

A T T I
DELLA
SOCIETÀ TOSCANA
DI
SCIENZE NATURALI

RESIDENTE IN PISA

MEMORIE - SERIE A

VOL. LXXX - ANNO 1973

I N D I C E

MEMORIE

TARDI A., VITTORINI S. - Le acclività delle vulcaniti del Monte Amiata e i loro rapporti con i caratteri geolitologici	Pag. 1
CRESCENTI U., GIANNELLI L., MARTINEZ DIAZ C., SALVATORINI G. - Tentativo di correlazione tra i piani Andalusiano e Messiniano	» 17
CAPORUSSO A. M., GIACOMELLI G. P., LARDICCI L. - (+)(S)-3,4-dimethyl-1-pentyne and (+)(S)-3,4,4-trimethyl-1-pentyne: synthesis and enantiomeric purity	» 40
FERRARI G. A., MALESANI P. - Micromorphology and mineralogy of some acid brown soils (umbrepts) in the meadows of the Central calcareous Apennine (Abruzzo - Italy)	» 59
CAVAZZA S. - Su di una stima preliminare delle portate di magra del torrente Pesa	» 68
BROGINI A. L. - DECANDIA F. A., LAZZAROTTO A. - Studio stratigrafico e micropaleontologico del Cretaceo inferiore della Montagna dei Fiori (Ascoli Piceno - Teramo)	» 79
CREMONESI G., RADMILLI A. M., TOZZI C. - A proposito del Mesolitico in Italia	» 106
TAVANI G. - Ipotesi sulla presenza di grossi frammenti di gneiss e di calcare nella «pietra leccese» della Puglia	» 121
PATACCA E., RAU A., TONGIORGI M. - Il significato geologico della breccia sedimentaria poligenica al tetto della successione metamorfica dei Monti Pisani	» 126
CERRINA FERONI A., PATACCA E., PLESI G. - La zona di Lanciaia fra il Cretaceo inferiore e l'Eocene inferiore	» 162
BESSI C., GRAZZINI M. - Indagine chimica-strutturale di minerali di serpentino: analisi in spettroscopia IR e in microscopia elettronica	» 188
PELOSI P., GALOPPINI C. - Sulla natura dei composti mercurio-organici nelle foglie di tabacco	» 215
CECCONI S., RISTORI G. - Minerali argillosi di suoli derivati da diabase sotto differenti condizioni climatiche	» 221
BIGAZZI G., FORNACA RINALDI G. - Variazioni del contenuto di uranio nei sedimenti carbonatici di precipitazione chimica: possibili implicazioni paleoclimatiche	» 233
GIUSTI M., LEONI L. - X-ray determination of Ab content in K-feldspars	» 244
NOTINI P. - Stazioni preistoriche all'aperto in Garfagnana (Lucca)	» 249
COSPITO M., ZANELLO P., LUCARINI L. - Applicazione dell'elettrodo di mercurio a gorgogliamento alla voltammetria di ridiscioglimento anodico. Determinazione di zinco, cadmio, piombo e rame in acque naturali e di scarico industriale	» 266
CASOLI C. - Studi di idrogeologia carsica - 1° Considerazioni sulle diramazioni fossili presso quota -270 m nell'Antro di Corchia (Alpi Apuane - Lucca)	» 282
<i>Elenco dei soci per l'anno 1973</i>	» 305
<i>Norme per la stampa</i>	» 311

E. PATACCA, A. RAU, M. TONGIORGI

IL SIGNIFICATO GEOLOGICO DELLA BRECCIA SEDIMENTARIA POLIGENICA AL TETTO DELLA SUCCESSIONE METAMORFICA DEI MONTI PISANI

Riassunto — Viene descritta in dettaglio una breccia sedimentaria al tetto della successione metamorfica dei Monti Pisani. Essa risulta composta da materiale clastico proveniente dalla serie sottostante. Le strutture sedimentarie degli straterelli calcarenitici, localmente stromatolitici, associati, indicano un ambiente costiero sino ad intertidale. L'età è certamente post-luteziana, forse miocenica. Le caratteristiche strutturali e tessiturali, nonché i suoi rapporti di giacitura, dimostrano l'esistenza di una tettonica precoce che ha interessato l'area dei Monti Pisani prima della messa in posto della Falda toscana. A questo proposito vengono suggerite alcune ipotesi di carattere regionale.

Summary — A polygenic sedimentary breccia unconformably overlies, on the Monti Pisani, in Tuscany, the metamorphic series of the tectonic Units of Santa Maria del Giudice and Monte Serra, and is overlain by the Tuscan Nappe. The basal unconformity surface cuts progressively into lower stratigraphic levels from the Eocene Scaglia until the Grezzoni formation, of Upper Triassic age.

The breccia is made up of clastic material, mainly calcareous, variable in size and generally unsorted. The matrix is composed of light ochre-coloured siltitic calcarenites. The breccia is normally devoid of stratification, but just where the coarser clastic fraction is reduced, it shows regular thin beds, the composition of which corresponds more or less to the one of the matrix.

The study of the clastic elements of this breccia allows us to reconstruct the stratigraphic sequence of the source area. We are dealing with a sequence already metamorphic at the time of formation of this breccia, similar to the sequences of the Units of Santa Maria del Giudice and Monte Serra on the Monti Pisani. The sedimentary structures reveal that the breccia is of sedimentary origin in a marine, coastal environment, on a wave-cut rocky platform. The clastic elements demon-

strate that the breccia is of post-lutetian age. After its deposition, a new metamorphic event occurred causing a weak recrystallisation of the matrix. Although we cannot exclude a more ancient age (Late-Eocene, Lower Oligocene), the regional setting suggest that this breccia was formed during the main diastrophism of the Tuscan Domain between the two phases of deformation and metamorphism, already dated by the K/Ar method on the Apuane Alps (14 MY and 11 MY respectively) and before the emplacement of the Tuscan Nappe.

From the paleogeographic point of view, the breccia testifies the existence of an emerged ridge which should have temporarily separated the inner part of the Tuscan Domain from the outer sedimentary basins, before the emplacement of the allochthonous Tuscan and Ligurian Units.

PREMESSA

Una breccia sedimentaria poligenica, di età e di significato ancora incerto è stata osservata alcuni anni or sono, da due di noi, alla sommità della serie metamorfica di Caprona, sul margine meridionale dei Monti Pisani (RAU A. e TONGIORGI M. [1969])⁽¹⁾.

Quello che sembrava un fatto locale, si è però rivelato ben presto di assai maggiore importanza di quanto si potesse allora supporre poiché, in seguito, breccie analoghe sono state osservate altrove, in una fascia che si estende per almeno 40 km a Nord dell'Arno⁽²⁾.

In tutti gli affioramenti studiati, la breccia, finora cartografata come Calcere cavernoso, sembra interposta tra la base della Falda toscana ed il tetto delle Unità sottostanti. L'interpretazione di questi livelli clastici richiederebbe quindi uno studio regionale che dovrebbe necessariamente affrontare anche problemi generali relativi alla evoluzione dell'Appennino. Abbiamo comunque ritenuto utile un maggiore approfondimento delle conoscenze relative all'area dei Monti Pisani, quale primo contributo ad ulteriori ricerche.

(1) Questi Autori vi avevano trovato elementi clastici di rocce non più giovani dell'Hauteriviano. Veniva pertanto avanzata l'ipotesi di un'età cretacea (ed in particolare cenomaniana) della breccia, sulla base di un confronto con la successione metamorfica della Montagnola Senese. «Questo riferimento — si aggiungeva però — non può costituire al momento più che una semplice ipotesi di lavoro».

(2) Studi in corso di G. RAGGI e P. R. FEDERICI: con questi colleghi abbiamo compiuto alcune escursioni a Nord dell'Arno e contiamo di approfondire il problema su scala regionale.

ESTENSIONE E RAPPORTI DI GIACITURA DELLA BRECCIA NEI MONTI PISANI

La fig. 1 riassume i rapporti di giacitura della breccia con le formazioni affioranti nei dintorni di Caprona. Come si vede, la breccia riposa in discordanza, con contatto stratigrafico, su una serie debolmente metamorfica che è caratterizzata, al di sopra dei Calcari ceroidi del Lias, da un Giurassico assai condensato e termina con tipiche radiolariti rosse probabilmente titoniche. La stessa breccia compare anche, al di sopra degli orizzonti dolomitico-evaporiti-

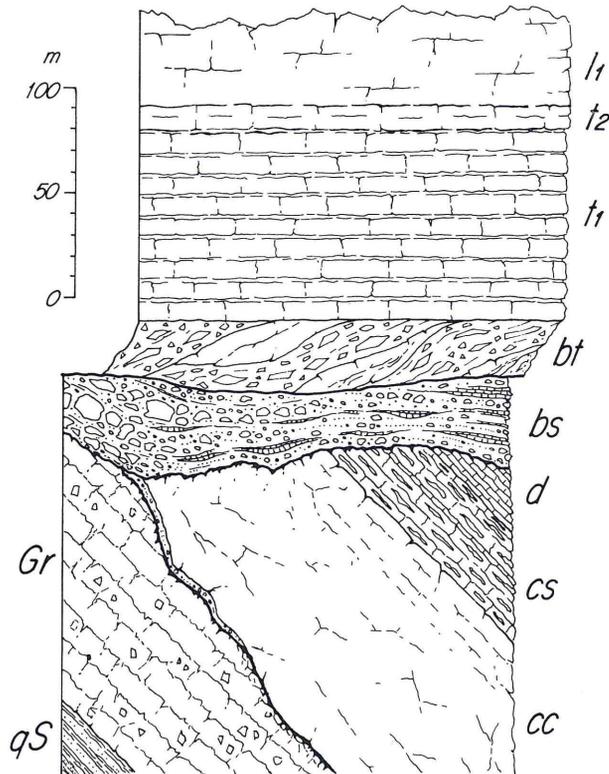


Fig. 1 - Rapporti di giacitura della breccia con le Formazioni affioranti nei dintorni di Caprona (Unità di Monte Serra). qS: Quarziti di Monte Serra; Gr: Grezzoni; cc: Calcari ceroidi; cs: Calcari selciferi; d: Radiolariti varicolori e marne silicee color tabacco; bs: Breccia sedimentaria poligenica; bt: Breccia tettonica; t₁: Calcari neri e marne con *R. contorta*; t₂: Calcari grigio scuri tipo «Portoro»; l₁: Calcari bianchi, grigio chiari, massicci.

Le formazioni contraddistinte con le sigle qS, Gr, cc, cs, d sono interessate da un leggero metamorfismo. Per la breccia bs si veda nel testo. Le altre Formazioni non sono metamorfiche ed appartengono alla Falda toscana.

(da RAU A., TONGIORGI M. [1969], ridisegnato).

tici del Trias, in altri affioramenti lungo il margine sud-occidentale dei Monti Pisani: al Campaccio e sul versante meridionale de La Sugheretta. Questi affioramenti appartengono all'Unità di Monte Serra (vedi in RAU A. e TONGIORGI M. [1966]).

Più a Nord, la breccia si trova però anche al tetto dell'Unità di S. Maria del Giudice; qui essa giace su vari orizzonti della serie metamorfica (sino alla Scaglia eocenica) ed è ricoperta dalla base della Falda toscana.

Una campionatura accurata è stata da noi eseguita in vari affioramenti di ambedue le Unità: in fig. 2 diamo l'ubicazione dei punti di campionamento.

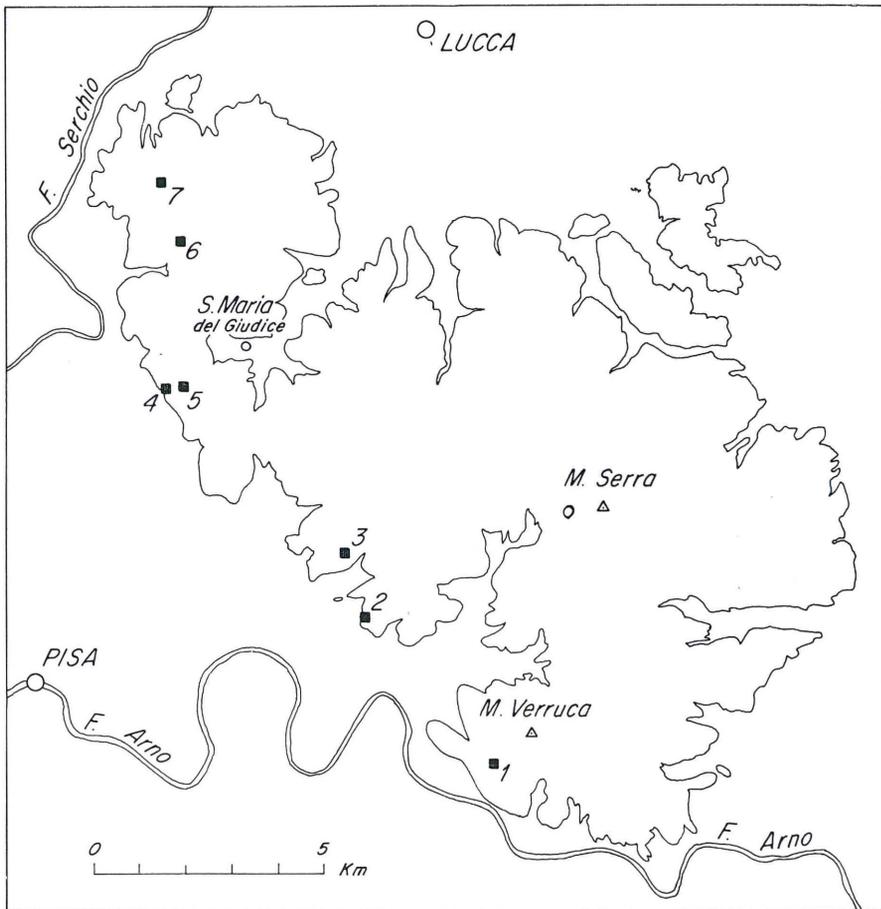


Fig. 2 - Ubicazione dei punti di campionamento. Unità di Monte Serra: 1) Caprona; 2) Campaccio; 3) La Sugheretta. Unità di Santa Maria del Giudice: 4) Cisternone; 5) Casa la Croce; 6) Valle delle Molina; 7) Rupe Cava.

