

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



QUADRO D'UNIONE DEI FOGLI AL 100.000



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

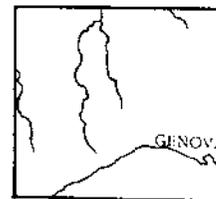
NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 82

GENOVA

A. ALLASINAZ, R. GELATI, M. GNACCOLINI, B. MARTINIS, G. OROMBELLI,
G. PASQUARÈ, P. M. ROSSI



ROMA
NUOVA TECNICA GRAFICA
1971



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

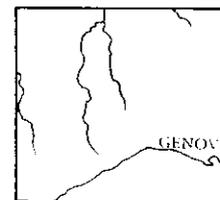
NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 82

GENOVA

A. ALLASINAZ, R. GELATI, M. GNACCOLINI, B. MARTINIS, G. OROMBELLI,
G. PASQUARÈ, P. M. RUSSI



ROMA
NUOVA TECNICA GRAFICA
1971

SOMMARIO

I	— INTRODUZIONE (B. MARTINIS)	Pag. 11
II	— CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE (R. GELATI, G. PASQUARÈ)	» 13
III	— SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME (G. PASQUARÈ)	» 21
IV	— STRATIGRAFIA	» 26
	A) ZONA BRIANZONESE (G. PASQUARÈ)	» 26
	1) « Graniti di Sanda » (Γ _{SA} - Pre-Carbonifero)	» 26
	2) « Anfiboliti di M. Spinarda » (an - Pre-Carbonifero)	» 27
	3) « Gneiss di Albisola » (g; mi _{AL} - Pre-Carbonifero)	» 27
	4) « Graniti del T. Letimbro » (Γ - Carbonifero medio-Permico)	» 28
	5) « Migmatiti di Nucetto » (m - Carbonifero-medio-Permico)	» 29
	6) « Formazione del Santuario di Savona » (PE ¹ .CA ²⁻³ - Carbonifero medio-Permico inferiore)	» 30

7) « Verrucano Brianzone » (T^1 - PE^3 - Permico superiore-Scitico)	Pag. 30	6) « Formazione di Torbi » (G^1 - Giurassico)	Pag. 60
8) « Quarziti di Ponte Nava » (T^1 - Scitico)	» 31	7) « Diaspri » (G_{di} - Giurassico sup.)	» 61
9) « Dolomie di San Pietro dei Monti (T^{3-2} - Anisico-Ladinico)	» 32	8) « Calcarei di Voltaggio » (C^{2-1} - G^{11} - Tittotonico?-Neocomiano)	» 62
B) ZONA PIEMONTESE (G. PASQUARÈ)	» 32	9) « Argille a Palombini del Passo della Bocchetta » (C^1 - Neocomiano inf.)	» 64
1) « Cristallino di Arenzano » (g_{AR} ; an_{AR} - Pre-Triassico)	» 32	10) « Argilliti di Mignanego » (C^{3-2} - Neocomiano sup.-Barremiano?)	» 66
2) « Cristallino di Valosio » (gm_{VL} ; m_{VL} ; Pr_{VL} ; C ; S_{VA} ; mi - Pre-Triassico)	» 33	11) « Argilliti di Montanesi » (C^{5-4} - Aptiano?-Albiano)	» 66
3) « Quarziti di Fosso Angassino » (T - Scitico)	» 34	12) « Formazione di Ronco » (C^{6-5} - Albiano-Cenomaniano)	» 67
4) « Dolomie di Cogoletto » (T^1_{FA} - Anisico-Carnico?)	» 35	13) « Argilliti di Montoggio » (C^{7-6} - Cenomaniano-Turoniano)	» 68
5) « Calcescisti del Turchino » (C_s ; Pr_{CL} ; S_{cl} - Triassico sup.-Cretacico inf.)	» 37	14) « Calcarei di M. Antola » (C^{11-6} - Cretacico sup.)	» 69
6) « Ofioliti di M. Beigua » (S ; Of_c ; e ; T_o ; Pr_{VA} ; Pr_{MC} ; - Giurassico-Cretacico inf.?)	» 42	E) BACINO TERZIARIO PIEMONTESE (R. GELATI, P. M. ROSSI)	» 71
C) LEMBI ALLOCTONI DI PROVENIENZA APPENNINICO-LIGURE (P. M. ROSSI)	» 49	1) « Breccie della Costa di Cravara » (O^1 - Lattorfiano?)	» 71
1) « Serie di Montenotte » (ϵ_{MO} ; P_{MO} ; S_{MO} ; Sf - Giurassico-Cretacico?)	» 50	2) « Formazione di Pianfolco » (O^{2-1} - Lattorfiano sup.-Rupeliano)	» 71
D) ZONA SESTRI-VOLTAGGIO E ZONA DELL'APPENNINO LIGURE (R. GELATI)	» 53	3) « Formazione di Molare » (O^{3-1} - Oligocene)	» 71
1) « Ofioliti » (β_{SV} ; ϵ_{SV} ; g_{SV} ; S_{SV} ; Of_{cSV} - Giurassico-Cretacico inf.?)	» 53	4) « Marne di Rigoroso » (M^1 - O^{3-2} - Oligocene medio-Miocene inf.)	» 79
2) « Dolomie e gessi » (T^4 - Carnico?)	» 55	5) « Formazione di Visone » (M^1_c - Miocene inf. - Prelanghiano)	» 81
3) « Dolomia Principale » (T^5 - Norico)	» 56	6) « Formazione di Cremolino » (M^1 - Miocene inf. - Prelanghiano)	» 83
4) « Calcarei di Gallaneto » (T^6 - Retico)	» 57	7) « Marne di Cessole » (M^2 - Langhiano)	» 85
5) « Calcarei di Lencisa » (G^{5-1} - Giurassico inf.)	» 59		

8) « Arenarie di Serravalle » (M ³ - Serraval- liano)	Pag. 86
F) PRINCIPALI LEMBI OLIGOCENICI AFFIORANTI NELLA PARTE SUD-OCCIDENTALE DEL FOGLIO (A. ALLASINAZ, M. GNACCOLINI)	» 87
G) DEPOSITI PLIOCENICI (B. MARTINIS)	» 89
1) Argille di Ortovero » (P - Pliocene inf.-Plio- cene medio?)	» 89
2) « Depositi terrazzati » (Q-P - Pliocene-Qua- ternario)	» 91
H) DEPOSITI QUATERNARI (G. OROMBELLI)	» 92
1) « Alluvioni antiche » (a ¹ - Quaternario)	» 92
2) « Alluvioni recenti e attuali » (a ² - Qua- ternario)	» 93
3) « Detriti » (dt - Quaternario)	» 93
V — TETTONICA (R. GELATI, G. PASQUARÈ)	» 94
VI — GEOMORFOLOGIA (G. OROMBELLI)	» 103
VII — GEOLOGIA APPLICATA (B. MARTINIS)	» 109
1) MINIERE E CAVE	» 109
<i>Minerali di rame</i>	» 109
<i>Minerali di ferro</i>	» 110
<i>Oro</i>	» 110
<i>Minerali radioattivi</i>	» 113
<i>Lignite</i>	» 113
<i>Amianto e talco</i>	» 113
<i>Materiali da costruzione</i>	» 114

2) IDROGEOLOGIA	Pag. 117
<i>Caratteristiche idrogeologiche generali delle unità affioranti</i>	» 117
<i>Sorgenti</i>	» 119
<i>Sorgenti minerali</i>	» 120
3) FRANE	» 122
4) TERREMOTI	» 126
VIII — BIBLIOGRAFIA	» 127

I — INTRODUZIONE

(B. MARTINIS)

I notevoli progressi nelle conoscenze geologiche fatti durante gli ultimi vent'anni in tutta la regione ligure e nelle zone adiacenti, anche ad opera di ricercatori stranieri, hanno reso necessario il rifacimento dei fogli della Carta Geologica d'Italia pubblicati in precedenza, tra cui il « Genova ».

La prima edizione di questo foglio, pubblicata nel 1942, era stata curata da F. SACCO e L. PERETTI. Il primo Autore eseguì il rilevamento su gran parte dell'area nel 1887-1888, rilievo riveduto dallo stesso negli anni 1938-1939. Il lavoro di PERETTI, svolto nel 1933 e nel 1938, interessò i settori settentrionale ed orientale del foglio, dove affiorano termini sedimentari; per questo furono utilizzati i rilevamenti effettuati in precedenza da G. ROVERETO.

La seconda edizione del « Genova », apparsa nel corrente anno ed alla quale si riferiscono queste note, è il frutto di un rilevamento completamente nuovo cui hanno collaborato ricercatori di diversi istituti universitari. Il nuovo rilievo si è reso necessario sia per le ragioni già accennate, e cioè il notevole progresso fatto dalle nostre discipline in vari campi, sia per la diversa impostazione stabilita dal Comitato preposto al completamento ed aggiornamento della Carta Geologica d'Italia. Secondo questa impostazione, le unità cartografate sono formazionali e la loro età, per quanto riguarda la successione sedimentaria, è basata principalmente sui microfossili.

Nel cartografare le formazioni ignee e metamorfiche e la fascia riguardante la zona Sestri-Voltaggio è stato tenuto conto anche dei prece-

denti rilevamenti inediti diretti da S. CONTI coadiuvato da A. BELLINI dell'Istituto di Geologia dell'Università di Genova.

Il lavoro di rilevamento, per il quale ci è stato concesso un tempo limitatissimo, si è mostrato laborioso e difficile per la complessità della zona che ha richiesto spesso un rilievo di grande dettaglio il quale ha poi dovuto essere semplificato nella riduzione al 100.000. Ciò si è verificato in particolare in tutto il settore a nord di Voltri dove con frequenza affiorano in un'area limitata più unità il cui riconoscimento assume importanza ai fini della conoscenza strutturale.

Al rilevamento ha contribuito in modo determinante G. PASQUARÈ, cui si deve in pratica il coordinamento di tutto il rilievo. Va sottolineato che PASQUARÈ ha in corso, assieme ad altri ricercatori degli Istituti di Geologia e Mineralogia, uno studio generale sulla petrologia del Gruppo di Voltri, di cui ha tenuto conto sia nel lavoro di coordinamento, sia nella stesura delle presenti note.

La nuova edizione del Foglio « Genova » risulta quindi opera dei seguenti rilevatori: A. ALLASINAZ, A. CALDERINI, R. GELATI, B. MARTINIS, G. OROMBELLI con la collaborazione di M. GNACCOLINI, G. PASQUARÈ e P. M. ROSSI, dell'Istituto di Geologia di Milano con la direzione di B. MARTINIS coadiuvato da G. PASQUARÈ, per l'ampia zona delle formazioni ignee e metamorfiche e la fascia riguardante la linea Sestri-Voltaggio; G. BORTOLAMI, F. CARRARO, G. V. DAL PIAZ, B. FRANCESCHETTI, R. MALARODA, R. SACCHI e C. STURANI dell'Istituto di Geologia di Torino, sotto la direzione di R. MALARODA, per il sedimentario del Bacino Terziario Piemontese; A. BELLINI, F. CASELLA e S. CONTI dell'Istituto di Geologia di Genova, sotto la direzione di S. CONTI, per il settore ad oriente della zona Sestri-Voltaggio.

Nel complesso, la nuova edizione del foglio rappresenta un sensibile contributo alla conoscenza dell'intera regione, dal punto di vista sia stratigrafico sia strutturale, con ripercussioni sulla storia geologica di un settore ben più ampio di quello coperto dall'area rilevata.

Alla stesura delle presenti note hanno collaborato A. ALLASINAZ, R. GELATI, M. GNACCOLINI, B. MARTINIS, G. OROMBELLI, G. PASQUARÈ e P. M. ROSSI curando singole parti, come risulta in ogni capitolo.

II — CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE

(R. GELATI, G. PASQUARÈ)

Per quanto riguarda il limitato settore di Zona Brianzonese affiorante nel Foglio « Genova » esistono solo cenni marginali nell'ambito di più ampi lavori riguardanti la geologia della regione savonese, per i quali si rimanda ad analogo capitolo delle note illustrative del Foglio « Ceva ».

Per quanto riguarda la geologia del Gruppo di Voltri, compreso in gran parte nell'ambito del Foglio « Genova », daremo qui di seguito una breve retrospettiva storica.

Il primo organico inquadramento del Gruppo di Voltri nel quadro della geologia ligure si deve a PARETO (1846) che vi acclude la prima carta geologica della Liguria centrale. Egli riferisce al Giura-Cretaceo la serie calcareo-dolomitico-calcescistosa mentre alle masse ofiolitiche attribuisce un'età variante tra il Mesozoico superiore ed il Terziario inferiore.

Da questo lavoro prende l'avvio una fitta sequenza di interpretazioni discordanti sull'età delle ofioliti del Gruppo di Voltri e della Liguria orientale, proposte soprattutto da GASTALDI (1871), MAYER (1877), ISSEL e MAZZUOLI (1883, 1884). In questo periodo dominano soprattutto le idee di GASTALDI che vede nelle masse ofiolitiche un elemento cambrico avvolto da una serie paleozoica comprendente le quarziti, le dolomie ed i calcescisti. Da tale concezione venne influenzato anche ZACCAGNA (1884). E' merito di FRANCHI (1898) se anche il Gruppo di Voltri viene ricondotto nell'ambito della Zona del Piemonte ed all'età mesozoica che già gli fu attribuita da PARETO.

Lo stesso FRANCHI puntualizza inoltre la meccanicità dei contatti del Gruppo di Voltri col Savonese e col Flysch appenninico.

Intanto le teorie faldiste cominciano ad essere applicate anche alla Liguria centrale dove STEINMANN (1907) vede la massa pennidica del Gruppo di Voltri, insieme alle Liguridi, spinta sugli elementi austro-alpini delle Toscanidi.

Viene in seguito la sintesi tettonica di ARGAND (1916) sulle Alpi Occidentali nella quale il Gruppo di Voltri viene interpretato come elemento della falda del Gran San Bernardo. Diversa attribuzione tettonica, ma sempre nel quadro delle falde pennidiche, viene espressa per il Gruppo di Voltri da KOBER (1927) e STAUB (1924, 1937, 1942). PERRETTI (1935) segnala per la prima volta la presenza del Cristallino di Valosio interpretandolo come substrato del Gruppo di Voltri, separato stratigraficamente e tettonicamente dalla serie dei calcescisti.

Nel 1939 viene la più cospicua opera di ROVERETO in cui l'Autore considera il Gruppo di Voltri come una falda autonoma fornita unicamente del suo fianco normale, in parte sovrascorsa verso ovest sul Savonese, coricata verso sud e parzialmente verso est. Rovereto fornisce anche una dettagliata analisi stratigrafica del Gruppo di Voltri riferendo al Triassico inferiore le scaglie quarzitiche ed al Triassico medio quelle calcareo-dolomitiche della zona del Turchino, di Cogoleto e Arenzano.

Nei quarzoscisti a cloritoide della Val Ceresolo, ROVERETO intravede invece un elemento della sua « Serie di Montenotte » che egli ascrive al Triassico superiore. Quest'ultima opinione del ROVERETO viene condivisa anche da CONTI (1954).

LOCHER (1957) nega invece l'esistenza della « Serie di Montenotte » nel Gruppo di Voltri. Egli propone inoltre una suddivisione stratigrafica dettagliata del Triassico dello stesso Gruppo, basandola unicamente su analogie litologiche e fornisce una prima descrizione del Cristallino di Arenzano.

Dal punto di vista tettonico LOCHER, ispirandosi soprattutto alle teorie di STAUB, intravede una fase cretacea superiore con spostamento del Gruppo di Voltri verso NO. formazione di un'anticlinale Tur-

chino-Arenzano e suo successivo scagliamento a causa del movimento differenziale del blocco ofiolitico orientale rispetto a quello occidentale, sempre in direzione NO. La fase eocenica avrebbe agito come riattivazione ed accentuazione di questi movimenti.

Una successiva nota di CONTI (1958) è stata concepita allo scopo di negare il carattere di cristallino precarbonifero agli gneiss di Arenzano, che egli interpreta come prodotti di metasomatosi silico-alcalina su scisti filladici appartenenti alla « Serie di Montenotte ».

PASQUARÈ (1959) fornisce un'analisi stratigrafica di dettaglio della serie triassica, calcescistosa e ofiolitica del settore centro-settentrionale del Gruppo di Voltri. Egli mette inoltre in risalto il carattere polifasico, secondo direttrici intersecantesi, della tettonica che ha generato il fascio di scaglie Voltri-Rossiglione.

CORTEMIGLIA (1963) pubblica un tentativo frammentario di interpretazione stratigrafica della serie dei calcescisti del Gruppo di Voltri.

BELLINI (1966) descrive il cristallino di Valosio come un prodotto di metasomatosi su filladi calcarifere della « Serie di Montenotte ». Egli lo ritiene un elemento autoctono, sollevatosi in età tardo-miocenica rispetto ai calcescisti ed ai sedimenti trasgressivi oligo-miocenici.

PASQUARÈ (1968) mette in luce l'alloctonia della « Serie di Montenotte », sovrapposta localmente anche ai sedimenti dell'Oligocene medio-superiore del bacino di Santa Giustina.

GELATI e PASQUARÈ (1970) pubblicano una sintesi geologica dei problemi connessi con il limite tra Alpi ed Appennini in Liguria. Essi danno anche una descrizione aggiornata e sintetica del Gruppo di Voltri e ne propongono una nuova interpretazione paleogeografica. Le grandi masse ofiolitiche del Gruppo stesso vengono considerate come appartenenti alla crosta oceanica evidenziandosi in seguito ad una distensione triassico-liassica e risalita a tappe, unitamente a lembi di ultrabasiti sub-crosta, attraverso i sedimenti della fossa piemontese. La zona ligure viene invece interpretata come una dorsale oceanica, attiva durante lo sprofondamento della fossa piemontese e livellatasi alla fine del Giurassico con la contigua area toscana. Dopo la fase tectogenetica principale, di età eocenica, il Gruppo di Voltri subisce l'accavallamento di una falda di

scollamento di provenienza appenninica costituita da materiali della cosiddetta « Serie di Montenotte ».

Restano infine da citare i lavori di carattere mineralogico e petrografico sul Gruppo di Voltri, primi tra tutti quelli sulle granatiti o rodingiti, sulle quali è stato recentemente compiuta una revisione ad opera di G. V. DAL PIAZ (1969).

Il giacimento meglio studiato è quello della Valle della Gava di cui trattano i lavori di REPOSSI (1918), RONDOLINO (1936), PELLOUX (1942), CONTI (1942), LOCHER (1957), PENCO (1963).

Citazioni e studi sulle rodingiti del Gruppo di Voltri orientale si devono a ROVERETO (1891), FRANCHI (1920), PERRIER (1924), CRET-TAZ (1955).

Sulle serpentiniti e sulle altre masse ofiolitiche associate i lavori petrografici sono scarsi: si possono citare¹, le notazioni di ROVERETO (1939) gli studi di CONTI (1941, 1942, 1943, 1946), LOCHER (1957), PASQUARÈ (1957); le monografie di CONTI sull'origine metasomatica delle serpentiniti, prasiniti ed anfiboliti (1964, 1965); la segnalazione di tessiture di layering nelle peridotiti tra Cogoleto e Varazze ad opera di BEZZI e PICCARDO (1970).

Citiamo infine il ritrovamento di paragonite come componente essenziale dei calcescisti del Gruppo di Voltri, dovuto a LIBORIO, MOTTANA, PASQUARÈ e ROSSI (1970).

Le zone Sestri-Voltaggio e dell'Appennino ligure costituiscono oggetto di ricerche geologiche a partire dalla fine del '700. E' infatti nell'opera del DE SAUSURRE (1791) che troviamo i primi elementi descrittivi, via via maggiormente dettagliati in lavori successivi riferibili in particolare a PARETO (1833-1861), SACCO (1891), ISSEL (1892), ISSEL e MAZZUOLI (1883-1884), DE STEFANI (1905-1910), TERMIER e BOUSSAC (1912), FRANCHI (1915).

L'importanza del territorio viene esaltata nel 1907 da STEINMANN, e nel 1911 da ARGAND; ne viene postulata una struttura a falde estendentesi attraverso lo stesso dalla catena alpina all'Appennino settentrio-

¹ Gli studi di FRANCHI sulle rocce a lawsonite ed a glaucofane (1896, 1897, 1902).

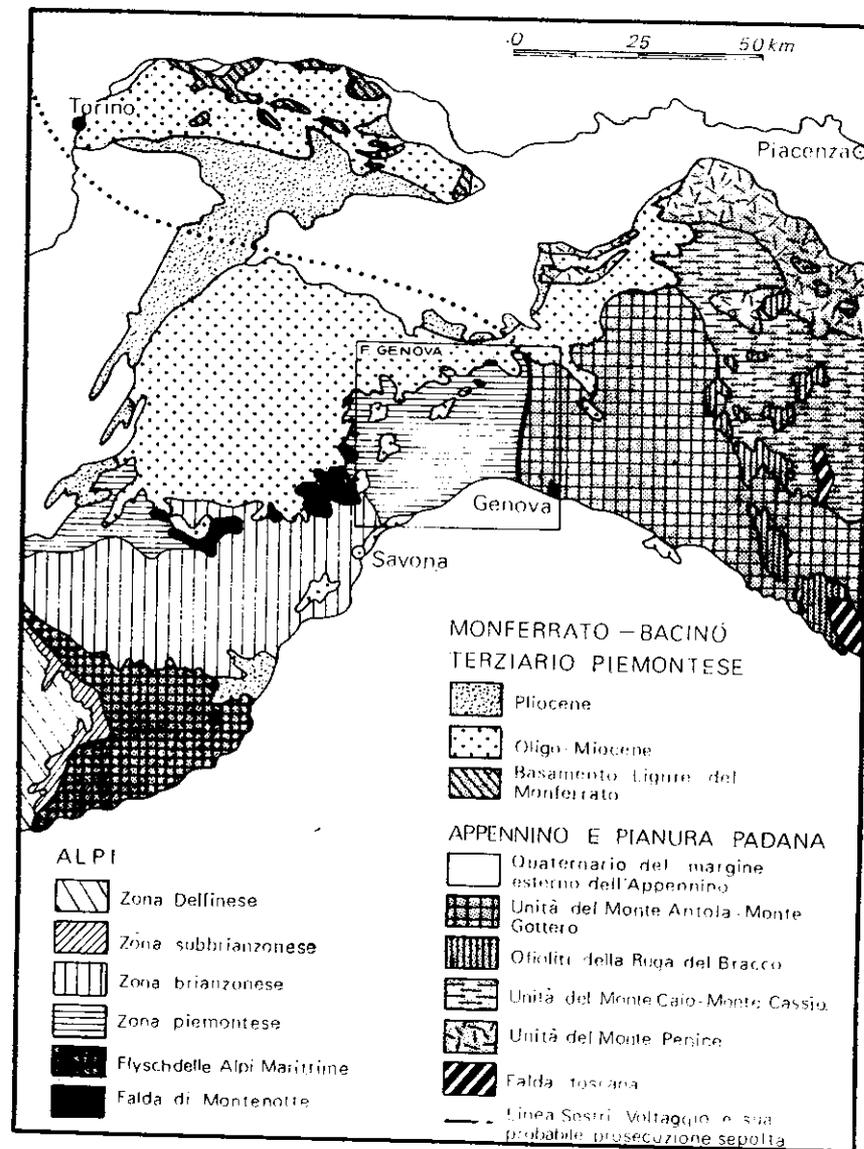


Fig. 1 — Sguardo geologico d'insieme.

nale. Si riallacciano a questa corrente di pensiero soprattutto i lavori di STAUB (1924-1953), KOBER (1927, 1955), STILLE (1927), TEICHMÜLLER e SCHNEIDER (1935) e ROVERETO (1939). Nella sua opera fondamentale *Liguria Geologica* ROVERETO ritiene che la parte dell'Appennino ligure compresa nel Foglio « Genova » faccia parte di una grande unità strutturale, la Falda ligure-toscana a contatto lungo l'allineamento Sestri-Voltaggio con la Falda delle Pietre verdi costituente parte integrante del Gruppo di Voltri. All'indirizzo faldista si ricollegano, pur con una visione moderna dei problemi, Autori francesi recenti: GLANGEAUD (1957-1968), LANTEAUME ed Altri (1960), LANTEAUME (1962). E' loro comune opinione che all'altezza di Genova sia da porre la bipartizione delle falde alpine ed appenniniche sollecitate rispettivamente verso ovest e verso est in conseguenza dell'avanzamento del blocco dinarico-appenninico contro quello europeo.

Dopo la prima edizione del Foglio « Genova » (1942) si segnalano alcuni importanti lavori di dettaglio: vi vengono affrontati problemi stratigrafici locali ed anche l'assetto strutturale del territorio viene considerato in un ambito più limitato.

— Nella prima edizione del Foglio « Genova » a contatto del Triassico della Zona Sestri-Voltaggio l'Appennino ligure viene considerato da SACCO costituito dalla Formazione degli Argilloscisti del Cretacico e dai « Calcarei argillosi a Fucoidi » dell'Eocene.

— CRETZ (1955) offre un primo chiaro quadro dei caratteri litostratigrafici del Triassico e del Giurassico della zona Sestri-Voltaggio a cui pone in continuità Cretacico ed Eocene dell'Appennino ligure.

— Una moderna classificazione litostratigrafica è impostata da CONTI (1963) e contemporaneamente risolta da BELLINI e CASELLA. A questi Autori va soprattutto il merito di aver proposto l'attuale suddivisione della « Serie » degli argilloscisti della Val Polcevera; alla scuola di Genova in generale va il merito maggiore nel sostenere la sostanziale età cretacea dei « Calcarei argillosi a Fucoidi » di SACCO.

— Tra il 1962 ed il 1963 GÖRLER ed IBBEKEN pubblicano un nuovo rilievo estremamente dettagliato delle unità triassico-cretaciche del

territorio in esame discostandosi dai precedenti nel considerare i rapporti tra le stesse. E' particolarmente rilevante la loro affermazione secondo cui nello spazio della Zona Sestri-Voltaggio si opererebbe un cambiamento di facies a partire dal Triassico fino al Cretacico con separazione di successioni alpine da un lato ed appenniniche dall'altro.

Si può concludere osservando che i principali lavori riferentesi alle zone Sestri-Voltaggio e dell'Appennino ligure non prescindono mai dalla contiguità delle stesse con l'area alpina e ne sottolineano l'estrema importanza nella evoluzione dell'intera area mediterranea. Anche di recente OGNIBEN (1969), BOCCALETTI e GUAZZONE (1970) compiono sintesi di carattere regionale riconoscendo questo. Considerano la « linea Sestri-Voltaggio » una grande dislocazione orizzontale. Ogniben parla di una parafora di età pliocenica collegata alla « linea della Giudicarie » attraverso il substrato padano, BOCCALETTI e GUAZZONE parlano in modo specifico di faglia trascorrente formatasi in relazione a deriva verso nord e nord-est del quadro corso-sardo.

Infine in GELATI e PASQUARÈ (1970) viene sostenuta per la Sestri Voltaggio e l'Appennino ligure la successione stratigrafica illustrata in queste Note. La zona Sestri-Voltaggio viene posta in connessione diretta con il Canavese, e di conseguenza con il limite settentrionale dell'insieme Alpi Meridionali-Dinaridi conformemente a KOBER (1927, 1955) ed a TOLLMANN (1968). Essa dovrebbe perciò costituire zona di radice di elementi alloctoni (Falda di Montenotte in particolare) sollecitati verso occidente nell'Oligocene basale.

La parte riguardante le formazioni oligo-mioceniche del Bacino Terziario Piemontese nell'ambito del foglio Genova ha costituito oggetto di numerosi studi geologici e paleontologici. Si ricordano in particolare gli Autori che seguono: SISMONDA (1842-1865), PARETO (1865), GASTALDI (1874), SACCO (1889-1942), SQUINABOL (1889-1892), TRABUCCO (1891-1908), ISSEL (1892-1900), DE ALESSANDRI (1900-1901), ROVERETO (1908-1939), PRINCIPI (1913-1921), DEL VECCHIO (1921), PREVER (1921-1922), AIROLDI (1932), CONTI (1934-1946), VILLA e PIZZOCCHERO (1962), CHARRIER, FERNANDEZ e MALARODA (1964), MOSNA (1965), VERVOEFT

(1966), BONI (1967), FRANCESCHETTI (1967), MASTRORILLI (1967), LORENZ (1969), GELATI (1969).

Si ricorda in sintesi il pensiero degli Autori che hanno affrontato i problemi da un punto di vista più generale.

SACCO (1889-1890) distingue nell'Oligo-Miocene le seguenti unità cronostratigrafiche che manterrà poi nella prima edizione del Foglio « Genova », dal basso: Tongriano, Stampiano, Aquitaniano, Langhiano, Elveziano, Tortoniano, Messiniano.

ROVERETO (1939) propone una diversa suddivisione dell'Oligocene distinguendo, dal basso: Tongriano o Lattorfiano, Rupeliano, Cattiano; per quel che riguarda il Miocene descrive sinteticamente la sezione di Valle Scrivia riconoscendovi Aquitaniano, Burdigaliano, Elveziano, Tortoniano, Sarmaziano.

CHARRIER, FERNANDEZ e MALARODA (1964) mettono in luce nei dintorni di Acqui T. una fase tettonica riferibile all'Oligocene inferiore e riconoscono l'Aquitaniano di SACCO trasgressivo e discordante sullo Stampiano.

VERVLOET (1966) illustra la successione stratigrafica oligo-miocenica nelle zone di Acqui T.-Molare e Serravalle Scrivia. E' il primo ad individuare ed a denominare unità formazionali tuttora valide nelle quali con l'ausilio dei Foraminiferi planctonici determina le seguenti unità-tempo, dal basso, Rupeliano, Cattiano, Aquitaniano, Burdigaliano, Elveziano, Serravalliano, Tortoniano, Messiniano.

Le formazioni descritte da VERVLOET sono in parte riprese da BONI (1967) che ne completa lo sviluppo tra le valli Scrivia e Lemme; questo Autore illustra lo strato-tipo del Serravalliano, un piano proposto da PARETO nel 1865 che viene sostituito all'Elveziano di SACCO.

Un accurato rilevamento è descritto da FRANCESCHETTI (1967) per la regione ad ovest di Ovada; si tratta del rilevamento ripreso nell'attuale edizione del foglio « Genova ».

LORENZ nel 1969 completa con una monografia gli studi iniziati fin dal 1960 nel Bacino Terziario Piemontese. Si occupa soprattutto dei termini oligocenici e del Miocene inferiore che definisce utilizzando i macroforaminiferi: Stampiano (inferiore, medio e superiore), periodo di transizione Stampiano-Aquitaniano, Aquitaniano, Burdigaliano.

III — SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME

(G. PASQUARÈ)

Le formazioni affioranti nel Foglio « Genova » abbracciano alcune delle più significative unità stratigrafico-strutturali delle Alpi e dell'Appennino settentrionale: la zona Brianzonese, la zona Piemontese, la zona Ligure. Il margine settentrionale del Foglio e ristrette zone della costa ligure sono ricoperti dai sedimenti trasgressivi oligomiocenici del Bacino Terziario Piemontese.

Zona Brianzonese.

E' rappresentata nell'angolo sud-occidentale del Foglio da uno zoccolo cristallino pre-carbonifero e da una copertura sedimentaria estese dal Carbonifero medio al Triassico medio. Tanto le metamorfite pre-carbonifere quanto i sedimenti permo-carboniferi sono stati interessati da trasformazioni anatettiche che risalgono probabilmente a fasi tardive del ciclo ercinico. Le metamorfite sono costituite da paragneiss minuti a due miche con estese plaghe di metamorfismo retrogrado e da potenti ammassi ed apofisi lenticolari di anfiboliti granatifere. I prodotti di anatessi consistono essenzialmente di graniti a grandi cristalloclasti feldspatici e di embrechiti occhiadine e listate. Tutto l'insieme viene designato, nella letteratura geologica locale, come Cristallino Savonese.

La serie sedimentaria inizia con depositi clastici carboniferi, trasformati dal metamorfismo in micascisti e filladi con intercalazioni anagenetiche, che prosegue con leggere variazioni litologiche soprattutto cromatiche, nel Permico. Con il Trias iniziano i sedimenti marini trasgressivi.

dapprima con le arenarie quarzose ad intercalazioni conglomeratiche dello Scitico poi con sedimenti epineritici calcareo-dolomitici, ricchi di resti di alghe calcaree, del Triassico medio.

Zona Piemontese.

Occupava la parte più estesa del Foglio, con quella grande unità paleogeografico-strutturale nota nella letteratura geologica come « Gruppo di Voltri ».

La successione stratigrafica del Gruppo di Voltri risulta divisibile in tre parti distinte: gli scisti cristallini pre-triassici affioranti in aree limitate presso Valosio e presso Arenzano; una serie triassica anch'essa di spessore e diffusione limitati; un complesso calcescistoso-ofiolitifero costituente la parte preponderante dell'intero Gruppo.

Il Cristallino di Valosio è costituito in prevalenza da embrechiti litate e occhiadine biotitico-muscovitiche a neosoma albitico e K-feldspatico passanti progressivamente verso l'alto a micascisti e micascisti gneissici a muscovite e granato con passaggi laterali a calcescisti e calcari cristallini granatiferi ed epidotici, prasiniti ovarditiche ed anfiboliche ed intercalazioni lentiformi anche molto allungate di serpentinoscisti.

Il Cristallino di Arenzano, più limitato del precedente, è costituito da gneiss occhiadini biotitici cataclastici associati a micascisti cloritici e granatiferi talora feldspatici, con intercalazioni lenticolari di anfiboliti granatifere e di prasiniti anfiboliche.

La serie triassica mostra notevoli analogie con quella coeva della zona Brianzonese, rispetto alla quale appare però notevolmente ridotta in spessore.

Il complesso dei calcescisti con pietre verdi può essere suddiviso in due unità di rango formazionale: i calcescisti s.l., con relativo corredo ofiolitifero in corpi stratoidi o lentiformi concordanti (Calcescisti del Turchino); le ofioliti in giacitura massiccia (Ofioliti di M. Beigua).

I calcescisti s.l. rappresentano i prodotti del metamorfismo alpino su sedimenti prevalentemente calcareo-pelitici di una fossa subsidente corrispondente al settore meridionale della fossa Piemontese. Le lenti ser-

pentinitiche e i corpi stratoidi prasinitici inclusi nei calcescisti stessi rappresentano rispettivamente olistoliti ultrabasici scivolati nella fossa ed originarie colate di diabasi e pillow-lave interposte ai sedimenti della fossa stessa.

Le ofioliti in giacitura massiccia sono rappresentate in maggioranza da serpentiniti con relitti peridotitici e subordinatamente da ammassi di prasiniti a grandi ocelli di albite e di metagabbri eufotidi e da corpi lenticolari di anfiboliti eclogitiche. Localmente nelle serpentiniti si intercalano filoni di rodingiti.

Le grandi masse ofiolitiche del Gruppo di Voltri sono stratigraficamente indipendenti dalla serie dei calcescisti e rappresentano probabilmente lembi di ultrabasiti subcrostali risalite a tappe allo stato solido attraverso la crosta oceanica costituente il substrato della fossa piemontese.

Sotto il profilo strutturale il Gruppo di Voltri deve essere considerato un'unità sostanzialmente autoctona comportatasi come blocco rigido a livello delle masse ofiolitiche maggiori, con piegamenti isoclinali e scagliamenti a livello della loro copertura triassica e calcescistosa. Scompagliamenti locali a livello delle ofioliti, soprattutto nel blocco serpentinoso occidentale del Gruppo di Voltri, provocano limitati sovrascorrimenti di lame ofiolitiche verso ovest o sud-ovest.

