totalmente finanziata dalla Regione Trentino-Alto Adige.

L'area compresa nel Foglio Bolzano 1 : 50.000 si estende ad Est della città di Bolzano e comprende la parte terminale della Val d'Isarco e della Val Sarentina, la Val d'Ega, la Val di Tires e parte della Val Gardena. I gruppi montuosi più elevati sono rappresentati dai rilievi dolomitici del Catinaccio e dello Sciliar, circondati dagli altopiani dell'Alpe di Siusi e della Val d'Ega; una estesa superficie tabulare è quella dell'altopiano del Renon che si estende tra la Val d'Isarco e la Valle Sarentina.

Il substrato geologico è costituito in prevalenza dalle rocce del Complesso Vulcanico Atesino, che occupano per circa il 70% l'area del Foglio, e da quelle dolomitiche triassiche. La predominanza di livelli vulcanici e di formazioni dolomitiche di scogliera, caratterizzati da grande regolarità per grandissima estensione e potenza, conferisce all'insieme una morfologia tabulare che non è stata turbata, eccetto che per dislocazioni verticali e per strutture poco accentuate, dai complessi eventi orogenici e tettonici che hanno interessato questa parte delle Alpi Meridionali.

In dettaglio la serie stratigrafica è data dal basso verso l'alto da: metamorfiti (filladi quarzifere) del Complesso Metamorfico Sudalpino; ignimbriti, tufi e lave, associati, del Complesso Vulcanico Atesino; formazioni sedimentarie permo-triassiche della Regione Dolomitica; depositi sciolti quaternari.

Il quadro geologico generale della zona in esame può essere desunto dall'opera monografica « Le Dolomiti » di P. LEONARDI (1967). Di seguito viene riportata una recensione sintetica degli studi condotti per le formazioni affioranti nell'area del Foglio o di quelli finitimi.

a) Gli studi sulle rocce del basamento scistoso-cristallino affioranti nell'area del Foglio, iniziati praticamente da B. SANDER (1925), che si occupò in special modo della « fillade » di Bressanone, sono stati molto ampliati in questi ultimi anni con i lavori di G. ZIRPOLI (1969), di C. CIPRIANI, F. P. SASSI, A. SCOLARI (1971) e di F. P. SASSI (1972), rivolti soprattutto alla determinazione del grado metamorfico di queste rocce. Fra i numerosi altri studi sulle rocce del basamento scistoso-cristallino delle Dolomiti in generale, si ricordano quelli di G. DAL PIAZ (1945, 1965), di G. B. TRENER (1957), di A. BIANCHI, G. DAL PIAZ (1958), di C. ANDREATTA (1961), di F. P. ACTERBERG (1961) e di C. D'AMICO (1962), questi ultimi rivolti in particolar modo alla genesi degli scisti sudalpini.

Rimane tuttora insoluto il problema della datazione di queste metamorfiti, affrontato in passato da vari Autori tra i quali I. PELZMANN (1935) e G. DAL PIAZ (1942) e, più recentemente, da C. D'AMICO (1964), F. P. SASSI (1968) e H. J. ZWART (1969).

b) Il primo termine della serie tardo-paleozoica, trasgressivo sui terreni ercinici cristallini, è il conglomerato basale noto un tempo con il nome di « verrucano ». Studi specifici di tale formazione sono dovuti a G. MERLA (1931), G. DAL PIAZ (1934), R. VON KLEBELSBERG (1935)

e R. DAL CIN (1972). I rapporti stratigrafici fra il conglomerato basale e le vulcaniti permiane della Regione sono discussi in lavori di S. VARDABASSO (1930), G. P. GIANNOTTI (1958), B. ACCORDI (1959), M. MITTEMPEGHER (1962) e R. DAL CIN (1965).

Ampio spazio è riservato al conglomerato basale in numerosi lavori di P. LEONARDI, ripresi in lavori conclusivi dallo stesso Autore ed in lavori di R. DAL CIN (1966).

c) Le vulcaniti paleozoiche atesine sono state oggetto di particolare attenzione da parte di vari Autori fin dal secolo scorso. I primi studi sono dovuti a J. v. RICHTHOFEN (1860), G. TSCHERMAK (1869), E. v. MOJSISOVICS (1879) e F. v. WOLFF (1908). I primi studi destinati a configurare in maniera determinante la terminologia petrografica e la collocazione stratigrafica di alcuni livelli, alle quali si farà costante riferimento per molti anni nei lavori successivi, sono legati all'opera svolta da G. B. TRENER (1904, 1902-12 post., ed inoltre 1923-24 post. e 1933). R. v. KLEBELSBERG (1935) ha riportato notizie sui porfidi atesini nei suoi studi di geologia regionale. Importanti progressi nella conoscenza dei rapporti stratigrafici interni alle vulcaniti e dei rapporti tra vulcaniti e basamento metamorfico e tra vulcaniti e formazioni permo-triassiche sono stati acquisiti da S. VARDABASSO (1925, 1928, 1929, 1930, 1931, 1931a), C. ANDREATTA (1949, 1949a, 1949b, 1950, 1957, 1959, 1959a, 1963 post.), del quale importanti, oltre alla stratigrafia interna delle vulcaniti, sono gli inquadramenti petrografici. P. LEONARDI (1955) e H. PICHLER (1959, 1963). Altri studi sono stati condotti da B. CASTIGLIONI (1939) e da P. BAGGIO (1956).

Il riconoscimento del carattere prevalentemente ignimbrico dei porfidi permiani atesini ha permesso di individuare precise serie vulcano-stratigrafiche, perfettamente confrontabili e correlabili fra loro da un estremo all'altro del « piastrone atesino », tali quindi da consentire progressi notevoli nella conoscenza della geologia regionale di questa zona delle Alpi. E' iniziato quindi un ciclo di studi sulla base del concetto di ignimbrite, termine che comporta implicazioni di carattere genetico, strutturale e, in una certa misura, anche composizionale.

I primi lavori improntati sui nuovi criteri sono stati effettuati da M. MITTEMPEGHER (1958, 1959, 1960, 1962), che ha eseguito estesi rilevamenti nella Val Gardena, oltre a riconoscere particolari litotipi e formazioni vulcaniche, come subvulcaniti e vitrofiti. Altri studi sono dovuti a A. MAUCHER (1959), P. LEONARDI e D. ROSSI (1956 e 1959), P. LEONARDI, D. ROSSI e M. SACERDOTI (1961), che hanno polarizzato la loro attenzione sulla conca di Cavalese e sul Trentino sud-orientale, R. CRISTOFOLINI e C. GHEZZO (1962), C. GHEZZO (1967, 1968), M. SACERDOTI (1969) per l'area centro-orientale delle vulcaniti, C. D'AMICO e G. VENTURELLI (1968), che si sono occupati dell'area ad est di Trento, ed infine A. BRONDI, C. GHEZZO, G. GUASPARRI, C. A. RICCI, G. SABATINI (1970) che hanno preso in esame l'area imperniata sulla Val Sarentina e che hanno riconosciuto l'importanza dei fenomeni vulcanotettonici. A M. NARDIN si devono infine estesi rilevamenti per la parte dei porfidi rientrante nei fogli 21 « Trento », 22 « Feltre » e 11 « Marmolada » della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia. Un quadro sintetico delle conoscenze è inoltre riportato nell'opera monografica « Le Dolomiti » di P. LEONARDI (1967).

Per le intercalazioni sedimentarie delle vulcaniti sono stati eseguiti studi da G. DAL PIAZ (1931) e da P. LEONARDI (1959), che riportano la descrizione del rettile protosauro rinvenuto nella zona di Piné, da G. P. GIANNOTTI (1962) per l'Alto Adige e da H. MOSTLER (1966) per la zona di Tregiovo in Val di Non.

d) La denominazione di Arenarie di Val Gardena (Grödner Sandstein) è dovuta a J. VON RICHTHOFEN (1860). Determinazioni paleontologiche e cronologiche sono dovute a C. W. GÜMBEL (1877), A. ROTHPLER (1895), E. KITTL (1901), O. ABEL (1929) e W. KLAUS (1963). A G. MUTSCHLECHNER (1933) si deve anche la scoperta di una fauna marina. Ampi e ben documentati, sono i lavori di P. LEONARDI (1948, 1957), specialmente per la de-

terminazione dei fossili vegetali ed animali. Studi riguardanti ancora le determinazioni cronologiche, geologiche o petrografiche sono stati eseguiti da R. v. KLEBELSBERG (1935), G. P. GIANNOTTI (1958), C. TEDESCO (1958), A. LONGINELLI (1959), G. A. VENZO (1962) e R. DAL CIN (1965 e 1965a). Studi sulle mineralizzazioni delle Arenarie di Val Gardena si devono a G. FALCHI (1958), M. MITTEMPEGHER (1958, 1966, 1970), G. MARINELLI e M. MITTEMPEGHER (1962) e A. BRONDI, C. POLIZZANO, B. ANSELMI e F. BENVENÙ (1970).

e) Già dal 1879 si giunse ad una esposizione geologica unitaria delle Dolomiti, per opera di E. v. MOJSISOVICS. Ricerche successive, con carattere più particolare, sono dovute a L. WAAGEN (1903, 1907), C. DIENER (1903), ed a F. BROILI (1904, 1907) per le faune dei tufi a Pachicardie, a L. KOBER (1908, 1923), per la parte settentrionale delle Dolomiti. Si ricorda inoltre per le sue caratteristiche di sintesi, l'opera di G. v. ARTHABER sul Triassico alpino (1905).

Rilievi geologici a grande scala e lavori specifici di paleontologia e tettonica sono legati alle scuole di Innsbruck e Vienna con M. OGILVIE GORDON (1927), G. MUTSCHLECHNER (1932, 1933), e dell'Università di Padova, sotto la guida di G. DAL PIAZ con B. CASTIGLIONI (1931, 1939) e S. VARDABASSO (1930, 1931). Nell'opera di R. v. KLEBELSBERG (1935), il territorio dolomitico viene trattato in modo completo, puntualizzando le conoscenze geologiche sulla regione fino allora acquisite.

Dopo la seconda Guerra Mondiale si sono infittiti i rilievi di dettaglio con P. LEONARDI, D. ROSSI (1959), B. ACCORDI (1959), P. LEONARDI (1961, 1962) e D. ROSSI (1962) e sono state esaminate le caratteristiche strutturali dei principali corpi carbonatici specialmente sotto il profilo della genesi e della modalità di sviluppo ad opera di P. LEONARDI (1957, 1962) D. ROSSI (1957, 1962), A. BOSELLINI e D. ROSSI (1972); A. BOSELLINI (1964, 1968) ha riconosciuto fatti tettonici anteriori al corrugamento alpidico, in parte legati a manifestazioni tettoniche tardo-erciniche; anche riguardo alla genesi delle manifestazioni vulcaniche ed ai caratteri delle masse effusive si è imposta una revisione completa con M. SACERDOTI e E. SOMMAVILLA (1962) e si sono iniziate ricerche micropaleontologiche a cura di C. LORIGA (1960); si stanno infine riesaminando con grande dettaglio tutti i livelli stratigrafici presenti nella regione dolomitica, da parte di D. ROSSI (1962, 1967), BOSELLINI (1964, 1968), R. DAL CIN (1963, 1967), L. BACCALLE (1965). Le conoscenze sulla regione dolomitica acquisite fino al 1967 sono sintetizzate nell'opera « Le Dolomiti » di P. LEONARDI, edita recentemente (1967).

Sull'area del Foglio « Bolzano » in particolare, ricadono gli interessanti lavori monografici di P. LEONARDI (1943, 1961a, 1962) e di W. HEISSEL, J. LADURNER (1936).

f) I depositi quaternari sono stati oggetto in passato di numerosi studi, da parte di A. PENCK e E. BRÜCKNER (1909) e soprattutto di R. v. KLEBELSBERG (1923-1950). Studi critici sono stati inoltre condotti da B. CASTIGLIONI (1922-1940), rivolti particolarmente alla regione dolomitica, e, più recentemente, da G. B. CASTIGLIONI (1957-1964) e da F. MAYR e H. HEUBERGER (1968).

Fra gli studi geomorfologici si possono citare quelli di R. v. KLEBELSBERG (1923-1950), di H. PASCHINGER (1957), di P. LEONARDI e D. ROSSI (1967), di G. B. CASTIGLIONI (1957-1964) e di G. PERNA (1963).

g) Per i giacimenti minerari, si ricordano gli studi a carattere regionale degli inizi del secolo di M. R. v. WOLFSTRIGL WOLFSKRON (1903), G. GASSER (1913-1923) e di R. R. v. SRBIK (1929); fra gli studi più recenti si ricordano quelli di P. F. BARNABA (1960), F. VULLERMIN (1964-1966), A. FUGANTI ed altri (1966), A. GIUSSANI e A. LEONARDELLI (1966), G. DESSAU e G. PERNA (1966), A. BRONDI ed altri (1970), L. BRIGO (1971), A. BACCOS ed altri (1971).

Negli altri settori della geologia applicata si devono studi a G. B. DAL PIAZ (1957), A. FUGANTI e G. A. VENZO (1968), P. STACUL e G. A. VENZO (1968) e a L. FERRARI e M. NARDIN (1972).

Per la stesura del Foglio « Bolzano » 1 : 50.000, sono serviti come base i Fogli n. 11 « Marmolada » II Edizione e n. 10 « Bolzano » della Carta Geologica d'Italia 1 : 100.000.

Di seguito vengono riportati i nomi degli estensori delle presenti note, riuniti secondo l'istituto o l'ente di appartenenza: MURARA GIULIANO, NARDIN MARIO, Servizio Geologico della Regione Trentino-Alto Adige, Trento; ROSSI DANIELE, SCUDELER BACCALLE LUCIA, SOMMAVILLA ELIO, Istituto di Geologia dell'Università, Ferrara; FUGANTI ANDREA, Istituto di Geologia, Catania; ZIRPOLI, Istituto di Geologia, Padova; PERNA GIULIANO, Distretto Minerario, Trento; BRONDI ALDO, MITTEMPERGHER MARIO, Comitato Nazionale Energia Nucleare, Roma.

## II - STRATIGRAFIA

### A - PREPERMICO

COMPLESSO METAMORFICO SUDALPINO (G. ZIRPOLI) - « FILLADE QUARZIFERA DI BRESSANONE » - *Filladi quarzose a luoghi granatiferi, a mica chiara o a due miche, non di rado cloritiche; quarziti più o meno micacee (fq) - Gneiss albitici a mica chiara o a due miche spesso microcchidini (pg).*

In Val Gardena, e per breve tratto verso Sud lungo la Valle dell'Isarco, vengono a giorno rocce metamorfiche che rappresentano gli affioramenti più meridionali di quella parte del basamento cristallino nota in letteratura come « fillade quarzifera di Brasanone ». Le rocce filladiche l.s., sempre riferibili alla facies degli scisti verdi, sono costituite da numerosi litotipi alternantisi ripetutamente anche su breve scala in modo da rendere impossibile una rappresentazione cartografica.

