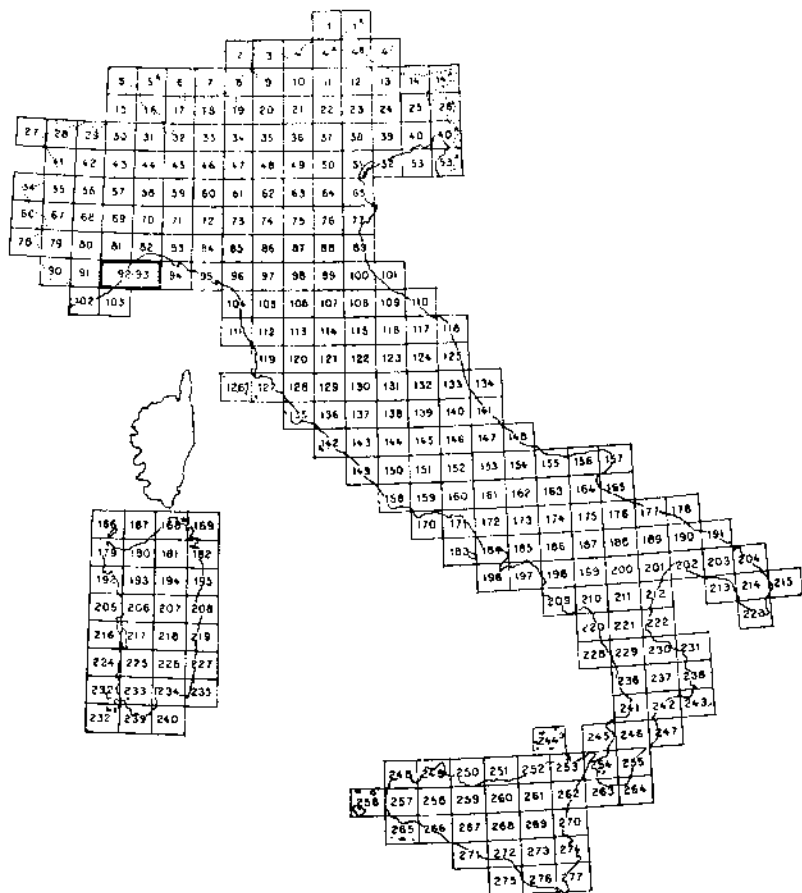


CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



QUADRO D'UNIONE DEI FOGLI AL 100.000



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

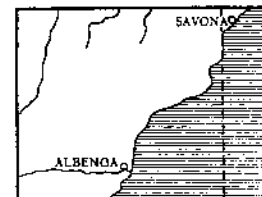
NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 92-93

ALBENGA-SAVONA

A. BONI, A. CERRO, R. GIANOTTI, M. VANOSI



STAB. L. SALOMONE
ROMA
1971



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

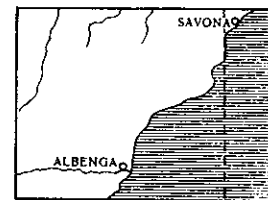
NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 92-93

ALBENGA - SAVONA

A. BONI, A. CERRO, R. GIANOTTI, M. VANOSI



STAB. L. SALOMONE
ROMA
1971

SOMMARIO

| | | | |
|-----|---|------|----|
| I | — INTRODUZIONE (a) | Pag. | 9 |
| II | — CENNO STORICO SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE (d) | | 11 |
| III | — SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME (a) | | 22 |
| IV | — STRATIGRAFIA | | 23 |
| | 1) « Anfiboliti di Monte Spinarda » (c) | | 23 |
| | 2) « Gneiss di Albisola » (c, d) | | 25 |
| | 3) « Formazione di Ollano » (c, d) | | 26 |
| | 4) « Formazione di Murialdo » (c, d) | | 29 |
| | 5) « "Porfidi" di Osiglia » (c) | | 31 |
| | 6) « Scisti di Gorra » (c, d) | | 33 |
| | 7) « Porfiroidi del Melogno » (c, d) | | 36 |
| | 8) « Formazione di Eze » (d) | | 38 |
| | 9) « Graniti del Torrente Letimbro » (c, d) | | 41 |
| | 10) « Migmatiti di Nucetto » (c, d) | | 44 |
| | 11) « Formazione di Monte Pianosa ("Verrucano brianzonese Auct.") » (d) | | 46 |
| | 12) « Quarziti di Ponte di Nava » (d) | | 47 |
| | 13) « Dolomie di San Pietro dei Monti » (d) | | 49 |
| | 14) « Formazione di Rocca Prione » (d) | | 53 |
| | 15) « Calcari di Monte Sotta » (b) | | 54 |
| | 16) « Dolomie di Monte Arena » (d) | | 55 |
| | 17) « Calcari di Veravo » (d) | | 56 |
| | 18) « Calcari di Rocca Livernà » (d) | | 57 |

| | |
|---|----|
| 19) « Breccie di Monte Galero » (a, d) » | 59 |
| 20) « Calcari di Rio di Nava » (d) » | 61 |
| 21) « Calcari di Val Tanarello » (d) » | 63 |
| 22) « Radiolariti di Arnasco » (a) » | 66 |
| 23) « Scisti filladici » (b) » | 66 |
| 24) « Serpentiniti » (b) » | 68 |
| 25) « Calcari di Menosio » (a) » | 68 |
| 26) « Hard ground » (d) » | 69 |
| 27) « Formazione di San Bartolomeo » (a, d) » | 70 |
| 28) « Quarziti di Monte Bignone » (a, d) » | 71 |
| 29) « Peliti di Moglio » (a, d) » | 73 |
| 30) « Calcari di Ubaga » (a, d) » | 74 |
| 31) « Formazione di Testico » (a, d) » | 76 |
| 32) « Formazione di Caprauna » (d) » | 78 |
| 33) « Formazione di Albenga » (a, d) » | 81 |
| 34) « Indifferenziato » (d) » | 84 |
| 35) « Formazione di Molare » (b) » | 85 |
| 36) « Complesso di base del Calcare di Finale Li- gure » (d) » | 88 |
| 37) « Calcare di Finale Ligure » (d) » | 90 |
| 38) « Calcare di Verzi » (d) » | 93 |
| 39) « Argille di Ortovero » (a) » | 93 |
| 40) « Conglomerati di Monte Villa » (a) » | 95 |
| 41) « Fluviale antico (?) ligure » (a) » | 95 |
| 42) « Fluviale antico padano » (a) » | 96 |
| 43) « Fluviale medio (?) ligure » (a) » | 97 |
| 44) « Fluviale medio padano » (a) » | 97 |
| 45) « Fluviale recente (?) ligure » (a) » | 97 |
| 46) « Fluviale recente padano » (a) » | 98 |
| 47) « Alluvioni non terrazzate » (a) » | 98 |
| 48) « Idrografia superficiale » (a) » | 98 |
| 49) « Eluvio e colluvio » (a) » | 98 |
| 50) « Detrito » (a) » | 99 |
| 51) « Morenico misto a detrito » (a) » | 99 |

| | | |
|------|---|-----|
| V | — SCHEMA DEI PRINCIPALI RAPPORTI STRA- TIGRAFICI (a, d) » | 99 |
| VI | — TETTONICA » | 104 |
| | 1) La tettonica dei terreni « fliscioidi » (a, d) » | 104 |
| | 2) Il contatto fra serie « fliscioidi » e serie del Castellerno (a, d) » | 106 |
| | 3) La tettonica della serie del Castellerno (a, d) » | 106 |
| | 4) La tettonica delle serie Brianzoni e ad affi- nità Brianzoni » | 107 |
| | a) La copertura post-paleozoica (d) » | 107 |
| | b) Il substrato paleozoico (c, d) » | 108 |
| | 5) La tettonica della serie di Montenotte (b) » | 110 |
| VII | — GEOMORFOLOGIA (a) » | 111 |
| | 1) Zone geomorfologiche (a) » | 113 |
| | 2) Terrazzi fluviali (a) » | 115 |
| | 3) Terrazzi marini (a) » | 115 |
| | 4) Zone carsiche e grotte (c) » | 116 |
| VIII | — GEOLOGIA APPLICATA (b) » | 118 |
| | 1) Cave e miniere » | 118 |
| | a) Pietrisco e massi da scogliera » | 118 |
| | b) Ghiaie, sabbie e argille » | 119 |
| | c) Pietre da calce » | 119 |
| | d) Pietre da taglio e da decorazione » | 120 |
| | e) Carboni fossili, grafite, mineralizzazioni uranifere » | 120 |
| | 2) Idrogeologia » | 122 |
| | a) Sorgenti » | 122 |
| | b) Sorgenti minerali » | 123 |
| | c) Falde acquifere sotterranee » | 124 |
| | 3) Frane » | 125 |
| IX | — BIBLIOGRAFIA » | 127 |

I - INTRODUZIONE (a)

Il rilevamento per la seconda edizione del foglio 92-93 (Albenga-Savona) è stato eseguito da A. BONI, P. BONI, E. CAVALLARO, A. CERRO, R. GIANOTTI, G. PEROTTO, M. VANOSI, sotto la direzione di A. BONI, direttore dell'Istituto di Geologia dell'Università di Pavia, e di M. VANOSI. Per le tavolette INO, INE, ISO, ISE, IINO, IISO, IIINE, IIISE, IVNE, IVSE (F. 92) e IVNO (F. 93) è stato tenuto conto anche dei precedenti rilevamenti diretti da S. CONTI coadiuvato da A. BELLINI. Il coordinamento interno ed esterno del foglio è stato curato da A. BONI.

Il rilevamento è stato eseguito alla scala 1:25.000, seguendo i criteri suggeriti e le disposizioni emanate dal Comitato Geologico.

Sono state pertanto cartografate le formazioni, come unità litostigrafiche; purtroppo la maggior parte di esse è di nuova istituzione, dato che gli studi precedentemente eseguiti nella zona si basavano essenzialmente su distinzioni cronostigrafiche o tettoniche.

Il rilevamento di campagna è stato costantemente integrato dalla ricerca di laboratorio: petrografica per le formazioni ignee e metamorfiche, paleontologica per le formazioni sedimentarie, in particolare micropaleontologica per i terreni cretacei e terziari; la prima è stata eseguita sotto la direzione di F. VENIALE, docente incaricato di Giacimenti minerali presso l'Università di Pavia, la seconda sotto la guida di S. MOSNA, docente incaricato di Micropaleontologia presso la predetta Università.

Queste note illustrative sono state redatte (tenendo conto anche dei dati forniti dagli altri collaboratori per le zone e gli argomenti di loro competenza) da A. BONI (a), A. CERRO (b), R. GIANOTTI (c) e M. VANOSI (d) e rivedute e coordinate da A. BONI e M. VANOSI.

La trattazione degli argomenti ha naturalmente il carattere sommario che si addice a delle note illustrative; molte delle acquisizioni derivanti dal nuovo rilevamento, che hanno carattere di novità e, comunque, notevole interesse, sono state (CERRO, GIANOTTI, VANOSI, 1969, 1970; VANOSI, 1971) o saranno sviluppate in pubblicazioni particolari.

II — CENNO STORICO SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE (d)

Troppo lungo sarebbe ricordare tutti gli Autori che si sono occupati della geologia del foglio Albenga-Savona; i lavori di quelli più antichi hanno un interesse unicamente storico e sono comunque tutti ricordati nella ben nota memoria di Rovereto, *Liguria geologica*: valgano dunque per essi solo brevi cenni sommati.

PARETO, SISMONDA e GASTALDI — il primo in particolare — abbozzano un primo quadro stratigrafico della zona, in numerosi lavori usciti nella seconda metà del secolo scorso.

E' però sul finire del secolo che compaiono i primi lavori di alcuni studiosi, le cui idee e i cui risultati saranno determinanti nello sviluppo delle conoscenze ulteriori.

ISSEL e, successivamente, ZACCAGNA e FRANCHI, affiancati poco dopo da ROVERETO e, per alcuni settori, da MAZZUOLI e da DE STEFANI, fissano infatti in numerose pubblicazioni la maggior parte dei capisaldi stratigrafici, offrendo un quadro che, nelle sue grandi linee, non sarà più modificato per lungo tempo.

Nei terreni pre-mesozoici vengono distinti il Carbonifero e il Permiano, utilizzando anche le scoperte paleontologiche di SQUINABOL, DE STEFANI e PORTIS: incertezze permangono tuttavia sia sull'opportunità di separare cartograficamente le varie facies permiane, sia sulla possibilità di distinguere i due sistemi l'uno dall'altro.

Da questi terreni inoltre (non da tutti gli Autori e non ovunque, però) vengono separati i termini granitici e quelli più propriamente gneissici.

Nella serie dei terreni mesozoici e cenozoici brianzonesi vengono distinti: le quarziti, le dolomie ed i calcari triassici, i calcari liassici, quelli « giura-liassici », quelli eocenici.

Anche la « serie di Montenotte » viene segnalata in questo periodo da ROVERETO, che l'attribuisce al Trias superiore.

La stratigrafia dei terreni fliscioidi che, oltre alla porzione meridionale del foglio Albenga-Savona, occupano parte del foglio Boves, del foglio San Remo, e tutto il foglio Imperia, viene fissata da FRANCHI (1915), riprendendo e completando i precedenti lavori di numerosi Autori; egli, nell'ambito di un'unica successione ritenuta stratigrafica, distingue, a partire dalla base: arenarie e scisti del Priaboniano inferiore (« pr »); scisti vinati del Priaboniano superiore (« ps »); calcari straterellati (« H »), arenarie (« Ha »), calcari (« H₁ ») ed alternanze scistoso-arenacee (« H₂ »), tutti appartenenti alla formazione ad Helminthoidea, che l'Autore ritiene di età eocenica superiore. In particolare, per quanto concerne la porzione affiorante nell'area in esame, spettano a ZACCAGNA, a BOUSSAC, a ROVERETO ed allo stesso FRANCHI numerose segnalazioni paleontologiche e stratigrafiche.

Fra i terreni post-orogenetici — non molto sviluppati nel foglio Albenga-Savona — vengono riconosciuti e datati, grazie ai lavori di PARETO dapprima e, successivamente, di ISSEL, SACCO, ROVERETO, PEOLA, DE ALESSANDRI ed altri, il « Tongriano », l'« Elveziano » ed il Pliocene. Le ricerche paleontologico-stratigrafiche su questi terreni saranno proseguite anche nel ventennio successivo: HORNUNG (1920-21 e 1925-26) descrive le faune plioceniche del rio Torsero; PRINCIPI (1924) le flore oligoceniche di Bagnasco; DAL PIAZ (1927, 1929) e SIEBER (1935) i vertebrati di Cadibona.

Anche dal punto di vista strutturale si ha un'evoluzione del pensiero geologico. Alla prima concezione di una tettonica a pieghe, sostenuta in modo particolare da ZACCAGNA, attorno al 1910 prende piede la teoria delle falde di ricoprimento.

BOUSSAC (1910, 1912) segnala la « finestra di Castelvecchio », affioramento di scisti eocenici ritenuti sottostanti ai terreni mesozoici brianzonesi; sostiene inoltre che questi ultimi sono alloctoni al di sopra delle

serie fliscioidi affioranti a S, anch'esse a loro volta in falda sopra la copertura elvetica dell'Argentera-Mercantour.

ROVERETO (1909, 1918) e TERMIER e BOUSSAC (1911, 1912), pur divergendo circa la provenienza, si trovano d'accordo nel ritenere che il massiccio cristallino savonese riposi con contatto tettonico al di sopra della serie permo-carbonifera brianzonese; la « finestra del Santuario » e lo stato di milonizzazione del massiccio sono argomenti portati a sostegno del loro assunto.

Anche il FRANCHI, che interviene più volte per negare l'alloctonia del cristallino, si associa però a BOUSSAC e a ROVERETO ammettendo « un grande carreggiamento » per la zona del Castelletto.

Negli anni seguenti, oltre ad alcune note di geologia e petrografia di SACCO (1920, 1929), BENEIO (1936), MAGNANI (1937) e oltre a numerosi lavori di ROVERETO, sono da citare la memoria di ZACCAGNA (1933) sull'alta valle del Tanaro, corredata da diversi profili e da una carta al 50.000, che copre parte dei fogli Boves e Albenga-Savona, e i lavori originali di AIROLDI (1934, 1936, 1937) sul cristallino di Calizzano-Bardineto.

A coronamento di questo periodo di ricerche esce la I edizione del foglio Albenga-Savona al 100.000. Essa vede la luce nel 1935, tra forti contrasti e spiacevoli polemiche. Il foglio figura infatti rilevato da ZACCAGNA, ma modificato, per il Permiano e per il cristallino, rispettivamente da FRANCHI e da NOVARESE.

Lo ZACCAGNA assicurava che le varie facies petrografiche da lui e da altri riconosciute (scisti quarzo-sericitici, porfidi e porfiroidi, graniti, gneiss, ecc.) rappresentano un'unica formazione di età permiana, inscindibile cartograficamente nei suoi vari costituenti, e a tali rocce aveva dato il nome di « Besimauditi ». FRANCHI e NOVARESE ritennero invece che fosse opportuno separare, nell'ambito del Permiano, un « gruppo ortogenetico » (i porfiroidi) ed uno « paragenetico » (gli scisti) e che da questi due gruppi dovessero inoltre essere tenuti distinti i graniti e gli scisti cristallini (rispettivamente ercinici e di età indeterminata, secondo NOVARESE).

Dal punto di vista tettonico il foglio riflette le concezioni del suo autore, portato a risolvere tutte le deformazioni attraverso un sistema di

ripiegamenti più o meno complicati, ma sempre plastici e di ampiezza relativamente limitata.

La memoria di ROVERETO, *Liguria geologica*, è del 1939: in essa l'Autore compendia i risultati di oltre quarant'anni di ricerche. Se dal punto di vista cronostratigrafico egli non si discosta molto dalle attribuzioni di ZACCAGNA, se non per alcune questioni marginali, da quello strutturale egli assume una posizione completamente diversa.

Alle concezioni autoctoniste di ZACCAGNA egli contrappone uno schema faldista, riconoscendo nella zona ligure la presenza della falda del Gran San Bernardo, costituita da una serie iniziante col Carbonifero e culminante con l'Eocene medio: in essa, i massicci cristallini di Savona e di Calizzano e Bardinetto gli appaiono come masse sradicate, avvolte tettonicamente dall'Antracolitico.

L'esistenza della falda sarebbe, tra l'altro, documentata da alcune finestre tettoniche; quella del Santuario, nei pressi di Savona, mostrandoci gli scisti antracolitici a letto del cristallino; quelle di M. Mao e di Mallare, ove elementi mesozoici, appartenenti al fianco inferiore della falda, apparirebbero al di sotto degli scisti permo-carboniferi del fianco superiore della falda stessa.

Quanto ai terreni fliscioidi affioranti a S della falda del Gran San Bernardo, l'Autore ritiene che essi siano autoctoni, depositati nell'Eocene superiore contro la fronte della falda stessa, dopo l'arrivo di quest'ultima; una sua digitazione (costituita dai terreni mesozoici del Castelletto) sarebbe però successivamente sovrascorsa sugli scisti eocenici, determinando le finestre di Zuccarello (corrispondente a quella di Castelvecchio di Boussac) e di Nasino.

Al di sopra della falda del Gran S. Bernardo, al margine settentrionale del foglio, il ROVERETO vede infine un'unità tettonica indipendente, costituita dalla già citata « serie di Montenotte », da lui attribuita al Trias superiore.

Il decennio successivo alla pubblicazione della monografia di ROVERETO è di relativa stasi: se si eccettuano alcune note di MAGNANI (1943), GALLI e PENCO (1954), TAVANI (1954), l'unico Autore ad occuparsi dei problemi della Liguria occidentale è CONTI, di cui compaiono numerosi

lavori, tra i quali debbono essere innanzitutto ricordati quello (1948) sulle Besimauditi delle Alpi Liguri, con numerose precisazioni petrografiche e petrogenetiche (al quale seguirà — 1951 — una memoria in collaborazione con ROVERETO sulla geologia del Besimauda) e quelli relativi alla segnalazione e alla delimitazione di nuovi massicci gneissico-granitici nell'area ligure (1948, 1950); nel primo è formulata anche una nuova interpretazione tettonica della zona della « finestra di Mallare » di ROVERETO.

A CONTI si devono anche, oltre a numerosi contributi al problema dei calcescisti, interessanti solo marginalmente l'area del foglio Albenga-Savona, segnalazioni di livelli fossiliferi nei calcari mesozoici del Toiranesi (1951) ed una nota (1959) accompagnata da carta geologica sulla zona di Bagnasco.

A partire dal 1955 si ha un risveglio di interessi, che dura tuttora, per la Liguria occidentale, sulla quale convergono le ricerche di numerose scuole: quelle italiane di Genova, di Pavia e di Milano, quella di Zurigo, quella di Parigi e quella di Berlino.

I principali problemi sui quali vertono le indagini possono essere compendiate in tre gruppi:

- stratigrafia e tettonica dei terreni fliscioidi affioranti nella porzione meridionale del foglio;
- stratigrafia e tettonica dei terreni costituenti la « falda del Gran S. Bernardo » di ROVERETO e che possiamo indicare, con definizione imprecisa, ma comoda, come terreni del « Brianzonese ligure » s.l. e del « Piemontese »;
- petrogenesi e posizione strutturale dei massicci cristallini.

Per semplificare il resoconto bibliografico conviene considerare separatamente i tre punti suddetti, indipendentemente dall'ordine cronologico con il quale si sono succeduti i diversi lavori.

Il punto di partenza per le nuove ricerche nei terreni fliscioidi è dato da una breve nota di LANTEAUME (1956), con la quale viene annunciata la scoperta di microfaune del Cretaceo superiore entro il flysch ad Elminotidi, fino ad allora ritenuto il tetto stratigrafico eocenico e, secondo alcuni, oligocenico dei terreni con nummuliti presenti alla sua base sia nella zona di Ventimiglia sia in quella di Albenga.

Dopo diverse note preliminari, alcune anche sedimentologiche, in collaborazione con FALLOT, FAURE-MURET e KUENEN (1956, 1957), l'Autore francese pubblica nel '58 il suo « *Schéma structural des Alpes maritimes franco-italiennes* », nel quale il Flysch ad Elmintoidi viene ritenuto alloctono e poggiante a N sopra una serie scistosa arenaceo-calcareo (« schistes grésocalcaires ») considerata eocenica, affiorante tra Albenga e la zona di Caprauna. Questa serie potrebbe essere, secondo l'Autore, sia autoctona, sia, a sua volta, alloctona.

In epoca di poco posteriore, BONI e VANOSI (1961) espongono i risultati delle loro ricerche sui flysch della Liguria occidentale; in sintesi, a partire dal margine meridionale del « Brianzonese ligure » s.l. e procedendo verso S essi distinguono l'unità del « flysch di Albenga », grossolanamente coincidente con gli « schistes grésocalcaires » di Lanteaume, di età essenzialmente eocenica, la « serie di transizione » di età cretacea-eocenica (?) e la « formazione ad Elmintoidi s.s. », di età cretacea superiore.

Osservano infatti che i terreni compresi tra il « flysch di Albenga » ed il vero e proprio flysch ad Elmintoidi (affiorante a S della linea Colla Micheri - Colle delle Selle Vecchie), per la peculiarità di alcune loro facies, non possono essere direttamente assegnati al flysch ad Elmintoidi, e ne fanno un complesso a sè stante comprendente facies che permettono di ricollegarlo (o direttamente, in uno stile strutturale a pieghe, o indirettamente, per formazione anche di scaglie) sia alla formazione ad Elmintoidi sia al flysch di Albenga.

In un secondo tempo, anche gli Autori francesi (HACCARD, 1961, LANTEAUME e HACCARD, 1962) riconoscono l'opportunità di tenere distinti i terreni compresi tra gli « schistes grésocalcaires » ed il flysch ad Elmintoidi della « serie di S. Remo - M. Saccarello », limitato a N dalla linea Colla Micheri - Colle delle Selle Vecchie. I terreni compresi tra tale linea ed il limite meridionale degli « schistes grésocalcaires » (cioè quelli indicati come « serie di transizione » da BONI e VANOSI) vengono distinti in due unità, ritenute entrambe di età cretacea superiore e in contatto tettonico tra loro e con le unità adiacenti a N e a S: la « serie di Borghetto d'Arroschia-Alassio », e la « serie di Moglio-Testico ». Queste due unità, assieme

a quella costituita dalla « serie di S. Remo-Monte Saccarello » formerebbero la « nappe du flysch à Helminthoïdes ».

Opinioni diverse presenta RICHTER (1960, 1961), che attribuisce alla formazione ad Elmintoidi s.s. (che egli chiama « Oberkreide-flysch ») i terreni che LANTEAUME e HACCARD avevano assegnato alla serie di Moglio-Testico; tutti quelli affioranti più a N, fino al basamento, rappresentato dai terreni mesozoici del « Brianzonese ligure » s.l., sono dall'Autore compresi in un'unica serie (« Albenga-serie ») di età eocenica.

Il contatto tra le due unità, entrambe considerate autoctone, lungo una linea Alassio-Upega, viene ritenuto tettonico.

Successivamente, BONI (1962) ribadisce la possibilità e la verosimiglianza dell'esistenza di un originario collegamento stratigrafico tra il flysch di Albenga e la formazione ad Elmintoidi s.s., attraverso la « serie di transizione », pur ammettendo la presenza in quest'ultima di numerose superfici di accavallamento tettonico.

L'anno seguente, CONTI (1963) sostiene che a tetto del « Brianzonese ligure » s.l. affiora un'unica serie, che inizierebbe con radiolariti del Malm e proseguirebbe con i vari termini del Cretaceo inferiore e superiore.

Di tale serie l'Autore scrive (pag. 63): « Essa giace in perfetta continuità di sedimentazione ed in prosecuzione con la serie completa mesozoica sottostante della Val Neva, e con le soprastanti serie del Cretaceo superiore di Alassio e di Capo Mele ».

Recentemente, BONI e VANOSI (1967) hanno reso noto di aver rinvenuto microfaune paleoceniche-eoceniche inferiori nella parte superiore della « serie di Borghetto d'Arroschia-Alassio » e, quasi fin dalla sua base, nella « serie di Moglio-Testico »; questi reperti gettano nuova luce sia sul problema delle correlazioni tra i vari flysch della Liguria occidentale, sia su quello della cronologia degli eventi tettonici nella zona.

Per quanto concerne le ricerche sul « Brianzonese ligure » s.l., sono innanzitutto da segnalare quelle della scuola di Zurigo: KEREZ (1955) e STREIFF (1956), pur non apportando sostanziali modifiche al quadro stratigrafico offerto da ZACCAGNA e ROVERETO, si schierano, dal punto di vista strutturale, tra gli autoctonisti, il primo negando l'esistenza della finestra

del Santuario, che egli considera come un « Graben », il secondo interpretando in modo analogo la finestra di Castelvecchio.

Nel 1959 l'esistenza di quest'ultima viene confermata da BLOCH, FALLOT e LANTEAUME (1959) e negata da RICHTER (1959); anche BONI e VANOSSI (1961), occupandosi marginalmente del problema, e limitatamente alla porzione sud-orientale dell'area ritenuta in finestra, considerano possibili degli accavallamenti locali, senza riconoscere la necessità di un'alloctonia in grande.

Quanto alla « finestra del Santuario », PASQUARÈ (1961), in un lavoro dedicato ai rapporti tettonici tra serie di Montenotte e massiccio cristallino savonese, si dichiara favorevole all'ipotesi strutturale di KEREZ.

Consistenti novità stratigrafiche, nell'ambito del Brianzese ligure, vengono dalle ricerche della scuola di Parigi che, forte della conoscenza dei terreni brianzoni nella loro area-tipo, ritrova anche nella nostra zona alcune formazioni caratteristiche; LANTEAUME (1958), GRAINDOR (1958, 1960, 1963) e, soprattutto, BLOCH, da solo (1958, 1960, 1961, 1963, 1966) o in collaborazione (BLOCH e MICHARD, 1962; BLOCH e GALLI, 1964) segnalano l'esistenza del Dogger e del Malm, e quella di un « hard ground » a tetto del Malm; inoltre, nell'ambito del Permo-Carbonifero, viene proposta una nuova stratigrafia, distinguendo, dalla base, una serie conglomeratica, una serie micascistosa scura, entrambe carbonifere, una serie scistosa chiara ed una a porfiroidi prevalenti, di età permiana.

La migliore conoscenza della stratigrafia porta come conseguenza ad un quadro tettonico più complesso, riassunto dapprima nella carta di LANTEAUME (1958) e successivamente in quella di BARBIER, BLOCH, ecc. (1960-63). In sintesi, la prima distingue, nell'ambito del Pennidico ligure, alcune unità strutturali a facies brianzese (del Marguareis, di M. Armetta, di Carpe) ed altre (scisti della finestra di Castelvecchio; unità costituenti la copertura tettonica della finestra stessa) di origine indeterminata.

La seconda carta, a scala minore, indica la posizione di numerosi « Klippes triasiques et liasiques d'origine indéterminée flottant sur le Briançonnais ligure ».

Di questo periodo sono da segnalare le ricerche di PASQUARÈ (1962), DAVICO (1963), MASTRORILLI (1963), VANOSSI (1963), FIERRO e VANOSS

SI (1965), con le quali vengono date notizie prevalentemente paleontologico-stratigrafiche su differenti facies del Brianzese ligure.

Nel 1965 VANOSSI pubblica una memoria, accompagnata da carta al 25.000, sulla zona tra il Pizzo d'Ormea e il M. Galero, distinguendo numerose unità stratigrafico-strutturali, attualmente più o meno accavallate l'una sull'altra.

Sono infine recentissime alcune note di VANOSSI (1969, 1971), concernenti la stratigrafia, la tettonica ed i rapporti delle suddette unità nella loro prosecuzione verso oriente e di CERRO, GIANOTTI e VANOSSI (1969 a, b), sulle rocce verdi del Permo-Carbonifero e sul Carbonifero brianzese ligure: in quest'ultimo lavoro viene fra l'altro riconosciuta l'esistenza di un accavallamento tettonico del Permo-Carbonifero interno (costituito dalla Formazione di Murialdo e dal suo tetto stratigrafico) sopra quello esterno (Formazione di Ollano e suo tetto stratigrafico).

Il problema della petrogenesi e della posizione strutturale dei massicci cristallini viene riproposto in modo nuovo dalla scuola di Genova (CONTI, 1963, e BELLINI, 1963, 1964): i graniti e gli gneiss affioranti nell'area ligure vengono ritenuti prodotti di processi metamorfici ed ultramorfici operati durante il Permiano sulle rocce della serie permo-carbonifera.

Coerentemente con l'interpretazione petrogenetica, viene respinta ogni possibilità di alloctonia per i massicci stessi.

Di diverso avviso è invece BLOCH (1964, 1965), il quale, pur riconoscendo che le facies granitoidi hanno origine migmatitica, ne distingue due tipi: la prima associata agli gneiss e alle anfiboliti, rappresentata dagli affioramenti di Savona, Pallare, Calizzano, la seconda visibile a Nucetto, a Lisio, a Capo Vado.

La migmatizzazione, pur essendosi verificata contemporaneamente nei due tipi, sarebbe avvenuta per il primo a spese degli gneiss e delle anfiboliti, considerati pre-carboniferi, per il secondo a spese di rocce permo-carbonifere.

Dal punto di vista strutturale, poi, BLOCH ritiene alloctoni — tornando così alle concezioni di ROVERETO — i massicci di Savona, Pallare e Calizzano, autoctoni gli altri.

A conclusioni petrogenetiche e stratigrafiche analoghe a quelle di

BLOCH perviene anche REINSCH (1966), in uno studio petrografico dettagliato sopra il massiccio di Calizzano; l'autore tedesco respinge invece l'ipotesi dell'allocaltonia del massiccio stesso, considerandolo radicato.

Anche CERRO, GIANOTTI e VANOSSI (1969 c) riconoscono l'origine migmatitica delle facies granitoidi, facendole derivare in parte da gneiss ed anfiboliti pre-carboniferi e in parte dalla serie permo-carbonifera. Secondo detti Autori i massicci cristallini debbono essere distinti in due gruppi, situati rispettivamente a N (massicci di Savona, Pallarè, Nucetto e lembi minori della zona a N di Murialdo) e a S (massicci di Lisio, di Barbassiria, di Calizzano e di Loano) dell'accavallamento del Permo-Carbonifero interno sopra quello esterno. I massicci del primo gruppo — che mostrano localmente passaggi metasomatici al Permo-Carbonifero interno — hanno partecipato, in misura più o meno ampia, al movimento di quest'ultimo verso S, alcuni (come quello di Nucetto) restando solidali con il Permo-Carbonifero interno stesso, altri (come quello di Pallarè e, in parte minore, di Savona) accavallandosi su quest'ultimo. Fra i massicci del secondo gruppo, quelli di Lisio e di Barbassiria appaiono sostanzialmente autoctoni, mentre per quelli di Calizzano e di Loano i dati raccolti, pur facendo propendere per una posizione radicata, non permettono di escludere la possibilità di un'allocaltonia.

Nei lavori precedentemente citati, infine, la scuola di Genova offre anche una nuova interpretazione petrogenetica dei porfiroidi, non più considerati come prodotti della laminazione tettonica di rocce effusive e piroclastiche, ma come risultanti da quella stessa azione metasomatica operata sui sedimenti permo-carboniferi, che, maggiormente spinta, ha generato i graniti.

REINSCH (1964) condivide l'interpretazione genetica di CONTI e BELLINI; ritiene però che le rocce originarie siano del Paleozoico inferiore, e non del Permo-Carbonifero.

Oltre ai tre fondamentali campi di indagine sopra esposti, sono da ricordare, tra le ricerche svolte in quest'ultimo decennio, quelle di LORENZ (1961), CAVAGNETTO (1963), e «GEMINA» (1963) nel bacino di Bagnasco, di MOSNA (1965) sull'Oligocene del bacino terziario ligure-piemontese, di

GELATI (1968) sull'Oligo-Miocene del contiguo foglio Ceva, di LORENZ (1962) e di BONI, MOSNA e VANOSSI (1968) sulla « Pietra di Finale ».

Marginali, infine, rispetto al foglio Albenga-Savona, ma di grande interesse per la geologia delle Alpi Occidentali, sono le ricerche di vari Autori francesi (riassunte in BARBIER, BLOCH, ecc., 1963) sulla formazione dei calcescisti e, in particolare, sulla posizione, in seno ad essa, dell'associazione marmi-radiolariti-ofioliti, che potrebbe corrispondere alla « serie di Montenotte » di ROVERETO: per tale associazione, all'età triassica superiore, proposta da Rovereto e sostenuta da CONTI, che essi non ritengono dimostrata, contrappongono la possibilità di un'età giurassica superiore-cretacea inferiore.

Il contatto con il Brianzone interno sarebbe tettonico (come sostenuto da ROVERETO e, più recentemente, da PASQUARÈ), anche se nulla può essere anticipato circa l'ampiezza dello spostamento verso l'esterno delle serie in questione.

Del tutto recentemente, infine, PASQUARÈ (1968) ha sostenuto che la « serie di Montenotte » ha età giurassico-cretacea e che, provenendo dal dominio appenninico-dinarico, ricopre tettonicamente i sedimenti oligocenici del bacino di Santa Giustina.

Prima di chiudere questa rassegna estremamente sommaria sulla storia delle ricerche geologiche nell'ambito del foglio Albenga-Savona, ricorderemo che, a diverse riprese, sono comparsi lavori di geomorfologia, di mineralogia, di geologia applicata, relativi a zone o a problemi particolari, ma non per questo meno interessanti: citiamo, tra gli altri, quelli di PELLOUX (1927), GRILLO (1940), GATTI (1961), BEDARIDA (1961).

Assai notevole, ad opera di numerosi ricercatori (tra gli altri ISSEL, 1885, 1908; SACCO, 1920; CUMIN, 1922; BRIAN, 1939-40; BREA, 1947, 1951, 1946-56; SERGI, 1950; DAVIES, 1955; BLANC e CHIAPPELLA, 1957; CHIAPPELLA, 1959; TONGIORGI e LAMBOGLIO, 1967) anche la produzione di articoli concernenti le grotte e le caverne di cui, come è noto, la Liguria occidentale è particolarmente ricca.

III - SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME (a)

In una visione geologica d'assieme nell'area del foglio Albenga-Savona si possono innanzitutto distinguere da un punto di vista geologico-geomorfologico due zone: una meridionale, a S della linea Aquila d'Arroscia-Ceriale, morfologicamente più depressa e più uniforme, occupata da terreni « fliscioidi » e una settentrionale, molto più ampia, e dalla morfologia più varia e accidentata, in cui affiorano i terreni della serie del Castellermo, delle serie brianzonesi, delle serie ad affinità brianzonese e della serie di Montenotte.

Come risulta dallo schema stratigrafico-strutturale allegato, nella prima s'impone la distinzione geologica fra la serie ad Elmintoidi s.l. (serie ad Elmintoidi s.s., serie di Moglio-Testico, serie di Borghetto d'Arroscia) e la serie di Albenga: ambedue occupano in affioramento fasce allungate in direzione all'incirca E-W.

Nella seconda delle zone precedentemente descritte spicca subito al margine meridionale l'area occupata dalla serie del Castellermo, anche per il risalto morfologico dei terreni che la compongono (dolomie, calcari, brecce): essa è diretta da E a W da Borghetto S. Spirito a Nasino; si protende però anche verso NW, sino al M. Galero. Segue poi, verso N, in fascia diretta da E a W, l'area occupata dai terreni postpaleozoici (con prevalenza di dolomie e calcari) delle serie brianzonesi e ad affinità brianzonese.

Ulteriormente a N si sviluppa l'area in cui affiora in prevalenza il Permo-Carbonifero brianzonese epimetamorfico; ad essa corrisponde una morfologia dominante differente, più molle e tondeggiante, qua e là accidentata dalle masse triassiche, soprattutto di dolomie, sovrapposte al Permo-Carbonifero, e dalle masse di cristallino (graniti, migmatiti, gneiss, anfiboliti) associate; quest'ultime si estendono anche limitatamente entro la fascia a terreni mesozoici brianzonesi prevalenti.

Al margine N del foglio affiorano limitati ed isolati lembi della serie di Montenotte.

Molto complessi sono i rapporti tettonici fra le varie serie distinte: nell'insieme prevalgono linee strutturali a direzione E-W, con carattere

prevalente di accavallamenti; subordinatamente si hanno linee trasversali NNW-SSE, con carattere di faglie; un terzo, meno sviluppato, sistema di faglie, avrebbe direzione SW-NE.

Infine, al limite N del foglio, sono presenti, con un certo risalto morfologico, lembi della copertura trasgressiva oligocenica, di natura conglomeratica prevalente; essa si ritrova lungo la costa a Savona e ad Albisola. Limitato alla zona di Finale ligure, per quanto cospicuo, è l'affioramento dei terreni trasgressivi miocenici (« Pietra di Finale »).

Più diffusi e localmente ampi sono i depositi pliocenici trasgressivi lungo la costa.

IV - STRATIGRAFIA

1) an — « Anfiboliti di Monte Spinarda »: *Anfiboliti con o senza quarzo, a contenuto variabile di granato, intercalate in g e in m (nelle serie brianzonesi). Anteriori al Carbonifero medio.* (c)

Le anfiboliti, associate alle facies gneissiche del cristallino (Gneiss di Albisola) e, subordinatamente, alle migmatiti che da queste hanno avuto origine (Migmatiti di Nucetto p.p.), si presentano in affioramenti cospicui solo nei due massicci di Calizzano-Bardinetto e di Savona. Minori affioramenti si trovano nel massiccio di Pallare, nella parte orientale, dove il granito, facies petrografica prevalente, passa a termini più gneissici; altri affioramenti di piccole dimensioni sono segnalati nel piccolo massiccio gneissico di Loano.