Il Gruppo di Voltri è delimitato al margine sud-ovest del Foglio « Genova », da un fascio di scaglie subverticali dirette NNO-SSE, note nella letteratura geologica come « linea Celle-Sanda ». Esse denotano un accostamento tardivo fortemente compressivo dello stesso Gruppo di Voltri alla zona Brianzonese. Al margine est il Gruppo è delimitato dalla zona a scaglie Sestri-Voltaggio di cui si parlerà nel successivo paragrafo.

Zona Ligure.

Lungo il margine orientale del Foglio « Genova » affiora estesamente la serie mesozoica della zona Ligure, costituente l'unità più interna dell'Appennino settentrionale.

La parte basale della serie compare nella zona Sestri-Voltaggio, considerata ormai da tempo nella letteratura geologica come zona di separa-

zione tra Alpi e Appennini. In effetti, oltre che per i motivi strutturali che vedremo in seguito, tale zona presenta affinità alpine anche nella sua successione stratigrafica, soprattutto a livello del Triassico superiore e del Giurassico inferiore.

La successione inizia con dolomie e calcari dolomitici massicci seguiti da calcari e calcari marnosi neri con intercalazioni di argilloscisti bituminosi riferibili rispettivamente alla Dolomia Principale norica ed al Retico. Il Giurassico è in gran parte rappresentato da sequenze argilloso-arenacee con intercalazioni di calcari e calcari marnosi, talora con selce. In esso si riconosce sovente una facies chiaramente metamorfica, calcareo-filladica, che potrebbe rappresentare il corrispettivo eteropico dei calcescisti del Gruppo di Voltri. Nel Giurassico superiore compare la tipica associazione appenninica diabasi-diaspri-calcari a Calpionella seguita, nel Cretacico inferiore, da una formazione argillosa con lenti calcaree ed olistoliti serpentinitici e diabasici nota, nell'Appennino settentrionale, col termine di « Argille a Palombini ». Tale unità rappresenta la base stratigrafica dei sovrastanti flysch cretacei arenaceo-argillosi e calcarenitico-marnosi che si estendono ampiamente, dal margine orientale del Foglio « Genova » ai Fogli contigui.

Dal punto di vista strutturale la zona Ligure presenta tre aspetti fondamentali: un intenso scagliamento isoclinale con vergenza ovest lungo la zona Sestri-Voltaggio; un'area con prevalenti ripiegamenti a vergenza ovest, solidali con la zona precedente e ad essa contigua verso est; alcuni lembi alloctoni costituiti da unità della serie ligure scivolata verso occidente sul Gruppo di Voltri (Falda di Montenotte).

Bacino Terziario Piemontese.

I sedimenti cenozoici occupano la parte settentrionale del foglio e compaiono inoltre come placche isolate sul Gruppo di Voltri fino a raggiungere la costa ligure. Bisogna distinguere nel loro ambito una facies continentale di ambiente sub-aereo o lagunare ed una facies marina trasgressiva sulle unità precenozoiche e sui depositi continentali suaccennati.

Questi ultimi sono sparsi in limitati ma numerosi affioramenti lungo

il margine settentrionale del Gruppo di Voltri e sono costituiti in prevalenza da breccie più o meno grossolane, prevalentemente monogeniche, ad elementi quasi esclusivamente ofiolitici (Breccie di Cravara) e da livelli di marne con molluschi d'acqua dolce, con lenti argillosiltosi ricchi di resti vegetali ed intercalazioni conglomeratiche (Formazione di Pianfolco). L'età di questi depositi è da ritenersi oligocenica inferiore con possibile estensione all'Eocene superiore per le breccie di Cravara.

La serie trasgressiva più propriamente appartenente al Bacino Terziario Piemontese poggia in discordanza angolare sui depositi suaccennati abbracciando un intervallo stratigrafico che, nell'ambito del Foglio, va dall'Oligocene inferiore al Miocene superiore. La successione inizia con potenti depositi conglomeratici ed arenacei a lenti marnoso-siltose, riccamente fossiliferi (formazione di Molare) a cui fa seguito un intervallo a prevalente sedimentazione marnosa di tipo pelagico (Marne di Rigoroso) localmente limitato alla sua sommità da una superficie di erosione. In questo caso un sottile livello di calcari bioclastici ed arenarie glauconitiche (Formazione di Visone) prelude al generale successivo affermarsi di sedimentazione per correnti di torbidità con arenarie e marne in alternanza ritmica (Formazione di Cremolino); la successione miocenica continua con marne a pteropodi (Marne di Cessole) e nell'ambito del Foglio « Genova » termina con una potente formazione arenaceo-conglomeratica (Arenaria di Serravalle).

IV — STRATIGRAFIA

A) ZONA BRIANZONESE (G. PASQUARÈ)

- 1) T_{Sv} — « Graniti di Sanda ». *Graniti a biotite, talora a due miche, con caratteri decisamente magmatici ed a marcata uniformità di composizione e struttura (pre-Carbonifero medio).*

Si tratta di piccoli ammassi granitici che si distinguono dai graniti di anatesi a grandi cristalli feldspatici per una grana più minuta e omogenea e per l'abbondanza di biotite, evidente anche nel carattere macroscopico della roccia. Al microscopio si riconosce una struttura granulare ipidiomorfa con componenti fondamentali dati dal feldspato potassico, quarzo, biotite e talora muscovite. L'ammasso maggiore affiora nell'ambito di una grossa scaglia situata al contatto tra il Gruppo di Voltri ed il Cristallino Savonese ad ovest di Sanda. Quivi il granito appare in contatto normale alquanto netto con gli gneiss diafortitici connessi agli Gneiss di Albisola.

Sul fianco destro della valle del T. Riobasco all'altezza di Vetriera una grossa lente granitica dello stesso tipo affiora entro le anfiboliti, a contatto laterale con gli stessi gneiss. Più a sud, altre masserelle di analoga composizione spuntano nel mezzo degli Gneiss di Albisola presso C. Bucca, ad ENE di C. Carabigi e presso Bric Ronchetto. Da queste ultime si dipartono sottili apofisi filoniane acide, prevalentemente quarzose e talora con feldspato e muscovite. Fasci di sottili vene sialiche generalmente concordanti accompagnano anche il contatto tra la lente situata ad ovest di Vetriera e le anfiboliti incassanti.

- 2) an — « Anfiboliti di M. Spinarda ». *Anfiboliti massicce a grana fine talora granatifere, passanti a gneiss anfibolici, talora contenenti iniezioni letto a letto di materiale quarzoso-feldspatico. Masse minori di prasiniti anfiboliche a grana fine (pre-Carbonifero medio).*

Costituiscono un ammasso piuttosto cospicuo in contatto stratigrafico con gli Gneiss di Albisola. A causa dei fitti ripiegamenti subiti è difficile ricostruire rapporti stratigrafici precisi tra queste due unità. La massa più grande e omogenea di anfiboliti, situata tra Bric del Crovaro e C. Ispina, presenta una giacitura antiforme e come tale soggiace a quella parte della formazione che si intercala in belle lingue e lenti entro gli gneiss nella zona tra M. Cucco, Luceto e Bric Cà di Bregalla.

Le anfiboliti si presentano ovunque massicce, di colore verde molto scuro, a grana fine ma con gli elementi sialici già visibili ad occhio nudo, ovunque intensamente e minutamente brecciate, sovente profondamente alterate in un suolo caratteristico rossiccio. Al microscopio, oltre all'anfibolo, si riconosce anche un plagioclasio sempre molto alterato di composizione difficilmente determinabile ma sicuramente basica e sovente granato più o meno cloritizzato. Al contatto con gli Gneiss di Albisola sono stati già descritti i termini di passaggio gneissico-anfibolici; talora lo stesso passaggio avviene con fitte alternanze dei due litotipi.

- 3) g; mi_{Al} — « Gneiss di Albisola ». *Paragneiss minuti a due miche, talora granatiferi o anfibolici, micascisti e micascisti quarziticci a due miche (pre-Carbonifero medio). Prodotti di laminazione tettonica e diaforesi: gneiss biotitici grigio-verdi, a feldspato albitico, molto ricchi di quarzo talora granatiferi e generalmente cloritici.*

Rappresentano, insieme all'Anfiboliti di M. Spinarda, la formazione più estesa tra quelle del Cristallino Savonese affiorante all'apice SO del Foglio « Genova ». Essi risultano fittamente alternati alle anfiboliti a causa di una originaria interposizione complicata successivamente da ripetizioni plicative. La formazione è rappresentata da paragneiss generalmente minuti a scistosità pronunciata, di colore bruno scuro, facilmente alterabili e sfaldati. Al microscopio si riconoscono mica biotite e musco-

vite, quarzo e oligoclasio come probabile associazione paragenetica primaria. Localmente si trova una biotite di seconda generazione che può giacere anche trasversalmente ai piani di scistosità. La biotite stessa appare sovente cloritizzata ed il plagioclasio più o meno saussuritizzato. Al plagioclasio si aggiunge talora dell'ortoclasio.

I contatti con le anfiboliti alle quali gli gneiss sono interposti, appaiono generalmente gradualmente ma il passaggio avviene su distanze di pochi metri con l'interposizione di anfiboliti micacee e gneiss anfibolici.

Gli Gneiss di Albisola vengono localmente sostituiti da una facies di laminazione tettonica e diaforesi, sviluppata soprattutto tra Ellera, Magrania e C. della Stretta nonché, più a nord, sotto la zolla calcareo-dolomitica di Corona. Si tratta di gneiss minuti ricchi di quarzo, talora granatiferi, in cui la biotite della prima generazione è pressoché totalmente cloritizzata mentre può persistere quella tardiva ad orientazione trasversale. La roccia si distingue per un aspetto compatto grigio-verde scuro.

4) Γ — « Graniti del T. Letimbro ». *Graniti di anastessi a grana grossolana ed anatesiti a grandi porfiroblasti feldspatici, più o meno intensamente cataclastici, a muscovite e biotite, quest'ultima generalmente cloritizzata* (Carbonifero medio-Permico).

Costituiscono la formazione più rappresentativa del Cristallino Savonese. Particolarmente sviluppati nei contigui Fogli « Ceva » e « Albenga-Savona » penetrano nella zona situata tra i torrenti Sansobbia e Riobasco al margine SO del Foglio « Genova ». Essi mostrano contatti transizionali estremamente diluiti con le Migmatiti di Nucetto e contatti netti ma sempre normali con gli Gneiss di Albisola.

Il litotipo prevalente è un granito a grandi cristalli di ortose che spiccano in una massa verdastra ricca di clorite e di quarzo. La roccia è attraversata da un fittissimo sistema di litoclasti di ogni dimensione che dislocano vistosamente anche i cristalli feldspatici.

Al microscopio, oltre ai minerali descritti, si riconoscono piccoli individui di plagioclasio oligoclasico, che sovente entra in concrescimento

microperititico con l'ortoclasio. Tra i minerali lamellari la biotite è generalmente assente e risulta invece abbondante la clorite, talora includente granuli di zirconio.

Con contatti estremamente sfumati si passa dalla roccia massiccia sopradescritta ad una roccia a tessitura grossolanamente orientata definibile macroscopicamente come un granito gneissico ma nella quale si può riconoscere al microscopio una originaria anatesite. Questo litotipo è particolarmente sviluppato nella valle del T. Riobasco e lungo il versante settentrionale del Bric di Genova.

5) μ — « Migmatiti di Nucetto ». *Embrechiti occhiadine prevalentemente quarzoso-muscovitiche, con grandi porfiroblasti di feldspato potassico e di albite, a struttura generalmente molto cataclastica. Talora si distinguono livelli di quarziti e quarzoscisti privi di porfiroblasti feldspatici, di chiara origine sedimentaria clastica da arenitica a conglomeratica, nonché septa di anfiboliti a grana minuta* (Carbonifero medio-Permico).

Le Migmatiti di Nucetto sono chiaramente connesse geneticamente e passanti ai Graniti del T. Letimbro ed, insieme agli stessi, occupano una corta fascia al margine sud-ovest del foglio, tra Ellera e Stella. Nella valle del T. Riobasco a sud di Stella S. Giovanni è palese anche un passaggio laterale tra queste migmatiti e gli Gneiss di Albisola. Resisters di gneiss di tale tipo si ritrovano entro le migmatiti sul versante destro della stessa valle, all'altezza di C. La Croce.

Si tratta di embrechiti occhiadine a porfiroblasti generalmente molto vistosi di feldspato potassico. La roccia, anche se fortemente e intimamente deformata da vicende dinamo-metamorfiche alpine, mantiene l'originaria tessitura a bande nelle quali peraltro non è possibile identificare, come nella zona di Nucetto (Foglio « Ceva ») alternanze metasedimentarie quarzitiche e anagenitiche. Al microscopio si riconosce chiaramente la crescita tardiva dei porfiroblasti feldspatici, i cui individui, pur otticamente unitari, si presentano smembrati in plaghe a scacchiera. Tra di essi prende posto del quarzo granoblastico minuto e lamine di muscovite.

Fasci abbastanza continui di quarzo e muscovite possono interpersi tra gli occhi feldspatici. Le deformazioni alpine hanno provocato diffusa neoblastesi di albite e fengite. Localmente è segnalato anche lo stilpnomelano.

6) PE¹ - CA⁷⁻³ — « Formazione del Santuario di Savona ». *Scisti filladici quarzoso-serciticici talora cloritici, sovente grafitici, grigio-verdi, brunastri o plumbei; quarzoscisti muscovitici o muscovitico-cloritici talora contenenti grandi cristalloclasti quarzosi e passanti a puddinghe e conglomerati metamorfici* (Permico inferiore-Carbonifero medio?).

Affiora nell'angolo SO del Foglio « Genova », in corrispondenza del fianco sinistro della valle del Letimbro. Si tratta di una monotona successione di scisti filladici più o meno grafitosi con intercalazioni anagenitiche, passanti a micascisti muscovitici ed a micascisti gneissici. Nell'ambito del Foglio « Genova » mancano riferimenti validi per definire i limiti stratigrafici della formazione.

Gli scisti filladici sono talora a grana fine ed in tal caso ricchi di quarzo e contenenti sericite e clorite; più sovente sono a larghe lamine micacee, generalmente muscovitiche, e poveri di quarzo fino a passare a veri micascisti. Nella parte alta del Rio Marmorassi e sul crinale di C. Montepiaggio i micascisti si arricchiscono di livelletti feldspatici sempre micacei e talora cloritici, a struttura granolepidoblastica e grana media.

7) T¹-PE³ — « Verrucano Brianzonese ». *Scisti filladici quarzoso-serciticici e cloritici grigi, verdastri e rosso-vinati; scisti anagenetici varicolori* (Scitico-Permico superiore).

Questa formazione affiora in un'area molto limitata della Tav. Varaze, tra Bric Comignolo ed il Rio Crivezzo.

La base della formazione è occultata da due faglie che la mettono direttamente a contatto con il Cristallino Savonese. Alla sommità giacciono invece, in apparente concordanza, le dolomie medio-triassiche, ma la

marcata interposizione delle quarziti scitiche indica trattarsi anche in questo caso di un contatto anormale.

Petrograficamente si tratta di scisti filladici serciticici varicolori prevalentemente sui toni verdastri e grigi, nei quali la sericite prevale nettamente sul quarzo e ad essa si aggiunge localmente una sostanza isotropa, probabilmente argillosa. La scistosità è piuttosto pronunciata e la roccia è minutamente scagliosa alla frattura. Attorno al Bric Comignolo gli scisti filladici appaiono localmente arricchiti di venette quarzose e sporicamente di porfiroblasti di feldspato potassico. Il fenomeno deve essere messo in relazione con la vasta aureola di metasomatosi potassica che circonda la vicina massa granitica del Torrente Letimbro.

8) T¹ — « Quarziti di Ponte di Nava ». *Quarziti micacee biancastre o verdastre a grana fine, con sottili livelli microconglomeratici, generalmente in strati sottili tabulari* (Scitico).

Si tratta di una formazione esposta in modo molto frammentario e ridotto nel Foglio « Genova », che trova più ampia diffusione nel Foglio « Albenga-Savona » nel quale è stata fissata la sezione-tipo. L'unico affioramento cartografato è quello emergente dai depositi trasgressivi oligocenici nei pressi di Albisola Superiore. Esso consiste di un piccolo sperone messo in risalto dall'erosione selettiva, composto di quarziti serciticico-cloritiche in strati sottili e medi di aspetto tabulare. Le rocce mostrano chiara derivazione da arenarie quarzose a granulometria estremamente fine ed omogenea tranne alcuni livelli di posizione presumibilmente inferiore in cui la grana più grossolana indica trattarsi di originari microconglomerati.

Quest'ultimo carattere permette di differenziare la formazione da quella coeva di Fosso Angassino, appartenente alla contigua Zona Brianzonese.

Altri affioramenti quarziticici non cartografabili affiorano come lame di scorrimento alla base della placca dolomitica medio-triassica di Corona, nei pressi di Bric Comignolo. Essi presentano una roccia estremamente laminata, fino a blastomilonitica, corrispondente a scisti quarziticico-muscovitici ricchi di minerali opachi.

9) T³⁻² — « Dolomie di San Pietro dei Monti ». *Dolomie e calcari dolomitici microcristallini, grigi e nerastri, con strutture algali, a stratificazione da grossa e media* (Ladinico-Anisico).

La formazione affiora nei pressi di Corona come lembo alloctono modellato a larga struttura brachianticlinale, poggiante su gneiss diafotritici della formazione di Albisola e sul « Verrucano Brianzone » . Mancano quindi le condizioni per descriverne compiutamente la successione stratigrafica e correlarla con la sezione-tipo riferentesi ad una località del Foglio « Albenga-Savona ». La presenza di lame di quarziti scitiche alla base della formazione fa presupporre comunque che essa sia completa, per lo meno nella sua parte inferiore. Lo spessore complessivo della serie è di circa 200 metri. Litologicamente si osserva una monotona successione di dolomie più o meno calcaree grigie in banchi e strati spessi con intercalazioni di calcari dolomitici grigio-bruni e breccie intraformazionali. Belle sezioni di *Diplopora annulata* si trovano diffuse in numerosi orizzonti.

B) ZONA PIEMONTESE (G. PASQUARÈ)

1) GAR; ANAR — « Cristallino di Arenzano ». *Gneiss occhiadini cataclastici talora biotitici, micascisti cloritici e granatiferi talora feldspatici, micascisti quarzítico-cloritici; lenti di anfiboliti biotitiche e prasiniti anfiboliche.*

Si tratta di una placca di rocce scistoso-cristalline addossata alla fascia calcescistosa Turchino-Arenzano ed occupante la maggior parte del promontorio di Arenzano. Alcune scaglie triassiche la separano a nord dai calcescisti e dalle ofioliti del Gruppo di Voltri mentre a sud e ad est risulta delimitata dalla costa ligure. E' pertanto impossibile ricostruire una sezione stratigrafica completa della formazione che, per posizione, costituzione litologica e grado metamorfico, va considerata tra le unità pretriassiche del Foglio « Genova ».

Il litotipo dominante è dato da uno gneiss minuto a due miche, con

biotite più o meno intensamente cloritizzata, generalmente ricco in quarzo e passante a gneiss quarziticci ed a micascisti quarzítico-cloritici. Il plagioclasio corrisponde ad un termine molto acido fortemente sericitizzato.

Talora si passa gradualmente a gneiss a bande ed occhi quarzosi, ricchi di peciloblasti di plagioclasio sodico e con larghe lamine micacee.

Un litotipo presente in quantità subordinata soprattutto lungo la fascia costiera è un micascisto ricco di grossi individui arrotondati e cloritizzati di granato e pirosseno, avvolti in letti vistosamente neoblastici a quarzo, muscovite e biotite, talora con occhi glomerati di feldspato potassico. Nella stessa fascia costiera si interpongono lenti di anfiboliti a tessitura marcatamente listata che a Punta San Martino presentano abbondanti granati cloritizzati di dimensioni centimetriche. A volte alle anfiboliti si intercalano letti discontinui di epidotiti e di calcefiri a titanite, anfibolo e biotite. Nel settore occidentale del promontorio si osservano invece abbondanti prasiniti a grana minuta, ricche di titanite, che macroscopicamente sono difficilmente distinguibili da quelle intercalate ai sovrastanti calcescisti.

2) GIVL; MVL; PIVL; C; SVA; MI — « Cristallino di Valosio ». *Embrechiti listate e occhiadine a due miche; scisti quarziticci e micascisti gneissici a due miche e granato; scisti calcareo-quarzoso-micacei granatiferi ed epidotici; prasiniti ovarditiche ed anfiboliche; serpentinoscisti; intercalazioni stratoidi di miloniti ed ultramiloniti, localmente pseudotachilitiche.*

Questa formazione rappresenta l'unità pretriassica più estesa del Gruppo di Voltri, affiorante all'estremità nord-occidentale del Gruppo stesso, a SE di Acqui Terme. Messa in luce dall'attività erosiva del T. Visone la formazione affiora lungo l'alveo del torrente stesso a monte di Grogna per un tratto di circa 8 Km e risale verso est a costituire le pendici di M. Laione. La formazione è ovunque delimitata da contatti tettonici rispetto alle ofioliti, ai calcescisti mesozoici ed ai sedimenti oligocenici; il suo substrato è sconosciuto. La giacitura piuttosto regolare delle metamorfite costituenti la formazione stessa permette di ricostruire una parziale successione stratigrafica.

La parte più profonda, affiorante lungo l'alveo del T. Visone e presso l'abitato di Valosio, è costituita da embrechiti listate, a tratti occhiate a due miche, interessate da una diffusa clastesi. Al disopra le embrechiti diventano progressivamente più ricche di occhi quarzoso-feldspatici che sulle superfici di scistosità generano una lineazione mineralogica alquanto accentuata e persistente. Ad esse si associano lenti fortemente buinate e parzialmente discordanti di prasiniti anfiboliche nonché intercalazioni stratoidi di miloniti ed ultramiloniti. Nella parte superiore dell'orizzonte embrechtico la tessitura diviene sempre più decisamente occhiadina e lineata mentre aumenta il contenuto in miche chiare i cui letti si modellano vistosamente agli occhi sialici. Questi ultimi sono sovente stirati a struttura sigmoidale e possono sfumare insensibilmente alla mesostasi; la loro costituzione è sia albitica, sia K-feldspatica con molto quarzo.

Le embrechiti passano insensibilmente verso l'alto a scisti quarzitic granatiferi più o meno ricchi in feldspato albitico, talora in cristalli porfiroblastici, con miche chiare e biotite generalmente cloritizzata. Ad essi si associano in minore quantità micascisti granatiferi a due miche, anch'essi ricchi di clorite.

Una facies eteropica degli scisti quarzitic, diffusa soprattutto nella parte orientale del massiccio, è data dagli scisti calcareo-quarzoso-micacei che si distinguono per la loro scistosità pronunciata e per una sfaldabilità molto più accentuata dei precedenti. La calcite costituisce in queste rocce fino al 70% della composizione globale e racchiude granuli isolati o amigdaloide poligonalizzate di quarzo, lamelle isolate ed isorientate di mica chiara e di clorobiotite, porfiroblasti postcinematici di granato. Entro gli scisti calcarei compaiono alcuni banchi di calcari cristallini granatiferi a tessitura listata o amigdaloide per la presenza di noduli e lenticelle di miche chiare. Anche qui si notano granuli di quarzo di origine detritica.

3) T_{FA}¹ — « Quarziti di Fosso Angassino ». *Quarziti sericitiche e sericitico-cloritiche lastroidi, biancoverdi* (Scitico).

La formazione è rappresentata da scaglie incluse nei calcescisti della zona Voltri-Rossiglione e del promontorio di Arenzano. La base

stratigrafica della formazione stessa non è reperibile con sicurezza mentre il tetto è costituito dalle Dolomie di Cogoleto che, eccettuate dislocazioni di carattere locale, giacciono in continuità sulle quarziti nelle serie di Fosso Angassino, del Rio Bruxé e di Arenzano.

Nella serie di Fosso Angassino la formazione dovrebbe raggiungere il suo sviluppo migliore ma risulta chiaramente dislocata per pieghe-faglie isoclinali per cui lo spessore può essere solo approssimativamente stimato da 25 a 40 m.

Litologicamente le quarziti presentano una evidente stratificazione piano-parallela, un colore verde-chiaro o bianco, una tessitura da massiccia a scistosa, piana o debolmente ondulata. Petrograficamente si distinguono prevalenti quarziti a pagliuzze di mica chiara e di clorite sparse isolatamente o riunite in letti esilissimi molto distanziati e scisti quarzitic a bande e letti fittamente alternati di quarzo, miche e cloriti. Il quarzo mostra sempre una bella struttura granoblastica con individui fortemente addentellati, isodimensionali, raramente allungati secondo i piani di scistosità. Sparsi irregolarmente tra i granuli quarzosi si notano talora ocelli pecilitici di albite geminata. Negli scisti quarzitic i letti micacei mostrano lamine di mica bianca associati a clorite, a clorobiotite e talora a cloritoide. Tra i componenti accessori si notano anche zircone, apatite, epidoto e minerali opachi.

4) T_{CO}² — « Dolomie di Cogoleto ». *Dolomie calcaree talora marnose grigie e brune; dolomie calcaree grigio-brune e violette con livelli detritici; calcari dolomitici grigi, talora sericitici; intercalazioni di calcari cristallini bruno-nocciola, spesso sericitici, talora con livelli detritici.* (Carnico?-Ladinico-Anisico).

Le rocce calcareo-dolomitiche triassiche del Gruppo di Voltri appaiono ovunque estremamente frammentarie sia lateralmente sia nei loro rapporti verticali con le quarziti sottostanti e con i calcescisti sovrastanti. Per cause tettoniche è impossibile reperire una sezione stratigrafica completa per cui è stata scelta, come località-tipo della formazione, quella in cui la stessa presenta il maggior sviluppo in spessore. Si tratta della sezione di Cogoleto situata nel settore nord-est dell'abi-

tato, in cui la formazione in esame forma una grossa amigdala a giacitura subverticale, addossata tettonicamente alle serpentiniti dell'entroterra, con interposte scaglie calcescistose.

La successione stratigrafica mostra dall'alto al basso:

- Dolomie calcaree grigio-plumbee, scheggiose, in strati medi e spessi (9 m);
- Dolomie calcaree, talora marnose, grigio-chiare alla base e giallo-brune in alto, in strati spessi e banchi (32 m).

La stessa successione si ritrova, con potenza ridotta, nel settore nord-est del promontorio di Arenzano dove, alla base, affiorano anche le quarziti attribuite al Triassico inferiore.

Nella banda calcescistosa Voltri-Rossiglione ritroviamo alcune ridotte scaglie calcareo-dolomitiche affioranti al contatto con più estese scaglie quarzitiche nella valle del Rio Angassino ad est di Campo Ligure, lungo il Rio Bruxé ad est di Rossiglione e nell'alta valle del T. Ceresolo. Una placca calcareo-dolomitica, a giacitura sub-orizzontale, giace entro le serpentiniti del Gruppo di Voltri orientale sul versante sud di Bric del Terma, in alta Valle Stura.

Nella zona Voltri-Rossiglione le successioni calcareo-dolomitiche presentano spessori ridotti ma mostrano maggiore varietà di tipi litologici rispetto alla sezione di Cogoleto. Nella Valle del Fosso Angassino, dove viene raggiunto lo spessore massimo di 30 metri, si osservano, intercalati alle consuete dolomie calcaree grigie e grigio-brune, livelli di dolomie calcaree laminate di colore violetto con sottili letti finemente detritici, quarzoso-micacei. Nella parte alta di questa sezione si notano anche livelli di calcari-dolomitici grigio-chiari, anch'essi con letti detritici.

L'attribuzione cronologica della formazione al Triassico medio è stata compiuta da Rovereto (1939) sulla base di analogie puramente litologiche con il Triassico della zona Piemontese delle Alpi Occidentali. Locher (1957), tenta ulteriori suddivisioni a livello dei piani, che peraltro non sembrano sufficientemente giustificate, ed estende al Carnico-Norico e dubitativamente al Retico gli orizzonti più elevati della serie di Campo Ligure.

5) Ca ; Pr_{Cl} ; Sa — « Calcescisti del Turchino ». *Calcescisti muscovitico-paragonitici, calcemicascisti muscovitico-paragonitico (-fengitico) -cloritici, filladi calcarifere cloritico-sericitiche talora grafitiche, micascisti cloritici più o meno quarzosi, quarzoscisti sericitico-cloritici, scisti quarzítico-anfibolici, calcari cristallini micacei; calcescisti, calcemicascisti e micascisti albitici; facies ibride a epidoto, clorite ed anfiboli al contatto tra calcescisti e masse femiche.*

La successione dei calcescisti del Gruppo di Voltri rappresenta una unità di rango formazionale che va distinta, come accennato in un precedente capitolo, dalle Ofioliti di M. Beigua, per la sua completa indipendenza genetica, stratigrafica e strutturale dalle ofioliti stesse.

La formazione in esame affiora in continuità lungo una fascia di direzione nord sud da Voltri a Rossiglione attraverso il Passo del Turchino. Riaffiora in modo più discontinuo lungo la costa tra Cogoleto e Sestri Ponente nonché in lembi isolati entro la grande massa ofiolitica occidentale del Gruppo di Voltri.

Una ricostruzione esatta della successione stratigrafica nell'ambito della formazione risulta inattuabile a causa delle dislocazioni plicative e di frattura che si nascondono sovente entro una isoclinalità apparente. Le condizioni migliori per una indagine stratigrafica si ritrovano nella zona Voltri-Rossiglione entro la quale sono comunque presenti sicure ripetizioni ed elisioni di origine tettonica che rendono approssimativa la definizione della successione stratigrafica stessa.

Servendosi dei livelli quarzitici e calcareo-dolomitici triassici come unità di base sono state rilevate alcune sezioni stratigrafiche lungo tracciati normali alla stessa fascia Voltri-Rossiglione correlandone i tratti fondamentali, tenendo conto per quanto possibile degli effetti causati dalle dislocazioni.

Lungo l'alveo di Fosso Angassino ad est di Campo Ligure si può rilevare la seguente sezione dall'alto al basso:

- Calcemicascisti, con intercalazioni di calcescisti e micascisti filladici e qualche livello prasinitico (120 m).



Fig. 2 — Unità affioranti tra la costa ligure ed il versante meridionale del M. Rama; dal basso verso l'alto: Serpentine di Capanne di Marcarolo (SM), Metagabbri di Varazze (MV), Calcescisti del Turchino (CT), Marne di Lerca (ML).

- Calcescisti con intercalazioni di calcari cristallini più o meno mica-cei e qualche livello prasinitico (150 m).
- Prasiniti microgranulari zonate, in banchi (10 m).
- Alternanze di calcescisti e calcemicascisti (10 m).
- Alternanze tettoniche di quarziti e dolomie triassiche con calcescisti e micascisti più o meno filladici (40 m).

Lungo il Rio Lavazzei, ad est di Rossiglione, si ritrova una successione analoga, di spessore leggermente superiore:

- Calcemicascisti con intercalazioni di micascisti filladici e qualche livello prasinitico (150 m).
- Prasiniti microgranulari zonate, in banchi (100 m).
- Calcescisti con intercalazioni di calcari cristallini più o meno mica-cei (150 m).
- Quarziti e dolomie triassiche.

Successioni analoghe si ritrovano anche a sud del Passo del Turchino in particolare nella valle del T. Ponzema e lungo il Rio Tribanda. Possiamo quindi desumere nell'ambito della formazione una variazione progressiva da termini calcescistosi e marnosi in basso a termini mica-scistosi e filladici verso l'alto, con interposizione di livelli prasinitici nella parte inferiore. Lo spessore totale della formazione è valutabile intorno ai 400 metri.

Dal punto di vista petrografico i litotipi sono molto più vari di quelli sopra accennati, soprattutto nella composizione delle miche, nella presenza di minerali femici come anfiboli, epidoti clorite e talora granato e cloritoide, nella comparsa dell'albite.

Per quanto riguarda le miche un recente studio röntgenografico (Liborio, Mottana, Pasquaré, Rossi 1970) ha messo in luce nei calcescisti del Gruppo di Voltri la presenza quasi costante di paragonite. Le muscoviti variano invece da termini fengitici fino a muscoviti p.d. e mostrano un ampio campo di miscibilità allo stato solido con la molecola paragonitica. Più muscoviti possono coesistere tra loro e con la

paragonite in uno stesso campione. Anche gli altri componenti, come l'albite e i minerali femici, non costituiscono probabilmente una paragenesi bensì sono il prodotto di accumulo di più fasi di cristallizzazione. Alcuni di essi, come il granato, sembrano anche di origine detritica.

Membro delle prasiniti di Campo Ligure. Prasiniti, prasiniti ovarditiche, prasiniti epidotiche, prasiniti actinolitiche talora glaucofaniche, prasiniti a fuchsite, prasiniti granatifere, prasiniti a biotite, generalmente stratoidi, con più o meno marcata tessitura a bande.

Nella parte inferiore dei Calcescisti del Turchino si può distinguere un orizzonte prasinitico dello spessore fino a 100 metri, che per la sua continuità stratigrafica è stato separato cartograficamente come Membro delle prasiniti di Campo Ligure. Come si è visto nelle sezioni descritte in precedenza l'orizzonte può essere costituito sia da una successione continua di strati e banchi prasinitici sia da una alternanza di livelli prasinitici e livelli calcescistosi. Le dislocazioni tettoniche hanno successivamente smembrano questo orizzonte in fasci di lenti di dimensioni molto variabili nella disposizione globale delle quali si possono intuire gli originari rapporti stratigrafici coi calcescisti. E' certo che non esistono prove per sostenere che tutte le lenti e i banchi prasinitici inclusi nei Calcescisti del Turchino appartengono a questo orizzonte, soprattutto nelle zone dove i calcescisti stessi sono stati smembrati in plaghe discontinue senza alcun legame coll'originario substrato triassico. Soltanto per l'analogia litologica e petrografica con l'orizzonte di Campo Ligure tutte le prasiniti di questo tipo sono state riunite sotto lo stesso membro.

Il litotipo predominante è dato da una roccia con tessitura a bande più o meno pronunciate, con colore di fondo verde a varia intensità e mescolati toni gialli e bianchi.

La paragenesi è data da albite, clorite, anfibolo, epidoto. La proporzione di questi componenti varia dando luogo a prasiniti cloritiche (ovarditi) e prasiniti epidotiche che costituiscono i litotipi predomi-

nanti, e meno frequentemente a prasiniti anfibolico-glaucofaniche, granatifere, biotitiche, fuchsitiche.

Nelle prasiniti normali la struttura è dominata da un feltro diablastico cloritico-anfibolico entro cui prendono posto cristalli scheletrici o prismatici di epidoto e occhi peciloblastici talora glomerati di albite. Nelle ovarditi predomina un feltro di lamelle cloritiche fittamente intrecciate entro cui prendono posto i restanti componenti. Nelle prasiniti epidotiche si nota una marcata differenziazione in letti costituiti da epidoto pistacitico in aggregati di granuli allotriomorfi e talora in individui prismatici, altri costituiti da albite, clorite, epidoto, anfibolo e titanite. In questi litotipi a letti si nota solitamente una certa isorientazione nei cristalli allungati ma anche nella disposizione dei glomeroblasti albitici.

Nelle prasiniti anfiboliche l'anfibolo si presenta generalmente in due generazioni di cui una in fibrille actinolitiche nella massa di fondo, talora associate a muscovite ed a biotite e l'altro in cristalli prismatici di maggiori dimensioni di orneblenda verde vivacemente pleocroica. In alcuni casi questi ultimi sono associati ad aciculi di glaucofane cresciuto in condizioni postcinematiche e a sua volta retrocesso al bordo in barroisite.

Membro degli scisti a cloritoide di Val Ceresolo. Quarziti e scisti quarzitici a cloritoide.