DESCRIZIONE DELLA BRECCIA

La breccia, come si è detto, riposa stratigraficamente sulle formazioni sottostanti. RAU e TONGIORGI [1969] ne hanno descritto in dettaglio il contatto con i Calcari ceroidi nei dintorni di Caprona: *«I calcari ceroidi mostrano una colorazione rossastra per qualche centimetro al di sotto del contatto e terminano in alto con una superficie irregolarmente ondulata sulla quale si adattano gli straterelli di calcarenite che formano qui la base delle breccie poligeniche. Alla sommità dei calcari ceroidi si osservano piccole fratture con debole rigetto che non si proseguono nelle sovrastanti calcareniti. Sembra dunque di riconoscere nella superficie di contatto una superficie di erosione»* (fig. 3).



Fig. 3 - Contatto stratigrafico tra i Calcari ceroidi (in basso) e la breccia sedimentaria, nei pressi di Casa Focetta (presso Caprona).

Nella zona di Caprona lo spessore della breccia non supera i 30 m; per gli altri affioramenti, non siamo in grado di fornire precise valutazioni, ma sembra comunque che la sua potenza, pur essendo alquanto variabile, non si discosti molto dal valore sopra ricordato.

Macroscopicamente, la breccia appare costituita da materiale clastico, prevalentemente calcareo, a grana estremamente variabile e generalmente non classato. Talora la breccia si presenta come un ammasso di grandi blocchi spigolosi, i cui interstizi sono riempiti di materiale clastico più fine. In questo caso, tendono a prevalere nettamente tra i clastici non più di uno o due tipi litologici (Grezzoni e Calcarei ceroidi) e ogni traccia di stratificazione è assente. L'aspetto più comune, però, è quello di una breccia a grana media, con un accenno di grossolana stratificazione in grandi bancate appena distinte.

Gli elementi clastici più grossolani, policromi e generalmente subangolosi, sono immersi in una matrice siltitica di colore ocraceo chiaro. I clastici appaiono macroscopicamente metamorfici (specialmente quelli costituiti da calcare chiaro); al microscopio, presentano talora un contorno netto rispetto alla matrice ed in ogni caso è quasi sempre assai evidente un diverso grado di ricristallizzazione (più alto negli elementi). Non sono però rari i casi in cui i clastici calcarei presentano un contorno sfumato, che evi-

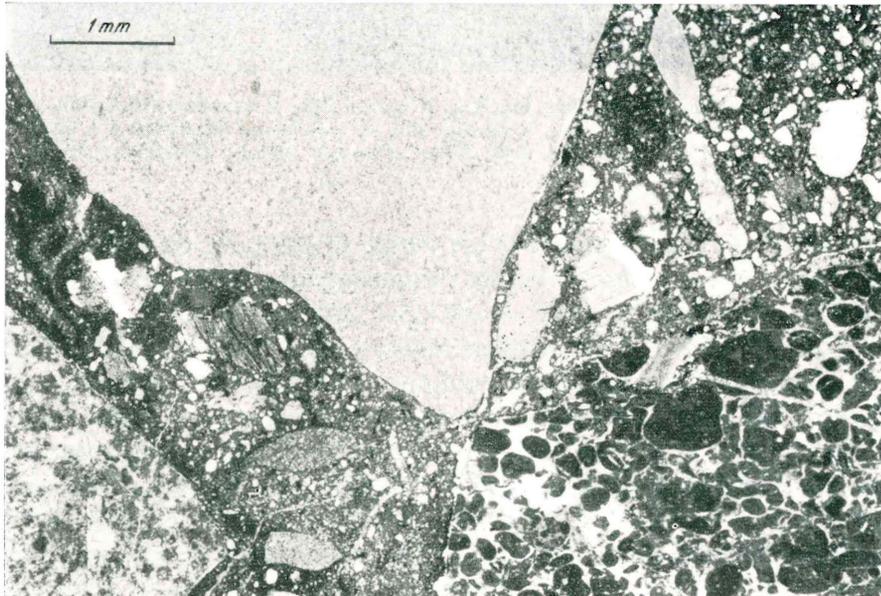


Fig. 4 - Un aspetto della breccia al microscopio. I due elementi più grandi sono rispettivamente di Calcareo ceroide (in alto a sinistra) con contorno netto, e di Grezzone (in basso a destra) con contorno più sfumato. Si noti il frammento di scisto verrucano alla sinistra del grosso elemento chiaro.

denzia fenomeni di ricristallizzazione anche posteriori alla formazione della matrice e quindi della breccia nel suo insieme (figg. 4, 5, 6, 7).

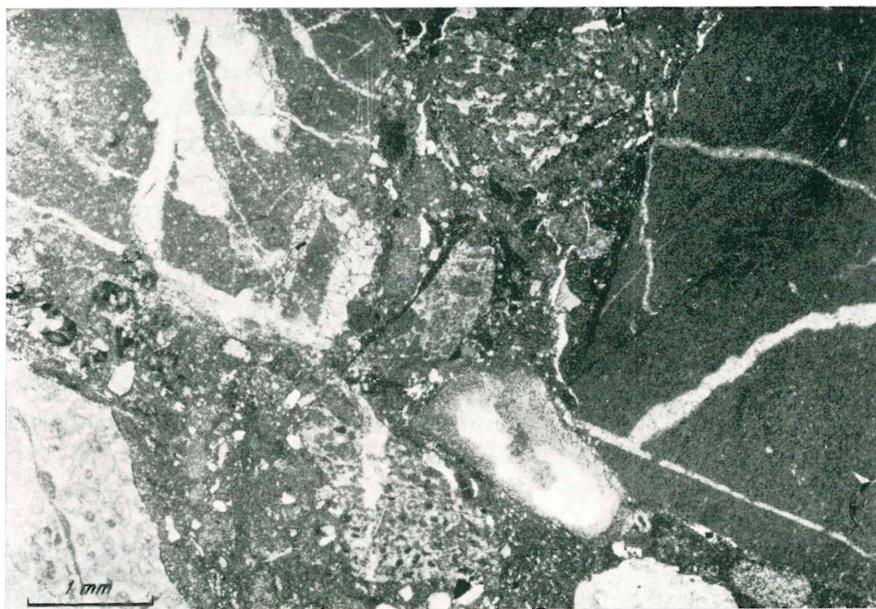


Fig. 5 - Un'altro particolare della breccia: si notino diversi elementi (in particolare quello di Grezzone in basso, al centro, oppure l'elemento micritico con grosse vene calcitiche a sinistra, in alto) il cui contorno appare completamente sfumato nella matrice.

Spesso la stratificazione viene messa in evidenza da sottili strati siltitico-calcarenitici di colore ocraceo-rosato, dello spessore da qualche millimetro a pochi centimetri. Questi straterelli appaiono di regola in gruppi e presentano andamento ondulato, adattandosi alle superfici irregolari degli elementi più grossolani della breccia (fig. 8). Spesso è evidente anche macroscopicamente la loro struttura gradata: in questo caso, la porzione costituita dalla frazione più grossolana si presenta di colore grigio, cosicché la laminazione viene messa in evidenza dalla alternanza di bande diversamente colorate. Gli straterelli hanno la stessa composizione della matrice della breccia: essi si individuano laddove diminuisce la frazione clastica più grossolana. Si possono quindi osservare tutte le facies di transizione dalle microbreccie con abbondante matrice (fig. 9) sino alle intercalazioni siltitico-calcarenitiche vere e proprie.

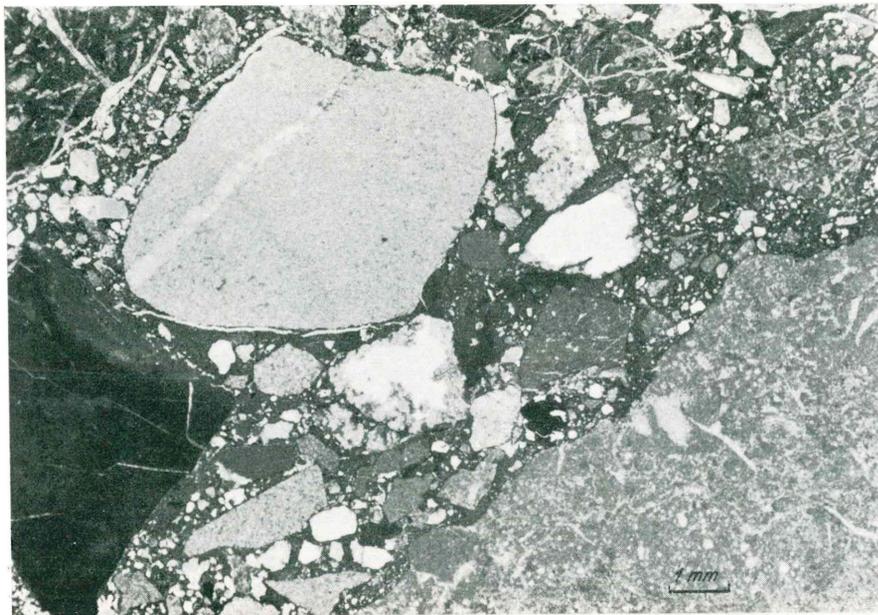


Fig. 6 - Una microbreccia al microscopio, nel suo aspetto più tipico.

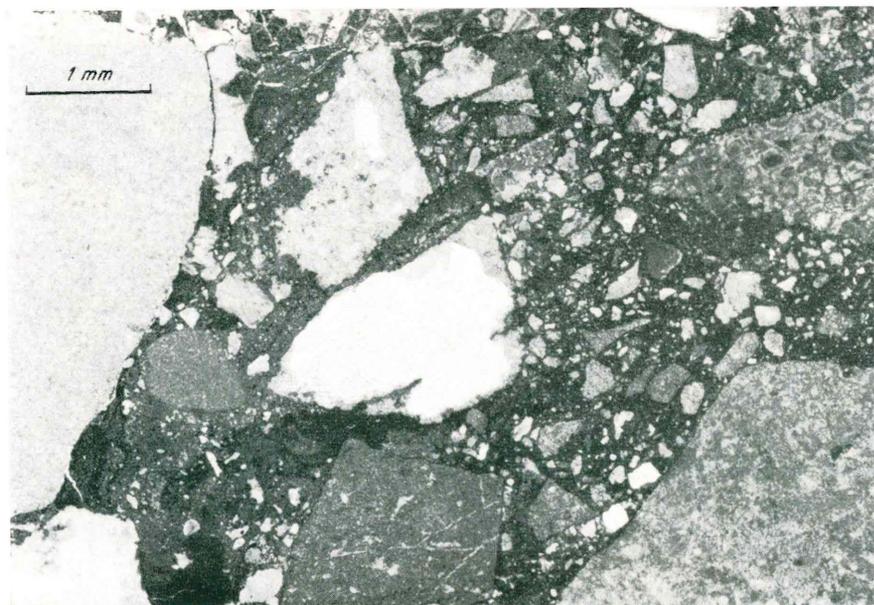


Fig. 7 - Particolare della figura precedente. Si noti in alto, un po' a sinistra, un elemento sparitico (Calcari ceroidi), il cui contorno sfuma irregolarmente nella matrice.



Fig. 8 - Particolare della breccia nell'affioramento accanto a Casa Focetta (Caprona). Nella parte alta della foto si osservano straterelli calcarenitici ondulati che poggiano su un banco di breccia più grossolana. A destra, in basso, un pacchetto di straterelli più sottili.