**56, fq** - *Filladi quarzose, a luoghi granatiferi, a mica chiara o a due miche, non di rado cloritiche; quarziti più o meno micacee.*

Entro questo gruppo è compresa la maggior parte degli scisti cristallini affioranti nell'area in esame. Il tipo litologico prevalente è costituito da filladi quarzose, grigio-verdastre o grigie, finemente scistose ed a luoghi fittamente pieghettate. Questo tipo litologico fa passaggio a quarziti più o meno micacee con limiti spesso sfumati sia in senso orizzontale che verticale. Caratteristica è la presenza di vene e lenticelle di quarzo, di modesta potenza e lunghezza, concordanti o meno con la scistosità, che spiccano decisamente per il loro colore bianco sui toni grigi della matrice filladica. I componenti mineralogici fondamentali sono mica chiara, quarzo, albite, biotite, clorite, granato ed epidoto in quantità variabili. Fra gli accessori più comuni ricordiamo: ilmenite, tormalina, carbonato e zirconio.

**57, pg** - *Gneiss albitici a mica chiara o a due miche spesso microcchidini.*

Si tratta di rocce compatte di color grigio-biancastro nelle quali i cristallini di quarzo e feldspato spiccano su una massa di fondo minuta per lo più povera in fillosilicati. Dal punto di vista strutturale questi gneiss sono caratterizzati dalla presenza di grossi cristalli, per lo più plagioclasici, che conservano, almeno in parte ma ancora chiaramente, caratteri premetamorfici. I componenti mineralogici di queste rocce sono: quarzo, albite, mica chiara, biotite, clorite e feldspato potassico. Accessori comuni: apatite, minerali opachi, epidoto e zirconio.

### B - PERMICO

**55, Vcg** - CONGLOMERATO BASALE (A. BRONDI)

Depositi fluvio-torrentizi ospitati nelle incisioni del basamento cristallino, precedenti alle grandi effusioni vulcaniche. Nel Foglio sono riportati esclusivamente i livelli a componente clastica metamorfica, Sia a Bus in

Val Gardena che a Pigl, tali livelli si presentano massicci, compatti e potenti poche decine di metri. La suddivisione in banchi è appena marcata. Sono costituiti da ciottoli quarzosi, filladici e gneissici di dimensioni medie di alcuni cm. La massa cementante è piuttosto scarsa; l'assetto dei clasti indica chiaramente un'origine fluviale.

**COMPLESSO VULCANICO ATESINO (A. BRONDI e M. MITTEMPER-  
GHER) (\*)**

Costituisce una estesa e potente successione di lave, tufi ed ignimbriti in alternanza con più modesti livelli vulcanico-sedimentari e sedimentari. Nella zona compresa nel presente Foglio i primi livelli vulcanici sono costituiti, presso Ponte Gardena, da tufi contenenti numerosissimi frammenti di rocce del basamento cristallino. Livelli conglomeratico-arenacei ad elementi clastici misti, vulcanici e metamorfici, separano tali tufi dal conglomerato basale a componente clastica olometamorfica.

Sulla base delle distinzioni stratigrafiche e delle classificazioni petrografiche, il Complesso Vulcanico Atesino può essere suddiviso, dal basso, nei seguenti tre Gruppi:

- A - Gruppo latit-andesitico e dacitico, con termini riodacitici al limite delle latit-andesiti, comprendente prevalentemente lave e tufi, con intercalazioni di conglomerati ed arenarie. E' diffuso nella Val d'Isarco e nella Val Gardena.
- B - Gruppo riodacitico, essenzialmente ignimbritico, con modeste e discontinue intercalazioni sedimentarie. E' diffuso a Nord di Bolzano.
- C - Gruppo riolitico, essenzialmente ignimbritico, con intercalazioni sedimentarie di spessore variabile ma, localmente, di notevole potenza. E' prevalentemente diffuso a Sud di Bolzano, ma si espande, con minore potenza, anche sulle riodaciti a Nord di questa città.

Il Gruppo riodacitico presenta notevole affinità giaciturale con quello riolitico. Dal punto di vista stratigrafico esiste tuttavia maggiore continuità tra i primi due Gruppi che non tra il secondo ed il terzo. Bancate riodacitiche, talora con caratteri ignimbritici, possono essere infatti intercalate tra i livelli delle parti superiori del Gruppo latit-andesitico e dacitico. A livello delle parti medie e superiori della serie riodacitica si trovano d'altra parte bancate continue ed estese del Gruppo latit-andesitico e dacitico.

Nettamente separati da discontinuità stratigrafica sono invece i Gruppi riodacitico e riolitico. Gli eventi succeduti alla fine del ciclo vulcanico riodacitico, che hanno determinato tale discontinuità, possono essere così riassunti: collasso vulcano-tettonico (A. BRONDI e altri 1970) che ha portato, nella zona di Bolzano, alla costituzione di una fossa di sprofondamento potente almeno 1000 metri ed orientata W-NW/E-SE; riempimento definitivo della fossa ad opera delle successive vulcaniti riolitiche. Espandimenti continui dei livelli superiori delle rioliti ricoprono sia le vulcaniti del Gruppo riodacitico a monte dello sprofondamento, sia quelle del Gruppo riolitico riempienti la fossa.

Il Gruppo inferiore non supera, nella zona in esame, la potenza di 300 metri. Gli altri due Gruppi possono raggiungere o superare singolarmente la potenza di 1000 metri. Gli spessori massimi della serie affiorante sono contenuti entro i 1000-1400 metri. Tenendo conto delle parti di serie erose o sepolte, la potenza totale del Complesso vulcanico può essere localmente considerata superiore ai 2000 metri. Tale valore dovrebbe caratterizzare specialmente la zona a Sud di Bolzano, dove il Gruppo riolitico

(\*) Per la stesura del Foglio e la descrizione della serie vulcanica ci si è valse anche dell'apporto di lavori C. Ghezzi, G. Guasparri, C. A. Ricci e G. Sabatini dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Siena, diretto dal Prof. Renato Pellizzer.

tico ha colmato la depressione vulcano-tettonica che ha interessato il Gruppo riodacitico, sovrapponendosi alle vulcaniti sprofondate di tale Gruppo.

All'interno dei Gruppi riodacitico e riolitico sono state riconosciute rispettivamente quattro e tre unità ignimbritiche principali, semplici o multiple, fra loro separate da livelli tufacei, tufaceo-ignimbritici e sedimentari. Ognuna di tali unità principali deve corrispondere a singoli cicli effusivi. Domi, dicchi, filoni e manifestazioni idrotermali completano il quadro del vulcanesimo riodacitico e del vulcanesimo riolitico.

Di seguito viene riportata la successione dal basso delle vulcaniti atesine.

*A - Gruppo latit-andesitico e dacitico*

**54,  $\lambda \alpha$  LTBW - LAVE, TUFU, TUFU CONGLOMERATICI, BRECCE  
ED IGNIMBRITI.**

Diffusi nella zona di Ponte Gardena. Potenza da pochi metri a 300 metri. Lave di colore verde, grigio-verdastro, rosso-violaceo, pressoché afanitiche, con frequente tessitura a breccia, si alternano con tufi eterogenei e poco compatti, ricchi in elementi clastici grossolani. Tale serie culmina talora con intercalazioni di modesti livelli di ignimbriti riodacitiche. Alla base della formazione i livelli tufaceo-conglomeratici o i prodotti del loro rimaneggiamento contengono anche elementi clastici del basamento metamorfico. Prodotti di tali vulcanesimo sono localizzati anche all'interno della formazione ignimbritica ( $\rho \delta W_2$ ) (Campodazzo) e separano fra loro bancate ignimbritiche ( $\rho \delta W_3$ ) e ( $\rho \delta W_4$ ) (Val Gardena).

*B - Gruppo riodacitico*

**53,  $\rho \delta W_1$  - IGNIMBRITI**

Affiorano in Val d'Isarco a sud di Ponte Gardena. Potenza apparente metri 100 circa. Colore rosso-mattone. Bancate massicce senza particolari differenze tessiture in senso verticale, fatta eccezione per pochi metri corrispondenti al tetto delle bancate, meno compatto e con inclusi arrotondati della stessa natura della matrice. Componente biotitica molto elevata, specialmente alla base. Fessurazione verticale assai ridotta; frattura di percussione poco netta. I fenocristalli, anedrali, costituiscono il 60% del totale.

**52,  $\rho \delta T_1$  - TUFU CONGLOMERATICI ED ARENACEI**

Sono associati alle precedenti ignimbriti in Val d'Isarco. Potenza 50 metri. Colore rosso. Gli elementi clastici, in genere di piccole dimensioni, sono a spigoli vivi e, frequentemente, afanitici. L'insieme presenta una chiara tessitura orizzontale, con scarso grado di rimaneggiamento e classazione.

**51,  $\rho^D$  (\*) - DOMO RIOLITICO AFANITICO DI CAMPODAZZO**

Probabile differenziato acido di ( $\lambda \alpha$  LTBW). Presenta giacitura parzialmente intrusiva e parzialmente estrusiva. Attraversa alcune unità ignimbritiche semplici ( $\rho \delta W_2$ ). Blocchi di tale corpo, inclusi nelle parti basali di una successiva unità semplice ( $\rho \delta W_2$ ) testimoniano la fuoriuscita di questo prodotto del vulcanesimo a livello delle parti centrali dell'unità

(\*)  $\rho^D$  è intruso in  $\rho \delta W_2$ , pertanto nella rappresentazione cartografica del Foglio, i relativi indici numerici avrebbero dovuto essere invertiti (50,  $\rho^D$ ; 51  $\rho \delta W_2$ ).

ignimbratica multipla ( $\rho \delta W_2$ ). Presenta vari corpi rotondeggianti di parecchi metri di diametro ed a fessurazione interna colonnare, fra i quali il resto della massa assume un aspetto laminare estremamente contorto. Non sono riconoscibili fenocristalli. L'insieme è intensamente interessato da alterazione idrotermale e da mineralizzazione a pirite.

#### 50, $\zeta \delta W_2$ - IGNIMBRITI

Diffuse nella bassa Val d'Isarco e nella Valle Sarentina. Potenza 800-900 metri circa. Colore verde o grigio-verde, talora rosso-fegato per alterazione (bassa Valle Sarentina e bassa Val d'Isarco). Fessurazione verticale molto fitta e talora molto netta, con fissilità in grandi lastre (Rio Nero). Frattura di percussione molto netta. I fenocristalli feldspatici sono talora di colore rosaceo. Fra i fenocristalli sono sempre visibili i pirosseni. I fenocristalli, in parte euedrali, rappresentano circa il 40-45% del totale. Alla base sono frequenti, per la potenza di pochi m, strutture a bolle. Le diverse bancate ignimbratiche semplici possono essere separate da modeste intercalazioni tufaceo-arenacee. Nella zona di Campodazzo, a livelli bassi, le ignimbriti ( $\rho \delta W_2$ ) presentano intercalazioni molto alterate di ( $\lambda \alpha$  LTBW) in facies lavica, con mineralizzazione diffusa a pirite (p1).

#### 49, $\rho \delta D$ - DOMI

Sono presenti in Valle Sarentina e sul Renon presso Auna di Sotto. Estesi in affioramento fino a 1 kmq. Sono ospitati nelle ignimbriti ( $\rho \delta W_2$ ) alle quali sono geneticamente collegabili. Colore grigio-verdastro. Compatti ed omogenei, presentano fessurazione irregolare e grossolana, simile a quella granitica. I fenocristalli di feldspato potassico, che conferiscono alla roccia una tipica struttura porfirica, sono euedrali, di colore rosa e presentano dimensioni massime di 5 cm; la massa di fondo è ollocristallina e presenta grana variabile in funzione della distanza dai contatti con la roccia ospite.

#### 48, $\rho \delta T_2$ - TUFFI CONGLOMERATICI

Affiorano a O e SO di Ponte Gardena. Potenza di poche decine di metri. Colore grigiastro e grado di cementazione elevato. Contengono ciottoli di dimensioni massime decimetriche, prevalentemente della stessa natura della matrice. Rari inclusi filladici.

#### 47, $\rho \delta W_3$ - IGNIMBRITI

Affiorano in Val Gardena e in Val d'Isarco sotto Castelrotto. Potenza 20-200 metri. Colore rosso-violaceo e rosso-mattone. Alla sommità tessitura orizzontale poco marcata e presenza di inclusi arrotondati della stessa natura della matrice. La parte centrale appare ben rinsaldata ed omogenea, con fessurazione verticale poco regolare e frattura di percussione mediamente netta. La parte basale è frequentemente poco saldata ed è localmente molto ricca di biotite (Val Gardena). Frequenti le strutture a bolle. I fenocristalli, anedrali, rappresentano circa il 50% del totale.

#### 46, $\lambda \alpha T$ - TUFFI CONGLOMERATICI

Affiorano nella bassa Val Gardena. Potenza 10-70 metri. Colore verde scuro. Nella matrice arenacea sono contenuti inclusi sia lavici, sia tufacei, angolosi e con dimensioni massime di 1 m. Tale roccia costituisce il livello stratigraficamente più elevato del sistema vulcanico latit-andesitico e dacitico e rappresenta un episodio di interferenza tra tale vulcanesimo e quello riodacitico.

#### 45, $\rho \delta W_4$ - IGNIMBRITI

Diffuse dalla Val Gardena all'altopiano del Renon ed alla Valle Sarentina. Potenza 100-400 metri. Colore bruno-scuro o rosso-fegato a sfumature violacee. Alla sommità, caratterizzata da tessitura irregolarmente orizzontale, si enucleano inclusi rotondeggianti di 5-15 cm di diametro. Al centro struttura omogenea associata ad una fessurazione grossolana; frattura di percussione poco netta. Nelle parti basali sono frequenti strutture eutaxitiche e vistosi fenocristalli irregolari (Pietra Rossa in Val d'Isarco). I fenocristalli, di colore bianco-lattiginoso ed anedrali, rappresentano circa il 45% del totale.

#### 44, $\rho \delta T_3$ - SILTITI, ARENARIE E TUFFI CONGLOMERATICI

Diffusi in Val d'Isarco ed in Valle Sarentina. Potenza 30-200 metri. Alla sommità sono presenti sedimenti arenacei con associati locali depositi limnici PE'. Nelle parti superiori o medie predominano banchi regolari, di colore rosso e potenti da 1 a 4 m, con blocchi riodacitici arrotondati di dimensioni fino a qualche dm, talora classati e disposti in grossolani allineamenti. Alla base sono generalmente presenti tuffi conglomeratici ad elementi con spigoli vivi, con dimensioni fino a qualche dm, della stessa natura della matrice. Quest'ultima può essere ben rinsaldata (bassa Valle Sarentina). Il colore generale è bruno-violaceo; i fenocristalli feldspatici sono bianco-lattiginosi, a contorno irregolare. Localmente (Tagusa in Val Gardena) possono contenere clasti quarzosi derivanti dal basamento cristallino.