Nei livelli basali dei Calcescisti del Turchino è intercalato un sottile orizzonte di quarziti e scisti quarzitici a cloritoide. A causa del grado di competenza molto più elevato rispetto ai calcescisti questo orizzonte, già in origine probabilmente discontinuo, è stato ridotto da cause tettoniche in piccole lenti e scaglie difficilmente rappresentabili sul foglio. A causa della sua particolare composizione mineralogica tale orizzonte è stato elevato a rango di membro e distinto cartograficamente nella valle del T. Ceresolo a nord di Mele, sul versante sud di Bric Gavetto a nord di Arenzano e nel versante sud-ovest di M. Colma presso C. Fontanino. Altre lenti di minori dimensioni e non cartogra-

fabili si trovano lungo la carreggiabile che dal Passo del Turchino conduce al Bric del Dente, presso Bric Geremia. Le rocce sono caratterizzate da una tessitura scistosa talora piana (Bric Gavetto), talora convoluta ed a vortice (T. Ceresolo, M. Colma). Al microscopio si osservano alternanze di letti granoblastici e lepidoblastici, i primi a quarzo con subordinata calcite e clorite, i secondi con muscovite, clorite, cloritoide, clinozoisite e quantità accessorie di apatite, tomalina, zircone e titanite.

Il cloritoide compare in prismi allungati ma frammentari inclusi in aggregati di clorite che tendono a sostituirli.

Nell'affioramento di M. Colma accanto ai minerali descritti si notano relitti di biotite quasi intieramente cloritizzata mentre l'analisi roentgenografica rivela la presenza di paragonite associata alla muscovite.

6) S, Fo, Ofc, e, Pr_{VA}, Pr_{MC}, ε — « Ofioliti di M. Beigua ».

Le grandi masse ofiolitiche del Gruppo di Voltri sono stratigraficamente indipendenti dalla serie dei calcescisti. I rapporti primari tra i due complessi permangono tutt'ora nel campo delle ipotesi seppure tra queste si faccia strada, con evidenza sempre maggiore, la possibilità che le grandi masse ofiolitiche del Gruppo di Voltri appartengano ad una crosta oceanica evidenziatasi durante una fase di distensione crostale tra il Triassico superiore ed il Liassico. Tale ipotesi spiegherebbe inoltre con fenomeni di riassorbimento, da parte della stessa crosta oceanica in espansione, l'estrema riduzione in volume dei sedimenti triassici e dei lembi di basamento cristallino. Si darebbe inoltre significato ai contatti pressoché ovunque tettonici tra calcescisti e grandi masse ofiolitiche, le quali avrebbero raggiunto la loro posizione attuale risalendo allo stato solido entro i sedimenti della fossa piemontese durante le fasi di contrazione dell'orogenesi alpina. Tali considerazioni ci hanno quindi indotto anche ad una separazione formale delle maggiori masse ofiolitiche del Gruppo di Voltri sotto il termine formazionale di « Ofioliti di M. Beigua ». Tale formazione comprende termini consan-

guinei di differente composizione tra cui dominano nettamente le ultrabasiti. Queste ultime nonché le rocce basiche ad esse connesse ed altri prodotti di metamorfismo delle stesse sono state distinte a livello di membri e verranno qui di seguito descritte.

Membro delle serpentine di Capanne Marcarolo. Serpentiniti compatte, scagliose o scistose, talora contenenti relitti olivinici, più comunemente ricche di relitti diallagici ed enstatitici; serpentinoscisti, serpentiniti anfiboliche; talcoscisti e scisti amiantiferi in piccoli ammassi legati alle serpentiniti. Banchi a silicati di calcio nelle serpentiniti, corrispondenti a rodingiti (granatiti auct). Serpentiniti brecciate, oficalci ed ofisilici.

Rappresenta la parte più cospicua della formazione e costituisce l'ossatura dei due grandi blocchi ofiolitici in cui si articola il Gruppo di Voltri.

Il litotipo dominante è dato da serpentiniti a banchi, compatte, scheggiose alla frattura, intensamente fessurate. All'esame macroscopico alcune di esse risultano composte da un fitto e irrisolvibile aggregato di minerali serpentinosi; altre presentano in questo aggregato relitti più o meno abbondanti di pirosseni ed olivina che possono spiccare anche nelle superfici alterate della roccia.

Al microscopio la massa fondamentale di queste rocce appare costituita da un fitto intreccio di lamelle antigoritiche che generalmente rivelano la struttura a maglie derivata dalla sostituzione di olivina. Tra i minerali di relitto i più diffusi sono dei fenoclasti di clinopirosseno avente i caratteri ottici del diallagio. Più raramente ad esso si associa un pirosseno rombico. L'olivina compare anch'essa poco frequentemente al nucleo delle maglie di sostituzione. Tra gli accessori si notano abundantissima magnetite, più raramente titanite, anfiboli di tipo grammatitico, venette di talco. Una separazione cartografica tra le serpentiniti massicce senza relitti e le serpentiniti a relitti non è stata possibile. Si può comunque affermare che le serpentiniti del primo tipo sono particolarmente diffuse e pressoché esclusive della parte meridio-

nale delle due grandi masse ofiolitiche mentre le serpentiniti a relitti predominano nel settore settentrionale. La delimitazione tra le due parti può essere approssimativamente associata tra Sassello, Tiglieto e Capanne Marcarolo.

Frequentemente le serpentiniti assumono una tessitura orientata ed una scistosità fogliacea diventando nel contempo povere o prive di minerali di relitto. Questi serpentinoscisti appaiono generalmente al margine delle maggiori masse serpentinitiche, soprattutto al contatto con calcescisti, prasiniti o metagabbri. Essi costituiscono anche la maggior parte delle lenti serpentinosose inserite nella banda calcescistosa Voltri-Rossiglione e sono altresì diffusi nella zona di complessa compenetrazione tra litotipi ofiolitici e calcescisti situata tra Varazze, Stella e le Faie al margine SO del Foglio « Genova ».

Al microscopio i serpentinoscisti risultano pressoché unicamente costituiti da lamelle isorientate di antigorite, talora con interposti letti talcosi. Come componenti accessori possono comparire epidoti, titanite, tormalina, magnetite.

Le serpentiniti massicce descritte in precedenza presentano frequentemente fenomeni di cataclasi che localmente si intensificano fino a produrre una breccia ad elementi spigolosi in una matrice polverulenta, talora permeata da un cemento siliceo o carbonatico. Queste breccie serpentinosose sono particolarmente diffuse in una fascia che segue il margine ovest del foglio tra il Colle del Giovo ed l'abitato di Cimaferle. Litotipi analoghi si estendono sporadicamente più ad est fino all'area situata tra Pian Castagna, Tiglieto e Pra Vallarino.

Sempre al margine ovest del Foglio, tra Stella S. Giovanni e i Brasi a sud, nei dintorni di Grogardo a nord, assumono particolare sviluppo le oficalciti e le ofisilici. Esse non appaiono né strutturalmente né arealmente legate alle serpentiniti brecciate sopra descritte. Queste ultime risultano infatti connesse a traslazioni orizzontali di lembi serpentinitici piuttosto estesi e di spessore limitato, mentre le oficalci e le ofisilici sono riconducibili a fenomeni di compressione ad un livello più profondo e la loro giacitura è prevalentemente in scaglie subverticali. Esse sono riconoscibili sul terreno per il loro aspetto ruiniforme do-

vuto alla compagine estremamente cavernosa in cui spiccano in rilievo le nervature calcaree o silicee. La colorazione dominante è rossa, a causa della grande abbondanza di venature e tasche riempite di ocre limonitica.

Nelle serpentiniti del Gruppo di Voltri sono frequenti le intercalazioni filoniane di rocce a prevalenti silicati di calcio che da molti anni sono note soprattutto per la bellezza dei minerali di litoclase in esse contenute. Descritte comunemente come granatiti, tali rocce sono state recentemente ridefinite come rodingiti da G. V. DAL PIAZ (1967).

La loro composizione è dominata da granato, diopside, vesuviana e clorite di tipo proclorite o clinocloro. Il pirosseno è prevalente al centro dei filoni o nei rigonfiamenti a « boudinage » che essi frequentemente presentano e talvolta è rappresentato da diallagio. La clorite è frequente soprattutto al margine dei filoni, in grosse spalmature a cui talora si associa il talco. Altri minerali presenti sono anfiboli, epidoti, titanite, calcite.

Il maggior numero di filoni rodingitici si trova lungo il versante meridionale del grande blocco serpentinoso di M. Rama-M. Reisa, tra M. Sciguello ad ovest e la valle della Gava più a nord, nei dintorni di Vara.

Filoni rodingitici non cartografabili alla scala del foglio sono diffusi anche nel blocco serpentinoso orientale del Gruppo di Voltri, specialmente presso M. Orditano, nel Rio Branega e nel Rio Varenna.

Membro delle anfiboliti eclogitiche di Vara. Filoni di eclogiti anfiboliche talora glaucofaniche, passanti ad anfiboliti granatifere ed anfiboliti. Intercalazioni locali di prasiniti. Prasiniti anfiboliche a grana minuta talora granatifere.

La parte centrale dell'ammasso serpentinoso occidentale del Gruppo di Voltri è contrassegnato da una bella struttura a vortice ivi descritta da un grosso fascio sub-circolare di lenti e filoni di anfiboliti eclogitiche il cui centro coincide pressapoco con la frazione di Vara del Comune di Urbe. Lenti di dimensioni ridotte di anfiboliti e di prasi-

niti anfibolico-granatifere assimilabili a queste unità raggiungono il margine occidentale del foglio nei dintorni del Giovo Ligure. Lenti ancor più ridotte e sporadiche di analogo tipo si ritrovano sul versante meridionale del M. Colma, ad est di Campo Ligure e ad est di Masone.

Per la loro durezza e resistenza all'alterazione queste rocce spiccano in forte rilievo soprattutto nell'alveo dell'alto corso del T. Orba e dei suoi affluenti. I loro contatti con le serpentiniti incassanti sono sempre netti, concordanti con la scistosità o con la bancatura delle serpentiniti stesse.

Petrograficamente si tratta di rocce inequigranulari in cui grossi cristalli di pirosseno diopsidico, torbidi, arrotondati ai bordi e con qualche lamelle di smistamento sono immersi in una mesostasi a grana fine formata da anfibolo glaucofanico in prismi intrecciati passante a una zona marginale di actinolite verde brillante, da granato in piccoli cristalli idiomorfi disposti secondo una curiosa tessitura a nido d'ape, da epidoto pistacitico, da quarzo, rutilo e minerali opachi.

Non mancano aggregati di anfibolo bruno e minerali opachi (ilmenite?) derivanti forse da un originario pirosseno rombico.

Esistono tutti i termini di passaggio tra il litotipo ora descritto e anfiboliti glaucofaniche più o meno granatifere da un lato, prasiniti epidotico-glaucofaniche dall'altro.

Membro delle prasiniti di M. Colma. Prasiniti a grandi ocelli di albite, in giacitura massiccia ed eccezionalmente in grossi banchi.

Le prasiniti massicce a grandi ocelli albitici costituiscono ammassi di dimensioni sovente cospicue, distribuiti lungo il margine settentrionale del Gruppo di Voltri e, con dimensioni più ridotte, sparsi anche in altri settori dello stesso Gruppo. Gli ammassi di maggiori dimensioni sono inclusi al margine dei grandi blocchi serpentinosi, al contatto con calcescisti e prasiniti ad essi associate. Gli ammassi minori sono inclusi anche all'interno di blocchi serpentinosi, soprattutto quello orientale, presso Bric Arpescella, M. Taccone e M. Orditano.

La grande ed uniforme diffusione, degli ocelli albitici di dimen-

sioni anche centimetriche costituisce il carattere macroscopico più saliente e rende queste rocce inconfondibili anche ad un esame superficiale.

Al microscopio il plagioclasio albitico si presenta in peciloblasti e glomeroblasti pecilitici limpidi, sovente geminati albite e albite-Carlbad. Molto diffuso è anche l'epidoto di tipo sia pistacitico sia clinozoisitico, l'anfibolo actinolitico e la clorite.

Il litotipo descritto domina soprattutto al nucleo dei più grandi ammassi di M. Colma, Prasco e M. del Ratto.

Alla periferia degli stessi ammassi la roccia perde la sua omogeneità e si arricchisce in bande di differenziazione epidotica, cloritica e anfibolica mentre in concomitanza gli ocelli albitici possono riunirsi in sciami vagamente isorientati con variazioni progressive nelle loro dimensioni. Altri ammassi prasinitici, come quelli affioranti rispettivamente a nord di Bric Berton e ad est del Lago di Ortiglieto, presentano nuclei ricchi di relitti di diallagio che localmente sono stati cartografati separatamente ed assimilati al membro dei metagabbri di Varazze.

Membro dei metagabbri di Varazze. Metagabbri « eufotidi », generalmente laminati, con tessitura a bande, passanti a prasiniti con relitti pirossenici e scisti prasinitici, talora ricchi di glaucofane o di lawsonite. Al termine con le masse ultrabasiche sono frequenti le alternanze metagabbri-serpentiniti.

La maggiore massa del Gruppo di Voltri affiora nelle colline dell'entroterra ligure tra Varazze e Cogoleto, inclusa nel margine meridionale del blocco serpentinoso del M. Beigua. Da un grosso corpo centrale cupoliforme coincidente col M. Grosso si diparte verso est e nord-est uno sciame di apofisi e lenti di dimensioni variabilmente che, intercalandosi alle serpentiniti, danno luogo talora a vere e proprie alternanze difficilmente cartografabili. Litologicamente si tratta di una roccia granulare a tessitura ora massiccia, ora orientata con marcata lineazione e fogliazione. La grana è variabile, anche entro spazi limi-

ati, da fine a pegmatitica. I tipi microgranulari sono frequenti soprattutto nella fascia periferica e nelle lenti e apofisi marginali dove dominano peraltro le tessiture orientate con fitta alternanza di bande a grana differente. Al microscopio si osserva ovunque una paragenesi metamorfica costituita da albite, zoisite, clinozoisite, clorite e actinolite per cui alla roccia è stato conferito il termine di metagabbro. Tra questi componenti si notano in abbondanza relitti di un pirosseno diallagico di dimensioni sovente centimetriche, fortemente deformato da sollecitazioni tardive e con sostituzioni più o meno vaste ad opera di anfibolo e clorite. Soprattutto nelle zone periferiche non è infrequente osservare attorno ai relitti pirossenici plaghe di antigorite di neoformazione.

Nei corpi lenticolari di minori dimensioni sparsi in altre zone del Gruppo di Voltri, le modificazioni metamorfiche sono generalmente più decise e la roccia assume localmente una facies intermedia tra quella di un metagabbro e di una prasinite. Una serie di bei passaggi tra questi litotipi si osserva lungo il crinale del Bric del Vento, a NE di Arenzano. Da un metagabbro a grossi fenoclasti di diallagio immersi in un aggregato fitto e minuto di albite, epidoto zonato ed anfibolo si passa ad una prasinite a grandi peciloblasti di albite e con grossi cristalli di orneblenda verde pseudomorfi del pirosseno originario, a loro volta trasformati perifericamente in glaucofane. Fenomeni analoghi si riscontrano nella valle del T. Cerusa.

Nelle lenti metagabbriche inserite nelle serpentiniti del blocco ofiolitico orientale del Gruppo di Voltri si ritrova la consueta tessitura massiccia ed una struttura granulare epidiomorfa od ofitica-intersertale, quest'ultima soprattutto in litotipi a grana fine o media. La paragenesi metamorfica è quella consueta sopra descritta con maggiore scarsità o assenza di albite ocellare e maggior diffusione degli orti glaucofanici su orneblenda verde o bruna pseudomorfa di pirosseni.

Nei litotipi a struttura ofitica sono nettamente visibili i contorni prismatici dei plagioclasti originari, sostituiti da una microgranulazione saussurritica. Nei metagabbri affioranti ad ovest di Pegli è frequente la lawsonite tra i prodotti di neoformazione.

C) LEMBI ALLOCTONI DI PROVENIENZA APPENNINICO-LIGURE (« SERIE DI MONTENOTTE ») (P. M. ROSSI)

Sotto la denominazione di Serie di Montenotte si raggruppano vari tipi litologici che verranno descritti di seguito.

Strutturalmente l'unità di Montenotte costituisce una massa sovrascorsa su formazioni del Gruppo di Voltri (Zona Piemontese) o brianzonesi. Essa ha i suoi affioramenti più estesi e tipici nei contigui fogli Ceva e Albenga-Savona; nell'area del foglio Genova è visibile unicamente nel quadrante SW ove costituisce un elemento alloctono sovrapposto a unità diverse, e precisamente: serpentiniti di Capanne di Marcarolo, Prasiniti di Campo Ligure e Calcescisti del Passo del Turchino (Gruppo di Voltri); formazione dolomitiche triassiche, formazioni permo-carbonifere e del Cristallino di Savona (Zona Brianzonese); arenarie e marne del Bacino Terziario di S. Giustina.

L'alloctonia locale della « Serie di Montenotte » su depositi oligocenici è stata messa in luce per la prima volta da PASQUARÈ (1968) il quale, in base ad una microfauna raccolta nelle marne immediatamente sottostanti il sovrascorrimento, ha potuto datare il movimento della falda all'Oligocene medio. E' chiaro che tale datazione non può essere estesa a tutta l'area di affioramento, ma va limitata alla zona in esame. La falda di Montenotte — con ogni probabilità — si sarebbe mossa in due fasi distinte, di cui l'ultima (ossia quella trattata) imputabile ad una riattivazione della prima fase, presumibilmente in forma di vasto olistostroma.

Inoltre sembra ormai accertato che la falda di Montenotte sia di origine extrapiemontese, non legata cioè al complesso dei calcescisti, ma ad ambiente decisamente appenninico (PASQUARÈ, 1968; GELATI e PASQUARÈ, 1970). Lembi alloctoni di provenienza appenninico-ligure sono riscontrabili, d'altra parte, in varie zone del Foglio « Genova » e del contiguo Foglio « Ceva »; tali klippen, talora associati a litotipi caratteristici di Montenotte (argilloscisti, come ad es. nei pressi di M. Bono, Mioglia - Foglio « Ceva ») sono costituiti dai Calcari di Gallaneto e dalla « Dolomia Principale », formazioni tipiche della zona Sestri-Vol-

taggio. Nel Foglio « Genova » un klippen di notevoli dimensioni è quello di C.na Ferrera, presso i laghi di Lavagnina (Casaleggio Boiro). Di analogo significato è la breccia dolomitica visibile in località Croazza, sulle pendici sud del M. Lanzone.

Superiormente la falda di Montenotte costituisce la superficie di erosione, ad eccezione di limitate zone ad ovest del Foglio « Genova » ove è ricoperta in trasgressione da conglomerati oligocenici. Tali depositi terziari si differenziano nettamente dalla serie pelitica su cui è sovrascorsa l'unità di Montenotte per una maggiore grossolanità dei clastici e per una loro composizione a netta prevalenza di litotipi della « Serie di Montenotte », soprattutto gabbri.

1) « Serie Montenotte »

ε_{MO} — *Metagabbri « eufotidi », più o meno intensamente metamorfici e ricchi di glaucofane, strettamente associati a masse di diabasi e spilitti, e zone prasinitiche (P_{MO}).* (Cretacico?-Giurassico).

Tali litotipi affiorano principalmente al margine occidentale del Foglio, nei dintorni di Corona e ad ovest di Giovo Ligure.

Si tratta prevalentemente di gabbri saussuritizzati a relitti diallagici spesso glaucofanici e lawsonitici in genere a grana grossolana, con masse minori di diabasi parzialmente serpentinnizzati e di spilitti (Pietra Gancia e Poggio Castellaro). Le rocce gabbriche costituiscono la parte prevalente della massa sovrascorsa e sono diffuse in modo particolare nei dintorni di Corona. Nei pressi del Colle del Giovo invece, si trova una sottile coltre di prasiniti glaucofaniche galleggiante sulle serpentiniti che costituisce la prosecuzione del vasto lembo sovrascorso di Pontinvrea (Foglio « Ceva »).

Al microscopio i gabbri presentano una massa basale in parte lepidoblastica ed in parte granoblastica in cui sono visibili piccoli individui di plagioclasio oligoclasico-andesinico, parzialmente saussuritizzati, e porfiroblasti di forma tozza e irregolare di diallagio. Il colore di questo pirosseno è bruno verdastro pallido e sui bordi si notano spesso

materiali disposti in aghi e fiamme, tra i quali può essere molto abbondante il glaucofane.

Come si è già detto non di rado in seno alle masse gabbriche si notano ammassi di diabasi e spilitti (spesso parzialmente serpentinnizzati) profondamente alterati ove nella massa di fondo sono a stento riconoscibili relitti plagioclasici saussuritizzati. Nel caso delle prasiniti, queste in genere si presentano composte da fasci di individui prismatici sottili ed aciculari di glaucofane, in covoni isorientati con albite presente in piccoli nidi interstiziali sparsi in tutta la roccia.

Appare molto difficile stabilire le mutue posizioni dei litotipi della « Serie di Montenotte » a causa della natura caotica del complesso sovrascorso; particolare questo evidenziato oltre che dalla giacitura estremamente convoluta e tormentata delle scaglie, anche dalla frammentarietà dei lembi oficalcici e delle masse gabbro-diabasiche.

S_{MO} — *Serpentinoscisti, oficalci e ofsilici.* (Cretacico?-Giurassico).

Tali rocce affiorano a N di Corona e a SW ed W di S. Giustina, sotto forma di ammassi e lenti tra gli altri litotipi della « Serie di Montenotte ». Si tratta di serpentiniti molto scistose di colore variabile dal verde cupo al verde chiaro brillante, talora rosso bruno in alterazione, spesso fortemente fratturate e milonitizzate con fratture riempite da calcite e, più raramente, silice.

In sezione sottile la roccia appare quasi unicamente costituita da un fittissimo e compatto aggregato di piccole lamelle di antigorite, dai contorni irregolari, incolore o debolmente giallognolo. Talvolta sono osservabili relitti di pirosseno, probabilmente diallagio, situato tra gli aggregati antigoritici. Il minerale si presenta in cristalli frantumati, ridotti a frammenti sparsi, solitamente incolore o interessato da un pigmento bruniccio olivastro. In alcuni casi tra l'intreccio fibroso raggiunto di lamine di antigorite spiccano numerosi cristalli idiomorfi, prismatici, aciculari, di actinolite. La struttura è in genere lepidoblastica.

Sf — *Argilloscisti filladici rosso vinati, grigi e verdastri, con interca-*

lezioni di calcari microcristallini grigi e scisti diasprigni rosso violacei e verdastri. (Cretacico?-Giurassico).

Tali litotipi di derivazione sedimentaria, sono soprattutto diffusi nella zona ad ovest di S. Giustina, al margine occidentale del Foglio « Genova ».

Gli argilloscisti, varicolori e con piani di scistosità estremamente ravvicinati, sono in genere costituiti da fibre di materiale argilloso-sericitico fittamente ripiegato con rari letti quarzosi. Nelle varietà leggermente più metamorfiche (filladi e micascisti filladici) la roccia appare composta da letti di mica bianca fibrosa, sovente contrassegnata da venature carboniose, e letti di quarzo granoblastico. I letti micacei mostrano una fitta crenulazione mentre quelli quarzosi, di forma lenticolare, sono costituiti da individui longitudinalmente accresciuti e stirati, con marcata estinzione ondulata.

Al contatto tra argilloscisti e rocce gabbriiche si rinvengono spesso sottili scaglie di scisti diasprigni, di calcari microcristallini e di scisti a glaucofane. In questi ultimi litotipi la roccia è formata da veri e propri letti di glaucofane pleocroico in bruno verdognolo e azzurro, riunito in aggregati fibrosi con sparse granulazioni di ossidi di ferro, separati da letti di quarzo granoblastico.

I calcari cristallini, di colore grigio e spesso zonati, sono costituiti da una massa calcitica microcristallina in cui si trovano sparsi abbondanti granuletti subarrotondati di quarzo, in alcuni casi riuniti sotto forma di sottili lenti allungate. Una certa scistosità è conferita alla roccia dall'allinearsi di materiali argillosi; osservabile con minor frequenza la mica muscovite.

E' piuttosto raro, infine, il rinvenimento di scisti diasprigni, che invece sono relativamente diffusi nei dintorni di Montenotte (Foglio « Ceva »). Si tratta di rocce molto dure ma fragili, di colore variabile dal verdastro al violaceo e rossastro, geneticamente dovute all'accumulo di gusci di Radiolari, di cui non è infrequente osservarne i resti, in genere ricristallizzati, come d'altro canto buona parte della massa quarzosa costituente la roccia.

D) ZONA SESTRI-VOLTAGGIO E ZONA DELL'APPENNINO LIGURE (R. GELATI).

Le unità litostratigrafiche riconosciute sono di età compresa tra il Triassico superiore ed il Paleocene.

IBBEKEN (1963) segnala pure un affioramento di porfido quarzifero del Permico a nord di Voltaggio; la localizzazione e la limitatezza di tale affioramento ne rendono difficile l'individuazione e soprattutto l'attribuzione proposta dall'Autore. Pur non escludendone la validità, si ritiene più oggettivo limitare la descrizione alle seguenti unità, dal basso verso l'alto:

Dolomie vacuolari e gessi (Carnico?).

« Dolomia Principale » (Norico).

Calcari di Gallaneto (Retico).

Calcari di Lencisa (Giurassico inferiore).

Formazione di Torbi (Giurassico).

Diaspri e Scisti diasprigni (Giurassico superiore).

Calcari di Voltaggio (Titonico-Neocomiano).

Argille a palombini del Passo della Bocchetta (Cretacico inf.).

Argilliti di Mignanego (Neocomiano superiore-Barremiano?).

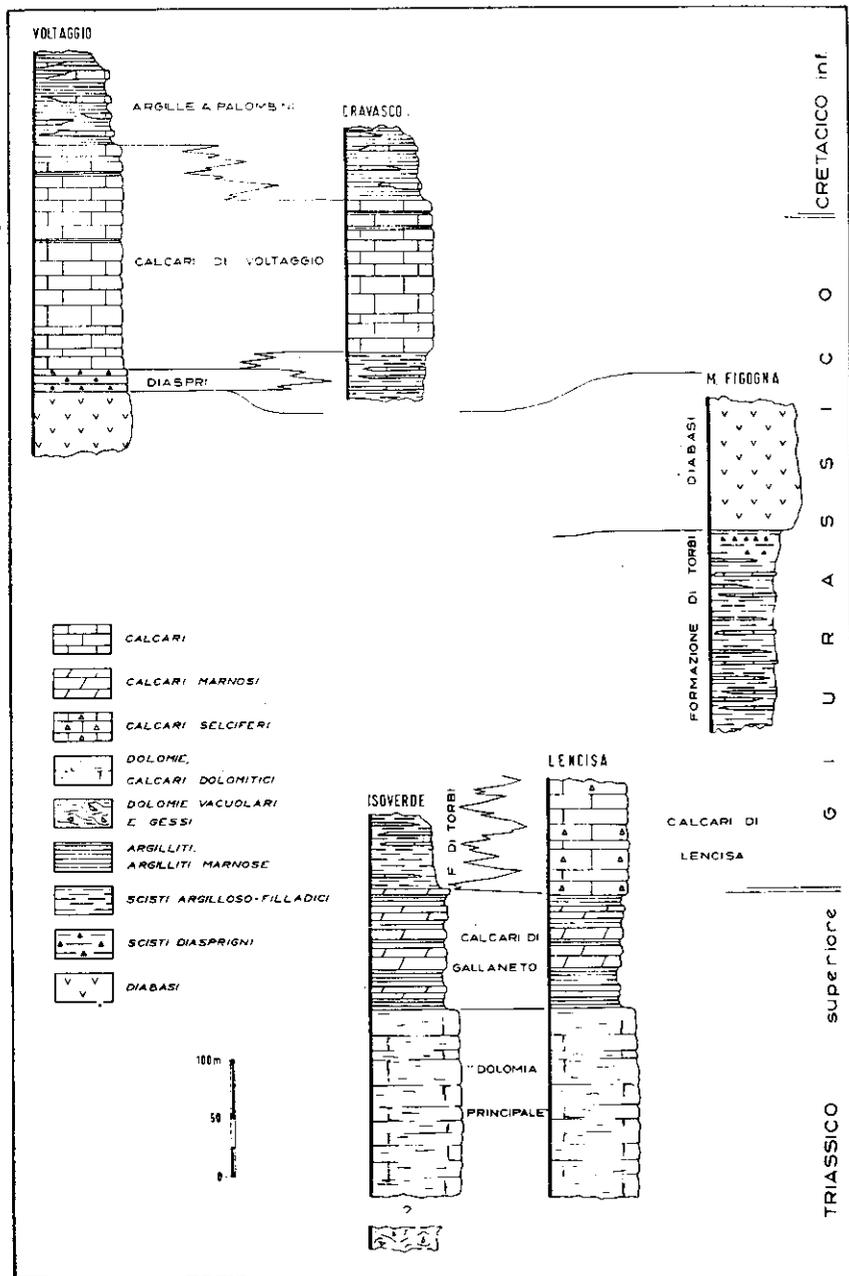
Argilliti di Montanesi (Aptiano-Albiano?).

Formazione di Ronco (Albiano-Cenomaniano).

Argilliti di Montoggio (Cenomaniano-Turoniano).

Calcari di Monte Antola (Cretacico superiore).

A queste formazioni sedimentarie si aggiungono diabasi e spiliti metagabbri, serpentiniti ed oficalciti. Ad eccezione dei diabasi i cui rapporti con la successione sedimentaria sono in seguito discussi, si tratta sempre di masse affioranti attualmente o in contatto tettonico con le formazioni circostanti o inglobate nelle medesime (in tal caso Formazione di Torbi e Argille a palombini del Passo della Bocchetta) in relazione a probabile messa in posto per franamenti sottomarini. Si tratta comunque di:



- diabasi e spiliti grigio-scure, sovente a struttura ofitica, a volte porfirica, localmente a pillow (β sv);
- metagabbri « eufotidi » generalmente molto laminati, localmente ricchi di glaucofane e quarzo (ϵ sv);
- serpentiniti pirosseniche ed oliviniche, serpentinoscisti, talcoscisti, scisti amiantiferi in piccoli ammassi (Ssv), serpentiniti brecciate ed oficalciti (Ofc sv).

2) T⁴ — « Dolomie vacuolari e gessi ». *Dolomie vacuolari grigio-giallastre e gessi (Isoverde)*. (Carnico?).

I litotipi qui raggruppati a costituire un'unica unità litostratigrafica sono segnalati da vari Autori; dei gessi in particolare si trova menzione soprattutto nei lavori di ISSEL (1892), DE STEFANI (1913), ROVERETO (1939), TEICHMÜLLER e SCHNEIDER (1935), sulla 1^a edizione del Foglio « Genova » (1942).

Una più precisa posizione stratigrafica viene loro assegnata da CRETZAZ (1955) e soprattutto da GÖRLER (1962), IBBEKEN (1963 a), BELLINI e CASELLA (1963).

In particolare si segnalano lembi sporadici e molto limitati di dolomie vacuolari sul Rio Morzone all'altezza di Cascinetta il Rosario, tra il M. de' Torbi e Costa della Rondanina; i gessi compaiono a Isoverde, ad est dell'abitato e nella parte più alta del Rio Rizzolo.

Si tratta di dolomie vacuolari grigio-giallastre e di gessi grigio-biancastri le cui condizioni di giacitura sono sempre piuttosto incerte.

Le dolomie vacuolari, intensamente brecciate, sono sempre strettamente associate a « Dolomia Principale », costituendo per lo più scaglie sottili allineate conformemente alle direttrici tettoniche locali; a fatica possono differenziarsi dalle breccie dolomitiche attribuibili all'intensa deformazione tettonica cui va soggetta comunemente la « Dolomia Principale ».

I gessi ad est dell'abitato di Isoverde si ha l'impressione che diano luogo ad un nucleo diaspirico circoscritto tutt'attorno dalla Formazione di Torbi giurassica; alla sommità del Rio Rizzolo si incuneano lungo il

Fig. 3 — Successioni stratigrafiche delle unità affioranti nella Zona Setri-Voltaggio.

piano di faglia separante la stessa Formazione di Torbi dalla « Dolomia Principale ».

Le condizioni di affioramento descritte a riguardo di dolomie vacuolari e gessi riteniamo che possano documentare quanto sia difficile stabilirne la posizione cronostatigrafica. Il loro eventuale riferimento al Carnico può essere dubitativamente sostenuto in relazione soprattutto alla loro analogia con le facies austroalpine di questo piano.

3) T⁵ — « Dolomia Principale ». *Dolomie e calcari dolomitico-magneziaci grigiastri in strati e banchi di spessore variabile; brecce dolomitiche molto friabili. Resti fossili: Parallelodon songavatii (STOPP.), Neoschizodus balsami (STOPP.), Costatoria picta (LEPS.). (Norico).*

Le principali segnalazioni riferentesi a questa unità sono legate ai nomi di ISSEL (1892), DE STEFANI (1913), ROVERETO (1939), TEICHMÜLLER e SCHNEIDER (1935), CRETТАZ (1955), GÖRLER e IBBEKEN (1962-1964), BELLINI e CASELLA (1963).

In particolare, TEICHMÜLLER e SCHNEIDER così come SACCO la cartografano unitamente ai gessi sottostanti; i primi parlano di « Gipsführende Dolomite der Trias », il secondo genericamente di Trias medio; GÖRLER e IBBEKEN la mettono in evidenza come unità a sè stante così come BELLINI e CASELLA, riferendola gli uni al Norico e dubitativamente al Carnico, gli altri al Triassico medio-superiore.

Per l'unità in esame il termine di « Dolomia Principale » ci sembra riproponibile a ragion veduta, per analogia di facies e di posizione stratigrafica con quanto osservabile nella regione alpina.

Essa costituisce affioramenti allungati preferenzialmente in direzione da N-S a NNO-SSE tra Voltaggio ed il M. Lecco, ENE-OSO nella zona di Isoverde, N-S tra il M. de' Torbi ed Isoverde.

E' costituita da dolomie calcaree grigie, talora zonate, grigio-cineree in superficie, da micro a criptocristalline, a frattura da piana ad irregolare, traslucide sulla superficie di frattura; localmente si intercalano brecce sinsedimentarie in livelli di spessore limitato.

La formazione è quasi sempre molto brecciata; si tratta di brecce

tettoniche, sfaldabili con facilità secondo forme poliedriche a spigoli vivi, ricementate sovente da materiale calcareo-arenaceo giallastro. L'intensità della deformazione tettonica ha quasi completamente cancellato l'originaria stratificazione visibile solo in corrispondenza degli affioramenti più cospicui; si hanno in tal caso strati mediamente sui 30-60 cm. Non è mai possibile osservare la base stratigrafica della « Dolomia Principale »; come prima accennato, carnioli e gessi si ritiene ipoteticamente che ne costituiscano il letto.

A tetto della medesima si sviluppano i Calcari di Gallaneto; il contatto, solitamente piuttosto netto, affiora con chiarezza a Isoverde sul Rio d'Iso, a Lencisa sulla mulattiera per Vaccarezza e a Sestri Ponente in località Bianchetta.

Fenomeni di scollamento nella zona di contatto sono piuttosto comuni data la differente competenza delle due formazioni. A Cascinetta il Rosario, a nord di Voltaggio, nella parte geometricamente più elevata della « Dolomia Principale », si segnalano brecce dolomitiche e carnioli grigio-giallastre.

Lo spessore della « Dolomia Principale » in corrispondenza degli affioramenti maggiori (Isoverde e Bric del Gazzo) lo si può ritenere non inferiore a m 350.

Il suo riferimento al Norico è suffragato dalle segnalazioni paleontologiche di SACCO (1905) e REPOSSI (1919); crediamo comunque che sia soprattutto sostenibile in relazione alla sua analogia di facies con la « Dolomia Principale » della regione alpina.