Esse si presentano, dal punto di vista della giacitura, in due modi ben distinti. Una giacitura massiccia, arealmente ben circoscritta, tipica delle anfiboliti (del tipo granatifero) affioranti al Monte Spinarda, nel cristallino di Calizzano, che tuttavia non impedisce che, a luoghi, il contatto con la formazione gneissica incassante possa apparire sfumato, specie dove il passaggio avviene con termini più o meno migmatitici (versante SE del Monte Spinarda, lungo il Rio di Valle): quando la migmatizzazione è più spinta, lo gneiss diventa granitoide e le anfiboliti possono presentarsi sotto forma di septa di dimensioni variabili. L'altra è una giacitura lenticolare o stratoide, a volte marcatamente parallela, alternante ritmica-

mente con banchi gneissici. Simile disposizione caratterizza le anfiboliti, per lo più appartenenti al tipo quarzifero, del massiccio di Savona e della parte orientale del massiccio di Calizzano-Bardineto in tutta la sua estensione N-S, dal Rio di Valle al Giogo di Toirano.

Lo spessore delle intercalazioni è estremamente vario: da pochi centimetri, ad alcune decine di metri. Spesso, come termine alternante alle anfiboliti si trova una facies granitico-gneissica, o granitica, bianca, a muscovite; l'insieme di queste alternanze, simulante sovente delle ritmiti gradate, per i passaggi unilateralmente sfumati, è stato interpretato come derivante da processi di migmatizzazione. Più frequentemente si verifica solamente una variazione nella tessitura dello gneiss, che diventa granitoide; non mancano, tuttavia, luoghi nei quali il processo di anatessi è avanzato al punto che è scomparsa ogni traccia del paleosoma; la roccia risultante è un granito anfibolico a grana grossa. Questi fatti, che si ricollegano al fenomeno più generale del processo migmatitico che ha interessato parte del cristallino savonese, vengono qui citati solo per quel tanto con cui essi hanno coinvolto le anfiboliti e le rocce immediatamente circostanti. Tra i contatti, fra anfiboliti e gneiss, non mancano anche quelli di natura palesemente tettonica.

Dal punto di vista petrografico le anfiboliti presentano numerose facies, che possono sostanzialmente essere ricondotte — in accordo con quanto precisato da REINSCH (1966) — a due tipi fondamentali: anfiboliti quarzifere ed anfiboliti granatifere. Entrambi i tipi hanno come componenti fondamentali l'orneblenda ed il plagioclasio saussuritizzato e, come accessori, apatite, rutilo, titanite ed ilmenite. Petrograficamente si differenziano per il diverso contenuto in quarzo (in quantità variabile nel primo tipo, praticamente assente nel secondo) e di granato (di norma scarso nel primo ed abbondante nel secondo) e per la struttura, da granoblastica a lepidoblastica nei tipi quarziferi e granoblastica in quelli granatiferi.

Alla formazione in esame è stata attribuita in generale dagli Autori un'origine ortogenetica, da masse intrusive; recentemente, REINSCH, fondandosi sulle differenze petrografiche e di giacitura sopra elencate, ha sostenuto che le anfiboliti granatifere derivano dal metamorfismo di vulcaniti basiche e quelle quarzifere dalla trasformazione di originarie inter-

calazioni di prodotti piroclastici del medesimo ciclo magmatico, le une e le altre comprese entro rocce sedimentarie, ora trasformate negli Gneiss di Albisola.

Poichè l'età delle anfiboliti dipende soprattutto da quella degli gneiss, le considerazioni cronostratigrafiche sono rimandate al paragrafo seguente.

2) g — « Gneiss di Albisola »: *Gneiss scuri, a grana variabile, molto ricchi di biotite, talora decolorata e cloritizzata; paragneiss intermedi biotitico-muscovitici a grana minuta; metagrovacche (gneiss minuti leucocrati a muscovite); facies cataclase delle rocce precedenti (nelle serie brianzonesi). Anteriori al Carbonifero medio.* (c, d)

Dei massicci di Savona, Calizzano-Bardineto e Loano, una parte non indifferente è costituita da un complesso gneissico, i cui termini petrografici mostrano una particolare ricchezza di biotite.

La facies predominante è quella degli gneiss biotitici a grana quasi sempre minuta, i cui costituenti fondamentali sono quarzo, plagioclasio sericitizzato e biotite più o meno cloritizzata, talora lamellare-scistosa, talora in ciuffi ricristallizzati, con muscovite, apatite, zircone, tormalina e granato tra gli accessori; la tessitura è per lo più marcatamente scistosa; spesso gli gneiss, per diminuzione del plagioclasio ed aumento della muscovite, passano a micascisti gneissici ed a micascisti; localmente, nel massiccio di Calizzano, sono inoltre presenti degli gneiss minuti leucocrati a muscovite, a tessitura meno spiccatamente orientata. Il grado di cataclasi di tutti i tipi suddetti è di norma assai elevato.

La successione di banchi a grana differente, in alternanze di tipo stratigrafico, la presenza di livelli costituiti da metagrovacche, nei quali il processo di gneissificazione sembra ancora ai primi stadi, i passaggi graduali alle anfiboliti quarzifere, i rapporti quantitativi tra i costituenti mineralogici principali, l'aspetto « clastico » dei granuli di quarzo nelle facies meno metamorfosate, fanno ritenere probabile l'origine sedimentaria di questa formazione.

Gli gneiss hanno rapporti stratigrafici (benché spesso attualmente tettonizzati) sia con lenti di anfiboliti quarzifere, sia con le migmatiti e

con le facies più decisamente granitiche. Questi due ultimi tipi petrografici hanno avuto origine dall'ultrametamorfismo per lo più di porzioni del complesso gneissico che, nei casi in cui ciò è ancora dato di vedere (embrechiti listate ed embrechiti occhiate), ne rappresenta il paleosoma.

La mancanza di letto e tetto stratigrafici e le complicazioni strutturali impediscono di valutare lo spessore degli gneiss, che, comunque, nella parte affiorante, non dovrebbe essere inferiore ad alcune centinaia di metri.

L'età della formazione, e di quella delle Anfiboliti di Monte Spinarda, ad essa strettamente associate, generalmente ritenuta pre-carbonifera (ZACCAGNA, 1937; AIROLDI, 1937; ROVERETO, 1939; CONTI, 1950; KEREZ, 1955, ecc.), è stata recentemente ringiovanita da CONTI (1963) e BELLINI (1964), che ritengono gli gneiss delle «ectiniti metasomatiche, derivanti per azione di un campo metamorfico regionale agente su sedimenti prevalentemente filladici del Carbonifero e del Permiano»; contrari a questa opinione si sono successivamente dichiarati BLOCH (1964) e REINSCH (1966), secondo i quali esiste invece un salto netto di metamorfismo tra gli gneiss ed i sedimenti permo-carboniferi; i primi non sono di origine metasomatica, ma costituiscono dei sedimenti dapprima trasformati in gneiss da un metamorfismo regionale, e solo in un secondo tempo granitizzati assieme ai sedimenti permo-carboniferi. L'orogenesi alpina ha successivamente indotto una trasformazione dinamometamorfica di epizona sia sugli gneiss, sia sui sedimenti permo-carboniferi, sia sulle facies granitoidi; gli gneiss, a differenza dei terreni permo-carboniferi, mostrano quindi tracce di almeno due cicli metamorfici e devono pertanto essere pre-carboniferi.

Anche a nostro avviso, per le medesime ragioni addotte da BLOCH e da REINSCH, gli gneiss e le anfiboliti debbono essere ritenuti di età più antica della serie permo-carbonifera, la cui base, sulla scorta delle flore, sarebbe del Carbonifero medio.

3) CAc_g — «Formazione di Ollano»: *Conglomerati prevalentemente quarzosi, arenarie e, specie nella parte superiore, filladi e filladi carboniose; livelli grafitici ed antracitici; arenarie e conglomerati gneissici; micascisti e micascisti gneissici chiari; nelle filladi resti vegetali, tra cui Pecopteris plumosa dentata*

CORSIN, *Sphenopteris schatzlarensis* STUR, *Imparipteris (Neuripteris) obliqua* BRONGN. (nelle serie brianzonesi).
Carbonifero superiore-medio. (c, d)

Questa formazione che, nelle carte precedenti, non era stata distinta dalla Formazione di Murialdo, si rinviene soltanto nella parte settentrionale del foglio, in tre affioramenti principali: a partire da W, il primo, e più cospicuo, è quello che da Calizzano si estende verso N fino al M. Camulera e verso E fino ad Osiglia; il secondo è presente a N di Osiglia, nella zona di Bertolotti-Cavalotti; il terzo si sviluppa sul fianco orientale della Bormida di Mallare, nella regione di Ollano. Altri numerosi affioramenti, tutti di modesta estensione, sono osservabili a S di Mallare, nel bacino del rio Biterno; a N di Pian dei Corsi; ad occidente di Rialto.

La formazione, verosimilmente corrispondente a quella che BLOCH (1965) chiama «houiller productif», è prevalentemente clastica, costituita da conglomerati a ciottoli per lo più di quarzo, talora di micascisti, di vulcaniti basiche, ecc., molto ben arrotondati, di taglia variabile tra 1 e 15 cm, da arenarie quarzoso-micacee, subordinatamente feldspatiche, da grossolane a fini, in strati ben evidenti, di colore grigio, e da filladi grigio-nerastre più o meno carboniose: queste tre facies si alternano sia in senso verticale che orizzontale.

E' tuttavia sovente possibile notare che esse costituiscono delle sequenze granulometricamente ordinate, con il conglomerato alla base e la fillade al tetto; in tali sequenze la gradazione della parte conglomeratica è assai scarsa; buona è invece quella dell'arenaria e della fillade. In linea generale, è inoltre rilevabile una prevalenza delle filladi nella parte superiore della formazione; i conglomerati appaiono invece di taglia maggiore soprattutto negli affioramenti più settentrionali. Rari livelli lentiformi di grafite sono intercalati nelle rocce precedenti; di norma non sono molto potenti e, comunque, sono per lo più attualmente strizzati «diapiricamente» ed accumulati in sacche. Il grado di scistosità dei vari tipi litologici è variabile, di norma piuttosto elevato. Ricordiamo inoltre la presenza, molto rara, di piccole lenti, non cartografabili, di rocce prasinitiche della Formazione di Eze. La formazione è stata studiata nei suoi aspetti sedimentologici da VANOSSI (1971 a).

Per ciò che concerne i limiti della formazione, ci sembra che non esistano, nell'ambito del foglio Albenga-Savona, elementi sicuri per indicare in qualche luogo l'affioramento del letto.

Quanto al tetto, secondo BLOCH (1965), esso è rappresentato dalla «serie di Murialdo»; il contatto è stato però recentemente considerato tettonico da CERRO, GIANOTTI e VANOSI (1969 a).

Premesso che, attualmente, i contatti fra le varie formazioni permocarbonifere appaiono per gran parte tettonizzati, e che riesce quindi sovente difficile accertare con sicurezza se le successioni osservabili sul terreno abbiano mantenuto — anche se attraverso faglie e scollamenti locali — la disposizione originaria, si può anzitutto osservare che vi sono delle zone (tra il Bric Mortè ed Osiglia, a N di Pian dei Corsi, ecc.) in cui il tetto geometrico della Formazione di Ollano è rappresentato dagli Scisti di Gorra e non dalla Formazione di Murialdo. In questi casi, fra le due formazioni è riconoscibile una transizione stratigrafica graduale, tanto che il limite non può essere posto con sicurezza: questo giustifica, tra l'altro, perchè nella carta da noi rilevata alcuni affioramenti carboniferi (per esempio quelli a S di Mallare e ad W di Rialto) abbiano ampiezza assai minore di quella indicata nell'edizione precedente del foglio Albenga-Savona.

Nei casi, poi, in cui il tetto geometrico della Formazione di Ollano è rappresentato da quella di Murialdo, occorre sottolineare la notevole tettonizzazione alla base di quest'ultima e il fatto che, in numerosi punti (versanti meridionale ed occidentale del Ronco di Maglio, zona tra Montagna e Valleggia, zona di M. Alto, ecc.), la facies dei termini sui quali essa riposa, piuttosto che alla Formazione di Ollano, sembra attribuibile a quella più recente degli Scisti di Gorra, che, fra l'altro, in alcuni punti, contengono banchi di porfiroidi e di tufi.

Quanto allo spessore della Formazione di Ollano, mancando il letto, e notevoli essendo le complicazioni tettoniche, esso può essere valutato soltanto con molta approssimazione: presumibilmente si aggira sui 300-400 m.

I fossili sino ad ora rinvenuti sono assai rari: si tratta unicamente di resti vegetali, segnalati fin dal secolo scorso nella zona a N di Ollano da SQUINABOL (1887) e DE STEFANI (1887), e rinvenuti nella stessa regione in epoca più recente anche da BELLINI (1963) e BLOCH, (1965): le specie

più significative sono citate in legenda: esse, secondo BLOCH, consentono il riferimento cronostatigrafico al Westfaliano superiore.

Se, come si è ammesso, il tetto stratigrafico è rappresentato dagli Scisti di Gorra, o dai Porfiroidi del Melogno (di età verosimilmente permica media-inferiore, forse carbonifera superiore alla base), la formazione in esame può essere collocata nel Carbonifero superiore-medio.

4) CAsc; CAsc* — «Formazione di Murialdo»: *Filladi e micascisti carboniosi scuri, con frequentissime lenti e vene contorte di quarzo, con subordinate intercalazioni di arenarie grigie o verdastre e di scisti arenacei verdastrati verso la sommità (CAsc); localmente con lenti della Formazione di Eze non cartografabili separatamente (CAsc*) (nelle serie brianzonesi). Carbonifero superiore-medio. (c, d)*

Anche questa formazione, come la precedente, si rinviene soltanto nella porzione settentrionale del foglio. I suoi principali affioramenti si osservano, procedendo da W verso E, nelle zone tra Casario e Viola, tra M. Rotondo, Murialdo ed il Colle della Barossa, tra Borda ed il Ronco di Maglio, tra Bric Fontanella e Pallare, tra Monte Alto e Case Pra Martino, tra M. Burotto e Quiliano, tra Vado e Bergeggi, e a N di Savona.

Essa consta prevalentemente di filladi e di micascisti minuti carboniosi scuri, che presentano, come tratto caratteristico, assai utile nel rilevamento per distinguerli dagli Scisti di Gorra (PEsc), frequentissime lenti e vene contorte di quarzo; le facies arenacee sono di norma assai subordinate; relativamente abbondanti appaiono però nella zona di Quiliano, sotto forma di scisti arenacei, verso il tetto geometrico della serie.

I micascisti contengono intercalazioni lentiformi, di varia grandezza, di rocce appartenenti alla Formazione di Eze; si rimanda al paragrafo relativo a quest'ultima per le informazioni relative alle aree contrassegnate con il simbolo CAsc*.

Ferme restando le riserve già avanzate nel paragrafo precedente circa la possibilità di ricostruire delle serie stratigrafiche sicure, il tetto della Formazione di Murialdo sembra affiorare in diverse aree settentrionali, nel-

l'ambito delle tavolette Murialdo e Mallare, ove esso appare costituito dagli Scisti di Gorra.

Il letto della Formazione di Murialdo, come s'è detto, è di incerta individuazione. Anzitutto, laddove essa si sovrappone geometricamente alla Formazione di Ollano (zone tra M. Baraccone e Montefreddo e tra il Ronco di Maglio ed il Colle della Barossa), il contatto è tettonico. Nella maggior parte delle altre zone, la formazione in oggetto è poi in contatto tettonico con vari termini degli Scisti di Gorra o dei Porfiroidi del Melogno. Da discutere appare però la natura del suo contatto con i terreni dei massicci cristallini di Savona e di Pallare. La maggior parte dei graniti ivi affioranti è di origine migmatite (si veda, in proposito, il paragrafo relativo ai Graniti del torrente Letimbro); la granitizzazione è avvenuta prevalentemente a spese degli gneiss e delle anfiboliti pre-carboniferi; in alcuni punti (ad es. a Capo Vado e ad E di Pallare) appare però indubbio che dallo stesso fenomeno metamorfico sono stati interessati anche i sedimenti della Formazione di Murialdo. Ancorchè attualmente la maggior parte dei contatti fra graniti e gneiss da un lato e micascisti carboniosi dall'altro siano tettonici, i passaggi stratigrafici anzidetti fanno ritenere probabile che gneiss ed anfiboliti rappresentino l'originaria base stratigrafica della Formazione di Murialdo.

Lo spessore di quest'ultima è, evidentemente, difficile da precisare; la parte affiorante può avere la potenza di alcune centinaia di metri.

Nell'ambito del foglio Albenga-Savona, nella Formazione di Murialdo non si sono trovati fossili; la sua probabile posizione stratigrafica è fra gli Gneiss di Albisola e gli Scisti di Gorra: data l'età ammessa per questi ultimi, essa non può essere più recente del Carbonifero superiore. Potrebbe però sorgere il dubbio che essa abbia un'età assai più antica (pre-ercinica), imprecisabile, immediatamente più recente di quella degli Gneiss di Albisola. Ancorchè tale possibilità non possa essere definitivamente scartata, esistono diversi elementi che la fanno ritenere assai poco probabile: innanzitutto, come s'è detto, la Formazione di Murialdo sembra mostrare passaggi transizionali ai soprastanti Scisti di Gorra: ciò indicherebbe una sua « eteropia » rispetto alla Formazione di Ollano e, conseguentemente, una età carbonifera superiore-media come per quest'ultima. In questo ordine

di idee, nel quadro della zona Brianzonese ligure, essa, depositatasi più a N della Formazione di Ollano, rappresenterebbe il Carbonifero interno, contrapposto a quello esterno, costituito dalla Formazione di Ollano stessa.

Tale conclusione appare avvalorata sia dalla presenza di grafite nella Formazione di Murialdo, sia dall'esistenza di intimi rapporti con le rocce verdi della Formazione di Eze (per le quali, nell'ambito delle Alpi Occidentali, non si ammette un'età più antica del Carbonifero superiore-medio), sia, infine, dal brusco « salto di metamorfismo » che separa i micascisti della formazione in esame dagli Gneiss di Albisola, indicante verosimilmente che soltanto i secondi possono aver partecipato alle fasi pre-saaliane dell'orogenesi ercinica.

La datazione della Formazione di Murialdo al Carbonifero superiore-medio ed il riconoscimento che essa appare interessata da fenomeni di migmatizzazione implicano necessariamente per questi ultimi una datazione post-carbonifera: l'argomento è ripreso e sviluppato nel paragrafo relativo ai Graniti del Torrente Letimbro.

5) PE π — « "Porfidi" di Osiglia »: *Rioliti verdastre, compatte, livelli di tufi e cineriti, localmente più o meno laminati e passanti ai Porfiroidi del Melogno (nelle serie Brianzonesi). Permico medio? - Carbonifero superiore? (c)*

La formazione, poco sviluppata arealmente, è costituita da facies vulcaniche e piroclastiche poco laminate. Le prime sono quasi sempre di natura riolitica, le seconde sono costituite da tufi cristallitici e litici, con clastici di dimensioni variabili, da livelli cineritici e, localmente, da breccie di esplosione.

Gli affioramenti distinti cartograficamente sono tutti ubicati nella zona tra Vetria e Ronchi ed allineati lungo una direttrice all'incirca coincidente con la direzione NE-SO. Lungo tale direttrice si trovano isolate masse riolitiche, tufacee e cineritiche, solitamente di piccole dimensioni areali, senza alcun apparente rapporto di continuità laterale con la formazione dei « Porfiroidi del Melogno », dove, peraltro, sono frequenti i passaggi stratigrafici tra porfiroidi (vulcaniti laminate) e vulcaniti fresche in giacitura stratoide, che si intercalano ai primi, di norma con spessori relativamente esigui. La separazione spaziale esistente tra i « Porfidi » di Osiglia ed i

porfiroidi è probabilmente dovuta a fatti erosivi ed entrambi i complessi vanno inseriti nelle stesse manifestazioni effusive che interessarono la regione.

Le masse relativamente maggiori, visibili a N di Osiglia, sul lato destro della valle, sul M. Camulera e al Bric Crose, rispettivamente sul fianco destro e sinistro della Bormida di Millesimo, hanno aree di affioramento dal contorno quasi circolare od ellittico, il che potrebbe farle interpretare come sezioni di camini eruttivi; le minori, che in gran parte non sono state cartografate, data l'esiguità dell'affioramento, sembrano avere giacitura filoniana. Nell'ambito di queste ultime si nota che alcune sono discordanti rispetto alle rocce incassanti (conglomerati carboniferi), mentre altre sembrano nettamente concordanti. Sul versante N del Bric Feddodona un livello di origine piroclastica, a matrice cineritica, dall'aspetto estremamente fresco si intercala agli strati conglomeratici della Formazione di Ollano: questo ed altri fatti (CERRO, GIANOTTI, VANOSI, 1970) consentono di datare al Carbonifero superiore l'inizio delle manifestazioni eruttive.

Per quanto è dato di vedere, tutte le vulcaniti e relativi livelli piroclastici riuniti nella formazione dei « Porfidi » di Osiglia hanno rapporti esclusivamente con termini della serie sedimentaria grossolana carbonifera (Formazione di Ollano), che essi attraversano o al di sopra della quale giacciono. Fanno eccezione parte delle vulcaniti del M. Camulera, che sono a contatto anche con il massiccio di Barbassiria (appartenente alla formazione dei Graniti del Torrente Letimbro) ed alcuni lembi a S del Bric Zerbi (nei pressi di Zerboraglia e di Barbassiria) che vi si trovano impigliati tettonicamente assieme a lenti conglomeratiche carbonifere lungo la faglia del Bric Zerbi.

L'età dei « Porfidi » di Osiglia, che hanno evidenti stretti rapporti genetici con i Porfiroidi del Melogno, è discussa nel paragrafo dedicato a questi ultimi. Nell'intervallo di tempo indicato (Permico medio? - Carbonifero superiore?) non si può escludere che l'attività effusiva sia stata discontinua ed articolata in più fasi, sulla cui possibilità di individuazione mancano tuttavia elementi.

- 6) PEsc; PEsc'; PEsc* — « Scisti di Gorra »: *Quarzoscisti, scisti quarzo-sericitici, cloritici, micascisti, scisti gneissici (PEsc), localmente con grossi cristalli di K-feldspato (PEsc'), di colore variabile, localmente con lenti della Formazione di Eze non cartografabili separatamente (PEsc*), con subordinate intercalazioni di Porfiroidi del Melogno; derivanti da laminazione ed ultralaminazione, durante l'orogenesi alpina, di materiali arenitico-pelitici, oppure tufaceo-arenacei e, subordinatamente, lavici del Permico medio? - Carbonifero superiore? (nelle serie brianzoni).*
(c, d)

Assieme ai Porfiroidi del Melogno, rispetto ai quali sono in parte eteropici ed in parte sottostanti, gli Scisti di Gorra costituiscono il gruppo litologicamente più complesso ed arealmente meglio rappresentato nel foglio Albenga-Savona, di cui occupano la maggior parte della fascia centro-settentrionale.

Essi constano delle seguenti litofacies principali:

- *scisti sericitici, cloritici, cloritico-sericitici; scisti sericitici a cloritoide*: hanno colore variabile grigio, o verdino, o bianco argenteo, o, più raramente, rossastro o violaceo; si disgregano facilmente in scaglie minute; sono ben rappresentati nella zona di Valdinferno-Garessio-Bric Schenasso-Carpe e a S di Mallare, nella zona dell'Eremita; alcune facies della Formazione di Eze sono macroscopicamente indistinguibili da questi scisti;
- *scisti filladici nerastri, sovente titaniferi*: costituiscono di norma delle intercalazioni, di spessore ridotto a pochi metri, entro le altre facies degli Scisti di Gorra, oppure entro i Porfiroidi del Melogno; rappresentano verosimilmente antichi livelli cineritici (VANOSI, 1971 c);
- *scisti quarzo-sericitici e filladico-sericitici, micascisti minuti; scisti quarzo-feldspatico-sericitici e scisti gneissici*: hanno colore variabile tra il bianco, il grigio, il verdastro ed il marrone; rappresentano la facies più diffusa e costituiscono molte varietà, a seconda delle proporzioni

relative dei costituenti mineralogici e della loro tessitura; in prima approssimazione, si possono distinguere tre facies: una derivante prevalentemente da materiali pelitico-arenitici e/o tufaceo-arenacei più o meno grossolani, di colore brunastro, spesso ricca di picchiettature limonitiche, con tessitura orientata non molto marcata, con una matrice minuta quarzoso-micacea in vari stadi di ricristallizzazione, nella quale sono immersi individui quarzosi o feldspatici, di chiara origine clastica; una seconda facies, di colore verdolino chiaro, derivante prevalentemente da materiali vulcanitici acidi, con tessitura marcatamente scistosa, costituita da un aggregato lepidoblastico quarzoso-micaceo (subordinatamente anche feldspatico), nel quale sono immersi relitti porfiroclastici quarzosi e feldspatici di chiara origine magmatica; una terza facies, grigiastrea, sufficientemente compatta, costituita da un aggregato quarzoso-micaceo a grana minuta omogenea, a tessitura prevalentemente lepidoblastica, per la quale la derivazione da rocce sedimentarie, o vulcano-clastiche, o vulcaniche non può essere stabilita con sicurezza;

— *scisti quarzo-sericitici carboniosi*: hanno colore nerastro e costituiscono un tipo particolare della terza delle facies distinte al capoverso precedente; sono ben evidenti, tra l'altro, nella zona a S di Pian dei Corsi ed in quella ad E di Viola, ove è possibile che rappresentino la parte basale degli Scisti di Gorra; a questa formazione abbiamo infatti creduto opportuno aggregarli — anzichè a quelle di Ollano o di Murialdo — perchè si mostrano intercalati ripetutamente, con spessori di norma inferiori alla decina di centimetri, alle facies sopra descritte;

— *quarziti, quarzoscisti*: si tratta di rocce di colore bianco o grigio-verdolino, estremamente compatte, più o meno scistose, a grana omogenea assai minuta: al microscopio rivelano una tessitura da debolmente a marcatamente orientata, ed appaiono povere di costituenti micacei; si trovano a diversi livelli sia entro gli Scisti di Gorra, sia entro i Porfiroidi del Melogno (ad esempio nel rio di Soria, a SE di Rifreddo; sui due versanti della bassa val del Frassino, particolarmente a N di Piambello; in diversi punti ad W ed a S di Pian dei Corsi e nella zona a N di Murialdo); la distinzione di queste rocce dalle quarziti scitiche, quando la posizione stratigrafica è incerta, non è sempre agevole: le

quarziti scitiche sono in genere a grana più grossolana, leggermente porose, di colore grigio più scuro, in banchi assai potenti; non è raro, inoltre, osservarvi degli strati conglomeratici, che mancano invece in quelle permiche; soltanto queste, poi, mostrano locali intercalazioni di bancate di porfiroidi;

— *arenarie e microconglomerati quarzoso-feldspatici*: si tratta di rocce che, sul terreno, possono essere confuse con quei tipi di « Verrucano » a grana minuta, con ciottolotti di quarzo rosa, o, meno facilmente, con talune facies di porfiroidi; le abbiamo tuttavia assegnate agli Scisti di Gorra sia perchè, in alcuni punti, appaiono intercalate ad altre facies caratteristiche di questa formazione, sia perchè alcuni dei campioni prelevati contengono elementi di K-feldspato metasomatico, ciò che non accade mai nel « Verrucano » tipico; sono visibili nella zona a S di Garesio, sia su entrambi i versanti della val del Tanaro, sia nella parte bassa della strada che sale al colle di S. Bernardo; altri affioramenti esistono nella zona di Battifollo ed in quella di Pomo, ad occidente di Vado Ligure.

Oltre che nelle suddette arenarie, grossi elementi di K-feldspato di origine metasomatica si trovano con abbondanza entro a scisti quarzo-sericitici analoghi a quelli citati nei capoversi precedenti, nella zona dei Giovetti-Bric dell'Arma ed in quella di Piangranone. L'aspetto macroscopico della roccia (contraddistinta sulla carta con la sigla PEsc') non è molto dissimile da quello dei porfiroidi; diversa ne è però la genesi: si tratta infatti verosimilmente di facies distali delle Migmatiti di Nucetto, meno migmatizzate di quelle affioranti nelle zone di Lisio e di Nucetto, e non di prodotti della laminazione tettonica di originarie rocce vulcaniche.

Per completare la rassegna litologica degli Scisti di Gorra, riferiamo che alcune piccole lenti (che non abbiamo potuto separare cartograficamente dagli scisti indicati come PEsc) di dolomie scure (a SW del Colle di S. Bernardo di Garesio, a N di Calizzano, a S del Bric della Colma) sembrano inserite stratigraficamente nella formazione in questione. In essa sono inoltre intercalate stratigraficamente a più riprese lenti di rocce verdi: per il significato delle aree contrassegnate sulla carta con la sigla PEsc* rimandiamo al paragrafo relativo alla Formazione di Eze.

I rapporti fra le varie facies descritte e fra esse e quelle dei Porfiroidi del Melogno e della Formazione di Eze sono assai difficili da districare: le condizioni tettoniche attuali, i passaggi stratigrafici gradualmente e le eteropie originarie — in alcuni casi sicuramente documentabili, in altri soltanto dedotti dai rapporti reciproci di giacitura — rendono il quadro complicato. Ciò spiega perché i limiti sulla carta sono tutti — o quasi — indicati come incerti. Inoltre, laddove le alternanze fra le facies distinte erano più fitte, e non scerverabili alla scala della carta, si è adottato il criterio, soggettivo, di indicare soltanto la facies ritenuta prevalente: così, ad esempio, nelle zone contrassegnate con la sigla PEsc sono state incluse intercalazioni di PEp, e viceversa.

Lo spessore degli Scisti di Gorra, ivi comprese quelle intercalazioni di Porfiroidi del Melogno e di rocce della Formazione di Eze non separabili cartograficamente, è assai variabile, presumibilmente compreso tra i 200-300 m ed i 600-800 m.

Come già detto, il limite stratigrafico inferiore degli Scisti di Gorra è rappresentato dalla Formazione di Murialdo a nord del sovrascorrimento del Permo-Carbonifero interno sopra quello esterno e dalla Formazione di Ollano a sud di tale linea strutturale.

Quanto al tetto, nella zona esterna esso è rappresentato quasi ovunque dai Porfiroidi del Melogno (con i passaggi transizionali di cui s'è detto); in quella interna esso manca invece quasi ovunque, essendo sostituito da una superficie di erosione, al di sopra della quale ci sono i calcari del Malm; ci si può chiedere se in questa zona gli Scisti di Gorra rappresentino una serie comprensiva equivalente a quella scisti-porfiroidi della zona esterna, oppure se i porfiroidi siano stati erosi in epoca precedente al Giurassico superiore.

Le considerazioni sull'età degli Scisti di Gorra, che non può essere discussa indipendentemente da quella dei Porfiroidi del Melogno, sono rimandate al prossimo paragrafo.

7) PEp; PEp'; PEp* — « Porfiroidi del Melogno »: *Porfiroidi a grana minuta (PEp) o a grossi cristalli di K-feldspato « a scacchiera » (PEp'), localmente con lenti della Formazione di Eze non cartografabili separate-*

mente (PEp), con subordinate intercalazioni di Scisti di Gorra; derivanti da laminazione, durante l'orogenesi alpina, di rioliti, riodaciti e trachitilatiiti, più o meno tufacee, del Permico medio? - Carbonifero superiore? (nelle serie brianzonesi).*
(c, d)

La formazione è costituita essenzialmente dai derivati dinamometamorfici di rocce vulcaniche acide, più o meno tufacee, ai quali soli abbiamo applicato il termine di porfiroidi, utilizzandolo nella sua accezione più ristretta. Nella loro facies più tipica, i porfiroidi appaiono macroscopicamente come degli ortogneiss a pasta scistosa verde chiara, minutamente ripiegata, nella quale sono visibili fenoclasti, di dimensioni inferiori ai 4-5 mm, spesso ovalizzati e stirati, di quarzo e di feldspato. Una varietà meno diffusa, ma assai caratteristica, si presenta di colore bianco, non scistosa e con pochi fenocristalli: essa può essere confusa, sul terreno, con la facies quarziticca degli Scisti di Gorra o anche con le quarziti scitiche.

Al microscopio è possibile riconoscere che i porfiroidi derivano da diverse rocce originarie, di natura riolitica, riodacitica o trachitico-latitica. La struttura primitiva, inoltre, quando non è completamente mascherata dalla ricristallizzazione sin-cinematica, mostra che si ha a che fare prevalentemente con rocce effusive, più o meno tufacee, e, raramente, con rocce ipoabissali.

L'interpretazione genetica dinamometamorfica da vulcaniti acide dei porfiroidi, accettata da tutti gli altri autori antichi e recenti, sia per l'area ligure, sia, più in generale, per tutte le Alpi occidentali, è stata respinta da CONTI (1963) e BELLINI (1964), per i quali queste rocce rappresenterebbero « il prodotto di una azione metasomatica feldspatizzante sui sedimenti carboniferi e permiani ». Le ripetute transizioni, assai chiare sul terreno, dai porfiroidi a vulcaniti acide poco o punto laminate, e le strutture microscopiche osservabili nei porfiroidi stessi, fanno scartare tale interpretazione. E' però vero che, in numerose località, possono essere osservati porfiroidi (PEp') analoghi a quelli sopra descritti, spesso molto più tufacei e meno quarziferi, contenenti con discreta frequenza livelli con fenoblasti anche centimetrici talora di quarzo e, più sovente, di K-feldspato

« a scacchiera », e con lenticelle millimetriche di materiale granitico: si tratta di manifestazioni metasomatiche (autometasomatosi?) assai probabilmente connesse (cronologicamente) con quelle (PEsc') descritte nel paragrafo precedente. I limiti tra queste due facies (PEsc' e PEp') e quelle « normali » (PEsc e PEp) sono evidentemente molto incerti.

Anche nei Porfiroidi del Melogno sono intercalate lenti di rocce verdi (PEp*), per la cui spiegazione si rimanda al paragrafo seguente.

Circa i rapporti in parte eteropici e in parte di sovrapposizione rispetto agli Scisti di Gorra, s'è già detto: come per gli Scisti, tali rapporti e la tettonica posteriore rendono difficili una stratigrafia di dettaglio ed una valutazione di spessore anche per i Porfiroidi (700 m come massimo?).

Il limite inferiore dei Porfiroidi, nei rari casi in cui non è rappresentato dagli Scisti di Gorra, è costituito dalla Formazione di Ollano; quello superiore è raramente visibile, poiché la serie soprastante manca per erosione, oppure, sovente, è scollata; ove ciò non si verifica (ad esempio nelle zone ad E e ad W di Verzi, in quella del rio Barozzo, e, nel vicino foglio Boves, lungo le pendici meridionali del massiccio del Pizzo d'Ormea, ecc.), il tetto è rappresentato dal « Verrucano », oppure dalle quarziti scitiche, separati dai porfiroidi da una superficie di erosione.

L'età dei Porfiroidi del Melogno e degli Scisti di Gorra, sulla base di tali dati, e per analogia con le zone alpine più occidentali, può essere considerata essenzialmente permica inferiore.

La transizione graduale verso il basso alle rocce carbonifere suggerisce che la base degli Scisti possa ancora appartenere al Carbonifero più alto; per lo meno in alcune zone, come s'è visto, anche l'attività effusiva sembra essere incominciata in tale epoca.

Quanto al tetto dei Porfiroidi, se si tien conto dell'età permica superiore-eotriassica unanimemente accettata per il « Verrucano brianzonese », non si può escludere che esso raggiunga il Permico medio; ciò potrebbe valere, almeno localmente, in particolare nella zona permo-carbonifera interna, anche per la sommità degli Scisti di Gorra.

8) pr — « Formazione di Eze »: *Andesiti, sia in facies effusiva che ipoabissale, più o meno trasformate in prasiniti verdi, con al-*

terazione bruno-marrone; scisti prasinitici, cloritico-epidotici, anche a letti epidotitici, verdastri, violacei o marroncini (cartografati solo nei loro affioramenti maggiori), derivanti da laminazione ed ultralaminazione durante l'orogenesi alpina di materiali vari del Permico medio? - Carbonifero medio? (nelle serie brianzonesi). (d)

I vari tipi petrografici attribuiti alla Formazione di Eze sono stratigraficamente inseriti nella Formazione di Murialdo, negli Scisti di Gorra e nei Porfiroidi del Melogno (assai raramente anche nella Formazione di Ollano): la loro distribuzione areale è dunque connessa con quella delle suddette rocce permo-carbonifere.

La formazione in esame è stata fatta oggetto di una recente nota (CERRO, GIANOTTI, VANOSSI, 1969 b), nella quale sono state anzitutto distinte facies massicce e facies scistose: solo le prime, di norma, appaiono separabili con sicurezza dai terreni nei quali sono comprese.

Le rocce massicce si presentano di colore verde intenso, se fresche, oppure rossastro-marrone, se alterate. Nel primo caso appaiono assai compatte, nel secondo sono facilmente disgregabili. In entrambi i casi non è raro poter osservare fenocristalli feldspatici ad occhio nudo. L'esame delle sezioni sottili permette di stabilire che si tratta di rocce, più o meno profondamente prasinitizzate, riconducibili ad andesiti sia in facies ipoabissali che effusive; abbastanza frequenti le facies con fenocristalli quasi unicamente plagioclasici; la presenza di facies tufacee appare probabile, ma non ha per ora potuto essere stabilita con sicurezza.

Le rocce scistose presentano facies compatte e facies facilmente disgregabili. Le prime sono di due tipi: di colore verde intenso, omogeneo, sempre attraversate da lenti e vene di quarzo di dimensioni assai varie (la sezione sottile permette di definirle come micascisti fortemente cloritici o cloritico-epidotici), oppure a letti millimetrici alternativamente verdi e bianchi (epidositi; talora gneiss epidotici e cloritico-epidotici).

Le facies scistose facilmente disgregabili sono prevalentemente costituite da scisti prasinitici e da scisti cloritico-sericitici, più o meno epidotici, a lettini millimetrici alternativamente verde-chiaro e marroncini; assai dif-

fusi sono anche scisti cloritici verdastrici; più rari, ma non infrequenti, sono infine degli scisti sericitici di colore rosso-violaceo.

Le facies massicce sono presenti sia nella Formazione di Murialdo, sia negli Scisti di Gorra, sia nei Porfiroidi del Melogno: la loro derivazione da rocce magmatiche più o meno basiche (anche per i tipi prasinitici) è riconoscibile con certezza.

Per le facies scistose si hanno invece tre possibilità differenti; esse possono infatti presentarsi:

- 1) intercalate a più livelli, con passaggi graduali, a quelle massicce: è logico considerarle allora come prodotti di laminazione ed ultralaminazione di queste ultime, particolarmente di quelle povere di fenocristalli (ed eventualmente di facies tufacee con queste connesse);
- 2) interposte tra le rocce verdi di facies massiccia e le facies scistose delle rocce incassanti (Formazione di Murialdo e Scisti di Gorra); in questi casi è talora possibile notare un graduale aumento della quantità di clorite ed epidoto avvicinandosi alla andesite e, di conseguenza, considerare le facies scistose verdi in questione come prodotti della « idrotermalizzazione » delle rocce permo-carbonifere circostanti;
- 3) intercalate alle suddette facies scistose permo-carbonifere « normali », senza che siano presenti sicure rocce verdi di origine magmatica: in tali casi la clorite e l'epidoto, che impartiscono alla roccia il suo caratteristico colore verde (di norma distinguibile anche ad occhio nudo da quello derivante dalla fengite, spesso presente sia negli Scisti di Gorra, sia nei Porfiroidi del Melogno), potrebbero avere ancora origine idrotermale (e la roccia sarebbe quindi ascrivibile alla Formazione di Eze); i suddetti minerali potrebbero però anche essersi sviluppati in conseguenza di azioni dinamometamorfiche esercitate sulle predette rocce permo-carbonifere « normali », senza alcun legame con un'attività magmatica basica anche lontana nello spazio: le rocce scistose verdi cloritiche ed epidotiche sarebbero allora da porre, di volta in volta, nella Formazione di Murialdo, o negli Scisti di Gorra, o nei Porfiroidi del Melogno.

Si è cercato di trasferire questa incertezza sulla carta, contrassegnando in modo differente quelle aree (pr), nelle quali affiorano lenti di notevoli

dimensioni di rocce verdi massicce o scistose, intercalate fra loro, da quelle (CAsc*, PEsc*, PEP*, rispettivamente per la Formazione di Murialdo, per gli Scisti di Gorra e per i Porfiroidi del Melogno) nelle quali queste stesse lenti, per la loro modesta estensione, non sono separabili dalle rocce incassanti, oppure nelle quali si realizzano le condizioni illustrate sopra nei punti 2) e 3).