#### C - Gruppo riolitico

#### 43, $\rho W_1$ - IGNIMBRITI

Diffuse presso Bolzano e, soprattutto, in Val Gardena. Potenza 0-400 metri. Colore prevalentemente grigio-rosa o rossastro o violetto nelle facies meno alterate. Fessurazione verticale grossolana. Fenocristalli feldspatici rosa, euedrali, con dimensioni fino a 4 mm. I fenocristalli rappresentano fino a circa il 35% del totale. Facies vitrofiriche (33, v) alla base (Val Gardena).

#### 42, $\rho D_1$ - DOMI

Presenti presso Cornedo in Val d'Isarco. Potenza massima 100 metri. Cupole e brevi colate. Fenocristalli feldspatici rosa a bordi riasorbiti, della lunghezza di 2-3 cm. Massa di fondo afanitica, di colore rosso-violaceo scuro. Fessurazione del tutto irregolare.

#### 41, $\rho T_1$ - ARENARIE, TUFFI CAOTICI E CONGLOMERATI, IGNIMBRITI

Affiorano nella parte bassa della Val d'Isarco e della Valle Sarentina. Potenza 200-400 metri. La parte superiore è composta da bancate regolari, rosse o biancastre, di tuffi conglomeratici caotici, potenti singolarmente da 1 a 4 metri. I singoli banchi, a matrice arenacea, contengono quantità variabili di ciottoli e blocchi arrotondati a distribuzione caotica e corrispondono probabilmente a colate di fango. Alla sommità chiare tracce di rimaneggiamento e presenza di sostanze organiche preludono al passaggio ai depositi limnici del livello PE'. Le bancate ignimbratiche sono presenti nella parte inferiore come livelli di modesta potenza a chiara tessitura lineare o come bancate più massive prive di fessurazione, analoghe alle varietà grigio-verdi ( $\rho WT_1$ ).

40,  $\rho W_1$  - IGNIMBRITI CON FACIES TUFACEE

Presenti nella bassa Valle Sarentina sotto Soprabolzano. Potenza 100 metri. Facies di colore rosa in basso, di colore grigio-verde chiaro in alto. Fessurazione verticale appena evidente e grossolana nelle varietà rosa, del tutto assente nelle varietà verdastra. Le varietà rosa sono abbastanza regolari e contengono sia inclusi della stessa natura della matrice, sia inclusi rotondeggianti od a contorno poligonale di colore rosso-fegato a frattura nettissima e leggermente concoide. La frattura della matrice è irregolare. Verso le parti basali le varietà rosa contengono modestissime intercalazioni di rocce clastiche PE' a grana minuta, probabilmente strappate al tetto di  $\rho T_1$ , con alta componente calcarea ed organogena. Le soprastanti varietà di colore grigio-verde sono caratterizzate da aspetto granuloso, da spalmature di opale, da rari e piccoli inclusi rotondeggianti di colore rosso-fegato identici a quelli presenti nelle varietà rosa, e da rarissime lenticelle calcaree.

39,  $\rho W_2$  - IGNIMBRITI

Affiorano a sud della linea Catinaccio-Bolzano. Potenza 1200 metri. Colore rosso, rosso-violaceo o grigio-rosa. Fessurazione verticale fitta e molto netta, frattura di percussione molto netta. Fenocristalli feldspatici di colore bianco-carnicino, con dimensioni di 2-4 mm. I fenocristalli, euedrali, costituiscono fino a circa il 35% del totale. In questa unità del Gruppo sono localizzate le cave di porfido da « cubetti ».

38,  $\rho F$  - DICCHI e 37,  $\rho S$  - SILLS

Presenti presso Bolzano e Ponte Nova in Val d'Ega. Estensione, discontinua, sull'ordine dei 3 chilometri. Sono intrusi nelle ignimbriti ( $\rho W_2$ ) (Nova Levante [ $\rho S$ ] e Bolzano [ $\rho F$ ] rispettivamente). Colore rossastro o grigio-rosa, notevole compattezza e fessurazione grossolana ed irregolare. Struttura porfirica con caratteristici fenocristalli feldspatici rosa a forma rettangolare e dimensioni fino a 2 cm, immersi in una massa di fondo olocristallina, a grana variabile in funzione della distanza dai contatti (\*).

## 36, PE1 - MARNE, MARNE CALCAREE, MARNE SILICEE, ARENARIE SOTTILI DI FACIES LIMNICA (AUTUNIANO)

Affiorano nella bassa Valle Sarentina. Potenza fino a 50 metri. Contengono fossili vegetali e animali e, talora, cristalli di galena (ad oriente dell'allineamento Ceppo-Plattner nella bassa Valle Sarentina). Stratificazione netta, talora sottile e ritmica. Depositi di questo tipo sono anche presenti alla base del ( $\rho T_2$ ) (S. Genesio), alla sommità del ( $\rho T_1$ ) (Bolzano) o del ( $\rho \delta T_3$ ) (Ceppo-Plattner) o in ridottissime intercalazioni nelle parti basali del ( $\rho WT_1$ ). Corrispondono stratigraficamente e cronologicamente agli « Scisti di Tregiovo ».

(\*) Nell'alta Vallarsa e nella zona di S. Leonardo, sotto il santuario di Pietralba, affiora, al limite del Foglio, un secondo domo riolitico (P. LEONARDI, D. ROSSI, 1956), per il quale si propone la sigla  $\rho D^2$ , esteso qualche centinaio di m. La roccia presenta colorazione rosso-fegato e fenocristalli feldspatici bianchi e bianco-rosei, di dimensioni anche superiori ai 2 cm, con piani di sfaldatura a lucentezza madreperlacea. La massa di fondo è vetrosa. La fessurazione è grossolana ed irregolare. Verso le parti periferiche si ha la convergenza a facies più chiaramente effusive.

35,  $\rho T^2$  - TUFFI ED IGNIMBRITI

Affiorano presso Ortisei e all'estremità sud-occidentale dell'Altopiano del Renon presso Bolzano. Potenza 0-30 metri. Banchi di colore grigio-verdastro chiaro, con aspetto granulare, massivi e privi di fessurazione, con caratteristici inclusi riolitici rotondeggianti, di colore rosso-fegato, a cristalli di quarzo limpidi, massa afanítica e frattura di percussione molto netta. Frequenti i prodotti di rimaneggiamento. Localmente (Val Gardena) la serie culmina con modeste bancate di ignimbriti ( $34, \rho WT_2$ ) di colore viola o rosa chiaro, a piccolissimi feldspati rosa, caratterizzate da una fessurazione verticale fitta e regolare.

32,  $\rho W_3$  - IGNIMBRITI

Diffuse da Ortisei a tutti gli altopiani a N di Bolzano. A sud di tale città affiorano soltanto a Sasso Rosso e M. Cervo. Potenza 20-250 metri. Bancate di colore rosso-mattone chiaro, molto compatte ed omogenee eccetto limitate porzioni della sommità, per la tessitura a lenti tronche ed irregolari, e della base, per la locale tessitura a bolle ed a fiamme. Fessurazione verticale mediamente regolare e fitta, frattura di percussione netta. I fenocristalli, piccoli ed euedrali, rappresentano fino al 45% della compagine. Locali facies vitrofitiche (33, v), massicce od a fiamme, alla base (Val d'Isarco, Altopiano del Renon, Valle Sarentina).

## 31, PE2 - ARENARIE DI VAL GARDENA, (SASSONIANO)

(A. BRONDI)

Nell'area compresa nel presente Foglio assumono la potenza di 50-200 metri. Appena fuori del Foglio, nel Blaetterbach (Rio delle Foglie), presentano in parte caratteri di ambiente marino, confermato anche dalla presenza, in alcuni livelli calcarei delle parti basali, di fossili come « Orthoceras » sp., « Nautilus » sp. e (?) « Parapronorites » sp. In generale però presentano un'origine fluvio-lacustre, testimoniata dalla presenza di intercalazioni argillose e calcaree, di tipiche impronte di fondo, di sedimentazioni incrociate di tipo fluviale, di accumuli di sostanze organiche vegetali. Fra i fossili vegetali sono state riconosciute specie riferibili a « Lepidodendron » e « Lebachia ».

In generale i caratteri stratigrafici sono i seguenti:

- parti basali: conglomerati fluviali a ciottoli vulcanici ed arenacei, con locali livelli gessiferi. Colore grigio;
- parti medio-inferiori: bancate di notevole spessore varianti da arenarie grossolane a siltiti. Frequenti cross-bedding fluviali, ripple-marks e load casts. Colore da rosso, prevalentemente legato alle granulometrie sottili, a grigio. Locali bancate eoliche di colore rosso.
- parti superiori: fitte intercalazioni di arenarie da medie a sottilissime, notevolmente classate. In alto frequenti livelli carbonatici. Frequenti detriti e letti vegetali. Cementazione carbonatica. Le colorazioni grige prevalgono su quelle rosse. Possono contenere mineralizzazioni sedimentarie ad uranio, galena, pirite, malachite e blenda.

## 30, PE3 - FORMAZIONE A BELLEROPHON (TURINGIANO)

(D. ROSSI)

Potenza variante da 50 metri (a S) a 150 metri (a NE). La parte inferiore è evaporitica, con dolomie cariate, gessi e argille. Nella parte superiore invece sono state individuate (B. ACCORDI, 1959) due aree a caratteristiche ambientali diverse, con la deposizione di due distinte

facies, una sudoccidentale che continua l'ambiente evaporitico della parte inferiore (« facies fiammazza »), con dolomie pulverolente e cariate, ad intercalazioni gessose ed argillose, ed una nordorientale, decisamente marina, con calcari bitumosi ad alghe e foraminiferi (« facies badiota »).

Nel presente Foglio, la facies badiota prevale in Val Gardena, mentre la facies fiammazza è già quasi completamente affermata al Passo di Costalunga.

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

## C - TRIASSICO

### FORMAZIONE DI WERFEN (WERFENIANO) (D. Rossi)

La potenza varia da 150 a 300 metri circa. Ciò è dovuto allo smantellamento operato dall'erosione instauratasi in una certa fase dell'Anisico inferiore (A. BOSELLINI, 1964a, 1968).

E' costituita da un insieme di membri ed orizzonti ben caratterizzati e delimitati nettamente da brusche variazioni litologiche, distribuiti su una vasta area senza cambiamenti apprezzabili. L'ambiente deposizionale della Formazione di Werfen evolve da una piattaforma di tipo carbonatico alla base, talora con impedita circolazione ed instaurazione di ambienti evaporitici (Orizzonte di Andraz), ad una piattaforma con fondali terrigeni bassi ed estesi (Membro di Campill). Verso la fine ritorna la sedimentazione carbonatica sottile.

In Val Gardena il Membro di Val Badia manca completamente e spesso manca anche il Membro di Campill. Il Membro di Val Badia manca anche alla base del Catinaccio.

#### 29 - T c<sup>1</sup> - Membro di Mazzin

Potenza 50-60 metri. Complesso uniforme di calcari micritici marnosi, grigi e grigio-scuri, in strati di 5-15 cm di spessore, con nodosità probabilmente dovute a rottura delle parti del limo calcareo già parzialmente consolidate (D. Rossi, 1962). Tra i microfossili sono molto frequenti gli Ostracodi. I macrofossili sono scarsi: si può trovare la *Lingula tenuissima* BRONN., ed inoltre Lamellibranchi soprattutto dei generi *Pecten* ed *Eumorphotis*. L'ambiente di deposizione va riferito ad una piattaforma di tipo carbonatico.

#### 28 - T s<sup>1</sup> - Orizzonte di Andraz

Potenza 10-15 metri. Sottile livello di dolomie marnose intercalate ad argilliti e siltiti di colore prevalentemente rosso e giallo. Le dolomie e le argille sono in lamine millimetriche e straterelli centimetrici (« ritmite dolomica » di D. ROSSI, 1962, « doloritmite rossa » di A. BOSELLINI, 1964a). Saltuarie intercalazioni di gesso, dolomie cariate e dolomie farinose. Assenti i fossili. Particolarmente erodibile è solitamente modellato a cengia: ciò lo rende distinguibile anche a distanza. Rappresenta un episodio di ambiente evaporitico.

#### 27 - T cm<sup>1</sup> - Membro di Siusi

Potenza 50-60 metri. Complesso omogeneo di calcari micritici, marnosi, grigi, a strati di 5-10 cm di spessore, spesso laminari, con interstrati millimetrici di marne ed argille marnose. E' assai ricco di resti fossili: vi è compresa la maggior parte di quelli appartenenti agli « Strati di Siusi » (P. LEONARDI, 1935); tra questi prevale *Claraia clarae* EMM. Pure frequenti i generi *Homomya*, *Pleuromya*, ecc. E' riferibile a fondali di piattaforma carbonatica di bassa energia.

#### 26 - T cb<sup>1</sup> - Oolite a Gasteropodi

Potenza da 50 a 70 metri. Fitta serie di alternanze di calcari micritici grigi e rosati in strati sottili (2-3 cm), di argille rosse e verdi, di calcari ad ooliti e piccoli Gasteropodi; sono pure presenti calcari farinosi giallastri, calcari detritici grigi e rossi, breccie intraformazionali rossastre (« Conglomerato di Koken »). A Tires è presente un'intercalazione gessosa. Resti fossili abbondanti ma mal conservati; frequenti anche le tracce del passaggio di organismi sul fondo. L'insieme delle caratteristiche fa pensare a fondali piatti ed estesi, qua e là emergenti dall'acqua e sbarranti specchi d'acqua ipersalinati.

#### 25 - T a<sup>1</sup> - Membro di Campill

Potenza 0-80 metri. Caratteristico colore rosso vinato; ripetute alternanze di siltiti, e subordinatamente di arenarie fini, quarzoso-micacee, in strati di 10-15 cm di spessore, e di calcari siltosi ed oolitici. Presso Tires sono presenti intercalazioni gessose. Frequenti, ma mal conservati, i fossili (Lamellibranchi, qualche Ammonite, rari Asteroidi, frequenti impronte di fondo). Molto diffuse le « increspature di fondo » (*ripple-marks*), impronte di carico (*load-casts*), strutture di essiccamento (*mud-cracks*), ecc. Il sedimento è la testimonianza di bassifondi e secche soggetti ad apporto terrigeno ed a temporanee emersioni (*mud-cracks*).

#### 24 - T cs<sup>1</sup> - Membro di Val Badia

Potenza 0-40 metri. Presente solo nella zona di Tires è costituito da calcari marnosi grigi, spesso siltosi, sottilmente stratificati, alternati a siltiti micacee grige. Molti i resti fossili: *Tirolites cassianus* QUENST., *Natiria costata* MÜNST., *Turbo rectecostatus* HAUER., ed inoltre *Eumorphotis*, *Pecten*, *Myophoria*, *Gervilleia*. La minor quantità di materiali terrigeni rispetto al membro precedente fa pensare ad un approfondimento della zona.