4) T⁶ — « Calcari di Gallaneto ». *Calcari marnosi da grigio-scuri a neri, talora a lumachella, in strati solitamente di 10-30 cm: si alternano argilliti marnose grigio-nerastre che danno luogo ad orizzonti di spessore molto vario. La formazione è ricca di resti di Lamellibranchi riferibili in parte ai generi Leda e Taeniodon e di coralli (Retico).*

Questa unità costituisce oggetto di più o meno precisi riferimenti soprattutto da parte di DE STEFANI (1913), TEICHMÜLLER e SCHNEIDER (1935), ROVERETO (1939), CRETТАZ (1955), GÖRLER ed IBBEKEN

(1962-64), BELLINI e CASELLA (1963). A questi si aggiunga la 1ª edizione del Foglio « Genova » (1942).

TEICHMÜLLER e SCHNEIDER parlano di « Kalke der Ober Trias und des Unter Jura », SACCO di « Retico » così come CRETZAZ (Rhät) e BELLINI e CASELLA; GÖRLER ed IBBEKEN introducono la denominazione di « Ratkalke und Tonschiefer ». Riteniamo che nessuno dei termini appresi in letteratura possa essere utilizzato in una moderna classificazione litostratigrafica tanto più che qualcuno di essi è comprensivo di unità differenti. Si propone di conseguenza la denominazione Calcari di Gallaneto, dal nome di un abitato ove la formazione in esame si sviluppa in buone condizioni di affioramento dalla base alla sommità.

I Calcari di Gallaneto comprendono calcari e calcari marnosi da grigio scuri a neri, spesso detritici, raramente « a lumachella », per lo più in strati medio-sottili, solitamente ad accentuata scistosità; si intercalano e talora si alternano ritmicamente argilliti, argilliti marnoso-arenacee, nerastre, scistose, fetide, normalmente in giunti o in strati di 10 cm al massimo.

I Calcari di Gallaneto si sovrappongono alla « Dolomia Principale » e sono sottoposti alla Formazione di Torbi ed ai Calcari di Lencisa.

Il contatto con la Formazione di Torbi è osservabile in particolare sul Rio Morsone (Votaggio) e nella zona Gallaneto-Isoverde; si tratta in questo caso di un passaggio piuttosto graduale caratterizzato soprattutto dal progressivo aumento della porzione argillitica che va vieppiù accentuando la propria scistosità. Il passaggio ai Calcari di Lencisa è ben esposto sulla mulattiera da Lencisa per Vaccarezza; più immediato del precedente, è indicato nella comparsa di calcari in strati o banchi di spessore notevole localmente con selce.

Riteniamo che i Calcari di Gallaneto mantengano sostanzialmente invariata la propria facies in tutta la zona Sestri-Votaggio; eventuali variazioni osservate sono probabilmente da ricollegare all'intensità delle deformazioni tettoniche. Il loro spessore, in corrispondenza degli affioramenti più completi (Gallaneto-Isoverde e Lencisa) è di 105-110 metri.

Tra i reperti paleontologici si segnalano resti di Lamellibranchi, riferibili in particolare ai generi *Leda* e *Taeniodon* (CRETZAZ, 1955), e di

Coralli. La sostanziale attribuzione della formazione al Retico è consentita però in primo luogo dalla sua posizione stratigrafica e dalla sua analogia di facies con il Retico austroalpino.

5) G³⁻¹ — « Calcari di Lencisa ». *Calcari cristallini grigi o grigio-neri, grigio-chiari o biancastri in superficie, con selce in liste o lenti allungate, in strati e banchi da 10 fino a 60-80 cm, contenenti Spiriferina alpina OPPEL.* (Giurassico inferiore).

Questa formazione è stata riconosciuta da BELLINI e CASELLA (1963), e dagli stessi proposta con il nome di « calcari sinemuriani ». In precedenza troviamo riferimenti solo in CRETZAZ (1955); per il resto è normalmente assimilata ad altre formazioni del Triassico o del Giurassico.

Per quello che ci concerne rispetto a BELLINI e CASELLA ne limitiamo ancor più il significato; ne restringiamo l'area di affioramento ad una fascia sviluppantesi in direzione NE-SO tra Lencisa e C. Vecchia sui versanti sudorientali ed orientali del M. de' Torbi. La denominazione da noi proposta può essere convalidata dal fatto che la formazione in esame affiora con la maggior continuità e regolarità di giacitura proprio nel territorio di Lencisa, lungo la mulattiera per Vaccarezza. Essa è costituita da una uniforme successione di calcari cristallini grigi, grigio-chiari o biancastri in superficie con selce solitamente in liste o lenti allungate, in strati da 10 fino a 60-80 cm; il tutto per uno spessore di 90-100 m. Sulla mulattiera per Vaccarezza è sicura la sua sovrapposizione stratigrafica ai Calcari di Gallaneto; contrariamente a quanto sostenuto da BELLINI e CASELLA a tetto la riteniamo limitata da un contatto tettonico.

Come accennato in precedenza ci sono sufficienti ragioni per ritenere la almeno in parte eteropica con la Formazione di Torbi.

La sua posizione cronostratigrafica è discussa da BELLINI e CASELLA; essi infatti l'attribuiscono al Lias inferiore per il rinvenimento di « *Spiriferina alpina* » e per correlazione con facies analoghe di Zuccarello e di

La Spezia. A conferma, almeno parziale, di tale attribuzione si richiama l'attenzione sulla sua sovrapposizione al Retico.

- 6) Gf — « Formazione di Torbi ». *Scisti argilloso-filladici grigi o grigio-brunastri, alterati in rossiccio, spesso in alternanza con calcari cristallini grigi, talora selciferi, in strati medio-sottili; calcite spatica molto abbondante in straterelli o lenti.* (Giurassico).

A GÖRLER ed IBBEKEN (1962-64) così come a BELLINI-CASELLA (1963) va il merito di aver riconosciuto la precisa individualità di questa formazione; i primi parlano in modo specifico di « Liaskalke mit Tonschiefern », i secondi la descrivono come formata da « Scisti argilloso-filladici, calcariferi e con intercalazioni di calcari cristallini grigi, talora zonati, debolmente selciferi ». Malgrado questo riteniamo che anche tali Autori, per quanto in misura molto minore rispetto ai loro predecessori, confusero la formazione in esame con unità affini di età giurassica e cretacea. Intendendo contribuire alla chiarificazione del problema proponiamo anzitutto per la medesima il nome di Formazione di Torbi, dalla località ove essa ci sembra affiorare con maggiore compiutezza di caratteri. Essa è notevolmente estesa nella zona Sestri-Voltaggio; costituisce alcune fasce orientate NNO-SSE tra Voltaggio ed il M. Lecco, allungate in direzione nord-sud a sud di M. Lecco, da Isoverde al mare. La sua facies più tipica è rappresentata da scisti argilloso-filladici grigi o grigi-brunastri, rossicci o giallastri all'alterazione, a cui spesso si associano in alternanze ritmiche calcari grigi talora con selce, scistosi, in lamine o straterelli di spessore raramente superiore a 10 cm. E' difficile valutare la distribuzione dei calcari nelle varie parti della formazione in conseguenza degli intensi processi di decalcificazione da essa subiti. Riteniamo ancora non chiarita la posizione stratigrafica della Formazione di Torbi; o almeno, non ci sono dubbi sulla sua sovrapposizione ai Calcari di Gallaneto, ma esistono parecchie perplessità riguardo al suo sviluppo verso l'alto. Per quel che ci concerne segnaliamo al proposito due differenti situazioni locali di estremo interesse.

— Sul versante occidentale di M. Figogna la Formazione di Torbi, svi-

luppantesi quivi con regolarità di giacitura, è sottostante ai diabasi con l'interposizione di un orizzonte a scisti diasprigni intensamente colorato in rosso. Analoga situazione è meno chiaramente osservabile in diverse altre località attorno alla stessa massa diabasica.

— Nella zona di Cravasco la Formazione di Torbi, in giacitura rovesciata, affiora in contatto normale sotto i Calcari di Voltaggio.

In sintesi, tenendo inoltre presente la successione Diabasi-Diaspri-Calcari di Voltaggio, osservabile dal basso verso l'alto alla Cava Cementir di Voltaggio, si può concludere quanto segue.

La Formazione di Torbi dovrebbe occupare tutto l'intervallo stratigrafico compreso tra i Calcari di Gallaneto retici ed i Calcari di Voltaggio probabilmente titonico-neocomiani.

I rapporti descritti tra Formazione di Torbi e Calcari di Gallaneto suggeriscono anche che la prima, almeno parzialmente, dovrebbe essere eteropica con i Calcari di Lencisa; tuttavia, nel territorio in esame Formazione di Torbi e Calcari di Lencisa non mostrano mai rapporti stratigrafici sicuri.

La Formazione di Torbi, in cui reperti paleontologici non sono stati mai trovati, si sviluppa con la maggiore continuità e regolarità di affioramento tra Lencisa ed il M. Figogna lungo Costa Colletta, a sud di Torbi; quivi il suo spessore non è inferiore a m 500.

- 7) G_{ai} — « Diaspri, scisti diasprigni ». *Diaspri, scisti diasprigni e stanni rosso-vinati o grigio-verdastri in strati di spessore fino a 10 cm.* (Giurassico superiore).

E' nei lavori più recenti che si trovano i riferimenti più precisi agli affioramenti di rocce diasprigne della zona Sestri-Voltaggio. Si ricordano in particolare CRETTEZ (1955), GÖRLER e IBBEKEN (1962-64), BELLINI e CASELLA (1963).

Solo a Voltaggio in località M. delle Rocche (Cava Cementir), e nella zona M. Figogna-Burlo le unità in esame si osservano in condizioni di giacitura sufficientemente chiare.

A Voltaggio, sul versante nord-orientale di M. delle Rocche, la successione dal basso verso l'alto è la seguente:

- Diabasi
- Diaspri
- Calcari di Voltaggio.

I Diaspri, prevalentemente rossi, in straterelli difficilmente superiori a cm 10, talora ad accentuata scistosità, costituiscono un orizzonte potente circa 20 m. Al microscopio risultano costituiti soprattutto da quarzo in cristalli di diametro sui 10-15 μ , subordinatamente plaghe con diametri superiori a 20 μ ; nettamente subordinati minerali micacei in vene molto sottili o aghi talora disposti a reticolato.

Nella zona M. Figogna-Burlo scisti argilloso-filladici, diasprigni, rosso-vinati, costituiscono più livelli localmente discontinui nella parte superiore della Formazione di Torbi in prossimità del passaggio alla sovrastante massa diabasica; tale situazione è chiara soprattutto sul versante occidentale di M. Figogna come meglio sarà precisato in seguito.

Riteniamo che questi scisti diasprigni occupino una differente posizione stratigrafica rispetto all'orizzonte a diaspri di M. delle Rocche; tra gli uni e gli altri è possibile la messa in posto dei Diabasi.

8) C²⁻¹ - G¹¹ — « Calcari di Voltaggio ». *Calcari, calcari arenacei, grigio-scuri, macrocristallini, in strati di 10-40 cm con intercalate argille verdi-marroncine in giunti sottili.* (Neocomiano-Titoniano?).

Si tratta di una formazione separata per la prima volta da GÖRLER ed IBBEKEN (1962-64) e pressoché contemporaneamente (1963) meglio definita da CONTI, BELLINI e CASELLA; i primi introducono al proposito la denominazione di « Oberjurakalke », i secondi rispettivamente di « Livello basale » o « Livello O » e di Calcare tipo Cava di Voltaggio.

In precedenza i riferimenti alla medesima non mancano; segnaliamo in particolare TEICHMÜLLER e SCHNEIDER (1935), ROVERETO (1939), la prima edizione del Foglio « Genova » (1942), CRETZAZ (1955), BONI

(1961). Riteniamo che la denominazione proposta da BELLINI e CASELLA, opportunamente semplificata, possa essere validamente sostenuta tanto più che proprio nella zona di Voltaggio (Ferriera Vecchia-Cava Cementir) la formazione in esame affiora con continuità da letto a tetto.

Essa costituisce alcune fasce orientate NNO-SSE nella zona di Voltaggio; forma inoltre un esteso affioramento allungato prima NE-SO poi nord-sud da Cravasco, sul versante meridionale di M. Lecco, verso il Passo della Bocchetta sino al versante orientale dello stesso monte.

I Calcari di Voltaggio sono rappresentati da calcari, calcari arenacei, grigio-scuri, macrocristallini, in strati più comunemente di 10-40 cm, tettonicamente laminati; a scistosità accentuata in corrispondenza degli strati più sottili o dei sottili giunti argillosi verde-marroncini, intercalati con frequenza.

Al microscopio i calcari sono costituiti da calcite spatica neomorfica con quarzo abbondante in granuli di dimensioni varie, in media sui 30 micron, e mica più rara; presentano inoltre pseudo-laminazione parallela sottolineata da veli discontinui di materiale argilloso.

La posizione stratigrafica dei Calcari di Voltaggio risulta chiara in corrispondenza di due affioramenti; quello di Ferriera Vecchia e quello di Cravasco.

A Ferriera Vecchia presso Voltaggio lungo il T. Lemme, l'ampio spaccato messo in luce dai lavori della locale Cava Cementir permette di osservare, dal basso verso l'alto:

- Diabasi di tipo spilitico
- Diaspri
- Calcari di Voltaggio
- Argille a palombini del Passo della Bocchetta.

Riteniamo trattarsi di una successione tipicamente appenninica con i Calcari di Voltaggio occupanti la posizione altrove riconosciuta per i « Calcari a calpionella »; si veda al riguardo anche BONI (1961) e CONTI (1963). Il passaggio a Diaspri, piuttosto immediato, è contrassegnato dalla presenza di un orizzonte a calcari silicei grigio-chiaro; il passaggio alle Argille a palombini, più graduale, è caratterizzato dall'alternarsi via

via più frequente e su spessori progressivamente maggiori di argilliti nerastre, ad accentuata scistosità, divisibili in scaglie o lamine sottili.

A Cravasco, per quanto le condizioni di affioramento non siano molto favorevoli, non sembrano esserci dubbi nel ritenere i Calcari di Voltaggio compresi tra Formazione di Torbi a letto ed Argille a palombini a tetto.

Le variazioni di facies dei Calcari di Voltaggio consistono soprattutto in locali accentuazioni della scistosità, riduzioni dello spessore degli strati attorno a valori non superiori a 5-10 cm, arricchimenti in minerali micacei; non è improbabile che almeno in parte i Calcari di Voltaggio possano essere eteropici con la Formazione di Torbi.

Si ritiene che il loro spessore sia di circa 200 m nella sezione della Cava Cementir.

La loro età non è definibile direttamente per l'assenza assoluta di reperti paleontologici; è soprattutto in relazione alla posizione stratigrafica, testé discussa, che si può ammettere una loro distribuzione tra il Giurassico superiore ed il Cretacico inferiore. Riteniamo non possibile una attribuzione più precisa.

9) C¹ — « Argille a palombini del Passo della Bocchetta ». *Argilliti grigio-nerastre ad accentuata scistosità con intercalazioni di calcari cristallini e calcari marnoso-arenacei, localmente silicei, in strati o lenti di spessore solitamente inferiore al metro.* (Neocomiano inferiore).

Questa formazione è stata riconosciuta da BELLINI e CASELLA (1963) e dagli stessi messa in relazione con i Livelli 1-2 di CONTI (1963).

E' compresa negli « Argilloscisti » m. Grünen Gesteinen (Ob. Jura) di TEICHMÜLLER e SCHNEIDER (1935), nella Formazione degli Argilloscisti (Asc.) della 1^a edizione del Foglio « Genova », nel Mesozoico ofiolitifero di ROVERETO (1939). Rientra parzialmente in tutte e tre le unità litologiche distinte da GÖRLER ed IBBEKEN (1962-64): « Argilloscisti » kalkfrei, kalkreich, kalkarm.

La denominazione Argille a Palombini del Passo della Bocchetta

è stata proposta dal prof. CONTI per la nuova edizione del Foglio « Genova »; è infatti nel territorio del Passo della Bocchetta che la formazione in esame affiora estesamente con maggiore compiutezza di caratteri.

Essa costituisce una fascia continua al bordo orientale della zona Sestri-Voltaggio.

Le « Argille a palombini » sono rappresentate da litotipi calcarei ed argillitici in alternanza più o meno regolare. Si tratta di calcari cristallini, calcari marnosi, marnoso-arenacei, localmente silicei, da grigio scuri a nerastri, grigio-cinerei in superficie, in lenti arealmente anche molto limitate di spessore massimo difficilmente superiore al metro, spesso intensamente laminate; le argilliti, localmente prevalenti, sono grigio-nerastre, talora marroncino-rossicce, ad accentuata scistosità e facile divisibilità in scaglie sottili.

Nella parte superiore della formazione si intercalano arenarie grigiastre in strati sottili.

Riteniamo in particolare importanza la posizione stratigrafica delle « Argille a palombini ». Nella zona Sestri-Voltaggio stanno stratigraficamente sopra i Calcari di Voltaggio; più ad oriente, verso le Valli Scrivia e Polcevera, sono in continuità stratigrafica al di sotto delle Argilliti di Mignanego.

Posizione analoga essi occupano in tutta l'area appenninica settentrionale, dove pur estendendosi ad un intervallo tempo più o meno ampio sono sempre tra « Calcari a Calpionella » (Maiolica) titoniano-neocomiani e la « serie » dei flysch cretacei arenaceo-argillosi, a loro volta spesso di base di più alti flysch calcarenitico-marnosi (Flysch ad Helminthoidi Auct.).

Le « Argille a palombini » del Passo della Bocchetta costituiscono dunque un sicuro elemento di giunzione tra gli elementi stratigrafici della zona Sestri-Voltaggio e quelli di tipica appartenenza appenninica. Pur mancando significativi reperti paleontologici, possono essere riferiti in linea di massima al Cretacico inferiore soprattutto per la posizione stratigrafica testé descritta e per le analogie di facies sostenute. Si ricorda che BELLINI e CASELLA ne precisano il riferimento al Valanginiano.

10) C³⁻² — « Argilliti di Mignanego ». *Argilliti scistose a cui si alternano o si intercalano arenarie a grana fine in strati centimetrici.* (Barremiano?-Neocomiano sup.).

Costituiscono un'unità litostratigrafica individuata per la prima volta con precisione da BELLINI e CASELLA (1963). In precedenza era sempre stata trattata congiuntamente ad unità affini; si vedano infatti in particolare TEICHMÜLLER e SCHNEIDER (1935), la 1^a edizione del Foglio « Genova » (1942), CRETZAZ (1955), IBBEKEN e GÖRLER (1962-64).

E' formata da argilliti grigio-nerastre o molto frequentemente marroncino-brunastre, ad accentuata scistosità, suddivisibili in lamine o scaglie sottili a cui si intercalano o talora si alternano ritmicamente arenarie grigio-brune o calcareniti di solito in straterelli centimetrici ed a grana fine o finissima, pure divisibili in lamine sottili.

Il passaggio all'unità sottostante è graduale e caratterizzato dalla progressiva scomparsa degli strati calcarei presenti nelle Argille a palombini del Passo della Bocchetta. Ancor più graduale il passaggio alle sovrastrati Argilliti di Montanesi contrassegnato dalla riduzione dei litotipi arenacei. Non è improbabile che le Argilliti di Mignanego siano parzialmente eteropiche sia con la formazione a letto che con quella a tetto. Il loro spessore, data la intensità delle deformazioni tettoniche, è valutabile con difficoltà; dovrebbe non superare il valore massimo di m 450-500.

Non si segnalano significativi ritrovamenti faunistici; in relazione alla loro posizione stratigrafica si può propendere per un loro riferimento al Cretacico inferiore. BELLINI e CASELLA (1963) parlano specificatamente di Barremiano-Hauteriviano.

11) C⁵⁻⁴ — « Argilliti di Montanesi ». *Argilliti da grigie a rossicce, scistose, sfaticce, con rare intercalazioni di arenaria a grana fine, sovente manganesifera.* (Albiano-Aptiano?).

Come la precedente anche tale formazione è stata individuata per la prima volta da BELLINI e CASELLA (1963).

E' formata essenzialmente da litotipi argillitici di colore grigio, grigio-nerastro o bruno-rossiccio, ricchi in minerali micacei, ad accen-

tuata scistosità, spesso sfaticci. Le intercalazioni arenacee sono sporadiche, limitate comunque a litotipi a grana da fine a finissima, manganesiferi sovente, in straterelli sottili; più frequenti siltiti marroncino-brunice in lamine. Frequenti fenomeni di albitizzazione e calcitizzazione. Le Argilliti di Montanesi sono comprese tra le Argilliti di Mignanego al letto e la Formazione di Ronco a tetto. Il contatto con quest'ultima unità, piuttosto immediato, è sottolineato dalla comparsa di strati arenacei ritmicamente ripetuti traducendosi anche, normalmente, in una brusca rotatura di pendio. E' probabile che le Argilliti di Montanesi e la Formazione di Ronco siano anche in parte eteropiche.

Non si conoscono reperti paleontologici significativi; la posizione stratigrafica suggerisce comunque una attribuzione al Cretacico inferiore. BELLINI e CASELLA (1963) propendono per un riferimento all'Albiano-Aptiano.

12) C⁶⁻⁵ — « Formazione di Ronco ». *Arenaria e marne in sequenze ritmiche di spessore medio con talora alla sommità argille in strati solitamente inferiori a cm 10.* (Cenomaniano-Albiano).

Si tratta di un'unità di recente individuazione (BELLINI e CASELLA, 1963), in precedenza associata alle tre precedenti in una successione a prevalente componente argillosa.

E' costituita da una ritmica successione di sequenze arenaceo-marnoso-argillose.

L'arenaria è grigia, a grana medio-fine- grigio-brunastra in superficie; è solitamente in strati di spessore inferiore a cm 40 con laminazioni interne e frequenti impronte da corrente alla base. La marna è grigio-scura fino a nerastra in orizzonte di potenza fino a 100-150 cm, solitamente però di 20-40 cm; la porzione marnosa sembra svilupparsi maggiormente tra Pedemonte e Orero. La marna mostra con frequenza una pseudoscistosità e talora piani di clivaggio, obliquamente orientati rispetto ai piani di stratificazione. L'argilla è talora presente alla sommità delle sequenze in orizzonti aventi di solito uno spessore inferiore ai

10 cm, talora però anche di 20-30 cm; è grigio-nera o brunastra, talora con tonalità rossicce ed elevato contenuto in resti vegetali.

Il contatto con le sottostanti Argilliti di Montanesi è già stato descritto. Quello con le sovrastanti Argilliti di Montoggio è piuttosto netto.

Lo spessore della Formazione di Ronco si può valutare con sufficiente approssimazione in m 500-550.

Il contenuto paleontologico non è molto significativo. LANTEAUME, FALLOT e CONTI segnalano Radiolari piritizzati, Globigerine cretache e Gumbeline rispettivamente ad ovest di Isolabuona ed a Casella in Valle Scrivia.

IBBEKEN (1962) segnala ritrovamenti di forme fossili riferibili alle famiglie Heterohelicidae, Globigerinidae e Rotaliidae.

In campioni da noi raccolti si segnalano solo microfacies a spicole di Spugne e rare Heterohelicidae.

Si propende per una attribuzione della Formazione di Ronco al Cenomaniano-Albiano.

13) C⁷⁻⁶ — « Argilliti di Montoggio ». *Argilliti varicolori, rosse e nere in prevalenza, ad accentuata scistosità, con sporadiche intercalazioni arenacee.* (Turoniano-Cenomaniano).

Rappresentano un'unità sulla cui individualità si sono pronunciati in particolare: TEICHMÜLLER e SCHNEIDER (1935), CRETZAZ (1955), IBBEKEN (1963 a), CONTI (1963), BELLINI e CASELLA (1963).

I tipi litologici che la costituiscono sono argilliti e subordinatamente arenarie.

Le argilliti sono grigio-brune, nere o rosse, rosse soprattutto nella parte superiore della formazione; ad accentuata scistosità, divisibili in scaglie o in forme poliedriche allungate. Le arenarie si intercalano sporadicamente in strati normalmente sui 5-15 cm, talora anche 40-50 cm; si tratta di arenarie quarzoso-manganesifere grigio-nerastre, a grana fine.

Le Argilliti di Montoggio si sviluppano a letto dei Calcari di M.

Antola; il contatto, morfologicamente sottolineato da una brusca rottura di pendio, è piuttosto immediato.

Il loro spessore è di difficile definizione; non dovrebbe comunque superare i m 70-80. Spessori più rilevanti sono probabilmente da mettere in relazione a ripetizioni tettoniche favorite dalla loro estrema plasticità.

Si segnalano significativi rinvenimenti faunistici appena al di fuori dell'area del foglio Genova.

REUTTER (1961) a Torrighia, in alta Val Trebbia segnala: *Ticinella roberti* (GAND.), *Rotalipora appenninica* (RENN), *R. cushmani* (MORROW), *Globigerina* sp., *Cadosina* sp.

IBBEKEN, a Montoggio in alta Valle Scrivia segnala: « *Rotalina* », *Globigerina*, *Globigerinella* ex gr. *G. infracretacea* (GLESSNER), *Ticinella roberti* (GAND.), *Planomalina buxtorfi* (GAND.).

La formazione è probabilmente riferibile al Turoniano-Cenomaniano.

14) C¹¹⁻⁶ — « Calcari di Monte Antola ». *Calcari marnosi in strati o banchi di spessore vario di solito a base calcarenitica; alternanze arenaceo-marnose localmente frequenti.* (Cretacico superiore).

Questa formazione affiora limitatamente alla parte orientale del Foglio « Genova », raggiungendo un grande sviluppo nel contiguo Foglio « Rapallo ».

E' molto nota in letteratura come Calcare ad helminthoidi e fucoidi; si veda al riguardo la 1^a edizione del Foglio « Genova » (1942), ROVERETO (1939), MERLA (1957); BONI (1961) parla di Alberese dell'Ebro-Antola, MAXWELL (1964) di M. Antola Formation.

Essa è costituita da calcari marnosi grigio-scuri o grigio-azzurri, grigio-chiari o biancastri in superficie in sequenza di spessore molto vario (fino a 8-10 m) calcarenitiche alla base e marnoso-argillose alla sommità; si tratta di calcareniti nocciola-chiara o grigie e talora di biocalcareniti, di marne grigio-azzurre spesso a frattura concoide, talora di tipo ardesiaco, localmente molto sviluppate nell'ambito della sequenza.

Si intercalano orizzonti con arenarie e marne ritmicamente ripetute in sequenze di spessore medio.

Come già accennato, a letto dei Calcari di M. Antola affiorano le Argilliti di Montoggio; le due unità, in relazione alla loro notevole differenza di competenza, sono solitamente scollate l'una rispetto all'altra; le Argilliti di Montoggio fungono spesso da orizzonte lubrificante su cui la sovrastante unità ha potuto scivolare con facilità.

A tetto dei Calcari di M. Antola nel contiguo Foglio « Rapallo » si segnalano le Argilliti di Pagliaro paleoceniche.

Lo spessore della formazione in esame limitatamente al Foglio « Genova » non dovrebbe superare i 200 m; nell'ambito della sua intera area di affioramento, tra il bordo padano dell'Appennino settentrionale ed il Mar Ligure attraverso la catena dei monti Lesima, Alfeo ed Antola si ritiene che possa superare i 2500 m.

Nei Calcari di Monte Antola sono contenuti frequenti fucoidi e numerosi esemplari di *Helminthoidea labyrinthica* HEER; localmente si segnalano Inocerami (*Inoceramus balticus* BÖHM).

La loro posizione stratigrafica è però meglio definita utilizzando i microfossili.

Nella parte inferiore della formazione, in Val Scrivia IBBEKEN (1963a) segnala: *Globigerina* sp., *Globotruncana* cf. *contusa* (CUSHMAN), *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU), *Globotruncana lapparenti lapparenti* (BOLLI), *Globotruncana* cf. *stuarti* (DE LAPPARENT).

Nel Genovesato, LANTEAUME, FALLOT e CONTI (1958) segnalano abbondanti Globigerine di forma cretacea, Gumbeline, Fissurine, spicule di Spugna e Radiolari.

Non ci sono dubbi sul riferimento al Cretacico superiore dell'unità in esame per quel che riguarda i suoi affioramenti nel Foglio « Genova ». Nelle aree contigue, si vedano in particolare i Fogli « Voghera », « Rapallo » e « Chiavari » e relative Note Illustrative, la sua parte sommitale è riferita al Paleocene.

E) BACINO TERZIARIO PIEMONTESE (R. GELATI, P. M. ROSSI)

Nell'ambito del Foglio « Genova » il basamento precenozoico è ricoperto da una successione stratigrafica prevalentemente clastica di età compresa tra l'Oligocene ed il Miocene. Tale successione costituisce una fascia continua diretta est-ovest al margine settentrionale del foglio, forma poi lembi isolati talora assai estesi nella parte restante del foglio.

Per comodità di esposizione la fascia continua settentrionale è tenuta separata dai lembi isolati suaccennati, i più importanti dei quali sono confinati nella parte sud-occidentale del foglio.

Gli affioramenti oligo-miocenici del margine settentrionale.

E' formato, dal basso verso l'alto, dalle seguenti formazioni:

- Breccie della Costa di Cravara (Lattorfiano?).
- Formazione di Pianfolco (Lattorfiano superiore-Rupeliano?).
- Formazione di Molare (Oligocene).
- Formazione di Rocchetta (Oligocene medio-sup.-« Aquitaniano »).
- Formazione di Visone (« Aquitaniano »).
- Formazione di Cremolino (« Aquitaniano »).
- Marne di Cessole (Langhiano).
- Arenarie di Serravalle (Serravalliano).

P. M. ROSSI ha descritto le prime due unità, R. GELATI ha curato la stesura di tutte le rimanenti.

- 1) O¹ — « Breccie della Costa di Cravara ». *Breccia monogenica grossolana, costituita in prevalenza da serpentiniti, localmente da calciscisti, gabbri, prasiniti e calcari, a seconda della natura del substrato.* (Lattorfiano?).

Tale formazione, introdotta dai rilevatori dell'Istituto di Geologia dell'Università di Torino per la presente edizione del Foglio « Genova »¹,

¹ Si vedano i lavori di G. CHARRIER, D. FERNANDEZ, R. MALARODA (1964) e di B. FRANCESCHETTI (1967).

prende il nome da una località posta nelle tavolette Lerma e Voltaggio, ad ovest di Voltaggio. Ha i suoi affioramenti più tipici nella fascia settentrionale del foglio (tra i sedimenti marini oligocenici ed il substrato preterziario) e, in via subordinata, in altre località più meridionali, sparse tra gli altipiani serpentinosi di Capanne di Marcarolo.

Litologicamente si tratta di una breccia in prevalenza monogenica, con grado di cementazione variabile, ma in genere non molto elevato. Risulta costituita da elementi angolosi di dimensioni disparate, da pochi centimetri sin quasi ad un metro, e solitamente della stessa natura litologica del substrato su cui poggia.

Secondo B. FRANCESCHETTI (1967) gli affioramenti presenti alla testata del torrente Caramagna e sui due lati del torrente Visone (Gronardo, Ciglione, e fra Caldasio e Morbello) sono formati da una breccia a frammenti calcescistosi e di tipi diversi di pietre verdi, affioranti in località molto prossime. La differente composizione litologica degli elementi, alcuni dei quali mostrano tracce di elaborazione subaerea, conferma il carattere continentale o lagunare-salmastro della formazione; l'evidenza di conglomerati e arenarie grossolane trasgressivi sui depositi brecciosi documenta inoltre il carattere pretrasgressivo della formazione. Tali considerazioni, valide per la zona dianzi ricordata, debbono essere leggermente modificate per gli affioramenti dei dintorni di Costa Cravara.²

Infatti in quest'ultima località la breccia appare costituita unicamente da elementi serpentinosi, di notevoli dimensioni, ben cementati da un impasto terroso argilloso con abbondantissima matrice di minuti granuli angolosi dello stesso tipo litologico. Tale è anche il caso degli affioramenti più meridionali, come quelli di Rio delle Figne, del Torrente Gorzente, di C. Menta, del Lago Badana, del Rio e Case Lischeo, del Rio Vezzullo (Tavoletta « Masone »); in alcune di queste località, come pure nei dintorni di Bric Lagolungo e Bric Roncasci (Tavoletta « Busal-

² Benché la formazione in esame prenda il nome dalla Costa di Cravara, questa non è la località-tipo in quanto chi ha istituito l'unità ha basato le proprie osservazioni sugli affioramenti dei torrenti Caramagna e Visone.

la ») ai litotipi serpentinosi si associano frammenti gabbri. Tale situazione rispecchia fedelmente la natura del substrato, costituito appunto da serpentiniti e gabbri.

Affioramenti simili a quelli della Costa di Cravara, si rinvennero a nord e nord est di questa località, isolati tra i sedimenti marini oligocenici della Formazione di Molare. E' questo il caso dei lembi di Cascinetta il Rosario e C. Bensina, del Rio Carpena e del Rio Morzone, del lago superiore di Lavagnina e di C. Roverino in località Crosazza. In quest'ultimo caso è interessante notare come le breccie serpentinosi siano sovrastate da una minuta breccia dolomitica biancastra, ad elementi angolosi di piccole dimensioni e ben cementati.

Sia la breccia di Cravara tipica, sia la breccia dolomitica suaccennata, sono ricoperte in trasgressione dai conglomerati ed arenarie della Formazione di Molare che, nei primi metri, presenta una notevole componente di clastici di rocce carbonatate progressivamente scemanti verso l'alto.

Tali constatazioni, unite al fatto che nella zona esistono klippen di rocce calcareo dolomitiche di provenienza appenninico-ligure (Calcari di Gallaneto e « Dolomia Principale » di C. Ferrere), offrono lo spunto per interessanti ipotesi. Innanzi tutto risulta chiara l'origine pretrasgressiva delle Breccie di Costa Cravara (esiste una discordanza angolare tra queste ed i sedimenti oligocenici) dovute a cementazione di originarie breccie continentali conseguenti, con ogni probabilità, ad una fase di sollevamento del substrato. L'assenza di elementi calcarei in esse fa inoltre presupporre l'esistenza di rilievi unicamente costituiti da pietre verdi.

La presenza poi, tra i depositi della Costa di Cravara e quelli trasgressivi, di una breccia esclusivamente calcareo dolomitica deve essere ragionevolmente messa in relazione con l'arrivo di una falda, rapidamente smantellata, di cui costituiscono testimonianze i vari klippen isolati che si trovano in diverse località dei Fogli « Genova » e « Ceva ». Per questa ragione i primi metri basali della trasgressione oligocenica sono costituiti da una certa percentuale di ciottoli calcareo-dolomitici, che scompaiono

verso l'altro appunto a causa del rapido smantellamento delle rocce da cui prendono origine.

E' da ricordare infine che parecchi depositi brecciosi del Gruppo di Voltri si presentano di difficile interpretazione, in quanto possono venire di volta in volta interpretati in maniera diversa. Tale il caso delle breccie serpentinosi di Monte Laione presso Acquabona (Urbe), di origine tettonica, o altre probabilmente riferibili ad una copertura quaternaria di degradazione del substrato preoligocenico o dello stesso Oligocene, o — infine — interpretabili come conglomerati basali poco elaborati.

Per tale ragione le Breccie della Costa di Cravara sono state cartografate nelle aree più tipiche.