Il problema dell'età delle rocce verdi della Formazione di Eze è in parte connesso con quello della loro giacitura e in parte con quello della loro natura (unicamente ipoabissale, oppure anche effusiva e piroclastica). Il limite cronologico superiore può essere posto in corrispondenza della base del « Verrucano brianzonese », del Permo-Eotrias, che non appare mai interessato da manifestazioni magmatiche. Le rocce più antiche con lenti basiche sono quelle della Formazione di Murialdo, del Carbonifero superiore-medio, nella quale le rocce verdi sono inserite stratigraficamente a più livelli. Pur con notevole margine di incertezza, i dati raccolti e considerazioni di varia natura (CERRO, GIANOTTI, VANOSI, 1969 b) indicherebbero che l'attività magmatica basica ebbe inizio nel Carbonifero medio e si protrasse, più o meno saltuariamente, fino al Permico medio.

9) Γ — « Graniti del Torrente Letimbro »: *Graniti gneissici fortemente cataclasati, sovente interpretabili come anatectitici: biotitico-muscovitici, a grana grossa (Savona e Pallare), muscovitico-cloritici, microgranulari (Calizzano); granodioriti a grana grossa, cataclate (Barbassiria) (nelle serie brianzonesi). Permico medio?* (c, d)

Nella formazione dei Graniti del Torrente Letimbro sono riuniti affioramenti di tipo più o meno nettamente granitico o granodioritico sparsi nell'area del foglio. I più cospicui sono compresi nei massicci cristallini di Savona, Pallare e Fornelli, Barbassiria e Calizzano-Bardineto, di cui costituiscono una parte arealmente non indifferente, o addirittura il tipo litologico prevalente.

Lembi isolati si rinvengono inoltre ad E (Cima Cardè, C. Chiappe, Mallarini) e ad W (a SE di Bric delle Rocche) del massiccio di Pallare, a Capo Vado e in numerosi punti a N e ad W di Murialdo (Rio dei Mabiri, Priella, M. Rotondo, Bric Ronchetti, ecc.).

Nella formazione, petrograficamente abbastanza eterogenea, si possono distinguere, in via preliminare, i graniti biotitico-muscovitici a grana grossa, affioranti prevalentemente nei massicci di Savona e di Pallare, quelli muscovitico-cloritici microgranulari, abbondanti nella fascia Bardinetto-M. Ciane, ed i graniti passanti a granodioriti, a grana grossa, tipici della zona di Barbassiria. Tutti sono di norma intensamente cataclasati, spesso con tessitura più o meno marcatamente gneissica.

A parte i casi — numerosi — in cui i contatti sono attualmente tettonici, i graniti si vedono passare, con transizione più o meno rapida, sia agli gneiss, sia alle rocce permo-carbonifere. Il contatto avviene di norma attraverso una serie di rocce miste, dei tipi più vari a seconda della natura litologica originaria e delle modalità e intensità con le quali si è manifestata l'azione migmatizzante. I graniti stessi, in frequenti casi, hanno caratteristiche tessiturali e mineralogiche tali da documentare l'origine anatessitica.

Per tali motivi, i limiti segnati sulla carta — particolarmente quelli tra migmatiti e graniti — e l'attribuzione all'una o all'altra delle due formazioni sono in buona misura soggettivi. Facies granitiche, che non si è ritenuto di separare cartograficamente, sono ad esempio frequenti nelle migmatiti delle zone di Nucetto e Lisio.

Quanto sopra non esclude che nelle masse granitiche si celino anche facies francamente intrusive, difficili, peraltro, da distinguere, a causa della intensa deformazione post-cristallina. Secondo BLOCH (1963), ad esempio, i graniti di Barbassiria sarebbero appunto intrusivi. Le osservazioni ai margini del massiccio, condotte in particolare da uno di noi (R.G.), ancorché non conclusive per la presenza di contatti tettonici, farebbero invece propendere per un'origine anatessitica, con derivazione dalla Formazione di Ollano.

Quanto agli altri massicci, conviene precisare che in quello di Calizzano si hanno prove che le rocce originarie sono gli gneiss e le anfiboliti, di cui si osserva la graduale trasformazione in rocce granitoidi; quello di Savona deriva in parte dalle stesse rocce e in parte, secondo quanto osservato da uno di noi (A.C.) a Capo Vado, dalla Formazione di Murialdo. Una derivazione da quest'ultima sembra documentabile anche per almeno

una parte dei graniti di Pallare, che, come già segnalato da BELLINI (1964), hanno stretti rapporti stratigrafici (quasi sempre secondariamente tettozzati) con i micascisti scuri carboniferi. Infine, sembrano derivare dagli Scisti di Gorra almeno parte delle rocce granitoidi dei massicci di Lisio e di Nucetto, anche se non si può escludere definitivamente che le transizioni graduali attualmente osservabili debbano invece essere interpretate come passaggi da una migmatite (o da un granito) ai suoi prodotti di disfacimento meteorico, passaggi « omogeneizzati » e resi indecifrabili dal dinamometamorfismo alpino.

Per quanto concerne l'età dei graniti e delle migmatiti ad essi associate, l'analogia delle facies petrografiche primitive e derivate fa ritenere verosimile che il ciclo ultrametamorfico (e magmatico?) si sia realizzato contemporaneamente in tutta l'area ligure.

La Formazione di Murialdo, cui abbiamo attribuito un'età carbonifera superiore-media, rappresenta la formazione più recente tra quelle sicuramente interessate dalla migmatizzazione, e serve dunque per fissare il limite cronologico inferiore di tale evento. Detto limite può essere ulteriormente ringiovanito se si ammette che anche gli Scisti di Gorra e i Porfiroidi del Melogno, essenzialmente del Permico inferiore, sono stati toccati dal processo metamorfico.

Nei Porfiroidi del Melogno, quest'ultimo appare limitato alla presenza di metablasti isolati, che, se interpretati come prodotti di autometasomatosi, possono non avere alcuna relazione cronologica con il processo migmatitico generale; più difficile appare però interpretare in tal modo le facies a metablasti (PEsc') negli Scisti di Gorra; per questi ultimi, inoltre, come s'è detto sopra, le transizioni graduali alle migmatiti parrebbero almeno localmente interpretabili come di natura metasomatica, e non sedimentaria.

Accettato dunque, sia pure con qualche incertezza, che la migmatizzazione è posteriore al Permico inferiore, occorre anche precisare che, d'altro lato, essa deve avere preceduto la fase orogenetica (verosimilmente eocenica) che ha coinvolto i massicci cristallini. In sede di ipotesi, sembra logico connettere cronologicamente l'attività magmatica che ha dato luogo ai porfidi (ora porfiroidi) con quella che ha portato alla formazione dei

graniti, ciò che, fra l'altro, si accorda con il quadro geologico alpino generale e — ancorché esso non costituisca elemento di sicura valutazione cronologica — con il fatto che, in tutta l'area ligure, le formazioni post-paleozoiche, ivi compreso il « Verrucano brianzonese » del Permo-Eotrias, non sono mai interessate dalla migmatizzazione.

La datazione dei graniti e delle migmatiti al Permico (medio?) si accorda con quella sostenuta recentemente da CONTI (1963), BELLINI (1964), REINSCH (1966) e, per quanto si può desumere dai suoi scritti, BLOCH (1963).

10) m — « Migmatiti di Nucetto »: *Migmatiti eterogenee ed omogenee, fino ad anatessiti, con transizioni ai graniti ed alle rocce primitive (permo-carbonifere e pre-carbonifere) (nelle serie brianzonesi). Permico medio? (c, d)*

A partire da NW e procedendo verso SE i maggiori affioramenti di questa formazione si trovano nella zona di Scagnello-Battifollo, ove costituiscono il margine meridionale del massiccio di Nucetto; a S di Lisio; a S della grande massa anfibolitica di M. Spinarda. Lembi di dimensioni più modeste si osservano a SW del Colle di S. Bernardo di Garessio; nell'immediato entroterra di Loano; nella zona di Capo Vado. Altre lenti, di estensione variabile, non separate cartograficamente per le ragioni esposte nel precedente paragrafo, sono inoltre presenti nei Graniti del Torrente Letimbro.

Poiché le rocce originarie sono di differente natura, anche le migmatiti che da esse derivano hanno facies molto variabili: in prima approssimazione, si possono distinguere almeno tre tipi.

Un primo tipo è presente nei massicci di Calizzano e di Savona; esso deriva dalla migmatizzazione degli Gneiss di Albisola e delle Anfiboliti del Monte Spinarda, a questi frequentemente intercalate. Si tratta in prevalenza di embrechiti biotitiche listate, a letti di neosoma quarzoso-feldspatico, a volte occhiate per grossi fenoblasti di feldspato potassico, o di anatessiti biotitiche occhiate o a tessitura nebulitica; meno frequente appare la tessitura agmatitica. Sono relativamente numerose le località dove è possibile vedere le migmatiti; nell'ambito del massiccio

di Calizzano, in particolare, esse sono raggruppate in una fascia che, con direzione SW-NE, attraversando il Rio di Valle ed il Rio Negro, delimita a SE la massa anfibolitica del Monte Spinarda. All'interno di questa fascia non è difficile individuare alcune zone, allungate nell'identica direzione, dove lo gneiss biotitico è stato granitizzato quasi completamente (gneiss leucocrato a muscovite); di tali zone è stata cartografata solo la maggiore, a S di Calizzano. Nella parte meridionale del massiccio sembra che il fenomeno di migmatizzazione sia stato meno intenso; tuttavia, nei pressi di Bardineto, sul fianco destro della Val Muschieto ed in località San Nicolò si possono osservare belle embrechiti occhiate. Recentemente REINSCH (1966) ha studiato dettagliatamente queste migmatiti. A questo primo tipo possono forse essere ascritte anche le embrechiti occhiate e listate della zona di Loano: gli gneiss biotitici ai quali esse fanno transizione, tuttavia, non hanno gli stessi caratteri petrografici di quelli di Calizzano e di Savona.

Un secondo tipo è osservabile nelle zone di Capo Vado e di Pallare: qui la roccia originaria è rappresentata dai micascisti della Formazione di Murialdo, trasformati in embrechiti muscovitico-carboniose listate; i letti neosomatici hanno composizione quarzoso-feldspatica in prossimità del contatto con il granito, e unicamente quarzosa a distanza maggiore. Non si può escludere che tutte le vene di quarzo di cui la formazione carbonifera è ricca siano da connettere cronologicamente e geneticamente a questa fase metamorfica.

Un terzo tipo, infine, è quello visibile nei massicci di Nucetto e di Lisio: qui, in diversi punti, come detto nel paragrafo precedente, la roccia originaria potrebbe essere costituita dagli Scisti di Gorra; in altri punti si individuano inoltre rocce arenacee, più o meno trasformate, non dissimili da quelle che costituiscono la Formazione di Ollano; le migmatiti più frequenti in queste zone sono embrechiti ed anatessiti a fenoblasti di K-feldspato.

Un carattere comune a tutti i tipi sopradescritti è la presenza di una intensa deformazione post-cristallina, che si manifesta in vari stadi di cataclasi e di milonisi.

L'età di tutte le varie facies della formazione in esame, come quella dei Graniti del Torrente Letimbro, è presumibilmente permica (media?).

- 11) T¹-PE³; T¹-PE³sc — « Formazione di Monte Pianosa ("Verrucano brianzonese" Auct.) »: *Conglomerati poligenici, non sempre separabili cartograficamente da T¹, a ciottoli ben arrotondati, di taglia molto variabile, prevalentemente di quarzo bianco e roseo e, più raramente, di feldspato e di riocaciti violacee, quarziti conglomeratiche (T¹-PE³); peliti e scisti quarzo-sericitici viola, verdi e grigio-scuri (T¹-PE³sc) (nelle serie brianzonesi e ad affinità brianzonese). Scitico? - Permico superiore? (d)*

Poiché i conglomerati della Formazione di Monte Pianosa frequentemente passano con gradualità verso l'alto alle Quarziti di Ponte di Nava, essi sono stati cartografati separatamente dalle quarziti stesse solo nei loro affioramenti più potenti. Questi sono tutti distribuiti entro una fascia a direzione E-W, compresa tra i paralleli di Borghetto S. Spirito e di Noli.

I conglomerati hanno clastici ben arrotondati, di taglia assai variabile da zona a zona: in quella del M. Guardiola, ad esempio, si trovano banchi con massi del diametro attorno al mezzo metro e banchi di microconglomerati; di norma la stratificazione non è ben evidente. Le peliti scistose sono spesso minutamente arenacee, a grana omogenea, in letti millimetrici ben individuati. I rapporti fra le due facies appaiono almeno in parte di eteropia; laddove è possibile ricostruire la successione con relativa sicurezza (M. Guardiola, M. Pianosa), le peliti appaiono però prevalenti nella parte inferiore. E' anche opportuno ricordare che queste ultime presentano convergenze litologiche notevoli sia con quelle che si trovano intercalate nella parte superiore delle quarziti scitiche, sia con quelle localmente presenti negli Scisti di Gorra, sia con altre, che abbiamo attribuito alla Formazione di Eze, ritenendole derivate per dinamometamorfismo dalle vulcaniti basiche; laddove i loro rapporti con i

terreni adiacenti sono tettonici, e quando mancano le facies conglomeratiche, l'assegnazione formazionale e stratigrafica delle peliti si rivela incerta.

Lo spessore della formazione è calcolabile solo approssimativamente, per le complicazioni tettoniche, e le misure che si ottengono rappresentano certamente dei valori minimi: essi oscillano tra i 50-60 m nella zona di Alto e i 120 m in quella di M. Guardiola. La formazione è relativamente omogenea nelle varie unità stratigrafico-strutturali brianzonesi e ad affinità brianzonese: si può tuttavia grossolanamente considerare come più potente e maggiormente pelitica nella serie di C. Tuberto e come prevalentemente conglomeratica in quella di Cerisola.

Il limite superiore della formazione è transizionale; quello inferiore, invece, è, di norma, litologicamente netto: esso è però quasi sempre tettonizzato, sì che riesce difficile studiare le caratteristiche originarie della superficie di contatto; in generale, si può affermare che non si notano evidenti discordanze geometriche tra la formazione in questione e quella dei Porfiroidi del Melogno, che ne rappresenta il substrato; in alcuni punti, specie se il contatto avviene tra porfiroidi e conglomerati, è però visibile una superficie di erosione.

L'età della Formazione di Monte Pianosa non può essere paleontologicamente documentata; fondandosi però da un lato sulla discordanza a letto e dall'altro sulla gradualità del passaggio alle quarziti, ritenute scitiche, a tetto, può essere accettata un'età permica superiore e/o scitica basale.

- 12) T¹ — « Quarziti di Ponte di Nava »: *Quarziti biancastre e verdoline, per lo più a grana grossa, in strati e banchi, a volte scistose e cloritiche, con rare peliti verdi e violacee intercalate verso la sommità (nelle serie brianzonesi e ad affinità brianzonese). Scitico. (d)*

Come per quasi tutto il Mesozoico brianzonese, i maggiori affioramenti di quarziti si osservano in una fascia ad andamento E-W all'incirca compresa tra i paralleli di Borghetto S. Spirito e Noli. Una seconda serie di affioramenti, di minor estensione, è poi rilevabile nella zona nord-occi-

dentale del foglio, tra Pallare, Viola ed il Colle della Rionda; altri, infine, si hanno tra Osiglia e Mallare.

La formazione è sostanzialmente omogenea in tutte le serie brianzonesi e ad affinità brianzonese; la litofacies più caratteristica è costituita da quarziti a grana grossa, a scarso cemento siliceo, molto compatte, in strati di norma ben evidenti, dello spessore medio di 50 cm, di colore grigio o, per la presenza di piccole quantità di sericite e clorite, verdino. Le variazioni principali si hanno alla base ed alla sommità della formazione.

Alla base, il passaggio graduale alla sottostante Formazione di Monte Pianosa si realizza attraverso livelli di quarziti conglomeratiche, a ciottoli di quarzo grigio o rosato, che, nelle facies più fini, sono macroscopicamente difficili da distinguere dai porfiroidi; lo spessore di questo livello di transizione varia da pochi metri a qualche decina di metri.

Al tetto la formazione presenta sovente, per uno spessore di una trentina di metri, delle alternanze di strati quarziticci e pelitici. Le peliti (muscovitico-sericitico-cloritiche, con frazione siltosa quarzosa) sono verdi o violacee, spesso scistose, in strati dello spessore medio di 10 cm. In questa porzione superiore la stratificazione appare molto irregolare, con andamento lentiforme; nelle quarziti sono inoltre occasionalmente rilevabili accenni a stratificazione incrociata e a « ripple-marks » di oscillazione.

A tetto, le Quarziti di Ponte di Nava passano (con limite quasi ovunque netto, a luoghi transizionale, però con rapida evoluzione) alle dolomie triassiche: non sembra esistere alcuna superficie erosionale. Questa è invece sempre ben evidente in quelle aree (Rocca Battaglia, Cerisola, M. Pietra Ardena-Valdinferno, entroterra di Loano e Pietra Ligure) nelle quali il limite superiore della formazione è rappresentato dai Calcari di Val Tanarello.

Ancorché praticamente prive di fossili (se si eccettuano le segnalazioni di rarissimi esemplari di *Estheria minuta* e di *Myacites fassaensis* BITTNER, dovute rispettivamente a ISSEL, 1885, e a ZACCAGNA, 1887), le Quarziti di Ponte di Nava sono state poste da tutti gli Autori nello Scitico, per la loro sottoposizione ai calcari ed alle dolomie anisici. La loro facies è, del resto, analoga a quella dello Scitico del Brianzonese classico;

qui, però, tra le quarziti e la serie calcareo-dolomitica meso-triassica si intercalano, come è noto, facies evaporitiche — attribuite allo Scitico superiore — che non sono invece presenti in Liguria. Sembra tuttavia che nella nostra zona manchino elementi per ammettere l'esistenza di una lacuna tra Scitico ed Anisico.

- 13) T³⁻² — « Dolomie di San Pietro dei Monti »: *Dolomie più o meno calcaree grigie, in grosse bancate, talora con Encrinus liliiformis GOLD. e diplopore; alternanze di calcari e calcari dolomitici grigi, a volte con piccoli gasteropodi (Loxonema sp., Chemnitzia sp.) e con interstrati pelitici rossi e verdi; localmente, calcari chiari o rosati, ceroidi, di facies simile a quelli del Malm, alternanti però a strati dolomitici; livelli di brecce calcaree e dolomitiche intraformazionali; calcari dolomitici a piste (« calcaires vermiculés »); calcari micacei chiari, scistosi, calcari silicei e dolomie con noduli di selce (nelle serie brianzonesi e ad affinità brianzonese). Ladinico-Anisico. (d)*

La parte di gran lunga più importante del Mesozoico delle serie brianzonesi e ad affinità brianzonese è costituita dalla formazione oggetto del presente paragrafo. I suoi affioramenti, di norma, si accompagnano a quelli delle Quarziti di Ponte di Nava ed hanno quindi un'analoga distribuzione areale: si trovano infatti soprattutto nella già citata fascia ad andamento E-W compresa tra i paralleli di Borghetto S. Spirito e di Noli e nella zona nord-occidentale del foglio, tra Pallare, Perlo, il Colle della Rionda e Viola.

La formazione è prevalentemente calcarea nella parte inferiore e dolomitica in quella superiore; con maggior dettaglio, in essa si possono riconoscere numerosi livelli, in special modo nella porzione basale ed in quella sommitale: mentre i primi sono all'incirca analoghi in tutte le serie brianzonesi e ad affinità brianzonese dell'area ligure, i secondi mostrano, nelle varie serie, differenze abbastanza sensibili.

Nella zona di S. Pietro dei Monti, a S del M. Carmo, ove la formazione è assai ben esposta, si può riconoscere — dall'alto al basso — la

seguinte successione (per maggiori dettagli, si veda VANOSI, 1969 a):

- dolomie micritiche, da grigio-chiare a grigio-scure, massicce (25m);
- calcari micritici, massicci, a lamine indistinte alternativamente chiare e scure, separati da esilissimi veli argillitici (5m);
- dolomie a grana fine grigio-scure, in strati di circa 30 cm di spessore, alternate a dolomie chiare massicce (25m);
- calcari e dolomie grigio-scure, da micritici a microcristallini, in strati sottili ben evidenti (50m);
- dolomie chiare, massicce, a grana fine, con resti di dasicladacee (10m);
- calcari micritici grigi, in strati evidenti e molto sottili, separati da spalmature pelitiche millimetriche rossastre (10m);
- dolomie in strati di spessore variabile, grigio-chiare, alternate a calcari micritici, con banchi di breccie intraformazionali (9m);
- dolomie grigio-scure, ben stratificate, con interstrati millimetrici pelitici rossastri (25m);
- calcari micritici, con resti di crinoidi, cui seguono verso il basso calcari dolomitici ceroidi con aspetto nodulare pseudobrecciato e calcari dolomitici a piste (« calcaires vermiculés ») (45m);
- calcari silicei chiari, ceroidi, con interstrati di peliti verdine (12m).

Della successione suddetta si possono mettere in particolare evidenza, perché reperibili, con caratteristiche analoghe, in numerosi affioramenti dell'area ligure, i calcari silicei basali (ad occidente, nella serie di Ormea, e a N, in quella di M. Sotta, si trovano, invece, in posizione stratigraficamente un po' più alta, livelli calcarei a noduli silicei), i calcari dolomitici a piste, i calcari straterellati con spalmature pelitiche rossastre (nella serie di Ormea, le peliti, di colore verde, oltreché rosso, possono essere potenti anche qualche decina di centimetri).

Come s'è detto, la successione descritta presenta caratteri abbastanza uniformi in tutta l'area ligure; al suo tetto si hanno invece termini (che abbiamo assegnato ancora alla formazione delle Dolomie di S. Pietro dei Monti) le cui caratteristiche variano da zona a zona, corrispondendo ad una sedimentazione verificatasi durante il generale sollevamento della dorsale brianzonese, avvenuto verso la fine del Trias medio.

Nella serie di Ormea i termini suddetti (che hanno uno spessore di pochi metri) constano di un livello rosso (« Sidérolithique ») a scisti clo-

ritico-calcitico-ematitici e scisti ottrelitici, associati a calcari contenenti letti di granuli dolomitici ed ematitici e a microbreccie dolomitiche cementate da ossidi di ferro; nella serie di Caprauna si osservano invece puddinghe poligeniche alternate a livelli rossi, sovrapposte a marne nere e verdi e a dolomie vacuolari. Nella serie di Carpe, infine, per uno spessore di alcune decine di metri, si osserva una successione caratterizzata dall'alternanza di calcari e marne grigio-rossastri (con abbondanti resti di grossi crinoidi), di dolomie e di breccie intraformazionali calcareo-dolomitiche.

Nella formazione in esame abbiamo incluso anche gli « schistes à Equisetum » segnalati da BLOCH (1958) nei pressi del Colle della Crocetta (tav. Bagnasco): si tratta di un affioramento ridotto, non cartografabile al 100.000, di arenarie finissime e di scisti neri, i cui rapporti con le dolomie — dai quali potrebbero derivare interessanti considerazioni stratigrafiche e strutturali — non sono purtroppo chiaramente visibili.

Lo spessore delle Dolomie di S. Pietro dei Monti, laddove non è tettonicamente ridotto, è in relazione con l'entità dell'erosione verificatasi in epoca antecedente al Malm; nelle serie brianzonesi di Ormea, Caprauna e Carpe esso oscilla tra i 200 e i 300 m; in quella di Cerisola le dolomie sono invece state asportate quasi completamente: solo in alcuni luoghi se ne rinvennero lembi potenti pochi metri. Anche nelle serie di C. Turbato e di M. Sotta (ad affinità brianzonese) lo spessore si aggira sui 200 m; in queste serie non è però ovunque documentata l'esistenza di una lacuna con erosione al tetto delle dolomie.

Il limite tra la formazione in oggetto e quella sottostante è litologicamente netto, ma senza erosioni e, probabilmente, senza lacune; il limite superiore è invece variabile nelle differenti serie. Esso è certamente erosionale in tutte le serie brianzonesi e di carattere variabile e localmente di incerta interpretazione (di erosione? cronologicamente transizionale?) in quelle ad affinità brianzonese. Nelle prime, a cominciare dalle più esterne, al tetto delle dolomie si osservano: calcari retici — solo localmente — e calcari del Dogger (serie di Ormea); calcari del Malm (serie di Caprauna, di Cerisola e, parzialmente, di Carpe); scisti cretaceo-eocenici (serie di Carpe, parzialmente). Nelle seconde si hanno invece breccie dolomitiche

vacuolari, probabilmente carniche, oppure scisti attribuiti al Cretaceo superiore-Eocene (serie di C. Tuberto) e calcari, verosimilmente del Trias superiore (serie di M. Sotta).

I fossili presenti nella formazione in esame sono molto rari: citati da differenti Autori in località diverse sono: *Tetractinella trigonella* SCHLOT., *Dadocrinus gracilis* MEYER, *Pentacrinus dubius* GOLD. nei livelli inferiori e *Diplopora annulata* SCHAF., *D. uniserialis* PIA, *Teutloporella herculea* STOPP., *Encrinus liliiformis* MILL., *Myophoria goldfussi* ALB., *Lima costata* GOLD., *Naticella sublineata* MÜNST, *Loxonema* sp., *Chemnitzia* sp., *Atractites* sp. in quelli superiori.

I fossili sopra menzionati e le facies caratteristiche, paragonabili a quelle del Trias medio brianzonese classico, consentono l'attribuzione delle Dolomie di San Pietro dei Monti al Ladinico-Anisico. In particolare, la parte inferiore, più calcarea, può essere riferita all'Anisico, quella superiore al Ladinico. Per alcuni livelli, poi, le correlazioni con le serie triasiche transalpine possono essere spinte anche ad un maggior dettaglio: ad esempio, i calcari marmorei debolmente arenacei ed i calcari dolomitici a piste possono essere fatti corrispondere rispettivamente ai « marbres phylliteux » ed ai « calcaires vermiculés » dell'Anisico inferiore brianzonese. Il passaggio Anisico-Ladinico viene di norma posto dagli Autori — senza prove paleontologiche — in corrispondenza all'aumento dei termini dolomitici ed alla regressione di quelli calcarei, ciò che sovente si traduce anche in un gradino morfologico nel profilo topografico: a seconda delle zone, tale passaggio può essere marcato da livelli pelitici rossi e verdi (cineriti?), oppure da calcari straterellati, a spalmature rossastre, di probabile ambiente litorale; molto spesso mancano però depositi particolari e l'intera formazione può essere prevalentemente dolomitica fin dalla base, senza che sia possibile evidenziare il limite in questione. Per questa ragione, ed anche per le complicazioni strutturali notevoli presenti nell'area ligure, Anisico e Ladinico non possono sovente essere distinti l'uno dall'altro; per offrire una condizione omogenea di lettura della carta si è ritenuto opportuno non separarli cartograficamente anche nei punti in cui ciò sarebbe stato possibile. Per ragioni analoghe, e per l'esiguità dello spessore, non sono state

distinte le facies particolari terminali precedentemente descritte: un loro riferimento cronologico al Trias superiore, anziché al Ladinico, non può peraltro essere escluso.

14) T⁴ — « Formazione di Rocca Prione »: *Brecce dolomitiche vacuolari a matrice pelitica e a cemento carbonatico; intercalazioni di calcari scuri, rossastri o giallastri e di argilliti rossastre, giallastre o grigio-scure (nella serie di C. Tuberto). Carnico? (d)*

La formazione è presente unicamente nella serie ad affinità brianzonese di C. Tuberto; i suoi affioramenti — che la tettonica ha ridotto per lo più a fasce esigue e discontinue — si osservano soltanto in alcuni punti del bordo settentrionale delle dorsali M. Galero-M. Alpe e M. Acuto-M. Piccaro, nella fascia mesozoica estesa dal Colle di S. Bernardo di Garesio al Poggio Balestrino e, in un lembo isolato, al Bric Ciarandella, a SW di Bagnasco.

La facies più caratteristica è rappresentata da brecce monogeniche dolomitiche fortemente vacuolari, a matrice pelitica, il cui aspetto ricorda quello delle dolomie cariate del Trias superiore delle Alpi meridionali; esse potrebbero a prima vista essere interpretate come di origine tettonica, ma gli interstrati pelitici presenti tra i banchi di breccia ne testimoniano l'origine sedimentaria. Alle brecce possono sostituirsi, nella parte stratigraficamente inferiore, calcari dolomitici nerastrati in banchi, calcari rossastri e calcari grigio-chiari nodulari. In tutta la formazione, infine, tra gli strati di calcare, o di dolomia, o di breccia (i cui spessori variano tra i 20 e i 100 cm) non è raro trovare interstrati di argilliti varicolori, specialmente giallo-rossastre.

Lo spessore della formazione è variabile, compreso tra 0 e 80 m. La formazione confina inferiormente con le Dolomie di San Pietro dei Monti; il suo tetto è visibile soltanto ad W di Castelvecchio, ove è costituito da calcari retici; la superficie di contatto è però mascherata; si è supposto inoltre che la formazione stessa sia per lo più delimitata superiormente da una superficie di erosione, che la ponga in contatto con la Formazione di Caprauna, cretaceo-eocenica: in realtà, quest'ultima poggia in trasgres-

sione evidente soltanto sulle Dolomie di San Pietro dei Monti (VANOSI, 1971 d).

Nella formazione non sono stati rinvenuti fossili; la sua età non può che essere triassica media o superiore, poiché essa è compresa tra dolomie ladiniche e calcari retici: sembra verosimile attribuirle al Carnico, sia perché, in alcune zone, essa evolve transizionalmente dalle dolomie sottostanti, sia perché, nelle regioni transalpine, una facies ad essa analoga è presente nella stessa posizione stratigrafica, ed è ritenuta carnica.

15) T⁵⁻⁴ — « Calcari di Monte Sotta »: *Calcari grigiastri ben stratificati, talora scistosi, con patina di alterazione rosa (nella serie di Monte Sotta). Norico? - Carnico? (b)*

I pochi affioramenti di questa formazione, di cui i più importanti sono quelli di M. Sotta e di Bric Fusare, sono limitati alla porzione nord-occidentale del foglio.

Il tipo litologico prevalente è un calcare grigiastro, chiaro, qualche volta debolmente magnesiacò, in strati sottili dell'ordine di qualche centimetro, talora scistoso e con patine superficiali di alterazione di colore rosa. Subordinatamente, senza che sia possibile stabilirne la posizione stratigrafica nell'ambito della formazione, compaiono vari livelli sottili, discontinui, di calcari analoghi ai precedenti, ma di colore più chiaro e contenenti delle minute lenti e delle lamine di natura porcellanite. In qualche punto, in particolare nella zona di Bric Fusare, verosimilmente nella parte medio-alta della formazione, sono anche stati rinvenuti rarissimi banchi di calcari neri, bituminosi, leggermente magnesiaci, ricchi di resti di piccoli lamellibranchi fortemente diagenizzati.

Il limite superiore della formazione non è noto; quello inferiore, rispetto alle Dolomie di San Pietro dei Monti sembra senz'altro di natura stratigrafica, abbastanza netto e verosimilmente senza lacune.

Si può ritenere che lo spessore dei Calcari di Monte Sotta non sia inferiore ad un centinaio di metri.

I fossili rinvenuti sono limitati agli impasti di piccoli lamellibranchi indeterminabili già citati.

La posizione dei Calcari rispetto alle dolomie mesotriassiche indica per essi un'età più giovane del Trias medio. Se il contatto con la formazione sottostante avviene senza lacune, allora almeno la parte inferiore dei Calcari dovrebbe essere carnica, senza che si possa escludere un'età più giovane per la parte più alta. Se, al contrario, tra le due formazioni esistesse un hiatus, allora non si potrebbe escludere un'età più giovane del Carnico anche per la porzione basale dei Calcari.

Nell'ambito delle serie ed affinità brianzonese, risulterebbe quindi la possibilità che, almeno nella parte basale, i Calcari di Monte Sotta siano eteropici della Formazione di Rocca Prione, assegnata, dubitativamente, al Carnico.

16) T⁵ — « Dolomie di Monte Arena »: *Dolomie cristalline chiare, a banchi, localmente con Worthenia contabulata COSTA; brecce a soli elementi di dolomia chiara (M. Nero) (nella serie del Castellermo). Norico. (d)*

Questa formazione si trova soltanto nella serie del Castellermo; i suoi principali affioramenti, procedendo da W a E, si osservano in prossimità delle cime del M. Galero e del M. Alpe e sul versante meridionale di quest'ultimo, nella grande placca del Castellermo, accompagnata da lenti minori ad E e ad W, in quella di Veravo-Monte Arena-Pizzo Ceresa e nella fascia che corre continua sul versante settentrionale della dorsale Poggio Grande-M. Croce, tra la Croce di Torrassa e Poggio Rotondo.

La litofacies è sufficientemente costante: si tratta di dolomie, che presentano numerosi caratteri distintivi rispetto a quelle mesotriassiche: innanzitutto la grana, che è più grossa; poi la stratificazione, in banchi potenti, per solito ben evidenti; inoltre l'assenza di intercalazioni di pacchi di strati calcarei; infine il colore, più chiaro, quasi biancastro, talora con bande rosato-rossastre. Un tipo litologico eccezionale è osservabile in prossimità della vetta del M. Nero: si tratta di brecce monogeniche dolomitiche.

La base della formazione non è nota; il limite superiore, transizionale rispetto ai Calcari di Veravo, retici, è litologicamente netto; lo spessore delle Dolomie di Monte Arena, misurato nella zona di Castellermo, si

aggira sui 300 m; a N, sulle pendici di M. Alpe, esso è ridotto — per cause tettoniche — a poche decine di metri.

Il passaggio stratigrafico al Retico aveva giustamente indotto FRANCHI e ROVERETO a ritenere noriche le dolomie in questione, ancorché mancasero sicuri elementi paleontologici; Zaccagna, pur attribuendole al Norico in alcuni suoi scritti, le cartografò poi nel foglio Albenga-Savona come « Tm », non differenziandole da quelle anisico-ladiniche. La documentazione paleontologica è stata offerta recentemente da BLOCH e GALLI (1964), che, al M. Arena, hanno rinvenuto alcuni esemplari di *Worthenia contabulata* COSTA, ponendo così definitivamente la formazione nel Norico. Data la mancanza di una base stratigrafica, tuttavia, non si può stabilire con certezza se nella loro parte più bassa le dolomie raggiungano anche il Carnico.

17) T⁶ — « Calcarei di Veravo »: *Calcarei grigio-scuri, talora scistosi, lumachelle, calcari a coralli, scisti marnoso-argillosi neri, dolomie a patina olivastrea in banchi; presenza di Rhaeticula contorta (PORTL.) e di Rhaetina gregaria (SUESS) (nelle serie del Castellermo, di C. Tuberto e di Ormea). Retico. (d)*

Questa formazione affiora unicamente in una fascia compresa tra i paralleli di Loano e di Cisano, allungata quindi in senso E-W.

Quasi tutti i suoi affioramenti appartengono alla serie del Castellermo ed hanno la stessa distribuzione geografica delle dolomie noriche, alle quali essi sono quasi sempre associati; lenticelle di dimensioni ridottissime si trovano inoltre nella serie di Ormea (zona di Eca, in val del Tanaro) e in quella di Case Tuberto (in prossimità del Colle di Scravaion e a N di Stra).

Le litofacies sono indicate nella legenda; esse alternano apparentemente senza regole precise.

I Calcarei di Veravo sono una delle poche formazioni con letto (Dolomie di Monte Arena) e tetto (Calcarei di Rocca Livernà) facilmente identificabili: entrambi, nella serie del Castellermo, sono costituiti da un limite stratigrafico non erosionale, con transizione litologica rapida. Nella serie

di Ormea, invece, il letto è costituito dalle dolomie ladiniche ed il tetto dai calcari del Dogger: le due superfici di separazione, pur con caratteri differenti, sono entrambe chiaramente erosionali. Nella serie di C. Tuberto, infine, i Calcarei di Veravo riposano sulla Formazione di Rocca Prione o sulle Dolomie di San Pietro dei Monti; al loro tetto vi sono sempre alcuni metri di calcari liassici.

Lo spessore della formazione è variabile, per cause stratigrafiche: nell'ambito della serie del Castellermo esso, laddove è massimo, è di circa 100 m nella zona meridionale e di 40 in quella settentrionale; nelle serie di Ormea e di C. Tuberto gli affioramenti sono ridottissimi, lenticolari, con spessore massimo di 4-5 m.

I fossili della formazione sono assai abbondanti e noti da tempo: lamellibranchi e brachiopodi [*Rhaeticula contorta* (PORTL.), *Rhaetina gregaria* (SUESS), *Cardita munita* STOPP., *C. cloachina* QUENST., *Dimyodon intustriatum* EMM., ecc.], coralli (*Thecosmilia clatrata* EMM., ecc.), echinodermi, foraminiferi (*Triasina* sp.), ecc.; la posizione stratigrafica, la facies, la fauna consentono il sicuro riferimento dei Calcarei di Veravo al Retico.

18) G⁴⁻¹ — « Calcarei di Rocca Livernà »: *Calcarei grigi, in strati evidenti, quasi sempre con frequenti e potenti lenti e bande di selce chiara, porosa, a patina giallo-rossastra; talora con belemniti; locali intercalazioni di microbreccie, passaggi laterali e verso l'alto a G⁸⁻¹ (nelle serie del Castellermo e di C. Tuberto). Lias. (d)*

Anche questa formazione — a parte modestissime lenti nella serie di C. Tuberto — è limitata alla serie del Castellermo, che si estende tra il M. Galero e Ceriale. Nell'ambito di questa serie è da notare che esiste una discreta differenza tra gli affioramenti settentrionali e quelli meridionali; a N i calcari in questione sono poco sviluppati: se ne rinvennero affioramenti in prossimità della vetta del Galero, al M. Alpe, sul versante meridionale di quest'ultimo, al M. Lapeu, al Pizzo di Carlo. A S esiste invece una fascia continua, avente direzione E-W, che inizia dalla Cima

Autero, prosegue verso i due versanti del Pennavaira e termina, dopo aver costituito la dorsale Poggio Grande-M. Croce-M. Piccaro, nella zona costiera compresa tra Borghetto S. Spirito e Ceriale. Un lembo isolato si trova inoltre a N di Campochiesa.

Nella serie di C. Tuberto sono stati rinvenuti soltanto due piccoli affioramenti in prossimità del colle Scravaion e a N di Stra.

La litofacies dominante della formazione è quella dei calcari grigi-scuri a stratificazione netta, con lenti e bande di selce chiara.

Lo spessore medio degli strati si aggira sui 10-15 cm e le intercalazioni di selce hanno spessore assai variabile: in alcuni casi (ad esempio lungo le pendici occidentali della Croce di Torrassa, o nella zona a N di Menosio) esse prendono decisamente il sopravvento sui calcari, ciò che spiega perché da taluni Autori esse siano state erroneamente cartografate come quarziti scitiche.

Nella parte inferiore della formazione i calcari divengono più arenacei e più marnosi e il loro colore può sovente essere rossastro o bruno.

I Calcari di Rocca Livernà passano eteropicamente verso l'alto alle Breccie di Monte Galero; livelli lentiformi di breccie, di spessore variabile, si trovano inoltre entro i calcari stessi nei quali sfumano lateralmente, attraverso zone a microbreccie ed a calcari fortemente arenacei; passaggi di questo tipo sono visibili in numerose località, ad esempio nei pressi di Bezzo, di Zuccarello, di Castelbianco e di Nasino.

Il limite inferiore della formazione è stratigrafico, non erosionale, con transizione litologica abbastanza rapida ai calcari retici.

Lo spessore dei Calcari di Rocca Livernà, nell'ambito della serie del Castellermo, è molto variabile, in relazione anche con i suddetti passaggi eteropici alle Breccie di Monte Galero: nella zona settentrionale (M. Alpe) esso si aggira sui 100 m; in quella meridionale raggiunge, e forse supera, i 600 m. Nei due ridotti affioramenti appartenenti all'unità di C. Tuberto lo spessore è invece al massimo di una decina di metri.