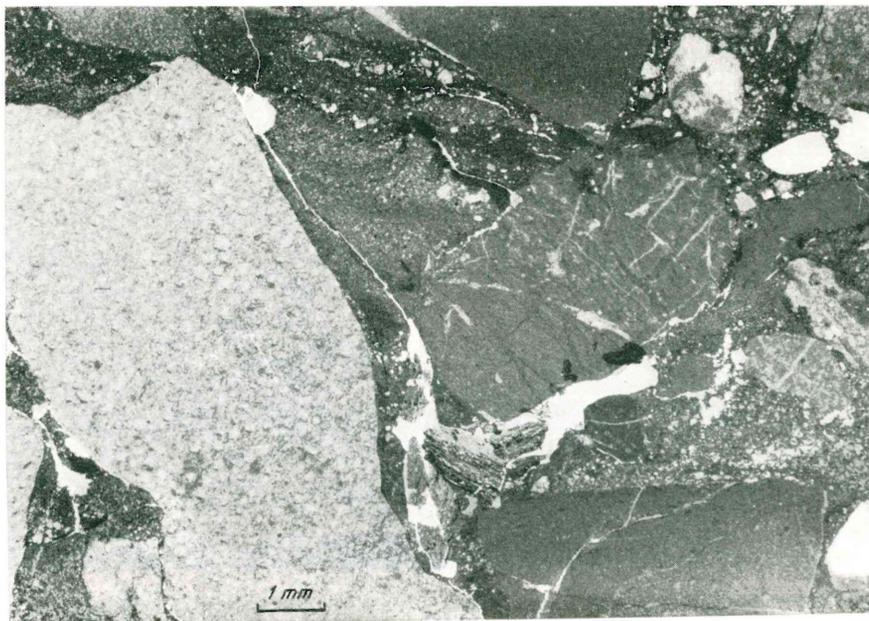


Fig. 9 - Un aspetto della breccia al microscopio. Si noti nella parte alta della foto, al centro, la irregolare laminazione della matrice.

Al microscopio tuttavia si possono individuare alcune differenze di composizione o di struttura tra la matrice vera e propria della breccia e gli straterelli ad essa intercalati. La matrice della breccia è classificabile come una micrite argilloso-siltitica, per la presenza di grani subarrotondati di quarzo metamorfico e frammenti di muscovite; essa è pigmentata dalla presenza costante di ossidi di ferro in granuli o diffusi nel sedimento. Tra i minerali neogenici, sono presenti quarzo e dolomite. Sono osservabili anche numerose cavità di disseccamento, riempite geopetamente.



Fig. 10 - Aspetto microscopico di uno straterello calcarenitico. Si noti, in alto, la laminazione incrociata e, in basso, probabili fratture di disseccamento alla sommità di una lamina a grana più sottile.

I livelli calcarenitici (figg. 10, 11) appaiono costituiti invece da una pasta micritica ricristallizzata in sparite o microsparite, entro la quale sono immersi numerosi frammenti subangolosi di quarzo metamorfico, scisti sericitici, filladi, muscovite e, in minor misura,

frammenti angolosi di biomicrite a struttura organica indeterminabile, il cui contorno sfuma nella matrice. Sono abbondanti i grumi di ossidi di ferro, non rari i frammenti di articoli di Crinoidi; presenti anche in questa facies quarzo ed albite neogenici. In alcuni livelli il sedimento presenta numerosi pori, entro i quali si sono formati cristalli radiali di calcite spatica. Un'altra struttura sedimentaria frequente è rappresentata da una microstratificazione incrociata, messa in evidenza dall'alternarsi di lamine calcarenitiche



Fig. 11 - Alternanza di straterelli calcarenitici a varia granulometria. Si noti la laminazione inclinata nella porzione più grossolana.

e lamine prevalentemente micritico-argillose ricristallizzate (fig. 10). Non mancano, soprattutto nei tipi a grana media, strutture lenticolari da corrente (fig. 12 a, b).

Le facies più fini, che macroscopicamente corrispondono ai più

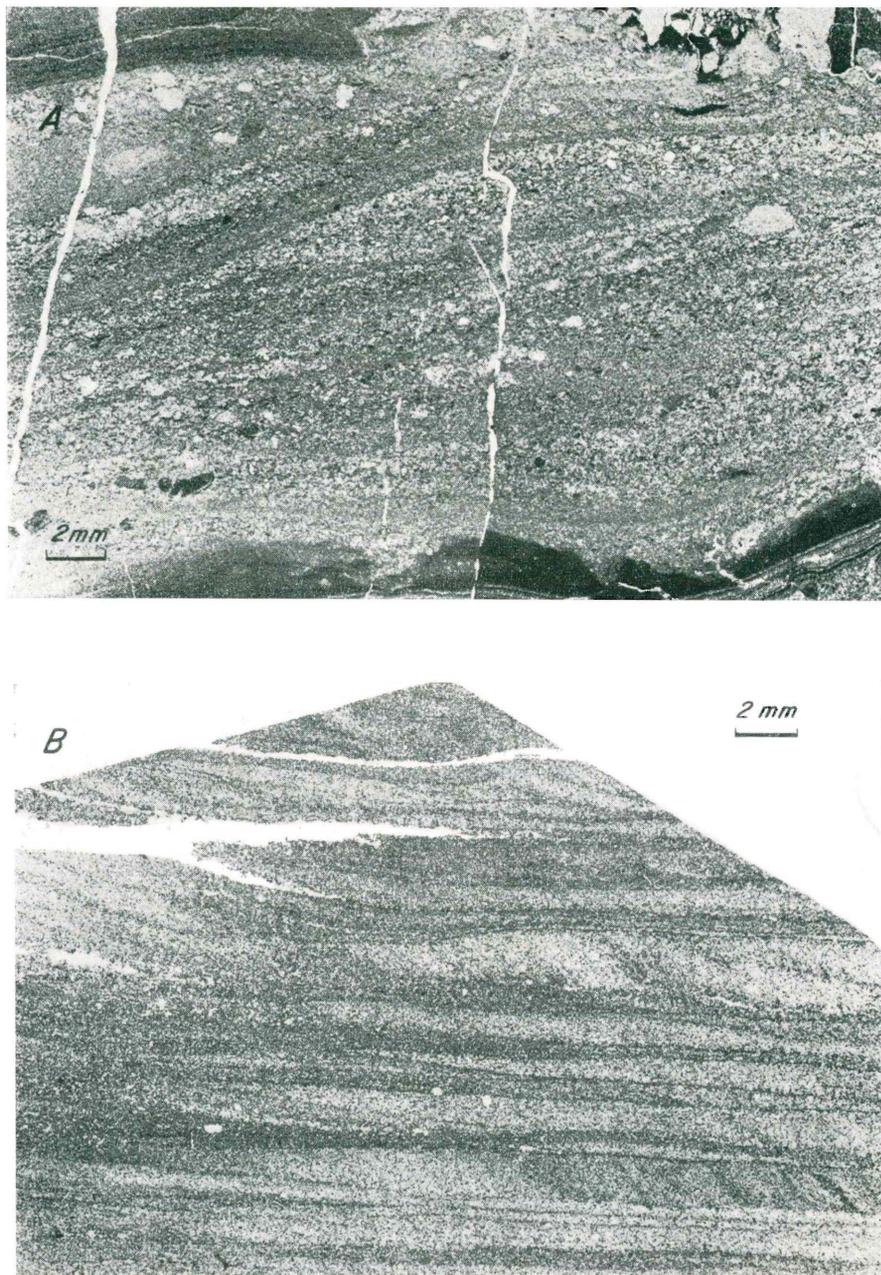


Fig. 12. a) - Strutture lenticolari da corrente in uno straterello calcarenitico. Si notino i fenomeni di erosione al tetto della lamina scura (in basso).
b) Altre figure da corrente negli straterelli calcarenitici (microripples migranti?).

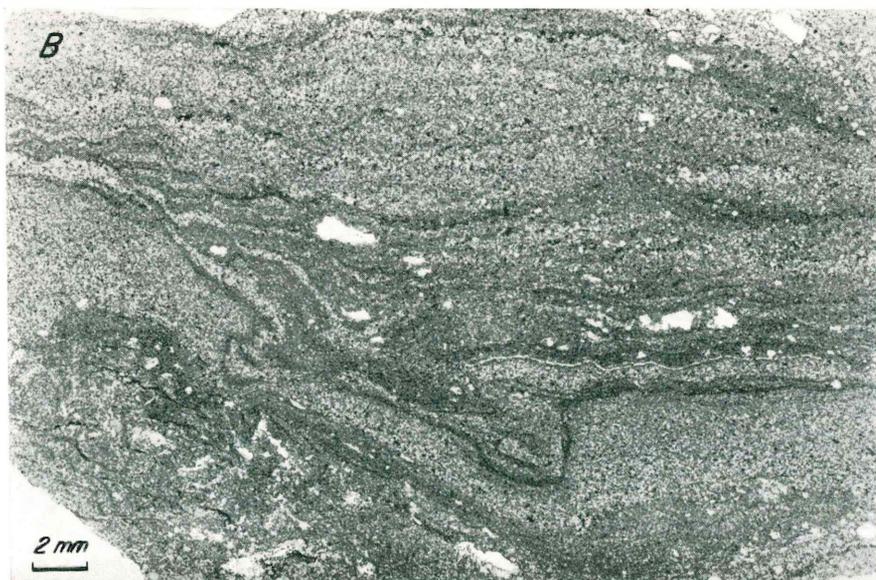
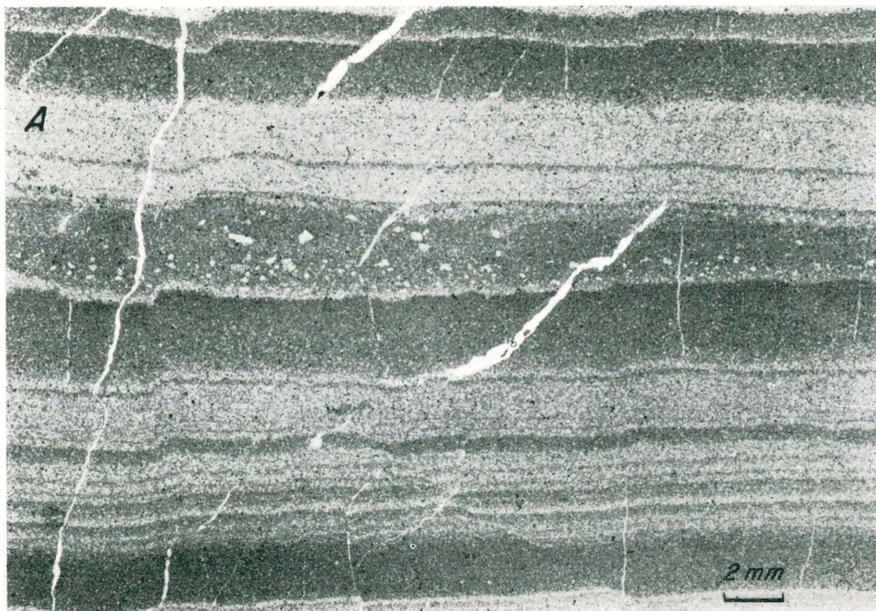


Fig. 13. a) - Laminazione parallela nelle calcareniti, per alternanza di livelli micritico-arenacei pellettiferi (scuri) e livelli microspartitici (chiar).
b) Deformazioni sinsedimentarie nelle calcareniti.