- 2) O_{II}^{2-1} — « Formazione di Pianfolco ». *Alternanze di conglomerati, arenarie e siltiti più o meno argillose di origine fluvio-lacustre lagunare ad abbondanti filliti (Sequoia langsdorfi HEER, Cyperacites deucalionis SCHIMPER, Carex tertiaria HEER, Carpinus grandis UNGER); livelli a lenti lignitifere; livelli a tronchi silicizzati e ligniti con Cyrena sirena (BRONGNIART) e Timpanotonus calcaratus (SACCO) di Casa Amione (Cassinelle). (Rupeliano-Lattorfiano superiore?).*

La formazione di Pianfolco è stata istituita durante i lavori di rilevamento per il Foglio « Genova » da parte dei ricercatori dell'Istituto di Geologia dell'Università di Torino. Essa è stata descritta in pubblicazioni di G. CHARRIER, D. FERNANDEZ e R. MALORDA (1964), e B. FRANCESCHETTI (1967).

Gli affioramenti più tipici si trovano nei dintorni di Pianfolco (est di Caldasio), a sud di Cassinelle (C.na Amione) ed a sud di Prasco (quest'ultimo non cartografato per l'esiguità della sua estensione).

Litologicamente si tratta di conglomerati, di arenarie, di siltiti ed argille con livelli lignitici. Le alternanze fra questi materiali sono ripetute molte volte. Lo studio di dettaglio dell'unità in esame (lembo di Pianfolco) ha permesso a G. CHARRIER, D. FERNANDEZ e R. MALORDA di documentare la natura fluvio lacustre costiera e l'indipendenza dalla

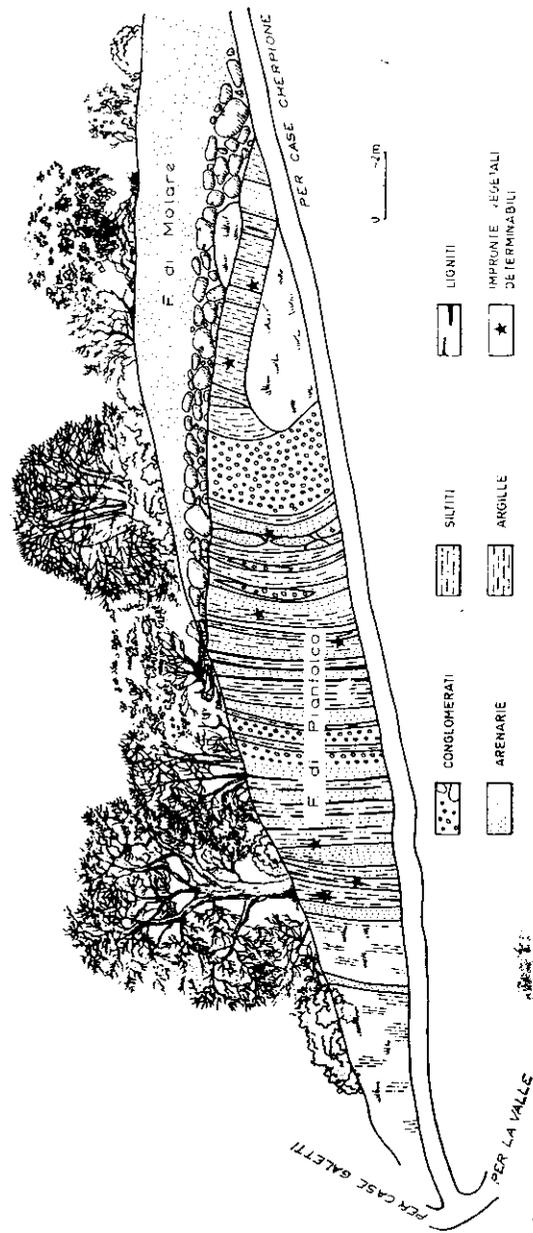


Fig. 4 — Sezione della Formazione di Pianfolco nella località tipo (da Charrier, Fernandez e Malorda, *ridis. e simplif.*, 1964).

serie terziaria classica in quanto essa è nettamente discordante sotto la formazione di Molare.

B. FRANCESCHETTI correlando i lembi di Cascina Amione e Cascina Faterra con gli affioramenti dei dintorni di Pianfolco, per l'analogia di facies e l'evidente carattere pretrasgressivo, ipotizza per quelli una origine in ambiente fluvio-lagunare e lagunare-salmastro. In particolare, considerazioni sul lembo di Cascina Faterra permettono al succitato A.¹ di ricostruire una evoluzione paleogeografica locale nel seguente modo:

- a) Esistenza di un paleorilievo (Bric Mazzapiede) ai margini del Gruppo di Voltri, che poteva anche rappresentare l'estremità più rilevata di un promontorio o di una lingua di terra costituente un bassofondo, che delimitava condizioni di ambiente lagunare-salmastro.
- b) Limitato processo di ringiovanimento locale... che determinò una accentuazione del processo erosivo fluviale consentendo un locale apporto di materiali anche grossolani ben arrotondati..., forse in parte rielaborazione e risedimentazione di depositi fluviali e fluvio-costieri anteriori.
- c) Decisa ingressione marina (trasgressione dell'Oligocene inferiore medio)...

Durante il rilevamento della formazione nella località tipo, sono stati raccolti (G. CHARRIER et al.) parecchi campioni contenenti resti vegetali, tra i quali si possono ricordare: *Ginkyo* cfr. *adiantoides* (UNGER) HEER; *Taxodium dubium* (STBG.) HERR; *Sequoia langsdorfi* (BRONGNIART); *Cyperus sirenum* HEER; *Cyperacyles deucalionis* (HEER) SCHIMPER; *Carex tertiaria* (UNGER) HEER; *Myrica acuminata* UNGER; *Myrica banksiaefolia* UNGER; *Carpinus grandis* UNGER; *Persea* cfr. *speciosa* HEER; *Monotes oeningensis* (HEER) WEYLAND; *Eucalyptus oceanica* UNGER.

Le specie più frequenti si limitano a *Sequoia langsdorfi* (BRONGNIART) HEER, a *Carpinus grandis* UNGER e ad alcune *Cyperaceae* palu-

stri, mentre le rimanenti specie sono presenti con pochissimi od unici esemplari.

Questa circostanza sta ad indicare¹ che il materiale vegetale ha raggiunto il bacino di sedimentazione partendo da una sede continentale dove la vegetazione doveva essere relativamente omogenea e molto specializzata ecologicamente.

Dal punto di vista paleofitogeografico, le specie reperite rientrano chiaramente nel dominio dell'antica vegetazione peritetidea, di carattere tropicale o subtropicale oceanico, fatto sottolineato anche, ad esempio, dall'assoluta mancanza di ogni rappresentante del tipo *Acacia*.

L'esame comparativo dei caratteri di frequenza delle diverse specie distinte per livello, permette di supporre che, nel corso della sedimentazione, siano intervenuti cambiamenti per quanto si riferisce alla sede di provenienza dei materiali vegetali, o che su di una medesima sede si sia attuata, per il mutare delle condizioni ecologiche, una successione di quadri diversi di vegetazione.

Le specie arboree censite rientrano nei tipi *Laurus* e *Carpinus*; su questa base si profila pertanto una probabile ripartizione della copertura vegetale dell'area di rifornimento dei resti vegetali fossilizzati nella serie di Pianfolco in una zona costiera con vegetazione di tipo *Laurus* e di tipo palustre a *Cyperaceae* e *Graminaceae* igrofile, e in una zona di bassa montagna o collina con vegetazione di tipo *Carpinus* (foreste a *Carpinus* e *Sequoia*).

- 3) (0)³⁻¹ — « Formazione di Molare ». Conglomerati e brecce ad elementi di grandezza variabile, spesso superiore a 10 cm, localmente del volume di parecchi mc, costituiti soprattutto da serpentiniti, calcari, prasiniti e calcescisti. Si alternano più o meno regolarmente arenarie, marne e siltiti; si intercalano calcari corallini, ligniti in lenti e brecce monogeniche ad elementi di calcari dolomitici triassici. Talora alla sommità si osservano marne siltose alternate ad arenarie fini. Spessore 50-600 m. (Oligocene).

E' formata in gran parte da conglomerati, brecce ed arenarie.

¹ Secondo G. CHARRIER, D. FERNANDEZ, R. MALARODA, *op. cit.*, pag. 54 e segg.

I conglomerati a matrice arenacea o marnoso-arenacea sono costituiti da elementi di natura varia, in relazione solitamente al substrato su cui appoggiano; elementi calcareo-marnosi e calcarenitici verso la valle Scrivia, soprattutto serpentinitici, prasinitici, calcescistosi e quarziticci ad ovest della Valle Scrivia. Tali elementi in genere ben assortiti raggiungono il volume anche di diversi mc; sono per lo più arrotondati e si dispongono in strati e banchi anche di diversi metri di spessore. Sono visibili vistosi fenomeni di stratificazione incrociata, laminazioni oblique a grande scala. Si intercalano orizzonti a breccie poligeniche, disposti irregolarmente, lateralmente piuttosto discontinui.

Localmente la matrice arenacea o arenaceo-marnosa diventa prevalente; questo si osserva in particolare verso Lerma e Belforte. Si tratta in tal caso di arenaria medio-grossolana, a matrice marnoso-argillosa in strati e banchi solitamente lenticolari, ricchi in resti vegetali. La Formazione di Molare, nel suo insieme, diventa meno coerente man mano ci si sposta dalla Val Scrivia verso ovest.

Essa presenta localmente aspetti particolari. Nella sua parte inferiore nella Valle del Rio Morzone si segnalano marne grigio-verdi con resti di lignite (LORENZ, 1969); sempre sul Rio Morzone verso i Laghi di Lavagnina breccie monogeniche ad elementi di calcari dolomitici e dolomie triassiche.

Nella sua parte superiore, tra Cassinelle e Serralunga, si osservano marne siltose ed alternanze di marne siltose ed arenarie fini. Sempre nella sua parte superiore LORENZ (1969) segnala la « facies di Rocca di Pre » nella zona della Val Lemme, a sabbie marnose talora fossilifere.

Alla formazione in esame si associano calcari a coralli, ad Alghe, localmente affioranti a letto della stessa, direttamente sul substrato; si ricorda in particolare la zona di Ponzzone e del Bric Mazzapiede.

La Formazione di Molare solitamente si appoggia su di un substrato di natura varia; sulle formazioni cretache della zona appenninica ad est della Val Lemme, in gran parte sulle formazioni del Gruppo di Voltri ad ovest della Val Lemme; solo localmente sulle formazioni triassiche (si veda in particolare la zona Sestri-Voltaggio).

In alcune località (dintorni di M. Lanzone, sul Rio Morzone, a

nord del M. Colma) la Formazione di Molare poggia in discordanza sulle Breccie della Costa di Cravara; nei dintorni di Pianfolco presso Caldasio, sempre in discordanza, essa poggia sulla Formazione di Pianfolco.

Lo spessore della formazione in esame sembra ridursi da est ad ovest; raggiunge i 600 m tra le valli Lemme e Scrivia, talora non arriva a 50 m verso Ponzzone. Vario e localmente abbondante il contenuto in fossili.

Tra i macroforaminiferi si segnalano: *Nummulites intermedius* D'ARCHIAC e *N. vascus* JOLY e LEYM, nella parte inferiore della formazione; *N. cf. bouillei* DE LA HARPE nella parte superiore. A questi si aggiungono *Lepidocyclina*, *Operculina*, *Asterigerina*.

Tra i microforaminiferi: *Clavulinoides szaboy* (HANTKEN), *Uvigerina mexicana* NUTTALL, *Cibicides cushmani* NUTTALL, *Epodines baidingeri* BRADY, *E. umbonatus* (REUSS).

Si trovano inoltre frammenti di Briozoi, Echinodermi, Crostacei, di Alghe e Coralli etc. Significative associazioni di Lamellibranchi con i generi *Ostrea* e *Pecten* in particolare (*Pecten arcuatus* BROCCHI, *Ostrea gigantea* SOLANDER).

La formazione è riferibile con sicurezza all'Oligocene.

4) M¹-O³⁻² — « Marne di Rigoroso » (= Formazione di Rocchetta).
Marne, marne sabbioso-arenacee, talora fogliettate, con frustoli carboniosi; arenarie marnose localmente alternate specie nella parte alta. Microforaminiferi frequenti. Spessore: 30-400 m. (Miocene inf.-Oligocene sup.-medio).

Si tratta di una formazione a componente marnosa prevalente, affiorante pressoché in continuità con direzione est-ovest nella parte settentrionale del foglio. Comunemente essa è costituita da marne, marne argillose, prevalentemente con colorazione grigiastra più chiara in superficie, con chiazze e punteggiature ocracee talora frequenti, con frustoli carboniosi sparsi e localmente intensa fogliettatura. Si intercalano orizzonti medio sottili, di solito lenticolari, di natura marnoso-calcareo, spesso a base calcarenitica. Nella sua parte inferiore, nella zona di passaggio alla

Formazione di Molare, sono frequenti marne sabbiose grigio-brune con livelli arenaceo-sabbiosi e talora conglomeratici.

Orizzonti arenaceo-sabbiosi di 5-20 cm di spessore sono pure frequenti con maggior ritmicità nella parte superiore della formazione, al passaggio, in genere graduale, alla Formazione di Cremolino.

Tra le Marne di Rigoroso e la Formazione di Cremolino, da Acqui T. ad Ovada, si interpone la Formazione di Visone; in tal caso una superficie con marcata discordanza angolare limita alla sommità le Marne di Rigoroso.

Queste orizzontalmente non presentano sostanziali variazioni di facies; da luogo a luogo variano invece il loro sviluppo verticale in relazione tra l'altro a fenomeni di eteropia con le formazioni di Molare e Cremolino. Il loro spessore è ritenuto di circa 400 m in Val Scrivia (VERVLOET, 1966), 150 m circa in Val Lemme (LORENZ, 1969), 30-40 m a Molare e 200 m nei pressi di Morbello (FRANCESCHETTI, 1967), 250 m circa sul versante meridionale di M. Menno (VISONE).

Il contenuto paleontologico è dato soprattutto da microforaminiferi sia bentonici che planctonici e subordinatamente da Radiolari.

Tra i microforaminiferi bentonici sono particolarmente frequenti i generi: *Cyclammina*, *Textularia*, *Lagenodosaria*, *Crysalogonium*, *Siphonodosaria*, *Eponides*, *Gyroidina*, *Cibicides*, *Anomalina*, *Planulina*.

Tra i planctonici: *Globigerina venezuelana* HEDBERG, *G. tripartita tripartita* KOCH, *Globorotalia opima opima* BOLLI, *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN e BERMUDEZ). In particolare nella parte inferiore della formazione: *Globigerina yeguaensis* WEINZIERL e APPLIN, *G. robri* (BOLLI), *G. ampliapertura* BOLLI; nelle parti più alte della formazione: *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerina ciperoensis angustiumbilitata* BOLLI, *Globoquadrina debiscens pradebiscens* BLOW e BANNER.

Altri resti faunistici sono molto scarsi e spesso di incerta attribuzione: SACCO (1889-1890) segnala svariate impronte di dubbia origine: *Helminthopsis*, *Taprhelminthopsis*, *Helmintoida*, *Nemertilites* ecc.

Le microfaune planctoniche consentono di affermare che le Marne di Rigoroso in quanto all'età si sviluppano dall'Oligocene medio-superiore al Miocene inferiore.

5) M_c¹ — « Formazione di Visone ». *Biocalcareniti quarzoso-glaucanitiche, arenarie più o meno conglomeratiche associate a calcari nulliporici, marne siltose a glauconite*. Spessore 0-18 m. (Miocene inferiore).

Questa formazione affiora nella parte nord-occidentale del Foglio « Genova », tra gli abitati di Ponzone, Acqui Terme e Ovada.

E' possibile riconoscervi tre facies dominanti rispettivamente nelle zone di Ponzone, di Molare, di Acqui-Visone (FRANCESCHETTI, 1967).

A Ponzone si osservano arenarie più o meno conglomeratiche associate a calcareniti nulliporiche e talora a calcari nulliporici in banchi.

All'estremità orientale di affioramento della formazione, verso Molare, si segnalano marne più o meno siltose, con abbondante glauconite e diffusi ciottoli ofiolitici.

Nel territorio di Acqui T.-Visone la formazione è costituita da: biocalcareniti con quarzo, glauconite, ciottoli ofiolitici e talora matrice argillosa nella parte inferiore; biocalcareniti debolmente quarzoso-glaucanitiche, meglio classate, in orizzonti ondulati e discontinui di spessore sui 10 cm, nella parte superiore. Quest'ultima costituisce la facies nota in letteratura come Calcere di Acqui.

La Formazione di Visone rispetto alle sottostanti Marne di Rigoroso è limitata talora da una superficie di discordanza angolare; nella zona di Acqui T., la discordanza, aggirantesi intorno ai 5°, sottolinea la presenza di una marcata lacuna riferentesi ai termini più alti dell'Oligocene ed a quelli più bassi del Miocene (GELATI, 1969).

Alla sommità la Formazione di Visone passa in continuità stratigrafica alla Formazione di Cremolino, il passaggio è normalmente sottolineato dalla presenza di un livello a marne glauconitiche con bioclasti la cui potenza si aggira di solito attorno ai 60 cm.

Lo spessore della formazione raggiunge il valore massimo di 18 m alla Cava Zanoletti presso Visone; da qui si va assottigliando sia verso occidente che verso oriente; è di circa 8 m sul Rio Ravanasco, 8,50 m ad Acqui T., 0,65 m al M. Memmo.

La Formazione di Visone è una delle formazioni cenozoiche più fossilifere. Si segnalano in particolare resti di Lamellibranchi (*Pectunculus*,

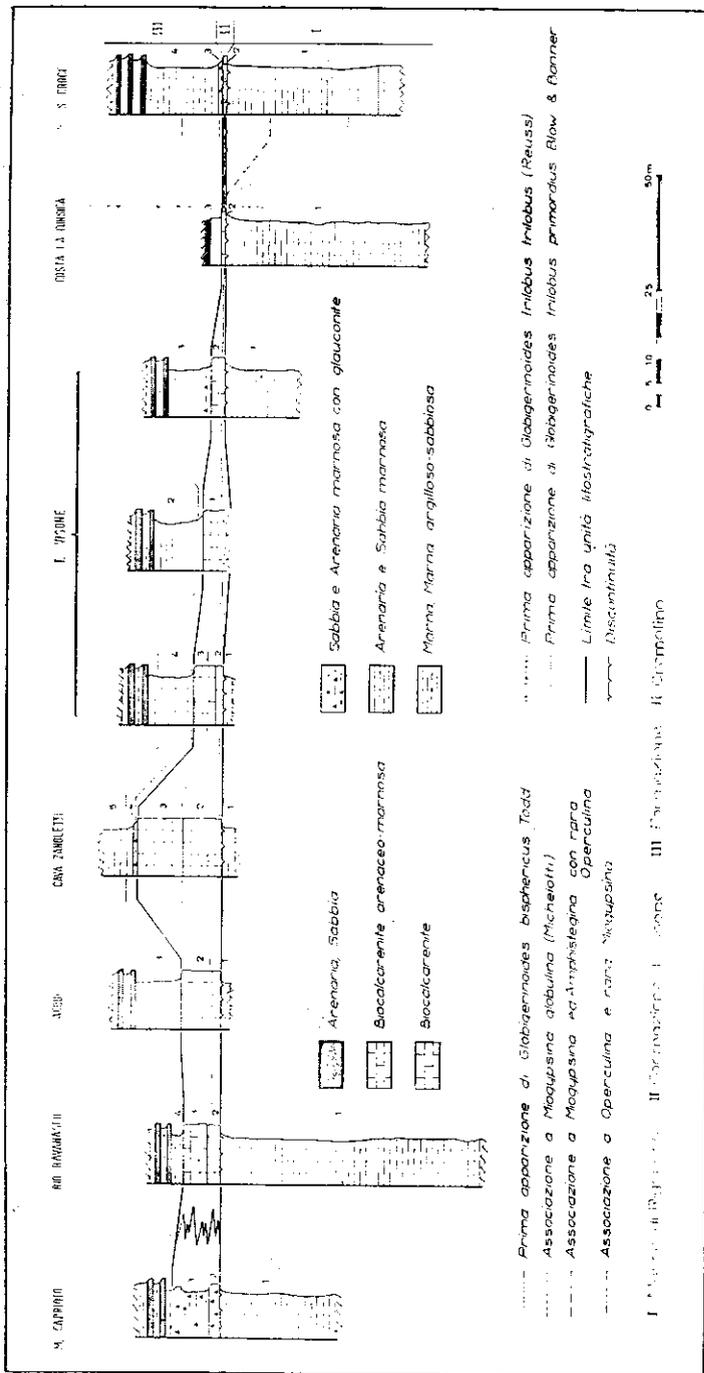


Fig. 5 — Successioni stratigrafiche nella Formazione di Visone tra il Rio Ravanasco ed il T. Caratagna.

Pecten, *Meretrix*, *Amussium*, *Chlamys*, *Ostrea*), Gasteropodi (*Pirula*, *Latrunculus*, *Cassidaria*, *Turritella*, *Scalaria*), Echinidi (*Spatangus*, *Pericosmus*, *Echinolampas*), Pesci ossei, Crostacei, denti di Squali; sono pure molto frequenti resti di Coralli, Alghe (*Melobesia*), Briozoi, microforaminiferi soprattutto bentonici e macroforaminiferi. Questi ultimi, dove lo spessore della formazione è maggiore, sono rappresentati dal basso verso l'alto da (GELATI, 1969): *Operculina*, *Amphistegina*, rare *Miogypsina* e *Miogypsinoidea*; *Miogypsina*, *Amphistegina* e rara *Operculina*; *Miogypsina globulina* (MICHELOTTI).

Più che per i resti fossili che essa contiene l'età della Formazione di Visone può essere definita con i microforaminiferi planctonici a tetto ed a letto; operando in tal senso GELATI (1969) ne afferma l'attribuzione alla parte media dell'« Aquitaniano » o Miocene inferiore, di quell'intervallo-tempo esteso tra la fine dell'Oligocene superiore e l'inizio del Langhiano.

6) M¹ — « Formazione di Cremolino » (= Formazione di Cortemilia).
Alternanze più o meno regolari di strati arenacei o sabbiosi e strati marnosi. Le arenarie presentano abbondanti impronte di fondo tra cui Palaeodictyon, Lamellibranchi, Gasteropodi; le marni contengono Pteropodi, Echinidi e denti di squalo. Nella zona orientale, verso l'alto, intercalazioni di calcari marnosi color avorio con frattura concoide. Spessore 500-700 m. (Miocene inferiore).

Occupa una larga fascia continua all'estremità settentrionale del foglio.

Si tratta di una formazione il cui carattere principale è dato dall'alternanza regolare di arenaria (o sabbia) e marna.

L'arenaria è grigia, grigio-bruna o rossiccia in superficie, con resti vegetali, spesso gradata ed a laminazione parallela, più difficilmente ondulata, in strati normalmente di 5-30 cm, talora in banchi anche superiori al metro, con alla base impronte da corrente e piste di animali limivori.

La marna è grigia o grigio-verdastra in orizzonti anche di m 1-1,50; tra arenarie e marna si osserva sempre un passaggio graduale attraverso termini marnoso-sabbiosi e marnoso-siltosi.

Verso la Valle Scrivia, alla sua estremità orientale di affioramento, nella Formazione di Cremolino sono distinguibili due litozone: una litozona inferiore potente 350 m circa con intercalati orizzonti conglomeratici connessi a fenomeni di slumping (VERVLOET, 1966) e marne nettamente subordinate; una litozona superiore potente ancora circa 350 m prevalentemente marnosa con calcari marnosi color avorio e arenarie gradate in strati sottili.

Verso la Valle Scrivia, alla sua estremità orientale di affioramento, la Formazione di Cremolino mostra una maggiore uniformità di caratteri, prossimi peraltro a quelli generali prima descritti; solo nella sua parte inferiore si sviluppa talora un livello a marne che può raggiungere i 15 m di spessore.

La Formazione di Cremolino occupa la stessa posizione stratigrafica della Formazione di Cortemilia nel contiguo Foglio « Ceva »; si distingue da quella per una leggera differenza nel rapporto arenaria-marna, uguale ad 1 nella Formazione di Cortemilia, solitamente inferiore ad 1 nella Formazione di Cremolino.

I suoi rapporti con le unità a letto sono già stati descritti; il suo contatto con l'unità a tetto, le Marne di Cessole, è stratigrafico e di solito graduale.

Il suo spessore si aggira uniformemente attorno ai 500-700 m.

Il contenuto paleontologico è discreto. Si segnalano resti di Lamelli-branchi con i generi *Chlamys*, *Gigantopecten*, *Flabellipecten* e *Ostrea*, più rari resti di Echinodermi, di Briozoi, di Alghe e Coralli. Già SACCO (1889-1890) nei litotipi arenacei segnala svariate impronte di incerta attribuzione: *Paleodictyon*, *Helminthopsis*, *Taprbelmintopsis*, *Helminthoida*. Tra i macroforaminiferi nella parte inferiore della formazione sono frequenti soprattutto i generi *Miogypsina* ed *Amphistegina*.

Tra i microforaminiferi bentonici sono frequenti i generi *Cibicides*, *Bolivina*, *Uvigerina*, *Lagena*, *Textularia*, *Rotalia*. Quelli planctonici, che consentono il riferimento della formazione al Miocene inferiore (Prelanghiano = « Aquitaniano ») sono rappresentati soprattutto da: *Globige-*

rinoides trilobus trilobus (REUSS), *Globoquadrina debiscens debiscens* (CHAPMAN, PARR e COLLINS), *Globorotalia scitula praescitula* BLOW nella parte inferiore della formazione; *Globigerinoides bisphericus* TODD, *G. transitorius* BLOW, *Globorotalia mayeri* CUSHMAN e ELLISOR, *Globoquadrina altispira* CUSHMAN e JARVIS nella parte superiore della formazione.

7) M² — « Marne di Cessole ». *Marne a Pteropodi con scarse intercalazioni arenitiche e calcareo-marnose. Nel settore ad ovest di Tramontana si hanno facies prevalentemente argillose a Pteropodi* (Cavolinia, Balantium, ecc.), *Gasteropodi ed Aturia sp.* Spessore 150-500 m. (Langhiano).

Nella parte settentrionale del Foglio « Ceva » è osservabile da Carrosio nella valle del Lemme a Morsasco verso la valle del Caramagna.

E' una formazione a prevalente componente marnosa; è costituita infatti da marne, marne argilloso-sabbiose grigie o grigio-azzurre, più chiare in superficie, fogliettate; da marne calcaree di colore analogo, sfaldabili in forme pseudoovoidali. Si intercalano sporadicamente arenarie grigiastre in strati medio sottili con laminazioni interne, di solito parallele, e figure da corrente alla base. Le intercalazioni arenacee sono più frequenti nella parte inferiore della formazione, al passaggio, sempre stratigrafico, alla Formazione di Cremolino.

Ad ovest di Tramontana dominano facies argillose; nella zona di Trisobbio prevalgono calcari marnosi, marne selcifere e marne argillose con subordinate intercalazioni arenitiche e di marne siltoso-arenacee. Superiormente le Marne di Cessole sono in contatto stratigrafico con le Arenarie di Serravalle; nella zona di passaggio su di uno spessore di circa 25 m si segnalano marne sabbiose con sporadiche intercalazioni di sabbie giallastre in strati sottili.

Lo spessore è indicato in m 500 tra le valli Lemme e Scrivia da LORENZ (1969) non dovrebbe però superare i 350 m; in m 150 nella zona di Trisobbio da FRANCESCHETTI (1967).

Il contenuto faunistico è discreto. Tra i macrofossili si segnalano

soprattutto Pteropodi con i generi *Clio*, *Vaginella*, *Cavolinia*; Lamelli-branchi con *Nucula*, *Nuculana*, *Yoldia*, *Meilo*; Cefalopodi con *Aturia*; Echinidi (*Spatangoide*), Otoliti e raramente Coralli.

Tra i microfossili hanno grande valore stratigrafico i Foraminiferi planctonici: *Globoquadrina langhiana* CITA e GELATI, *Globigerinoides bisbericus* TODD, *G. transitorius* BLOW e *Praeorbulina glomerosa curva* (BLOW) nella parte inferiore della formazione; *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN, *Globorotalia mayeri* CUSHMANN e ELLISOR, *Globoquadrina altispira* CUSHMANN e JARVIS nella parte superiore della formazione.

La formazione in esame è riferita senza alcun dubbio al Langhiano.

8) M³ — « Arenarie di Serravalle ». *Sabbie ed arenarie con subordinate intercalazioni marnose. Localmente, alla base della formazione, calcareniti e calcari nulliporici.* Spessore 300-500 m. Serravalliano.

Nell'area del Foglio « Genova » affiora limitatamente alla Zona di Trisobbio tra le valli dei Torreni Orba e Visone.

I suoi caratteri litologici più tipici sono osservabili all'altezza della Valle Scrivia. Si tratta di arenarie o sabbie grigio-giallastre, gradate, a matrice marnoso-argillosa, in strati di spessore vario o in potenti banchi a laminazione obliqua nella parte inferiore dei quali si osservano con frequenza orizzonti conglomeratici lenticolari limitati sovente alla base da superficie d'erosione.

Si intercalano calcari bioclastici grossolani e marne sabbiose in giunti o strati sottili, nettamente subordinate.

A nord dell'area in esame le Arenarie di Serravalle soggiacciono stratigraficamente alle Marne di S. Agata Fossili.

Nella sezione-tipo di Valle Scrivia si segnala uno spessore di circa 300 m da parte di BONI (1967), 150 m da parte di VERVOET (1966); lo si ritiene comunque non inferiore a m 500 come peraltro risulta dalle sezioni geologiche del sovrastante Foglio « Alessandria ».

Il contenuto paleontologico è discretamente abbondante. Nei litotipi arenacei o calcarei si osservano resti di Coralli, Briozoi, Lamelli-

branchi, Echinidi, Alghe. Nei litotipi marnosi prevalgono microforaminiferi sia bentonici che planctonici.

Tra i bentonici si segnalano: *Discorbis*, *Elphidium*, *Hastigerina*, *Lagena*, *Textularia*, *Uvigerina*, *Cibicides*.

Tra i planctonici (BONI, 1967): nella parte inferiore della formazione, *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Globorotalia mayeri* CUSHMAN e ELLISOR, *Globoquadrina altispira* CUSHMAN e JARVIS; a tetto della formazione, *Globorotalia languaensis* BOLLI, *G. menardii miocenica* PALMER, *G. mayeri* CUSHMAN e ELLISOR.

La formazione, soprattutto con l'ausilio dei Foraminiferi planctonici, è riferita al Serravalliano.

F) PRINCIPALI LEMBI OLIGOCENICI AFFIORANTI NELLA PARTE SUD-OCCIDENTALE DEL FOGLIO. (A. ALLASINAZ e M. GNACCOLINI).

1) *Lembo di Sassello.* Nei dintorni di Sassello la successione inizia in genere con conglomerati, costituiti prevalentemente da ciottoli di serpentine e serpentinoscisti, subordinatamente di calcescisti, prasiniti, quarziti. Le dimensioni dei clastici sono molto variabili; in località Pra Val-larino sono stati osservati diametri massimi di circa 1 m, a Badani e presso Sassello sono stati osservati clastici di dimensioni fino ad un massimo di 70 cm.

Tra i conglomerati in questione non sono rare le intercalazioni arenacee, con sottili letti a lignite, e lenti di marne arenacee con faune a Molluschi salmastri quali *Corbicula sirena* (BRONGNIART), *C. strangulata* (ROVERETO), *Amupullina (Ampullinopsis) crassatina* (LAMARCK), *Tympa-notonos calcaratus* (GRATELOUP).

Lo spessore complessivo di questa litozona inferiore non è costante: raggiunge al massimo alcune decine di metri.

Verso l'alto si passa con gradualità ad una successione di arenarie grige o grigio-giallastre, talora conglomeratiche, e marne grige essenzialmente marine, con *Nummulites intermedius* D'ARCHIAC, *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* (MICHELOTTI), *Operculina* sp., *Amphistegina* sp.,

Glycymeris gibberulus (MAYER), *Meretrix incrassata* (SOWERBY), *Pholadomya puschi* GOLDFUSS, resti di Crostacei, Echinodermi e Coralli.

Lo spessore della litozona superiore ora descritta, termine più recente della serie affiorante nei dintorni di Sassello, si aggira sui 200 m.

2) *Lembo di S. Giustina*. Nei dintorni di S. Giustina l'Oligocene è costituito da una potente successione di arenarie, conglomerati e, subordinatamente, marne.

Tra S. Giustina ed il C.le del Giovo, dove la successione è meglio esposta, si può distinguere una parte inferiore (potente circa 135 m) caratterizzata, alla base, da alternanze di conglomerati e arenarie con marne grige, contenenti talora abbondanti resti vegetali e letti lignitiferi, e quindi prevalentemente costituita da arenarie e conglomerati; una parte mediana, potente circa 60 m, formata esclusivamente da marne e marne calcaree grige, spesso siltose od arenacee; una parte superiore, potente più di 100 m, costituita da arenarie e conglomerati.

I conglomerati sono costituiti da clastici di varie dimensioni, a volte anche molto grossolani; alla base sono stati osservati diametri massimi di circa 50 cm, nella parte media e superiore della serie si sono osservate dimensioni massime non superiori ai 30 cm. Sono formati prevalentemente da ciottoli di serpentine, serpentinoscisti, quarziti, calcescisti e, più raramente, calcari.

Le arenarie sono costituite da granuli di rocce verdi, in prevalenza, subordinatamente da quarzo e mica.

La parte basale della successione è caratterizzata dalla presenza di abbondanti resti vegetali e, talora, di Ostracodi. Superiormente, fino circa alla metà della serie, è presente una fauna prevalentemente salmastra a *Corbicula sirena* (BRONGNIART), *Thracia* sp., *Tympanotonos margaritaceus* (BROCCHI), *Melongenella laxecarinata* MICHELOTTI, *Ampullina* (*Ampullinopsis*) *crassatina* (LAMARCK). La parte più alta della serie contiene invece una fauna essenzialmente marina a *Nummulites intermedius* D'ARCHIAC, *Operculina* sp., *Cibicides* sp., *Quinqueloculina* sp., *Bolivina* sp., *Nonio* sp., *Pecten arcuatus* (BROCCHI), *Chlamys deleta* (MICHELOTTI), *Meretrix exintermedia* SACCO, *Terebralia* sp., resti di Briozoi e Coralli.

3) *Lembo di Celle Ligure-Varazze*. All'estremità occidentale di quest'area affiorano alla base della serie potenti depositi conglomeratici poligenici, a ciottoli di gneiss, quarziti, calcari, ofioliti, graniti, ecc. Sono costituiti da clastici di dimensioni fino ad 1,5 m e presentano un grado di selezione estremamente basso. In questo complesso sono stati segnalati resti di *Anthracotheerium magnum* CUVIER e *A. minimum* CUVIER.

Verso l'alto passano a conglomerati meno grossolani e meglio selezionati, alternati a livelli arenacei di colore nocciola o grigiastro, e talora anche verdastro o rossastro.

Nella porzione orientale della regione, cioè nei dintorni di Varazze, la successione inizia praticamente con questa ultima litozona; in arenarie marnose sono state qui rinvenute faune marine a *Lepidocyclina* sp., *Rotalidae*, *Miliolidae*, resti di Echinodermi e di Coralli.

G) DEPOSITI PLIOCENICI (B. MARTINIS).

1) P — « Argille di Ortovero ». *Marne, marne argillose, sabbie fini e siltiti con intercalazioni conglomeratiche alla base e presso la sommità (Pliocene inferiore e, forse, medio)*. Spessore massimo affiorante 80 m.

L'unità, cui è stato mantenuto il nome attribuitole nei vicini Fogli « Albenga - Savona », presenta presso il paese di Lerca l'affioramento più potente e caratteristico costituito in prevalenza da marne; essa è inoltre esposta presso Sciarborasca, a Terralba-Arenzano, poco a monte di Sestri ed in corrispondenza del centro di Genova.