I fossili nella formazione in esame non sono molto frequenti; ricordiamo anzitutto i crinoidi, i cui articoli possono essere abbondanti, e i

rostri di belemniti (frequenti nella zona di Rocca Livernà e sulle pendici meridionali del Monte Nero); possiamo aggiungere rari mitilidi e terebratule, alcuni coralli e, segnalato da ZACCAGNA, un esemplare di *Vermiceras spiratissimum* QUENSTEDT, rinvenuto in val Pennavaira, sotto il ponte di S. Pietro.

La transizione graduale al Retico sottostante e la facies, più che i fossili, consentono di assegnare la formazione al Lias, senza che siano possibili ulteriori suddivisioni cronostatigrafiche.

19) G³ 1 — « Breccie di Monte Galero »: *Breccie monogeniche e poligeniche, anche molto grossolane, a ciottoli e massi provenienti da termini permo-triassici, con prevalenza di quelli più antichi nella parte superiore; enormi inclusi per lo più dolomitici; scisti argillo-marnosi con intercalazioni di breccie poligeniche, brecciole e calcari detritici, con rare belemniti (Arnasco); arenarie (Cima Autero) (nella serie del Castellermo). Dogger? - Lias. (a, d)*

Come le Dolomie di M. Arena, anche questa formazione si rinviene unicamente nella serie del Castellermo. Essa costituisce innanzitutto un vastissimo affioramento tra il M. Galero, la Cima Autero e il M. Alpe; altre fasce di minor estensione e potenza si trovano nella zona di Zuccarello, in quella di Poggio Rotondo, sul versante meridionale del Poggio Grande, e, infine, in affioramenti discontinui, al bordo meridionale della dorsale M. Nero-Rocca Livernà-M. Pesalto-M. Croce.

L'affioramento più cospicuo, di M. Galero-M. Alpe, consta essenzialmente di breccie molto grossolane, massicce, ben cementate, con elementi non arrotondati, costituiti in prevalenza da dolomie nella parte stratigraficamente inferiore e da vari tipi di rocce scitiche e permiche in quella superiore. Nella prima sono abbastanza frequenti anche i ciottoli di calcari retici e liassici; in essa, inoltre, i frammenti clastici di dolomia possono raggiungere dimensioni enormi, talora perfino di alcune centinaia di migliaia di metri cubi: si tratta, con tutta probabilità, di porzioni di antiche falesie franate nel bacino che esse delimitavano; tutta la formazione, del

resto, ha il carattere di una breccia di ripido pendio sottomarino, continuamente demolito dalla degradazione fisica e ricostruito da movimenti tettonici a componente prevalentemente verticale lungo faglie perimetrali.

Negli affioramenti meridionali i componenti clastici della formazione superano solo raramente i 50 cm di diametro. Accanto ai tipi litologici anzidetti, inoltre, se ne presentano altri: alla Cima Autero si trovano arenarie; nella zona di Arnasco è visibile una bella successione, che inizia con banchi di breccie con rare intercalazioni di scisti argillo-siltosi e argillo-marnosi e prosegue verso l'alto con alternanze di microconglomerati e scisti, per culminare con scisti assolutamente prevalenti, con rare intercalazioni arenacee.

Lo spessore della formazione è difficilmente calcolabile, soprattutto perché mancano le superfici di stratificazione. Valutazioni approssimative indicherebbero un centinaio di metri per la zona meridionale e circa 800 m per quella settentrionale.

Il limite inferiore della formazione è transizionale rispetto almeno ad una parte dei calcari liassici; quello superiore non è visibile nella zona settentrionale; lo è però in diversi punti della fascia meridionale (soprattutto nella zona di Arnasco), ove esso è rappresentato da un contatto transizionale con le soprastanti Radiolariti di Arnasco; secondo uno di noi (M.V.) tale contatto sarebbe invece tettonico.

Nelle Breccie di Monte Galero non sono stati fino ad ora rinvenuti fossili, se si eccettuano rostri di belemnite segnalati da CONTI (1963) nella zona di Arnasco.

Questa è indubbiamente la ragione principale delle « vicissitudini cronostratigrafiche » subite dalla formazione (o da parte di essa) nelle interpretazioni dei vari Autori. Le breccie segnalate da FRANCHI sul finire del secolo scorso, e da lui correttamente attribuite al Lias (e forse, nella parte superiore, al Dogger) per i loro passaggi laterali ai calcari liassici, furono successivamente attribuite da ZACCAGNA in parte al Permico, in parte al Trias medio (sulla base della prevalenza degli elementi clastici), in parte al Lias e in parte all'Eocene; anche ROVERETO, benché ammet-

tesse l'età liassica per alcune di esse, ne assegnò la parte maggiore al Trias medio, ponendone qualche lembo nell'Eocene. Recentemente, BLOCII (1960) ha riproposto la datazione di FRANCHI, facendo propri gli argomenti addotti dall'Autore italiano. Anche a nostro giudizio la formazione delle breccie deve essere posta nel Lias, almeno per quella sua parte che è eteropica dei calcari selciferi; frammenti di questi calcari e di calcari retici sono inoltre presenti allo stato di clastici in diversi punti; argomenti a favore dell'attribuzione al Dogger della parte superiore delle Breccie possono però essere considerati lo spessore della formazione e la sua sottoposizione stratigrafica, con passaggio transizionale, alle Radiolariti di Arnasco, considerate del Malm.

Particolare considerazione meritano i conglomerati (puddinghe e breccie) affioranti a S delle radiolariti, in fascia più o meno continua, da C. Morteo a Ceriale, dove sono ben esposti lungo la S.S. Aurelia, ed hanno un certo spessore. I loro costituenti sembrano essenzialmente gli stessi di quelli delle breccie sottostanti; il grado di arrotondamento, a parità di dimensioni, appare un po' superiore.

Il loro interesse deriva soprattutto dalla predetta posizione rispetto alle radiolariti; se questa dovesse derivare da una sovrapposizione stratigrafica dei conglomerati alle radiolariti, i primi sarebbero più giovani di quelli sottostanti (liassici) e separati da essi dalle radiolariti; ma le condizioni di giacitura non sono tali da escludere un riaffiorare per sinclinale o una ripetizione per scaglia tettonica dei conglomerati liassici. D'altra parte, più ad W, le Radiolariti di Arnasco sono sormontate dai Calcari di Menosio, di cui questi conglomerati dovrebbero essere eteropici.

Ricordiamo che STREIFF (1956) e RICHTER (1961) considerano questi conglomerati come corrispondenti a quelli del Capo S. Croce (a NE di Alassio), che ritengono eocenici.

20) G⁷⁻⁶ — « Calcari di Rio di Nava »: *Calcari scuri a grana grossa, in strati molto sottili, talora alternati a marne calcaree, a luoghi fossiliferi, con lamellibranchi, gasteropodi [Nerinea (Melanoiptigxis) sp., N. (Fibuloptigxis) sp.], ecc. (nella serie di Ormea). Bathoniano-Bajociano.* (d)

Questa formazione si trova soltanto nell'unità di Ormea ed affiora in piccole fasce lentiformi unicamente sui due versanti della val del Tanaro a S di Trappa (zone di Rocca d'Orse e di Bric della Penna).

La sua facies più caratteristica è rappresentata da calcari cristallini, a grana grossa, nerastri, con patina superficiale rossastra, in strati molto netti dello spessore di alcuni centimetri, con laminazione interna parallela. Nel vicino rio di Nava ai calcari sono alternate delle marne calcaree scure e compatte, scagliose, a stratificazione poco evidente, con patina di alterazione grigio-chiara. Lo spessore della formazione si aggira sui 30-50 m.

I Calcari poggiano, tramite una superficie di erosione, a seconda dei punti, sopra i calcari retici e sopra le dolomie ladiniche (o, spesso, sopra al livello « siderolitico », che, come già detto, si trova in tasche al culmine della serie dolomitica). La parte basale della formazione può essere localmente rappresentata da un conglomerato o da una breccia, dello spessore di 2-3 m, con elementi provenienti dal rimaneggiamento del substrato; altre volte tali elementi si trovano dispersi, o, se molto piccoli, concentrati in lamine millimetriche nella parte basale dei calcari.

Il limite superiore della formazione è rappresentato dai Calcari di Val Tanarello: al passaggio tra le due unità litologiche si trova talora un livello — potente alcuni metri — finemente detritico, costituito da una biocalcarenite ad entrochi passante, al tetto, ad arenaria quarzosa; negli altri casi il passaggio appare litologicamente netto, senza visibile superficie di erosione.

Alcuni strati dei calcari in esame contengono una ricca microfauna a gasteropodi, coralli, brachiopodi e lamellibranchi; sufficientemente ben conservate sono, in particolare, le nerinee, tra le quali relativamente frequenti sono i due generi citati in legenda.

Per posizione, biofacies e litofacies la formazione rappresenta l'equivalente delle « couches à Mytilus » del Dogger del Brianzonese classico. La sua attribuzione al Bathoniano-Bajociano, oltre che da tale correlazione, è indicata dalle nerinee in essa contenute.

21) G¹¹⁻⁹ — « Calcari di Val Tanarello »: *Calcari marmorei chiari, ce-roidi, ben stratificati; localmente, alla base, calcari arenacei e conglomerati; alla sommità, talora, marmi rosati e mandorlati (« marbres de Guillestre »); rarissimi frammenti di crinoidi, belemniti, ammoniti, aptici; localmente con Calpionella alpina LORENZ (nelle serie brianzonesi). Malm. (d)*

Si tratta di una formazione assai caratteristica, presente soltanto nelle serie brianzonesi, che costituisce un prezioso riferimento per le ricostruzioni paleogeografiche e strutturali.

Sia per le complicazioni tettoniche, sia per il suo esiguo spessore, essa appare per lo più in fasce di ridotta estensione. I suoi affioramenti sono situati principalmente in due zone del foglio: una fascia meridionale, tra i paralleli di Borghetto S. Spirito e di Noli, ed una settentrionale, delimitata a S dalla spezzata Pallare-Mallare-Priola-Viola.

La facies è caratteristica e piuttosto costante: si tratta di calcari ce-roidi di colore chiaro, grigio-azzurro, a volte rosato, in strati evidenti e regolari, dello spessore medio di 10-15 cm. Talora, specie verso la sommità, la stratificazione può farsi localmente confusa, ad andamento nodulare, e il colore più spiccatamente rosato: la somiglianza con i « marbres de Guillestre » del Malm brianzonese classico è allora più spiccata. In altri casi il calcare appare a grana grossa, di colore bianco, con striature nocciola chiare, a frattura scheggiata, massiccio.

La parte inferiore della formazione — che è per lo più trasgressiva su substrati di età diversa — è quella che presenta di gran lunga le maggiori variazioni, in relazione sia con la modalità con la quale è avvenuta la ripresa di sedimentazione, sia con la morfologia e con la natura litologica del substrato sul quale i calcari si sono depositati.

Quando la formazione poggia sui Calcari del Rio di Nava (nella serie di Ormea) la sua base può essere costituita da fini biocalcareniti ad entrochi; quando invece i calcari riposano sulle Dolomie di San Pietro dei Monti (nelle serie di Caprauna, di Carpe e, localmente, di Cerisola), alla

loro base si può avere un vero e proprio livello clastico (di spessore variabile tra pochi centimetri ed alcuni metri, costituito da puddinghe poligeniche grossolane, alternate a livelli pelitici rossi centimetrici, oppure da arenarie, per lo più dolomitiche, fini), oppure si possono notare sporadici costituenti clastici dolomitici e/o quarzosi, con dimensioni e grado di afrotondamento variabili, disseminati entro il calcare; molto più frequentemente, tuttavia, la base della formazione è delimitata unicamente da una superficie di erosione debolmente ondulata, senza manifestazioni clastiche apprezzabili. Quest'ultimo caso è quello che si realizza più spesso anche quando i Calcari di Val Tanarello poggiano sulle quarziti scitiche, o sul « Verrucano brianzonese » (nella serie di Cerisola); localmente, tuttavia, sono osservabili puddinghe o arenarie quarzose, o calcari fortemente arenacei. Infine, i calcari in questione possono riposare direttamente su termini della serie permo-carbonifera, come avviene localmente nella zona a S di Garesio e sempre in quelle di Viola-Bric Ciarandella, Casario, Vetricia, Massimino, Perlo e Murialdo. In quest'ultimo caso gli strati basali dei calcari contengono frammenti di scisti permo-carboniferi rimaneggiati, talora ridotti ai soli costituenti micacei, sericitico-cloritici. Questo fatto conferisce ai calcari stessi un aspetto finemente arenaceo e scistoso, che li rende a luoghi litologicamente assai simili ad alcune facies calcareo-scistose della Formazione di Caprauna, di età cretacea superiore-eocenica. Non escludiamo pertanto che negli affioramenti cartografati come G¹¹⁻⁹ nella parte nord-occidentale del foglio possano essere compresi anche termini della Formazione di Caprauna, litologicamente assai difficili da separare con sicurezza da quelli ora in esame; tale conglobamento si è anzi reso necessario, per l'esiguità dell'affioramento, nella zona di Bric del Monte ad W di Viola, ove, a tetto dei calcari micacei testé descritti, esiste una piccola lente costituita da una biomicrite di colore rosso, contenente globotruncane.

La formazione ha generalmente uno spessore assai ridotto, compreso, salvo eccezioni, tra i 10 e i 70-80 m; essa è quasi ovunque ricoperta stratigraficamente dagli scisti calcarei della Formazione di Caprauna; tra le

due formazioni non è raro trovare, aderente al calcare, un « hard ground » con faune cretacee.

I fossili nei Calcari di val Tanarello sono estremamente rari: a parte gli articoli di crinoidi, si possono segnalare soltanto tracce di belemniti alla Rocca Ferraira, saccocomidi e calpionelle in val Tanarello (entrambe le località si trovano nel contiguo foglio Boves), resti di aptici ed ammoniti nella zona di Rocca (a N di Finale Ligure).

E' questa indubbiamente la prima ragione delle varie età che, a seconda delle zone e degli Autori, sono state attribuite alla formazione in esame; inoltre i calcari sono trasgressivi su terreni differenti: così essi sono stati posti da Zaccagna nel Permiano (nelle zone di Bagnasco, di Mallare-Bormida, del colle di S. Bernardo di Garesio, ecc.), oppure nel Trias medio (nella maggioranza dei casi) e, solo nella zona di Rocca d'Orse, nel Giurese. Un ulteriore elemento di confusione è poi rappresentato dall'esistenza di calcari anisici che, localmente (come nei massicci di M. Carmo e di Bric Agnellino) presentano una facies straterellata e rosata simile a quella dei calcari in questione (dai quali possono però essere differenziati per la presenza di intercalazioni di strati dolomitici, di lenti di breccie intraformazionali, di strutture sedimentarie di ambiente litorale, di piccoli gasteropodi, ecc.).

Nella serie di Ormea, i Calcari di Val Tanarello sono compresi tra un Dogger superiore paleontologicamente datato ed un « hard ground » con microfaune del Cretacico; essi stessi contengono, alla sommità, saccocomidi e calpionelle. Poiché il passaggio al Dogger non appare interrotto da alcuna superficie di erosione, i calcari debbono rappresentare tutto e solo il Malm.

Nelle altre serie brianzonesi liguri i fossili significativi mancano ed il letto ha età variabile; gli elementi che, ciononostante, permettono di assegnare al Malm i calcari in questione sono i seguenti:

- analogia di facies con quelli giurassici della serie di Ormea;
- presenza, al tetto, del « hard ground », oppure di scisti della Formazione di Caprauna; sono infatti tettonici (oppure realizzati attraverso

- rovesciamenti) i contatti in cui al tetto geometrico dei calcari compaiono dolomie o quarziti triassiche;
- ammissione (in accordo con i dati paleogeografici di tutto il Brianzonese) di una trasgressione pressoché contemporanea, nel Giurassico superiore, dei calcari su di un substrato variamente eroso, e quindi sopra a terreni di età differenti.

22) G⁹ — « Radiolariti di Arnasco »: *Diaspri, radiolariti e scisti silicei rossi, verdi o grigi, in strati sottili ed evidenti. Malm. (a)*

Le Radiolariti di Arnasco, la cui litofacies è caratteristica e costante, ed il cui spessore non supera di norma i 25 m, affiorano in modo discontinuo, più o meno lentiforme, fra la costa (in prossimità di Castello Borelli, fra Borghetto S. Spirito e Ceriale) e la Cima Autero.

Ad eccezione di quelle del M. Nero, che sembrano poggiare direttamente sulle dolomie noriche, esse stanno geometricamente a tetto delle breccie liassico-giurassiche; nel profilo naturale sopra il cimitero di Arnasco il legame con tali breccie appare proprio stratigrafico; in molti punti, dalla Cima Autero alla Croce di Conscente, sono sormontate dai Calcari di Menosio; dalla zona delle C. Morteo alla costa esse sono seguite a SE-S da breccie analoghe a quelle liassiche, per le quali, come s'è detto, non si può stabilire se siano stratigraficamente a tetto o a letto.

Le Radiolariti di Arnasco sembrano quindi occupare la classica posizione che le radiolariti hanno nelle Prealpi, in Appennino, ecc., ed essere del Malm-Titonico, e differenziarsi da quelle (vedi più avanti) intercalate nelle Peliti di Moglio, paleoceniche.

Uno di noi (M.V.) ritiene tettonico ogni contatto delle radiolariti con le breccie liassico-giurassiche e considera le Radiolariti di Arnasco equivalenti a quelle intercalate nelle Peliti di Moglio della zona del Passo di Prale, ritenendole tutte del Cretacico superiore-Paleocene.

23) sf — *Scisti filladici e scisti argillosi, scisti calcarei, con sottili e locali intercalazioni di calcari marmorei neri a grana grossa (nella « serie di Montenotte »). Cretacico inferiore? - Giurassico superiore? (b)*

Questa unità litologica, facente parte della « serie di Montenotte », è rappresentata soltanto nella porzione nord-occidentale del foglio, ove affiora in forma di fascia più o meno larga, anche con locali discontinuità, a partire dal R. Pezzacolo al Colle della Crocetta, al R. Gambulogna, a Massimino, a Perlo. Oltre a questa fascia esistono numerosi lembi isolati, di cui i più importanti sono quelli di Battifollo, di Bric del Lupo e quelli di Biestro e della zona di Bric Veriosa nei dintorni di Pallare.

Dal punto di vista litologico conviene sottolineare che le intercalazioni di calcari marmorei neri a grana grossa hanno carattere discontinuo, si presentano in strati dell'ordine di qualche decimetro e sono pressoché esclusivamente alternate alle facies argillose e filladiche. Il loro rinvenimento è assai utile sul terreno, poiché contribuisce molto spesso a sciogliere i dubbi circa l'attribuzione di alcuni litotipi scistosi di colore scuro, che, con caratteri macroscopici del tutto analoghi, si presentano sia nella « serie di Montenotte », sia in certi termini del Permo-Carbonifero, entro i quali mancano però le suddette intercalazioni calcaree.

I limiti superiore ed inferiore sono per lo più di origine tettonica e, in qualche caso, dubbi; in tutta l'area rilevata non è stato possibile rinvenire prove sicure di passaggi stratigrafici sia verso l'alto che verso il basso della serie. Di conseguenza, lo spessore dell'unità litologica in questione non è valutabile in maniera precisa: si può comunque ritenere che esso si aggiri come minimo sui 100-150 m, almeno per le zone in cui la serie dei terreni è maggiormente conservata.

Data la mancanza di reperti paleontologici e le caratteristiche dei contatti con le formazioni contigue, dallo studio di questa unità litologica nell'ambito del foglio Albenga-Savona non sono emersi elementi cronologici sicuri. ROVERETO e CONTI, come è noto, sostennero l'età triassica superiore della « serie di Montenotte »; secondo gli Autori francesi (BARBIER, BLOCH et al., 1960-63) l'associazione marmi-radiolariti-ofioliti, che, litologicamente, potrebbe corrispondere alla « serie di Montenotte », occupa, nella serie dei calcescisti, una posizione basale, ritenuta verosimilmente tettonica, ed una sommitale, considerata come probabilmente stratigrafica e di età giurassica superiore-cretacea inferiore. Infine, recentemente, PASQUARÈ (1968) ha osservato che la « serie di Montenotte » è alloctona

al di sopra dell'Oligocene di S. Giustina; essa non appartiene all'unità dei calcescisti, ma ha provenienza appennino-dinarica: l'analogia con le facies appenniniche induce l'Autore a prospettare un'età giurassica superiore-cretacea.

24) SMO — *Serpentiniti compatte e scistose; localmente, piccole masse di gabbri, non separabili cartograficamente (nella « serie di Montenotte »). Cretacico inferiore? - Giurassico superiore? (b)*

Le serpentiniti si rinvengono esclusivamente nella parte nord-occidentale del foglio: si tratta, di regola, di affioramenti isolati, di estensione molto limitata; la roccia si presenta massiccia, di colore verde cupo, con zone variegata di tinta più chiara. Alle serpentiniti sono strettamente legate, tramite passaggi graduali (per esempio nella zona di Biestro) delle rocce compatte omogenee, di colore verde chiaro, che al microscopio si sono rivelate dei microgabbri più o meno intensamente prasinitizzati.

Queste rocce verdi sono sempre intimamente legate agli scisti filladici, argillosi e calcarei della « serie di Montenotte » e più precisamente sono in essi inserite come corpi di forma più o meno lenticolare. La natura dei contatti fra rocce verdi e scisti è attualmente spesso di tipo tettonico, ma è molto verosimile che i rapporti originari fossero diversi, e che le attuali condizioni siano semplicemente dovute a differenti reazioni agli sforzi tettonici delle masse serpentinitiche, rigide, rispetto a quelle degli scisti inglobanti, molto più plastici.

Un giudizio sull'età di queste rocce verdi, mancando altri criteri, si può fondare soltanto sui rapporti stratigrafici: da questi risulta che le serpentiniti devono essere coeve o più giovani degli scisti che le inglobano, per i quali abbiamo ritenuto opportuno adottare l'età giurassico-cretacea sostenuta dagli Autori che più recentemente hanno studiato in dettaglio la loro stratigrafia.

25) Cc — *« Calcari di Menosio »: Calcari silicei chiari, di aspetto finemente granulare. Cretacico inferiore. (a)*

I Calcari di Menosio, che hanno uno spessore di norma non superiore ai 15 m, si sviluppano a tetto delle Radiolariti di Arnasco in diversi

punti nella fascia compresa fra la Cima Autero e la Croce di Conscente; in tutte queste zone essi sono sormontati dalle arenarie della Formazione di Albenga, la quale peraltro ricopre direttamente le radiolariti al M. Nero ed i conglomerati verso la costa; il contatto sembra quindi essenzialmente tettonico.

Alle Case Morteo e nel rio S. Rocco i Calcari di Menosio non sono stati distinti; livelletti di questa natura sembrano associati alle radiolariti stesse.

26) C — *« Hard ground »: Crosta centimetrica indurita, fosfatica, ferruginosa, silicea, cloritica, presente discontinuamente a tetto di G¹¹⁻⁹; talora con belemmiti, denti di selaci, microfaune a calpionelle e a globotruncane (nelle serie Brianzonesi). Cretacico. (d)*

Questo particolarissimo orizzonte, di notevole importanza stratigrafica, è, per la sua stessa natura, discontinuo; inoltre, per il suo minimo spessore, sfugge sovente all'osservazione. Sulla carta sono state segnate convenzionalmente soltanto le principali località in cui è stato rinvenuto: si tratta sempre di punti in cui la superficie sommitale dei Calcari di Val Tanarello — alla quale il « hard ground » aderisce — è favorevolmente esposta; ciò, per fortuna, accade abbastanza frequentemente, data la differente degradabilità dei calcari e degli scisti della Formazione di Caprauna, che stanno al tetto dei calcari giuresi.

Procedendo da W verso E e, contemporaneamente, da N a S, fra i numerosi punti in cui il « hard ground » è osservabile vi sono la zona a N di Case Bertolini, nei pressi di Valdiferno; quella a W di Isola Perosa, in val del Tanaro; le Case Borrino superiori e l'Arma, rispettivamente a W e ad E del Truc Berengero; diverse località a E e a NE di Caprauna (C. dei Fan, C. Fontana, l'Arma di Via, ecc.); poi, più ad oriente, le zone di Berioli e di rio Bianco, in val Neva; quella a S di Balestrino, nel rio del Ponte; quella a E e a N di Poggio Balestrino; la zona di Carpe. Ancora più ad oriente, ove sono stati cartografati i Calcari di Val Tanarello, al tetto dei calcari stessi, il « hard ground » non è stato osservato: ciò vale

anche per le zone situate nella parte settentrionale del foglio, indicate nel paragrafo precedente, ove pure sono stati distinti i calcari del Malm.

Il colore del « hard ground » è variabile da rosso (se ferruginoso) a grigio-giallastro (sericitico) a verdastro (cloritico); inoltre, in alcuni casi, il « hard ground » appare distribuito a più livelli centimetrici, per uno spessore complessivo di 70-80 cm, separati da straterelli calcarei di colore rossastro, derivanti dal rimaneggiamento di quelli sottostanti del Malm, ai quali somigliano molto.

Il « hard ground », per lo più sterile, contiene localmente denti di selaci, rostri di belemniti e microfaune a calpionelle, saccocomidi e globotruncane. Tenuto conto dei dati paleontologici e del fatto che è compreso tra calcari del Malm e scisti calcarei del Cretaceo superiore, si può concludere che esso deve essersi formato nel Cretaceo inferiore e nella parte inferiore del Cretaceo superiore, con un'estensione più ampia che nel Margareis, dove il « hard ground » è attribuito all'Albiano-Cenomaniano, perché ricoprente sedimenti neocomiani.

27) C¹¹⁻⁶a — « Formazione di San Bartolomeo »: *Alternanze ritmiche, in strati sottili, di arenarie fini quarzoso-micacee bruno-chiare e di peliti grigio-giallastre; peliti, a luoghi mangesifere, per lo più rosse o verdine, mal stratificate, scagliose, con rare intercalazioni di strati sottili di arenarie finissime a cemento siliceo, con impregnazioni mangesifere di colore bruno-nerastro; con rare globotruncane (nella serie ad Elmintoidi s.s.). Cretaceo superiore. (a, d)*

La formazione in esame affiora soltanto in due aree ristrette al margine sud-occidentale del foglio e nella zona del Colle di San Bartolomeo; essa appartiene alla serie ad Elmintoidi s.s. (ampiamente sviluppata nei contigui fogli Boves, Imperia e San Remo), della quale costituisce la base stratigrafica.

Nella piccola zona rappresentata nel foglio Albenga-Savona la litofacies è quella descritta nella legenda; lo spessore indicato nello schema dei rapporti stratigrafici (circa un centinaio di metri) è largamente approssimato, mancando sia il letto che il tetto della formazione.

La sua età, sulla base delle globotruncane rinvenute ad W di Cesio, non può essere precisata, nell'ambito del Cretaceo superiore. Ricordiamo però che, più ad occidente, nella zona di S. Romolo (foglio S. Remo), essa contiene rari esemplari di *Globotruncana arca* (CUSH.): se questa forma, come ritiene la maggioranza degli Autori, non è comparsa prima del Senoniano, anche la formazione ora in esame (e, con essa, tutta la serie ad Elmintoidi s.s.) non può essere più antica di tale età.

28) C¹¹⁻⁶; C¹¹⁻⁶q — « Quarziti di Monte Bignone »: *Ortoquarziti di colore grigio-chiaro, con patine verdastre o rossastre, con sottili interstrati pelitici ed intercalazioni di strati e lenti di conglomerati poligenici, particolarmente abbondanti nella parte superiore della formazione, con rare Globotruncana contusa (CUSH.) e G. caliciformis (LAPP.) (C¹¹⁻⁶q); localmente, verso il basso si hanno peliti siltose, a luoghi mangesifere, varicolori, spesso rosse o verdi, a stratificazione mal evidente, scagliose, talora alternanti con quarziti in strati sottili, con rare Globotruncana angusticarinata GANDOLFI, G. helvetica BOLLI, ecc. (Membro di Pogli) (C¹¹⁻⁶) (nella serie di Borghetto d'Arroscia). Cretaceo superiore. (a, d)*

Questa formazione costituisce, assieme ai Calcari di Ubaga, la serie di Borghetto d'Arroscia, che, di massima, è limitata a N dalla serie di Albenga e a S da quella di Moglio-Testico.

Le Quarziti di Monte Bignone affiorano in numerose fasce alternanti con quelle dei Calcari di Ubaga a partire da Lenzari verso E, su entrambi i fianchi del torrente Arroscia (dalla Colla di Onzo, a N, fino ad Ubaghetta, a S), poi tra Garlenda, Villanova d'Albenga e la costa, fino all'Isola Gallinara; un lembo isolato è infine quello di Cenesi.

La formazione consta di diverse facies, parzialmente eteropiche l'una rispetto all'altra; in linea di massima, può essere indicata la seguente successione stratigrafica (a partire dall'alto):

- conglomerati poligenici, in strati spessi; hanno intercalazioni di strati di quarziti e di calcari arenacei; fanno transizione verso l'alto ai Calcari di Ubaga; sono molto ben rappresentati vicino alla costa (ad es. a S del Capo S. Croce) e si riducono progressivamente verso W, fino praticamente a scomparire all'altezza del meridiano di Borghetto d'Arroscia; ricordiamo che questi conglomerati sono stati da STREIFF (1956) e RICHTER (1961) considerati corrispondenti a quelli di Ceriale e attribuiti all'Eocene;
- ortoquarziti a scarso cemento quarzoso, di colore grigio chiaro, in strati di medio spessore; non rare le intercalazioni di strati e lenti di conglomerati poligenici fini; verso la base aumentano di potenza e di frequenza gli interstrati pelitici e diminuiscono quelli arenitici: si passa così gradualmente a sottili alternanze arenitico-pelitiche, che fanno transizione al Membro di Pogli; questo stesso passaggio si realizza anche in senso orizzontale, procedendo da E a W, dove le quarziti si riducono progressivamente di spessore, passando dai 150 m della zona costiera ai 40-50 m di Borghetto d'Arroscia; verso la sommità si hanno più frequenti intercalazioni di strati di conglomerati poligenici [con *Globotruncana contusa* (CUSH.) e *G. caliciformis* (LAPP.) nel cemento] e possono anche comparire alcuni strati di calcari arenacei « a lente », o di calcari marnosi;
- Membro di Pogli: peliti silteose quarzose, a luoghi manganesifere, varicolori, per lo più grigio-giallastro-brunastre, talora rosse e verdi; verso la sommità nelle peliti possono intercalarsi, con frequenza via via maggiore, strati sottili (5-10 cm) di ortoquarziti; contengono *Globotruncana coronata* BOLLI, *G. angusticarinata* GANDOLFI, *G. helvetica* BOLLI; il loro spessore si aggira di norma attorno ai 50 m; una facies particolare, che è stata posta in questo membro, ma che potrebbe appartenere a quello delle quarziti, è quella che affiora a N dell'Arroscia, tra Ranzo, Onzo, e la Punta Marina: si tratta di alternanze di peliti scure, scistose, manganesifere, e di straterelli quarzarenitici, sovente anch'essi scuri e manganesiferi.

Per quanto concerne i limiti della formazione in esame, precisiamo che, mentre quello inferiore non è noto, quello superiore è rappresentato dai Calcari di Ubaga, ai quali le Quarziti di Monte Bignone passano con transizione graduale.

L'età di queste ultime, considerata eocenica dai vecchi Autori, è stata posta nel Cretacico superiore da Lanteaume (1958); questa datazione è condivisa da BONI e VANOSI (1961) e, a quanto sembra, da CONTI (1963); RICHTER (1961) ritiene invece che la formazione in esame rappresenti il retto stratigrafico di quella di Albenga e che debba quindi essere, come quest'ultima, di età eocenica.

- 29) PC-C⁶; PC-C^{6r} — « Peliti di Moglio »: *Peliti manganesifere prevalentemente brune, talora rosse o verdastre, con intercalazioni frequenti di straterelli di siltiti quarzose manganesifere a cemento quarzoso, finemente laminale, nerastre, assai dure; rare intercalazioni di straterelli di calcari quarzosi scuri, di calcari ceroidi grigio-azzurri e di masserelle diabasiche; spesso con aspetto caotico; la formazione è in generale sterile; rare globorotalie di tipo paleocenico sono state rinvenute nelle zone di Castello di Teco e di M. Ariolo (F. Boves) (PC-C⁶); nella zona di Castel dell'Aquila intercalazioni di radiolariti rosse e di calcari silicei chiari (PC-C^{6r}) (nelle serie di Moglio-Testico e di Albenga; nella serie di Borghetto d'Arroscia?). Paleocene-Cretacico superiore? (a, d)*

La formazione affiora soltanto nella parte meridionale del foglio, in tre fasce distinte: una meridionale, la più estesa, allungata da Moglio a Vessalico, accompagnata dalle due fasce minori di Bric Arpyella e di Paravenna; una intermedia, tra Montà dell'Aquila e Lenzari, ed una settentrionale, dal Passo di Prale (F. Boves) alla Rocca Grande (a S di Alto).

Litologicamente, gli affioramenti nelle tre fasce sono assai simili; frequente è in essi l'aspetto caotico, che deriva da « boudinage » e non da mescolamento tettonico di formazioni diverse; in alcuni punti, infatti (ad es. a S di Moglio) è possibile osservare le caratteristiche originarie della formazione, che sono quelle di un flysch arenitico-pelitico; le masserelle diabasiche sono state segnalate da HACCARD (1965) nella regione di Marmoreo e da noi osservate nel contiguo foglio Boves, sul prolungamento della fascia di Moglio. La fascia più settentrionale mostra, rispetto alle altre due, una maggior abbondanza di peliti, che hanno localmente colore rosso o verdino e che sono più o meno parzialmente silicizzate: livelli rossi radiolaritici (che uno di noi — M. V. — ritiene equivalenti delle Radiolariti di Arnasco) si osservano nella zona a N e a S di S. Giacomo; al loro tetto sono presenti calcari chiari silicei.

Più ad occidente, nel foglio Boves, all'altezza del Colle di Cosio, le tre fasce sopra indicate perdono la loro individualità e confluiscono in un'unica che, di qui, prosegue ad occidente fin oltre il Colle delle Selle Vecchie.

Lo spessore della formazione — restando nell'ambito del foglio Albenga-Savona — è assai difficilmente valutabile: quello di circa 100 m rappresentato nello schema dei rapporti stratigrafici deve essere considerato come puramente indicativo.

Il limite stratigrafico inferiore della formazione non può essere indicato con sicurezza, date le complicazioni tettoniche.

Il limite geometrico superiore è rappresentato per la fascia meridionale dalla Formazione di Testico e per quella settentrionale dalla fascia dei calcari di M. Bello; entrambi appaiono stratigrafici e, di norma, sono abbastanza netti.

Dopo la scoperta di microfaune cretacee nel flysch ad Elmintoidi, la fascia meridionale della formazione in esame venne — su basi litologiche — paragonata da LANTEAUME e HACCARD (1960) al « complexe de base » del flysch stesso, e ritenuta del Cretacico superiore. Solo recentemente BONI e VANOSI (1967) hanno segnalato rarissime globorotalie paleoceniche associate a microfaune rimaneggiate del Cretacico superiore: i ritrovamenti, avvenuti tutti nell'adiacente foglio Boves, sia nella fascia meridionale, sia in quella settentrionale, testimoniano che la formazione è, almeno in parte, terziaria; non si può però escludere che in essa sia contenuto anche del Cretacico superiore.

Rimangono comunque le analogie litologiche con la Formazione di S. Bartolomeo (« complexe de base » degli AA. francesi), che sarebbe distinta essenzialmente dalla diversa posizione stratigrafica.

30) E¹-C¹⁰ — « Calcari di Ubaga »: *Alternanze, spesso ritmiche, di calcari marnosi grigio-azzurri con fucoidi ed elmintoidi e di marne da calcaree ad argillose, di colore grigio-cenere; nella parte superiore prevalgono le marne, a stratificazione per lo più indistinta, con intercalazioni di straterelli di conglomerati fini poligenici, contenenti nummuliti, discocicline, briozoi*

e globorotalie di tipo paleocenico-eocenico inferiore; nella parte inferiore, ove si rinvencono rare microfaune con Globotruncana lapparenti BOLLI, G. contusa (CUSH.), ecc., prevalgono i calcari, contenenti anche intercalazioni di calcari arenacei con caratteristica struttura « a lente », e, subordinatamente, di strati e lenti di conglomerati poligenici e di ortoquarziti (nella serie di Borghetto d'Arroscia). Eocene inferiore? - Campaniano. (a, d)

I Calcari di Ubaga, con le Quarziti di Monte Bignone, formano la serie di Borghetto d'Arroscia, che, come s'è visto, è compresa in genere tra le due serie di Albenga (a N) e di Moglio-Testico (a S). Essi affiorano in ampie fasce, arealmente alquanto più estese di quelle delle quarziti, tra la zona di Gazzo-Vessalico a W e quella di Capo S. Croce-Alassio a E. Il già ricordato affioramento di Cenesi, isolato, prevalentemente quarzítico, comporta anche due ristrette lenti di calcari.

Dal punto di vista litologico la formazione consta di diverse facies, non tutte uniformemente distribuite nell'ambito dell'area sopra indicata. La successione più completa, ricostruibile correlando fra loro vari affioramenti, è la seguente (dal tetto al letto):

- 5 - marne più o meno argillose o calcaree, a stratificazione non evidente, oppure in strati assai sottili (1-5 cm), di colore grigio azzurro, con rare intercalazioni di calcari arenacei molto duri, grigio-nerastri, e di conglomerati fini poligenici contenenti nummuliti, discocicline, briozoi e globorotalie di tipo paleocenico-eocenico inferiore; questo termine presenta quasi ovunque un aspetto notevolmente caotico ed il suo spessore è pertanto imprecisabile; esso affiora soltanto a N della valle Arroscia, in una zona approssimativamente compresa tra Lenzari, Montà dell'Aquila, Ranzo e Borghetto d'Arroscia e passa stratigraficamente ai calcari del termine sottostante nella zona a S di Montà dell'Aquila: non può pertanto costituire, assieme alla fascia di Peliti di Moglio affiorante a Leverone, un'unità tettonicamente indipendente;
- 4 - alternanze di calcari marnosi con fucoidi ed elmintoidi e di marne da calcaree ad argillose, con prevalenza dei calcari nella parte inferiore e delle marne in quella superiore; questo termine, il cui spessore è di almeno 150 m, contiene rare microfaune a *Globotruncana contusa* (CUSH.), *G. rosetta* (CARSEY), *G. stuarti* (LAPP.);

- 3 - alternanze in strati sottili di banchi di calcare arenaceo, con caratteristica struttura « a lente », e di calcari marnosi e marne debolmente arenacee (15 m);
- 2 - strati sottili di calcari « a lente », alternati con calcari scuri debolmente arenacei, finemente laminati, con intercalazioni di straterelli di arenarie e di conglomerati fini (50 m);
- 1 - calcari « a lente », in strati di 20-50 cm di spessore, con intercalazioni di lenti e banchi di conglomerati poligenici, anche molto grossolani e potenti; questo termine ha uno spessore di 20-30 m.

Come s'è già detto, il limite inferiore della formazione è stratigrafico e transizionale rispetto alle Quarziti di Monte Bignone. La definizione di quello superiore, date le complicazioni tettoniche, non è invece possibile con certezza.

Infatti, a N i Calcari di Ubaga sono geometricamente sovrapposti alla Formazione di Albenga tra la costa e la zona di Montà dell'Aquila e alle Peliti di Moglio tra Montà dell'Aquila e Lenzari: il contatto è ovunque tettonizzato.

Una situazione analoga si ripete anche per il limite meridionale della formazione in esame, costituito dalle Peliti di Moglio, geometricamente sovrapposte ai Calcari di Ubaga: anche in questo caso il limite appare attualmente tettonizzato.