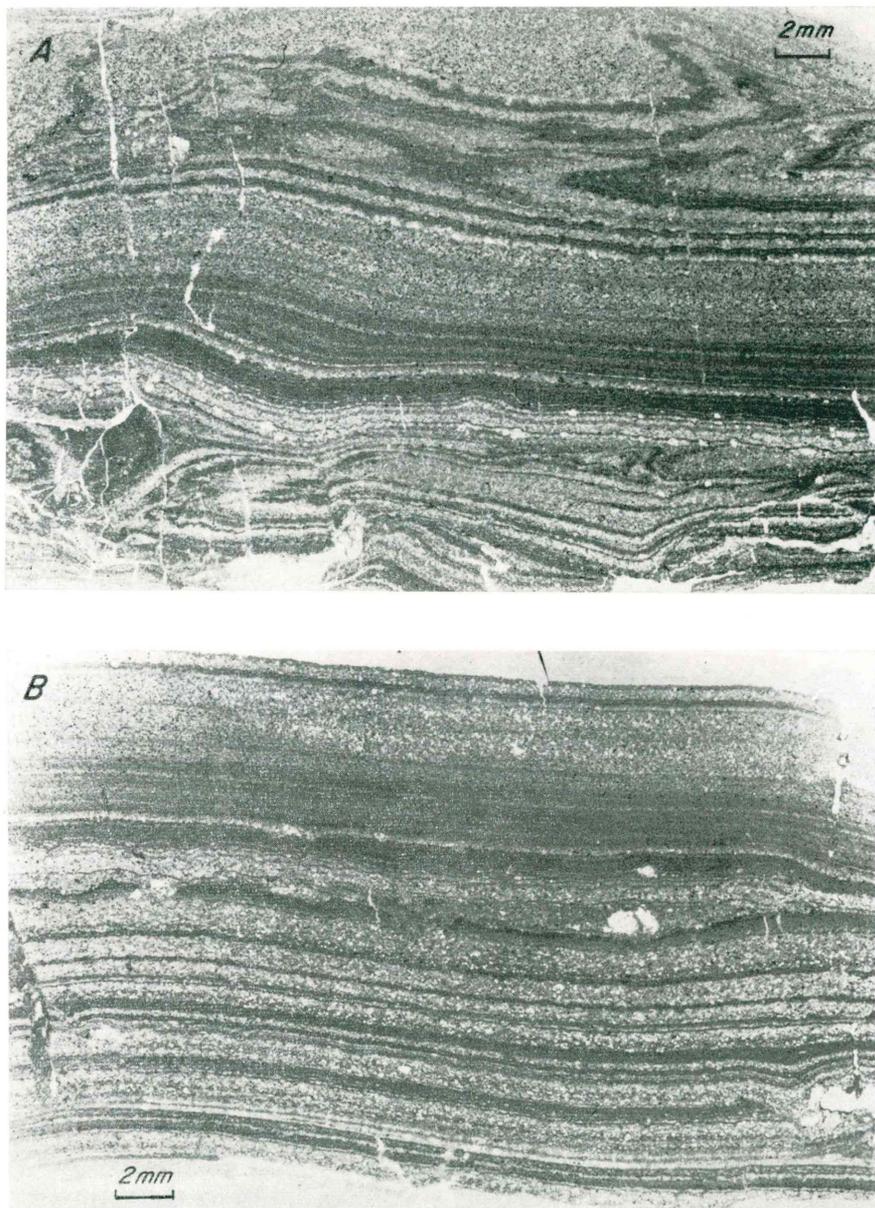


Fig. 14. a) - Microslumpings negli straterelli calcarenitici. Alcune lamine sono di probabile origine algale. Si notino i numerosi piccoli vacuoli allineati parallelamente alle lamine.

b) Lamine stromatolitiche e lamine di origine inorganica. Si notino le tracce di organismi fossatori (burrows) ai due lati della foto. Presenti inoltre alcune cavità di disseccamento (birdseyes).

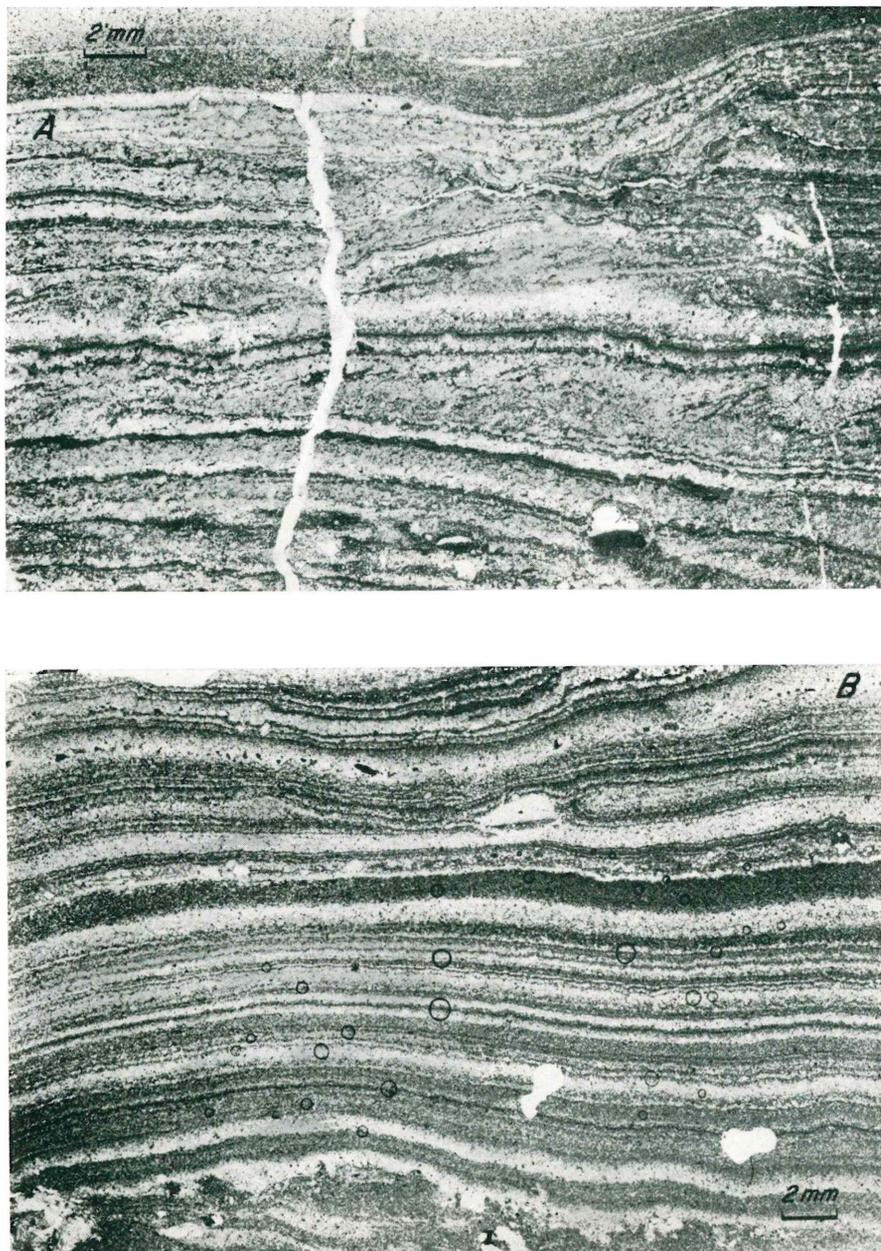


Fig. 15. a) - Tipica laminite stromatolitica negli straterelli della breccia. La roccia si avvicina al tipo delle loferiti. Si notino, in basso nella foto, due belle cavità riempite geopetamente.
b) Un'altro aspetto della facies illustrata nella figura precedente.

caratteristici straterelli di colore ocraceo-rosato, si presentano al microscopio sempre fittamente laminate per il ripetuto alternarsi di livelletti micritico-argillosi di colore più scuro con livelli microspartitici pellettiferi, talora siltosi, di colore più chiaro (fig. 13 a). Anche in queste facies è sempre presente una notevole quantità di ossidi di ferro in granuli o diffusi, dolomite e quarzo neogenici. La laminazione parallela, che caratterizza i tipi più fini, è a volte turbata da *microslumpings* (figg. 13 b, 14 a). La continuità delle lamine è inoltre spesso interrotta da piccole fratture di disseccamento (fig. 10). Sono abbastanza frequenti strutture del tipo *birdseye*, spesso riempite geopetamente (figg. 14 b, 15 a, b).

La struttura laminata del sedimento può essere in parte di origine organica (soprattutto le lamine più sottili di colore scuro): in certe sezioni si notano, del resto, indubbe laminita di origine algale (stromatoliti) (figg. 14, 15). Tra le lamine sono frequenti alli-



Fig. 16 - Laminazione parallela negli straterelli calcarenitici, appena disturbata da assestamenti del deposito ancora inconsolidato e dall'opera di organismi fossatori.

neamenti di piccoli pori: nel complesso la roccia tende al tipo delle loferiti (FISCHER A. G. [1964]).

DESCRIZIONE DEGLI ELEMENTI CLASTICI DELLA BRECCIA

Abbiamo eseguito una accurata campionatura dei clastici della breccia nei vari affioramenti dei Monti Pisani: al Campaccio, a Caprona, presso San Giuliano Terme e tra Molina di Quosa e Rupe Cava. Lo studio è stato eseguito su 130 sezioni sottili. Qui di seguito diamo una loro descrizione, dopo averle riunite in gruppi corrispondenti ai diversi tipi litologici osservati. L'ordine seguito è cronologico; per quanto possibile l'età è stata determinata paleontologicamente, in altri casi per analogia litologica:

a) - Fillade quarzifera verde, micropieggettata, con sottilissime intercalazioni di livelli quarzitici ad elementi subangolosi di quarzo metamorfico (fig. 17 a).

b) - Arenaria a matrice filladica, i cui elementi clastici sono rappresentati da frammenti angolosi di quarzo metamorfico, selce, muscovite e rarissimi frammenti di rocce effusive.

Le facies *a* e *b* si possono riferire con sicurezza (anche per l'aspetto macroscopico dei campioni, ove si osserva quarzo rosa, ecc.) al Membro 3 della Formazione toscana delle Quarziti di Monte Serra.

* * *

c) - Breccia ad elementi calcareo-dolomitici, sterili, subangolosi e di dimensioni variabili, immersi in una matrice di natura micritica, più o meno torbida per impurità argillose ed a volte pigmentata da una discreta quantità di ossidi di ferro (fig. 17 b). La facies si presenta leggermente ricristallizzata; il contorno degli elementi sfuma infatti nella matrice. In una sezione, sono stati osservati, nella matrice, un esemplare di *Frondicularia* cfr. *woodwardi* HOWCHIN ed un esemplare di *Frondicularia* sp. di tipo primitivo.

d) - Oospariti ad intraclasti e lumps, talora fortemente ricristallizzati (figg. 18 a, b). In una sezione è presente un esemplare di *Frondicularia* cfr. *woodwardi* HOWCHIN.

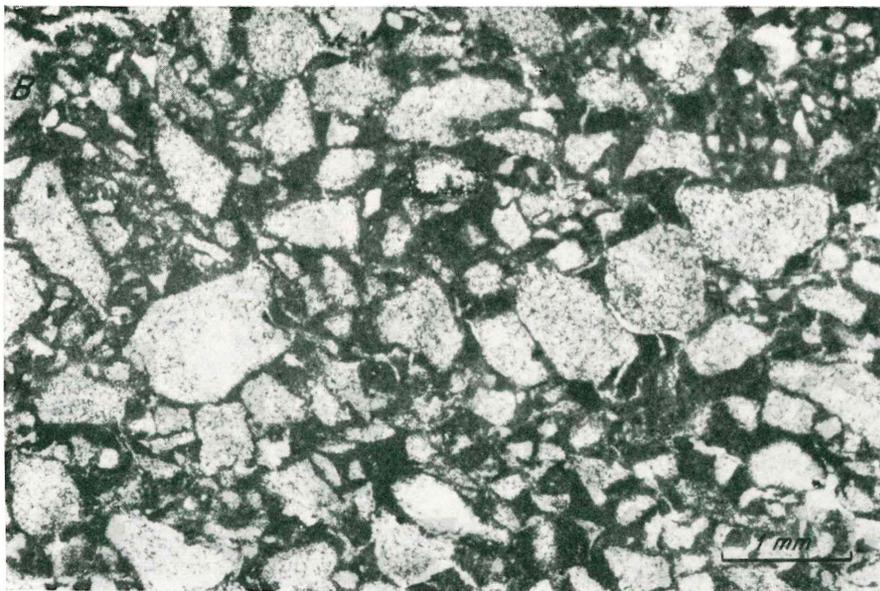
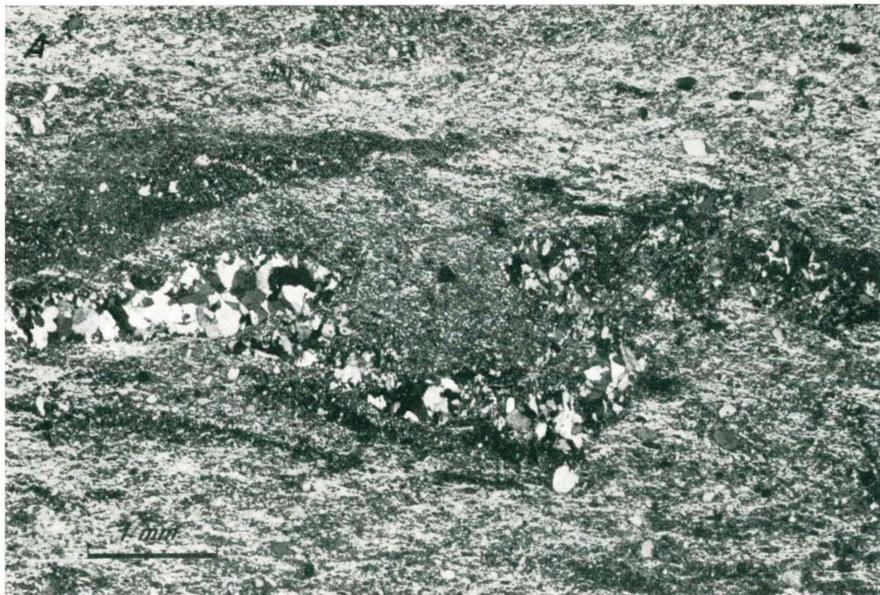


Fig. 17. a) - Elemento della breccia, gruppo a) del testo (Quarziti di Monte Serra).
 Nicols x.
 b) Elemento della breccia, gruppo c) del testo (Grezzoni).