Lembi minori sono anche presenti tra Lerca e Terralba, a sud-est di Sciarborasca, tra quest'ultima località e Cogoleto e, forse, lungo la costa poco ad est di Cogoleto.

La formazione è costituita prevalentemente da marne e marne argillose che danno luogo a buona parte del lembo di Lerca ed a quelli di Terralba-Arenzano e Sestri. Si tratta di peliti di colore grigio-cine-

reo, talora fogliettate, provviste in genere di stratificazione. Associate, si rinvencono sabbie più o meno cementate ed a grana variabile che affiorano in particolare nel lembo di Sciarborasca, in strati di spessore compreso tra 10 cm ed oltre 1 m. Sono presenti inoltre livelli ghiaioso-conglomeratici che nel lembo di Lerca si sviluppano alla base oppure, con minore spessore, presso la sommità assieme alle sabbie.

Anche i litotipi più grossolani appaiono ben stratificati; essi sono costituiti in prevalenza da elementi di serpentine cui talora si associano calcescisti. Caratteristico, al riguardo, è l'affioramento di Pian delle Moggie, a monte di Cogoleto, dove gli strati ghiaioso-conglomeratici hanno uno spessore variabile da 30 a 50 cm.

Nella stessa località è possibile osservare il contatto tra le marne di Lerca e le rocce sottostanti, rappresentate da serpentine della formazione di M. Beigua, sulle quali l'unità pliocenica è trasgressiva.

Al tetto delle marne di Lerca si sviluppano depositi sabbioso-ciottolosi attribuiti genericamente al Pliocene-Quaternario. Il contatto tra le due unità si nota al Pian delle Moggie, ma soprattutto nel lembo di Sciarborasca dove i sedimenti più recenti giacciono trasgressivi. Ciò appare chiaro in corrispondenza della sponda orientale del T. Piumaro, che scende ad est di Sciarborasca: la formazione pliocenica, costituita da sabbie argillose sottilmente stratificate che s'immergono verso nord di 30°, è interrotta alla sommità da una superficie suborizzontale d'erosione sulla quale giacciono ciottoli e ghiaie dell'unità soprastante.

Le Argille di Ortovero hanno uno spessore difficilmente valutabile con esattezza a causa della insufficiente esposizione. Nel lembo di Lerca, che è il più esposto, si può tentativamente attribuire all'unità uno spessore dell'ordine di 80 m; esso si riduce a circa 30 m presso Sciarborasca.

I macrofossili sono molto scarsi e spesso in frammenti; resti di Ostreidi e Pectinidi sono stati rinvenuti negli affioramenti di Lerca, immediatamente ad ovest del paese. Le microfaune sono invece talora abbondanti; tra le forme riconosciute, sono particolarmente significative *Siphonina planoconvexa* (SILVESTRI), *Anomalina helicina* (COSTA), *Bulimina aculeata minima* TEDESCHI e ZANMATTI, *Martinottiella communis*

perparva CUSHMAN, *Globorotalia margaritae* BOLLI e BERMUDEZ, *Globorotalia acostaensis* BLOW, *Globigerinoides obliquus* BOLLI. Queste forme fanno ritenere che l'unità in esame comprenda il Pliocene inferiore e, con riserve, il medio.

In base ai resti fossili rinvenuti, i depositi in esame sono da riferire ad un ambiente di sedimentazione neritico con episodi di transizione.

2) Q-P — « Depositi terrazzati ». *Ghiaie, ciottoli e sabbie, talora cementati (Pliocene-Quaternario)*. Spessore massimo affiorante dell'ordine di qualche metro.

Questi sedimenti affiorano in alcuni lembi di limitata estensione nella tavoletta « Arenzano »; il maggiore si sviluppa poco ad oriente di Sciarborasca, mentre gli altri si rinvencono nei dintorni di Lerca, a nord est di Cogoleto, al Pian delle Moggie, sul fianco settentrionale del Colle Scorsci e su quello meridionale del Bric di S. Giacomo. La quota degli affioramenti è compresa tra 60 e 190 m.

L'unità è costituita da ghiaie e ciottoli di dimensioni molto variabili, talora cementati, misti spesso a sabbia più o meno abbondante. I ciottoli sono rappresentati in genere da serpentine cui si associano altri elementi, tra cui calcescisti; il grado di arrotondamento è variabile.

Nel lembo di Sciarborasca il deposito contiene una abbondante matrice terrosa rossastro-giallastra; gli stessi caratteri si notano in sostanza anche negli affioramenti di Pian delle Moggie, molto più limitati come spessore.

Questi sedimenti giacciono chiaramente discordanti sui termini inferiori, Calcescisti del Passo del Turchino, Ofioliti di M. Beigua e Argille di Ortovero. Il contatto con la formazione più elevata stratigraficamente è ben visibile, come ho già sottolineato nel capitolo precedente, sia lungo il T. Piumaro sia al Pian delle Moggie.

Lo spessore dei lembi in esame, ritenuti di origine fluviale, varia da meno di uno a qualche metro. La loro età è incerta, mancando resti

fossili; in base soltanto alla posizione che hanno, essi vengono attribuiti con riserva al Pliocene-Pleistocene.

H) DEPOSITI QUATERNARI. (G. OROMBELLI).

1) a¹ — « Alluvioni antiche ».

Affiorano con una certa estensione lungo i torrenti Orba, Stura di Ovada e Piota, ove costituiscono un sottile rivestimento, dello spessore di 1,5-3 m, di terrazzi d'erosione, elevati di una ventina di metri sui corsi d'acqua attuali.

Sono composte da ciottolame grossolano (ciottoli fino a 30-40 cm di diametro) in matrice sabbiosa. I ciottoli sono in prevalenza ofiolitici e in generale poco alterati, salvo quelli costituiti da serpentinite a relitti di diallagio che presentano anelli di alterazione dello spessore di circa 1 cm. Il deposito si presenta ossidato in tutto il suo spessore ed i carbonati sono lisciviati sino ad una profondità di circa 3 m. Il colore della matrice è bruno giallastro scuro (10 YR 3/4 della Munsell Soil Color Chart) e il pH di campagna è debolmente acido (5,5-6).

In superficie le alluvioni antiche sono ricoperte da un deposito siltoso-argilloso-sabbioso con ciottoli sparsi, chiaramente rimaneggiato, dello spessore di circa 50 cm.

Localmente lo spessore di questo deposito siltoso-argilloso aumenta considerevolmente, in particolare in prossimità della zona di raccordo del terrazzo con le colline adiacenti, alla massima distanza cioè dell'asse del corso d'acqua attuale.

Così nella cava della Fornace Assunta, a SSW di Ovada, si osserva un deposito dello spessore di oltre 6 m, costituito da silt argilloso non stratificato, ossidato e lisciviato dei carbonati in tutto il suo spessore osservabile, con fenomeni di gley, struttura prismatica evidente, numerosi pori di piccole dimensioni. Il colore è screziato, bruno giallastro (10YR 5/4) e bruno grigiastro (2.5Y 5/2 della Munsell Soil Color Chart); il pH di campagna è debolmente acido (6-6,5). Questo deposito siltoso-

argilloso, sfruttato per la fabbricazione di laterizi, è assimilabile ad un deposito di tipo loessico.

2) a² — « Alluvioni recenti ed attuali ».

Affiorano ai lati dei principali corsi d'acqua, quali il Polcevera, il Lemme, l'Orba, il Visone, ecc., ove costituiscono bassi terrazzi o i greti attuali. Sono costituite da ghiaie in matrice sabbiosa e localmente sabbie, non o debolmente alterate per uno spessore assai modesto.

Con lo stesso simbolo sono indicati i depositi sabbiosi e ciottolosi dei litorali attuali.

3) dt — « Detriti di falda e depositi eluvio-colluviali ».

I primi sono particolarmente presenti ai piedi dei versanti dei rilievi ofiolitici mentre i depositi colluviali, costituiti da blocchi di varie dimensioni immersi in una matrice abbondante siltoso-argillosa, prevalgono sui rilievi nei calcisisti.

Depositi di tipo eluviale si rinvengono talora in piccoli lembi lungo le sommità pianeggianti dei crinali. Sono costituiti da materiali profondamente alterati, ossidati e argillificati, di colore rosso bruno, formati in posto a spese delle rocce sottostanti. Possono essere interpretati come resti di paleosuoli pleistocenici.

V — TETTONICA

(R. GELATI - G. PASQUARÉ)

L'assetto tettonico dell'area compresa nel Foglio « Genova » presenta il suo punto di maggiore interesse nell'essere sede del contatto tra Alpi ed Appennini. Ai motivi strutturali che interessano queste due contrapposte unità si aggiungono quelli molto più blandi che caratterizzano la « serie » trasgressiva post-orogena del Bacino Terziario Piemontese.

Nell'ambito della zona alpina dobbiamo distinguere anche dal punto di vista strutturale la Zona Brianzonese da quella Piemontese. Su entrambe le zone si accavalla un'unità alloctona di provenienza appenninica: la Falda di Montenotte.

Nella Zona Brianzonese si distinguono deformazioni pre-alpine conservate come relitti di pieghe ad asse diretto a N o NNE negli Gneiss di Albisola e nelle Anfiboliti di M. Spinarda della bassa valle del R. Sansobbia. Queste pieghe sono state in seguito deformate dalla tettonica alpina che vi si è sovrapposta con un piegamento ad assi diretti SO-NE. Relitti delle vecchie pieghe ad assi contorti e talora verticali sono visibili soprattutto sulla sinistra della valle, sopra l'abitato di Carpineto.

La fase alpina precoce è proseguita con un carattere decisamente compressivo a vergenza sud provocando alcuni vasti piani di rottura o accavallamento di masse a diversa competenza che nel Foglio « Genova » sono rappresentati dalla grande faglia inversa di Ellera-Magrania e dalla faglia che delimita a nord l'accavallamento del Cristallino Savonese alla sua copertura permo-carbonifera nella zona del Santuario di Savona. La faglia Ellera-Magrania passa verso sud ad un sovrascorrimento sub-

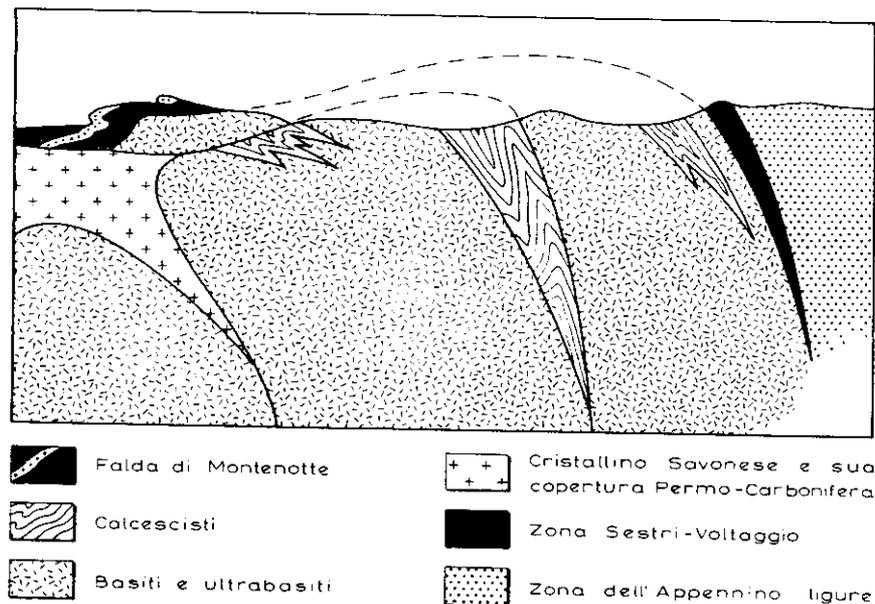


Fig. 6 — Schema dei rapporti strutturali delle unità pre-cenozoiche.

orizzontale di cui resta il Klippe granito-migmatitico di Montepiaggio poggiante sugli gneiss e anfiboliti pre-carboniferi.

La tettonica della Zona Piemontese del Foglio « Genova » si identifica con quella del Gruppo di Voltri, la maggior parte del quale è compreso nello stesso foglio.

Strutturalmente il Gruppo di Voltri riflette la contrapposizione, già vista nell'assetto stratigrafico, tra masse ofiolitiche e serie calcescistosa con interposte scaglie triassiche e cristalline. Si riconoscono due grandi blocchi ofiolitici, che designeremo rispettivamente occidentale o del Monte Beigua e orientale o di Capanne Marcarolo, separati da una plastica banda calcescistosa detta di Voltri-Rossiglione. Un'altra fascia calcescistosa separa le masse ofiolitiche dalla costa ligure nel tratto da Co-

goletto a Sestri Ponente. Numerosi e vasti lembi calcescistosi poggiano sulle serpentiniti del blocco ofiolitico occidentale portando le tracce di deformazioni plicative ad ampio raggio, ad asse tendenzialmente E-O, che devono risalire alla fase alpina precoce già individuata con analoghe direttrici nella attigua zona di Savona-Albisola. Tracce di tali deformazioni si osservano anche nella banda calcescistosa che delimita la costa ligure, soprattutto tra Cogoleto e Voltri, spingendosi più a nord fino al Passo del Turchino con oscillazioni degli assi fino a SO-NE.

La fase tettonica successiva, concomitante col parossismo principale alpino e responsabile anche dell'instaurarsi più ad oriente della zona a scaglie Sestri-Voltaggio, provoca una stretta ripiegatura della serie calcescistosa situata nella zona di separazione tra i due blocchi ofiolitici, tra Voltri e Rossiglione. Il ripiegamento è avvenuto secondo piani molto inclinati immersi ad est ed è stato seguito da un fitto scagliamento isoclinale con vergenza ovest, accompagnato da attiva componente traslativa lungo la direzione, verso N o NNO. L'incontro e l'incrocio di queste nuove direttrici con quelle della fase precedentemente descritta, ha provocato la fuoruscita estrusiva delle scaglie quarzitiche e calcareo-dolomitiche triassiche tra i calcescisti a comportamento più plastico.

L'assetto strutturale del blocco ofiolitico occidentale è quello di una blanda cupola ellissoidale ad asse debolmente immerso ad ovest, complessivamente quindi in discordanza con le direttrici tettoniche delle unità adiacenti. In seno allo stesso blocco si riconoscono alcune zolle serpentinosi di dimensioni cospicue, anche dell'ordine di diverse decine di km², sovrascorse verso ovest o sud-ovest sulle stesse serpentine o talora con interposte lame calcescistose. La più importante di esse è quella che delimita il Gruppo di Voltri verso occidente, incisa dal corso del T. Erro. Altre masse cospicue di questo tipo si trovano nella zona circostante il lago di Ortiglieto. A nord-est di quest'ultima zona anche i lembi calcescistosi con associate prasiniti mostrano una decisa traslazione, con piano di movimento sub-orizzontale, sugli scisti cristallini di Monte Laione.

Il blocco ofiolitico orientale presenta un assetto tettonico molto più semplice e unitario del precedente. Esso è caratterizzato da una forma quadrangolare allungata in direzione N-S, con contorni piuttosto netti rispetto alle zone adiacenti; ha anche una marcata uniformità litologica e vi si nota l'assenza di lembi calcescistosi, se si eccettua l'allineamento di scaglie Cantalupo-Caffarella, già però in posizione periferica rispetto al blocco stesso.

L'assetto strutturale di esso mostra nelle serpentiniti una bancatura scarsamente sviluppata immersa generalmente verso est e dei piani di scistosità in genere concordanti in direzione con quella della bancatura ma subverticali.

Ai suoi margini l'orientazione dei piani di scistosità presenta decise variazioni, tendendo a disporsi parallelamente alle direttrici tettoniche delle unità adiacenti.

Il contatto del Gruppo di Voltri con la Zona Brianzonese presenta il carattere di un brusco ravvicinamento di zone paleogeograficamente alquanto diverse, che dovrebbe essere stato causato da un forte raccorciamento crostale con imprecisata ma cospicua componente subduttiva. E' già stato detto che nelle zone adiacenti il contatto persistono strutture alpine precoci a direzione E-O e, nel Cristallino Savonese, anche relitti di strutture pre-alpine. Tali strutture vengono interrotte da un fascio di dislocazioni orientate NNO-SSE, note in letteratura col termine di « linea Celle-Sanda », che materializzano il contatto tra Gruppo di Voltri e Zona Brianzonese. Queste dislocazioni consistono in alcuni piani di faglia subverticali o fortemente inclinati ad OSO che isolano alcuni grandi scaglie di forma amigdalare, all'interno delle quali viene generalmente mantenuto l'assetto strutturale acquisito nelle fasi precedenti, cioè essenzialmente E-O.

Il contatto del Gruppo di Voltri con le unità appenniniche è rappresentato dalla Zona Sestri-Voltaggio: questa dal punto di vista strutturale è configurabile con una certa precisione.

— Più faglie strettamente ravvicinate rappresentanti nell'insieme la cosiddetta « linea Sestri-Voltaggio » limitano la zona ad ovest rispetto al Gruppo di Voltri.

— Una faglia a rappresentare un limite netto o una serie di faglie a significare un passaggio talora più graduale, contraddistinguono i rapporti ad est con l'area appenninica.

L'osservazione diretta in direzione meridiana della Zona Sestri-Voltaggio è impedita a sud, prima da sedimenti pliocenici trasgressivi e poi dal mare, a nord dalla successione oligo-miocenica del Bacino Terziario Piemontese.

La « linea Sestri-Voltaggio » è l'elemento tettonico fondamentale di tutta la zona; essa rappresenta l'intersezione con la superficie topografica talora di un piano di faglia, talaltra di più elementi vicarianti separanti le formazioni della zona in esame da quelle (serpentine e calcescisti in particolare) della Zona Piemontese. Si sviluppa con direzione NNO-SSE alla sua estremità settentrionale, tra il Rio Frascio e Molini nella valle del Lemme; descrive quindi un'ampia curvatura con concavità rivolta verso ovest all'altezza di M. Lecco, per raccordarsi con il suo tratto meridionale diretto nord-sud tra Gallaneto-Isoverde e Sestri Ponente. I piani di faglia, con pendenze difficilmente inferiori a 65° , si immergono a ENE ed a est. Le direttrici dell'elemento tettonico testé descritto si ritrovano su gran parte dell'intera Zona Sestri-Voltaggio. In particolare esse sono rigorosamente rispettate tra il Rio Frascio ed il Passo della Bocchetta, tra S. Stefano-Caffarella e Sestri Ponente. Quivi si sviluppa infatti un sistema di faglie parallele all'elemento tettonico dominante, spesso vicarianti, separanti zolle rocciose allungate e costituenti scaglie tettoniche subverticali, o immerse verso est o ENE; solo attorno alla massa gabbriica di M. Lecco i piani di faglia si immergono in direzione opposta, vale a dire ad ovest o OSO. Probabilmente, sempre in relazione alla presenza di tale massa costituente una grossa scaglia relativamente rigida, tra il Passo della Bocchetta ed il crinale di Caffarella, si sviluppano piani di faglia con direzione anomala, NE-SO nella zona di Cravasco, est-ovest da Gallaneto al M. Larvego; l'immersione è a SE con pendenze superiori a 70° nel primo caso, subverticale nel secondo caso.

Come accennato in precedenza, la Zona Sestri-Voltaggio passa al-

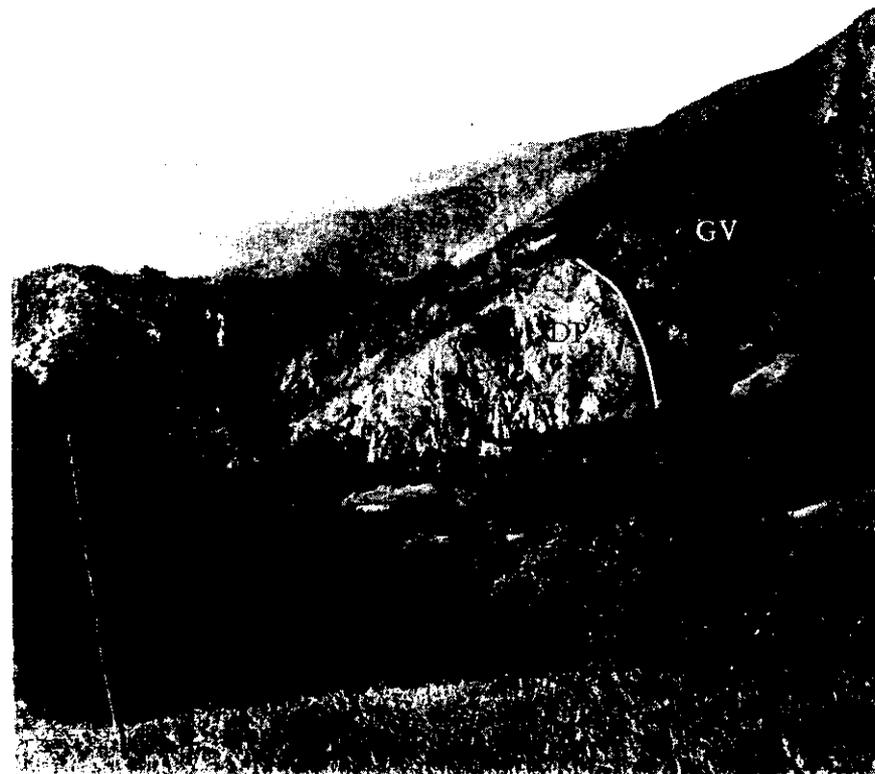


Fig. 7 — La linea Sestri-Voltaggio nei dintorni di Cravasco (GV = Ofioliti di M. Beigua; DP = « Dolomia Principale »).

l'area appenninica ligure secondo due modalità differenti. A nord del Passo della Bocchetta il passaggio è graduale, in quanto le faglie segnalate si vanno progressivamente smorzando nell'ambito delle Argille a palombini. A sud del Passo della Bocchetta il contatto, immediato, è

marcato dalla presenza di una faglia continua, diretta nord-sud, immersa ad est con pendenza di 70° circa. La linea di faglia decorre la Pietra Lavezzara a Sampierdarena, in destra idrografica del T. Polcevera.

Le osservazioni compiute e sinteticamente sopra esposte ci consentono le considerazioni che seguono.

— Le scaglie della Zona Sestri-Voltaggio si allungano nel loro assieme a descrivere un ampio arco orientato da NNO-SSE a N-S, dall'estremità settentrionale di affioramento a quella meridionale. Si tratta di scaglie vergenti fondamentalmente verso i quadranti occidentali, costituite da formazioni via via più recenti verso l'esterno dell'arco suaccennato.

— In corrispondenza della « linea Sestri-Voltaggio » si ha chiara l'evidenza dell'accavallamento della Zona Sestri-Voltaggio sul dominio piemontese.

— Le vergenze in direzione opposta rispetto a quella dominante, ritenute peraltro un fatto superficiale, sono probabilmente legate alla presenza di masse relativamente rigide che hanno costituito un ostacolo locale all'accavallamento testé segnalato.

— La faglia Pietra Lavezzara-Sampierdarena, limite orientale della Zona Sestri-Voltaggio a sud del Passo della Bocchetta, è una faglia normale abbassante il settore orientale rispetto a quello occidentale.

— Notiamo infine l'intenso grado di tettonizzazione della Zona Sestri-Voltaggio; i singoli elementi strutturali, di solito considerevolmente sviluppati in senso longitudinale, sono strettamente ravvicinati e compresi tanto da renderne spesso difficile l'esatta delimitazione.

La Zona appenninica ligure si sviluppa ad est della Zona Sestri-Voltaggio a cui passa nel modo descritto; occupa perciò il margine orientale del Foglio « Genova » ed è costituita da una successione stratigrafica sostanzialmente di età cretacea.

Si tratta di una successione continua le cui direttrici strutturali nell'insieme sono abbastanza semplici: descrivono da nord a sud un arco ad ampio raggio di curvatura con convessità rivolta ad est. Gli strati con

pendenza varia si immergono pressoché costantemente verso i quadranti orientali. La regolarità della successione di frequente è interrotta da pieghe e pieghe-faglie soprattutto in corrispondenza delle formazioni più plastiche: Argilliti di Mignanego, di Montanesi, di Montoggio e Formazione di Ronco. Si tratta di fenomeni plicativi a grandezza mesoscopica la cui vergenza è pressoché costantemente verso i quadranti occidentali. Le Argilliti di Montoggio, in particolare, in relazione alla loro elevata plasticità hanno favorito di frequente lo scollamento e l'avanzata verso occidente dei sovrastanti Calcari di M. Antola; questo è particolarmente evidente nelle zone di Ronco Scivia e Begato.

In sintesi la tettonica delle zone Sestri-Voltaggio e dell'Appennino ligure (nell'ambito del Foglio « Genova ») è soprattutto connessa con le fasi parossistiche dell'orogenesi alpina distribuite tra l'Eocene e l'Oligocene inferiore. In particolare è durante la fase dell'Oligocene inferiore, fase sannoisiana degli Autori francesi, che viene messa in posto la Falda di Montenotte. Nell'ambito del Foglio « Genova » essa è rappresentata da alcuni Klippen visibili in località Rio Morsone, Laghi Lavagnina, Case Ferrere e Corona. Essi si appoggiano sulle Breccie della Costa di Cravara o sulle serpentine della Zona Piemontese raggiungendo il margine interno del Brianzone e sono costituiti da unità stratigrafiche affioranti nelle zone Sestri-Voltaggio e dell'Appennino ligure da cui di conseguenza dovrebbero essere stati eiettati verso l'esterno della catena alpina.

Il Klippe di Corona è il più esteso e fa parte di un elemento maggiore che affiora più ad occidente nell'ambito del Foglio « Ceva ». Nei pressi di Corona la massa alloctona è costituita in prevalenza da metagabbri con masse minori di diabasi e lenti di serpentiniti brecciate e serpentinoscisti. La parte superiore dell'unità presenta una successione di argilloscisti e scisti sericitici con intercalate lenti calcaree del tipo dei « palombini » appenninici. A nord di Corona, in special modo nel vallone del Rio Siria, è visibile la sovrapposizione anomala di questa unità ai livelli oligocenici medio-superiori del bacino di Santa Giustina, probabilmente dovuta ad una tardiva fase tectogenetica gravitativa.

Agli elementi tettonici descritti per le aree alpina ed appenninica del Foglio « Genova » si contrappongono, come già accennato, quelli della successione trasgressiva postorogenica del Bacino Terziario Piemontese che costituisce un'ampia fascia diretta est-ovest all'estremità settentrionale del foglio. Dal punto di vista strutturale la parte orientale della stessa, tra le Valli Scrivia e Orba, è separabile da quella occidentale, tra le valli Orba e Bormida.

Tra le valli Scrivia e Orba la successione stratigrafica oligomiocenica dà luogo ad una monoclinale diretta ENE-OSO, immersa di pochi gradi (10° - 20°) a NNO ed interrotta solo localmente da faglie subverticali di entità limitata.

Tra le valli Orba e Bormida la monoclinale suaccennata soprattutto a livello delle formazioni dell'Oligocene e del Miocene inferiore (« Aquitaniano ») è dislocata da un sistema di faglie subverticali dirette prevalentemente est-ovest o ENE-OSO, subordinatamente NNO-SSE. Questo è visibile soprattutto tra Visone e Ponzone, attorno alla cupola gneissica di Valosio, ed ancora nella zona di Prasco.

VI — GEOMORFOLOGIA

(G. OROMBELLI)

Il territorio raffigurato nel Foglio « Genova » comprende parte dei bacini dei torrenti Bormida, Orba e Scrivia, tributari diretti o indiretti del Po, e numerosi bacini tirrenici, dei quali il maggiore è quello del Polcevera. Si tratta di una regione di media montagna e di colline, con qualche modesta pianura alluvionale lungo i principali corsi d'acqua.

Elemento oro-idrografico principale è lo spartiacque Tirreno-Adriatico che decorre, con andamento irregolare, da SSW a NNE, a breve distanza dalla costa. Dal Bric del Tamburo (707 m), al margine ovest del foglio, lo spartiacque, attraverso il Colle del Giovo (516 m), raggiunge la quota massima al Monte Beigua (1287 m). Prosegue quindi sino al Monte Reisa (1183 m) ove si trova ad appena 5 km dalla costa, piega a nord sino al Bric del Dente (1107 m), attraversa il Passo del Turchino (532 m), e, raggiunto il Monte Penello (995 m), si inarca verso nord a circoscrivere il bacino del Polcevera, alla cui testata raggiunge la massima distanza di circa 16 km dalla costa.

I due versanti sono nettamente asimmetrici: quello meridionale, o tirrenico, è assai ripido, con pendenza media, dal crinale alla linea di costa, superiore talora al 20%, mentre quello settentrionale o padano degrada lentamente verso l'omonima pianura con pendenze medie generalmente inferiori al 5%.

I corsi d'acqua del versante tirrenico scendono, in prevalenza, normalmente alla costa, salvo in alcuni tratti a monte, in cui mostrano diversa orientazione. Alcuni dei principali corsi d'acqua del versante pada-

no, quali l'Erro, la Stura, il Piota e il Lemme, mostrano per taluni tratti un'orientazione preferenziale SSE-NNW.

Non sono riconoscibili allineamenti orografici di una certa continuità: le massime quote, non sempre coincidenti con lo spartiacque, si dispongono parallelamente alla costa nel settore Monte Beigua-Monte Reisa, mentre danno luogo ad allineamenti ortogonali nei crinali Monte Reisa-Monte Pavaglione e Monte Penello-Monte Tobbio.

L'irregolarità dei caratteri fisiografici ora descritti deriva principalmente dalla complessità dell'assetto strutturale della regione, dalla varietà dei tipi litologici in essa affioranti e dalla successione degli eventi geologici posteriori alla sua emersione. Gli aspetti morfologici del territorio sono essenzialmente in accordo con le condizioni climatiche attuali; soltanto talune superfici topografiche relitte, di estensione assai modesta, recano testimonianze di condizioni climatiche profondamente differenti.

Dal punto di vista stratigrafico-strutturale si possono distinguere nel territorio diverse unità, caratterizzate ciascuna da una certa omogeneità di espressione morfologica. Nell'ambito del basamento pre-Cenozoico si possono distinguere, da ovest a est, l'area di affioramento delle unità del « Cristallino savonese », della « Serie Brianzonese » e della « Serie di Montenotte », i due blocchi ofiolitici del Gruppo di Voltri, separati dalla fascia dei calcescisti del Passo del Turchino, la Zona Sestri-Voltaggio e il margine occidentale dell'Appennino ligure.

Al bordo settentrionale del foglio affiorano le formazioni del « Bacino terziario piemontese »; modesti lembi delle stesse si rinvengono anche più a sud, ubicati generalmente in aree di basso strutturale.

Sopra talune di queste unità stratigrafico-strutturali si è sovrapposto un ulteriore elemento discriminante dal punto di vista morfologico, lo spartiacque Tirreno-Adriatico. La posizione attuale dello spartiacque è la risultante dell'originale configurazione morfologica assunta dal territorio in conseguenza dei processi tettonici che lo hanno interessato e delle successive modificazioni dovute all'opera dell'erosione. I corsi d'acqua del versante tirrenico, più attivi di quelli padani, hanno

arretrato per erosione regressiva le loro testate, spostando lo spartiacque verso il nord e catturando talora parte dei bacini del versante settentrionale. Ciò è avvenuto particolarmente in coincidenza delle aree di affioramento di rocce facilmente erodibili, come quella del « Cristallino savonese » e della « Serie Brianzonese », la fascia dei calcescisti del Turchino e la Zona Sestri-Voltaggio, lungo le quali lo spartiacque si discosta dalla riva tirrenica descrivendo degli archi con la concavità rivolta a sud.

In corrispondenza invece dei due blocchi ofiolitici già nominati lo spartiacque ha subito un arretramento minore per cui viene a descrivere degli archi convessi a sud e si trova alla minima distanza dalla costa.

Testimonianza forse di fenomeni di cattura è il tracciato dei corsi superiori dei torrenti Sansobbia e Teiro; questi scendono in direzione est-ovest lungo il versante occidentale del Monte Beigua, parallelamente ai contigui torrenti del versante padano, e piegano quindi bruscamente verso SSE.

L'area di affioramento delle unità del « Cristallino savonese », della « Serie Brianzonese » e della « Serie di Montenotte » si estende interamente a sud dello spartiacque. E' caratterizzata da un reticolato idrografico di tipo dendritico, con valli profondamente incise. I tipi litologici affioranti sono in grande prevalenza facilmente erodibili a causa anche dell'intenso grado di alterazione; risaltano morfologicamente le Dolomie di S. Pietro dei Monti, le quarziti triassiche e i metagabbri della « Serie di Montenotte ». I bacini oligocenici di S. Giustina, S. Martino e Celle Ligure, conservatisi in aree tettonicamente depresse, danno luogo a pianalti ondulati ed incisi, contrastanti con la morfologia delle aree circostanti.

Nel Gruppo di Voltri forti differenze litologiche danno luogo a morfologie contrastanti: serpentiniti, anfiboliti e peridotiti costituiscono rilievi salienti con versanti aspri e dirupati, spesso privi di vegetazione, mentre calcescisti, prasiniti e scisti verdi, intensamente alterati, formano rilievi arrotondati e depressi rispetto i precedenti.

Nei due blocchi ofiolitici il contrasto tra i due versanti assume il

massimo risalto. Lungo il versante tirrenico si hanno bacini di modeste dimensioni, caratterizzati da valli profondamente incise, delimitate da versanti ripidissimi, separati da creste sottili ed aguzze; i corsi d'acqua spesso incassati in profonde forre, hanno una curva di fondo a pendenza assai elevata, superiore al 15% nei tratti montani, interrotta frequentemente da salti e rapide.

Nel versante padano si hanno bacini di dimensioni molto maggiori, larghe valli con versanti ripidi al piede, moderatamente inclinati nelle parti più elevate, separate da ampi interfluvii con creste rotondeggianti. I corsi d'acqua hanno pendenza modesta; il loro profilo di fondo è spesso interrotto da salti in corrispondenza di brusche variazioni litologiche. Il tracciato dei corsi d'acqua principali è tipicamente a meandri incassati, a profilo trasversale asimmetrico, documentante un'attiva erosione laterale durante il loro approfondimento. Tra i più caratteristici ricordiamo quelli dell'Olba a M. Zerbino (Tav. Campoligure) descritti da ROVERETO (1904).

A est del Gruppo di Voltri la Zona Sestri-Voltaggio e il margine occidentale dell'Appennino ligure sono caratterizzati da una netta prevalenza di tipi litologici facilmente erodibili. In quest'area l'asimmetria dei due versanti è molto attenuata: a sud si sviluppa l'ampio bacino del Polcevera, a nord quello dello Scrivia e del Lemme. Nella Zona Sestri-Voltaggio gli affioramenti di Dolomia Principale, ofioliti e Calcare di Voltaggio danno luogo a rilievi salienti orientati N-S, secondo le direttrici tettoniche. Nella Dolomia Principale si osserva un limitato sviluppo di fenomeni carsici: numerose grotte sono presenti presso Isoverde, Torbi e al Monte Gazzo.

Nell'area dell'Appennino ligure un netto contrasto morfologico contraddistingue la massa prevalentemente argillosa (Argille a Palombini, Formazioni di Mignanego, Montanesi, Ronco e Scisti di Montoggio) dai sovrastanti Calcari di Monte Antola, spesso in scarpata al contatto. In questi ultimi sono pure segnalate cavità carsiche, quali la Grotta della Dragcnara, a nord di Genova.

Al margine settentrionale del foglio affiorano i sedimenti del Ba-

cino terziario piemontese. I conglomerati oligocenici della Formazione di Molare danno luogo ad una morfologia non molto dissimile da quella delle ofioliti, con versanti dirupati e poveri di vegetazione. Le formazioni soprastanti, prevalentemente marnose, sono caratterizzate da un reticolato idrografico del tipo a traliccio, a spiccato controllo strutturale.