Se si eccettuano gli antichi Autori, per i quali, come è noto, tutte le serie fliscioidei erano assegnate al Terziario, l'età della formazione è stata ritenuta cretacea superiore da HACCARD e LANTEAUME (1969), RICHTER (1961), CONTI (1963). BONI e VANOSI (1961), ponendola nella loro « serie di transizione », hanno prospettato la possibilità che essa fosse in parte cretacea ed in parte terziaria; tale datazione è stata successivamente documentata dagli stessi Autori (1967): sulla base delle microfaune sopra riportate, in effetti, si può ritenere che la formazione inizi con il Campaniano e termini con il (Paleocene) - Eocene inferiore.

31) E-PC — « Formazione di Testico »: *Alternanze ritmiche, in strati per lo più sottili, di arenarie quarzoso-micacee gradate bruno-giallastre e di peliti di colore ocraceo; intercalazioni di strati di calcari marnosi e marne grigio-chiari; transizione*

graduale, verso il basso, ad una successione monotona e mal stratificata di marne più o meno argillose, calcaree ed arenacee, grigio-azzurre, con caratteristica patina di alterazione giallo-grigiastra; rarissime microfaune con globorotalie di tipo paleocenico (nella serie di Moglio-Testico). Eocene? - Paleocene. (a, d)

Questa formazione costituisce, assieme alle Peliti di Moglio, la serie di Moglio-Testico. Essa affiora unicamente al margine meridionale del foglio, in una fascia continua compresa tra Barusso e Vessalico.

Litologicamente è possibile distinguere in essa due facies, stratigraficamente sovrapposte; in quella superiore, fliscioide, di origine torbidaica, sono abbastanza frequenti le strutture da corrente alla base degli strati arenacei; in quella inferiore, marnosa, sono da segnalare intercalazioni di strati (10-80 cm) di calcari marnosi, debolmente quarzosi e, soprattutto verso la base, di calcari quarzosi grossolani. Il limite tra le due facies, transizionale, che lascia a N quella marnosa, ha andamento E-W, mantenendosi a S della dorsale Bric Arpyella-M. Pagliassa-M. Carchera-M. Carpanea e, verso occidente, lambendo le pendici settentrionali di M. Grosso e i paesi di Vellego e Cartari.

Lo spessore complessivo della formazione è di circa 450 m, di cui i 200 inferiori costituiti dalla facies marnosa; il suo limite inferiore, come già detto, è stratigrafico, ed è rappresentato dalle Peliti di Moglio. Quello superiore non è noto, in quanto, al suo margine meridionale, sia nel foglio Albenga-Savona, sia negli adiacenti Imperia e Boves, la formazione viene tettonicamente in contatto con quella di S. Bartolomeo, rappresentante la porzione basale della serie ad Elmintoidi s.s.

L'età della Formazione di Testico, considerata cretacea superiore da HACCARD e LANTEAUME (1960), è stata recentemente ringiovanita da BONI e VANOSI (1967). Essi hanno infatti segnalato microfaune a globorotalie paleoceniche rinvenute a SW di Vellego, nella facies fliscioide. Dati i rapporti stratigrafici con le Peliti di Moglio, anch'esse, almeno in parte, paleoceniche, e poiché la successione delle due formazioni — nei pochi punti in cui è possibile osservare delle chiare strutture sedimentarie —

sembra diritta, tutta la Formazione di Testico è presumibilmente terziaria, senza che sia possibile precisarne ulteriormente il limite cronologico superiore.

32) E³-C⁶; E³-C⁶b; E²-PC — « Formazione di Caprauna »: *Calcarei più o meno arenacei a nummuliti, con banchi di quarziti alla base (E²-PC); scisti calcarei e calcareo-arenacei, scisti filladici, grigio-scuri, calcari scistosi chiari, rari livelli argillosi rossastri nella parte inferiore, a luoghi con nummuliti, a luoghi con globotruncane (E³-C⁶); localmente, intercalazioni di breccie poligeniche o di quarziti (E³-C⁶b) (nelle serie brianzonesi e in quella di C. Tuberto). Eocene-Cretacico superiore. (d)*

A parte rarissime lenti, questa formazione ha affioramenti distribuiti entro una fascia compresa tra i paralleli di Ceriale e di Noli.

Procedendo da N a S e da W a E, vi è innanzitutto l'affioramento della zona di Eca, appartenente alla serie di Ormea: qui, a tetto dei Calcari di Val Tanarello, si osserva, per uno spessore superiore al centinaio di metri, una monotona successione, costituita in prevalenza da scisti calcarei, più o meno micacei e quarzosi, localmente albitiferi, di colore grigio-scuro; essi contengono una potente intercalazione — che si sviluppa maggiormente nel vicino foglio Boves — di breccie poligeniche, a cemento calcitico, con elementi dolomitici e calcarei a spigoli vivi, di taglia assai variabile (E³-C⁶b); le breccie appaiono eteropiche degli scisti.

A S della zona descritta, nell'area compresa tra il Tanaro ed il versante meridionale del Pennavaira e delimitata ad E dal meridiano di Alto, si sviluppa la serie di Caprauna; nel suo ambito, gli affioramenti della Formazione di Caprauna sono assai numerosi: ricorderemo quelli di Case Villaretto, di Case Borrino superiori, di S. Bartolomeo e di M. Pesauto; quelli del versante meridionale del rio Croso, quelli di Alto-Rocca del Bozzaro-Caprauna. Tutti hanno la stessa successione litologica, che, valutata

dove è più completa, può essere così sintetizzata (dall'alto al basso stratigrafico):

- scisti argilloso-arenaceo-calcarei, spesso di colore brunastro, localmente silicei; affiorano nella zona tra Alto e la Madonna del Lago ed hanno uno spessore di pochi metri (E³-C⁶);
- scisti prevalentemente calcarei e calcareo-arenacei (zone di C. Bruciata, di Rocca del Bozzaro, di Caprauna); il loro spessore è difficilmente valutabile: 50-100 m? (E³-C⁶);
- calcari, spesso fortemente arenacei, a nummuliti, che, specialmente verso la base (zone di Carpena e di M. Pesauto), mostrano intercalazioni lentiformi di quarziti: affiorano in tutte le località citate all'inizio del capoverso; sono eteropici degli scisti calcarei; la loro potenza può raggiungere e superare i 100 m. (E²-PC);
- « hard ground » fosfatico, o ferruginoso-cloritico, con microfaune a globotruncane: ha spessore di pochi centimetri ed è stato osservato soltanto nella zona di Case Fontane (E³-C⁶);
- scisti calcarei e calcari scistosi a globotruncane, che, ad occidente di Case Fontane, hanno intercalazioni (E³-C⁶b) di strati quarziticci e, a NW di Caprauna, contengono livelli di peliti rosse, pure con globotruncane (zone di C. Fontane, di Bardi, del rio Pennavaira, ecc.); lo spessore è difficilmente valutabile: 50 m? (E³-C⁶).

Gli affioramenti che si rinvergono subito ad oriente di quelli sopra descritti appartengono essenzialmente a due unità: quella costituita dalle due serie di Cerisola e di Carpe, e quella di C. Tuberto.

I primi formano una fascia continua dalla zona del Colle di S. Bernardo di Garessio a Castelvecchio, Vecersio, Balestrino, Carpe; lembi isolati si ritrovano poi a NW tra Case Bertolini ed il Colle di S. Bernardo; a SW, nella zona di Case Teglieu; a NE, alla Punta Alzabecchi ed alla Rocca Berleurio e, più ad oriente, a M. Marmi, nell'entroterra di Pietra Ligure e nelle zone di Calvisio e Bric Briga. Come i precedenti, anche questi affioramenti riposano tutti al tetto dei Calcari di Val Tanarello. La loro facies è assai uniforme: si tratta di scisti calcarei, scisti argillosi, scisti filladici, di colore grigio-plumbeo, caratterizzati dalla frequente presenza di vene di quarzo e calcite, nei quali, a diversi livelli, si osservano intercalazioni di calcari arenacei e, localmente, di arenarie e microbreccie a cemento calcareo; lo spessore può aggirarsi sui 200 m.

Gli scisti legati alla serie di C. Tuberto affiorano (con uno spessore di

circa 150 m) in un'unica fascia tra Praetto, il Colle Scravaion ed il rio Lavagin. Differiscono da quelli sin qui citati innanzitutto per il fatto che riposano in trasgressione direttamente sulle dolomie mesotriassiche, tramite l'interposizione di un livello conglomeratico-arenaceo, potente alcuni metri, nel quale non sono stati riconosciuti con sicurezza elementi clastici più giovani dei calcari liassici; in secondo luogo, al di sopra del livello suddetto, essi iniziano con una facies scistosa, finemente arenacea, oppure siltosa, che evolve poi verso l'alto in scisti calcarei litologicamente analoghi a quelli presenti nelle altre serie.

Altri piccolissimi affioramenti, forse appartenenti a questa stessa serie di C. Tuberto, impigliati in scaglie alla periferia del massiccio di Calizzano (frammenti del conglomerato di base, calcari scistosi, scisti arenacei e scisti calcarei); si osservano anche sul fianco orientale della Bormida, nel tratto tra Calizzano e Bardineto.

Esistono infine altri piccoli lembi, in facies di marnoscisti grigi, o di calcari rossastri a globotruncane, o di calcari scistosi più o meno arenacei, nell'angolo nord-occidentale del foglio, a tetto dei Calcari di Val Tanarello: per le ragioni già illustrate nel paragrafo relativo a questi ultimi, tali scisti sono stati di norma cartografati assieme ai calcari del Malm; l'unica eccezione è costituita dall'affioramento a E di Pianchiosso, che, per le sue dimensioni, ha potuto essere separato.

Tutti gli affioramenti della formazione in esame (a parte quelli del Colle Scravaion) riposano sui calcari del Giurassico superiore, con l'intermediario, presente solo in alcuni punti, del « hard ground ». Il tetto della formazione è invece sconosciuto.

I fossili in essa contenuti sono abbondanti nei calcari della zona di Caprauna (soprattutto nummuliti) e assai rari negli scisti, nei quali, a seconda dei luoghi, sono state ritrovate alcune globotruncane e, nelle intercalazioni calcareo-arenacee, alcune nummuliti.

Per quanto concerne l'età della formazione, nella serie di Caprauna si può assegnare al Cretaceo superiore la sua parte basale, che ricopre un « hard ground » con globotruncane, e che contiene essa stessa tali foraminiferi; per i calcari nummulitici soprastanti è stata ammessa un'età paleocenica-eocenica media perché da un lato essi evolvono dagli scisti cretacei

senza uno hiatus visibile e dall'altro le nummuliti in essi contenute datano, secondo BOUSSAC (1912), il Luteziano; eocenica (superiore?) risulta quindi la porzione di scisti al tetto dei calcari nummulitici. Nella serie di Ormea mancano — nell'area rilevata — i calcari nummulitici: gli scisti rappresentano verosimilmente una serie comprensiva cretacea superiore-eocenica; le brecce in essi intercalate appartengono — sulla base di quanto è osservabile nel vicino foglio Boves — con ogni probabilità all'Eocene. Anche nelle serie di Cerisola e di Carpe mancano — come membro cartografabile separatamente — i calcari nummulitici: tuttavia, la coesistenza nella formazione, a livelli differenti, di globotruncane e di nummuliti garantisce che anche qui si tratta di una successione cretaceo superiore-eocenica.

Diverso è il caso degli scisti dell'unità di C. Tuberto, finora rivelatisi sterili, che, come si è visto, non poggiano sul Malm, ma sulle dolomie ladiniche. L'unico elemento stratigrafico di riferimento è rappresentato dall'età del conglomerato di base, che, per i clastici che contiene, non può essere più antico del Lias: l'età presumibile della formazione può dipendere dall'ubicazione paleogeografica che si vuol fare assumere all'unità di C. Tuberto, attualmente in posizione tettonica. Considerando tale unità connessa, in senso lato, al bacino brianzone, le analogie di facies tra gli scisti del Colle Scravaion e quelli della formazione di Caprauna ed il fatto che, nel Brianzone, tali facies calcareo-scistose sono note soltanto a partire dal Cretaceo superiore, si può — come è stato fatto — datare gli scisti in questione al Cretaceo superiore-Eocene. Se invece si volesse considerare per l'unità di C. Tuberto un'origine più interna, l'età degli scisti dello Scravaion potrebbe anche essere giurassica.

Per finire, ricorderemo che la parte inferiore calcareo-scistosa della formazione di Caprauna, per facies e posizione, rappresenta l'equivalente dei « Calcschistes planctoniques en plaquettes » del Brianzone classico.

33) E-PCc; E-PCa — « Formazione di Albenga »: *Calcari chiari, più o meno scistosi, in straterelli molto sottili separati da patine sericitiche grigie e verdastre, talora con bande rossastre, con rari frammenti di nummuliti ed*

ortofragmine (E-PCc); arenarie grossolane quarzoso-feldspatiche, molto micacee, di colore grigio passante al marrone per alterazione, alternate a siltiti, con rare nummuliti, discocicline, ecc., localmente (C. Canelli), conglomerati poligenici interstratificati con calcari bioclastici a nummuliti (E-PCa) (nella serie di Albenga). Eocene - Paleocene? (a, d)

Questa formazione affiora soltanto nella parte meridionale del foglio, in una fascia di ampiezza variabile, continua (spesso, però, verso oriente, mascherata dalla copertura pliocenico-quadernaria) tra M. Bello-Lenzari a W e Ceriale-S. Fedele a E. In essa, per semplicità, abbiamo distinto solo due membri, l'uno prevalentemente calcareo, l'altro arenaceo; questi si alternano e si sostituiscono in senso verticale ed orizzontale in modo abbastanza complesso, che conviene illustrare nelle grandi linee.

Nella zona di M. Bello la Formazione di Albenga fa seguito stratigraficamente alle Peliti di Moglio, cui, verso l'alto, succedono:

- calcari grigi, da chiari a scuri, a luoghi rossastri, in straterelli molto sottili, con patine verdine; calcari scuri, sottili, più o meno quarzosi, con rarissime nummuliti ed ortofragmine (rio Grande, Colletta); frequenti, specie verso la sommità, le intercalazioni di arenarie quarzoso-micacee (spessore di circa 300 m);
- alternanze di areniti e siltiti, analoghe a quelle visibili ad oriente, con intercalazioni, specie verso la base, di calcari molto sottili grigio-scuro, contenenti microfaune a globigerine e globorotalie di tipo paleocenico-eocenico inferiore (spessore di circa 150 m).

Nella zona tra Cisano e Castel dell'Aquila, ed in quella di Lusignano-S. Fedele, si possono riconoscere, a partire dal tetto:

- conglomerati poligenici con intercalazioni di calcari bioclastici con nummuliti, discocicline, alghe calcaree, miliolidi: affiorano soltanto nella zona costiera, nei pressi di C. Canelli, per uno spessore di circa 30 m;
- arenarie povere di matrice, quarzoso-feldspatiche, molto micacee, con cemento calcitico, di colore marroncino in superficie e grigio all'interno, alternate a siltiti; hanno intercalati, specie verso la base, strati di calcari quarzosi bioclastici, con nummuliti, discocicline ed alghe calcaree; lo spessore medio della fascia si aggira sui 100 m;

- calcari chiari (localmente rossastri e verdastri), a grana fine, in straterelli molto sottili, separati da patine argillose grigie e verdine, di aspetto scistoso; rare intercalazioni di calcari arenacei, di quarziti chiare a cemento calcitico, di calcari ceroidi e di calcari marnosi nerastri, in strati sottili; specie verso la sommità, presenti anche intercalazioni di areniti quarzoso-micacee, con frammenti di nummuliti (Villa); lo spessore è di circa 70 m;
- areniti analoghe a quelle soprastanti, per uno spessore di 50-60 m;
- calcari (non sempre presenti) analoghi a quelli soprastanti (10-15 m).

Nella zona tra Ceriale e Cisano, ove abbiamo indicato affioramenti di E-PCc, la formazione è costituita in prevalenza da calcari arenacei, calcareniti e calciruditi scuri, in straterelli sottili, con intercalazioni di calcari chiari più o meno scistosi, con alghe calcaree, nummuliti, discocicline e globorotalie di tipo paleocenico-eocenico inferiore (Ceriale, Case Morteo), contenenti rari clastici dolomitici arrotondati ed alterati, di qualche millimetro di diametro; ai calcari sono intercalati scisti arenacei grossolani biancastri, micacei, quarzoso-feldspatici, alternanti a peliti scistose verdastre.

Queste serie mostrano, come del resto è evidente anche sulla carta, che nella zona occidentale la successione comincia con i calcari e continua con le arenarie; nella zona centrale la serie comincia con le arenarie, seguita coi calcari e termina di nuovo con le arenarie.

Volendo collegare fra loro in via ipotetica queste condizioni, sembra logico pensare che la base della serie sia rappresentata dalle Peliti di Moglio e quella della formazione dai calcari di M. Bello (e che tale base manchi o sia ridottissima nella zona centrale) e che a questi succedano le arenarie di Quartarole, da collegarsi con quelle della chiesa di Arnasco; seguirebbero poi i calcari di Curenna e, eventualmente, le arenarie di Leuso. Non si possono escludere peraltro più complicati rapporti e successioni diverse fra le varie facies.

Per ciò che concerne il contatto superiore della formazione in esame, ricordiamo che esso è rappresentato dai Calcari di Ubaga nella zona orientale (tra la costa ed Aquila d'Arroscia) e dalla fascia di peliti manganesifere passante da Leverone, che abbiamo formazionalmente assegnato alle Peliti di Moglio, nella zona occidentale; i contatti sono attualmente tettonizzati e pertanto non consentono di stabilire con certezza la loro natura originaria.

L'età della Formazione di Albenga è stata considerata eocenica da tutti gli Autori antichi (BOUSSAC, FRANCHI, ZACCAGNA, ROVERETO), sulla base delle nummuliti segnalate da FRANCHI e BOUSSAC nelle zone di C. Morteo, di S. Fedele, di Arnasco. Anche in epoca più recente STREIFF, LANTEAUME, RICHTER, BONI e VANOSI le hanno assegnato la stessa età, sulla base anche di nuove faune rinvenute nelle zone di C. Canelli, C. Colombera, C. Bonavia, Ceriale. Soltanto CONTI (1963), ritenendola stratigraficamente compresa tra i calcari di Menosio (da lui attribuiti al Neocomiano) a N e la serie di Borghetto d'Arroschia (considerata cretacea superiore) a S, le ha assegnato un'età cretacea, considerando marginali e trasgressivi gli affioramenti con faune eoceniche citate dagli Autori precedenti. La già menzionata nota di BONI e VANOSI (1967), segnalante numerose nuove microfaune, anche in località interne, non « marginali », ha permesso agli Autori di ribadire l'età terziaria della formazione. I dati paleontologici a disposizione — riassunti nelle pagine precedenti ed elencati per esteso nel suddetto lavoro — consentono di affermare che, poco al di sopra della sua base, la formazione ha microfaune paleoceniche-eoceniche inferiori; la parte più alta (almeno in senso geometrico) della formazione, a S di S. Fedele, contiene faune a nummuliti, discocicline ed alghe calcaree, la cui età, nell'ambito dell'Eocene, non è precisabile.

34) i — « Indifferenziato »: *Scisti sericitici, quarzo-sericitici, cloritici, ecc., del Permico, prevalenti, non separabili cartograficamente da scisti calcarei e calcari scistosi dell'Eocene-Cretacico superiore, in seguito a mescolanza minuta determinata tettonicamente (nella serie di Cerisola).* (d)

Si tratta di un complesso di origine tettonica (« Complesso di Rocca della Spina », VANOSI, 1965), appartenente all'unità di Cerisola; esso affiora in due aree distinte, a SW e a NE del M. Galero, rispettivamente nella zona di Rocca della Spina ed in quella di M. Pietra Ardena-Colle S. Bernardo-Pian dei Fiori-Cerisola.

E' costituito da una mescolanza tettonica, in elementi così minuti da non poter essere cartografati separatamente, di Scisti di Gorra, permici, e di scisti cretaceo superiori-eocenici della Formazione di Caprauna, ai

quali si associano, in quantità minori, marmi giurassici della Formazione di Val Tanarello e quarziti scitiche della Formazione di Ponte di Nava.

Tale assetto deriva dall'intensa deformazione di un'area, nella quale, in origine, ciascuna delle formazioni sopra indicate si è deposta in trasgressione, poggiando direttamente, a seconda dei luoghi, sull'una o sull'altra di quelle ad essa sottostanti.

35) O; Om — « Formazione di Molare »: *Conglomerati poligenici più o meno cementati, con ciottoli ben arrotondati, di taglia assai variabile, in grosse bancate, localmente con intercalazioni di livelli arenacei e marnosi di colore rossiccio (O); marne ed arenarie finissime grigio-azzurre, marne calcaree grigio-giallastre fittamente stratificate, con locali intercalazioni di lenti e banchi di lignite: sono presenti resti vegetali (foglie, frutti, pollini) e animali (Helix sp., Planorbis sp., Dreissensia sp., Antracotherium sp., ecc.) (Om). Oligocene.* (b)

Possiamo dividere gli affioramenti di questa formazione in tre gruppi: quelli del versante piemontese e dello spartiacque, quelli del versante ligure e quelli che costituiscono il « Bacino di Bagnasco ». I primi si rinvengono sia in grosse placche, sia in piccoli lembi isolati lungo buona parte del limite nord-occidentale del foglio e sono costituiti quasi esclusivamente da conglomerati più o meno grossolani; anche negli affioramenti del versante ligure, di cui i più notevoli sono quelli di Zinola e quello di Albisola, che si continua al di fuori del foglio fino a Celle e Varazze, predominano i conglomerati, che passano talora a termini arenacei grossolani con qualche rara intercalazione marnosa localmente lignitifera. Infine, nella zona di Bagnasco, ove la formazione in esame è maggiormente e meglio rappresentata, compaiono sia la facies prevalentemente conglomeratica, sia quella prevalentemente marnosa in essa stratigraficamente inserita.

Il complesso conglomeratico (contrassegnato con la sigla O) è costituito essenzialmente da conglomerati grossolani con elementi da qualche decimetro di diametro fino anche ad un metro; ad essi si alternano fre-

quentemente strati di conglomerati più fini e subordinatamente di arenarie con passaggi laterali fra loro. I ciottoli normalmente sono costituiti da rocce di natura diversa; solo localmente, ed al contatto con le rocce del substrato, si presentano livelli di conglomerati monogenici a ciottoli della stessa natura di quella del substrato, che sono forse correlabili alle « Breccie di Cravata ». Il grado di cementazione, dovuto essenzialmente a cemento di natura calcarea, è normalmente notevole nei conglomerati, di minore entità nelle arenarie. Letti di marne arenacee e marne, dell'ordine del decimetro di potenza, si rinvengono sporadicamente a più livelli entro le facies clastiche grossolane. Il colore caratteristico di tutta questa serie clastica è rosso-giallastro.

Intercalato al complesso conglomeratico, nella sua parte medio-superiore, si rinviene, sia ad W che ad E del Tanaro nei pressi di Bagnasco, un complesso essenzialmente marnoso (che compare sulla carta geologica con la sigla Om) di potenza assai variabile, ma comunque mai superiore a 70-80 m. Si tratta di alternanze di marne e arenarie finissime di colore grigiastro, di marne calcaree e solo localmente di calcari marnosi in straterelli di qualche cm di potenza, di colore da nocciola chiaro fino a bruno, facilmente suddivisibili in lastre, ricchi di resti vegetali. Sono talora presenti anche delle argille marnose grigiastre o giallastre, pure esse ricche di vegetali e, subordinatamente, delle arenarie grossolane, passanti anche a conglomerati, con molta matrice argillosa, a scarso grado di cementazione. Inseriti nei termini argillosi e marnosi si rinvengono strati e lenti di lignite picea di potenza variabile da alcuni cm fino, in casi eccezionali, a qualche dm; in passato ne fu ripetutamente tentato lo sfruttamento; da questi livelli provengono i resti di *Antracotherium* sp. citati più volte in letteratura.

Lo spessore della formazione in esame non è valutabile, data la mancanza del suo tetto stratigrafico nell'area studiata; è comunque prevedibile che esso possa variare entro limiti molto ampi e ciò in conseguenza delle modalità di accumulo dei sedimenti di questa formazione, depositatasi in un ambiente con caratteristiche talora assai diverse da un punto all'altro. Un dato interessante per valutare la potenza massima della formazione è offerto da un sondaggio effettuato dalla « Gemina » (1963) a

Piano, frazione di Bagnasco; qui è stata eseguita una perforazione che si è approfondita per ben m. 445, interessando sempre la formazione in questione. Tenendo conto dell'inclinazione degli strati, tale valore deve essere sensibilmente ridotto, ma d'altra parte è necessario anche precisare che la perforazione è stata iniziata ad un livello certamente molto al di sotto di quello corrispondente al tetto della formazione. La notevole potenza della formazione in esame è valutabile anche eseguendo un profilo N-S passante per le R. ce delle Forche, ove è chiaramente individuabile il limite inferiore. In conclusione nella zona di Bagnasco la formazione di Molare presenta una potenza massima dell'ordine di 400-500 metri. Questo valore è verosimilmente di interesse soltanto locale, mentre la potenza media della formazione dovrebbe essere di molto inferiore.

Della mancanza del limite superiore è già stato detto in precedenza. Quello inferiore è quasi sempre individuabile facilmente; si tratta di un limite netto, trasgressivo, caratterizzato dalla discordanza geometrica degli strati della Formazione di Molare con i termini sottostanti, diversissimi da luogo a luogo per litologia ed età.

Dal punto di vista paleontologico il complesso conglomeratico è stato particolarmente avaro e a questo proposito non possiamo far altro che segnalare i ritrovamenti citati in letteratura e cioè le tracce di anellidi alla Costa di Monponzo (ROVERETO, 1939) e in val Mongia (LORENZ, 1961), le nummuliti e le lepidocline nelle arenarie ad W del Castello di Bagnasco (« Gemina », 1963). Questi ritrovamenti non hanno grande valore stratigrafico, ma permettono comunque di indicare come marino litorale l'ambiente di sedimentazione di almeno una parte dei conglomerati. Il complesso marnoso presenta una maggior ricchezza e varietà di fossili: oltre ai resti vegetali ed alle ligniti contenenti *Antracotherium* sp. si possono rinvenire frequentemente piccoli gusci di lamellibranchi e gasteropodi, che permettono, assieme alle caratteristiche litologiche dei terreni che li contengono, di riconoscere che l'ambiente di sedimentazione del complesso marnoso deve essere stato di tipo lacustre. La Formazione di Molare è quindi costituita da un complesso clastico grossolano, tutto o in parte di ambiente marino litorale, entro il quale è intercalata una serie essenzialmente marnosa di ambiente continentale lacustre. Nel corso della deposi-

zione della formazione spostamenti del limite tra l'ambiente continentale e quello marino sono stati verosimilmente abbastanza frequenti, come testimoniano i passaggi laterali tra i due complessi e le intercalazioni di marne talora lignitifere entro i conglomerati.

Nel corso delle nostre ricerche non sono emersi elementi paleontologici utili ad una datazione più precisa e sicura di quanto è stato fatto in precedenza. L'unico elemento di giudizio è costituito dai fossili rinvenuti nel complesso marnoso lignitifero; gli Autori, basandosi essenzialmente sui resti di *Antracotherium* sp., sono concordi nell'attribuire questo livello alla parte alta dell'Oligocene medio. Non molto più antichi devono essere i conglomerati che giacciono in continuità stratigrafica al disotto di questo complesso marnoso e che possiamo quindi riferire all'Oligocene medio senza escludere la possibilità che nella loro parte basale interessino anche l'Oligocene inferiore. I conglomerati che ricoprono il complesso marnoso devono essere dell'Oligocene medio e forse anche superiore; essi infatti sono sovrapposti al complesso marnoso lignitifero dell'Oligocene medio, e di questo in parte sono forse eteropici, e sono sottoposti [al di fuori del foglio, nei pressi di Mombasiglio e di Mollere (MOSNA, 1965)] ad arenarie e marne grigie dell'Oligocene superiore. In conclusione, nell'area studiata, la formazione di Molare inizia probabilmente nell'Oligocene inferiore e si estende fino all'Oligocene superiore; paleontologicamente provata è l'età oligocenica media del complesso marnoso lignitifero, che costituisce la porzione medio-alta della formazione.

36) M¹-O — « Complesso di base del Calcere di Finale Ligure »: *Sabbie quarzose grossolane* (M. Cucco), *brecce monogeniche dolomitiche* (Borgio), *conglomerati alternati a sabbie* (Bracciale, Perti, ecc.), *marne più o meno argillose, di colore grigio-giallastro, localmente con *Globorotalia mayeri* CUSH. & ELL., *Globigerinita dissimilis* (CUSH. & BERM.), *Nodosarella subnodosa* GUPPY, *altrove con *Globoquadrina sellii* BORSETTI, *Globigerina ampliapertura* BOLLI, *Cibicides perlucidus* NUTT. Miocene prelanghiano? - Oligocene inferiore?* (d)*

Queste diverse facies litologiche si trovano alla base stratigrafica del Calcere di Finale Ligure, separate da questo mediante una superficie di erosione. Si tratta di piccoli affioramenti isolati, presenti, come il calcere soprastante, soltanto nell'entroterra di Finale Ligure. Per notizie dettagliate rimandiamo al recente lavoro di P. BONI, S. MOSNA e M. VANOSI (1968), corredato da una carta al 25.000, nella quale sono distinte le numerose facies che, per ragioni tecniche, hanno dovuto essere riunite sul 100.000.

In sintesi si può dire che il complesso di base consta essenzialmente di facies marnose e di facies clastiche grossolane.

Le prime si trovano attorno a M. Cucco, in due affioramenti isolati, sul versante occidentale (marne argilloso-arenacee, di colore grigiastro, a stratificazione poco evidente, per uno spessore di pochi metri) e su quello settentrionale (argille e marne, da siltose a sabbiose, di colore grigio-giallastro, con rare intercalazioni di arenarie a matrice marnosa, a stratificazione poco evidente, potenti una ventina di metri).

Le facies clastiche grossolane possono essere distinte in tre tipi:

- alternanze, in strati e banchi, di conglomerati fini poligenici e di sabbie grossolane, poligeniche, debolmente cementate; affiorano, con spessori variabili (perché comprese tra due superfici di erosione) tra i 20 e i 70 m, nelle zone di Bracciale, Perti, Ansaldo, Costa, Rocca degli Uccelli;
- brecce monogeniche dolomitiche, con clastici di taglia assai variabile, a spigoli vivi, a cemento dolomitico, massicce, chiare, potenti alcune decine di metri: affiorano unicamente nella zona a NE di Borgio;
- sabbie quarzose grossolane, fino a ghiaie, di colore grigio, con rare intercalazioni di straterelli argillosi verdini; affiorano, per uno spessore di circa 60 m, solamente nella zona a W di M. Cucco.

Dal punto di vista paleontologico, osserviamo che, mentre le facies clastiche grossolane sono tutte sterili (a parte rari radioli di Echinidi nei conglomerati nella zona di Bracciale), quelle marnose sono riccamente fossilifere. Nella zona a W di M. Cucco esse contengono, fra l'altro: *Globigerinita dissimilis*, *Globigerina venezuelana*, *Globorotalia mayeri*, *Anomalina alazanensis spissiformis*, *Nodosarella subnodosa*, *Stilostomella pauci-*

striata; in quella a N di M. Cucco si trovano: *Globoquadrina sellii*, *Globigerina ampliapertura*, *Cibicides cushmani*, *C. mexicanus*, *C. perlucidus*, *Stilostomella nuttalli*.

La prima microfauna ha carattere miocenico inferiore-oligocenico superiore; la seconda, oligocenico inferiore. Le condizioni di giacitura fanno però sospettare, senza che sia possibile provarlo, un rimaneggiamento delle faune più antiche. Fra l'altro, queste marne presunte oligoceniche non trovano riscontro negli affioramenti oligocenici trasgressivi (conglomeratici) della zona Savona-Varazze. Quanto all'età delle facies clastiche grossolane, sterili, essa può essere dedotta solo dai rapporti con i terreni adiacenti, e dipende quindi dall'ammissione o meno del rimaneggiamento anzidetto.

37) M³⁻²; M²⁻¹; M^{2-1m} — « Calcarea di Finale Ligure (« Pietra di Finale »)»: *Calcari vacuolari bioclastici a coralli e codiacee, di colore bianco, rosato o rossastro, con intercalazioni di arenarie in strati e lenti, massicci nella parte superiore, ben stratificati in quella inferiore: macrofauna a echinidi, lamellibranchi (Chlamys bollenensis MAY.-EYM., Ch. macrotis SOW., Ch. malvinae DUB., ecc.), brachiopodi, denti di selaci, ecc. (Membri di M. Cucco, di Rocce dell'Orera, di Verezzi, cartografati assieme) (M³⁻²); marne biancastre a frattura concoide, con Globigerinoides trilobus (REUSS), Globorotalia mayeri CUSH. & ELL., Globoquadrina debiscens (CHAP., PARR & COLL.) (Membro di Torre di Bastia) (M^{2-1m}); alternanze di conglomerati poligenici ed arenarie, con lenti assai fossilifere, con impronte e modelli di grossi pettinidi (Chlamys rotundata LK., Ch. holgeri regularior SACCO, ecc.) e di echinidi (Membro di*

Poggio) (M²⁻¹). Serravalliano? - Miocene prelanghiano? (d)

Questa formazione, come la precedente, affiora unicamente nell'entroterra di Finale Ligure, in quattro placche complessivamente sub-orizzontali: quelle di Verezzi, di Rocca di Perti, di Rocca Carpanca, di M. Cucco.

Nel già citato lavoro BONI P., MOSNA e VANOSI hanno distinto cinque membri, dei quali, per semplificare, i tre superiori sono stati cartografati assieme sul 100.000.

A partire dall'alto, si susseguono:

- *Membro di M. Cucco*, costituito da calcari bioclastici a cemento calcitico a grana grossa, con frazione inorganica di norma trascurabile, di colore per lo più bianco, talora rosato, a stratificazione di solito non ben evidente, con lenti arenacee o conglomeratiche presenti discontinuamente sia alla base, sia, localmente, nel corpo del membro; i calcari contengono abbondantissimi resti organici, principalmente di coralli coloniali e codiacee, subordinatamente di briozoi, balanidi, echinidi, lamellibranchi, brachiopodi, selaci, corallinacee, ecc.; il membro, dal punto di vista dello spessore (che raggiunge i 200 m) e dell'estensione areale, costituisce la quasi totalità della formazione;
- *Membro di Rocce dell'Orera*, in parte eteropico, in parte sottostante a quello di M. Cucco; anch'esso consta di calcari bioclastici, che si differenziano da quelli del membro precedente perché sono più nettamente vacuolari e massicci; contengono inoltre quasi sempre una frazione clastica inorganica non trascurabile, ed hanno più frequenti ed abbondanti intercalazioni di conglomerati ed arenarie poligenici; il membro, dello spessore massimo di circa 70 m, è ben individuabile solo nelle placche di Verezzi e di Rocca di Perti;
- *Membro di Verezzi*, rappresentato da calcari coquinoidi, passanti a calcari bioclastici più o meno arenacei e ad arenarie calcaree, di colore rossiccio, ben stratificati, con frammenti di echinidi, lamellibranchi, brachiopodi, coralli, selaci; è potente circa 50 m; affiora soltanto nella placca di Verezzi ed è presumibilmente separato dal soprastante Membro di Rocce dell'Orera tramite una superficie di debole erosione;
- *Membro di Torre di Bastia*, prevalentemente marnoso, costituito, a partire dalla base, da alternanze di arenarie fini nocciola in straterelli e di argille giallo-verdine, passanti gradualmente verso l'alto dapprima a marne arenacee, poi a marne da argillose a calcaree, biancastre, a frattura concoide, ben stratificate; queste ultime contengono intercalato un livello clastico poligenico silicizzato a matrice cineritica,

potente alcuni metri; lo spessore del membro si aggira sulla quarantina di metri; anche esso affiora solo nella placca di Verezzi, in posizione sottostante al Membro di Verezzi, o a quello di Rocce dell'Orera;

— *Membro di Poggio*, costituito da alternanze di conglomerati poligenici massicci e di arenarie, in strati e in lenti, di colore grigio, a cemento calcitico estremamente abbondante, per lo più non fossilifere, contenenti però lenti con una gran quantità di impronte e modelli di grossi pettinidi; è difficile stabilire con certezza se questo membro, affiorante solo nella placca di Verezzi, per uno spessore di qualche decina di metri, sia eteropico del precedente, oppure ad esso sottostante.

La formazione, nel suo insieme, è trasgressiva o sul proprio complesso di base, oppure direttamente sul substrato brianzonese; essa non è in alcun punto ricoperta da terreni più recenti.

Dal punto di vista paleontologico, tra le numerose specie determinate, oltre a *Clypeaster intermedius* DESM., *Lamna crassidens* AGASS., *Odontaspis cuspidata* AGASS., nel Membro di M. Cucco, citiamo soprattutto i pettinidi: *Chlamys holgeri regularior* SACCO, *Ch. rotundata* LK., *Flabelliptecten fraterculus* SOW., *Chlamys fasciculata* MIL., nel Membro di Poggio; *Chlamys malvinae* DUB., nel Membro di Verezzi; *Chlamys macrotis* SOW., in quelli di Verezzi e di M. Cucco; *Chlamys bollenensis* MAY.-EYM., in tutti e tre i membri predetti. Le marne del Membro di Torre di Bastia contengono *Globoquadrina dehiscens* (CHAP., PARR & COLL.), *Globorotalia mayeri* CUSH. & ELL., *Globigerina venezuelana* HEDB., *Globigerinita dissimilis* (CUSH. & BERM.), *Globigerinoides triloba* (REUSS), *Cibicides mantaensis* GALL. & MORR. alla base e *Globigerinoides triloba* (REUSS), *Globorotalia scitula* BRADY, *G. mayeri* CUSH. & ELL., *Globoquadrina dehiscens* (CHAP., PARR & COLL.), *Bolivina tectiformis* CUSH., *B. reticulata* HANTK., *B. arta* MACFAD., *Uvigerina rustica* CUSH. & STAINF. nella parte alta.

Tra le faune suddette, le più significative dal punto di vista cronostatigrafico sono quelle contenute nei membri inferiori, di Poggio e di Bastia: per essi, macro e microfaune concordano per un'età miocenica prelanghiana e/o langhiana. I membri superiori, in particolare quello di M. Cucco, che, come s'è detto, è il più largamente diffuso, contengono forme dalla distribuzione un po' più ampia: fondandosi anche sulle loro

relazioni stratigrafiche con i membri sottostanti, si può suggerire come più probabile un'età langhiana e/o serravalliana.

38) M⁴ — « Calcarea di Verzi »: *Calcarea vacuolare travertinoso, di età non precisabile, secondo Streiff forse tortoniana. Tortoniano?* (d)

Affiora nei pressi di Verzi, nell'immediato entroterra di Finale Ligure, in due lembi isolati di ridottissima estensione. Si tratta di un calcarea estremamente vacuolare, privo di frazione clastica, a struttura concrezionare, che presenta i caratteri di un deposito travertinoso. La sua potenza non supera i 30 m. Esso poggia, mediante una superficie di erosione, sulle Dolomie di San Pietro dei Monti; il suo tetto non è individuabile. STREIFF (1956) vi segnala la presenza di *Tuba sulcata* (PILK.) e lo attribuisce al Tortoniano: data l'impossibilità (per la differenza di giacitura e di facies) di ritenerlo eteropico dei vicini affioramenti del Calcarea di Finale Ligure, e poiché quest'ultimo non lo ricopre, appare in effetti verosimile che gli si debba attribuire un'età più recente di quella della sommità del Calcarea stesso.

39) P² 1 — « Argille di Ortovero »: *Lenti conglomeratiche; alternanze stratificate di argille sabbiose e sabbie o conglomerati minuti. Argille azzurre con Globorotalia hirsuta (D'ORB.), Bolivina placentina TED. & ZANM., Uvigerina rutila CUSH. Pliocene medio? - inferiore.* (a)

A Ortovero e, in generale, nella porzione sudoccidentale del foglio, sono ben distinte due formazioni plioceniche: una essenzialmente argillosa, che è stata indicata come « Argille di Ortovero », ed una prevalentemente conglomeratica, denominata « Conglomerati di Monte Villa ». In molti punti è possibile vedere una sovrapposizione della seconda alla prima, ma, localmente, già nella zona di Albenga si presentano condizioni di giacitura tali da far pensare che le due formazioni siano, almeno in parte, fra loro eteropiche.