#### 23 - T cp<sup>2</sup> - STRATI A DADOCRINUS GRACILIS E CONGLOMERATO DI RICHTHOFEN (ANISICO INFERIORE) (D. Rossi)

Potenza complessiva 15-20 metri. Alla base dell'Anisico vi è spesso un bancone conglomeratico, con matrice siltoso-argillosa, potente al massimo qualche metro, formato di ciottoli provenienti soprattutto dalla sottostante formazione di Werfen (Conglomerato di Richtofen). L'ambiente di sedimentazione varia da quello di spiaggia a quello fluvio-torrentizio (R. DAL CIN, 1967) e corrisponde ad una fase di smantellamento dovuta ad emersione, che ha interessato vaste aree delle Dolomiti, asportando in varia misura, la serie werfeniana.

Sopra il Conglomerato di Richtofen, o direttamente sopra la formazione di Werfen, giace una debole serie (5-10 m di potenza) di siltiti rosse mal stratificate e prive di fossili, seguita da 5-10 m di marne e calcari marnosi e siltosi grigio-verdastri, con frequenti frustoli carboniosi e con *Dadocrinus gracilis* BUCH.

**22 - T d<sup>2</sup> - DOLOMIA DEL SERLA (ANISICO MEDIO-SUPERIORE)**  
(D. Rossi)

Potenza 50-150 metri. Bancone dolomitico, più potente nella parte centro-orientale del Foglio, formato da dolomie microgranulari, bianche, porose; si presenta massiccio oppure a stratificazione grossolana. La dolomitizzazione diagenetica tardiva (D. Rossi, 1967a) ha cancellato quasi completamente le strutture originarie della roccia; solo raramente sono ancora riconoscibili resti di alghe calcaree, tra cui *Diplopora annulatissima* PIA, *Diplora triasina* SCHAUB., *Pysoporella pauciforata* GÜMBEL. Doveva costituire un sedimento carbonatico di piattaforma, con deposito uniforme, bioclastico, a prevalenti frammenti di alghe calcaree avvolti da limo calcareo.

**21 - T c<sup>3</sup> - FORMAZIONE DI LIVINALLONGO (LADINICO INFERIORE)** (D. Rossi).

Potenza 0-100 metri. Complesso di strati relativamente unitario, intercalato fra Dolomia del Serla al letto e la Dolomia dello Sciliar Inferiore oppure le vulcaniti, al tetto.

Le facies più rappresentative si possono riunire in quattro gruppi principali (D. Rossi, 1964, 1965); tuttavia nel foglio in oggetto uno di questi, la « pietra verde », tufacea, non è rappresentato.

Il primo gruppo, potenza max 30 m, è dato da una serie di ritmiti silicee e siliceo-calcaree a radiolari e prevale nella parte inferiore.

Il secondo gruppo, potenza max 50 m, è quello dei calcari nodulari costituenti soprattutto la parte mediana: ritmiti calcareo-silicee, con intercalazioni, lenti o noduli di calcari micritici, con lamellibranchi a guscio sottile.

Al terzo gruppo, potenza max 30 m, appartengono i calcari laminati, litologicamente simili ai calcari nodulari salvo l'assenza delle nodulosità e della silice. Prevalgono nella parte alta.

I macrofossili sono scarsi. Localmente possono assumere importanza i Lamellibranchi col genere *Daonella* (D. *taramelli* Mojs., *D. badiotica* Mojs., ecc.) ed i cefalopodi (*Protrachyceras curionii* Mojs., *P. reitzi* BOECKH, *Arpadites arpadis* Mojs., *Proarcestes trompianus* Mojs., ecc.).

La Formazione si è deposta in bacini racchiusi tra corpi carbonatici di mare sottile in via di sviluppo; la profondità dei bacini è andata gradualmente aumentando nel Ladinico inferiore, fino a raggiungere il suo massimo verso la fine del piano.

**20 - T d<sup>3</sup> - DOLOMIA DELLO SCILIAR INFERIORE (LADINICO INFERIORE)** (D. Rossi)

Potenza 0-800 metri. I dati riguardanti le formazioni carbonatiche ladinico-carniche sono stati raccolti da A. BOSELLINI e D. ROSSI. Parte di tali dati sono stati presentati a Calgary (Canada) durante il Simposio sulle scogliere organizzato dalla AAPG nel 1970; la nota relativa è in corso di stampa. La responsabilità delle opinioni espresse in tale nota e nei presenti capitoli ricade ovviamente sugli autori.

La Dolomia dello Sciliar Inferiore costituisce l'ossatura del Gruppo del Catinaccio e di una buona parte dello Sciliar, e dà luogo ad un corpo carbonatico con potenza rapidamente variabile da 800 a 0 m in un'area relativamente limitata compresa fra il bordo settentrionale dello Sciliar e il bordo meridionale del Catinaccio. E' una dolomia microgranulare, porosa, notevolmente pura, dolomitizzata in fase diagenetica tardiva (D. Rossi, 1967a). Alle Torri del Vaiiolet è suddivisa in netti banchi suborizzontali. Talora anche la parte sommitale è stratificata, per pochi metri di spessore (Sciliar).

Nella parte meridionale del Catinaccio (dalla Roda di Vael alla punta di Masarè) vi sono accenni di stratificazione inclinati di 30° circa verso Sud, discordanti con la sottostante Formazione di Livinallongo suborizzontale; l'inclinazione dei banchi dolomitici deve quindi considerarsi originaria (« *Uebergusschichtung* » di MOJSISOVICS).

Lo stesso fatto si verifica al margine nord-orientale dello Sciliar, lungo la scarpata di raccordo tra l'Altopiano dello Sciliar e l'Alpe di Siusi (P. LEONARDI, 1962). La scarpata, strutturale, è costituita da banchi dolomitici immersi verso Nord con inclinazione di 20°-30°.

Sia al margine meridionale del Catinaccio come al margine nord-orientale dello Sciliar il banco inclinato più esterno del corpo carbonatico si raccorda con la parte superiore della Formazione di Livinallongo, mentre i banchi inclinati più interni si raccordano con la parte inferiore della stessa (lungo il contatto è spesso presente una breccia dolomitica). Il corpo carbonatico e la Formazione di Livinallongo sono quindi coevi.

Sotto le Torri del Vaiiolet la Dolomia dello Sciliar poggia direttamente sulla Dolomia del Serla. La Formazione di Livinallongo si intercala tra le due dolomie solo più a Sud e più a Nord: verso Sud, al margine meridionale del Catinaccio, lo spessore massimo si realizza ai margini del corpo carbonatico.

In conclusione l'edificio carbonatico si è sviluppato verso l'alto e lateralmente da un primitivo nucleo, ubicato sotto le Torri del Vaiiolet, contemporaneo ai primi sedimenti di Livinallongo. Lungo le successive scarpate di raccordo tra il corpo carbonatico ed i sedimenti di Livinallongo rotolavano detriti carbonatici angolosi, strappati dalla sommità dell'edificio. L'edificio carbonatico nel suo sviluppo raggiunse una potenza di 800 metri, mentre la formazione di Livinallongo non ha superato il centinaio di metri. La differenza tra questi spessori ci indica l'entità della sopraelevazione dell'edificio sui fondali circostanti.

VULCANITI MEDIO-TRIASSICHE (E. SOMMAVILLA)

Gli affioramenti principali di rocce vulcaniche di età triassica occupano, entro i limiti del Foglio, i bordi occidentale, settentrionale e sud-orientale dell'Alpe di Siusi. Essi continuano lungo il margine meridionale ed occidentale dell'Altopiano dello Sciliar, mentre una serie di filoni attraversa il Gruppo del Catinaccio. Queste vulcaniti sono collegate ad Est con quelle della Val di Fassa e rappresentano perciò il settore nord-occidentale del distretto vulcanico dolomitico. Si possono suddividere in:

19, T<sup>3</sup> β<sub>1</sub> - COLATE LAVICHE

18, T<sup>3</sup> β<sub>2</sub> - BRECCIE IALOCLASTITICHE A FRAMMENTI DI PILLOWS

17, T<sup>3</sup> β<sub>3</sub> - IALOCLASTITI

16, T<sup>3</sup> β<sub>4</sub> - DICCHI E SILLS

19, T<sup>3</sup> β<sub>1</sub> - COLATE LAVICHE

Sono il tipo prevalente e si presentano quasi sempre con la struttura globulare (« lava a cuscini » o « pillow-lava ») tipica delle colate sottomarine. Di « cuscini lavici » sono costituiti gli affioramenti della media Valle del Rio Freddo, le parti sommitali del M. Bullaccia e del M. Piz ed il dosso tra M.ga Docoldaura e il Passo Duròn. La forma dei pillows è generalmente quella di un'ellissoide un po' schiacciato inferiormente. I diametri massimi variano tra un decimetro e parecchi metri. Molto evidenti, spesso, sono le strutture concentriche periferiche e, nei pillows di oltre mezzo metro, le fessurazioni radiali del nucleo. Soprattutto nella parte esterna dei « cuscini », la lava è vetrosa e molto bollosa e le cavità sono spesso riempite da minerali secondari (soprattutto analcime e calcite). Gli interstizi tra i pillows sono occupati da ialoclastite derivata dallo sbriciola-

mento di croste di « cuscini » e talvolta da brandelli di sedimento marino leggermente metamorfosato dalla lava. Sopra l'Alb. o Frama verso Sud, si sono trovati negli interstizi tra i *pillows*, verso il tetto della formazione, piccoli lembi di sedimento con fossili caratteristici del Ladinico superiore, come la *Daonella lommeli* WISSM. (cfr. M. SACERDOTI e E. SOMMAVILLA, 1962). Intercalato ai cuscini si trova qua e là anche qualche blocco o lente di lava non globulare o semiglobulare.

La lava a « cuscini » costituisce una grossa bancata, che dal Rio Bianco, dove presenta il massimo spessore (400 m circa), raggiunge l'alta Val Gardena.

L'appendice lavica dello Sciliar non presenta invece sicuri caratteri di colata sottomarina. I suoi rapporti con le colate descritte sopra non appaiono ancora chiari, a causa di dislocazioni tettoniche.

### 18, T<sup>3</sup> β<sub>2</sub> - BRECCIE IALOCLASTITICHE A FRAMMENTI DI PILLOWS

Costituiscono una serie di bancate localizzate tra la base delle pareti dei Denti di Terrarossa, il Rif. o Alpe di Siusi e la Val Saltaria. Si tratta di breccie con matrice ialoclastitica e con elementi costituiti da frammenti di cuscino e da qualche pillow intero. Ad esse si intercalano parecchie lenti laviche a tendenza globulare (le superfici hanno forme mammellonari). È evidente che questa formazione deriva da successive colate sottomarine, di cui una parte, durante l'effusione, si è suddivisa bruscamente in cuscini che si sono subito sfaldati.

### 17, T<sup>3</sup> β<sub>3</sub> - IALOCLASTITI

Lungo il margine orientale del Foglio rientra la parte occidentale di una lente ialoclastitica, non collegata geneticamente con lave globulari, dello spessore massimo di 300 m e del diametro di circa 5 km. Si tratta di una roccia clastica a granuli angolari di lava vetrosa, aventi uno spessore medio di qualche millimetro, non gradata e con solo qualche cenno di stratificazione al tetto della lente. Il vetro è spesso molto bolloso, e le bolle, come gli interstizi tra i granuli, sono riempite da analcime, zeoliti varie e calcite. Questi elementi fanno pensare ad un fenomeno di « granulazione » della lava sottomarina, avvenuto senza suddivisione in *pillows* (M. SACERDOTI e E. SOMMAVILLA, 1962, HONNOREZ, 1963).

### 16, T<sup>3</sup> β<sub>4</sub> - DICCHI E SILLS

Filoni discordanti, subverticali, con direzione prevalente NNW-SSE, e secondaria NE-SW, compaiono nell'angolo sud-orientale del Foglio. Alcuni raggiungono lo spessore di qualche metro, sono molto estesi e corrispondono probabilmente a condotti lavici fissurali. Poco sotto il M. Piz e il M. Bullaccia (verso Nord) vi sono due affioramenti di lava, intercalata in concordanza stratigrafica agli strati della Formazione di Livinallongo e interpretabili (evidente metamorfismo al tetto) come filoni-strato. Essi passano lateralmente a lava globulare, per cui si possono considerare il residuo di un *sill* che si è cercato un'apertura al tetto, alimentando colate laviche sottomarine.

#### Elementi petrografici

Il chimismo di tutte le rocce è basaltico a tendenza alcalina. Le lave e le breccie laviche sono un po' meno femiche della ialoclastite lenti-forme e presentano tendenza potassica, mentre la ialoclastite rivelerebbe, all'analisi chimica, un carattere sensibilmente sodico, che però molto probabilmente non è primario. I fenocristalli, numerosi e relativamente grandi

sia nella lava che nella ialoclastite, sono plagioclasti alquanto calcici (80% circa in An) e augiti. È particolarmente abbondante, sia nelle croste dei cuscini che nella ialoclastite, l'analcime.

#### Stratigrafia

L'ordine di successione delle formazioni descritte è il seguente (dalla più antica alla più recente):

- 1) lave a cuscini e lenti di ialoclastite;
- 2) breccie ialoclastitiche a frammenti di *pillows*.

La colata di lava dello Sciliar (finora considerata raibiana e, come tale, ritenuta la manifestazione più recente di tutto il vulcanismo delle Dolomiti) ha probabilmente la stessa età delle altre colate o è di poco più giovane.

I filoni-strato, per quanto s'è detto sopra, risultano coevi alle effusioni a *pillows*.

I dicchi discordanti attraversano tutta la serie, dalle ignimbriti superiori del Complesso Vulcanico Atesino (cfr. Nova Levante-Tires, M. Nigra, ecc.) fino alle dolomie di Wengen e di S. Cassiano. Della serie vulcanica invece le Formazioni di Wengen e di S. Cassiano. Della serie vulcanica attraversano solo la lente ialoclastitica. Qualcuno di essi rappresenta il condotto adduttore delle lave che formano le breccie a frammenti di « cuscino ».

Le lave globulari, almeno quelle del dosso situato tra il Passo Duròn e la M.ga Docoldaura, risultano chiaramente addentellate a lingue della breccia calcareo-dolomitica della scarpata del Molignon. I primi « cuscini » sono frammenti a questi depositi detritici, che sono databili tra il Ladinico inferiore e quello superiore.

Questi dati, uniti alla presenza tra i cuscini, al tetto delle colate globulari, della *Daonella lommeli* WISSM., sono chiaramente a favore di una età ladinica medio-superiore di tutto il vulcanismo di questa regione. Più precisamente, le effusioni laviche appaiono circoscritte ad un periodo in cui i *build-ups* carbonatici del Ladinico inferiore subirono un fenomeno di parziale smantellamento. Non sono però ancora chiari i rapporti tra le vulcaniti della Valle del Rio Freddo e la formazione dolomitica del versante nord-orientale dello Sciliar. Una risposta definitiva sull'età di questi fenomeni si potrà dare solo dopo uno studio di dettaglio di questi rapporti.