I corsi d'acqua secondari sono generalmente paralleli alla direzione degli strati, mentre i loro affluenti li raggiungono ad angolo retto. Ove denudate della vegetazione le marne sono incise da solchi di tipo calanchivo.

Dalla coltre sedimentaria del Bacino terziario piemontese talora emerge il substrato, spesso portato a giorno da vistose faglie normali orografiche, quali quelle lungo il versante meridionale del M. Laione e del Bric degli Uvi a nord di Bandita.

Si è accennato in precedenza a talune forme relitte imputabili a condizioni climatiche passate, differenti dalle attuali. Lungo i crinali arrotondati del versante padano, sia sulle ofioliti che sui conglomerati oligocenici, si osservano localmente modeste estensioni di depositi eluviali argillosi rossi, riconoscibili spesso come resti non completamente erosi di paleosuoli relitti. L'intensa ossidazione, lisciviazione e argillificazione sono indicative di paleosuoli molto evoluti, paragonabili a quelli formati nella pianura padana durante il penultimo interglaciale, ritenuti indicativi di condizioni climatiche più calde ed umide delle attuali. Nell'area della Tav. Bandita le serpentiniti sottostanti a tali depositi eluviali mostrano una superficie irregolare, assimilabile a pseudolapies arrotondati.

I depositi eluviali ora descritti assumono importanza nell'identificazione di un'antica superficie topografica pleistocenica, conservatasi solamente nelle aree sommitali dei rilievi, risparmiate dall'erosione.

Nella regione del Monte Beigua (Tav. Sassello) e nel Vallone di Acquabona (Tav. Urbe) sono state segnalate forme di accumulo ritenute di origine glaciale da SACCO (1934) e da SUTER (1938). CONTI (1940) le attribuisce invece a fenomeni di nivazione; si tratta di pseudomorene di nivazione (*protalus rampart*) di forma semicircolare o rettilinea ai piedi di ripidi versanti (località Giare dell'Olio, Piano di Canej, ecc.) e di la-

stricati nivali (Pian del Fretto, Lago Lajone, Pratorotondo, ecc.). Di questo parere è pure il LOSACCO (1949) il quale fa notare come il gruppo del Beigua non raggiunga la quota minima cui verosimilmente si spinse il limite climatico delle nevi dell'Appennino settentrionale. Tali forme di accumulo di origine nivale sono correlate all'ultima glaciazione.

Terrazzi fluviali di una certa estensione si osservano al margine nord del foglio, nelle valli dei torrenti Orba e Piota. Si tratta in prevalenza di terrazzi d'erosione, ricoperti da un sottile deposito di alluvioni ciottolose grossolane.

Il tratto di costa compreso nel Foglio « Genova » costituisce parte della Riviera di Ponente ed è caratterizzato da coste alte: modesti promontori o capi rocciosi si protendono nel mare, alternandosi a insenature falcate, orlate da strette spiagge (*pocket beaches*) e pianure litorali, per lo più ciottolose o sabbiose grossolane. Numerose sono le testimonianze, scaglionate a diverse altezze, di antiche linee di riva (ISSEL, 1911; ROVERETO, 1939).

VII — GEOLOGIA APPLICATA

(B. MARTINIS)

1) MINIERE E CAVE

Entro l'area del Foglio « Genova » l'attività estrattiva, piuttosto discreta, è volta allo sfruttamento di materiali da costruzione. Le manifestazioni minerarie, segnalate in più località della zona, sono di limitata importanza; esse tuttavia hanno risvegliato a più riprese un certo interesse che ha portato anche a modesti sfruttamenti.

Attualmente non risulta vi sia alcuna attività mineraria, di ricerca o di sfruttamento; la segnalazione di una miniera attiva di manganese tra Cogoleto ed Arenzano, riportata da GIORDANO (1969, fig. 2) è dovuta certamente ad una svista.

Minerali di rame

La presenza di minerali di rame, tra cui calcopirite (CuFeS_2), bornite, detta anche erubescite o rame paonazzo (Cu_5FeS_4) e malachite ($\text{Cu}_2[(\text{OH})_2\text{CO}_3]$), è segnalata in diversi affioramenti riferibili alle Ofioliti di M. Beigua, come a sud-est di Masone e sud-ovest di Rossiglione. Gli ammassi mineralizzati sono però molto modesti e con bassi tenori di rame. Soltanto a sud-ovest di Sassello si è avuto in passato un certo sfruttamento in corrispondenza di due permessi che comprendevano il Bric della Rama ed il Bric Salmaceta. Qui le serpentine sono rossastre e presentano vene irregolari contenenti vari minerali cupriferi. Nel 1800 si iniziarono in questi permessi lavori di sfruttamento, con apertura di trincee e piccole gallerie in diversi livelli, che si protrassero in modo irrego-

lare fino al 1890; essi ripresero nel 1931 e terminarono definitivamente nel 1938. In questi ultimi anni sono stati eseguiti nella zona alcuni lavori di prospezione (GIORDANO, 1969).

Merita ricordare che al M. Ramazzo, sopra Sestri Ponente, si rinviene nelle serpentine una pirite ad alto tenore di rame.

Minerali di ferro

Le rocce appartenenti alle Ofioliti di M. Beigua contengono minerali di ferro, in genere pirite (FeS_2) che appare piuttosto diffusa in Liguria, spesso con associati minerali cupriferi.

Una manifestazione piuttosto vistosa entro l'area del Foglio « Genova », ma non sfruttata, si trova presso Arenzano dove si rinviene ematite (Fe_2O_3) come nei dintorni di Sassello. Magnetite ($FeO \cdot Fe_2O_3$) compatta è nota a S. Pietro dei Prati, sopra Sestri e presso S. Genesisio; nella prima località furono fatti anche piccoli lavori di ricerca. Sempre nella stessa zona si trova la già ricordata serpentina di M. Ramazzo che contiene pirite ad alto tenore di rame; la roccia, particolarmente magnesiaca, è stata trattata per qualche anno per la produzione di solfato di magnesio.

Nei dintorni di Rossiglione sono note manifestazioni di ematite, ricche di titanio, in noduli che furono oggetto di ricerche nel secolo scorso poiché il minerale era molto adatto ai forni di fusione. La presenza di pirite è segnalata inoltre in numerose altre località del foglio; essa talora è aurifera come nei dintorni di Arenzano, di Stella e di Albisola. Presso questa ultima località, lungo il mare e poco oltre il limite del foglio, affiorava in passato un filone di pirite sfruttato per produrre solfati di rame e ferro.

Le sabbie che costituiscono la spiaggia da Sestri a Pegli sono ricche di magnetite, talora con titanio.

Oro

Questo metallo si trova in varie località liguri, spesso associato alle piriti, soprattutto cuprifere, entro rocce delle Ofioliti di M. Beigua oppure entro le alluvioni di alcuni torrenti, sotto forma di pagliuzze e granuli,

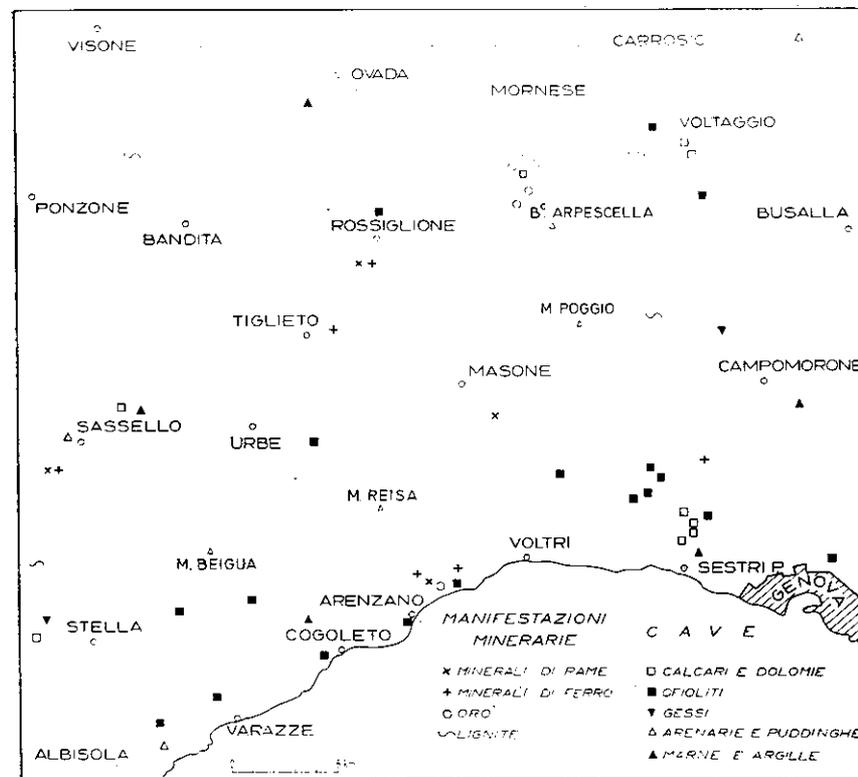


Fig. 8 — Le principali manifestazioni minerarie e cave segnalate nell'area del foglio « Genova ».

raramente di pepite. ISSEL (1892) ricorda che nel 1859 venne trovata presso Ovada una pepita del peso di ben 37 grammi.

Nei dintorni di Tiglieto, ed in particolare sul versante orientale del M. Presa, dove le serpentine presentano granuli d'oro diffusi, furono iniziate prospezioni nel 1843 che accertarono nella roccia un tenore medio di metallo dello 0,007%. Sono stati fatti anche tentativi di sfruttamento con alcuni mulini di amalgamazione costruiti presso Tiglieto.

Vene quarzose aurifere, sempre entro la formazione di M. Beigua, sono particolarmente evidenti nell'alto bacino del T. Piota, dove affiorano con orientamento prevalente NNO-SSE e NO-SE. Sembra che già i Romani abbiano qui svolto ricerche, soprattutto entro le alluvioni dei corsi d'acqua. Sulla sponda sinistra del T. Gorzente, affluente del Piota, si trovano infatti cumuli artificiali di detriti che fanno pensare a lavori piuttosto ingenti e quindi redditizi.

Nella seconda metà dell'ottocento si iniziò nella zona un ciclo di ricerche ad opera di una società inglese che eseguì alcuni lavori sulla sponda destra del Rio di Moncalero: di questi restano tracce in una galleria che si addentra nel monte con direzione nord-sud. Il materiale allora estratto conteneva tenori variabili di oro che raggiungevano lo 0,0021% ed eccezionalmente lo 0,0062%.

Negli anni precedenti alla prima guerra mondiale subentrò una compagnia francese che estese le ricerche aprendo, sembra, gallerie nell'area attualmente occupata dal bacino artificiale del Lago Lavagnina dove si trovavano alcuni frantoi ed una lavanderia. In seguito, furono fatte ulteriori indagini, anche a più riprese, da parte della Società degli Appennini.

Le miniere più note della zona erano quelle della Tana e del Campo la cui galleria principale si nota presso l'affluente di sinistra del Rio di Moncalero, a circa 540 m di quota.

Oltre che i filoni auriferi, furono sfruttate in passato anche le alluvioni dei torrenti Piota e Gorzente, costituite da depositi a granulometria molto varia, di colore grigio-bruno ed aventi uno spessore in media di 1-2 m, che può talora raggiungere 8-10 m.

Nelle alluvioni del T. Piota, a valle della confluenza del Gorzente, ed in quelle dello stesso Gorzente a nord del Lago delle Tine, si troverebbe per ogni 100 ton di sedimento rispettivamente 1,039 e 0,293 kg d'oro. Il metallo contiene in media il 20% d'argento (ISSEL, 1892).

Anche le alluvioni di altri corsi d'acqua si presentano aurifere come quelle, ad esempio, del T. Leone, presso Cogoleto e del T. Erro.

Sono segnalate inoltre nella zona, come è già stato accennato, piriti aurifere che affiorano, in particolare, presso Stella ed Albisola (Luceto)

dove vennero effettuati tentativi di sfruttamento. Va ricordata infine la Cava dell'Oro, aperta in passato a nord-est di Arenzano, presso Vesima, dalla quale si estraeva una pirrotite o pirrotina (formula compresa tra Fe_2S_3 e FeS) con rame, nichel e oro che veniva sottoposta ad un trattamento metallurgico in luogo per separare, forse, il metallo nobile.

Attualmente non è segnalato alcun sfruttamento di rocce aurifere nella zona.

Minerali radioattivi

L'area di affioramento delle rocce paleozoiche, limitata al settore sud-occidentale del foglio, è stata interessata da una campagna di prospezione condotta dalla SOMIREN, una società del gruppo E.N.I., ed estesa su quasi tutta la regione. Queste ricerche, i cui risultati non sono stati resi noti, hanno portato nel 1957 alla scoperta soltanto di una mineralizzazione nei pressi di Finale Ligure e quindi al di fuori della zona in esame, nel vicino Foglio « Albenga ».

Lignite

Entro l'area in esame è segnalata la presenza di lignite a Costa di Cravara (ovest di Voltaggio), sul versante settentrionale di M. Orditano (a nord-ovest di Paravanico), a Costa Lavigna (Morbello) e presso S. Giustina in sedimenti attribuiti alle Breccie della Costa di Cravara ed alla Formazione di Molare, di età oligocenica. La lignite si trova in lenti di spessore ed estensione variabili ed è stata oggetto in passato di qualche locale sfruttamento.

Amianto e talco

Le Ofioliti di M. Beigua contengono in varie località sia amianto sia talco; essi non sono però sfruttabili soprattutto per l'esiguità degli ammassi; anche in altre zone della Liguria i tentativi di sfruttamento non hanno avuto esito positivo.

Alcune ricerche sono state fatte in passato nei dintorni di Rossiglione; la mineralizzazione più consistente è forse però quella segnalata a S. Anna,

presso Cogoleto, dove si trova una varietà di talco compatta, detta steatite. Lo stesso minerale è segnalato presso Voltri, Arenzano, ecc.

Minerali di costruzione

Si menziona come sono presenti entro l'area del Foglio « Genova » alcuni minerali di interesse locale, in modo in genere localmente. Nella descrizione che segue vengono prese in esame le rocce più strutturate o di maggiore interesse.

Calcarei e dolomie. Varie unità affioranti possono offrire un buon materiale per diversi usi: pietra da taglio, pietrisco per massicciate stradali, calce e cemento.

Presso Visone, ad esempio, si sfrutta come pietra da taglio la calcarenite, biancastra, dell'omonima formazione miocenica, mentre nei dintorni di Sassello ed a sud di Belforte Monferrato sono sfruttati i calcari organogeni, particolarmente tenaci, intercalati nella Formazione di Molare. Presso Arenzano, Cogoleto e Campo Ligure vennero un tempo sfruttati come pietra da calce litotipi appartenenti alle Dolomie di Cogoleto di età triassica.

Nella Zona Sestri-Voltaggio sono ampiamente estratti calcari, talora più o meno dolomitici, e dolomie appartenenti ad alcune unità giurassico-triassiche. Particolarmente note sono in questa zona le ampie cave di calcare dolomitico del M. Gazzo, la cui attività risale a tempi molto remoti, e quelli di calcare cristallino micaceo di Voltaggio. Da una caverna del M. Gazzo venne estratto in passato un pregiato alabastro col quale sono state ricavate alcune colonne monolitiche visibili nella chiesa dell'Annunziata a Genova.

Nei dintorni del capoluogo affiorano estesamente i calcari marnosi della formazione del M. Antola coi quali è stata edificata gran parte di Genova. Il litotipo può essere impiegato come pietra da cemento; esso veniva un tempo estratto presso Staglieno per ottenere una calce, detta selvatica, usata nella costruzione di cisterne, essendo più tenace della pozzolana.

Calcescisti. Queste rocce affiorano estesamente in alcune aree del foglio; esse però hanno in genere una scistosità pronunciata ed un

grado di alterazione piuttosto elevato per cui appaiono poco idonee come materiale da costruzione. Non mancano tuttavia affioramenti dove la roccia è compatta e la scistosità, limitata, permette di ottenere facilmente lastre adatte per pavimentazione o costruzione, come in alcune località presso Forlì, Imola e Sogliano. Esse era da tempo il materiale a più riprese.

Ofoliti. Le unità appartenenti alle Ofoliti di M. Beigua offrono un materiale molto vario, ampiamente sfruttato nella zona.

Le serpentine molto fratturate, che danno luogo a vasti affioramenti, sono adatte per ottenere pietrisco stradale, prodotto in numerose cave aperte entro l'area del foglio.

Come pietra da taglio sono utilizzati sia i metagabbri sia le prasiniti; i primi sono estratti, ad esempio, dove affiorano in giacitura massiccia o in grossi banchi, come lungo la valle del T. Varenna. Le prasiniti sfruttate nella zona appartengono anche alla formazione dei Calcescisti del Turchino; esse possono dare una pietra molto compatta, facilmente separabile in grosse lastre, come presso Carpenera, a nord di Pegli. Alla stessa unità appartengono anche alcune prasiniti scure affioranti tra Varazze e Sassello e dalle quali si ricava un marmo nero ritenuto di ottima qualità.

Come pietra ornamentale è da segnalare, tra le oficalci, il *verde Polcevera*, estratto presso Pietra Lavezza e Voltri ed alla testata del T. Varenna; tentativi di sfruttamento furono fatti anche a nord di Varazze. Nei dintorni di Pegli era sfruttata in passato una oficalce verde, ad elementi più minuti del litotipo precedente, denominata *verde di Pegli*, mentre ad Alpicella (Tav. « Varazze ») si estraeva il *marmo verde di Alpicella* costituito da oficalce affiorante al contatto con prasinite ovariditica.

Sempre come pietra ornamentale, una serpentina raggiata veniva estratta nei dintorni dell'Acquasanta, dove affiora anche un litotipo molto resistente e particolarmente idoneo per opere ferroviarie.

Gessi. Associati alle dolomie attribuite al Carnico della Zona Sestri-Voltaggio si rinvennero gessi in strati e lenti di estensione e spessore però sempre limitati. Alcuni sfruttamenti sono stati fatti ad Isoverde, dove il gesso è saccaroide e di colore biancastro o brunastro; anche presso Stella

S. Giovanni è segnalata una limitata attività estrattiva in corrispondenza di esigui affioramenti legati alle dolomie mesotriassiche.

Quarziti. Due unità costituite essenzialmente da quarziti affiorano nell'area del foglio: le Quarziti di Fosso Angassino e le Quarziti di Ponte di Nava. Di queste, soltanto le prime risultano sfruttate in una cava aperta a sud-ovest di Arenzano dove la roccia si presenta nettamente stratificata.

Arenarie e puddinghe. Alcune formazioni della successione cenozoica, costituite da arenarie compatte, talora passanti a puddinghe, sono estratte localmente come pietra da costruzione.

Nell'estremo settore nord-ovest del foglio, ad esempio, vengono utilizzate le arenarie, dette *pietra di Cavatore*, che si trovano intercalate nella Formazione di Cremolino, mentre nei dintorni di Sassello, sono usati come pietra da scalpello banchi arenacei suscettibili di pulimento, di spessore variabile da 0,5 a 0,9 m, appartenenti probabilmente alla Formazione di Molare. Arenarie e puddinghe della stessa unità sono sfruttate a Celle Ligure e nei dintorni di Pietrabissara (Tav. « Voltaggio »).

Marne ed argille. I litotipi pelitici si rinvengono soprattutto in alcune unità cenozoiche dove possono costituire affioramenti sufficientemente estesi e potenti per essere sfruttati. In particolare, vanno segnalate le marne della Formazione di Cessole, appartenenti al Langhiano, e le Argille di Ortovero, plioceniche. Di quest'ultima unità sono sfruttate per laterizi, le marne, più o meno argillose, che affiorano a Sciarborasca, nei dintorni di Arenzano e presso Sestri.

Le argilliti appartenenti alla zona dell'Appennino Ligure possono fornire un buon materiale per la produzione di grès, come avviene nel contiguo foglio lungo la Val Bistagno.

Depositi argillosi prodotti dall'alterazione di litotipi appartenenti ad unità diverse sono stati sfruttati a più riprese in varie località.

A Pontedecimo ad esempio, sulla sinistra del T. Polcevera, veniva usato per fabbricare mattoni refrattari un deposito argilloso potente 6 m, prodotto dalla degradazione di argilloscisti cretaci, mentre tra Cogoleto

e Varazze si estraeva una sabbia argillosa utilizzata nelle fonderie di Cogoleto e Sampierdarena.

A Stella S. Giovanni si rinvengono argille eluviali rossastre, contenenti dal 38 al 42% di allumina, che furono oggetto di ricerche nel 1951, mentre a sud-ovest di Ovada si sfruttano per laterizi depositi siltoso-argillosi che giacciono su alluvioni antiche.

2) IDROGEOLOGIA

Caratteristiche idrogeologiche generali delle unità affioranti

Come nel contiguo Foglio « Ceva », possiamo trovare nell'area in esame rocce aventi caratteristiche molto diverse dal punto di vista idrogeologico.

Litotipi a permeabilità primaria si rinvengono nella successione del Bacino Terziario Piemontese affioranti soprattutto nel settore settentrionale del foglio. Tra questi, vanno ricordati, in particolare, le rocce delle Arenarie di Serravalle, della Formazione di Molare, della Formazione di Pianfolco e delle Breccie della Costa di Cravara, oltre naturalmente ai depositi ghiaioso-sabbiosi alluvionali quaternari.

Permeabilità primaria si può trovare anche in alcuni livelli calcarei organogeni, come quelli presenti nella Formazione di Visone.

Il grado di permeabilità di questi sedimenti è molto variabile, in funzione ovviamente della granulometria degli stessi e della presenza di matrice argillosa. Esso va da un massimo nelle Breccie della Costa di Cravara, a grossi elementi, ad un minimo in alcuni livelli delle formazioni di Molare e di Pianfolco.

Le rocce a permeabilità secondaria, dovuta essenzialmente a fratturazione, sono molto più diffuse. Le notevoli sollecitazioni cui è stata sottoposta la regione hanno infatti frantumato, più o meno intensamente, le rocce originariamente compatte. Tutte le unità costituite pertanto da calcari, dolomie, serpentine, quarziti, graniti, ecc., posseggono una o più o meno accentuata permeabilità secondaria.

Le rocce impermeabili presentano una estensione subordinata; esse affiorano soprattutto ad est della Zona Sestri-Voltaggio, con argille, argilliti e calcari marnosi di varie unità cretache e nel settore più settentrionale del foglio dove sono esposte le Marne di Rigoroso e le Marne di Cèsole. Altrove, gli affioramenti di rocce impermeabili sono di più limitata estensione, come i lembi pliocenici di Sciarborasca, Arenzano e Sestri, oppure i lembi maggiormente sviluppati di litotipi appartenenti ai Calcescisti del Turchino, agli scisti filladici del « Verrucano Brianzonese » e della Formazione del Santuario di Savona.

In base alle caratteristiche delle rocce affioranti, si dovrebbe avere nell'area del Foglio « Genova » un accentuato assorbimento delle precipitazioni, che oscillano in media da 800 mm annui (nell'estremo settore nord-occidentale) ad oltre 1900 mm annui (nei dintorni di Masone).

Vi è tuttavia uno scorrimento superficiale piuttosto elevato, soprattutto lungo il versante del Mar Ligure, sia per la frequente presenza, in rocce molto fratturate, di uno strato superficiale alterato, talora molto potente e più o meno impermeabile, sia per la morfologia dei rilievi, con ripidi versanti.

Nell'ampio settore occupato dalle rocce del Gruppo di Voltri il reticolato idrografico, le cui caratteristiche sono illustrate nel capitolo sulla geomorfologia, ha caratteri giovanili molto pronunciati per cui i corsi d'acqua, con carattere stagionale, sono in fase erosiva ed hanno in genere breve percorso entro valli molto incise.

Ben diverse appaiono le condizioni dei corsi d'acqua nel settore più settentrionale della zona, dove incidono i sedimenti cenozoici, in giacitura monoclinale, con valli più aperte ed alvei maggiormente sviluppati. Qui, entro i depositi alluvionali, si sviluppano falde idriche localmente sfruttate. Caratteri simili si notano ad est della Zona Sestri-Voltaggio dove si aprono le valli del T. Scrivia, a nord e del T. Polcevera, a sud; particolare sviluppo hanno le alluvioni di questo ultimo torrente le quali contengono falde emunte da numerosi pozzi ad uso soprattutto industriale.

Anche le alluvioni che si sviluppato irregolarmente lungo la costa, prevalentemente permeabili, contengono livelli acquiferi che, da Genova

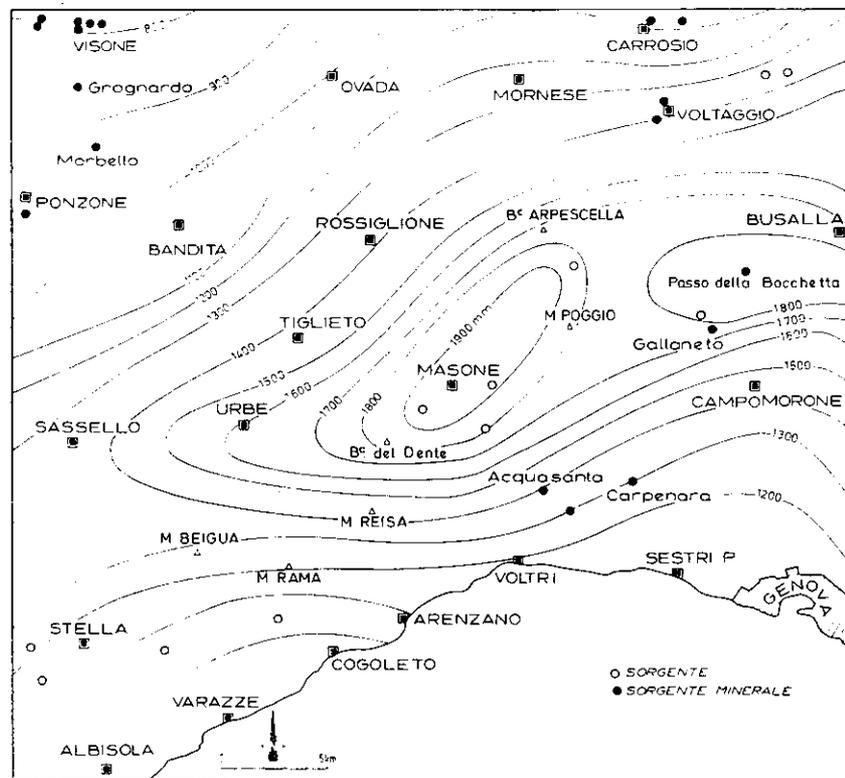


Fig. 9 — Carte delle isoiete delle precipitazioni medie annue ed ubicazione delle principali sorgenti segnalate nell'area del foglio « Genova ».

a Celle Ligure, sono sfruttati con pozzi di modestissima profondità; a Genova ed Albisola le acque sono leggermente selenitose.

Sorgenti

Le sorgenti segnalate nell'area del Foglio « Genova » sono abbastanza numerose, però in genere di entità limitata ed a carattere stagionale. Molte

di esse, infatti, riducono notevolmente la portata od addirittura si prosciugano completamente durante i periodi secchi per cui la loro utilizzazione è piuttosto limitata. Ciò avviene soprattutto nella vasta area di affioramento delle rocce del Gruppo di Voltri, dove le sorgenti si trovano ubicate con maggior frequenza al contatto con i calcescisti. Venute d'acqua di questo tipo si hanno, ad esempio, ad est di Teglia, a nord-est del Bric dei Dente, ad est di Masone ed a nord di Sciarborasca. A nord-est di quest'ultima località si notano anche piccole venute d'acqua al contatto tra le serpentine ed i depositi marnosi pliocenici del lembo di Lerca. Dai calcescisti proviene l'acqua della galleria del Turchino, con una portata notevole e valutata in 70 l/sec.

A nord di Ellera, Tav. « Varazze », è segnalata una sorgente al contatto tra le Migmatiti di Nucetto ed i sottostanti Graniti del T. Latimbro, mentre qualche chilometro più a settentrione si trova la sorgente di Crivezzo, in situazione geologica non chiara. Nella stessa Tav. « Varazze » va ricordata anche la sorgente Nascio la cui portata è di 16 l/sec.

Nel settore settentrionale del foglio alcune sorgenti scaturiscono dai depositi della Formazione di Molare, come presso Borlasca (Tav. « Voltaggio »), mentre nel settore più occidentale, entro il bacino del T. Polcevera, si hanno numerose venute d'acqua, seppure modeste, dai versanti sia occidentale sia orientale, soprattutto presso il contatto tra termini permeabili ed argilloscisti di varia età.

Una sorgente carsica è segnalata infine a Buggi, presso Isoverde; l'acqua sgorga da calcari triassici con una portata di circa 50 l/sec.

Tutte le maggiori sorgenti del foglio sono da tempo captate.

Sorgenti minerali

Un certo numero di sorgenti minerali, particolarmente solfuree, si rinvencono nell'area in esame; la maggior parte di esse può venire riunita in tre gruppi. Il primo comprende le sorgenti che sgorgano dalle rocce del Gruppo di Voltri e soprattutto dalle Ofioliti di M. Beigua; il secondo riunisce quelle che si trovano in corrispondenza della grande dislocazione Sestri-Voltaggio, cui ovviamente sono legate e che attraversa il foglio in

direzione sud-nord; il terzo gruppo comprende infine le sorgenti presenti nel settore nord-occidentale dove affiorano sedimenti cenozoici interessati da faglie normali alla linea Sestri-Voltaggio.

Le sorgenti che sgorgano dalle rocce del Gruppo di Voltri sono ubicate nella Tav. « Voltri » all'Acquasanta, alla Penna (circa 2 km a sud-est della precedente) ed a Carpenara (T. Varenna).

Di queste, la più nota è la sorgente dell'Acquasanta, dove è stato costruito anche uno Stabilimento Bagni. L'acqua viene in superficie da serpentiniti, entro l'alveo del T. Acquasanta, contiene 0,850 gr/l di idrogeno solforato, ha temperatura di poco superiore a 21°C e portata dell'ordine di 0,55 l/sec; essa contiene inoltre solfato di calcio e cloruri di calcio e magnesio. Simili sono ritenute anche le acque della Penna e di Carpenara.

Le sorgenti segnalate nella Zona Sestri-Voltaggio sgorgano a Gallaneto (Isoverde), al Passo della Bocchetta, a Voltaggio e presso Carrosio. La più conosciuta è quella di Voltaggio, da tempo captata ed ubicata in corrispondenza di una faglia che mette a contatto i Calcari di Voltaggio con rocce diabasiche. L'acqua contiene 0,272 gr/l di idrogeno solforato, ha temperatura di 14,5° e portata di circa 1,5 l/sec.

La sorgente di Gallaneto, simile alla precedente, si trova nell'alveo del T. Verde in una zona molto tettonizzata, mentre quella di Carrosio può soltanto ipoteticamente essere collegata alle dislocazioni della Zona Sestri-Voltaggio in quanto viene a trovarsi sulla loro prosecuzione. Essa sgorga in corrispondenza della monoclinale cenozoica, presso il contatto tra la Formazione di Cremolino e le sottostanti Marne di Rigoroso. L'acqua contiene 0,680 gr/l di idrogeno solforato, ha temperatura di 12°C e portata dell'ordine di 1 litro al minuto.

Le stesse caratteristiche presenta la sorgente del Cascinotto, ubicata circa 2 km ad est della precedente, mentre quella del Passo della Bocchetta, che sgorga dalla formazione omonima, è ritenuta ferruginosa.

Il terzo gruppo di sorgenti, legate a faglie a direzione est-ovest, si trova nei dintorni di Visone entro livelli della Formazione di Cassinasco o della Formazione di Visone. Da tempo sono conosciute le sorgenti del vecchio stabilimento Bagni di Acqui, ubicate circa 3 km ad ovest di Visone,

sulla sponda destra della Bormida; si tratta di numerose polle che forniscono all'incirca 500 l al minuto di acqua a temperatura variabile da 40° a 57°. Le principali caratteristiche di quest'acqua, definita solfurea-salso-bromo-iodica, sono le seguenti (VINAJ e PINALI, 1916):

peso specifico a 15°	1,00186	
residuo a 180°	2,3925	} gr per 1000 gr di acqua
acido solforico	0,0018	
Iodio	0,000038	
Bromo	0,0024	
Cloro	1,1831	

Ad est dello Stabilimento Bagni, sono segnalate sorgenti solfuree lungo il Rio dei Chiodi (circa 400 m prima di Visone), di cui una ferruginosa, entro l'abitato di Visone e, più ad est, sulla sinistra del Rio Quarrello. La più nota è la sorgente dell'abitato di Visone, detta la Caldara: ha una temperatura di 21,5°C, contiene 0,238 gr/l di idrogeno solforato ed una portata molto ridotta e valutabile a circa 8 litri al minuto. Una sorgente solfurea, l'Acqua puzzolente di Ravanasco, è segnalata anche poco a sud dello Stabilimento Bagni, lungo il Rio Ravanasco.

Altre sorgenti minerali, che non rientrano nei gruppi ora illustrati e di cui due ubicate in sedimenti cenozoici, sono note 1,5 km verso sud di Ponzone, presso Grogna (sulla riva sinistra del T. Visone) ed a Morbello (nell'alveo del Visone).

La prima e l'ultima sono ritenute ferruginose, mentre la seconda dà un'acqua acidula.

Merita ricordare, infine, la sorgente calcarifera del Morsone che si trova lungo il rio omonimo, a monte di Voltaggio.

Le sorgenti minerali comprese nell'area del Foglio « Genova » sono oggetto di uno studio idrogeologico ancora in corso (MARTINIS).

3) FRANE

Nell'esaminare la franosità della zona si può tenere distinta la vasta area di affioramento delle rocce del Gruppo di Voltri, dai settori setten-

trionale ed orientale del foglio dove si rinvengono le unità del Bacino Terziario Piemontese e dell'Appennino Ligure.

Nella prima area numerosi litotipi possono dar luogo a movimenti franosi, a causa soprattutto dell'intensa tettonizzazione che spesso presentano. Rocce considerate infatti coerenti e stabili, come graniti, metagabbri e prasiniti, sono spesso talmente sbriciolate da comportarsi come una vera e propria roccia incoerente. L'aspra morfologia favorisce inoltre la franosità, soprattutto quando l'equilibrio viene rotto o per cause accidentali o, più spesso, ad opera dell'uomo con l'incisione di strade, l'apertura di cave, ecc.

Le stesse considerazioni si possono fare per le rocce ad elevato grado di scistosità le quali presentano spesso anche una forte alterazione. Caratteristici al riguardo sono i calcescisti che danno luogo a dissesti diffusi, seppure superficiali, simili a quelli che avvengono in seno ai depositi eluviali. Movimenti franosi di una certa consistenza sono segnalati inoltre al contatto tra i calcescisti e le unità sottostanti.

Nel settore settentrionale del foglio le unità, appartenenti come si è detto al Bacino Terziario Piemontese, costituiscono una monoclinale piuttosto regolare ed incisa da valli che si sviluppano perpendicolarmente. Dove locali anomalie di giacitura determinano l'affiorare degli strati a franapoggio si possono avere scivolamenti, che interessano soprattutto le rocce permeabili aventi intercalazioni impermeabili le quali agiscono da lubrificante se imbibite d'acqua. È il caso, ad esempio, delle formazioni di Molare e di Cremolino.

In quest'ultima sono segnalati vari dissesti in Val Ravanasco ed in particolare lungo il versante settentrionale del M. Stregone. Da questo monte, infatti, si verificarono a più riprese frane di una certa entità di cui le più note sono quella rovinosa del 1876, che seppellì completamente gli edifici dello Stabilimento Bagni, e del 1907 (DE ALESSANDRI, 1907).