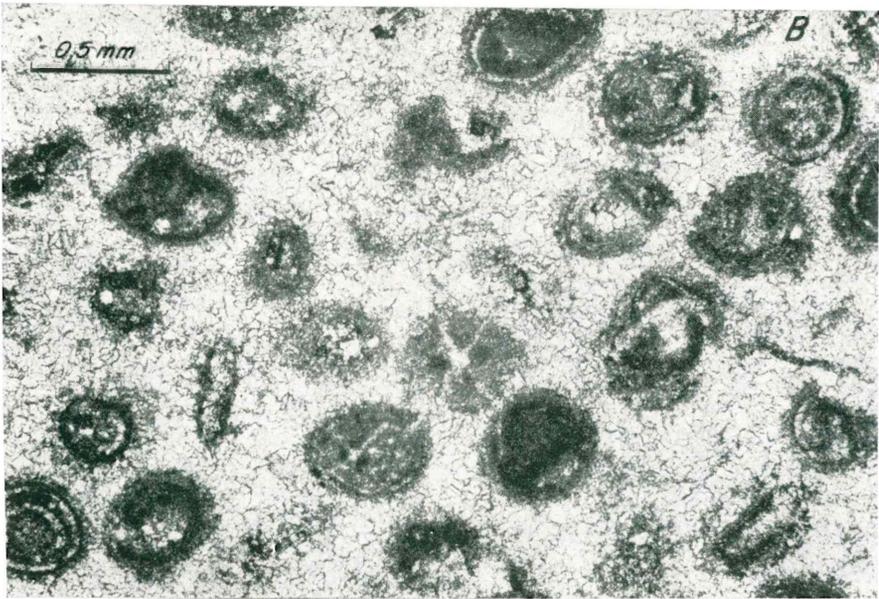
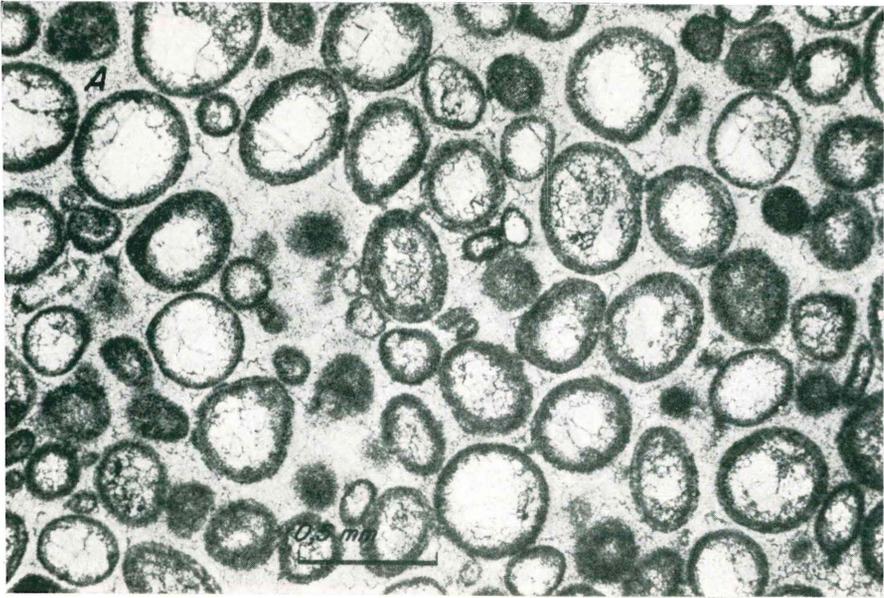


Fig. 18. a) - Elemento della breccia, gruppo d) del testo (Grezzoni).
b) Elemento della breccia, gruppo d) del testo (Grezzoni).

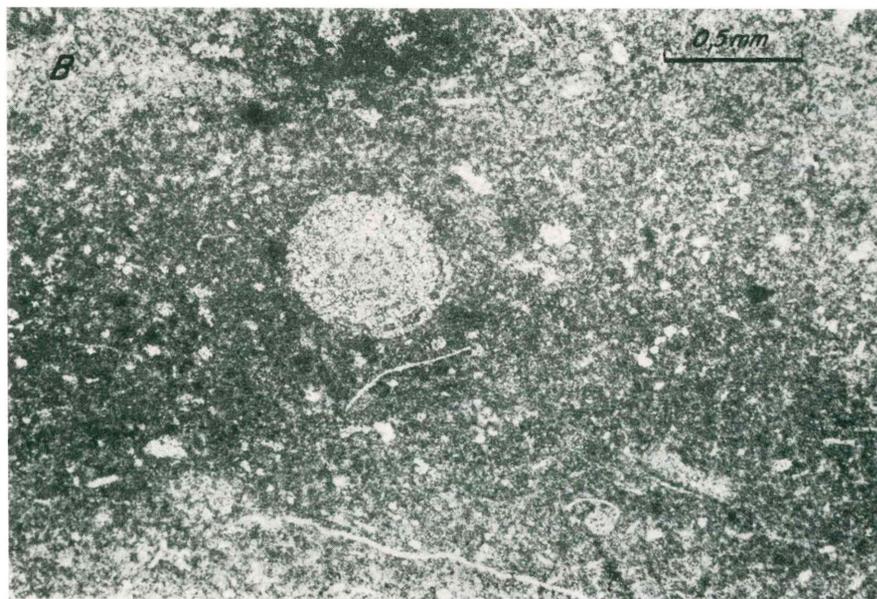
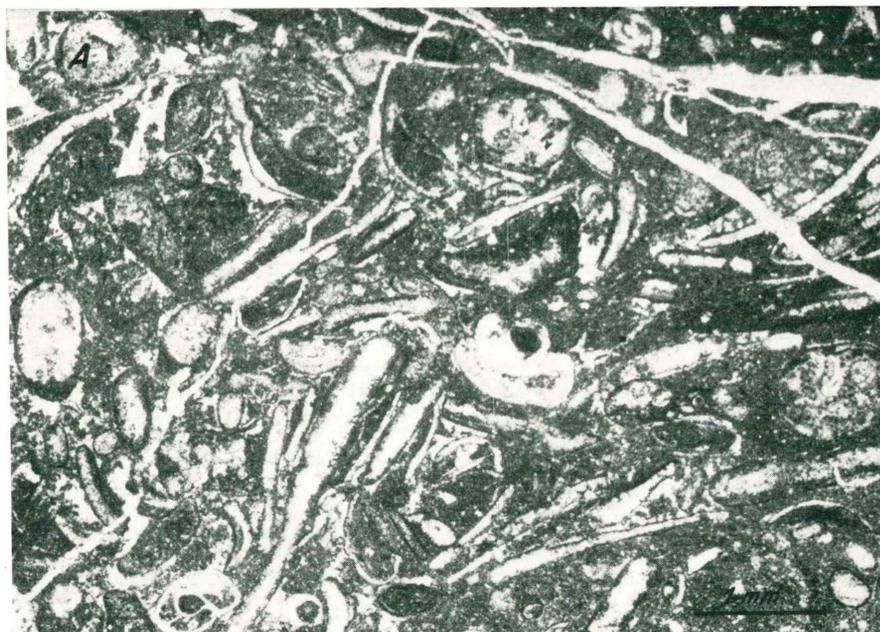


Fig. 19. a) - Elemento della breccia, gruppo e) del testo (Grezzoni).

b) Elemento della breccia, gruppo g) del testo (Grezzoni). Al centro della foto, un esemplare di *Triasina hantkeni* MAJZON.

e) - Intrabiomicriti detritiche, ricristallizzate, ed intrabiospariti con rare ooliti e grani rivestiti (fig. 19 a). Sono presenti grossi frammenti di Molluschi (quasi sempre al nucleo degli intraclasti), articoli di Crinoidi, Foraminiferi arenacei, frammenti di Alghe (*Dasicladaceae*), esemplari di *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOTT, *Aghathammina* sp., e, in un solo caso, una fauna ad *Ammobaculites*, *Glomospira*, *Glomospirella* e *Frondicularia*.

f) - Biomicrospariti con rare ooliti e intraclasti; sono presenti numerosi esemplari di *Glomospirella*, *Aghathammina*, frammenti di articoli di Crinoidi, Frondicolarie di tipo primitivo.

g) - Biomicrospariti con frammenti di articoli di Crinoidi e sezioni di Lamellibranchi pelagici. Sono presenti esemplari ricristallizzati di *Glomospirella* sp., *Triasina hantkeni* MAJZON (fig. 19 b) e Frondicolarie di tipo primitivo.

Le facies dei gruppi *c*, *d*, *e*, *f*, *g*, databili al Norico-Retico, corrispondono tutte a facies tipiche della Formazione toscana dei Grezzoni.

* * *

h) - Biomicriti algali fortemente ricristallizzate sino a vere e proprie spariti (fig. 20 a).

Queste facies corrispondono strettamente a quelle osservate nei Calcari ceroidi liassici toscani.

* * *

i) - Facies composta da micriti argilloso-silicee sterili, leggermente ricristallizzate, cui si intercalano lamine e straterelli silicei.

l) - Micriti laminate argilloso-silicee, a volte ricche di ossidi di ferro, con rari frammenti di articoli di Crinoidi, spicole di Spugne e Radiolari calcitizzati (fig. 20 b). Sono presenti inoltre: frammenti di Ostracodi e di Nodosaridi, esemplari rarissimi di *Globochaete*. La facies si presenta ricristallizzata.

I due gruppi *i* e *l* corrispondono a facies caratteristiche dei Calcari selciferi toscani.

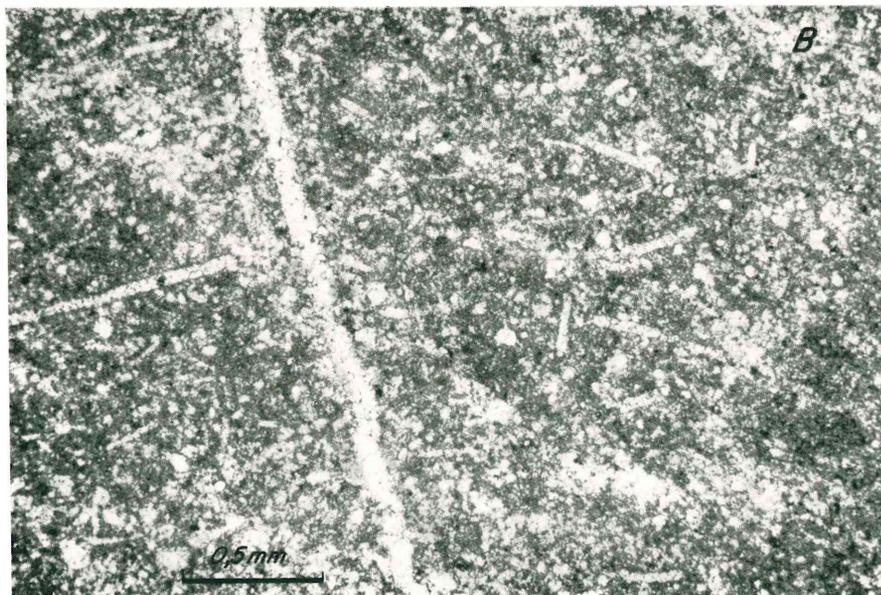
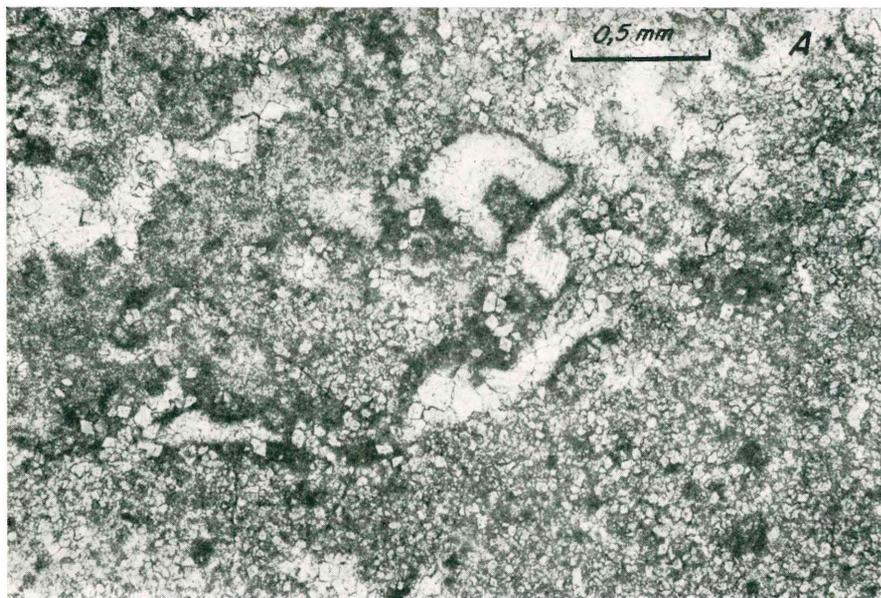


Fig. 20. a) - Elemento della breccia, gruppo h) del testo (Calcarei ceroidi). Al centro della foto, strutture algali ricristallizzate.

b) Elemento della breccia, gruppo l) del testo (Calcarei selciferi).