Nel Savonese, poi, tutto il Pliocene assume facies prevalentemente argillosa, anche se nella parte inferiore le argille sono assolutamente do-

minanti, mentre in quella superiore alle argille — che assumono anche un aspetto un po' particolare — s'intercalano livelli sabbiosi e conglomeratici per lo più minuti. Queste argille con intercalazioni sembrano quindi occupare la posizione che nella zona sudoccidentale del foglio è dei Conglomerati di Monte Villa; dal punto di vista litologico esse sono peraltro più vicine alle Argille di Ortovero: quindi, data anche l'eteropia fra argille e conglomerati che già si accenna nella zona di Albenga, si è preferito cartografarle ancora come Argille di Ortovero; queste, pertanto, nella zona Vado-Savona, vengono a rappresentare tutto il Pliocene conservato.

Le argille azzurre, che costituiscono la facies più tipica e, in generale, la porzione inferiore delle Argille di Ortovero, sono ricche di macro e microfauna: dei numerosi macrofossili rinvenuti nelle Argille, i molluschi sono riportati nella classica monografia di Bellardi-Sacco (soprattutto come località Albenga e Zinola); in esse è presente un'abbondante microfauna, che possiamo così sintetizzare:

- Anomalina helicina* (COSTA)
- Bolivina apenninica* BARB. e MOS.
- Bolivina placentina* TED. e ZANM.
- Marginulina costata* (BATSCH)
- Marginulina hirsuta* D'ORB.
- Mucroina genuina* (SILV.)
- Orthomorphina bassanii* (FORN.)
- Vaginulinopsis inversa carinata* SILV.
- Uvigerina rutila* CUSH.
- Globorotalia puncticulata* (DESH.)
- Globorotalia hirsuta* (D'ORB.)

Queste argille presentano notevoli analogie litologiche e faunistiche con le Argille di Lugagnano del versante settentrionale dell'Appennino, per le quali è ammessa un'età pliocenica inferiore-media.

Classica è la località fossilifera di rio Torsero, i cui molluschi sono stati studiati da SACCO e da HORNUNG (1921, 1926).

Le argille giallastre con intercalazioni di sabbie e conglomerati, che rappresentano l'altra facies delle Argille di Ortovero, sono sterili o povere di fauna.

40) P³ 2 — « Conglomerati di Monte Villa »: *Conglomerati a ciottoli prevalentemente calcarei, più o meno cementati; localmente sabbie debolmente cementate. Pliocene superiore? - medio? (a)*

Come si è detto, le Argille di Ortovero, nella porzione sudoccidentale del foglio, sono sormontate o passano a conglomerati più o meno grossolani e cementati, con ciottoli che rispecchiano i terreni affioranti nell'entroterra.

A nord di Ortovero, al Monte Villa, a circa 12 km ad ovest della costa attuale, i conglomerati pliocenici raggiungono quota 340.

Lungo il rio Torsero affiorano delle sabbie, poco cementate, nelle quali spiccano lenti a maggiore cementazione; ad esse, verso il basso, si intercalano livelli argillosi che, lavati, sono risultati privi di microfauna.

Nella zona di Ortovero lo spessore della porzione conservata raggiunge i 150-200 m.

41) fl¹ 1 — « Fluviale antico (?) ligure »: *Depositi ghiaiosi talora molto grossolani, poligenici (anche con ciottoli di cristallino) e sabbie, lungo la costa ligure, di deposizione fluviale o marina, localmente molto alterati in superficie. Coltri più o meno potenti di materiali fortemente alterati. Pleistocene antico? - Pliocene superiore? (a)*

Lungo il T. Neva, nei pressi di Torre Pernice, sono stati messi in chiara evidenza dai lavori per la costruzione dell'autostrada dei depositi ghiaiosi, talora molto grossolani, poligenici, con abbondanti ciottoli di cristallino, molto alterati in superficie, dove i ciottoli sono legati da una matrice argillosa, verosimilmente derivante dall'alterazione stessa. Il complesso presenta analogie con certe facies del « ferretto » lombardo. Esso costituisce l'ossatura del terrazzo superiore ivi presente. Depositi analoghi si hanno nella zona di Capriolo diruto, dove sono separati da una leg-

gera discordanza dai sabbioni pliocenici sottostanti. Si tratta verosimilmente di depositi alla foce di fiumi, in parte forse rimaneggiati dal mare.

Non molto chiara è la posizione stratigrafica di queste ghiaie. Premesso che nella precedente edizione del foglio esse erano comprese nell'affioramento pliocenico, si possono formulare due ipotesi: o esse rappresentano una facies particolare dei conglomerati pliocenici, che in questa zona sono per lo più formati da ciottoli calcarei, oppure costituiscono un deposito postpliocenico, incassato entro il Pliocene o sovrapposto ad esso.

Anche nel Savonese le Argille di Ortovero sono localmente ricoperte da lembi ghiaiosi, i quali, peraltro, data la loro esiguità, non sono stati cartografati separatamente.

Il Pliocene del bacino di Albenga è inoltre ricoperto per tanta parte da una coltre più o meno potente di materiali fortemente alterati, le cui caratteristiche non permettono di stabilire con sicurezza se essi derivano dall'alterazione in posto del Pliocene sottostante, o da accumulo di prodotti di alterazione delle rocce affioranti più a monte, o dalla trasformazione per alterazione di una coltre alluvionale antica.

42) fl¹ — « Fluviale antico padano »: *Alluvioni del versante padano, dei terrazzi più elevati, prevalentemente ghiaiose, notevolmente alterate in superficie.* (a)

A Bardineto, nella valle della Bormida di Millesimo, è presente un deposito alluvionale terrazzato, sopraelevato di 40-50 m sul fondovalle attuale e costituito prevalentemente da ghiaie piuttosto grossolane con abbondanti ciottoli di cristallino, notevolmente alterate in superficie, tanto da assomigliare a certe facies del « ferretto » lombardo.

A questo terrazzo e a questi depositi sembrano da correlare quelli a SE di C. Gairolo sul costone che separa il rio di Gorra dal rio di San Giovanni (affluenti della Bormida a monte di Bardineto). Per la loro posizione e per le loro caratteristiche litologiche di alterazione questi depositi sembrano rappresentare il fluviale antico della pianura padana.

43) fl²₁ — « Fluviale medio (?) ligure »: *Alluvioni del versante ligure dei terrazzi intermedi, ghiaiose, con grado di alterazione superficiale medio.* (a)

Queste alluvioni sono tipicamente presenti nella zona di Loano, dove ricoprono in discordanza le argille prive di microfauna: esse appaiono costituite sostanzialmente da elementi calcarei, non molto alterati in superficie. Il dislivello e la presenza di un ripiano intermedio rispetto al fondovalle attuale rendono verosimile la correlazione di queste alluvioni col fluviale medio del versante padano: abbiamo comunque preferito indicarle con sigla particolare.

44) fl² — « Fluviale medio padano »: *Alluvioni del versante padano, costituenti i terrazzi intermedi, ghiaioso-sabbiose, con grado di alterazione superficiale medio.* (a)

Lungo il Tanaro e la Bormida di Millesimo sono presenti alcuni terrazzi con posizione intermedia fra quelli più elevati, attribuiti al fluviale antico, e quelli subito sopra il fondovalle attuale, assegnati al fluviale recente; è quindi verosimile la loro appartenenza al fluviale medio della pianura. Essi sono costituiti prevalentemente da ghiaie e localmente da sabbie; il loro grado di alterazione superficiale non è molto forte.

45) fl³₁ — « Fluviale recente (?) ligure »: *Alluvioni del versante ligure, costituenti i terrazzi inferiori, ghiaioso-sabbiose, poco alterate in superficie.* (a)

Lungo il T. Lerrone, il T. Arroscia, il T. Neva (confluenti a formare il F. Centa), il rio Cerenda, il T. Varatello, il rio del Castellaro, il rio Casazza, il T. Nimbato esistono delle alluvioni, per lo più ghiaioso-sabbiose, al di sotto delle quali spesso affiora la roccia di base, costituenti dei terrazzi (terrazzi poligenici), il cui dislivello rispetto al fondovalle attuale, piuttosto forte a distanza dalla costa, va progressivamente diminuendo da monte a valle sino ad annullarsi in prossimità della costa stessa, così che la distinzione rispetto alle alluvioni non terrazzate, a distanza

dall'asta del fiume, diventa incerta. L'alterazione superficiale è molto ridotta; è verosimile una correlazione di queste alluvioni del versante ligure con quelle del fluviale recente del versante padano.

46) fl³ — « Fluviale recente padano »: *Alluvioni del versante padano, costituenti i terrazzi inferiori, ghiaioso-sabbioso-limose, poco alterate in superficie.* (a)

Lungo i maggiori corsi d'acqua del versante padano sono presenti lembi più o meno grandi dei terrazzi non molto elevati sul fondovalle attuale, costituiti per lo più da ghiaie, talora però anche da sabbie e limi, che sono stati correlati con il fluviale recente della pianura; non è improbabile però che alcuni siano anche meno antichi (alluvioni postglaciali antiche?); in qualche caso poi può darsi anche che si tratti di terrazzi di meandro in seguito a modifiche idrografiche relativamente recenti.

47) a²⁻¹ — *Alluvioni non terrazzate, ghiaioso-sabbioso-limose, non alterate in superficie, e depositi di spiaggia correlati.* (a)

Sono stati indicati con lo stesso colore e con la stessa sigla, per l'impossibilità di tracciare un limite sicuro (anche per lo sviluppo delle costruzioni) le alluvioni di fondovalle (all'interno del fluviale recente dove questo è terrazzato, mal delimitabili da esso dove non lo è) e i depositi di spiaggia ad esse correlati, lungo la costa ligure. Si tratta per lo più di depositi ghiaiosi e sabbiosi, solo localmente limosi od argillosi.

48) a³ — *Idrografia superficiale ed alluvioni degli alvei attivi dei principali corsi d'acqua; ghiaie e sabbie delle spiagge attuali.* (a)

Sono state lasciate in bianco le aree occupate dall'idrografia attuale, anche nelle sue forme artificiali (laghi artificiali da sbarramento), le alluvioni per lo più ghiaiose degli alvei attivi dei principali corsi d'acqua ed i depositi ghiaiosi e sabbiosi delle spiagge attuali.

49) el — *Eluvio e colluvio nei loro giacimenti di maggiore potenza.* (a)

La coltre di alterazione superficiale in certe zone e su certe rocce assume potenza e caratteristiche (areniti e siltiti rosse, argille bluastre) tali da non poter essere cartografata come la formazione o le formazioni da cui deriva; inoltre in molti casi al tipico eluvio si aggiunge una quantità minore o maggiore di prodotti di alterazione trasportati (colluvio). I maggiori e più caratteristici giacimenti di questo tipo si hanno nell'altopiano sopra Finale Pia, dove la coltre sembra derivare da rocce scitico-permiche. Analoga, ma meno potente e con alterazione meno progredita, è la coltre a sud di Boissano.

50) dt — *Detrito.* (a)

Esistono localmente vaste coperture detritiche, entro le quali non si è ritenuto opportuno separare cartograficamente le aree con depositi sciolti da quelle con accumuli cementati, per i non rari passaggi laterali dalle une alle altre. In alcuni punti si hanno inoltre mescolanze con prodotti eluviali.

51) mdt — *Morenico misto a detrito.* (a)

Si tratta di un unico piccolo affioramento cartografato nella zona di Rocca d'Orse, sul fianco occidentale della val del Tanaro.

V — SCHEMA DEI PRINCIPALI RAPPORTI STRATIGRAFICI (a, d)

Riepilogando quanto è stato esposto nel capitolo precedente, in un rapido sguardo panoramico, possiamo considerare, procedendo da S verso N, le seguenti serie e gruppi di serie, costituite da termini sicuramente legati fra loro stratigraficamente (vedi anche lo schema stratigrafico-strutturale a pag. 102):

1^a serie ad Elmintoidi s.l.;

2^a serie di Albenga;

3^a serie del Castellermo;

4^a serie brianzonesi;

5^a serie ad affinità brianzonese;

6^a serie di Montenotte.

Fra le serie ad Elmintoidi s.l. si possono ulteriormente distinguere la serie ad Elmintoidi s.s., la serie di Moglio-Testico e la serie di Borghetto d'Arroscia.

Della prima, nel foglio Albenga-Savona affiora soltanto la Formazione di S. Bartolomeo, che ha molti caratteri litologici in comune con le Peliti di Moglio, ma che, a differenza di queste ultime, non ha mai rivelato microfaune più recenti del Cretacico superiore: le ricostruzioni stratigrafiche e tettoniche hanno dovuto tener conto di tale differenza di contenuto faunistico.

Per la serie di Moglio-Testico, comprendente le Peliti di Moglio e la Formazione di Testico, le microfaune indicano un'età paleocenica-eocenica inferiore: soltanto per la parte inferiore delle Peliti di Moglio, priva di fossili, non si può escludere una datazione al Cretacico superiore.

La serie seguente, di Borghetto d'Arroscia, comprende le Quarziti di M. Bignone e i Calcari di Ubaga; le prime comportano alla base il Membro pelitico di Pogli, anch'esso con notevoli analogie litologiche con le Peliti di Moglio, ma con sole microfaune del Cretacico superiore: sembra logico, pertanto, considerarlo l'omologo della Formazione di S. Bartolomeo della serie ad Elmintoidi s.s. Le soprastanti Quarziti di M. Bignone e la parte inferiore dei Calcari di Ubaga hanno ancora microfaune del Cretacico superiore. La parte superiore comporta però strati fossiliferi del Paleocene-Eocene inferiore; a contatto con questi ultimi, tra Montà dell'Aquila e Lenzari, viene una fascia di Peliti di Moglio: non si hanno elementi sicuri per dire se tale contatto sia stratigrafico o tettonico: se fosse stratigrafico, la giacitura ribaltata della successione imporrebbe di considerare le Peliti di Moglio tetto (al più in parte eteropiche) dei Calcari di Ubaga.

La serie di Albenga inizia, nella zona occidentale, con una fascia di Peliti di Moglio (localmente con intercalazioni di radiolariti), cui segue la Formazione di Albenga, dapprima con calcari e successivamente con arenarie: i vari termini (a parte la porzione basale delle Peliti, sterile) contengono microfaune del Paleocene-Eocene inferiore. Ad oriente della zona di S. Giacomo la serie di Albenga comporta la successione arenarie-calcari-arenarie, sterile nella fascia arenacea basale e con fossili eocenici nelle

due soprastanti. A letto vi sono i Calcari di Menosio e le Radiolariti di Arnasco. Escludendo un'eteropia fra quest'ultime e le Peliti di Moglio ed assegnando loro la classica età giurassica superiore, e considerando tettonico il contatto fra Calcari di Menosio e Formazione di Albenga, i Calcari di Menosio e le Radiolariti di Arnasco sarebbero quindi da assegnare alla serie del Castellermo, e i vari termini della Formazione di Albenga sembrerebbero potersi meglio raccordare ammettendo che le arenarie della zona occidentale corrispondano alla fascia arenacea basale della zona centrale. Ne viene di conseguenza che, dal tetto al letto, la serie di Albenga comporterebbe:

- arenarie di Leuso;
 - calcari di Curenna;
 - arenarie della chiesa di Arnasco;
 - calcari di M. Bello;
 - Peliti di Moglio.
- } Formazione
di Albenga } Serie di Albenga

I due termini inferiori sarebbero elisi tettonicamente nella zona orientale.

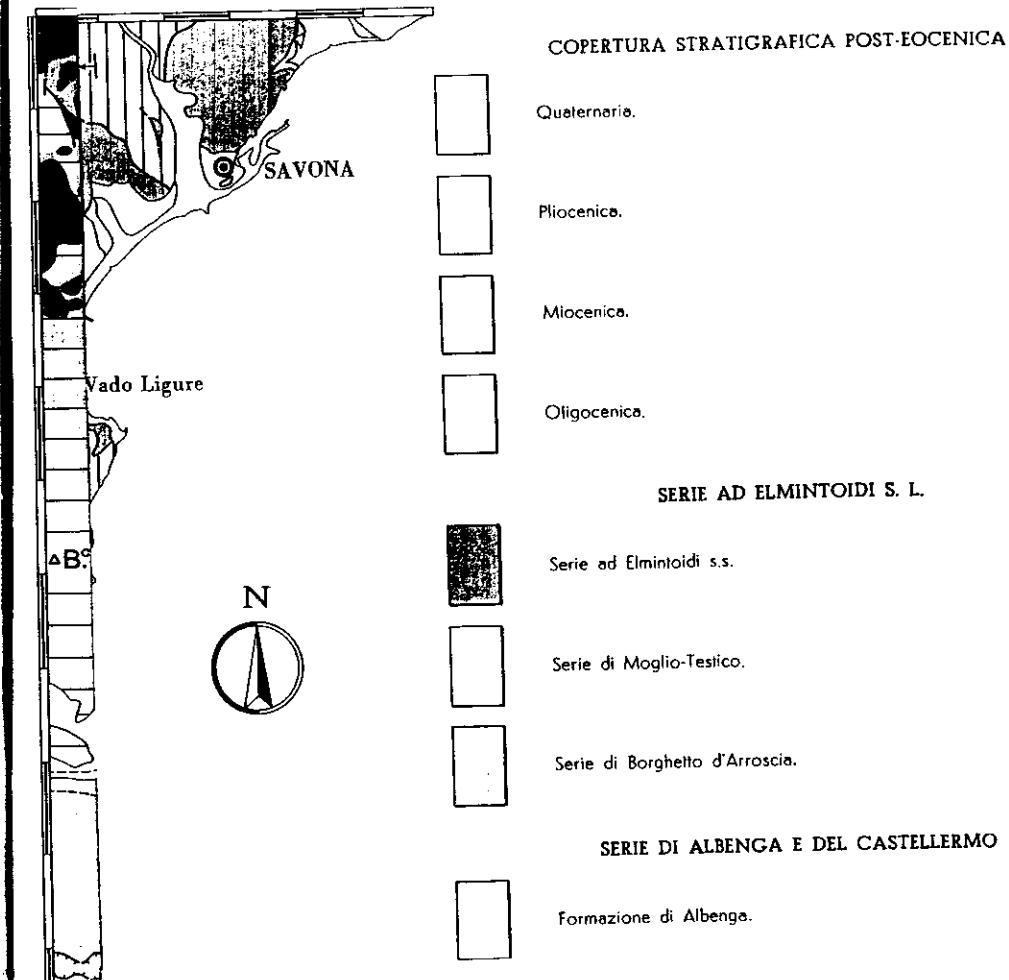
Tutta la serie di Albenga risulta dunque terziaria (eccettuata, eventualmente, la parte basale delle Peliti di Moglio). I quattro termini della Formazione di Albenga risultano pertanto eteropici della Formazione di Testico e della parte superiore dei Calcari di Ubaga.

Considerando nel loro insieme le serie « fliscioidi » della Liguria occidentale, si nota come le serie di Moglio-Testico e di Albenga siano fra loro legate dalle Peliti di Moglio, che di entrambe costituiscono la base; non è escluso che queste ultime rappresentino anche il tetto stratigrafico dei Calcari di Ubaga, cioè della serie di Borghetto d'Arroscia; tali rapporti, e le analogie di facies tra serie ad Elmintoidi s.s. e serie di Borghetto tendono evidentemente a connettere fra loro tutte le serie considerate.

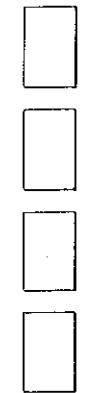
Ancora più verso N compare la serie del Castellermo. Ammesso il suo contatto stratigrafico con le Radiolariti di Arnasco, tale serie appare costituita da una successione che inizia con dolomie noriche, prosegue con calcari retici e liassici, poi con brecce del Lias-Dogger e culmina con radiolariti e calcari del Malm-Cretacico inferiore.

In posizione più interna compaiono le serie brianzonesi. Queste hanno tutte in comune il substrato paleozoico, che comporta una serie gneissico-anfibolitica basale, di età anteriore al Carbonifero medio, sulla quale sono trasgressive due serie carbonifere (Formazione di Ollano, esterna, e Formazione di Murialdo, interna), verosimilmente eteropiche. Al loro tetto vengono gli Scisti di Gorra e i Porfiroidi del Melogno, del Permico; le due formazioni sono costituite da rocce vulcaniche, clastiche e piroclastiche, variamente trasformate dall'orogenesi alpina. Nel Permo-Carbonifero sono inoltre inserite a diversi livelli rocce vulcaniche basiche, più o meno intensamente prasinitizzate. Sia il substrato pre-carbonifero che la copertura permo-carbonifera appaiono interessati da fenomeni di ultrametamorfismo, di età permica, che hanno condotto alla formazione di migmatiti e di graniti di anatessi.

La copertura brianzonese meso-cenozoica si differenzia nelle varie unità stratigrafico-strutturali: le quattro serie principali distinte (di Ormea, di Caprauna, di Cerisola e di Carpe) hanno tutte in comune — sia pure con variazioni di facies e di spessore — il « Verrucano brianzonese » del Permo-Eotrias e le Quarziti di Ponte di Nava, scitiche. Le Dolomie di San Pietro dei Monti, meso-triassiche, hanno subito un'erosione pre-giurassica-superiore variabile da serie a serie, particolarmente intensa nella serie di Cerisola. La sedimentazione è poi ripresa, in generale, nel Malm, con la deposizione dei Calcari di Val Tanarello; essa è però stata preceduta — nella serie di Ormea — dalla deposizione dei Calcari di Rio di Nava, del Dogger: questi, localmente, riposano su pochi metri di strati retici. Un arresto della sedimentazione — con formazione di un « hard ground » — si è poi avuto durante il Cretacico inferiore e superiore, fino al Cenomaniano-Turoniano. A tetto del « hard ground » segue una successione calcarea scistosa, in parte del Cretacico superiore, in parte dell'Eocene; entro tale successione è possibile differenziare dei tipi litologici peculiari soltanto nella serie di Ormea (brecce) ed in quella di Caprauna (quarziti e calcari nummulitici). Delle due serie ad affinità brianzonese di C. Tuberto e di M. Sotta non è noto il substrato paleozoico; i loro termini triassici inferiori e medi sono in tutto simili a quelli delle serie brianzonesi; a tetto, la serie di C. Tuberto comporta però brecce



COPERTURA STRATIGRAFICA POST-EOCENICA



SERIE AD ELMINTOIDI S. L.



SERIE DI ALBENGA E DEL CASTELLERMO



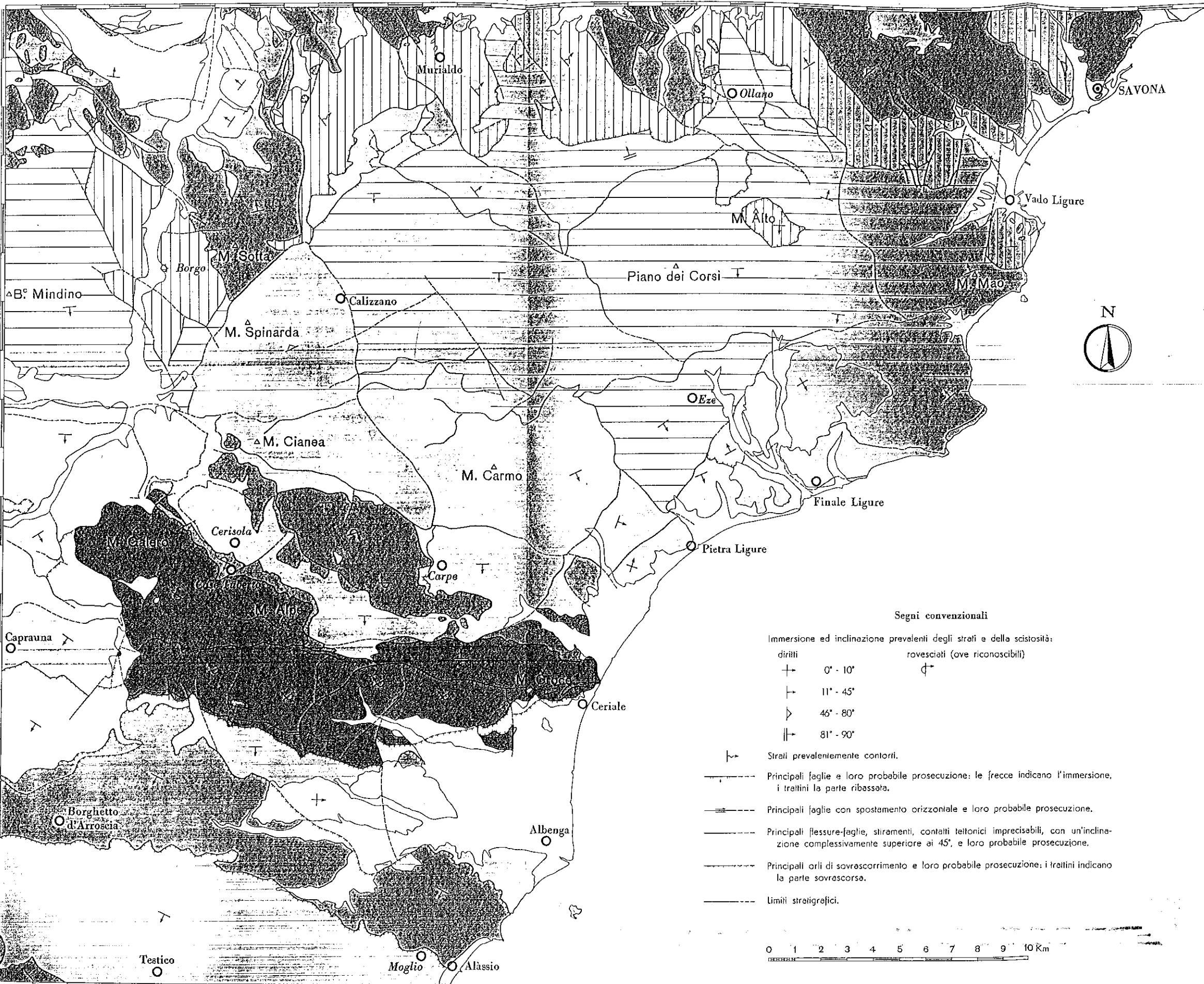
SERIE BRIANZONESI



SERIE AD AFFINITÀ BRIANZONESE

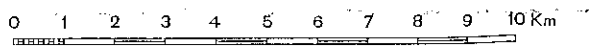


SERIE DI MONTENOTTE



Segni convenzionali

- Immersione ed inclinazione prevalenti degli strati e della scistosità:
- | | |
|-------------|--------------------------------|
| diritti | rovesciati (ove riconoscibili) |
| + 0° - 10° | ⊖ |
| T 11° - 45° | |
| > 46° - 80° | |
| 81° - 90° | |
- ⊥ Strati prevalentemente contorti.
 - Principali faglie e loro probabile prosecuzione: le frecce indicano l'immersione, i trattini la parte ribassata.
 - Principali faglie con spostamento orizzontale e loro probabile prosecuzione.
 - Principali flessure-faglie, stiramenti, contatti tettonici imprecisabili, con un'inclinazione complessivamente superiore ai 45°, e loro probabile prosecuzione.
 - Principali orli di sovrascorrimento e loro probabile prosecuzione: i trattini indicano la parte sovrascorsa.
 - Limiti stratigrafici.



dolomitiche carniche e, localmente, calcari retici e liassici di spessore assai ridotto; la serie culmina con scisti arenacei e calcarei, che sono stati ritenuti equivalenti di quelli cretaceo-eocenici delle serie brianzoni. La serie di M. Sotta presenta, a tetto delle dolomie meso-triassiche, una formazione prevalentemente calcarea di età incerta, forse almeno in parte eteropica delle breccie carniche predette.

Infine, nella parte settentrionale del foglio, compaiono lembi della « Serie di Montenotte », della cui stratigrafia s'è già detto.

Le formazioni post-eoceniche si trovano in affioramenti isolati.

Al margine settentrionale del foglio si osservano i conglomerati oligocenici della Formazione di Molare: essi costituiscono la base stratigrafica della serie trasgressiva oligo-miocenica del bacino terziario ligure-piemontese, serie molto ben sviluppata nel contiguo foglio Ceva. In posizione appena più meridionale si trovano i conglomerati con intercalazioni di marne a filliti, pure oligocenici, dell'isolato piccolo bacino di Bagnasco. Lembi analoghi si ritrovano lungo la costa a Savona e ad Albisola.

Sul versante ligure, in prossimità della costa, affiora la placca miocenica della « Pietra di Finale », potente accumulo di calcari bioclastici, con un complesso di base litologicamente assai eterogeneo, di età forse almeno in parte oligocenica, ma comunque diverso dai predetti conglomerati.

Limitati alla costa ligure ed all'immediato entroterra sono i sedimenti pliocenici, visibili nelle zone di Albisola, Savona, Vado, Loano e di Ceriale-Ortovero. In essi sono state distinte due formazioni, le Argille di Ortovero ed i Conglomerati di Monte Villa; nella porzione sudoccidentale (bacini di Albenga e di Loano) i Conglomerati di Monte Villa sono in linea di massima sovrapposti alle argille, nella parte meridionale del foglio (bacino Vado-Savona) le Argille di Ortovero rappresentano tutto il Pliocene, assumendo però nella parte superiore un carattere particolare per la presenza di intercalazioni sabbiose e conglomeratiche.

I depositi quaternari, infine, ancorché arealmente poco estesi, mostrano notevole interesse, per la possibilità di distinguervi, su basi prevalentemente morfologiche, diversi livelli.

Oltre alle alluvioni non terrazzate, ed ai depositi di spiaggia cor-

relati, è possibile individuare sia sul versante padano che in quello ligure due altri ordini di depositi, entrambi terrazzati, a quote diverse e con alterazione differente. I due ordini di alluvioni terrazzate del versante padano sono stati distinti da quelli del versante ligure, sia per la difficoltà di correlarli fra loro, sia perché, sul versante ligure, i depositi alterati dei terrazzi più alti mostrano litologia e distribuzione tali da far sorgere il dubbio che essi derivino almeno in parte da sedimentazione marina.

VI — TETTONICA

Conviene considerare dapprima i contatti maggiori tra le varie serie distinte e, successivamente, le condizioni tettoniche all'interno di queste ultime, tenendo presente che sulla carta sono state indicate soltanto le linee più evidenti; altre, specialmente faglie, stiramenti, contatti tettonici complessi prevalentemente longitudinali, non sono sempre facilmente identificabili. La linea tratteggiata è stata utilizzata per indicare sia la probabile prosecuzione di contatti sicuramente tettonici, sia contatti la cui natura (stratigrafica o tettonica) è di interpretazione incerta, oppure controversa, sia, infine, contatti sicuramente tettonici dal decorso però incerto (ad esempio perché situati all'interno di una formazione) (vedi anche lo schema stratigrafico-strutturale a pag. 102).

1) LA TETTONICA DEI TERRENI « FLISCIODI » (a, d)

Da S verso N, si hanno successivamente la serie ad Elmintoidi s.s. (che, nel foglio, è rappresentata solo dalla sua parte basale, la Formazione di S. Bartolomeo), la serie di Moglio-Testico, la serie di Borghetto d'Arroscia e la serie di Albenga.

Il piccolo lembo della prima esistente al margine SW del foglio consta di strati assai contorti, ed appartiene ad una fascia di notevole estensione areale, allungata da ESE a WNW, iniziante poco a N di Capo Mele e proseguita fin oltre il Colle delle Selle Vecchie (F. Boves).

Il contatto fra la serie ad Elmintoidi s.s. (Formazione di S. Bartolomeo) e la serie di Moglio-Testico (Formazione di Testico) è attualmente fortemente tettonizzato: tenuto conto anche della diversa età delle due

formazioni a contatto e della loro giacitura, si può affermare che esso corrisponde, di norma, ad un accavallamento della prima sopra la seconda: tale rapporto geometrico, tuttavia, generalizzabile tra il mare ed il Colle delle Selle Vecchie, appare localmente rovesciato proprio nell'area del Colle di S. Bartolomeo, al margine SW del foglio Albenga-Savona.

Anche il contatto fra la serie di Moglio-Testico (Peliti di Moglio) e la serie di Borghetto d'Arroscia (Calcari di Ubaga) è attualmente assai tettonizzato, e corrisponde ad un accavallamento analogo al precedente; la progressiva riduzione verso W delle Peliti di Moglio potrebbe esserne una conseguenza (essa non sembra invero connessa con cause stratigrafiche, dal momento che, più ad occidente, nel foglio Boves, le peliti assumono nuovamente uno sviluppo notevole).

Il contatto fra serie di Borghetto d'Arroscia e serie di Albenga presenta molti caratteri in comune con il precedente: la tettonizzazione è di norma assai marcata; il limite tra le due unità sembra ben interpretabile ammettendo un accavallamento della serie di Borghetto su quella di Albenga.

La serie di Moglio-Testico è estesa in senso ESE-WNW: le Peliti di Moglio, alla base geometrica, sono alquanto tettonizzate; nella Formazione di Testico, geometricamente soprastante, le strutture sedimentarie consentono di riconoscere pacchi di strati in posizione diritta e altri ribaltati: tranne che nella zona a SE di Vellego, la giacitura isoclinale fa ritenere probabile l'esistenza di pieghe vergenti verso NNE, con piano assiale non fortemente inclinato.

La presenza di pieghe colle stesse caratteristiche è poi ben documentata nella serie di Borghetto d'Arroscia dall'alternanza di fasce di peliti, quarziti e calcari: l'estensione longitudinale di queste pieghe, tenuto conto dell'esiguo spessore delle formazioni, appare veramente notevole.

Il motivo strutturale dominante per la Formazione di Albenga è assai semplice: gli strati, spesso minutamente ripiegati, immergono complessivamente verso S, con inclinazione variabile tra i 10°-15° e i 60°: come s'è detto sopra, non vi sono elementi per stabilire se in questa successione monoclinale siano celate o meno delle pieghe.

2) IL CONTATTO FRA SERIE «FLISCOIDI» E SERIE DEL CASTELLERMO (a, d)

La serie di Albenga è limitata a N dalla serie del Castellermo dalla costa fino alla zona di Castel dell'Aquila e da termini delle serie brianzonesi di qui verso W.

In ambedue i tratti il contatto è di natura chiaramente tettonica: la serie di Albenga è accavallata sul substrato brianzonese o sulla serie del Castellermo.

3) LA TETTONICA DELLA SERIE DEL CASTELLERMO (a, d)

L'unità del Castellermo comprende una successione che inizia con le Dolomie di Monte Arena. noriche, e culmina con le Radiolariti di Arnasco ed i Calcari di Menosio del Malm-Cretacico inferiore.

Questi ultimi due termini affiorano solo al margine meridionale dell'unità, ove costituiscono una serie diritta, con un basamento di Breccie di Monte Galero e di Calcari di Rocca Livernà. Una frattura separa questo elemento meridionale da quelli settentrionali, che hanno giacitura generalmente ribaltata, la quale, in alcuni punti, al margine S, passa a diritta. Localmente (ad es. al M. Nero) le Radiolariti di Arnasco ed i Calcari di Menosio sono accavallati tettonicamente sulla porzione norico-retico-liassica ribaltata.

In quest'ultima si possono distinguere due zolle, allungate in senso E-W, separate da una grande faglia diretta immergente verso S con forte inclinazione (faglia di Zuccarello). Un'altra faglia parallela alla precedente corre in posizione più settentrionale, in parte all'interno dell'unità, in parte al suo limite N, in parte entro altre unità. La zolla settentrionale rappresenta il fianco ribaltato di un'anticlinale, il cui nucleo è visibile sulle cime dei M. Galero e Alpe. Anche nella zolla meridionale si ripete lo stesso motivo tettonico: al Pizzo Ceresa è presente il nucleo di una seconda anticlinale ribaltata; questa porzione è inoltre interessata da un notevole numero di faglie trasversali, sub-verticali, a direzione all'incirca N-S, il cui intersecarsi determina una complicata scacchiera di piccole zolle (VANOSI, 1971 e).

Ad W e a N detta unità ha pure rapporti tettonici (per faglie e per marginali accavallamenti) con diversi elementi delle varie serie brianzonesi liguri.

Uno di noi (M.V.) ritiene tuttavia verosimilmente stratigrafico il contatto tra i Calcari di Menosio e la serie di Albenga e tettonico quello tra le Radiolariti di Arnasco e la serie norico-retico-liassica; quest'ultima costituirebbe un'unità radicata.

4) LA TETTONICA DELLE SERIE BRIANZONESI E AD AFFINITÀ BRIANZONESE

Conviene considerare separatamente la copertura post-paleozoica ed il suo substrato: essi hanno infatti assai spesso un comportamento strutturale diverso e, frequentemente, per fenomeni di scollamento, anche indipendente.

a) La copertura post-paleozoica (d)

Lo schema dei rapporti stratigrafici in calce al foglio mostra che essa consta di serie differenti, le quali sono attualmente più o meno accavallate l'una sull'altra; rimandiamo, per i complessi dettagli strutturali, ai lavori di VANOSI (1965; 1969 b, c; 1971 b, d, f). In questa sede conviene limitare la descrizione ai tratti principali.

In questo ordine di idee, appare anzitutto opportuna la separazione fra unità brianzonesi e ad affinità brianzonese, fondata, oltre che sui dati stratigrafici già illustrati, su quelli strutturali: le prime, pur in un complicato gioco di rapporti tettonici, mostrano almeno in qualche punto di costituire la copertura stratigrafica del Paleozoico ligure; le seconde appaiono invece tettonicamente sovrapposte, a seconda delle zone, a vari termini delle unità brianzonesi, senza che sia visibile in alcun punto un loro legame stratigrafico con il substrato paleozoico.

Come mostra lo schema stratigrafico-strutturale, le unità ad affinità brianzonese (serie di C. Tuberto e di M. Sotta) hanno distribuzione areale relativamente limitata, essendo presenti, in lembi isolati, nella zona a S del massiccio di Calizzano e al margine NW del foglio.

Nel tratto meridionale esiste il grosso lembo di Bric Schenasso-Poggio Balestrino (costituito da una successione di pieghe trasformate in scaglie, vergenti a SSW), il quale riposa tettonicamente su vari termini delle serie brianzonesi di Cerisola e di Carpe ed è in contatto tettonico sub-verticale con il bordo meridionale del massiccio di Calizzano. Altri lembi minori, in fascia pressoché continua, sono visibili tra il M. Pennino e Toirano, tettonicamente interposti tra le due suddette serie brianzonesi e l'unità del Castellermo. Infine, alcune scaglie alla periferia e all'interno del massiccio di Calizzano potrebbero appartenere — per la loro facies — alle unità ad affinità brianzonese.

Nella zona settentrionale si hanno numerose zolle, prevalentemente costituite da masse sub-tabulari calcareo-dolomitiche triassiche, accompagnate localmente da quarziti scitiche, poggianti tettonicamente su di una serie brianzonese ridotta, del tipo di quella di Cerisola (e, fuori dell'area ligure, di quella di Acceglio), nella quale i termini giurassico superiori-cretacei sono trasgressivi direttamente sul substrato paleozoico. Tra le zolle più estese, a partire da W, ricorderemo quelle di Bric del Monte, di Bric Ciarandella, di M. Sotta-M. Giovetti.

Per quanto concerne la tettonica delle unità brianzonesi, per limitarci ai caratteri più salienti, ricorderemo che la deformazione prevalente è per piegamenti, spesso ristretti e trasformati in scaglie, accavallamenti e locali ricoprimenti, quasi sempre interessati anche da faglie e da superfici tettoniche complesse trasversali. La direzione dominante delle strutture è la WNW-ESE: essa tuttavia subisce torsioni anche notevoli, soprattutto in prossimità dei sovrascorrimenti maggiori. La vergenza delle strutture, a causa della complicata successione di eventi tettonici, è attualmente variabile, predominando, nelle zone meridionali, quella verso NNE.

b) *Il substrato paleozoico (c, d)*

Possiamo considerare separatamente la tettonica delle serie permo-carbonifere epimetamorfiche e del « cristallino » (gneiss, anfiboliti, graniti e migmatiti), per valutarne successivamente sia i rapporti reciproci, sia quelli con la copertura post-paleozoica.