In genere, però, si osservano in questa zona limitate frane di smottamento ed ammolimento della coltre eluviale o dei depositi colluviali. Lo stesso avviene in corrispondenza dei lembi cenozoici che si sviluppano più a sud, nei dintorni di Sassello e S. Giustina.

Nel settore orientale del foglio, dove affiorano le unità dell'Appennino Ligure, sono da segnalare i sedimenti argillosi appartenenti a varie unità cretache che, in presenza di una morfologia adeguata e durante o dopo particolari precipitazioni, possono ingenerare dissesti. Lo stesso si può dire per i calcari marnosi della formazione del M. Antola, ivi ampiamente esposta, quando essi affiorino a franapoggio oppure quando siano intensamente piegati o fratturati.

Le frane che coinvolgono l'unità sono di scivolamento, lungo interstrati argillosi, o di scoscendimento se la roccia è interessata da fratture. Un tipico esempio di movimento franoso in seno alla formazione del M. Antola, ritenuto di scoscendimento e scivolamento, è rappresentato dalla frana avvenuta nell'abitato di Genova, in corrispondenza della collina degli Angeli, il 21 marzo 1968. Circa 12.000 m³ di roccia investirono un edificio di sette piani distruggendone una parte e causando 19 morti. La massa rocciosa era costituita da calcari marnosi, con interstrati argillosi, affioranti a franapoggio con una pendenza simile a quella della superficie topografica alterata da precedenti lavori di cava.

Frane probabilmente dello stesso tipo si verificarono anche in passato, sia a Genova sia nei suoi dintorni, come nel novembre 1900 quando rovinarono in città almeno 30.000 m³ di roccia.

Va ricordato, infine, che alcuni movimenti franosi si possono verificare anche in limitati tratti lungo la costa, dove alle condizioni morfologiche, litologiche e strutturali sfavorevoli, si unisce l'azione del moto ondoso che tende a scalzare la roccia alla base.

Un cenno a parte meritano i fenomeni di erosione accelerata che, in caso di precipitazioni eccezionali, investono soprattutto alcuni settori del versante ligure. Versanti ripidi e rocce molto fratturate ed alternate permettono che un intenso ruscellamento asporti, in corrispondenza delle parti elevate dei bacini, porzioni più o meno estese della cotica superficiale, con evidente danno per la stabilità dei pendii. Dove l'acqua invece è incanalata, l'erosione opera lungo gli argini, scalandoli e provocando dissesti a catena.

Un chiaro esempio del fenomeno si è avuto durante l'alluvione del

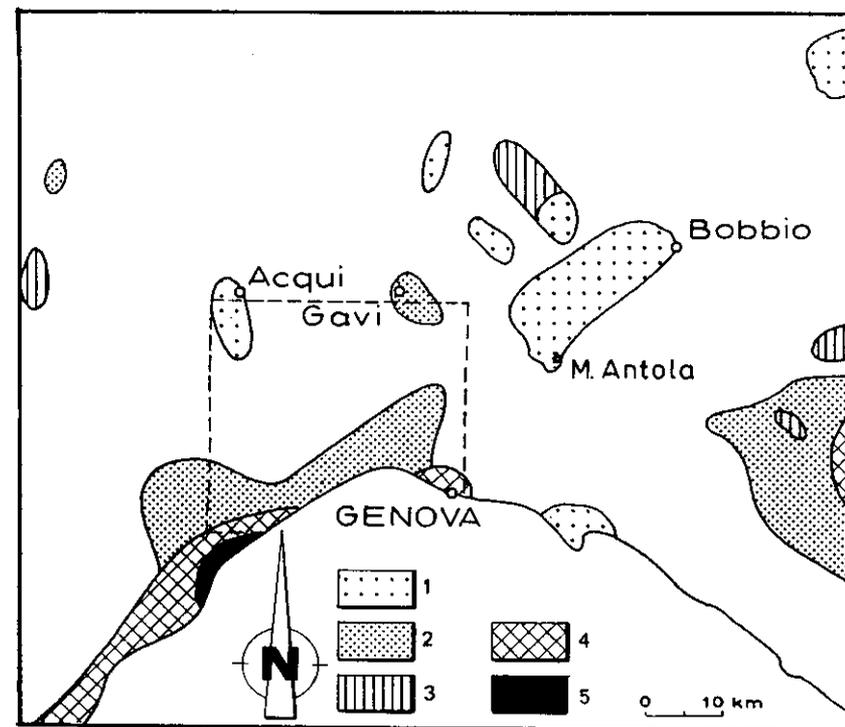


Fig. 10 — Sismicità nell'area del foglio « Genova » e nelle zone limitrofe. 1 - leggerissima; 2 - leggera; 3 - mediocre; 4 - intensa; 5 - intensissima (da Baratta; radis, 1934).

7-8 ottobre 1970 quando in 24 ore caddero nella zona in media oltre 400 mm d'acqua, con una punta eccezionale di 948 mm registrata a Bolzaneto.

Alcuni torrenti, ed in particolare il Leiro, il Polcevera ed il vicino Bisagno, improvvisamente ingrossati e carichi di materiale asportato a monte, hanno strappato argini, sfondato ponti, invadendo a valle gli abitati.

4) TERREMOTI

I terremoti, le cui origini sono legate ai caratteri geologici delle regioni in cui si manifestano, rivestono un'indubbia importanza pratica; non si ritiene pertanto fuori luogo trattarne in questa sede, seppure brevemente.

La zona compresa nel Foglio « Genova » risente di tre centri sismici: il primo, che coinvolge tutta la riviera ligure occidentale, ha i suoi massimi tra S. Remo e Diano; gli altri due, nettamente più modesti, si trovano presso Acqui e Gavi, venendo quindi ad interessare il settore settentrionale del foglio. Un altro centro sismico, la cui influenza è però molto debole, si trova a nord-est dell'area in esame, tra Bobbio ed il M. Antola.

La zona maggiormente danneggiata comprende Genova e gli immediati dintorni: la città è stata infatti colpita da sismi più volte, fin dall'antichità. In particolare, sono ricordati i terremoti del 1182, 1197, 1222, 1303, 1322, 1536, 1612 e 1751; molto disastroso fu quello del 1536.

Anche durante il secolo scorso tutta la Liguria occidentale fu scossa e soprattutto nel 1806, 1812 e 1887. Questo ultimo terremoto, che avvenne il 23 febbraio e si protrasse con numerose repliche, risulta il maggiore subito dalla riviera di levante negli ultimi cento anni. Esso ebbe il suo massimo a S. Remo, ma causò ingenti danni in provincia di Genova, con 38 morti, e ad Albisola; il sisma produsse inoltre piccole frane, variazioni nel regime e nelle caratteristiche di alcune sorgenti e comparsa di nuove che però si estinsero presto. L'acqua della nota sorgente minerale di Voltaggio divenne torbida a seguito del sisma.

Anche il mare talora subì gli effetti del terremoto: nell'evento del 1751 esso si abbassò improvvisamente, tanto che le navi presenti in porto toccarono il fondo, mentre in quello del 1887 si ritirò dalla spiaggia di 10-30 m per poi salire di 1 m oltre il livello iniziale.

Data di presentazione del manoscritto: 22 gennaio 1971.

Ultime bozze restituite il: 10 dicembre 1971.

VIII — BIBLIOGRAFIA

- AIROLDI M. (1932), *Contributo allo studio delle Corallinacee del Terziario italiano. I. Le Corallinacee dell'Oligocene Ligure-Piemontese.* « Paleont. Ital. », vol. 33, pp. 55-83, 3 tavv., Pisa.
- ARGAND E. (1911), *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux.* « Matér. Carte Géol. Suisse », n. s., livr. 21, 25 pp., 2 tavv., Berne.
- ARGAND E. (1916), *Sur l'arc des Alpes occidentales.* « Ecl. Géol. Helv. », vol. 14, n. 1, pp. 145-191, 1 tav., Lausanne.
- BELLINI A. (1964), *Nuove osservazioni petrogenetiche e geologiche sul cristallino delle Alpi liguri e del Savonese in particolare.* « Atti Ist. Geol. Univ. Genova », vol. 2, n. 2, pp. 99-191, Genova.
- BELLINI A. (1966), *La geologia della zona di Monte Laione.* « Atti Ist. Geol. Univ. Genova », vol. 4, n. 1, 41 pp., Genova.
- BELLINI A., CASELLA F. (1963), *La serie liassico-cretacea della zona Sestri-Voltaggio nei suoi rapporti litostatigrafici con le ofioliti.* « Atti Ist. Geol. Univ. Genova », vol. 1, n. 1, pp. 145-186, 2 tavv., 2 figg., Genova.
- BEZZI A., PICCARDO G. B. (1970), *Studi petrografici sulle formazioni ofiolitiche della Liguria. Riflessioni sulla genesi dei complessi ofiolitici in ambiente appenninico e alpino.* « Rend. Soc. Ital. Min. Petr. », vol. 26, pp. 1-42, Pavia.
- BOCCALETTI M., GUAZZONE G. (1970), *La migrazione terziaria dei bacini toscani e la rotazione dell'Appennino settentrionale in una « zona di torsione » per deriva continentale.* « Mem. Soc. Geol. Ital. », vol. 9, n. 2, pp. 177-195, 4 figg., Roma.
- BONI A. (1967), *Notizie sul Serravalliano-Tipo.* « Comit. Neog. Medit. », IV Congr., Guida alle escursioni, pp. 47-63, 4 figg., Bologna.
- BRUNO E. (1965), *Ricerche petrografiche sugli scisti cristallini affioranti nella valle del Visone.* « Atti Acc. Sc. Torino », vol. 99, n. 5, pp. 785-802, Torino.
- CHARRIER G., FERNANDEZ D., MALARODA R. (1964), *La Formazione di Pianfolco (Bacino oligocenico ligure-piemontese).* « Atti Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. », s. 8, vol. 7, n. 2, pp. 25-83, 12 tavv., 4 figg., 6 tabb., Roma.
- CONTI S. (1940), *La nivazione e la morfologia periglaciale nell'Appennino Ligure occidentale (Gruppo di Voltri).* « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 59, pp. 69-94, 11 figg., Roma.
- CONTI S. (1941), *Valli in serpentina della Liguria. 1° Contr.* « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 60, n. 1, pp. 1-32, 13 figg., 3 tavv., Roma.

- CONTI S. (1942 a), *Valli in serpentina della Liguria*. 2° Contr.: *La valle del Cerusa*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 61, n. 1-2, pp. 49-63, 6 figg., 1 tav., Roma.
- CONTI S. (1942 b), *Valli in serpentina della Liguria*. 3° Contr.: *La valle del Teiro*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 61, n. 3, pp. 345-365, 12 figg., 2 tavv., Roma.
- CONTI S. (1943), *Contributo allo studio delle Corallinacee del Terziario italiano*. II. *Corallinacee del Miocene ligure-piemontese*. « Paleont. Ital. », vol. 41, pp. 37-61, 3 figg., 4 tavv., Pisa.
- CONTI S. (1944), *Valli in serpentina della Liguria*. 4° Contr.: *L'alta valle dell'Olba*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 63, pp. 11-34, 2 tavv., Roma.
- CONTI S. (1946), *Su alcune specie di Melobesie (Corallinacee) del Miocene di Ponzonze (Acqui)*. « Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. », s. 8, vol. 1, n. 10, pp. 1088-1093, 5 figg., 1 tav., Roma.
- CONTI S. (1954), *Studi geologici sulle Alpi occidentali*. 1° Contr. « Boll. Serv. Geol. It. », vol. 75, n. 2, pp. 491-524, Roma. 2° Contr. Ibid., pp. 525-539.
- CONTI S. (1955), *Studi geologici sulle Alpi occidentali*. 3° Contr. « Boll. Serv. Geol. It. », vol. 77, Roma.
- CONTI S. (1958), *Sulla geologia del promontorio di Arenzano*. « Atti Acc. Lig. Sc. Nat. », vol. 15, 15 pp., 4 tavv., Genova.
- CONTI S. (1963), *Nuove osservazioni sulla preparazione della carta geologica della Liguria*. « Atti Ist. Geol. Univ. Genova », vol. 1, n. 1, Genova.
- CORTEMGLIA G. C. (1963), *La serie dei calcescisti nel Gruppo di Voltri*. « Atti Ist. Geol. Univ. Genova », vol. 1, n. 1, pp. 94-143, 2 figg., 1 cart., Genova.
- CRETZ P. (1955), *Geologische Untersuchungen an der Alpen-Appenninengrenze in Ligurien (Italien)*. « Inaug. Diss. Geol. Inst. E.T.H. Univ. Zurich », 140 pp., Zurich.
- DAL PIAZ G. V. (1967), *Le granatiti (rodingiti l.s.) nelle serpentine delle Alpi occidentali italiane*. « Mem. Soc. Geol. It. », vol. 6, n. 3, pp. 267-313, 11 figg., 2 tavv., Roma.
- DE ALESSANDRI G. (1901), *Appunti di geologia e di paleontologia sui dintorni di Acqui*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. », vol. 39, pp. 1-176, 1 fig., 1 tav., Milano.
- DE ALESSANDRI G. (1907), *Le frane dei dintorni di Acqui*. « Atti. Soc. It. Sc. Nat. », vol. 46, pp. 58-72, Milano.
- DEL VECCHIO (1921), *Su alcuni denti di Tomistoma (Crocodylia) dell'Oligocene di Visone presso Acqui*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. », vol. 60, pp. 419-431, Milano.
- DE MICHELE E. (1962), *Itinerari mineralogici. Comune di Genova. Valle della Gava*. « Natura », vol. 53, pp. 153-155, Milano.
- DE STEFANI C. (1905), *I grezzoni triassici nell'Appennino Ligure e nelle Alpi Marittime*. « Proc. Verb. Soc. Toscana Sc. Nat. », vol. 6, Pisa.
- DE STEFANI C. (1910), *Le pieghe dell'Appennino Ligure fra Genova e Firenze. Contribuzione allo studio sull'origine delle montagne*. « Cosmos », s. 11, n. 5.
- DE STEFANI C. (1913), *La zona serpentinoso della Liguria occidentale*. « Rend. R. Acc. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. », s. 5, vol. 22, n. 9, pp. 547-562, 8 figg., Roma; ibid., n. 10, pp. 661-671, Roma.
- FEL A. (1962), *Les montagnes de Ligurie (Essai sur la formation d'un relief)*. « Rev. Géogr. Alpine », vol. 50, n. 3, pp. 311-378, 25 figg., Grenoble.
- FRANCESCHETTI B. (1967), *Studi geologici sulla regione ad ovest di Ovada (Provincia di Alessandria)*. « Mem. Soc. Geol. It. », vol. 6, n. 3, pp. 379-420, 19 figg., Roma.
- FRANCHI S. (1895), *Notizie sopra alcune metamorfosi di eufotidi e di diabasi nelle Alpi Occidentali*. « Boll. R. Comit. Geol. It. », vol. 28, pp. 3-46, Roma.
- FRANCHI S. (1896), *Prasiniti e anfiboliti sodiche provenienti dalla metamorfosi di rocce diabasiche presso Pegli*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 15, n. 1, pp. 8-9, Roma.
- FRANCHI S. (1897), *Sulla presenza del nuovo minerale lawsonite come elemento costituente in alcune rocce italiane*. « Atti Acc. R. Sc. », vol. 32, 7 pp., Torino.
- FRANCHI S. (1898), *Sull'età mesozoica delle pietre verdi nelle Alpi occidentali*. « Boll. R. Comit. Geol. It. », vol. 29, n. 3, pp. 173-247; ibid., n. 4, pp. 326-482, Roma.
- FRANCHI S. (1900), *Sopra alcuni giacimenti di rocce giadettiche nelle Alpi Occidentali e nell'Appennino ligure*. « Boll. R. Comit. Geol. It. », vol. 31, pp. 119-158, Roma.
- FRANCHI S. (1902), *Contribuzione allo studio delle rocce a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nella regione ligure e alpina occidentale*. « Boll. R. Comit. Geol. It. », s. 4, vol. 3, n. 4, pp. 255-318, Roma.
- FRANCHI S. (1915), *Sull'età delle pietre verdi del Gruppo di Voltri*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 34, n. 2, pp. 31-56, Roma.
- FRANCHI S. (1920), *Di una eclogite in filoni nella lherzolite dei dintorni di Voltaggio*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 38, n. 1-2, pp. 32-34, Roma.
- GASTALDI B. (1871), *Studi geologici sulle Alpi Occidentali*. « Mem. descr. carta geol. it. », vol. 1, pp. 1-36, Roma.
- GASTALDI B. (1874), *I terreni terziari del Piemonte e della Liguria*. « Atti R. Acc. Sc. », vol. 9, Torino.
- GELATI R. (1968), *Stratigrafia dell'Oligo-Miocene delle Langhe tra le valli dei fiumi Tanaro e Bormida di Spigno*. « Riv. It. Paleont. Strat. », vol. 74, n. 3, pp. 865-967, 34 figg., Milano.
- GELATI R. (1969), *Il Calcare di Acqui*. « Riv. It. Paleont. Strat. », vol. 75, n. 4, pp. 761-830, 19 figg., 5 tavv., Milano.
- GELATI R. e PASQUARÈ G. (1970), *Interpretazione geologica del limite Alpi-Appennini in Liguria*. « Riv. It. Paleont. Strat. », vol. 76, n. 4, pp. 1-65, Milano.
- GIORDANO G. (1969), *Le attività estrattive in Liguria*. « L'Ind. Mineraria », s. 2, a. 20, pp. 519-532, pp. 566-580, pp. 630-640, 8 figg., Roma.
- GLANGEAUD L. (1957), *Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques*. « Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. », s. 2, vol. 1, n. 4, pp. 200-220, Paris.
- GLANGEAUD L. (1968), *Les méthodes de la géodynamique et leurs applications aux structures de la Méditerranée occidentale*. « Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. », s. 2, vol. 10, n. 2, pp. 83-135, 16 figg., Paris.
- GÖRLER K. (1962), *Stratigraphie und Tektonik des südlichen und mittleren Abschnitts*

- der Zone Sestri-Voltaggio einschließlich der angrenzenden Gebiete (Prov. Alessandria und Genua). « Inaug. Diss. M. N. Fak. Univ. Berlin », 145 pp., 2 tavv., 6 figg., Berlin.
- GÖRLER K., IBBEKEN H. (1964), Die Bedeutung der Zone Sestri-Voltaggio als Grenze zwischen Alpen und Apennin. « Geol. Rund. », vol. 53, pp. 73-84, 2 figg., 6 tavv., Stuttgart.
- KEREZ C. (1955), Zur Geologie des Savonese (Ligurien - Italien). « Inaug. Diss. Geol. Inst. E.T.H. Univ. Zürich », 81 pp., Zürich.
- KILIAN W. (1905), Sur l'âge du groupe de Voltri. « Bull. Soc. Géol. France », s. 4, vol. 5, n. 7, pp. 860-861, Paris.
- KOBER L. (1927), Beiträge zur Geologie des Nordapennins und der angrenzenden Alpen. « Sitzber. Ak. Wiss. Math. Nat. Kl. », vol. 136, pp. 281-291, Wien.
- KOBER L. (1955), Bau und Entstehung der Alpen. Vol. di 379 pagine, 3 tavv., 100 figg., Verlag Franz Deuticke, Wien.
- IBBEKEN H. (1963 a), Stratigraphie und Tektonik des nördlichen Abschnitts der Zone Sestri-Voltaggio und des angrenzenden Gebietes bis zum oberen Sciviatal (Prov. Alessandria und Genua). « Inaug. Diss. Math. Naturw. Fak. », 115 pp., 9 figg., 3 tavv., Berlin.
- IBBEKEN H. (1963 b), Su un affioramento di porfido quarzifero permiano nella zona Sestri-Voltaggio (Alessandria). « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 82, n. 2, pp. 173-178, 1 fig., Roma.
- ISETTI G., PENCO A. M. (1961), Ricerche sulla vesuvianite di Bric Camulà (Gruppo di Voltri). « Ann. Mus. Civ. St. Nat. Genova », vol. 72, pp. 220-233, Genova.
- ISSEL A. (1892), Liguria geologica e preistorica. Ed. Donath, Genova.
- ISSEL A. (1900), Osservazioni sul Tongriano di Santa Giustina e Sassello. « Atti R. Univ. », pp. 1-27, Genova.
- ISSEL A. (1911), L'evoluzione delle rive marine in Liguria. « Soc. Geogr. It. », 111 pp., 25 figg., Roma.
- ISSEL A., MAZZUOLI L. (1883), Sulla sovrapposizione nella Riviera di Ponente di una zona ofiolitica eocenica ad una formazione ofiolitica paleozoica. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 2, n. 1, pp. 44-56, Roma.
- ISSEL A., MAZZUOLI L. (1884), Nota sulla coincidenza delle formazioni ofiolitiche eoceniche e triassiche della Liguria occidentale. « Boll. R. Comit. Geol. It. », vol. 15, n. 1-2, pp. 2-23, Roma.
- LANTEAUME M. (1962), Considérations paléogéographiques sur la patrie supposée de la nappe du flysch à Helminthoides et la liaison Alpes-Apennins. « Livre Mém. Prof. P. Fallot », vol. 2, pp. 257-272, 2 figg., Paris.
- LANTEAUME M., HACCARD D., LABESSE B., LORENZ C. (1960), L'origine de la nappe du flysch à Helminthoides et la liaison Alpes-Apennins. « Bull. Soc. Géol. France », s. 7, vol. 4, pp. 627-643, 2 figg., Paris.
- LIBORIO G., MOTTANA A., PASQUARÈ G., ROSSI P. M. (1970), Paragonite come componente essenziale dei calcocisti nel Gruppo di Voltri. « Rend. Soc. It. Min. Petr. », vol. 26, pp. 669-685, Pavia.
- LOCHER T. (1957), Zur Geologie der Gruppe von Voltri. « Inaug. Diss. Univ. Zürich », s. C, n. 71, 91 pp., Zürich.
- LORENZ C. (1962), Le Stampien et l'Aquitaniens ligures. « Bull. Soc. Géol. France », s. 7, vol. 4, pp. 657-665, 2 figg., Paris.
- LORENZ C. (1967), Sur l'attribution au Burdigalien de la plupart des formations rangées dans l'« Aquitaniano » du Sud du bassin piémontais. « C.R.S.S. Soc. Géol. France », n. 2, pp. 62-63, Paris.
- LORENZ C. (1969), Contribution à l'étude stratigraphique de l'Oligocène et du Miocène inférieur des confins liguro-piémontais (Italie). « Atti Ist. Geol. Univ. Genova », vol. 6, n. 2, pp. 251-888, 21 tavv., 202 figg., 2 tabb., 1 carta geol. 1:100.000, Genova.
- LOSACCO U. (1949), La glaciazione quaternaria dell'Appennino settentrionale. « Riv. Geogr. It. », vol. 56, n. 2, 142 pp., 13 figg., Firenze.
- MARTINIS B. (1972), Idrogeologia delle sorgenti minerali del Gruppo di Voltri, delle Langhe e della Zona Sestri-Voltaggio. In corso di pubblicazione.
- MASTROIRILLI V. I. (1967), Nuovo contributo allo studio delle Corallinacee dell'Oligocene ligure-piemontese: i reperti della tavoletta Ponzone. « Atti Ist. Geol. Univ. Genova », vol. 5, n. 2, pp. 153-406, 42 tavv., 35 figg., Genova.
- MAYER (1877), Studi geologici della Liguria Centrale. « Boll. R. Comit. Geol. », vol. 8, Roma.
- MOSNA S. (1965), Contributi micropaleontologico-stratigrafici allo studio dell'Oligocene del Bacino Terziario Ligure-piemontese. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », vol. 16, pp. 81-113, 1 fig., 5 tavv., Pavia.
- OGNIBEN L. (1969), Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. « Mem. Soc. Geol. It. », vol. 8, pp. 453-763, 183 figg., 1 carta geol. scala 1:200.000, Roma.
- PARETO L. (1833), Notes sur les Alpes de la Ligurie. « Bull. Soc. Géol. France », vol. 3, Paris.
- PARETO L. (1846), Descrizione di Genova e del Genovesato. Ed. Donath, Genova.
- PARETO L. (1861), Coupes à travers l'Apennin, des bords de la Méditerranée à la vallée du Pô, depuis Livourne jusqu'à Nice. « Bull. Soc. Géol. France », s. 2, vol. 19, pp. 239-320, Paris.
- PARETO L. (1865), Sur les subdivisions que l'on pourrait établir dans les terrains tertiaires de l'Apennin septentrional. « Bull. Soc. Géol. France », s. 2, vol. 22, pp. 210-277, Paris.
- PASQUARÈ G. (1959), Contributo allo studio geologico del settore centro-settentrionale del Gruppo di Voltri. « Boll. Serv. Geol. It. », vol. 80, n. 2-3, pp. 125-202, Roma.
- PASQUARÈ G. (1961), Rapporti tettonici tra la Serie di Montenotte ed il Massiccio cristallino savonese. « Boll. Serv. Geol. It. », vol. 81, pp. 213-221, 3 tavv., Roma.
- PASQUARÈ G. (1968), La « Serie di Montenotte »: un elemento alloctono sovrapposto al bacino oligocenico di Santa Giustina (Alpi Liguri). « Riv. It. Paleont. Strat. », vol. 74, n. 4, pp. 1257-1274, Milano.
- PELLOUX A. (1942), Vesuviana ed altri minerali del Passo della Gava presso Voltri. « Rend. R. Acc. It., Cl. Sc. Fis. », s. 7, vol. 3, pp. 392-394, Roma.
- PELLOUX A. (1944), Sopra alcuni minerali della Liguria. « Ann. Mus. Civ. St. Nat. Genova », v. 62, pp. 157-161, Genova.

- PENCO A.M. (1963), *Su un epidoto della Valle della Gava nel Gruppo di Voltri (Liguria)*. « Period. Mineral. », vol. 32, pp. 483-502.
- PENCO A.M. (1964), *Studio chimico ed ottico-cristallografico di una vesuvianite del Pian della Biscia (Gruppo di Voltri)*. « Ann. Mus. Civ. St. Nat. Genova », vol. 74, pp. 412-424, Genova.
- PERETTI L. (1935), *Affioramento di gneiss pretriassici presso Acqui*. « Rend. R. Acc. Naz. Lincei », s. 6, vol. 22, Roma.
- PERRIER C. (1924), *Sulla eclogite filoniana di Voltaggio*. « Boll. R. Uff. Geol. It. », vol. 50, n. 2, p. 18, Roma.
- PIZZOCCHERO M.L. (1962), *Osservazioni stratigrafiche e micropaleontologiche sul passaggio Oligocene-Miocene in Val Grue e in Val Scrivia*. « Mem. Soc. Geol. It. », vol. 3, pp. 277-314, Roma.
- PREVER P.L. (1921-22), *I coralli oligocenici di Sassello nell'Appennino Ligure*. « Paleont. Ital. », vol. 27-28, pp. 53-100, pp. 1-36, Pisa.
- PRINCIPI P. (1913), *Alcune osservazioni sulle dicotiledoni fossili del giacimento oligocenico di Santa Giustina (Liguria)*. « Atti Soc. It. Progr. Sc. », Genova.
- PRINCIPI P. (1916), *Le dicotiledoni fossili del giacimento oligocenico di Santa Giustina e Sassello in Liguria*. « Mem. Cart. Geol. It. », vol. 6, pp. 9-294, Roma.
- PRINCIPI P. (1921), *Nuovo contributo allo studio delle Tallofite, Pteridofite, Gimnosperme e Monocotiledoni fossili del giacimento oligocenico di Santa Giustina*. « Mem. Cart. Geol. It. », vol. 7, part. 3, 87 pp., Roma.
- REGIO UFFICIO GEOLOGICO (1942), *Carta geologica d'Italia, Foglio 82, Genova, scala 1:100.000*, Roma.
- REPOSSI E. (1918), *I minerali della valle della Gava nel Gruppo di Voltri*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. », vol. 57, pp. 131-155, Milano.
- REPOSSI E. (1919), *Ritrovamenti di fossili nella dolomia di Monte Gazzo presso Sestri Ponente*. « Rend. R. Acc. Lincei », s. 5, vol. 28, n. 10, 6 pp., 2 figg., Roma.
- REPOSSI E. (1921), *Il corindone nelle granatiti del Gruppo di Voltri*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. », vol. 60, pp. 278-283, Milano.
- RONDOLINO R. (1936 a), *I minerali di Piampaludo nel Gruppo di Voltri*. « Period. Mineral. », vol. 7, pp. 193-206, Roma.
- RONDOLINO R. (1936 b), *Ricerche chimiche sulla Gavite di Val della Gava (Gruppo di Voltri)*. « Period. Mineral. », vol. 7, pp. 207-210, Roma.
- ROVERETO G. (1894), *Osservazioni geologiche lungo la nuova linea ferrata Genova-Ovada*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 13, n. 2, pp. 68-96, Roma.
- ROVERETO G. (1904), *Geomorfologia delle valli liguri*. « Atti Univ. Genova », vol. 18, 226 pp., Genova.
- ROVERETO G. (1908), *Sur le Stampien à Lépidocyclines des environs de Varazze*. « Bull. Soc. Géol. France », s. 4, vol. 8, Paris.
- ROVERETO G. (1909), *La zona di ricoprimento del Savonese e la questione dei calcescisti*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. 28, n. 2, pp. 389-418, Roma.
- ROVERETO G. (1914), *Nuovi studi sulla stratigrafia e sulla fauna dell'Oligocene ligure*. Vol. 179 pagine, 21 figg., 8 tavv., Genova.
- ROVERETO G. (1933), *La serie di Montenotte come elemento costituente delle Alpi occidentali e dell'Appennino*. « Rend. R. Acc. Naz. Lincei », s. 6, vol. 21, n. 8, pp. 539-542, Roma.
- ROVERETO G. (1935), *Inesistenza del glaciale a bassa quota nell'Appennino Ligure occidentale*. « Boll. Soc. Geogr. It. », s. 6, vol. 12, pp. 522-524, Roma.
- ROVERETO G. (1939), *Liguria geologica*. « Mem. Soc. Geol. It. », vol. 2, pp. 1-743 190 figg., 13 tavv., Roma.
- SACCO F. (1887), *Studio geologico dei dintorni di Voltaggio*. « Atti R. Acc. Sc. Torino », vol. 22, Torino.
- SACCO F. (1889-1890 a), *Il bacino Terziario e Quaternario del Piemonte*. Vol. di 634 pagine, Tip. Bernardoni, Milano.
- SACCO F. (1889-1890 b), *Catalogo paleontologico del Bacino Terziario del Piemonte*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 8, pp. 281-356; ibid., vol. 9, pp. 185-340, Roma.
- SACCO F. (1891), *L'Appennino settentrionale*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 10, 18 pp., Roma.
- SACCO F. (1934), *Il glacialismo nel gruppo di Voltri*. « Atti R. Acc. Sc. Torino », vol. 70, pp. 96-105, Torino.
- SANFILIPPO N. (1950), *Le grotte della provincia di Genova e la loro fauna*. C.A.I., Comm. Sc. Centrale, Mem. 2, 93 pp.
- SAUSSURE (DE) (1779-1796), *Voyage dans les Alpes*. 4 vol. di 2400 pagine, 23 tavv., Neuchâtel, Genève.
- SISMONDA A. (1842), *Osservazioni geologiche sui terreni delle Formazioni terziaria e cretacea in Piemonte*. « Mem. R. Acc. Sc. Torino », s. 2, vol. 5, pp. 419-471, 12 figg., Torino.
- SISMONDA A. (1865), *Matériaux pour servir à la Paléontologie du terrain tertiaire du Piémont*. « Mem. R. Acc. Sc. Torino », s. 2, vol. 22, pp. 391-471, Torino.
- SQUINABOL S. (1890), *Cenno preliminare sulla flora fossile di Santa Giustina*. « Ann. Mus. Civ. St. Nat. Genova », s. 2, vol. 27, 4 pp., Genova.
- SQUINABOL S. (1889-1892), *Contribuzioni allo studio della flora fossile dei terreni terziari della Liguria*. Vol. di 250 pagine, Genova.
- STAUB R. (1924), *Der Bau der Alpen*. « Beitr. Geol. Karte der Schweiz », vol. 52, Bern.
- STAUB R. (1937), *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer*. « Vjsschz. Natf. Ges. Zürich », v. 82, Zürich.
- STAUB R. (1942), *Ibid. (continuazione e fine)*. « Vjsschz. Natf. Ges. Zürich », vol. 87, Zürich.
- STAUB R. (1951), *Ueber die Beziehungen zwischen Alpen und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas*. « Ecl. Geol. Helv. », vol. 44, n. 1, pp. 29-130, Basel.
- STAUB R. (1953), *Grundsätzliches zur Anordnung und Entstehung der Kettengebirge*. « Kober-Festschrift », pp. 1-46, 4 figg., 4 tavv., Wien.
- STEINMANN G. (1907), *Alpen und Apennin*. « Monat. Deut. Geol. Gesell. », vol. 59, n. 8-9, pp. 177-183, Berlin.
- STEINMANN G. (1926), *Die ophiolitische Zonen in den mediterranen Kettengebirgen*. « C. R. 14° Congr. Geol. Intern. », vol. 2, pp. 637-667, Madrid.

- STILLE H. (1927), *Die sogenannte Rückfaltung des Apennins*. « Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl. », pp. 292-312, Berlin.
- SUTER K. (1938), *Fenomeni glaciali nel Gruppo del M. Beigua*. « Boll. Soc. Geogr. It. », s. 7, vol. 3, pp. 69-72, Roma.
- TARAMELLI T. (1898), *Osservazioni geologiche in occasione del traforo delle gallerie del Turchino e di Cremolino sulla linea Genova-Asti*. Vol. di 40 pagine, 6 tavv., Tip. Squarci, Roma.
- TEICHMÜLLER R., SCHNEIDER J. (1935), *Die Grenze von Alpen und Apennin*. « Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. », vol. 3, n. 4, pp. 1-61, 21 figg., 6 tavv., Berlin.
- TERMIER P., BOUSSAC J. (1911), *Sur l'existence dans l'Apennin ligure au nord-ouest de Gênes, d'un passage lateral de la série cristallophyllienne dite « des schistes lustrés » à la série sédimentaire ophiolitique de l'Apennin*. « C. R. Ac. Sc. Paris », vol. 149, Paris.
- TERMIER P., BOUSSAC J. (1912), *Le Massif cristallin ligure*. « Bull. Soc. Géol. France », s. 4, vol. 12, pp. 272-311, Paris.
- TOLLMANN A. (1968), *Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogenes*. « Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. », vol. 18 (1967), pp. 207-248, 1 tav., Wien.
- TRABUCCO G. (1891), *Sulla vera posizione del Calcare di Acqui (Alto Monferrato)*. Vol. di 28 pagine, 1 tavv., Tip. Celliniana, Firenze.
- TRABUCCO G. (1908), *Fossili, stratigrafia ed età del calcare di Acqui (Alto Monferrato)*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 27, pp. 337-400, 4 tavv., Roma.
- VERVLOET C. C. (1966), *Stratigraphical and micropaleontological data on the Tertiary of Southern Piemont (Northern Italy)*. Vol. di 88 pagine, 6 figg. 12 tavv., 11 tabb., Schotany & Jeans, Utrecht NV, Utrecht.
- VILLA F., PIZZOCCHERO M. L. (1958), *Osservazioni stratigrafiche e micropaleontologiche preliminari sulle serie oligo-mioceniche della Val Lemme e del torrente Orba*. « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 78, n. 3, pp. 7-10, Roma.
- VINAJ G. S., PINALI R. (1916), *Le acque minerali e gli stabilimenti termali idropinici e idrotermali d'Italia*. Vol. di 461 pagine, Tip. U. Grioni, Milano.
- ZACCAGNA D. (1884), *Sulla costituzione delle Alpi Marittime*. « Atti R. Acc. Naz. Lincei », s. 1, vol. 8, Roma.