* * *

m) - Biomicrospariti argillose a «filamenti calcitici» (fig. 21 a) e Radiolari spatizzati, associati a rarissimi esemplari di Ostracodi e Globochaete. La facies si presenta sempre ricristallizzata e talora silicizzata; i «filamenti calcitici» hanno sempre un contorno che sfuma nella matrice. Una notevole quantità di noduli cloritici è presente in alcune sezioni.

Il tipo di facies ora descritto rappresenta con tutta evidenza la Formazione delle Marne a *Posidonia*.

* * *

n) - Biomicriti ferroso-silicee a tessitura scistosa. La microfau-na è rappresentata esclusivamente da Radiolari e da rarissime spicole di Spugne. Nella maggior parte dei casi, i Radiolari sono ricristallizzati in calcite spatica; non sono rari i casi, però, in cui sono riempiti da quarzo microcristallino; tutti gli esemplari si presentano appiattiti (fig. 21 b). Tra i Radiolari, che sono meglio conservati là dove la matrice è più ricca in ossidi di ferro, si individuano soprattutto Spumelline (*Dorysphaeridae* e *Liosphaeridae*, raramente *Stylosphaeridae*) e rare *Nassellina*.

Il gruppo *n* indica chiaramente la presenza di elementi della Formazione delle Radiolariti varicolori (Diaspri) tra i clastici della nostra breccia.

* * *

o) - Biomicriti ricristallizzate a grossi articoli di Crinoidi (fig. 22 a); sono presenti inoltre esemplari di *Globochaete alpina* LOMBARD, pellets e rare pseudo-ooliti.

La facies *o* è caratteristica della Formazione dei Calcari picchiettati.

* * *

p) - Biomicriti argilloso-silicee a Calpionelle e *Stomiosphaera moluccana* WANNER (fig. 22 b). La determinazione specifica delle Calpionelle è resa difficile dalla ricristallizzazione e silicizzazione, a vol-

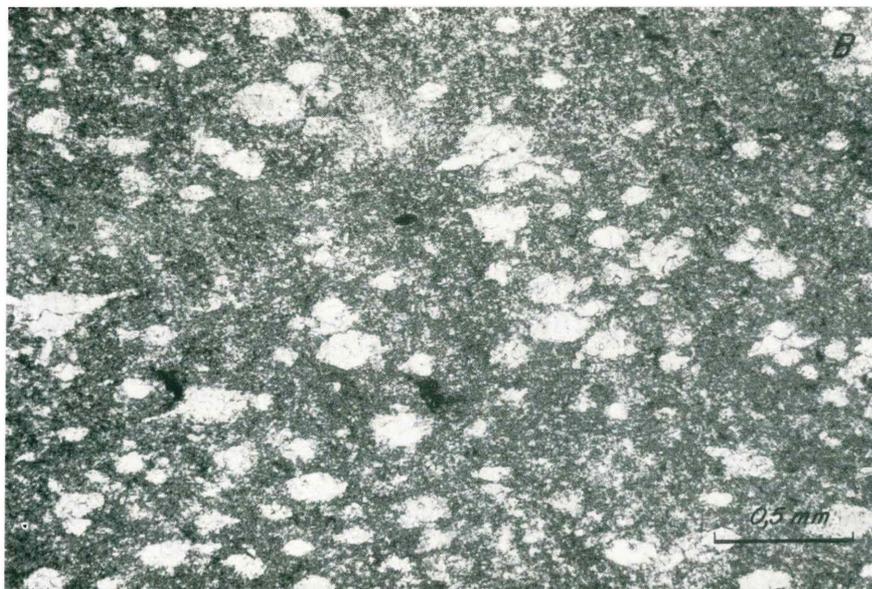


Fig. 21. a) - Elemento della breccia, gruppo m) del testo (Marne a *Posidonia*).
 b) Elemento della breccia, gruppo n) del testo (Diaspri).

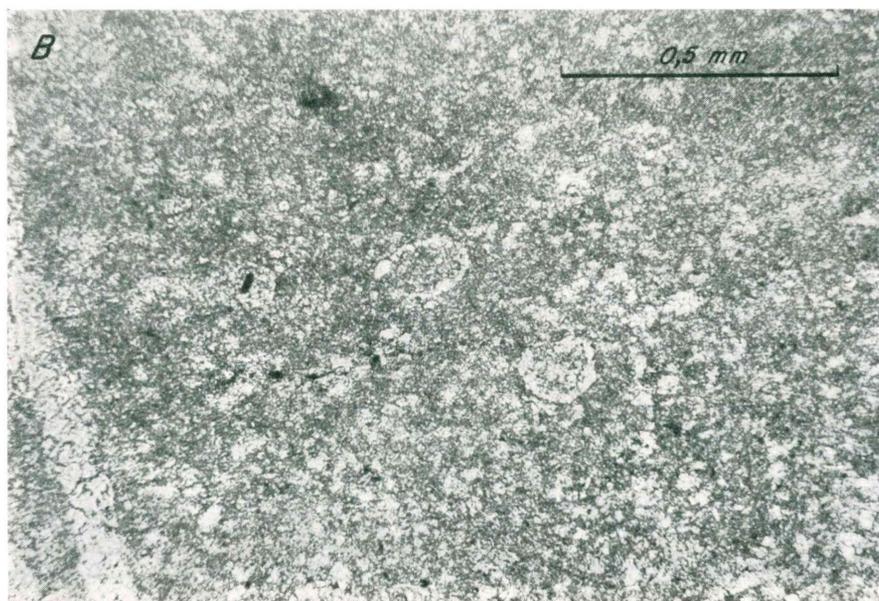
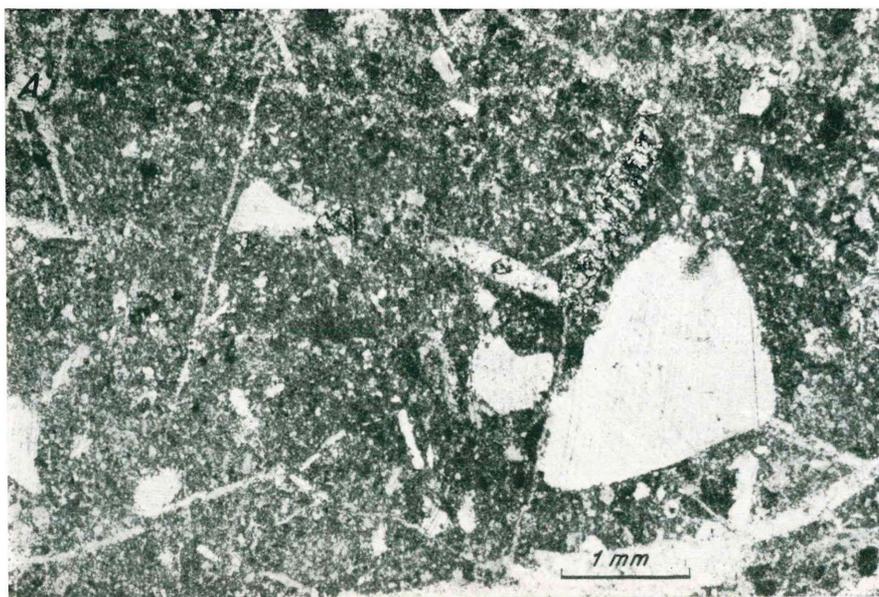


Fig. 22. a) - Elemento della breccia, gruppo o) del testo (Calcarei picchiettati).
b) Elemento della breccia, gruppo p) del testo. Si noti la netta ricristallizzazione; sono presenti due esemplari di Calpionelle a guscio ricristallizzato.

te intensa, subita da tutti gli esemplari. Tuttavia, si sono potute riconoscere: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Coxliellina berriasensis* COLOM, *Calpionellites darderi* (COLOM), *Stenosemellopsis hispanica* (COLOM) e *Calpionellopsis* sp.

Questa associazione microfaunistica è indicativa del Berriasiano.

* * *

q) - Biocalcarenite (una sezione) quasi completamente ricristallizzata e in alcuni punti silicizzata. Sono tuttavia ancora individuabili alcuni frammenti di articoli di Crinoidi, di gusci di Lamellibranchi, di Alghe e, raramente, di Rudiste. Dell'associazione microfaunistica fanno parte anche numerosi esemplari di Globotruncane, in pessimo stato di conservazione, con il guscio costantemente silicizzato ed a malapena distinguibile dal cemento di natura sparitica (fig. 23 a). Tra le Globotruncane si sono potute individuare: *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN, *G. lapparenti tricarinata* QUEREAU e *G. leupoldi* BOLLI.

La facies può essere datata al Cretaceo superiore.

* * *

r) - Biomicriti argillose, rosse per un elevato tenore di ossidi di ferro e leggermente silicizzate. L'associazione microfaunistica è data da rari esemplari di Globorotalie indeterminabili a causa dell'elevato grado di ricristallizzazione e da esemplari di *Globigerina senni* (BECKMANN). In una delle sezioni è presente un esemplare particolarmente ben conservato di Globorotalia riferibile al gruppo *G. bullbrookii* BOLLI (fig. 23 b).

La facies è riferibile all'Eocene medio ed ha dei corrispondenti nella Formazione degli Scisti sericitici varicolori.

PROVENIENZA DEI CLASTICI DELLA BRECCIA

La prima conclusione che si può trarre dallo studio dei clastici della breccia è che l'area di alimentazione era costituita da rocce che già avevano subito un episodio di debole metamorfismo, ante-

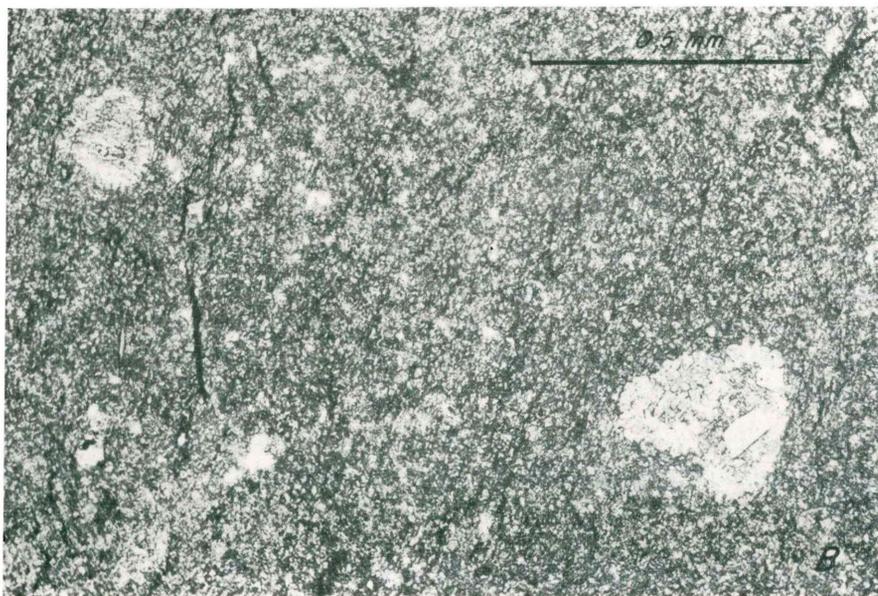
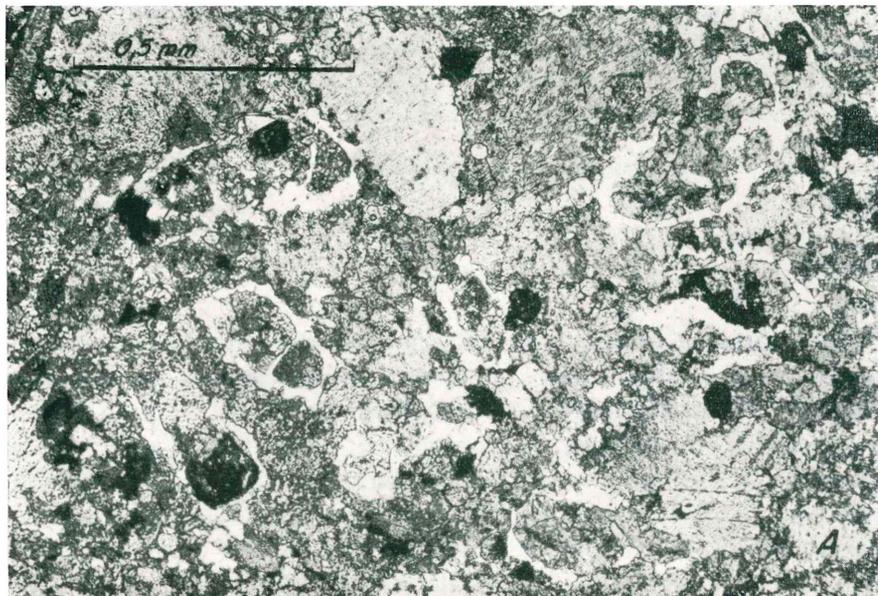


Fig. 23. a) - Elemento della breccia, gruppo q) del testo. Nonostante la silicizzazione e l'intensa ricristallizzazione, sono ben riconoscibili alcuni esemplari di *Globotruncane*. Nicols parzialmente x.
 b) Elemento della breccia, gruppo r) del testo (Scisti sericitici varicolori). In basso nella foto, un esemplare di *Globorotalia bullbrookii* BOLL.

cedente agli eventi che si sono conclusi con la deposizione della breccia stessa.