In prima approssimazione si può dire che, a parte eccezioni locali, i terreni permo-carboniferi presentano giacitura monoclinale, scarsamente inclinata, nella quale mancano (o non sono riconoscibili) vistosi piegamenti, mentre sono frequenti le deformazioni prevalentemente clastiche: queste si traducono in contatti tettonici più o meno complessi, che, per semplicità, possono essere descritti come faglie oblique di notevole estensione, per lo più fortemente inclinate, o come faglie di direzione, con inclinazione variabile.

Le prime costituiscono due sistemi: l'uno, meno frequente, con direzione NE-SW; l'altro, predominante, con direzione NNW-SSE; le relazioni geometriche indicherebbero quest'ultimo come più recente.

Le seconde hanno, in prevalenza, direzione E-W e possono, a loro volta, essere distinte in due categorie: quelle immergenti a S, piuttosto fortemente inclinate (inverse?) e quelle immergenti a N, debolmente inclinate, che passano a sovrascorrimenti da N verso S.

Il più vistoso di questi ultimi è quello che porta il Permo-Carbonifero interno sopra quello esterno: il suo orlo meridionale (più o meno interrotto e modificato dal suddetto sistema di faglie a direzione NNW-SSE) si può seguire per lo meno dal mare al Colle della Barossa: un lembo isolato affiora inoltre al M. Alto. Altri sovrascorrimenti minori sono visibili nelle zone di Colletta e dell'Eremita (rispettivamente a NE e a S di Mallore): in entrambi i casi, la formazione di Ollano ricopre quella dei porfiroidi.

Per quanto concerne la tettonica del « cristallino », occorre distinguere tra i due massicci maggiori di Calizzano e di Savona e gli altri (di Pallare, di Nucetto, di Lisio, di Loano, di Barbassiria): soltanto per i primi, infatti, la presenza di fasce di gneiss e di anfiboliti consente di ricostruire, anche a prima vista, l'andamento delle strutture nel loro interno.

Per quello di Calizzano, la direttrice predominante è la NE-SW: essa si manifesta anche attraverso numerose faglie sub-verticali, che pongono in contatto le varie facies del massiccio (REINSCH, 1966) e nelle quali sono localmente implicati anche lembi di terreni della serie permo-carbonifera e di quella mesozoica. Per quanto con minor evidenza, le anfiboliti indicano come principale la direttrice NE-SW anche nel massiccio di Savona; questa

è però troncata e spostata da faglie ad essa ortogonali. Per gli altri affioramenti (a parte quello di Loano, anch'esso con strutture NE-SW) non si hanno invece chiare indicazioni.

Affrontando il problema dei rapporti tra « cristallino » e serie permo-carbonifera, CERRO, GIANOTTI e VANOSI (1969 c) distinguono gli affioramenti ubicati a N del sovrascorrimento del Permo-Carbonifero interno sopra quello esterno, da quelli posti a S. Al primo gruppo appartengono i massicci di Savona, Pallare, Nucetto ed i lembi minori della zona a N di Murialdo; nel secondo rientrano quelli di Lisio, Barbassiria, Calizzano e Loano.

Senza riprendere nel dettaglio le argomentazioni esposte nella nota suddetta, ricordiamo che, in sintesi, gli Autori ammettono che i massicci del primo gruppo — che mostrano localmente passaggi metasomatici al Permo-Carbonifero interno — hanno partecipato, in misura più o meno ampia, al sovrascorrimento verso S, alcuni (come quello di Nucetto) restando solidali con il Permo-Carbonifero interno stesso, altri (come quello di Pallare e, in parte minore, di Savona) accavallandosi su quest'ultimo.

Fra i massicci del secondo gruppo, quelli di Lisio e di Barbassiria appaiono sostanzialmente autoctoni, mentre per quelli di Calizzano e di Loano i dati raccolti, pur facendo forse propendere per una posizione radicata, non consentono di escludere la possibilità di un'alloctonia.

Per concludere, sono da considerare i rapporti tra substrato paleozoico e copertura post-paleozoica. Si è già accennato più volte che quest'ultima è sovente scollata dal primo e si è detto anche che essa è interessata, globalmente, da una tettonica più plastica: resta ora da precisare che, in alcune zone, basamento e copertura partecipano alla stessa deformazione prevalentemente a pieghe, scaglie ed accavallamenti. Ciò si realizza, in particolare, nella zona tra Osiglia e Mallare, ove si osservano in gran numero minute scaglie mesozoiche entro gli Scisti di Gorra ed i Porfiroidi del Melogno, e nella zona tra il Melogno e la costa, nella quale affiorano, ripetutamente alternanti, fasce di terreni mesozoici e paleozoici.

5) LA TETTONICA DELLA SERIE DI MONTENOTTE (b)

Come già detto nella parte stratigrafica, gli affioramenti di questa

unità, nell'ambito del foglio Albenga-Savona, sono assai ridotti, limitati al margine nord-occidentale del foglio stesso.

La serie di Montenotte appare secondo A. Cerro, rilevatore della zona, tettonicamente accavallata sopra vari termini delle unità brianzonesi precedentemente descritte. Essa è poi a sua volta ricoperta tettonicamente (verosimilmente per fenomeni secondari di retroscorrimento) da lembi di dolomie appartenenti alle unità ad affinità brianzonese.

Assieme al suo substrato ed alla sua copertura tettonica essa partecipa inoltre ad una deformazione successiva per faglie prevalentemente verticali, a direzione NW-SE.

VII — GEOMORFOLOGIA (a)

Il foglio Albenga-Savona comprende un tratto delle Alpi Liguri, caratterizzato da una linea spartiacque diretta grosso modo da NE a SW; da NE fino alla Rocca Barbena essa lascia al versante ligure solo una fascia di 10-15 km, solcata da molti, ma modesti corsi d'acqua a direzione NW-SE; a SW della Rocca Barbena lo spartiacque assume andamento all'incirca E-W: il versante ligure viene ad occupare un'area maggiore, che è dilavata dal torrente Neva, col suo affluente Rio Pennavaira, e dal T. Arroschia, coll'affluente T. Lerrone, che confluiscono in prossimità della costa a formare il F. Centa.

Sul versante padano i corsi d'acqua principali (F. Tanaro, F. Bormida di Mallare) hanno direzione all'incirca S-N, ad eccezione della Bormida di Millesimo nella zona di Murialdo, che vi assume andamento quasi W-E.

Per quanto concerne la linea di costa, essa presenta andamento globale NNE-SSW dal Capo di Albisola a Capo Noli e a Punta Crena e NE-SW da Varigotti ad Alassio; il primo tratto è anche più frastagliato: infatti nei segmenti fra Albisola Marina e il Priamar di Savona, fra il Capo di Vado e l'isola di Bergeggi (che appare come l'estremità isolata di un antico promontorio) e fra il Capo di Noli e la Punta Crena, la costa è sporgente e attaccata dall'abrasione, e separa tre insenature: una, più ridotta, di Albisola, e due più ampie, di Savona-Vado e di Spotorno-Noli:

osserviamo che nelle prime due sono annidati anche depositi oligocenici e depositi pliocenici, oltre a spiagge e depositi fluviali recenti: nella terza sono presenti soltanto questi ultimi.

Il tratto da Punta Crena al margine meridionale del foglio, a direzione NE-SW, è più uniforme: questa uniformità è interrotta soltanto dalla presenza di Capo Lena, estrema punta del grande cono di deiezione del F. Centa, e dal Capo S. Croce, promontorio costituito dalle Quarziti di Monte Bignone, che chiude a NE l'insenatura di Alassio. Inoltre da Punta Crena alla Stazione di Borgio Verezzi, i rilievi costituiti dai terreni delle serie brianzonesi si affacciano al mare; infatti in questo tratto si hanno solo le spiagge, non molto ampie, di Varigotti e di Finale Marina; il tratto successivo va dalla Stazione di Borgio Verezzi sino a Borghetto S. Spirito, dove i terreni della serie del Castellermo raggiungono la costa nella zona di Castello Borelli; esso è ulteriormente suddiviso dal fatto che a Pietra Ligure i rilievi quasi raggiungono il mare: si delineano così una insenatura da Borgio Verezzi a Pietra Ligure, in cui sono conservati depositi del Fluviale recente, e una più ampia insenatura fra Pietra Ligure e Borghetto S. Spirito, dove sono presenti, oltre ai depositi fluviali e marini recenti, anche depositi quaternari più antichi e terreni pliocenici.

A S di Albenga sono i terreni « fliscioidi » della serie di Albenga e della serie ad Elmintoidi s.l. che si affacciano al mare, determinando la costa alta tra Villa Ramella e Villa dei Limoni (Alassio); fra Castello Borelli e Albenga si determina così un'ampia e profonda insenatura, dove particolare sviluppo hanno i vari terreni quaternari e pliocenici.

All'isola Gallinara affiorano le Quarziti di Monte Bignone, nelle due facies conglomeratica e quarzítica, che, lungo la costa, si presentano fra la Domus Alexinae e l'abitato di Alassio: oltre ad un certo sfasamento fra i due affioramenti, si nota anche che alla Gallinara gli strati immergono a NNW, mentre lungo la costa pendono a SW. E' comunque verosimile che l'isola rappresenti un residuo di erosione, notevolmente distanziato dalla costa attuale, di un prolungamento verso mare della suddetta formazione. Caratteristico è il profilo dell'isola, che presenta nella parte meridionale un netto terrazzo a quota 30 circa.

Le isobate 10 e 50 mostrano notevole parallelismo alla linea attuale di costa; le 100 e 200 presentano forti inflessioni di fronte a Pietra Ligure, Finale Ligure, fra Varigotti e Capo Noli e nella zona di Vado; la 500 ne presenta tre marcate: di fronte a Borghetto S. Spirito-Loano, di fronte a Pietra Ligure-Finale e nella zona di Vado.

1) ZONE GEOMORFOLOGICHE (a)

Come già è stato accennato nello sguardo geologico d'insieme, da un punto di vista geomorfologico si possono, nell'area del foglio Albenga-Savona, distinguere diverse zone:

- 1) una prima zona si ha nell'angolo nord-occidentale del foglio: in essa una corona di terreni calcareo-dolomitici, colla loro caratteristica morfologia, sormonta (vedi tettonica) una fascia di scisti della serie di Montenotte, cui corrispondono forme più depresse e molli, e circonda una zona di prevalenti conglomerati della Formazione di Molare (a Bagnasco), da cui derivano di nuovo forme piuttosto marcate, e, da ultimo, la plaga di cristallino di Nucetto, con prevalenti forme tondeggianti; analoghe condizioni si ripetono più limitatamente anche in altri punti del margine settentrionale del foglio;
- 2) una seconda zona comprende la restante porzione settentrionale del foglio (a parte le zone di Vado Ligure-Savona, che hanno carattere morfologico particolare) a N di una linea da Bergeggi a Gressio: in essa dominano in affioramento i terreni del Permo-Carbonifero epimetamorfico, cui corrisponde una morfologia piuttosto complessa, ma dalle forme molli; i massicci cristallini (gneiss, anfiboliti, graniti, migmatiti) presenti nella stessa zona assumono un limitato risalto morfologico rispetto ai terreni circostanti;
- 3) una terza zona si sviluppa a S della precedente e sino alla linea Ceriale-Arnasco-Caprauna (è da escludere però l'area occupata dalla « Pietra di Finale », che ha una sua morfologia particolare): in essa dominano in affioramento i terreni quarziticci, dolomitici e calcarei delle serie brianzonesi e ad affinità brianzonese, e quelli conglomeratici, calcarei e dolomitici della serie del Castellermo: ne derivano forme più tor-

mentate e nel complesso più elevate; tale morfologia è però interrotta per aree più o meno grandi dal presentarsi in superficie del substrato permo-carbonifero delle suddette serie brianzonesi e ad affinità brianzonese e, in corrispondenza alla « finestra » di Castelvecchio, della Formazione di Caprauna, prevalentemente scistosa, alla quale corrispondono forme più molli e più depresse; la complessità tettonica di questi terreni non permette di riconoscere linee morfologiche ben definite; solo per la dorsale Monte Croce-Cima Autero-Monte Galero è evidente l'influsso della struttura illustrata nel capitolo della tettonica;

- 4) una quarta zona si ha a S della predetta linea (separandone però il triangolo Albenga-Ortovero-Ceriale): in essa affiorano i terreni « fli-scioidi » delle serie di Albenga e della serie ad Elmintoidi s.l., che influenzano la morfologia sia per il loro carattere litologico, sia per il prevalente andamento E-W degli strati: ne derivano dorsali montuose non molto elevate, e non aspre, allungate in senso E-W; un particolare risalto morfologico assumono in questa zona, soprattutto verso la costa, le Quarziti di Monte Bignone;
- 5) una quinta zona corrisponde al triangolo Albenga-Ortovero-Ceriale, dove avviene la confluenza del T. Lerrone, del T. Arroscia e del T. Neva; essa è dominata in superficie dai depositi pliocenici, per lo più conglomeratici nella parte superiore, a giacitura poco inclinata, e più o meno coperti da eluvio e colluvio, dalle alluvioni deposte nelle incisioni operate dai fiumi entro i terreni pliocenici e dai depositi di spiaggia ai piedi della modesta falesia modellata dal mare negli stessi terreni; morfologicamente si ha a che fare con un altopiano degradante verso il mare, inciso e terrazzato dai corsi d'acqua, e troncato dal mare; condizioni analoghe, ma con sviluppo più ridotto, si hanno nella zona di Loano, in quella di Vado Ligure e in quella di Savona-Albisola;
- 6) un'ultima zona geomorfologica, per quanto ridotta, è dovuta alla presenza nell'entroterra di Finale Ligure della placca della « Pietra di Finale »: per il suo carattere litologico, associato alla giacitura sub-orizzontale, questa formazione determina una morfologia caratteristica

a pianalto profondamente inciso dai corsi d'acqua, e dalla superficie modellata dalle acque dilavanti con cavità doliniformi.

2) TERRAZZI FLUVIALI (a)

Lungo i maggiori corsi d'acqua del versante settentrionale sono presenti fenomeni di terrazzamento; si hanno però in generale solo lembi isolati di terrazzi, non sempre chiaramente collegabili fra loro; comunque essi sembrano potersi disporre in tre ordini, corrispondenti rispettivamente al Fluviale antico, al Fluviale medio e al Fluviale recente della pianura. In qualche caso questi terrazzi possono però anche essere posteriori e derivare da spostamenti idrografici locali e recenti.

Lungo i corsi d'acqua del versante ligure mancano per lo più chiare tracce dei terrazzi superiori. Residui del piano del Fluviale antico sembrano aversi lungo il Neva a valle di Cisano, dove detto piano sembra raccordarsi con la superficie del pianalto a ossatura pliocenica. Caratteristica è la condizione per cui il piano attuale dei maggiori corsi d'acqua appare ristretto e notevolmente inciso rispetto ad un fondovalle relativamente ampio, su cui sono gli insediamenti umani, le colture, le strade, ecc.; tale dislivello fra il corso d'acqua attuale ed il suddetto « fondovalle » va diminuendo da monte a valle e ad un certo punto i due piani si raccordano.

3) TERRAZZI MARINI (a)

All'angolo nord-orientale del foglio è presente l'estrema propaggine del bel terrazzo marino modellato nella Formazione di Molare, che si sviluppa nel contiguo foglio Genova. Al Capo di Albisola la superficie del terrazzo si trova a circa 60 m di quota. Questo terrazzo sembra avere la sua continuazione in quello che si estende da Albisola marina a Savona e che è modellato nel cristallino del Savonese; anche qui la quota si aggira sui 60 m; su di esso è stato rinvenuto un lembo di Argille di Ortovero, ma non è sicuro che esso sia in posto.

Un altro terrazzo modellato nella Formazione di Molare (ed eventualmente ricoperto dal Pliocene?) si ha nella zona di Zinola; esso sembra trovarsi a quota (sui 40 m?) un po' inferiore al precedente.

A Zinola è evidente anche la scarpata (falesia) che tronca verso il mare i depositi pliocenici; questi, nella zona di Vado Ligure, formano una superficie che si aggira sui 40-50 m.

La falesia è di nuovo visibile a Pietra Ligure e a Loano, dove intacca le alluvioni del Fluviale medio e recente, e a Ceriale, dove interessa i depositi pliocenici, che vengono così messi a nudo al di sotto della copertura eluviale.

Già s'è detto della superficie limite superiore della « Pietra di Finale »: essa si aggira sui 300-330 m di quota; solo le propaggini settentrionali di Monte Cucco e la zona di Orco raggiungono i 400 m; notevole è come la superficie predetta si continui, presentando analoga morfologia a doline, anche a SE dell'affioramento della « Pietra di Finale »: ciò fa pensare ad una superficie di abrasione interessante anche le zone circostanti, alla quale seguirono poi condizioni favorevoli allo stabilirsi della morfologia a doline sia nella « Pietra di Finale », sia nelle Dolomie di San Pietro dei Monti.

Lembi residui di superfici di modellamento, verosimilmente marino, sono presenti in diversi punti lungo la costa, ma, per la loro esiguità, appaiono difficili una valutazione ed un collegamento.

4) ZONE CARSIICHE E GROTTI (c)

In corrispondenza alla superficie occupata dalle formazioni calcaree, calcareo-dolomitiche, e dolomitiche della Pietra di Finale (M^{3-2}), dei Calcari di Val Tanarello (G^{11-9}) e delle Dolomie di San Pietro dei Monti (T^{3-2}), affioranti lungo la fascia costiera e nell'immediato entroterra del Finalese e del Toiranese, si è creato, fin dal Terziario, un paesaggio a morfologia carsica sia superficiale che profonda.

Tracce di una complessa circolazione sotterranea vengono in luce laddove l'erosione di superficie incide le valli, i cui fianchi appaiono così spesso disseminati di caverne.

L'azione del mare, dove l'altitudine, il bradisismo e la distanza dalla costa lo hanno permesso, si è aggiunta come modellatrice, o a volte, come a Bergeggi, quale unica causa del crearsi delle cavità.

L'importanza del carsismo finalese risiede, oltre che nel condizionare il regime idraulico superficiale — con conseguenze di carattere geomorfologico ed antropico — nel fatto che, in alcune delle numerosissime caverne, sono stati rinvenuti reperti paleontologici e paleontologici di notevole interesse, tali da porre la Liguria, ove si considerino anche le grotte della zona di Ventimiglia, fra le regioni italiane che maggiormente hanno contribuito alla conoscenza della preistoria mediterranea.

Alle caverne del Finalese, che si aprono per lo più nei calcari bioclastici miocenici della Pietra di Finale, seguono per interesse e per grandiosità del fenomeno carsico quelle di Toirano in Val Varatella, impostate in calcari e dolomie del Trias.

A quelle di quest'ultimo gruppo già note in passato, come la grotta del Colombe, la grotta di S. Lucia, la grotta di S. Lucia inferiore, a quote progressivamente più basse, corrispondenti a tre momenti dell'abbassamento del livello di base carsico, e come la parte meridionale della grotta della Bàsura, si è aggiunta, nel secondo dopoguerra, la scoperta e la parziale ricognizione della parte più interna di quest'ultima. La complicata morfologia e l'eccezionale sviluppo pongono questa grotta fra le più importanti dell'Italia settentrionale. Modesto tuttavia è il suo apporto alle scienze preistoriche, oltre a quanto già dato in passato, non essendosi trovato altro che impronte dell'uomo neanderthaliano ed ossami dell'orso delle caverne. Ben più importanti, sotto questo aspetto, sono invece le grotte del Finalese. Tra queste, la più nota è certamente quella detta delle Arene Candide, per la presenza, in passato, di una duna di sabbia silicea dinnanzi al suo ingresso, sulle pendici del M. Caprazoppa, tra Finale e Borgio Verezzi. Qui sono stati trovati, oltre a copioso materiale di età romana e medioevale, sepolture, strumenti, ceramiche, oggetti litici di numerose industrie umane comprese tra le età dei metalli ed il Paleolitico superiore, oltre a reperti paleontologici riferentisi a faune vissute nella zona dalla glaciazione würmiana in poi.

La Caverna delle Fate, nei dintorni di Verzi, in prossimità dell'omonimo ponte di età romana, cela un ricchissimo ossario di orso delle caverne (almeno 1500 esemplari), del leone delle caverne unitamente a

quello di numerose altre specie, con industrie umane del Neolitico inferiore e medio e del Paleolitico.

Altre, ugualmente degne di menzione, sono: l'Arma dell'Aquila, con industrie umane dal Neolitico inferiore al Paleolitico superiore, la Caverna della Matta o del Sanguinetto, la Caverna dell'acqua o del morto, la Pollera, l'Arma delle Manie — considerata la più vasta cavità del Finalese — ed infine, al di fuori del Finalese, le Grotte di Capo Noli, Spotorno e Bergeggi e dell'alta val Pennavaira.

VIII — GEOLOGIA APPLICATA (b)

1) CAVE E MINIERE

Materiali utili di vario pregio sono attualmente estratti, o lo sono stati in passato, in numerose zone del foglio. Essi comprendono massi da scogliera, materiali per pavimentazioni stradali, ghiaie e sabbie per l'edilizia, argille per laterizi, pietre da calce, da taglio e da decorazione, carboni fossili e grafite.

Interesse esclusivamente storico rivestono infine le antiche estrazioni di piombo argentifero nei pressi di Rialto, di ferro nei dintorni di Noli e quelle più recenti di baritina a Bardinetto.

a) *Pietrisco e massi da scogliera.*

Nell'area del foglio Albenga-Savona sono abbastanza numerose le cave di materiali utilizzati per la preparazione di pietrisco, pietrischetto e graniglia destinati all'edilizia, particolarmente alle costruzioni stradali. A questo scopo vengono cavati i calcari liassici (Calcari di Rocca Livernà) a Martinetto, a Cisano sul Neva, nei pressi di Zuccarello; i calcari dolomitici triassici (Dolomie di San Pietro dei Monti) sono sfruttati attualmente in località Prancisa nei pressi di Bagnasco, tra M. Mao e M. S. Elena nei dintorni di Vado Ligure, a S. Ermete, mentre due grosse cave che furono attive in passato nei pressi di Bergeggi e di Spotorno sono state abbandonate in epoca recente verosimilmente per non compromettere la stabilità delle costruzioni ormai ad esse vicine. Anche i calcari del Malm

(Calcari di Val Tanarello), cavati a ponente di Finale Ligure, forniscono in quantità materiali di questo tipo.

Grossi massi da scogliera utilizzati per la costruzione di moli e per la difesa a mare in genere sono stati recentemente forniti dai Graniti del T. Letimbro a Capo Vado.

b) *Ghiaie, sabbie e argille.*

Ghiaie e sabbie vengono estratte un po' da tutti gli alvei dei corsi d'acqua principali; in modo particolare viene sfruttato in questo senso il letto del Centa nei pressi di Villanova di Albenga. Sabbia in grande quantità viene pure ricavata al Rio Torsero dai terreni pliocenici. Localmente sono soggette a sfruttamento a questo scopo anche le quarziti del Trias inferiore (Quarziti di Ponte di Nava) dalle quali, a Noli, mediante cave in galleria, viene estratta una sabbia composta quasi esclusivamente da quarzo. Cave di quarzite furono anche coltivate alle pendici di M. Sotta e a S di Osiglia.

In passato erano ampiamente sfruttate, specialmente lungo la costa, le argille plioceniche (Argille di Ortovero), che venivano utilizzate per la produzione di terraglie e laterizi; oggi esistono solo poche cave attive e limitatamente all'entroterra di Albenga.

Tra queste degna di segnalazione per l'imponenza del fronte di cava, di una lunghezza di parecchie decine di metri, è quella insediata nei pressi di S. Antonino nei dintorni di Cenesi; di minore importanza della precedente, ma pur sempre notevoli, le cave situate ad W di Ortovero e ad E di Garlenda.

c) *Pietre da calce.*

Alcuni dei numerosi litotipi calcarei affioranti nell'area del foglio presentano sufficienti doti di purezza da poter fornire la materia prima, utilizzata da industrie locali, per la preparazione di buone calci. I calcari magnesiaci della formazione delle Dolomie di San Pietro dei Monti sono cavati anche a questo scopo nei pressi di S. Ermete e furono molto utilizzati in passato nella zona di Murialdo, ove la calce veniva preparata praticamente sul luogo di cava, in una località che conserva tuttora il nome

di Calcinere. Nei dintorni dei paesi di Bormida e di Pietra Ligure il calcare per questo uso viene ottenuto da alcune cave insediate su Calcari di Val Tanarello.

d) *Pietre da taglio e da decorazione.*

Pietra conca e pietra da taglio per uso locale sono cavate o lo sono state in passato dai Calcari di Rocca Livernà ad Arnasco, dalle Quarziti di Ponte di Nava a Balestrino, dalle Quarziti di Monte Bignone nei pressi di Villanova di Albenga e lungo la Via Aurelia in prossimità di Alassio. A questo stesso scopo sono anche usate talora le varietà meno pregiate della « Pietra di Finale » e, nella valle del Tanaro, le facies più omogenee e compatte dei porfiroidi.

Nell'area del foglio vengono pure cavate alcune pietre ornamentali, di cui le più note sono le varietà che vengono estratte un po' dovunque nell'immediato entroterra di Finale Ligure dal Calcare di Finale Ligure. Esso è costituito da un calcare bioclastico più o meno vacuolare di colore da biancastro a rosato nei tipi più pregiati, e viene utilizzato nell'edilizia per rivestimenti, elementi decorativi, per oggetti in pietra e talora anche per sculture. Una varietà più scura della « Pietra di Finale » è la « Pietra di Verezzi » che viene cavata nei dintorni di Borgio Verezzi. Forse di minore importanza, ma pur meritevole di un cenno, è il marmo detto « Diaspro di Garessio » cavato nell'alta valle del Tanaro nei pressi del paese dal quale riceve il nome; esso è costituito da una tenace breccia policroma ad elementi di tonalità rosso vivace su fondo chiaro, persichino, rosato e broccatello.

Tentativi di sfruttamento dei marmi della formazione dei Calcari di Val Tanarello sono stati fatti in passato tra Castelvecchio e Zuccarello, ma non hanno avuto seguito, probabilmente a causa dell'intenso stato di fratturazione delle rocce in questione.

e) *Carboni fossili, grafite, mineralizzazioni uranifere.*

Nell'ambito del foglio non esistono attualmente miniere in fase di sfruttamento; numerose sono invece quelle abbandonate nelle zone di Bagnasco, Calizzano, Osiglia, Mallare e Murialdo.

Nei pressi di Bagnasco in passato si estraeva la lignite dagli interstrati della porzione marnosa della Formazione di Molare. La buona qualità della lignite che si può qui rinvenire ha incoraggiato più volte lo sfruttamento dei giacimenti di questa zona. Le coltivazioni effettuate nel secolo scorso e poi ritentate nel corso del primo conflitto mondiale sono però state abbandonate perché economicamente non convenienti.

Il limitato spessore dei livelli di materiale utile, di 3-4 dm al massimo nei casi più fortunati, e la loro discontinuità, dovuta in parte alle originarie condizioni di deposizione, in parte a fenomeni tettonici, rendono problematica l'estrazione del minerale. Recentemente la « GEMINA » (1963) ha ripreso in esame il problema delle ligniti di Bagnasco, e dopo un'indagine eseguita anche con l'ausilio di sondaggi profondi, ha concluso considerando poco probabile la possibilità di rinvenire in questa zona giacimenti suscettibili di una utilizzazione industriale.

Dalle numerose miniere abbandonate, impostate sul Carbonifero, nelle zone di Calizzano, Osiglia, Mallare e Murialdo, venivano estratte in passato antracite e grafite.

L'andamento lenticolare dei giacimenti sfruttati, caratterizzato da frequenti variazioni di potenza, e la piccola estensione delle lenti di minerale, di spessore mai superiore a m 1,50, ma per lo più di pochi centimetri, non hanno però consentito la formazione di importanti miniere con produzione forte e continua, ma soltanto di piccole coltivazioni. Le antraciti estratte, del resto, erano di tipo poco pregiato o addirittura scadenti. Si tratta di materiali fragili, che determinano la produzione di molto detrito polverulento, e, anche nei tipi migliori, il potere calorifico si mantiene entro limiti modesti, raggiungendo eccezionalmente punte di 6.500 Cal/Kg, ma in media rimane molto al di sotto di 6.000. Il residuo di ceneri è sempre molto alto, solitamente entro valori compresi tra il 20 ed il 40% ed anche oltre, mentre solo nei casi più favorevoli scende fino al 12%.

Di un certo pregio era invece la grafite coltivata nella miniera a NE di Rifreddo, nei dintorni di Murialdo; di questa infatti si è continuato lo sfruttamento fino a pochi anni fa.

Ricordiamo infine che gli Scisti di Gorra e, subordinatamente, i Por-

firoidi del Melogno ed i soprastanti sedimenti del Permo-Eotrias sono stati fatti oggetti di ricerche tendenti ad individuare le mineralizzazioni uranifere da parte degli studiosi del C.N.R.N.: per quanto concerne l'area occupata dal foglio Albenga-Savona, i risultati non furono molto incoraggianti; sono stati tuttavia segnalati (IPPOLITO, BAGGIO et al., 1956) giacimenti a minerali di uranio e fluorite e giacimenti di minerali secondari di uranio nella zona attorno a Calice Ligure.

2) IDROGEOLOGIA

Nel capitolo della geomorfologia si è già trattato della idrogeologia superficiale; riallacciandoci a quanto già detto, accenniamo qui al lago artificiale esistente nei pressi di Osiglia. Esso ha una lunghezza di circa 3 km, uno specchio d'acqua aggirantesi sui 0,75 kmq ed una capacità di 10×10^6 m³; si è formato in seguito alla costruzione della diga che sbarrava il corso del T. Osiglietta sfruttando la strettoia naturale esistente a NE di Bc. Feddodona. Qui, in corrispondenza all'affioramento dei porfidi sulla destra orografica della valle e dei terreni carboniferi sulla sinistra, sono state fondate le spalle della diga; per il consolidamento del terreno di fondazione sono state praticate 1.900 iniezioni, con l'impiego complessivo di 1.900 q di cemento. Questa, costruita nel 1939, è una delle prime dighe italiane con arco a cupola; presenta un'altezza alla sezione maestra di m 70, ed una lunghezza in cresta di m 224; le sue acque sono utilizzate per la produzione dell'energia elettrica ed anche a scopo industriale.

a) Sorgenti.

Non esistono nell'area del foglio sorgenti particolarmente importanti per qualità o quantità dell'acqua. Citeremo soltanto due sorgenti note per la leggerezza delle loro acque: esso sono la Fontana della Mora di Calizzano e la Fonte Buscarina di Bagnasco. In passato era nota sulle pendici N di M. Galero, ma aveva interesse più che altro come curiosità, una sorgente di tipo intercalare denominata Fontana delle Meraviglie; attualmente però le opere di captazione e canalizzazione le hanno tolto anche questo interesse.

b) Sorgenti minerali.

Nella porzione nord-occidentale del foglio esistono due fonti di acqua oligominerale: la Fonte S. Bernardo a Garessio e la Fonte Bauda nei pressi di Calizzano. L'analisi chimica dell'acqua della Fonte S. Bernardo eseguita a cura del Prof. MARIO MILONE il 12-8-1966 ha dato i seguenti risultati:

| | | |
|-----------------------|---------|-----|
| Residuo fisso a 180°: | 0,0452 | g/l |
| ione Sodio | 0,00172 | » |
| » Potassio | 0,00065 | » |
| » Calcio | 0,01102 | » |
| » Magnesio | 0,00116 | » |
| » Ferro | 0,00002 | » |
| » Cloruro | 0,00127 | » |
| » Solfato | 0,00188 | » |
| » Fluoruro | 0,00001 | » |
| » Idrocarbonico | 0,04030 | » |
| Silice | 0,00577 | » |

Alluminio e Litio in tracce.

L'acqua della Fonte S. Bernardo è pertanto da classificare tra le acque oligominerali bicarbonato-alcantino terrose.

L'analisi chimico-fisica, eseguita il 30-11-1955 a cura del Prof. ANDREA GANDINI sull'acqua della Fonte Bauda, ha dato i seguenti risultati:

| | | |
|-----------------------|---------|-----|
| Residuo fisso a 180°: | 0,0328 | g/l |
| ione Sodio | 0,00348 | » |
| » Potassio | 0,00056 | » |
| » Calcio | 0,00345 | » |
| » Litio | 0,00001 | » |
| » Magnesio | 0,00075 | » |
| » Ferro | 0,00008 | » |
| » Alluminio | 0,00025 | » |
| » Cloro | 0,00116 | » |

| | |
|-----------------|-------------|
| ione Solforico | 0,00258 g/l |
| » Idrocarbonico | 0,00858 » |
| Silice | 0,01210 » |

Gas disciolti, ridotti a 0° e 760 mmHg:

| | | |
|--------------------|-----|--------|
| Anidride carbonica | cc. | 3,338 |
| Ossigeno | » | 7,421 |
| Azoto e gas rari | » | 13,845 |

L'acqua della Fonte Bauda è quindi da annoverare fra le acque oligo-minerali bicarbonato-alcantino terrose.

c) Falde acquifere sotterranee.

Date le limitate estensioni e potenze dei materassi alluvionali dei corsi d'acqua (se si esclude quello del Centa) che interessano l'area del foglio, le falde acquifere sotterranee in essi insediate sono relativamente modeste. D'altra parte tali falde, assieme alle acque di subalveo, rappresentano le maggiori riserve idriche presenti entro tutta l'area del foglio, e da esse infatti vengono estratte, con pozzi solitamente poco profondi, le acque necessarie al fabbisogno dei maggiori centri abitati e delle industrie.

L'approvvigionamento idrico della città di Savona avviene mediante lo sfruttamento di gruppi di pozzi che emungono l'acqua dalle falde freatiche in prossimità dei letti di tre corsi d'acqua: dalle alluvioni alla confluenza dei torrenti Quazzola e Quiliano, nei pressi di S. Carlo a Quiliano; dalle alluvioni del T. Letimbro, nella città di Savona; dalle alluvioni alla confluenza tra il Rio Basco e il T. Sansobbia, nei dintorni di Albisola superiore. I pozzi sono tutti poco profondi, tra i 30 e 40 m; uno soltanto, in Albisola superiore, è stato spinto fino a 65 m di profondità, ma negli ultimi 20 m circa ha sempre attraversato terreni argillosi e marnosi impermeabili; perciò la perforazione non è stata approfondita ulteriormente. Delle tre falde sfruttate, la più ricca e meno soggetta a fluttuazioni è quella del bacino del T. Sansobbia; questa poggia su un substrato impermeabile situato a circa 36 m sotto il livello del mare, mentre il pelo libero

dell'acqua si eleva fino a quote variabili tra 1 e 5-6 m al di sopra del livello del mare. Le falde dei bacini dei torrenti Letimbro e Quiliano (anche qui ci riferiamo alle zone ove sono insediati i pozzi) hanno il letto tra 25 e 30 m sotto il livello del mare e la superficie libera dell'acqua oscilla da 6-7 m sotto il livello del mare fino a 2-3 m al di sopra del livello marino.

3) FRANE

Nell'area del foglio non sono eccessivamente diffusi i fenomeni franosi; essi si verificano prevalentemente in corrispondenza a quelle formazioni che sono costituite da terreni a bassa coesione e sono caratterizzate da alternanze o intercalazioni entro a rocce compatte di litotipi poco coerenti o incoerenti, funzionanti da livelli preferenziali di distacco. Nell'area studiata, le frane, che si verificano più comunemente nei periodi di massima piovosità o in quelli immediatamente successivi, sono localizzate più frequentemente in corrispondenza alle litofacies meno coerenti della Formazione di Eze, degli Scisti di Gorra, degli « scisti filladici », delle formazioni « fliscioidi » in genere, di quella di Molare. Si tratta di solito di fenomeni di limitata entità ed in linea di massima non cartografabili alla scala della carta. Due comunque sono i dissesti notevoli verificatisi ultimamente, entrambi lungo la Via Aurelia: il primo, di minore entità, nei pressi di Albisola, il secondo, di maggior rilievo, ad W di Finale Ligure in località Caprazoppa. La frana di Albisola, avvenuta in corrispondenza alla scarpata di terrazzo morfologico, tagliato negli « gneiss di Albisola », che minacciava sia la viabilità sulla Via Aurelia che la stabilità di tutta una serie di abitazioni venutesi a trovare poco al di sopra del fronte di distacco, è stata recentemente stabilizzata con una serie di imponenti opere in muratura. Per la seconda, al contrario, non è stato ancora possibile trovare una sistemazione definitiva. Il dissesto sembrerebbe localizzato nell'ambito della formazione dei « Calcari di Val Tanarello » e parrebbe provocato dallo slittamento di una grossissima zolla di calcari compatti lungo interstrati argilloso-marnosi disposti a franapoggio, che fungerebbero da orizzonti lubrificanti. In conseguenza di questo slittamento si avrebbero

dei locali distacchi e crolli di massi di dimensioni anche molto notevoli, che renderebbero ancora più vistoso il fenomeno.

Questi eventi rappresentano una continua minaccia nei riguardi sia dell'importante arteria che corre lungo la costa che della ferrovia, che dello stabilimento insediato nell'immediate vicinanze; per questo, non essendo stato per ora possibile realizzare delle opere di difesa adeguate, attualmente si provvede ad una periodica ripulitura del pendio incrinato mentre l'insieme del fenomeno è costantemente tenuto sotto osservazione.

IX — BIBLIOGRAFIA

- AIROLDI M. (1934), *Nuove ricerche sul massiccio cristallino di Calizzano-Bardineto*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VI, vol. 19, f. 3, pp. 169-173, Roma.
- AIROLDI M. (1936), *Rilevamenti geologici nelle Alpi liguri. I. Il massiccio cristallino di Bardineto*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 55, pp. 221-258, Roma.
- AIROLDI M. (1937), *Rilevamenti geologici nelle Alpi liguri. II. Il massiccio di Calizzano*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 56, pp. 467-498, Roma.
- BARBIER R., BLOCH J. P., DEBELMAS J., ELLEMBERGER F., FABRE J., FEYS R., GIDON M., GOGUEL J., GUBLER Y., LANTEAUME M., LATREILLE M., LEMOINE M. (1960-1963), *Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée*. In « Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot », Mém. h-série Soc. Géol. Fr., vol. 2, pp. 331-377, Paris.
- BEDARIDA F. (1961), *Ricerche sulla radioattività del Porfiroide di Pietra Ligure*. Per. Min., vol. 30, n. 2-3, pp. 181-193, Roma.
- BELLINI A. (1963), *Petrogenesi e significato stratigrafico dei porfiroidi — cosiddetti besimauditi — dell'areale savonese delle Alpi liguri*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, vol. 1, f. 2, pp. 275-319, Genova.
- 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, f. 2, pp. 101-191, Genova.
- BENEVOLO E. (1936), *Un profilo geologico fra Savona e Altare*. Boll. R. Uff. Geol. Ital., vol. 61, nota VIII, pp. 1-6, Roma.
- BERNABÒ BREA L. (1947), *Le caverne del Finale*. Itin. Lig., n. 6, Ist. Int. St. Lig., 87 pp., Bordighera.

Data di presentazione del manoscritto: 9 ottobre 1969.

Ultime bozze restituite il: 10 novembre 1971.