### 15, T<sup>3</sup> - FORMAZIONE DI WENGEN (LADINICO SUPERIORE) (L. SCUDELER-BACCELLE)

Potenza 0-100 metri. Arenarie e brecciole poligeniche brune, arenarie e conglomerati vulcanici neri con *Daonella lommeli* WISSM., argilliti e marne grigio-nerastre fossilifere, biocalcarenti nocciola, tufi e tuffiti nerastre in fitte alternanze di strati regolari, di spessore prevalentemente compreso tra 2 e 20 cm, di colore nerastro, superficialmente giallastri o rossastri per alterazione dei minerali di ferro. La facies è di bacino.

Nel complesso la successione assume un aspetto fliscioide, dal quale deriva il nome di pseudoflysch, attribuito da alcuni Autori. Le arenarie a matrice argillosa, e le brecciole poligeniche, spesso gradate, sono in generale composte da una frazione di natura vulcanica (plagioclasti, augite, zeoliti, magnetite, frammenti litici o vetro) proveniente dalle lave coeve e da una frazione carbonatica. Quest'ultima è rappresentata dagli stessi tipi di grani (intraclasti, bioclasti, talvolta con rivestimenti micritici) che si rinvengono nelle calcareniti presenti nella serie.

I conglomerati presentano matrice arenacea e ciottoli lavici o calcareo marnosi, arrotondati o ellittici, di diametro compreso tra 2 mm e 10-20

cm, spesso orientati. Le argilliti, spesso fogliettate, costituiscono livelli di pochi centimetri di spessore, e, essendo facilmente erodibili, pongono in risalto gli strati più competenti. Le biocalcareni formano strati talvolta gradati. In generale sono cementate da calcite spatica. I livelli marnosi presentano qualche laminazione e sono ricchi di resti di lamellibranchi (*Daonella* e *Posidonia*) e frustoli carboniosi anche piritizzati.

Nella formazione di Wengen compaiono alcuni blocchi calcarei del volume medio di qualche metro cubo, più o meno arrotondati, di colore nocciola chiaro o biancastro, chiamati « Calcari di Cipit » (dal Rio Cipit sull'Alpe di Siusi). Essi sono spesso butterati da cavità rivestite di calcite spatica o di dolomite selliforme e talvolta incrostate di pirite e di celestina (L. SCUDELER BACCELLE, 1971).

I fossili più frequenti sono i lamellibranchi (*Daonella lomelli* WISSM. e *Posidonia wengenensis* WISSM.) ed i cefalopodi (*Trachiceras archelaus* LAUBE e *T. ladinum* Mojs.).

Tra i vegetali, spesso completamente carbonizzati, sono state riconosciute Pteridospermi (*Cladophlebis*), Bennettititi e Coniferali. Gli affioramenti della formazione di Wengen presentano la loro massima estensione lungo una fascia che circonda l'Alpe di Siusi e continua oltre i limiti del Foglio, verso la Val di Fassa e la Val Gardena.

#### 14, Ta<sup>4</sup> - FORMAZIONE DI S. CASSIANO (CARNICO INFERIORE) (L. SCUDELER-BACCELLE)

Potenza indeterminabile per mancanza del tetto della formazione. Biocalcareni grigio-nocciola e rossastre, arenarie, brecciole o conglomerati poligenici bruni con blocchi di « Calcari di Cipit »; arenarie e conglomerati vulcanici con Pachicardie (« Tufi a Pachicardie ») intercalati ad argille grigie, verdastre e nere. Calcari micritici bituminosi, nerastri.

La formazione di S. Cassiano, conserva per tutta la serie il caratteristico aspetto fliscioide e le proprietà litologiche della sottostante formazione di Wengen. Verso l'alto però, i litotipi carbonatici tendono a prevalere sui livelli argillosi ed arenacei e la colorazione superficiale della serie diviene più chiara. Risalendo il Rio Freddo si trovano ripetutamente i cosiddetti « Tufi a Pachicardie ». Si tratta di strati nerastri molto alterati e sfatti, spessi da 10 cm a 1 m, talvolta lentiformi gradati, con matrice arenacea contenente abbondanti ciottolotti lavici o marnosi, arrotondati, del diametro medio di 3 cm (ma anche fino a 10-20 cm) e molti fossili. Sono presenti principalmente gasteropodi (per lo più nani), brachiopodi e lamellibranchi di età tardo-ladinica o cassiana e abbondanti conchiglie di *Pachycardia rugosa* HAUER, nonché diverse altre forme raibliane. Spesso i fossili sono rotti ed il loro aspetto suggerisce un certo rimaneggiamento. In tali tufi è stato rinvenuto (presso Malga Prosliner) anche un osso nasale di anfibio stegocefalo (*Metoposaurus*) (P. LEONARDI, 1968).

Nell'ambito del Foglio, la formazione di S. Cassiano ricopre completamente, con una dolce morfologia pianeggiante, l'Alpe di Siusi.

#### 13, Td<sup>4</sup> - BARRIERA DELLO SCILIAR (CARNICO INFERIORE) (D. ROSSI)

Occupava una stretta fascia al bordo nord-orientale dell'Altopiano dello Sciliar, corrispondente ad una dorsale alta un centinaio di metri, ampia 3-400 metri e lunga poco più di 2 km; in origine doveva essere più lunga. E' una dolomia microgranulare quasi pura, porosa, priva completamente di stratificazione, se si eccettuano i margini nord-orientale e sud-occidentale, dove appare una grossolana suddivisione in grossi banchi inclinati oppostamente dalle due parti, verso l'esterno. Contiene innumerevoli coralli in posizione di crescita.

Contro la barriera si interrompe il sottile banco di lava presente sull'Altopiano dello Sciliar (P. LEONARDI, 1962). La barriera è impostata direttamente sulla Dolomia dello Sciliar Inferiore, con un limite incerto.

Il passaggio alla sovrastante Formazione di Raibl è invece assai brusco. La barriera passa lateralmente verso Sud-Ovest a sedimenti con caratteristiche di restrizione (Dolomia della Rosetta).

#### 12, Td<sup>4</sup> - DOLOMIA DELLA ROSETTA (CARNICO INFERIORE) (D. ROSSI)

Potenza massima 80 metri circa. E' presente sull'Altopiano dello Sciliar; occupa una fascia non molto ampia a Sud-Ovest della Barriera dello Sciliar, con la quale è in eteropia (P. LEONARDI, 1962).

Si tratta di dolomie fittamente stratificate, spesso laminari, prevalentemente micritiche, a caratteristiche di dolomitizzazione singenetica, con numerose intercalazioni ad oncoliti e a molluschi. Pure frequenti i livelli di breccie.

Il limite inferiore è nettissimo: il letto è costituito dal banco di lava presente sull'Altopiano dello Sciliar. Il limite superiore, colla Formazione di Raibl, è invece meno definibile. Il passaggio laterale dalla Dolomia della Rosetta alla barriera è graduale. Gli strati di Dolomia della Rosetta si ingrossano gradualmente procedendo verso la barriera, con superfici di stratificazione che risalgono verso di questa, sempre meno evidenti, finché spariscono completamente.

L'ambiente di deposizione dovrebbe corrispondere ad un bassofondo carbonatico intercotidale.

#### 11, Td<sup>4</sup> - DOLOMIA DELLO SCILIAR SUPERIORE (CARNICO INFERIORE) (D. ROSSI)

Potenza 100 m circa. E' conservata solo presso le Cime di Terrarossa. E' costituita da un impasto caotico di massi e frammenti dolomitici di varie dimensioni, talora grossolanamente lenticolari (P. LEONARDI, 1962). Gli spazi tra i vari blocchi sono occupati da detrito rossastro della taglia di una sabbia. Nei blocchi si mostra una vasta gamma di strutture: coralli, oncoliti, crinoidi, stromatoliti, ecc.

E' suddivisa in grossi banchi da superfici di stratificazione, con immersione (originaria) verso Nord (verso l'Alpe di Siusi) di una ventina di gradi, che si assottigliano gradualmente.

Il letto della formazione è costituito: nella parte nord-occidentale dai banconi inclinati di Dolomia dello Sciliar Inferiore, con limite poco definito; nella parte sud-orientale dalla Formazione di S. Cassiano, con limite brusco. Il passaggio alla Barriera dello Sciliar non è molto evidente ed è in gran parte sepolto dalla Formazione di Raibl. Il passaggio ai depositi di bacino sembra rappresentato dalle lingue di dolomia avvolte dalla Formazione di S. Cassiano presente sull'Alpe di Siusi (P. LEONARDI, 1962, A. VALDUGA, 1962).

La Dolomia dello Sciliar superiore è qui interpretata come il racordo tra la barriera ed il bacino dell'Alpe di Siusi (*fore reef talus*). Tuttavia non si esclude che la parte inferiore di questo ammasso detritico possa costituire il prodotto di uno smantellamento avvenuto a spese della Dolomia dello Sciliar Inferiore.

#### 10, Tm<sup>4</sup> - FORMAZIONE DI RAIBL (CARNICO SUPERIORE) (D. ROSSI)

Occupava pressoché tutto l'Altopiano dello Sciliar, e, con la sua facile erodibilità, ne ha determinato le forme dolcemente ondulate. E' qui rappresentata da una fittissima alternanza di marne, argille, calcari talora bituminosi, dolomie, areniti calcaree e dolomitiche. La stratificazione è sempre fitta e decisa, la colorazione è vivace (toni verdi, rossi, gialli).

La formazione è situata tra dolomie compatte (Dolomia della Rosetta

o Barriera dello Sciliar al letto, Dolomia Principale al tetto). Il suo spessore varia da pochi metri (sopra la Barriera dello Sciliar) a qualche decina di metri (sopra la Dolomia della Rosetta).

La Formazione di Raibl affiorante sull'Altopiano dello Sciliar è nota per la ricchezza delle sue faune, costituite in prevalenza da Lamellibranchi e Gasteropodi (coi generi *Modiola*, *Myophoria*, *Ostrea*, *Gervilleia*, *Mysidoptera*, *Pachycardia*, *Naticopsis*, *Coelostylina*, *Chebnitzia*, ecc.).

La figura 1 mostra i rapporti fra le varie formazioni del Ladinico e del Carnico Superiore.

#### 9, T<sup>5</sup> - DOLOMIA PRINCIPALE (NORICO) (D. ROSSI)

La Dolomia Principale chiude la serie stratigrafica. E' presente solo sulla sommità dello Sciliar, in poco estesi lembi di spessore assai ridotto (potenza dell'ordine di un centinaio di metri) e piuttosto sconnessi, che costituiscono i cocuzzoli più elevati: M. Castello, M. Pez, Cranzes e pochi altri (P. LEONARDI, 1962).

I caratteri distintivi della formazione (A. BOSELLINI, 1967) sono dati dalla stratificazione (in strati e banchi da qualche cm a qualche m di spessore), dalla presenza di interstrati argillosi di colore rossastro o verdastro e da livelli a lamine millimetriche (mm-ritmiche). I litotipi prevalenti sono: dolomie cristalline, dolomie laminate, dolomie stromatolitiche, breccie intraformazionali, micriti pellettifere, dolomie intraclastiche, dolomie oolitiche. Tra i macrofossili è qui abbastanza comune la *Worthenia contabulata* COSTA (*W. solitaria* BEN.), mentre più rari sono i Megalodonti. Sono presenti strutture d'erosione, di essiccamento, di dilavamento, ecc.

Il limite inferiore, con la Formazione di Raibl, è assai netto: si compie lungo una superficie di stratificazione. Il limite superiore non è conservato.

La Dolomia Principale è riferibile a bassi, piatti ed estesi fondali carbonatici, lentamente subsidenti, con caratteristiche da intercotidali (livelli stromatolitici, sedimenti laminati, breccie intraformazionali, dolomie intraclastiche, ecc.), a subcotidali (dolomie cristalline in bancate massicce e porose, a *Worthenia* e *Megalodon*, dolomie oolitiche, micriti pellettifere), con episodi sopracotidali.

#### D - DEPOSITI SCIOLTI DEL PLEISTOCENE - OLOCENE

(G. MURARA - M. NARDIN)

#### 8, q - DEPOSITI SABBIOSI E ARGILLOSI DELLO SCILIAR (PLEISTOCENE)

Sull'Altopiano dello Sciliar a SE di M. Pez, presso quota 2408, esiste un limitato affioramento di depositi sabbioso-argillosi, molto ricchi di noduli e lenticelle di limonite, riferibili al Pleistocene (P. LEONARDI, 1958 e 1962).

#### 7, a<sup>1</sup> - DEPOSITI FLUVIALI SOTTOPOSTI A MORENE WÜRMIANE (RISS-WÜRM)

Questi depositi rappresentano le alluvioni più antiche del Quaternario e sono riferibili ad un periodo di alluvionamento interglaciale, in quanto in molte zone sono ricoperti da depositi glaciali würmiani. Sono sempre ben stratificati e compatti, con spessore osservabili da 20-30 m (alta Val d'Ega) ad oltre 200 m (presso Bolzano), e costituiti da alternanze più o meno regolari di ghiaie, sabbie e silt; granulometrie più grossolane caratterizzano le alluvioni delle valli laterali, dove questi depositi evidenziano talora la presenza di antichi alvei epigenetici.

#### 6, mo<sup>w</sup> - DEPOSITI GLACIALI E LOCALMENTE DEPOSITI FLUVIOGLACIALI (WÜRM)

Le morene würmiane, nell'area esaminata, sono connesse prevalentemente all'azione dei ghiacciai dell'Isarco e dell'Adige, che si saldavano nella zona dell'Altopiano del Kenon, e di quello dell'Avissio, che trasiuiva nella Val d'Ega attraverso il Passo di Costalunga.

Questi depositi glaciali, che riflettono nella loro composizione quella dei bacini di provenienza, costituiscono affioramenti molto estesi e potenti specialmente sugli altopiani e nella parte alta dei versanti dove si rinven- gono massi erratici fino oltre i 2000 m. La loro composizione è quella di una morena di fondo con elevata componente sabbioso-argillosa e marcato arrotondamento dei ciottoli e dei massi; depositi a granulometria molto più grossolana, con disposizione caotica, riferibili a morene laterali, sono stati osservati nella zona di Siusi e Presule. In questi depositi si possono inoltre riconoscere localmente delle serie tipicamente alluvionali, fluviali e lacustri, in genere piuttosto limitate.

#### 5, mo - DEPOSITI GLACIALI ED ARCHI MORENICI STADIALI (TARDO WÜRM - POST WÜRM)

Tali apparati morenici, riferibili alle fasi di ritiro dei ghiacciai, sono localizzati ai piedi ed all'interno dei gruppi dolomitici nella zona di R. Sciliar, del Lago di Carezza, della conca di Gardeccia, ecc.). Si tratta generalmente di depositi in prevalenza monogenici (rocce carbonatiche ladiniche) a granulometria molto grossolana con massi di vari mc; localmente (Lago di Carezza) la granulometria può essere più fine e può essere presente una certa stratificazione.