Tutti i tipi litologici osservati hanno evidenti analogie con rocce del Dominio toscano. Si deve ora stabilire da quale Zona paleogeografica di tale Dominio esse provengano.

Poiché si tratta, come abbiamo detto, di rocce metamorfiche, viene spontaneo escludere la Zona toscana interna: da questa Zona paleogeografica, infatti, proviene l'attuale Falda toscana, cioè una Unità tettonica in cui è assente un apprezzabile metamorfismo.

La serie che possiamo ricostruire attraverso i clastici della breccia presenta del resto strette analogie con quella delle due Unità metamorfiche dei Monti Pisani ed in particolare con la serie di S. Maria del Giudice (vedi fig. 24). E' soprattutto caratteristica la presenza di elementi sicuramente provenienti dalle Formazioni dei Calcari picchiettati, dei Calcari ceroidi, dei Grezzoni e delle Quarziti del «Verrucano» triassico. Qualche dubbio potrebbe invece sorgere per le facies dei gruppi *p* e *q*, descritte nel capitolo precedente.

Quelle del primo gruppo sarebbero assimilabili ad un tipo litologico analogo a quello dei Calcari a Calpionelle della Zona toscana interna se non presentassero una marcata ricristallizzazione metamorfica (fig. 22 b). D'altra parte, alcuni campioni da noi raccolti nelle facies più fini della Formazione dei Calcari picchiettati, nei dintorni di S. Giuliano Terme (Unità di S. Maria del Giudice), hanno rivelato una facies diversa da quella tipica dei livelli più grossolani della Formazione (calcari detritici ad articoli di Crinoidi): al microscopio si presentano come micriti ricristallizzate, con incerti fantasmi di Calpionelle. Anche dal punto di vista dell'età, una possibile eteropia tra Calcari picchiettati e Calcari a Calpionelle ci sembra possibile: se infatti i Calcari picchiettati appaiono sui Monti Pisani alla base o intercalati ai Diaspri titonico-neocomiani, altrove (Unità della Pania, Apuane nord-orientali, NARDI R. [1961, 1962, 1963]) Formazioni simili (Calcari ad Entrochi) compaiono solo più in alto, intercalate nei Diaspri e al di sopra di questi. Secondo R. NARDI [1967] è possibile una corrispondenza dei Calcari picchiettati con i Calcari ad Entrochi; BORTOLOTTI V. e Al. [1970] considerano i Calcari ad Entrochi una possibile variazione laterale della Maiolica⁽³⁾.

(3) Più probabilmente una variazione laterale dell'omologa Formazione del Calcare rupestre umbro (TONGIORGI M. [1972]).

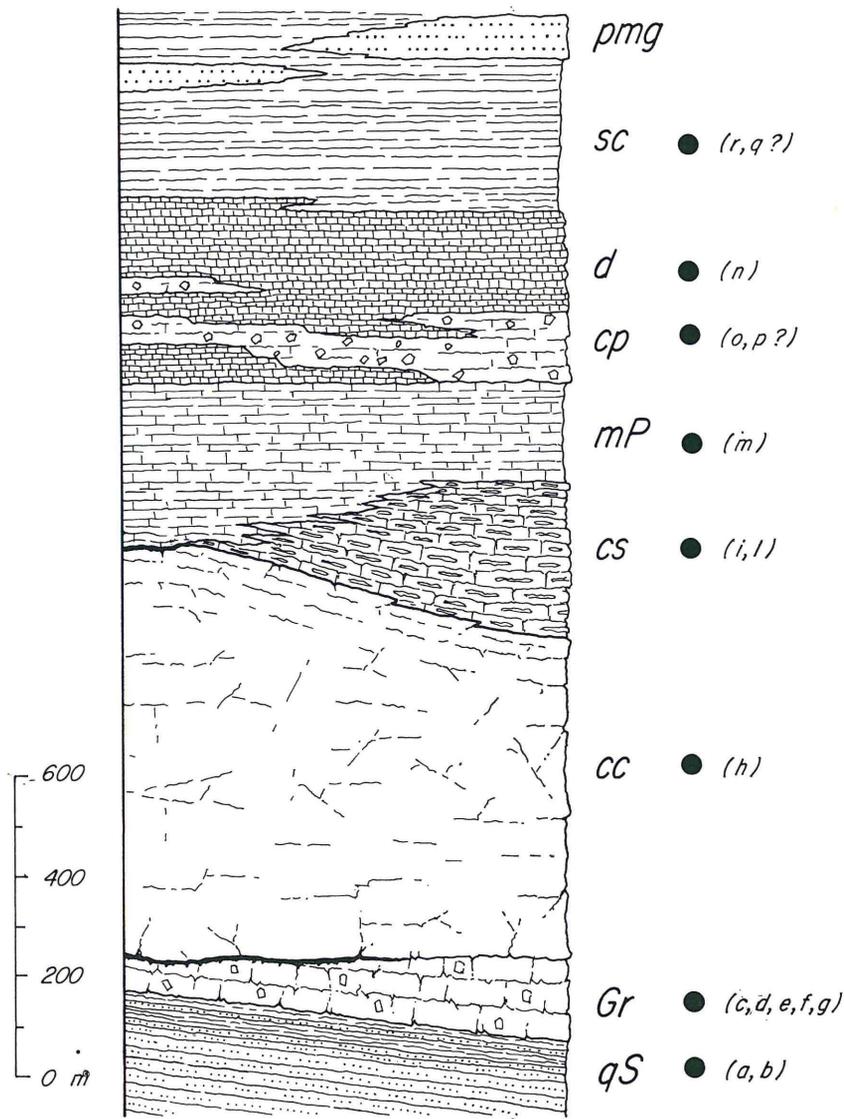


Fig. 24 - Confronto tra la successione metamorfica di Santa Maria del Giudice (da GIANNINI E. e NARDI R. 1965, ridisegnata e modificata) e la serie ricostruita dai clastici della breccia. Le Formazioni che sono presenti tra i clastici della breccia sono contraddistinte da un cerchietto nero. qS: Quarziti di Monte Serra; Gr: Grezzoni; cc: Calcarei ceroidi; cs: Calcarei selciferi; mP: Marne a *Posidonia*; cp: Calcarei picchiettati; d: Radiolariti varicolori (*Diaspri*); sc: Scisti sericitici varicolori (*Scaglia toscana*); pmg: Pseudomacigno; a-r: litofacies dei clastici della breccia (vedi nel testo).

In conclusione, possiamo attribuire la facies del gruppo *p* alla Formazione dei Calcari picchiettati in senso lato, se si ammette per questa Formazione un progressivo passaggio laterale alla Maiolica della Zona toscana interna.

Meno facile è l'attribuzione del frammento del gruppo *q*: l'intensa ricristallizzazione induce ancora una volta a ricercarne la provenienza dalla stessa area di alimentazione degli altri clastici. Dal punto di vista della facies, esso richiama quelle calcareniti maestrichtiane che frequentemente si osservano alla sommità degli Scisti policromi cretacei della Zona toscana interna (vedi ad esempio in NOCCHI M. [1960]). In mancanza di dettagliati studi sulle formazioni toscane metamorfiche, non possiamo dire se livelli simili siano presenti anche nelle serie delle Zone più esterne del Dominio toscano. In ogni caso, pensiamo che una tale eventualità sia tutt'altro che da escludere, in considerazione del fatto che le Formazioni metamorfiche dei Monti Pisani sono probabilmente da attribuire, dal punto di vista paleogeografico, ad un'area di sedimentazione intermedia tra quella dell'Autoctono apuano e quella della Falda toscana (TONGIORGI M. [1972]).

In particolare la successione di Santa Maria del Giudice presenta notevoli affinità con quella della Falda toscana. Caratteristica vi è infatti la presenza della Formazione delle Marne a *Posidonia*. Ma anche altri livelli, simili a quelli più tipici della Zona toscana interna, vi compaiono, quantunque in modo discontinuo. Segnaliamo in particolare una facies tipo Calcari e marne a *R. contorta*, alla sommità dei Grezzoni nella cava del Monte Bianco (a SE del Monte Castellare presso San Giuliano Terme); la facies di Rosso ammonitico, ben differenziata su uno spessore di pochi metri in qualche punto alla sommità dei Calcari ceroidi (ad esempio nella piccola cava a quota 125 sul versante Sud del Monte Castellare); oppure i Calcari con selci nere, osservati come clastici nella breccia che spesso è presente al contatto tra Marne a *Posidonia* e Calcari picchiettati.

Concludendo, noi pensiamo che gli elementi clastici della breccia possano provenire dalla stessa area di sedimentazione delle formazioni metamorfiche dei Monti Pisani.

CONSIDERAZIONI SULL'AMBIENTE DI SEDIMENTAZIONE

Le strutture sedimentarie degli straterelli a grana più fine ci indicano un ambiente di sedimentazione marino, intertidale. Di questo ambiente sono caratteristiche infatti le strutture stromatolitiche che sono state osservate in diversi campioni. Si tratta di strutture laminari appena ondulate, mai domiformi, che indicano un ambiente subacqueo a bassa energia. Quando le stromatoliti sono oggetto di disseccamento o quando il manto algale viene in altro modo interrotto (per esempio dall'azione erosiva delle correnti di marea in un ambiente ad alta energia), tendono a svilupparsi infatti strutture domiformi o comunque complesse (LOGAN B. W., REZAK R. e GINSBURG R. N. [1964]).

In effetti, piccole fratture di disseccamento, che interessano solamente qualche lamina, si osservano sporadicamente nei vari campioni studiati; sono inoltre presenti altre strutture di disseccamento come vacuoli (*birdseyes*). Si può dunque pensare che le strutture algali osservate si siano formate in un ambiente costiero vicino al limite inferiore della fascia intertidale o, a seconda dei casi, poco al di sotto di questa, in acque normalmente tranquille.

Anche le laminiti inorganiche, cui le stromatoliti fanno in certo qual modo transizione, suggeriscono un ambiente di questo tipo, sia per la composizione (presenza di pellets, assenza di ooliti, scarsità di dolomite: vedi ad esempio in THOMPSON A. M. [1970]), che per l'assetto generalmente regolare delle lamine (vedi ad esempio la facies «*foreshore*» nelle spiagge del delta del Nilo in SOLIMAN S. M. [1964]). Sono presenti anche strutture da corrente (ripples migranti, microsedimentazione incrociata nelle facies a grana intermedia, ecc.). Vanno infine ricordate le facies a grandi blocchi che testimoniano della presenza di una costa ripida a non grande distanza. Del resto, gli straterelli più fini sono di limitata estensione laterale, cosicché è da pensare si siano formati in piccoli specchi d'acqua, protetti da accumuli di materiale grossolano; il materiale più fine, dilavato dalle onde o da deboli correnti di marea, veniva così deposto in acque normalmente tranquille, di regola turbate solo da deboli correnti di marea.

Concludendo, gli elementi in nostro possesso permettono di avanzare l'ipotesi di un ambiente di sedimentazione corrispondente ad una vasta piattaforma di abrasione, semisommersa, coperta di materiale detritico e delimitata da una costa ripida. Una certa in-

stabilità, dovuta alla tettonica attiva, può aver favorito i fenomeni di erosione in corrispondenza della costa.

ETÀ E SIGNIFICATO DELLA BRECCIA

La formazione più recente affiorante nel bacino di alimentazione della breccia è, per quanto possiamo giudicare dai clastici studiati, di età medio-eocenica (Luteziano). Dobbiamo quindi attribuire alla breccia un'età post-luteziana.