- BERNABÒ BREA L. (1951), *Nuove scoperte nella necropoli preromana di Albenga*. Riv. St. Lig., vol. 17, pp. 163-200, Bordighera.
- BERNABÒ BREA L. (1946-1956), *Gli scavi nelle caverne delle Arene Candide. Parte I. Gli strati con ceramiche; II campagna di scavo 1948-1950*. Coll. Mon. Preist. Archeol., Ist. Int. St. Lig., t. 46, pp. 296-364, Bordighera.
- BEANC A. C., CHIAPPPELLA G. V. (1957), *Sopraluogo alla Grotta della «Basua» e studio delle testimonianze culturali in essa contenute*. Quaternaria, vol. 4, p. 219, Roma.
- BLOCH J. P. (1958), *Une coupe du Trias des Alpes ligures italiennes*. C. R. somm. Soc. Géol. Fr., n. 10, pp. 204-206, Paris.
- BLOCH J. P. (1960), *Les brèches liasiques du Monte Gallero (Alpes Maritimes)*. C. R. somm. Soc. Géol. Fr., n. 5, pp. 100-101, Paris.
- BLOCH J. P. (1961 a), *Données stratigraphiques nouvelles sur la «fenêtre» de Castelveccchio (Alpes Maritimes Italiennes). Découverte d'une «croûte phosphatée» à Rosalines*. C. R. Acad. Sc., vol. 253, pp. 1823-1825, Paris.
- BLOCH J. P., (1961 b), *Présence d'une série post-triasique à faciès briançonnais le long de la côte ligure dans le Finales (Alpes maritimes italiennes)*. C. R. somm. Soc. Géol. Fr., n. 3, pp. 63-64, Paris.
- BLOCH J. P. (1963), *Aperçu général sur le Trias du «domaine briançonnais» ligure*. Mém. B.R.G.M., n. 15, pp. 438-445, Paris.
- BLOCH J. P. (1964 a), *Les gneiss du domaine briançonnais ligure. Existence de deux ensemble pétrographiques: gneiss du type de Nucetto; gneiss à biotite et amphibolites*. C. R. Acad. Sc., vol. 259, pp. 421-424, Paris.
- BLOCH J. P. (1964 b), *Les gneiss du domaine briançonnais ligure. Existence d'une unité charriée, disjointe, à matériel cristallophyllien*. C. R. Acad. Sc., vol. 259, pp. 604-607, Paris.
- BLOCH J. P. (1965), *Nappe de cisaillement et érosion précoce dans les Alpes ligures*. C.R. Acad. Sc., vol. 260, pp. 4016-4019, Paris.
- BLOCH J. P. (1966), *Le Permien du domaine briançonnais ligure. Essai de chronologie des formations anté-triasiques*. In «Atti del Symposium sul Verrucano», Soc. Tosc. Sc. Nat., pp. 99-115, Pisa.
- BLOCH J. P., FALLOT P., LANTEAUME M. (1959), *Sur la «fenêtre» de Castelveccchio (Alpes maritimes italiennes)*. C. R. Acad. Sc., vol. 248, pp. 3083-3087, Paris.
- BLOCH J. P., GALLI J. (1964), *Découverte du Norien fossilifère dans le domaine briançonnais ligure. (Unité du Monte Gallero, Alpes maritimes italiennes)*. C.R. Acad. Sc., vol. 259, pp. 841-844, Paris.
- BLOCH J. P., MICHARD A. (1962), *Sur le Trias des Alpes sud-occidentales. Trias du Cuneese et Trias ligure*. C. R. somm. Soc. Géol. Fr., n. 3, pp. 72-74, Paris.
- BLOCH J. P., TRICHET J. (1966), *Un exemple de grès de plage (Côte Ligure italienne)*. Marine Geology, vol. 4, n. 5, pp. 373-377, Amsterdam.
- BONI A. (1962 a), *Il Paleogene nel bacino del flysch della Liguria occidentale*. Mem. Soc. Geol. Ital., vol. 3, pp. 233-250, Roma.
- BONI A. (1962 b), *L'orogenesi paleogenica nelle Prealpi lombarde, nel bacino del flysch della Liguria occidentale e nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. Ital., vol. 3, pp. 725-736, Roma.
- BONI A. (1962 c), *Messa a punto e considerazioni sul confronto stratigrafico tra i flysch della Liguria occidentale e dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 80, f. 4, pp. 103-128, Roma.
- BONI A., BRAGA G., VANOSI M. (1961), *Guida alle escursioni della 61ª Adunanza estiva della Società Geologica Italiana*. 188 pp., Tipografia del Libro, Pavia.
- BONI A., VANOSI M. (1960), *Osservazioni stratigrafiche preliminari sul flysch della Liguria occidentale*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 78, f. 3, pp. 47-62, Roma.
- BONI A., VANOSI M. (1961), *Ricerche e considerazioni sul flysch della Liguria occidentale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 11, pp. 31-178, Pavia.
- BONI A., VANOSI M. (1967), *Nuovi elementi paleontologici per la datazione dei terreni compresi tra la «formazione ad Elmintoidi» s. s. ed il «Brianzonese ligure» s.l. (Liguria occidentale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 17, pp. 167-176, Pavia.
- BONI P., MOSNA S., VANOSI M. (1968), *La «Pietra di Finale» (Liguria occidentale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 18, pp. 102-150, Pavia.
- BRIAN A. (1939-1940), *Le grotte di Toirano*. Ann. Mus. Civ. St. Nat., vol. 60, pp. 379-437, Genova.
- BOUSSAC J. (1910), *Les grands phénomènes de recouvrement dans les Alpes maritimes italiennes et la «fenêtre» de Castelveccchio*. C. R. Acad. Sc., vol. 151, pp. 1163-1165, Paris.
- BOUSSAC J. (1912), *Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin*. Mém. Carte géol. France, 662 pp., Paris.

- CAVAGNETTO C. (1963), *Observations sur la flore fossile du bassin de Bagnasco (Italie, prov. de Cuneo)*. Bull. Soc. Géol. Fr., vol. 5, pp. 657-661, Paris.
- CERRO A. (1962), *Sulle radiolariti della zona di Albenga*. Mem. Soc. Geol. Ital., vol. 3, pp. 251-262, Roma.
- CERRO A., GIANOTTI R., VANOSI M. (1969 a), *Nuovi dati sulla distribuzione del Carbonifero nella Liguria occidentale*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VIII, vol. 46, f. 4, pp. 449-456, Roma.
- CERRO A., GIANOTTI R., VANOSI M. (1969 b), *Osservazioni preliminari sulle rocce verdi del Permo-Carbonifero brianzonese ligure*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VIII, vol. 46, f. 6, pp. 737-744, Roma.
- CERRO A., GIANOTTI R., VANOSI M. (1969 c), *Osservazioni sulla posizione strutturale dei massicci cristallini della Liguria occidentale (F. Albenga-Savona)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VIII, vol. 47, f. 5, pp. 337-347, Roma.
- CERRO A., GIANOTTI R., VANOSI M. (1970), *Sull'inizio dell'attività vulcanica acida nel tardo Paleozoico brianzonese ligure*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VIII, vol. 48, f. 4, pp. 456-461, Roma.
- CERRO A., GIANOTTI R., VANOSI M., VENIALE F. (1971), *Distribuzione dello stilpnomelano nel Paleozoico del Brianzonese ligure*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VIII, vol. 50, f. 3, pp. 345-355, Roma.
- CHIAPPELLA V. (1959), *Scavi nella caverna del Colombo (Toirano)*. Riv. St. Lig., a. XXIV, n. 1-2, pp. 98-105, Bordighera.
- CONTI S. (1948 a), *Origine e significato del talco in alcuni calcari marmorei associati a quarziti nelle Alpi Liguri*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 66, pp. 87-98, Roma.
- CONTI S. (1948 b), *Il massiccio granitico di Pallare-Fornelli e le lame triassiche nell'Antracolitico di Mallare-Bormida (Alpi Liguri)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VIII, vol. 2, f. 2, pp. 19-42, Roma.
- CONTI S. (1948 c), *Sulle « besimanditi » delle Alpi Liguri*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VIII, vol. 5, f. 3-4, pp. 165-171, Roma.
- CONTI S. (1950), *Un grande massiccio frammentario gneissico-granitico nelle Alpi Liguri*. Atti Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VIII, vol. 2, f. 2, pp. 45-69, Roma.
- CONTI S. (1951), *Scoperta di livelli fossiliferi nei calcari mesozoici del Toiranese (Alpi liguri) e relative risultanze stratigrafiche e tettoniche*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 70, pp. 638-646, Roma.
- CONTI S. (1954), *Studi geologici sulle Alpi occidentali. (2° Contributo). Delimitazione areale e correlazioni stratigrafiche nella formazione dei calcescisti l. s. delle Alpi liguri, marittime e cozie*. Boll. Serv. Geol. Ital., vol. 75, pp. 525-539, Roma.
- CONTI S. (1955), *Studi geologici sulle Alpi occidentali. (3° Contributo). La formazione dei calcescisti nei suoi rapporti stratigrafici e tettonici con i complessi basali e marginali delle Alpi liguri, marittime e cozie*. Boll. Serv. Geol. Ital., vol. 77, pp. 1-52, Roma.
- CONTI S. (1958), *Diaspri, ftaniti e radiolariti*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Genova, quad. n. 11, ser. B, Geol., pp. 1-75, Genova.
- CONTI S. (1959), *Il Trias dei dintorni di Bagnasco (valle del Tanaro)*. Boll. Serv. Geol. Ital., vol. 80, f. 1, pp. 83-89, Roma.
- CONTI S. (1963), *Nuove osservazioni sulla preparazione della carta geologica della Liguria*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, vol. 1, pp. 3-93, Genova.
- CONTI S., ROVERETO G. (1951), *Geologia del gruppo di Monte Besimauda (Alpi Liguri e Marittime) e moderni problemi di tettonica e di petrogenesi*. Atti Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VIII, vol. 3, f. 3, pp. 43-130, Roma.
- CUMIN G. (1922), *La grotta della Galleria di Bergeggi*. Boll. R. Soc. Geograf. Ital., vol. 11, f. 3°-4°, pp. 1-6, Roma.
- DAL PIAZ Gb. (1927), *Sul Palaeochoerus leptodon POMEL di Cadibona*. Atti R. Ist. Ven. Sc., Lett., Arti, vol. 86, pp. 1361-1368, Venezia.
- DAL PIAZ Gb. (1929), *Su due piccoli Artiodattili di Cadibona e sulla loro importanza cronologica*. Atti Acc. Sc. Veneto-Trentino-Istria, vol. 19, pp. 3-11, Padova.
- DAVICO E. (1963), *Ritrovamento di calcari ad Aptici e ad Ammoniti nel Finalese nel quadro della reale estensione delle formazioni del Malm*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, vol. 1, pp. 187-189, Genova.
- DAVIES J. A. (1955), *La scoperta di una nuova grotta a Borgio Verezzi*. Riv. Ingaunia ed Intemelina, vol. 10, pp. 84-86.
- DE ALESSANDRI G. (1895), *Contribuzione allo studio dei pesci terziari del Piemonte e della Liguria*. Mem. R. Acc. Sc. Torino, s. II, vol. 45, pp. 1-33, Torino.

- DE BENEDETTI A. (1959), *Note sulle mineralizzazioni radioattive nelle Alpi*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 78, f. 3, pp. 11-33, Roma.
- DEBRAZZI E., SEGRE A. G. (1960), *Carta batimetrica del Mediterraneo Centrale. Mari Ligure e Tirreno settentrionale, scala 1:750.000*. Ist. Idrograf. Marina, carta n. 1250, Genova.
- DEL MORO E. (1886), *Degli scavi recentemente eseguiti nella caverna ossifera di Bergeggi (Liguria)*. Giorn. Soc. Lett. e conv. sc. Genova, vol. 9, pp. 308-313, Genova.
- DE STEFANI C. (1887 a), *Il Permiano nell'Appennino*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 6, pp. 55-62, Roma.
- DE STEFANI C. (1887 b), *L'Appennino fra il colle dell'Altare e la Polcevera*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 6, pp. 225-263, Roma.
- DE STEFANI C. (1901), *Flore carbonifere e permiane della Toscana*. Pubbl. R. Ist. St. Sup. e di perf., Sez. Sc. Fis. e Nat., pp. 5-212, Tip. G. Carnascechi e figli, Firenze.
- ELTER P., HACCARD D., LANTEAUME M. (1961), *Osservazioni sui rapporti fra flysch a Helminthoidi ed arenaria superiore nell'Appennino Ligure e nelle Alpi Marittime*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 80, pp. 115-120, Roma.
- FALLOT P., FAURE-MURET A., KUENEN P. H., LANTEAUME M. (1956), *Sur le Flysch des Alpes Maritimes françaises et italiennes*. C. R. Acad. Sc. vol. 243, pp. 1697-1701, Paris.
- FALLOT P., FAURE-MURET A., KUENEN P. H., LANTEAUME M. (1957), *Observations sur les Flyschs des Alpes Maritimes françaises et italiennes*. Bull. Soc. Géol. Fr., s. VI, vol. 7, pp. 11-26, Paris.
- FERRARA G., LEDENT D., STAUFFER H. (1958), *L'età delle mineralizzazioni uranifere nelle Alpi Occidentali*. Studi e Ric. Div. Geomin. C.N.R.N., vol. 1, parte II, pp. 725-737, Roma.
- FIERRO G., VANOSMI M. (1965), *Nuovi elementi per la stratigrafia del « Brianzonese ligure » tra il T. Corsaglia e il T. Pennavaira*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 16, pp. 17-35, Pavia.
- FRANCESCHETTI B. (1967), *Studi geologici sulla regione ad Ovest di Ovada (Provincia di Alessandria)*. Mem. Soc. Geol. Ital., vol. 6, f. 3, pp. 379-420, Roma.
- FRANCHI S. (1893), *Nota preliminare sulla formazione gneissica e sulle rocce granitiche del massiccio cristallino ligure*. Boll. R. Com. Geol. Ital., vol. 24, pp. 43-69, Roma.
- FRANCHI S. (1894 a), *Contribuzione allo studio del Titonico e del Cretaceo nelle Alpi Marittime italiane*. Boll. R. Com. Geol. Ital., vol. 25, pp. 31-85, Roma.
- FRANCHI S. (1894 b), *Relazione sui principali risultati del rilevamento geologico nelle Alpi Marittime eseguito nelle campagne 1891-92-93*. Boll. R. Com. Geol. Ital., vol. 25, pp. 231-258, Roma.
- FRANCHI S. (1902), *Contribuzione allo studio delle rocce a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nella regione ligure-alpina occidentale*. Boll. R. Com. Geol. Ital., vol. 33, pp. 255-318, Roma.
- FRANCHI S. (1906 a), *Il Trias a facies mista con calcescisti e pietre verdi del versante padano delle Alpi Liguri*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 25, pp. 128-132, Roma.
- FRANCHI S. (1906 b), *La zona delle pietre verdi fra l'Ellero e la Bormida e la sua continuità fra il Gruppo di Voltri e le Alpi Cozie*. Boll. R. Com. Geol. Ital., vol. 37, f. 2, pp. 89-117, Roma.
- FRANCHI S. (1915), *Le « arenarie di Annot » e la « zona ad Helminthoida » nell'Eocene delle Alpi Marittime e dell'Appennino genovese*. Boll. R. Com. Geol. Ital., vol. 45, pp. 233-336, Roma.
- FRANCHI S. (1918), *I supposti ricoprimenti nel Massiccio Cristallino Savonese*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 37, pp. 31-38, Roma.
- FRANCHI S. (1919), *A proposito della nota del Prof. G. Rovereto « Ancora della zona di ricoprimento del Savonese »*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 38, pp. 132-140, Roma.
- FRANCHI S. (1925), *La serie secondaria capovolta e i grandi carreggiamenti dei Monti di Albenga, nelle Alpi Liguri*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VI, vol. 1, f. 5, pp. 193-200, Roma.
- FRANCHI S. (1927), *I nuovi dati per la tettonica del massiccio cristallino savonese*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 46, pp. 85-90, Roma.
- FRANCHI S. (1928 a), *La serie dei terreni dal Priaboniano al Norico nei dintorni di Albenga*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VI, vol. 7, pp. 26-31, Roma.
- FRANCHI S. (1928 b), *Un eccezionale filone di porfirite augitica nelle dolomie triasiche dell'alta valle della Neva. (Alpi Liguri)*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VI, vol. 7, f. 3, pp. 192-194, Roma.
- FRANCHI S. (1928 c), *La più giusta denominazione e la cartografia del massiccio cristallino sul quale è, in parte, fondata la città di Savona*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VI, vol. 7, f. 6, pp. 453-457, Roma.

- FRANCHI S. (1929), *La inesistenza delle grandi falde dette «nappe du Mont Rose» e «nappe du Grand Saint-Bernard»*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VI, vol. 9, pp. 134-136, Roma; ed anche Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 48, pp. 90-92, Roma.
- GAIBISSI A. L. (1920), *Stato attuale delle ricerche sulla falda acqua profonda della zona alluvionale del Letimbro*. 38 pp. Savona.
- GALLI M. (1961), *Ricerche sulla fluorite del porfiroide sericitico di Ponte Scalincio (Pietra Ligure)*. Doriana, Suppl. Ann. Mus. Civ. Stor. Nat. «G. Doria», vol. 3, n. 114, pp. 1-18, Genova.
- GALLI M., PENCO A. M. (1954), *Ricerche petrografiche sul massiccio granitico di Albisola*. Ann. Mus. Civ. Stor. Nat. Genova, vol. 68, pp. 21-34, Genova.
- GASTALDI B. (1857), *Sur l'«Anthracotherium magnum» de Cadibone*. Bull. Soc. Géol. Fr., s. 2, n. 14, p. 396, Paris; ed anche in Mem. R. Acc. Sc. Torino, vol. 24, Torino.
- GASTALDI B. (1871), *Studi geologici sulle Alpi Occidentali*. Mem. R. Comit. Geol. Ital., vol. 1, pp. 1-48, Firenze.
- GASTALDI B. (1874), *Studi geologici sulle Alpi Occidentali*. Mem. R. Com. Geol. Ital., vol. 2, parte 2, pp. 1-64, Firenze.
- GASTALDI B. (1877), *Su alcuni fossili paleozoici delle Alpi Marittime e dell'Appennino Ligure studiati da G. Michelotti*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis., mat. e nat., s. III, vol. 1, pp. 1-18, Roma.
- GASTALDI B. (1878), *Sui rilevamenti geologici fatti nelle Alpi Piemontesi durante la campagna del 1877*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis. mat. e nat., s. 3, vol. 2, pp. 951-962, Roma.
- GAZZANO G. (1947), *La sistemazione dei torrenti Aquila e Pora nella regione del Finalese in Liguria*. Gior. Genio Civ., vol. 85, pp. 150-165.
- GELATI R. (1968), *Stratigrafia dell'Oligo-Miocene delle Langhe tra le valli dei fiumi Tanaro e Bormida di Spigno*. Riv. Ital. Pal., vol. 74, n. 3, pp. 865-967, Milano.
- GEOMINERARIA NAZIONALE («GEMINA») (1963), *Le ligniti dell'arco Ligure-Piemontese*. In «Ligniti e torbe dell'Italia continentale», pp. 23-38, Roma.
- GIORDANO C. (1969), *Le attività estrattive in Liguria*. L'industria mineraria, Serie II, Anno XX, n. 10-11-12, Roma.
- GOTELLI R. (1934), *La frana di Noli, linea Sampierdarena-Ventimiglia*. Riv. Tecn. Ferr. Ital., vol. 45, pp. 204-210.

- GRAINDOR M. J. (1958), *Observations géologiques sur le Monte Armetta (Alpes Ligures)*. C. R. Acad. Sc., vol. 246, pp. 2134-2136, Paris.
- GRAINDOR M. J. (1960), *Séries stratigraphiques des écailles orientales du massif de l'Armetta (Prov. Cuneo, Italie)*. C. R. Acad. Sc., vol. 250, pp. 4394-4396, Paris.
- GRAINDOR M. J. (1963), *Structure tectonique du massif de l'Armetta (Alpes Ligures)*. C. R. Acad. Sc., vol. 256, pp. 726-728, Paris.
- GRILLO C. (1940), *Contributo alla conoscenza dei terrazzi fluviali e marini della Liguria occidentale*. Atti Soc. Sc. Lett. Genova, vol. 5, pp. 66-82, Genova.
- GUILLAME A. (1969), *Contribution à l'étude géologique des Alpes liguro-piémontaises*. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci., n. 30, 2 fasc., 658 pp., Lyon.
- HACCARD D. (1961), *La série du Flysch de Moglio-Testico de la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes*. C. R. Acad. Sc., vol. 252, pp. 3609-3611, Paris.
- HACCARD D. (1965), *Nouvelles données sur les spilites de la série de Moglio; nappe du flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes*. Bull. Soc. Géol. Fr., s. VII, vol. 7, pp. 147-151, Paris.
- HACCARD D., LANTEAUME M. (1960), *Mise au point sur la stratigraphie du Flysch à Helminthoïdes des Alpes Maritimes franco-italiennes. Considérations sur les Flyschs à Helminthoïdes alpins*. C. R. Acad. Sc., vol. 251, pp. 2733-2735, Paris.
- HERMAN F. (1930), *Studi geologici nelle Alpi Occidentali*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. VIII, 81 pp., Padova.
- HORNUNG A. (1920-1921), *Gastéropodes fossiles du rio Torsero (Ceriale). Pliocène inférieur de la Ligurie*. Ann. Mus. Civ. Stor. nat. «G. Doria», s. III, vol. 9, pp. 70-92, Genova.
- HORNUNG A. (1925-1926), *Pélécy-podes fossiles du rio Torsero (Ceriale). Pliocène inférieur de la Ligurie*. Ann. Mus. Civ. Stor. nat. «G. Doria», vol. 52, pp. 293-309, Genova.
- IPPOLITO F., BAGGIO P., LORENZONI S., MARINELLI G., MITTEMPERGHIER M., SILVESTRO F. (1956), *Studi sulla mineralizzazione di uranio in Italia*. L'industria Mineraria, anno VIII, n. 9, Roma.
- ISSEL A. (1885), *Caverne ossifere del Loaneso e del Finalese (con appendice di C. Raimondi)*. Boll. Paletnol. Ital., vol. 11, pp. 97-113, 146-160.
- ISSEL A. (1887), *La nuova carta geologica delle riviere liguri e delle Alpi marittime*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 6, pp. 209-224, Roma.

- ISSEL A. (1892). *Liguria geologica e preistorica*. 2 vol., 1 atl., A. Donath ed., Genova.
- ISSEL A. (1920), *I marmi di Castelvecchio di Rocca Barbena*. 25 pp., Genova.
- ISSEL A., MAZZUOLI L., ZACCAGNA D. (1887), *Carta geologica delle riviere liguri e delle Alpi Marittime*. Stab. F.lli Armanino, Genova.
- ISSEL A., TRAVERSO S. (1894), *Nota sul litorale fra Vado e Spotorno*. Atti Soc. Lig. Sc. nat. e Geograf., vol. 5, f. 3, pp. 302-322, Genova.
- KEREZ C. (1955), *Zur Geologie des Savonese (Ligurien-Italien)*. Mitt. Geol. Inst. Eidg. Techn. Hochschule u. Univ. Zürich, s. C, n. 59, 81 pp., Zürich.
- LANTEAUME M. (1956), *Observations sur les flyschs de la Ligurie occidentale (prov. d'Imperie, Italie)*. C. R. somm. Soc. Géol. Fr., n. 12, pp. 199-202, Paris.
- LANTEAUME M. (1958), *Schéma structural des Alpes maritimes franco-italiennes*. Bull. Soc. Géol. Fr., vol. 8, pp. 651-674, Paris.
- LANTEAUME M. (1968), *Contribution à l'étude géologique des Alpes Maritimes franco-italiennes*. Mém. Carte géol. France, 405 pp., Paris.
- LANTEAUME M., HACCARD D. (1962), *Stratigraphie et variations de faciès des formations constitutives de la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes Maritimes franco-italiennes*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 80, f. 3, pp. 101-113, Roma.
- LANTEAUME M., HACCARD D., LABESSE B., LORENZ C. (1960-63), *L'origine de la nappe du flysch à Helminthoïdes et la liason Alpes-Apenins*. In « Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot », Mém. h-série Soc. Géol. Fr., vol. 2, pp. 257-272, Paris.
- LIMONCELLI B., MARINI M. (1969), *Indagine sulle risorser paesaggistiche e sulle aree verdi della fascia costiera ligure*. Ricerca geomorfologica. Ist. Archit. e Tecn. Urb., Fac. Ing. Univ. Genova, 147 pp. Genova.
- LORENZ C. (1961), *Le bassin oligocène de Bagnasco (Italie, prov. de Cuneo)*. Bull. Soc. Géol. Fr., vol. 3, pp. 50-58, Paris.
- LORENZ C. (1962), *Découverte d'une microfaune du Miocène inférieur (Burdigalien) à la base de la formation de la « Pietra di Finale » (Italie, prov. de Savone)*. C. R. somm. Soc. Géol. Fr., n. 4, pp. 116-117, Paris.
- MAGNANI M. (1937), *Sul massiccio gneissico della valle Bormida di Pallare (Liguria occidentale)*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 56, pp. 453-457, Roma.
- MAGNANI M. (1943), *Sopra alcuni problemi geologici della Liguria Occidentale. Il rovesciamento della serie permo-triassica a Nord del Savonese e del Finalese*. 14 pp. Roma.
- MAGNANI M. (1965), *Liguria*. Bibl. geol. d'Italia, C. N. R., vol. 12, stab. Tip. G. Genovese, Napoli.
- MAGNANI M. (1965), *Nouvelles recherches sur les anciennes lignes de rivage de la Ligurie occidentale (Riviera di Ponente)*. Rapp. et Pr.-verb. réun. C.I.E.S.M.M., vol. XVIII, f. 3.
- MASTROILLI V. I. (1963), *Primo saggio di « Carta paleontologica » della Liguria (Tavoletta Zuccarello: III NE, F. 92-Albenga)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, vol. 1, pp. 191-196, Genova.
- MATTIROLO E. (1903), *Esame chimico dei campioni di antraciti della Liguria Occidentale e dell'alta valle d'Aosta*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, vol. XII, 1903, pp. 189-204, Roma.
- MAZZUOLI L. (1887 a), *Sul carbonifero della Liguria occidentale*. Boll. R. Com. Geol. Ital., vol. 18, pp. 6-27, Roma.
- MAZZUOLI L. (1887 b), *Relazione esistente nelle Riviere Liguri fra la natura litologica della costa e quella dei detriti della spiaggia*. Boll. R. Com. Geol. Ital., vol. 18, pp. 261-268, Roma.
- MAZZUOLI L., ISSEL A. (1884), *Nota sulla zona di coincidenza delle formazioni ofiolitiche eoceniche e triassiche della Liguria occidentale*. Boll. R. Com. Geol. Ital., vol. 15, pp. 2-23, Roma.
- MERCALLI G. (1897), *I terremoti della Liguria e del Piemonte*. Memoria. 146 pp., Napoli.
- MOCCI A. (1927), *Relazione sul bacino carbonifero di Bagnasco, provincia di Cuneo*. La Miniera Ital., vol. 11, pp. 342-346, Roma.
- MODIGLIANI E. (1886), *Ricerche sulla caverna di Bergeggi (Savona), lettera al Prof. Mantegazza*. Arch. Antrop. Etnol., vol. 16, pp. 407-412, Firenze.
- 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, Pavia.
- OREGLIA E. (1903), *Relazione mineraria sui giacimenti carboniferi della Liguria Occidentale*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, vol. 12, pp. 163-188, Roma.
- PARETO L. (1827), *Di alcune relazioni che esistono tra la costituzione geognostica dell'Appennino Ligure e quella dell'Alpi di Savoia*. Giorn. Lig. Sc. Lett. Arti, vol. 1, pp. 122-134, Genova.
- PARETO L. (1833), *Notes sur la route de la Corniche de Nice à Gênes et sur la route de Gênes à La Spezia*. Bull. Soc. Géol. Fr., vol. 3, pp. 332-339, Paris.

- PARETO L. (1846 a), *Descrizione di Genova e del Genovesato*. Genova.
- PARETO L. (1846 b), *Cenni geologici sulla Liguria Marittima*. 105 pp., Genova.
- PASQUARÈ G. (1961), *Rapporti tettonici tra la « Serie di Montenotte » ed il « Massiccio Cristallino savonese »*. Boll. Serv. Geol. Ital., vol. 81, pp. 213-221, Roma.
- PASQUARÈ G. (1962), *Osservazioni sulla paleogeografia e sulla tettonica della Riviera ligure occidentale tra Pietra e Vado*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VIII, vol. 32, f. 1, pp. 105-110, Roma.
- PASQUARÈ G. (1968), *La « serie di Montenotte »: un elemento alloctono sovrapposto al bacino oligocenico di Santa Giustina (Alpi Liguri)*. Riv. Ital. Pal., vol. 74, n. 4, pp. 1257-1273, Milano.
- PELLOUX A. (1927), *Sferocobaltite ed altri minerali della valle della Neva (Liguria occidentale)*. Mem. Acc. Sc. G. Cappellini, anno 8°, f. 1, La Spezia.
- PEOLA P. (1900), *Flora del Tongriano di Bagnasco, Nuceto, ecc.* Riv. Ital. Pal., vol. 6, pp. 79-88, Bologna.
- PERRIAUX J. (1957), *Les formations pliocènes des Alpes Maritimes*. Bull. Soc. Géol. Fr., s. 6, vol. 7, pp. 751-766, Paris.
- PRINCIPI P. (1924), *Flora rupeliana del bacino di Bagnasco (Piemonte)*. Atti Soc. Lig. Sc. Lett., vol. 3, f. 4, pp. 267-321, Genova.
- REINSCH D. (1964), *Notizie sulla petrografia delle Besimauditi, in riferimento al lavoro di A. Bellini: « Petrogenesi e significato stratigrafico dei porfiroidi — cosiddetti Besimauditi — dell'areale savonese delle Alpi Liguri »*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, vol. 2, f. 2, pp. 193-203, Genova.
- REINSCH D. (1966), *Das Kristallin von Calizzano, Ligurische Alpen*. N. Jb. Miner. Abh., vol. 105, f. 1, pp. 63-92, Stuttgart.
- RICHTER M. (1959), *Ueber den Bau der Ligurischen Alpen. 1. Das « Fenster » von Castelvecchio*. N. Jb. Geol. u. Pal., Abh., vol. 107, f. 3, pp. 367-388, Stuttgart.
- RICHTER M. (1960), *Ueber den Bau der Ligurischen Alpen. 2. Der Flysch des Gebietes San Remo-Allassio*. N. Jb. Geol. u. Pal., Abh., vol. 110, f. 2, pp. 139-179, Stuttgart.
- RICHTER M. (1961), *Ueber den Bau der Ligurischen Alpen. 3. Tektonik und Stellung der Flyschzone*. Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellschaft, vol. 113, f. 1, pp. 116-149, Hannover.
- ROSATI A. (1907 a), *Rocce liguri raccolte nel circondario di Savona*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., vol. 16, f. 7, I sem., pp. 555-561, Roma.

- ROSATI A. (1907 b), *Rocce liguri raccolte presso Murialdo*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., vol. 16, f. 8, I sem., pp. 639-644, Roma.
- ROVERETO G. (1893 a), *Origine delle anfiboliti nella serie arcaica ligure. Gneiss del permocarbonifero*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 12, pp. 94-95, Roma.
- ROVERETO G. (1893 b), *La serie degli scisti e delle serpentini antiche in Liguria*. Atti Soc. Lig. Sc. Nat., vol. 4, f. 2°, Genova.
- ROVERETO G. (1894), *Fenomeni di contatto del granito savonese*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 13, pp. 7-8, Roma.
- ROVERETO G. (1895), *Arcaico e Paleozoico nel Savonese*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 14, pp. 37-75, Roma.
- ROVERETO G. (1897), *Sulla stratigrafia della valle del Neva (Liguria occidentale)*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 16, pp. 77-91, Roma.
- ROVERETO G. (1904 a), *Geomorfologia delle Valli Liguri*. Atti R. Univ. Genova, vol. 18, 226 pp., Genova.
- ROVERETO G. (1904 b), *Nuovo massiccio cristallino dei dintorni di Calizzano (Riviera occidentale)*. Atti Soc. Lig. Sc. Nat. e Geogr., vol. 15, pp. 4-10, Genova.
- ROVERETO G. (1909), *La zona di ricoprimento del Savonese e la questione dei calcoscisti*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 28, pp. 389-418, Roma.
- ROVERETO G. (1918), *Ancora della zona di ricoprimento del Savonese*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 37, pp. 115-120, Roma.
- ROVERETO G. (1925), *Nuove osservazioni sul massiccio cristallino di Savona*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VI, vol. 1, f. 11, pp. 630-632, Roma.
- ROVERETO G. (1932), *Il confine occidentale del massiccio gneissico del Savonese e suoi rapporti con il mesozoico del Finalese*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 51, pp. 221-236, Roma.
- ROVERETO G. (1934), *Epirogenesi postpliocenica delle Alpi Marittime e della Riviera Ligure*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., vol. 20, f. 5-6, pp. 153-157, Roma.
- ROVERETO G. (1935), *La serie di Montenotte come elemento costituente delle Alpi occidentali e dell'Appennino*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VI, vol. 21, 1° sem., pp. 539-542, Roma.
- ROVERETO G. (1939), *Liguria Geologica*. Mem. Soc. Geol. Ital., vol. 2, 743 pp., Roma.

- SACCO F. (1920), *Il Finalese*. Atti R. Acc. Sc. Torino, vol. 55, pp. 3-24, Torino.
- SACCO F. (1929), *I problemi del Massiccio Cristallino Savonese*. Atti R. Acc. Sc. Torino, vol. 65, pp. 15-33, Torino.
- SASSO A. (1927), *Saggio geologico sopra il bacino terziario di Albenga*. Giorn. Lig. Sc., Lett. e Arti, vol. 1, f. 5, pp. 467-484, Genova.
- SÉRGI S. (1950), *L'homme du Paléolithique supérieur découvert dans la grotte des Arene Candide à Finale Ligure*. Congrès Int. sc. préhist. et protohist., Actes III session, 63 pp., Zürich.
- SIEBER R. (1935), *Osservazioni preliminari sui resti di Anthracotherium magnum Cuv. di Cadibona*. Riv. Ital. Pal., vol. 41, pp. 72-74, Pavia.
- SISMONDA A. (1842), *Osservazioni geologiche sulle Alpi Marittime e sugli Appennini Liguri*. Mem. R. Acc. Sc. Torino, s. 2°, vol. 4, pp. 53-106, Torino.
- SISMONDA A. (1852), *Classificazione dei terreni stratificati delle Alpi tra il Monte Bianco e la Contea di Nizza*. Mem. R. Acc. Sc. Torino, s. 2°, vol. 12, pp. 271-338, Torino.
- SISMONDA A. (1862), *Carta Geologica di Savoia, Piemonte e Liguria, pubblicata per cura del Governo di S. M. Vittorio Emanuele II Re d'Italia*. Scala 1:500.000, Torino.
- SPADEA M. C., CALOI P. (1961), *Sulle oscillazioni libere del Mar Ligure*. Ann. Geofis., vol. 14, n. 2, pp. 107-117, Roma.
- SQUINABOL S. (1887 a), *Comunicazione sui fossili pliocenici di Savona*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 6, pp. 454-455, Roma.
- SQUINABOL S. (1887 b), *Nota preliminare su alcune impronte fossili nel Carbonifero superiore di Pietratagliata*. Giorn. Soc. Lett. e Conv. Sc., f. giugno 1887, pp. 3-8, Genova.
- SQUINABOL S. (1890), *Rivista dei grossi Anthracotherium di Cadibona*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 9, pp. 515-571, Roma.
- STANLEY D. J., MUTTI E. (1968), *Sedimentological evidence for an emerged land mass in the Liguria sea during the Palaeogene*. Nature, vol. 218, n. 5136, pp. 32-36.
- STREIFF P. (1956), *Zur Geologie des Finalese (Ligurien-Italien)*. Mitt. Geol. Inst. Eid. Techn. Hochschule u. Univ. Zürich, s. C, vol. 67, 82 pp., Zürich.
- TAVANI G. (1954), *Fossili pliocenici marini rimaneggiati della Caverna delle Arene Candide (Finale Ligure)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., s. A, vol. 61, pp. 14-16, Pisa.
- TERMIER P. (1926), *Sur le pays de Savone à propos d'une note récente de G. Rovereto*. Bull. Soc. Géol. Fr., vol. 26, pp. 15-20, Paris.
- TERMIER P., BOUSSAC J. (1911 a), *Sur les Mylonites de la région de Savone*. C. R. Acad. Sc., vol. 152, pp. 1550-1556, Paris.
- TERMIER P., BOUSSAC J. (1911 b), *Sur le caractère « exotique » du complexe de gneiss et de granite que l'on appelle le « Massif cristallin ligure » et sur la séparation de l'Appennin et des Alpes*. C. R. Acad. Sc., vol. 152, pp. 1642-1648, Paris.
- TERMIER P., BOUSSAC J. (1912), *Sur le massif cristallin ligure*. Bull. Soc. Géol. Fr., vol. 12, pp. 272-311, Paris.
- TONGIORGI E. (1957), *Sulla geologia e stratigrafia delle grotte di Toirano*. Riv. Ingaunia ed Intemelia, vol. 12, p. 122.
- TONGIORGI E., LAMBOGLIA N. (1967), *La grotta di Toirano*. Itin. Lig., n. 11, pp. 3-47, Ist. Int. St. Lig., Bordighera.
- VANNI M., CANALIS P. (1915), *Studio per l'Acquedotto Municipale per la città di Albenga*. Igiene Moderna, vol. 8, n. 6, pp. 167-178, Genova.
- VANOSI M. (1963), *Risultati preliminari di uno studio geologico nell'alta valle del Tanaro*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 14, pp. 74-80, Pavia.
- VANOSI M. (1965), *Le unità stratigrafico-strutturali tra il Pizzo d'Ormea e il Monte Galero (Alpi Marittime)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 16, pp. 114-184, Pavia.
- VANOSI M. (1969 a), *La serie brianzonese del Salto del Lupo (Liguria occidentale): osservazioni sedimentologico-stratigrafiche*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 20, pp. 3-16, Pavia.
- VANOSI M. (1969 b), *Osservazioni preliminari sulla continuazione orientale delle unità stratigrafico-strutturali dell'alta valle del Tanaro (« Brianzonese ligure » s. l.)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 20, pp. 17-22, Pavia.
- VANOSI M. (1969 c), *Sulla distribuzione del Malm nel Brianzonese ligure*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., s. VIII, vol. 46, pp. 64-72, Roma.
- VANOSI M. (1971 a), *Studio sedimentologico della Formazione di Ollano (Carbonifero medio-superiore della Liguria occidentale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 21, pp. 3-36, Pavia.
- VANOSI M. (1971 b), *Contributi alla conoscenza delle unità stratigrafico-strutturali del Brianzonese ligure s.l. I. Le strutture tettoniche nella zona tra Bardinetto e Noli*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 21, pp. 37-66, Pavia.

- VANOSI M. (1971 c), *Il Carbonifero di Viozene (Alpi Marittime)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 21, pp. 67-74, Pavia.
- VANOSI M. (1971 d), *Contributi alla conoscenza delle unità stratigrafico-strutturali del Brianzonese ligure s.l. II. L'unità di C. Tuberto*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 21, pp. 75-88, Pavia.
- VANOSI M. (1971 e), *Contributi alla conoscenza delle unità stratigrafico-strutturali del Brianzonese ligure s.l. III. L'unità del Castellermo*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 21, pp. 89-108, Pavia.
- VANOSI M. (1971 f), *Contributi alla conoscenza delle unità stratigrafico-strutturali del Brianzonese ligure s.l. IV. Messa a punto generale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 21, pp. 109-114, Pavia.
- ZACCAGNA D. (1884), *Sulla costituzione geologica delle Alpi Marittime*. Trans. R. Acc. Lincei, s. III, vol. 8, f. 10, pp. 224-227, Roma.
- ZACCAGNA D. (1887), *Sulla geologia delle Alpi occidentali*. Boll. R. Com. Geol. Ital., vol. 18, pp. 346-417, Roma.
- ZACCAGNA D. (1903), *Il Carbonifero nella Liguria occidentale*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, vol. 12, pp. 149-161, Roma.
- ZACCAGNA D. (1909), *Conformazione stratigrafica fra il torrente Neva ed il Pennavaira in territorio di Albenga (Liguria occidentale)*. Boll. R. Com. Geol. Ital., vol. 40, pp. 4-38, Roma.
- ZACCAGNA D. (1933), *Osservazioni geologiche nell'alta valle del Tanaro*. Mem. Acc. Lun. Sc. G. Capellini, s. 14, f. 2, pp. 65-79, La Spezia.
- ZACCAGNA D. (1937), *I fogli 91 (Boves) e 92 (Albenga) della Carta Geologica d'Italia al 1:100.000*. Mem. Acc. Sc. G. Cappellini, a. 18, pp. 3-25, La Spezia.