#### 4, a<sup>2</sup> - DEPOSITI FLUVIALI (POSTGLACIALE)

Si tratta di depositi generalmente sciolti costituiti da alternanze di ghiaie, sabbie e banchi di limo irregolarmente compenetrati, con composizione che riflette quella litologica del bacino. Compagno nelle zone più allargate dei fondovalle, e, nei depositi maggiori, sono spesso terrazzati.

#### 3, dt - COPERTURA ELUVIALE, DEPOSITI COLLUVIALI E DETRITI DI FALDA (POSTGLACIALE - ATTUALE)

La copertura detritica, molto sviluppata nell'area del Foglio, dà luogo ad accumuli cospicui specie alla base delle pareti porfiriche e dolomitiche, dove si ha una granulometria molto grossolana. Coperture detritiche generalmente minute ed argillose derivano invece da rocce filladiche e dai sedimenti permo-werfeniani.

#### 2, t - DEPOSITI TORBOSI E PALUSTRI (POSTGLACIALE - ATTUALE)

Questi depositi, legati prevalentemente al modellamento glaciale, sono abbastanza frequenti sugli altopiani o all'interno dei numerosi circhi glaciali del Gruppo del Catinaccio.

#### 1, a<sup>3</sup> - DEPOSITI FLUVIALI (ATTUALE)

Vengono definiti con questo termine i depositi fluviali, ghiaiosi e sabbiosi, attualmente alluvionabili e legati alla climatologia attuale. Sono sviluppati lungo l'alveo dei vari corsi d'acqua e sono particolarmente estesi in Val d'Adige, dove possono raggiungere i 200 m di spessore.

### III - TETTONICA (G. MURARA e M. NARDIN)

Gli elementi strutturali fondamentali che caratterizzano la regione compresa nel Foglio sono rappresentati da:

- 1) Anticlinale del M. Rasciesa (il M. Rasciesa è immediatamente al di fuori del limite settentrionale del Foglio);
- 2) Sinclinale Alpe di Siusi - Sciliar - Altopiano del Renon;
- 3) Anticlinale del Montalto di Nova;
- 4) Sinclinale di Nova Ponente.

Lo stile tettonico è fondamentalmente caratterizzato da pieghe-faglie e pieghe nei terreni teneri (Formazione permowerfeniana, Formazioni di Livinallongo e Raibl, Strati di Wengen e di S. Cassiano) e da una tettonica di sbloccamento nei terreni rigidi (Complesso Vulcanico Atesino, masse dolomitiche ladino-carniche). L'assetto tettonico, legato all'orogènesi alpina, è stato notevolmente influenzato dagli elementi vulcanotettonici ercinici caratterizzati da direttrici orientate prevalentemente da W-NW/E-SE a E-W.

Il più importante disturbo tettonico esistente nell'area del Foglio è rappresentato dalla Linea di Tires che segue l'andamento del piano di sprofondamento vulcano-tettonico. Presenta i caratteri di una faglia inversa, immergente a Sud, che provoca un innalzamento della serie vulcanica meridionale con rigetti variabili da 500 m (Bolzano e Val di Isarco) a oltre 1000 (Val di Tires). Verso Est questa linea si esaurisce nella flessura del Catinaccio - Sciliar, determinando giaciture molto inclinate nella serie permo-werfeniana e fratturazione, con faglie inverse, subparallele vicarianti della linea di Tires, del bancone dolomitico (linea dell'Alpe di Tires (\*), ecc.). Nell'insieme la serie triassica nel Gruppo del Catinaccio, strutturalmente legata all'anticlinale del Montalto di Nova, è relativamente poco disturbata, con giaciture prevalentemente suborizzontali, interessata da piccole faglie e soprattutto da fratture subverticali.

A Nord della linea di Tires il piastrone porfirico, che giace in discordanza sul basamento metamorfico, inclinato decisamente a Sud, presenta, sull'Altopiano del Renon, una debole immersione ( $5^{\circ}$ - $10^{\circ}$ ) verso Sud ed è interessato, assieme a numerose faglie a prevalente direzione NW-SE e con deboli rigetti, da alcune importanti faglie con rigetti da 100 a 300 m (linea Madonnina del Renon, Collalbo, Rio Martora, Vanga, M. Valnera, ecc.). Nella zona sinclinale dell'Alpe di Siusi, interessante tutta la zona della media Val Gardena, l'Altopiano di Siusi ed il Gruppo dello Sciliar, i banchi ignimbritici che si sviluppano sul fianco settentrionale (M. Rasciesa) presentano immersioni di  $20^{\circ}$ - $25^{\circ}$ . Sia il piastrone porfirico che i sedimenti e le vulcaniti triassiche sono interessate in questa zona da una serie di deboli disturbi tettonici, dovuti probabilmente ad un parossismo successivo al corrugamento primario.

A Sud della linea di Tires (zona della Val d'Ega e Altopiano di Nova Ponente) prendono grande risalto i sistemi ortogonali di faglie e fratture favoriti da alcuni sistemi di rottura preferenziali dovuti al raffreddamento iniziale delle vulcaniti. I sistemi Est-Ovest (linea Bassa Val d'Ega, S. Valentino in Campo, Nova Levante, Vallarsa) tendono ad abbassare la piattaforma verso Sud, mentre quelli Nord-Sud o N20°E e N20°W (spesso mineralizzati a fluorite, barite, quarzo con tracce di solfuri) causerebbero un progressivo abbassamento verso Est (linea del Lupicino, della Fossa del Lupo, ecc.); i rigetti delle singole faglie sono indeterminabili data l'uniformità delle formazioni entro cui si sviluppano.

(\*) Nel Foglio è riportato il termine errato di p.sso Alpe di Tires.

### IV - GEOMORFOLOGIA (M. NARDIN)

La grande varietà di litotipi, diversamente associati nelle numerose formazioni, e i fattori tettonici ercinici ed alpini hanno giocato un ruolo determinante nel modellamento di questa Regione.

Il reticolo idrografico è stato massimamente influenzato dal sistema di fratture, che, molto sviluppate a causa della rigidità del grosso piastrone ignimbritico e dei potenti banconi dolomitici, hanno guidato costantemente l'evoluzione morfologica delle valli. In tal modo l'andamento sia delle valli principali che dei canali presenti nei gruppi dolomitici riflette quello delle direttrici tettoniche principali (\*).

Gli agenti atmosferici hanno agito in maniera differenziale sui vari elementi stratigrafici della serie: i versanti intagliati in rocce meno erodibili, quali le ignimbriti, le dolomie e i calcari in grossi banchi, sono generalmente molto ripidi o precipiti rispetto a quelli intagliati in rocce più erodibili, quali le filladi quarzifere (in parte), le rocce marnoso-arenacee della serie permo-werfeniana, i tufi poco saldati e le argilliti degli Strati di S. Cassiano e Wengen, le marne degli Strati di Raibl, ecc. Questo stretto rapporto fra inclinazione del pendio e caratteristiche meccaniche delle formazioni è particolarmente favorito dalla loro giacitura suborizzontale.

In particolare l'azione glaciale ha provocato in corrispondenza dei livelli più erodibili la costituzione di vaste spianate delimitate da ripide pareti.

Nella serie effusiva permiana ha così messo localmente in evidenza la successione delle varie unità di raffreddamento o addirittura le unità effusive (flow-units) all'interno delle unità di raffreddamento composite. Il piano Tisana-Tagusa separa ad esempio l'unità riodacitica  $\rho\delta W_3$  dall'unità riolitica  $\rho W_3$ . Il piano Collalbo-S. Verina sull'Altopiano del Renon separa invece due livelli effusivi appartenenti all'unità di raffreddamento  $\rho\delta W_2$ . Nel caso specifico di questa serie vulcanica livelli più erodibili oltre a quelli tufacei, sono anche la base e il tetto delle singole unità di raffreddamento, generalmente più scoriee e meno saldate.

I terrazzamenti glaciali principali (Siusi, M. Nigra, Nova Ponente) si sono tuttavia intagliati nella serie arenaceo-marnosa permowerfeniana, che su di essi risulta totalmente asportata o rappresentata da placche di Arenarie di Val Gardena.

Pure l'erosione torrentizia, quella crionivale e quella da ruscellamento hanno agito in maniera del tutto simile, seppure meno appariscente, provocando la formazione di ripiani in corrispondenza di livelli più erodibili e di pareti laddove affiorano livelli vulcanici compatti o banchi dolomitici. Tipiche le cenge e le spianate nella serie triassica dello Sciliar e del Catinaccio in corrispondenza degli Strati di Livinallongo, di Raibl e di quelli dell'Anisico inferiore.

Sull'Alpe di Siusi le lave basaltiche originano pareti e spuntoni che risaltano sulla morfologia generalmente addolcita per la presenza della serie fliscioide degli Strati di Wengen e di S. Cassiano.

I livelli conglomeratici vulcanico-sedimentari della serie effusiva per-

(\*) A proposito dell'evoluzione del reticolo idrografico durante il Quaternario si è appurato in base allo studio dei depositi morenici e fluviali che già nell'interglaciale Riss-Würm esso presentava l'andamento attuale. In epoca würmiana, ad opera dei grandi ghiacciai del f. Adige e del f. Isarco e in parte del f. Avisio (trasfluente dal Passo di Costalunga), è avvenuto il grande spianamento degli altopiani del Renon, di Siusi e della Val d'Ega. In epoca postglaciale è proceduto lo smantellamento e il modellamento delle pareti dolomitiche e la riascazione e l'approfondimento delle valli intagliate nella piattaforma porfirica.

miana e le ialoclastiti di quella ladinica, allorchando non sono delimitati superiormente da livelli compatti ignimbritici o lavici (Bolzano, Passo Duron, ecc.) danno luogo a strutture mammellonari.

All'interno del gruppo dolomitico del Catinaccio il paesaggio è improntato dalle forme di degradazione tipiche della regione dolomitica che porta alla formazione di guglie, torrioni, canaloni, estesi macereti; insieme a questi elementi, molto frequenti e ben conservate sono le forme derivate dal modellamento glaciale, quali i circhi, gli apparati morenici stadiali, le conche lacustri, le spianate di sbarramento.

Infine i depositi quaternari, sia fluviali che glaciali specialmente lungo le ripide aste torrentizie che raccordano gli altopiani ai fondo valle, sono attualmente soggetti ad una intensa erosione accelerata, con formazioni di zone calanchive e piramidi di terra.

#### *Piramidi di terra* (G. PERNA)

Rappresentano uno degli elementi morfologici di maggior interesse nell'ambito del Foglio; si addensano soprattutto sui bordi dell'Altipiano del Renon.

La formazione delle piramidi dipende dalla convergenza di una serie di fattori che spiega la rarità del fenomeno, in rapporto alla grande diffusione dei depositi morenici nelle Alpi.

Si tratta di alti e snelli pilastri, rastremati verso l'alto e sorreggenti spesso un masso in sommità e costituiti da materiale morenico, derivante dai porfidi, da cui il colore rosso di queste formazioni. Fanno eccezione le piramidi color grigio cenere di Auna Inferiore, ove predominano i materiali cristallini della Val Pusteria e le poche forme di Collepiera ove eccezionalmente è presente anche materiale calcareo-dolomitico.

Le morene sono rimaneggiate, molto compatte; la granulometria ben assortita (circa 1/3 di limo ed 1/3 di sabbia) conferisce una eccezionale resistenza al deposito che non si gonfia all'umidità né si sgretola. Il materiale più grosso, ghiaia e ciottoli è scarso ed i rari blocchi, in genere piatti e disposti inclinati a valle, fungono da tetto riparando il deposito sottostante.

Ancora tra i fattori favorevoli sono da citare la scarsità delle piogge (sui 1000 mm/anno) non violente e seguite da periodi secchi che permettono al materiale di asciugare rapidamente; l'assenza di venti impedisce alle gocce di pioggia di investire le piramidi lateralmente (PERNA G., 1963).

I gruppi più importanti sono quelli del Rio Rivellone e della zona tra Longomoso e Longostagno.

## V - GEOLOGIA APPLICATA

### a.1 - GIACIMENTI MINERARI (G. MURARA e G. PERNA)

Nell'area del Foglio vi sono tre miniere attive di fluorite: Vallarsa Nord (di notevole interesse economico), Vallarsa Sud e Case Prato (in via di esaurimento); numerose, di varia genesi ed età sono poi le mineralizzazioni minori, quasi tutte ospitate entro la serie vulcanica paleozoica.

Nella parte più bassa della serie stratigrafica sono ospitate le mineralizzazioni a pirite di Campodazzo. Il minerale è diffuso nelle lave latitan-desitiche ( $\lambda\alpha^{LTBW}$ ), un tempo coltivate per pietrisco, e dà luogo anche a spalmature nelle fratture della roccia in forma di « stokwork ». Il contenuto medio è dell'1%.

Notevole interesse, sia scientifico che pratico, rivestono le mineralizzazioni filoniane nelle vulcaniti permiane, che possono essere suddivise in due tipi principali.

*I tipo.* Mineralizzazioni in filoni e vene disseminate di potenza variabile, a galena, blenda ed altri solfuri subordinati, in ganga prevalentemente quarzosa o quarzosa fluoritica, in fratture irregolari e salbande propilitizzate. Tali mineralizzazioni interessano le riodaciti  $\rho\delta W_2$  della bassa valle Sarentina (n. 1, 2, 16, 17, 18, 19, 20). La posizione stratigrafica, la intensa propilitizzazione e la K-feldspato deuteresi delle rocce incassanti permettono di considerare queste mineralizzazioni analoghe sia a quelle della Valsugana (G. MURARA, 1966), sia a quelle cata-mesotermali fino ad epitermali di Terlan e Nalles in Val d'Adige (BARNABA P. F., 1960).

Osservazioni di carattere geologico permettono di considerare (F. BACCOS ed altri, 1971) le mineralizzazioni di questo tipo geneticamente legate al ciclo del vulcanesimo riodacitico e quindi di età tardo-ercinica.

*II tipo.* Mineralizzazioni filoniane nette, a fluorite, barite (che sembra prevalere nelle zone topograficamente più elevate), quarzo, carbonati, scarsa galena e rara blenda, taglianti regolarmente la roccia (ignimbriti riolitiche  $\rho W_2$ ), con contatti ben netti. Ricorrono frequentemente sull'Altopiano di Nova Ponente, della Val d'Ega e sul versante sinistro della Valle di Tires (5-15, 22-34).

Tali mineralizzazioni sono generalmente localizzate in fratture e faglie con direzione variabile da N 20° W a N 20° E; in corrispondenza alla zona mineralizzata la roccia, talora alterata (con cloritizzazione della biotite e sericitizzazione dei feldspati), risulta spesso interessata da fenomeni di ricristallizzazione (ricristallizzazione del quarzo, neoformazione di plagioclasti a struttura granoblastica, ecc.).

Quanto all'età le mineralizzazioni di questo tipo sono state inizialmente connesse all'attività magmatica ercinica (D. di COLBERTALDO ed altri, 1965) o, per lo stretto legame esistente tra faglie e fratture mineralizzate e le grandi linee strutturali alpine, con il ciclo orogenico di quest'ultima età (A. FUGANTI ed altri, 1966).

Secondo un recente studio (F. BACCOS ed altri, 1971) queste mineralizzazioni potrebbero essere collegate con la attività magmatica del distretto eruttivo di Predazzo, ipotesi confermata dal rinvenimento di filoni di porfiriti ladiniche tagliate da queste mineralizzazioni (come a Prestavel e Pozzi, a SE fuori del Foglio) od associate ad esse (a Moena, sempre fuori del Foglio, ed a S. Elena (n. 13), dove il filone fluoritico penetra per circa 50 m nelle arenarie di Val Gardena). Altra ipotesi è che il fluoro delle vulcaniti permiane sia stato messo in circolazione per ricondizionamento termico in connessione alle intrusioni triassiche. Il filone più importante di questo tipo di mineralizzazioni è quello attualmente coltivato di Vallarsa Nord (10). Si tratta di un filone subverticale, diretto N 20°

30° E con pendenze comprese tra i 70° a NW ed i 75° a SE. Ha una potenza fino a 6 m ed è spesso disturbato da una faglia che corre nel filone, prevalentemente nella zona di tetto, ove la salbanda è netta, mentre nella zona di letto la roccia incassante è spesso iniettata da filetti di minerale. I minerali principali sono fluorite, calcite, quarzo, barite, blenda, galena e calcopirite in più generazioni. La calcite domina all'estremo sud ed è legata prevalentemente alle fasi mineralizzanti tardive, mentre la barite è presente solo alla sommità del filone. Le tessiture sono varie: listata, massiccia e brecciata. La mineralizzazione è stata esplorata con gallerie e sondaggi per una lunghezza di 2 km ed un dislivello di oltre 200 m.

Le formazioni sedimentarie PE', che affiorano in località Nop, sul bordo SW dell'Altopiano del Renon, sono mineralizzate a galena in tracce minime. La mineralizzazione è analoga a quella che si incontra negli « Scisti di Tregiovo » presso l'omonimo paese (fuori del Foglio ad ovest), dove la mineralizzazione è sinsedimentaria ed i minerali, galena, blenda e pirite ricorrono interstratificati in sottilissimi straterelli. I metalli provengono dalla lisciviazione dei porfidi o da attività esalative connesse con il vulcanesimo.

Le arenarie di Val Gardena, che nella valle dell'Adige fra Merano e Bolzano e nel Rio delle Foglie (fuori del Foglio) sono mineralizzate a galena ed in Val Giudicarie ad uranio, sono state trovate sull'Altopiano di Nova Ponente mineralizzate a galena in quantità appena percettibili.

Anche la parte alta della « Formazione a Bellerophon » è mineralizzata a galena argentifera sia a Sud che ad Est del Foglio. Per quanto alcune notizie parlino di lavori minerari al limite meridionale del Foglio (Passo degli Occlini), nell'area di questo non sono state identificate mineralizzazioni.

#### a.2 - CAVE (G. PERNA e G. MURARA)

Le cave di porfido attive sono diminuite rispetto agli anni passati, tuttavia sia per la qualità (zona di Bronzolo), che per il colore (porfido rosso della Val d'Ega), rivestono ancora un certo interesse. La cava di lave latit-andesitiche di Campodazzo (43a) è da tempo inattiva, dopo aver raggiunto dimensioni considerevoli; il materiale era utilizzato per pietrisco nei manti di asfalto. Poco a Sud una faglia porta in affioramento le riodaciti che furono oggetto di coltivazione (41p) per trarne blocchi di porfido verde. Lo stesso materiale viene tuttora estratto in Val Sarentina nella cava Mezzavia (42p).

Le cave di porfido da cubetti (ignimbriti riolitiche ( $\rho W_2$ )) sono ancora coltivate in numero limitato. Sono attive alcune cave di porfido utilizzato soprattutto per estrarne lastre (46p - 47p - 48p - 49p - 50p) in Val d'Ega. Il materiale è pregiato per il bel colore rosso arancio molto apprezzato. La lavorazione delle ignimbriti riolitiche viene facilitata da una fitta fessurazione parallela che il materiale presenta. Lo spessore dei corsi va da alcuni cm ad alcuni dm. Secondo alcuni Autori la fessurazione è di origine tettonica alpina, mentre altri ritengono che si tratti di un fenomeno dovuto al raffreddamento e ciò perché essa è presente solo in alcune unità, in genere  $\rho W_2$  e frequentemente  $\rho \delta W_2$ , come nella Val d'Isarco allo sbocco del Rio Nero. Recentemente è stato notato che la fessurazione del porfido è senz'altro antecedente alle mineralizzazioni fluoritiche che sono state datate al Trias medio (F. BACCOS ed altri, 1971), come già detto. La fessurazione è latente e sono in genere le azioni tettoniche o semplicemente le spinte del versante a renderla manifesta. E' ben noto che le cave, col proseguire della coltivazione, tendono ad esaurirsi, perché la fessurazione viene a mancare; molto comune è il fenomeno del ripiegamento e uncinatura delle lastre di porfido in superficie.

Caratteristica del materiale è l'eccezionale resistenza alla compressione, la non gelività, la resistenza all'usura ed agli agenti chimici.

Qui di seguito vengono riportati i risultati di una serie di prove eseguite su campioni di porfido. Il campione n. 3 si riferisce al porfido rosso della Val d'Ega ( $\rho W_2$ ) ed è raffrontato a due campioni dello stesso mate-

riale (n. 1 e 2) della zona di Albiano, posta a Sud del Foglio. Il campione n. 4 è una riodacite ( $\rho \delta W_2$ ) della cava di Mezzavia ed è raffrontato alle riodaciti ( $\rho \delta W_3$ ) della cava di Forte Buso, ad Est del Foglio.

L'ultimo campione proviene da Andriano ad Ovest del Foglio, ed è una ignimbrite tufacea riolitica ( $\rho WT_1$ ).

Si estrae la sabbia e la ghiaia in diverse zone, a seconda delle esigenze. Al momento sono attive le cave di materiale alluvionale (40g e 41g) e di deposito di conoide (45s).

#### b - IDROGEOLOGIA (A. FUGANTI, G. MURARA e M. NARDIN)

La circolazione idrica sotterranea è condizionata dalla litologia e dalla giacitura delle varie formazioni nonché dai rapporti fra queste e l'erosione quaternaria che ha distribuito i livelli di base locali secondo le orientazioni di rottura tettonica prevalenti nella zona cioè secondo NS, NE-SW, EW, NW-SE, direzioni delle valli principali e secondarie che drenano le acque sia superficiali che sotterranee.

I depositi quaternari sono tutti costituiti da materiali sciolti, con granulometria variabile dai limi alle ghiaie; granulometrie molto più grossolane caratterizzano i più vasti depositi di frana. Meno permeabili sono le morene. Eventuali ricerche d'acqua potrebbero interessare i depositi quaternari dove questi sono più potenti e contornati da un bacino sufficientemente ampio, nonché nelle zone di contatto fra depositi quaternari e formazioni litoidi sottostanti, sempreché il bacino sia sufficientemente esteso. Interessi locali possono emergere dalle zone torbose come portatrici di sorgenti di scolo.

Le formazioni litoidi sono o permeabili per fessurazione o impermeabili. Le prime assumono varia importanza sia in funzione della loro estensione e giacitura, nonché della litologia. Tra quelle che risultano maggiormente permeabili per fessurazione sono da ricordare le formazioni dolomitiche e calcaree triassiche (Dolomia Principale, Dolomia della Rosetta, Barriera dello Sciliar, Dolomia dello Sciliar, Dolomia del Serla, Oolite a Gasteropodi); infatti in quasi tutte queste formazioni ai piani di fessurazione tettonica, generalmente subverticali e orientati secondo NS, NE-SW, EW, e NW-SE che si sviluppano longitudinalmente da qualche cm a qualche decina di metri, si somma l'effetto dei piani di stratificazione, ovviamente molto più estesi dei precedenti. E' possibile che localmente piani di discontinuità sinergici o tettonici siano stati allargati per soluzione da parte delle acque.

Meno permeabili in senso lato sono le vulcaniti permiane e triassiche, costituite da lave ed ignimbriti; infatti in queste formazioni i piani di discontinuità sono prevalentemente di origine tettonica e come tali di estensione spaziale limitata. Eventuali ricerche d'acqua favorevoli in queste formazioni sono condizionate dall'esistenza di livelli impermeabili intercalati.

Le rocce impermeabili sono sia di tipo metamorfico che vulcanico e sedimentario. Le rocce metamorfiche, rappresentate all'estremità settentrionale del Foglio dalle filladi quarzifere, sono da considerare impermeabili; la circolazione idrica può svilupparsi nella parte superiore alterata e sconnessa.

Le vulcaniti impermeabili sono essenzialmente di tipo tufaceo appartenenti sia al Gruppo riodacitico ( $\rho \delta T_1$ ,  $\rho \delta T_2$ ,  $\lambda \alpha T$ ,  $\rho \delta T_3$ ) che a quello riolitico ( $\rho T_1$ ,  $\rho T_2$ ); accompagnano i litotipi tufacei, nettamente prevalenti, anche breccie vulcaniche ed ammassi lavici. Oltre queste vulcaniti permiane è da considerare roccia impermeabile anche la ialoclastite basaltica del Ladinico superiore ( $T^3 \beta_3$ ). Anche queste vulcaniti possono localmente presentare zone permeabili per fessurazione, limitatamente comunque ad una fascia superficiale alterata.

Le rocce sedimentarie impermeabili sono variamente distribuite nella successione stratigrafica comprendendo sia rocce permiane (PE<sup>1</sup>, PE<sup>2</sup>, PE<sup>3</sup>)

## CARATTERISTICHE FISICO - MECCANICHE DELLE VULCANITI

Descrizione delle prove	1	2	3	4	5	6
1. Carico di rottura a compressione . . . . .	22.830	2.602	2.902	2.088	2.923	1.410
2. Carico di rottura a compressione dopo gelività . . . . .	2.847	2.556	3.023	1.824,5	2.879	1.246
3. Coefficiente di imbibizione (in peso) % <sub>0</sub>	7,65	5,25	7,35	2,60	5,75	23,35
4. Resistenza a flessione . . . . .	243	286	227	141	205	85
5. Prova d'urto: altezza minima di caduta . . . . .	61	60	69	74	71	81
6. Coefficiente di dilatazione lineare termica . . . . .	0,00296	0,007565	0,007755	0,00598	0,006705	0,007485
7. Usura per attrito radente . . . . .	0,36	0,60	0,50	1,10	0,70	0,90
8. Peso per unità di volume . . . . .	2.543	2.563,5	2.556	2.482	2.613	2.422,5

1 Porfido ( $\rho W_2$ ) di Albiano, cava località Monte Gorsa; 2 Porfido ( $\rho W_2$ ) di Albiano, cava Tassaiole; 3 Porfido Rosso ( $\rho W_2$ ) Val d'Ega, cava Piffi; 4 Porfido Verde ( $\rho \Delta W_2$ ) cava Blaha, Val Sarentino; 5 Porfido violaceo ( $\rho \delta W_3$ ) di Predazzo, cava Forte Buso; 6 Porfido ( $\rho WT_1$ ) di Andhiano (Tufo porfirico  $T_3$ ), cava Zanchetta.

che triassiche come i membri basali e terminali della Formazione di Werfen ( $Tc^1$ ,  $Ts^1$ ,  $Tcm^1$ ,  $Ta^1$ ,  $Tcs^1$ ), gli strati dell'Anisico inferiore ( $Tcp^2$ ), del Ladinico inferiore ( $Tc^3$ ), del Ladinico superiore ( $T^3$ ) e del Carnico ( $Ta^4$  e  $Tm^4$ ). Queste formazioni in generale sono impermeabili perché litologicamente costituite, almeno in parte, da rocce argillose o siltose. La permeabilità può esistere localmente in corrispondenza di zone intensamente fessurate o alterate; tipico esempio a questo proposito sono le sorgenti di S. Cassiano.

Le formazioni rocciose della zona sono interessate da varie faglie orientate all'incirca secondo NS, EW, NW-SE e NE-SW; le faglie maggiori presentano potenti miloniti e fasce cataclastiche e sono sviluppate soprattutto nelle rocce vulcaniche permeabili. Queste strutture discontinue, interessanti per un'eventuale ricerca d'acqua, compiono un'azione drenante soprattutto se il rapporto con la morfologia è favorevole a rapide cadute di pressione.

Per quanto riguarda le sorgenti minerali, nell'ambito del Foglio queste sono di poca importanza ed hanno in genere carattere di acque oligominerali. In passato erano sfruttate, al limite settentrionale del Foglio, quelle ferruginose di S. Pietro in Gardena emergenti dalla formazione filladica; in questa formazione sono state anche trovate sorgenti variamente radioattive. A Sud di Siusi hanno avuto una certa importanza le sorgenti ferruginose e solfuree di Bagni di Razzes; si possono ricordare infine quelle solfuree di Lavina Bianca nell'alta Val di Tires. Notizie su queste sorgenti vengono riportate da J. ZENHENTER (1893).

## c - FRANOSITA' DELLE ROCCE (M. NARDIN)

Dal punto di vista della franosità le alternanze di tipi litologici presenti in questa regione, unitamente alle variabili condizioni strutturali e di giacitura delle formazioni, determinano spesso condizioni predisponenti all'instaurarsi di fenomeni franosi. Si tratta di frane in generale di limitata entità e localizzate in prevalenza lungo il fondovalle, dove è sempre intensa l'azione erosiva delle acque torrentizie.

Sono rocce coerenti le ignimbriti e le lave del complesso effusivo permiano, le vulcaniti e le rocce dolomitiche e calcaree triassiche, le formazioni metamorfiche specie se molto quarzifere.

Diventano semicoerenti per fessurazione le dolomie e le ignimbriti quando si trovano in zona di faglia, e per alterazione le filladi quarzifere, le serie tuffacee sia permiche che triassiche, le ialoclastiti e i filoni basaltici.

Pseudocoerenti per l'ampia presenza di livelli argillosi sono generalmente gli Strati di Werfen, specialmente l'Orizzonte di Andraz e il Membro di Campill, la Formazione a Bellerophon, gli Strati di Wengen e di S. Cassiano.

Incoerenti sono tutti i depositi del Quaternario sia glaciali che fluviali, eluviali e detritici.

In questi ultimi terreni sono in prevalenza ubicati i fenomeni franosi: sono per lo più frane di scoscendimento e di smottamento, arealmente poco sviluppate e in prevalenza in vicinanza dei fondovalle, che si manifestano specialmente in concomitanza a fenomeni alluvionali o a periodi di accentuata piovosità. Quando sono molto impregnati d'acqua in essi si possono originare anche frane di colamento.

Frane di crollo sono frequenti nelle pareti dolomitiche del Catinaccio e dello Sciliar e lungo la Val d'Isarco (Campodazzo, Prato Isarco) nelle pareti ignimbritiche. Sono legate a zone particolarmente fratturate ed anche esse si realizzano con frequenza maggiore in concomitanza a periodi fortemente piovosi, per aumento del carico idraulico dentro le fessure o più generalmente per azione del gelo e disgelo. I crolli recenti sono di

piccola entità e finiscono con l'alimentare la falda detritica alla base delle pareti. Nei canali che frequentemente intagliano il Gruppo del Catinaccio si possono originare, sempre in periodi piovosi accentuati, colamenti del detrito e sfasciume dolomitico, che pericolosamente incrementano il trasporto solido dei torrenti, aumentandone notevolmente la forza erosiva.

Le grosse frane segnate in carta (da ignimbriti in Val Gardena e da vulcaniti ladiniche presso Siusi) sono evidentemente legate allo scioglimento dei ghiacciai würmiani e sono derivate da crolli e scivolamenti.

Data di presentazione del manoscritto: ottobre 1972.

## VI - SELEZIONE BIBLIOGRAFICA (\*)

- ACCORDI B. (1959), *Il Permiano superiore delle Dolomiti e le sue relazioni con l'orogenesi ercinica*. « Estudios Geologicos », vol. XV, pp. 1-17, tav. 1, Madrid.
- ANDREATTA C. (1963), *Successione delle attività magmatiche nella grande piattaforma porfirica atesina* (opera postuma). « Acta Geologica Alpina » n. 8, pp. 25-79.
- BEMMELN R. W. VAN (1966), *The structural evolution of the Southern Alps*. « Geol. Mijnb. », vol. 45, n. 12, Leiden.
- BIANCHI A., DAL PIAZ GB. (1958), *Il cristallino antico delle Alpi con particolare riguardo al versante italiano* « Relaz. preliminare riservata. Comit. Naz. Ric. Nucl. », Padova.
- BOSELLINI A., & ROSSI D. (1970), *Triassic carbonate buildups of the Dolomites Northern Italy* « Amer. Ass. Petr. Geol. Bull. », vol. 54/5, May, 1970.
- BRONDI A., GHEZZO C., GUASPARRI G., RICCI C. A., SABATINI G. (1970), *Le vulcaniti paleozoiche nell'area settentrionale del complesso effusivo atesino*. « Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. », ff. 6 t. 1.
- CASTIGLIONI G. B. (1964), *Sul Morenico stadiale nelle Dolomiti*. « Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. Padova », vol. XXIV, pp. 3-16, 1 carta morene 1:125.000, Padova.
- DAL CIN R. (1967), *Sull'ambiente di sedimentazione di alcuni affioramenti di « Conglomerato di Richtshofen » della Val Gardena e della Val Badia*. « Riv. It. Paleont. Strat. », vol. 73, n. 1; Milano.
- DAL CIN R. (1972), *I conglomerati tardo-paleozoici post-ercinici delle Dolomiti*. « Verh. Geol. Bund. », pp. 47-74, Wien.
- D'AMICO C., VENTURELLI G. (1968), *Riodaciti e rioliti atesine in cupole e colate di Pinè (Trento)*. « Miner. Petrog. Acta », 14, 143-170.
- DESSAU G., PERNA G. (1966), *Le mineralizzazioni a galena e blenda del Trentino Alto Adige e loro contenuto in elementi accessori*. « Atti del SIGMA », Arti graf. Saturnia, Trento.
- FERRARI L. (1970), *La difesa del suolo nel Trentino-Alto Adige. Regione Trentino-Alto Adige*. Assessorato per l'Economia Montana e le Foreste. Trento.
- FUGANTI A., VENZO G. A. (1968), *Studio geologico sulle frane in Val Gardena*. « Relazione inedita Regione Trentino-Alto Adige ».
- GHEZZO C. (1967), *Le vulcaniti paleozoiche nell'area centro orientale del Complesso effusivo atesino*. « Miner. Petrog. Acta », 13, 339-408, figg. 9, tav. 5, tabb. 8, 1 schizzo geol.
- KLEBELSBERG R. v. (1935), *Geologie von Tirol*. op. in 8°, pp. 872, 1 carta geol. 1:500.000, ed Bornträger Berlin.
- LEONARDI P. (1967), *Le Dolomiti - Geologia dei monti tra Isarco e Piave*. Manfrini Rovereto. « Rend. Cl. Sc. Fis., Mat., Nat., Ser. », VIII, vol. 36, fasc. 3, pp. 400-417, figg. 3, Roma.
- LEONARDI P., ROSSI D., SACERDOTI M. (1961), *Ricerche geologico-petrografiche sulle vulcaniti paleozoiche del Trentino Sudorientale*. « Rend. Soc. Min. Ital. », a. XVII, pp. 379-391, tavv. 2, Pavia.
- MAYR F., HEUBERGER H. (1968), *Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps*. « Atti del VII Congresso », Vol. 14, INQUA, Denver, Colorado.
- MITTEMPERGER M. (1962), *Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena*. « Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. », serie

(\*) Per esigenze di spazio sono elencati unicamente quei lavori di prevalente impostazione generale, nella cui bibliografia figurano tutti gli apporti scientifici citati nelle presenti note. Si rimanda in particolare a Leonardi P. (1967).

- A, fasc. II, estr. in 4°, pp. 41, tab. 1, 7 foto, 1 carta geol., 1 : 40.000, Roma.
- PASCHINGER H. (1957), *Leitformen der spätglazialen Vergletscherung in den Ostalpen*. « Peterm. Geogr. Mitteil. », Erg.-Heft 261.
- PERNA G. (1963), *Piramidi di terra e piramidi di erosione nel Trentino-Alto-Adige*. « Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid. », vol. 14, n. 2, pp. 7-209, figg. 107, Trento.
- PERNA G. (1972), *L'industria del porfido nel Trentino-Alto Adige. Le cave in Europa*. Pag. LXIII-LXXX Ed. P.E.I. Parma.
- PICHLER H. (1959), *Neue Ergebnisse zur Gliederung der unterpermischen Eruptivfolge der Bozener Porphy-platte*. « Geol. Rundschau », Bd. 48, Stuttgart.
- SACERDOTI M. (1969), *Le vulcaniti paleozoiche del fianco settentrionale della Valle di S. Pellegrino (Moena, Trento)*. « St. Trentini Sc. Nat. Nuova Ser. », Sez. A, 46 (2) 355-396.
- SACERDOTI M. & SOMMAVILLA E. (1962), *Pillozvlave, jaloclastiti e altre formazioni vulcanoclastiche nella Regione Dolomitica Occidentale*. « St. Trent. Sc. Nat. », a. XXXIX, n. 3, pp. 423-473, figg. 65, Trento.
- SCUDELER BACCALLE L. (1971), *La serie ladino-carnica alla base della Punta Grobmann (Gruppo del Sassolungo, Dolomiti occidentali). Strutture sedimentarie e petrologia della facies carbonatica*. « Mem. Geopaleont. Univ. Ferrara », vol. 3°, fasc. I, n. 2.
- TRENER G. B. (1933), *Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie - Foglio « Trento »*. « Uff. Idrogr. R. Mag. Acq. Venezia », Sez. Geol., pp. 1-84, tavv. 1 (profili) Padova.
- VARDABASSO S. (1931), *La piattaforma porfirica atesina. Sua struttura geologica e funzione tettonica*. « Atti Soc. Ital. Progr. Sc. », 20ª Riunione, vol. 2, pp. 279-280, Milano.

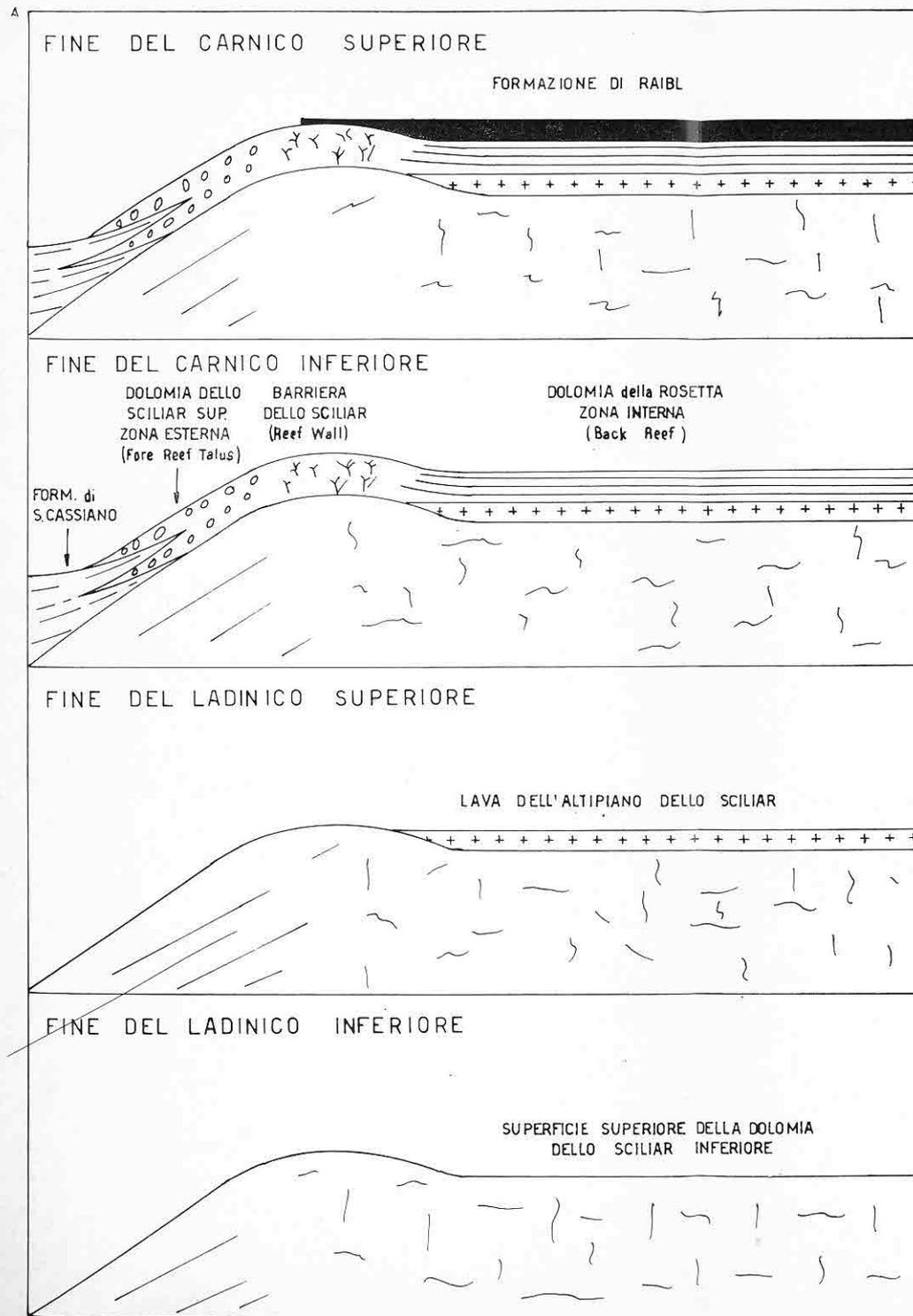


Fig. 1 Rapporti fra le varie formazioni del Ladinico e del Carnico superiore

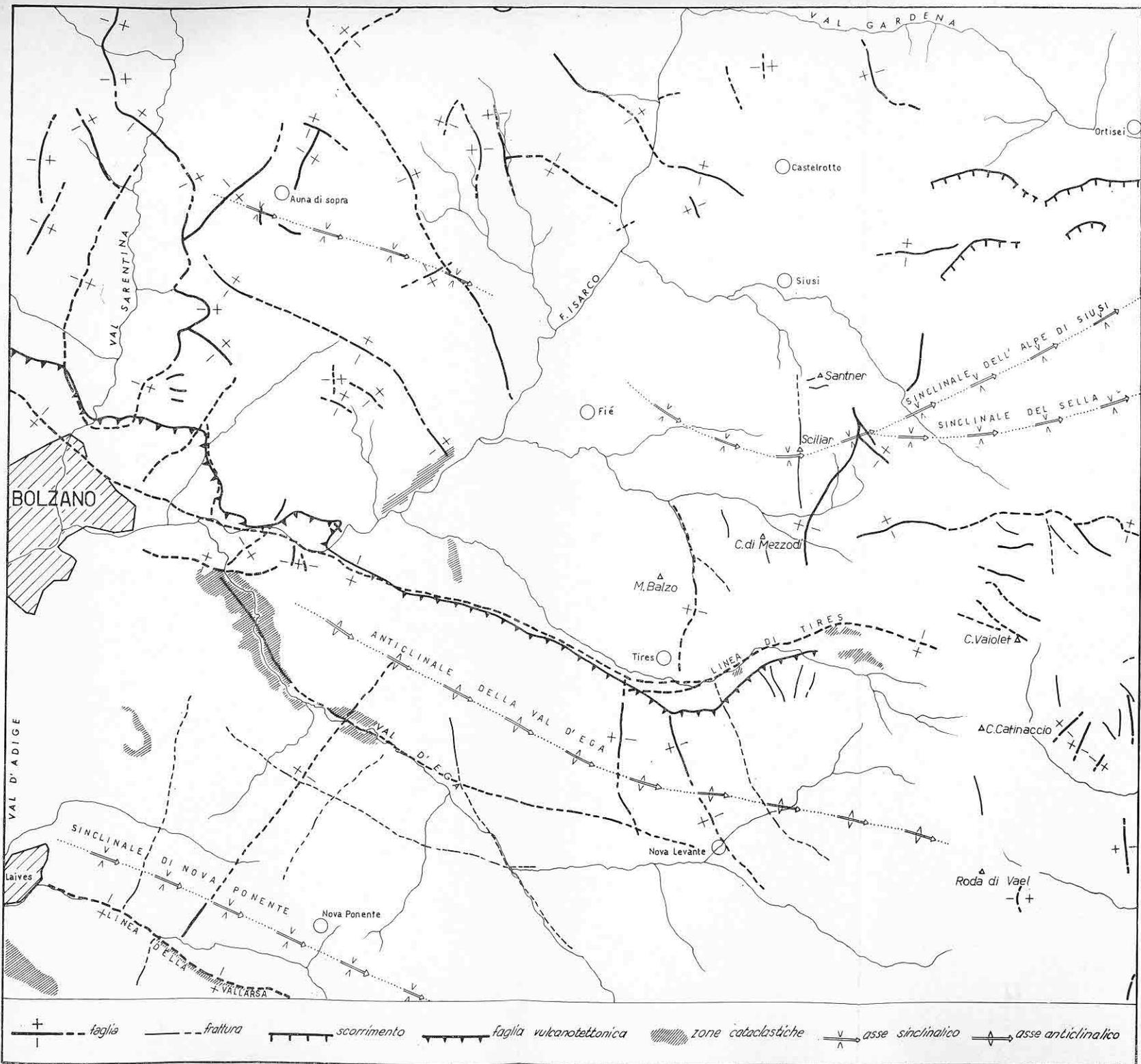


Fig. 2 — Schema tettonico generale.