Potrebbe essere rilevante osservare a questo proposito che la serie sulla quale la breccia poggia in discordanza non comprende depositi più recenti dell'Eocene (GIANNINI E. e NARDI R. [1962]; RAU A. e TONGIORGI M. [1969]). Anche le lenti di «Pseudomacigno» osservate nella parte nord-occidentale dei Monti Pisani non sono che intercalazioni stratigrafiche entro gli Scisti sericitici varicolori eocenici (GIANNINI E. e NARDI R. [1965]). Sarebbe quindi possibile ammettere per il deposito della breccia un'età relativamente antica rispetto a quella della fase tettonica principale in Toscana⁽⁴⁾ cioè un'età addirittura finieocenica-oligocenica inferiore. Entro tale ipotesi, potrebbero trovare spiegazione altri dati ed in particolare la mancanza di una vera e propria formazione di Pseudomacigno, cioè di un flysch oligomiocenico, alla sommità della serie metamorfica dei Monti Pisani; la qualcosa trova del resto riscontro nella apparente mancanza, tra i clastici della breccia, di frammenti di grovacche feldspatiche che potrebbero testimoniare della esistenza di una formazione tipo Macigno nel bacino di alimentazione.

Da questa ipotesi discenderebbe un'età parimenti precoce per la prima deformazione e la maggior parte del metamorfismo delle Unità di S. Maria del Giudice e di Monte Serra.

Il metamorfismo della regione apuana, l'unico sinora datato radiometricamente in Toscana, risulta però medio-miocenico, un'età che si discosta alquanto da quella che dovrebbe essere attribuita, nell'ipotesi fatta, al metamorfismo principale dei Monti Pisani. Per l'Autoctono apuano e le Scaglie dello Stazzemese, le misure effettuate indicano infatti un'età di 11 MA; per l'Unità di Massa (*Schuppen-*

(4) Fase «Etrusca» o «Toscana» comunemente datata al Tortonian superiore (GIANNINI E. e TONGIORGI M. [1962]; BALDACCI F. e AL. [1967]).

zone), si ha invece un'età di 14 MA (GIGLIA G. e RADICATI DI BROZOLO F. [1970]).

Alcune misure preliminari effettuate sui Marmi della Montagna Senese, sembrerebbero però indicare l'esistenza di un metamorfismo ancora più precoce, compreso tra 37 e 42 MA (F. RADICATI DI BROZOLO, comunicazione orale), cioè appunto tra la fine dell'Eocene e l'Oligocene inferiore. Del resto, a questo stesso intervallo di tempo viene riferita una importante fase di piegamento e metamorfismo della catena alpina (vedi in HACCARD D., LORENZ C. e GRANDJACQUET C. [1972] e relativa bibliografia).

L'ipotesi sopra esposta, per quanto suggestiva, pone tutta una serie di interrogativi cui sembra difficile per ora rispondere e mal si inquadra nelle ipotesi generali sull'evoluzione dell'Appennino settentrionale più comunemente ammesse. In particolare, sembra difficile spiegare il metamorfismo precoce della serie delle Unità di S. Maria del Giudice e di Monte Serra senza una copertura (stratigrafica o tettonica) che la sormontasse al momento della supposta fase eocenica superiore o infra-oligocenica. I dati in nostro possesso sembrano inoltre indicare, secondo l'interpretazione più corrente, una originaria continuità laterale tra il bacino del Macigno e quello della Marnoso-arenacea, attraverso la zona di sedimentazione delle Arenarie del Cervarola (BALDACCIO F. e Al. [1967]): per contro, nell'ipotesi esposta, l'area dei Monti Pisani verrebbe a far parte di una dorsale emersa che avrebbe separato, del tutto o parzialmente (nel caso di una ghirlanda di isole), il bacino del Macigno s.l. dai bacini di sedimentazione più esterni. Una datazione della breccia al Miocene si inserisce dunque più coerentemente nel quadro delle moderne conoscenze sulla tettonogenesi appenninica.

Se noi assimiliamo le due Unità metamorfiche dei Monti Pisani alle Unità che compongono la Zona di Massa del versante occidentale delle Apuane⁽⁵⁾, assumono un particolare rilievo (anche per la vicinanza geografica) le già citate datazioni del metamorfismo effettuate da G. GIGLIA e F. RADICATI DI BROZOLO. Tali datazioni provano l'esistenza nelle Apuane di due fasi metamorfiche diverse, anche se non molto distanti nel tempo, delle quali la più re-

(5) Questo argomento sarà più sviluppato nella nota illustrativa della Carta geologica dei Monti Pisani attualmente in corso di stesura definitiva da parte di due di noi; dal punto di vista stratigrafico, almeno per quanto riguarda il Paleozoico e il Trias, le strette analogie sono già state messe in evidenza da P. ELTER, G. GIGLIA, A. RAU e M. TONGIORGI [1966].

cente, come abbiamo visto, interessa sia l'Autoctono che le Scaglie dello Stazzemese (11 MA) e la più antica la sola *Schuppenzone* in senso stretto (14 MA).

Viene così sostanzialmente confermata l'ipotesi di una deformazione e di un metamorfismo precoce della Zona di Massa, avanzata da BALDACCI F. e Al. [1967], quantunque il riferimento di questa fase all'Aquitano, ipotizzato dagli Autori citati, sia da considerarsi superato alla luce delle più recenti ricerche (vedi discussione in G. GIGLIA e F. RADICATI DI BROZOLO [1967], pagg. 493-495).

CONCLUSIONI

In sostanza dunque, l'evoluzione dell'area da noi studiata potrebbe essere così riassunta:

1) - Un flysch oligo-miocenico si sarebbe depositato sulle serie mesozoiche e terziarie delle Unità di S. Maria del Giudice e di Monte Serra, in continuità laterale con il Macigno ad Ovest e con i depositi dei bacini più esterni ad Est.

2) - Una prima fase di deformazione (con tutta probabilità assimilabile a quella della *Schuppenzone*, cioè databile a 14 MA) sarebbe stata accompagnata da un debole metamorfismo rapidamente decrescente verso l'alto: i livelli superiori degli Scisti sericitici varicolori di S. Maria del Giudice sono, infatti, praticamente non metamorfici⁽⁶⁾. A conclusione di questi eventi, una parte della copertura e soprattutto il flysch sarebbero scivolati verso Est in una posizione corrispondente a quella delle Scaglie dello Stazzemese⁽⁷⁾.

(6) Si veda in particolare BOCCALETTI M. e MANETTI P. [1969]: secondo questi autori il metamorfismo, per quanto ancora leggero (*deep-burial stage*), si comincerebbe ad apprezzare solo a partire dalla base dei Calcari grigi con selce, in giù (pag. 339).

(7) Ricordiamo qui che le Scaglie dello Stazzemese sono costituite in prevalenza da Flysch tipo Macigno (NARDI R. [1963]). In relazione a questi *décoiffements* la porzione di serie rimasta in posto o, rispettivamente, scivolata in avanti, doveva essere diversa da luogo a luogo, cioè più o meno completa: varierà allora di conseguenza anche la composizione della breccia. In realtà la caratteristica principale della breccia (e quella che va in primo luogo tenuta presente per la sua interpretazione) è rappresentata dalla sua giacitura: discordante al di sopra di una importante superficie di erosione, che testimonia di una fase tettonica precoce in una zona paleogeografica assimilabile alla Zona di Massa s.l.

3) - L'area così sollevata e denudata tettonicamente avrebbe costituito una dorsale emersa, sulla quale si sarebbe avuta una attiva erosione.

4) - Una nuova sedimentazione avrebbe portato al deposito, sui resti e ai margini del rilievo emerso, di una breccia di ambiente costiero.

5) - Una seconda fase tettonica avrebbe determinato quindi il sovrascorrimento della Falda toscana sulla breccia, l'ulteriore deformazione di tutta la serie sottostante ed un nuovo metamorfismo, di ancor minore entità. In questa fase si sarebbe avuta la prima deformazione della breccia e quindi la ricristallizzazione della matrice inglobante elementi già metamorfici. In questa stessa fase, più ad Est, avrebbe avuto luogo il piegamento ed il metamorfismo dell'Autoctono e delle Scaglie dello Stazzemese (11 MA), essi pure ricoperti dalla Falda toscana⁽⁸⁾.

LAVORI CITATI

- BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R., TONGIORGI M. (1967) - Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei Flysch Arenacei tipo «Macigno» dell'Appennino settentrionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, **6**, 213-244, Pisa.
- BOCCALETTI M., MANETTI P. (1969) - Osservazioni petrografiche e sedimentologiche sui calcari con selce della «serie» autoctona e sovrascorsa nella parte nord-occidentale del Monte Pisano e dei Monti d'Oltre Serchio (Prov. di Pisa e Lucca). *Mem. Soc. Geol. It.*, **8**, 325-342, Pisa.
- BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M., SESTINI G. (1970) - The miogeosynclinal sequences. In: SESTINI G. (Ed.) - Development of the Northern Apennines geosyncline. *Sedimentary Geology, Special Issue*, **4** (3-4), 341-444, Leiden.
- ELTER P., GIGLIA G., RAU A., TONGIORGI M. (1966) - Il Verrucano della Verruca (Monti Pisani) nel quadro delle serie del Carbonifero, del Permiano e del Trias della Toscana settentrionale. *Atti del Symposium sul Verrucano, Soc. Tosc. Sci. Nat.*, 3-33, Pisa.
- FISCHER A. G. (1964) - The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. *Kansas Geol. Survey Bull.*, **169**, 107-149.
- GIANNINI E., NARDI R. (1962) - Sul ritrovamento di microfossili eocenici negli scisti

(8) BALDACCI F. et Al. [1967] ammettono una parziale sostituzione della copertura ad opera della Falda toscana che si sarebbe messa in posto sull'Autoctono in luogo del flysch oligo-miocenico, scivolato più ad Est durante questa fase, a costituire l'Unità del Cervarola.

- policromi metamorfici associati allo pseudomacigno sul versante nord-orientale del M. Pisano. *Boll. Soc. Geol. It.*, **81** (3), 369-380, Pisa.
- GIANNINI E., NARDI R. (1965) - Geologia della zona nord-occidentale del Monte Pisano e dei Monti d'Oltre Serchio (Prov. di Pisa e Lucca). *Boll. Soc. Geol. It.*, **84** (5), 197-270, Pisa.
- GIANNINI E., TONGIORGI M. (1962) - Les phases tectoniques néogènes de l'orogène alpine dans l'Apennin septentrional. *Bull. Soc. Géol. de France*, ser. 7, **4**, 682-690, Paris.
- GIGLIA G., RADICATI DI BROZOLO F. (1970) - K/Ar Age of Metamorphism in the Apuane Alps (Northern Tuscany). *Boll. Soc. Geol. It.*, **89**, 485-498, Roma.
- HACCARD D., LORENZ C., GRANDJACQUET C. (1972) - Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabrie). *Mem. Soc. Geol. It.*, **11**, 309-342, Pisa.
- LOGAN B. W., REZAK R., GINSBURG R. N. (1964) - Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites. *Journ. geol.*, **72** (1), 68-83.
- NARDI R. (1961) - Geologia della zona tra la Pania della Croce, Galliciano e Castelnuovo Garfagnana (Alpi Apuane). *Boll. Soc. Geol. It.*, **80** (2), 257-334, Pisa.
- NARDI R. (1962) - Geologia della zona tra il Pizzo d'Uccello, il Monte Pisanino e il Monte Tambura (Alpi Apuane). *Boll. Soc. Geol. It.*, **81** (3), 231-246, Pisa.
- NARDI R. (1963) - La «zona degli scisti sopra ai marmi» nelle Alpi Apuane ed i terreni che la costituiscono. *Boll. Soc. Geol. It.*, **82** (2), 505-522, Pisa.
- NARDI R. (1967) - Schema stratigrafico e strutturale delle Apuane nord-orientali. *Mem. Soc. Geol. It.*, **6**, 421-438, Pisa.
- NOCCHI M. (1960) - Osservazioni sulla stratigrafia e cenni sulla tettonica della parte meridionale dei Monti del Chianti. *Boll. Soc. Geol. It.*, **79** (2), 217-356, Pisa.
- RAU A., TONGIORGI M. (1966) - Considerazioni preliminari sulla geologia della parte meridionale dei Monti Pisani (versante S-W). *Mem. Soc. Geol. It.*, **5**, 300-314, Pisa.
- RAU A., TONGIORGI M. (1969) - Il lembo mesozoico di Caprona-Uliveto Terme sul margine meridionale dei Monti Pisani: tettonica e cenni di stratigrafia. *Mem. Soc. Geol. It.*, **8**, 1-24, Pisa.
- SOLIMAN S. M. (1964) - Primary structures in a part of the Nile delta sand beach. In: v. STRAATEN L. M. J. U. - Deltaic and shallow marine deposits. *Developments in sedimentology*, **1**, 379-387, Amsterdam.
- THOMPSON A. M. (1970) - Tidal-flat deposition and early dolomitization in upper Ordovician Rocks of Southern Appalachian Valley and Ridge. *Journ. Sed. Petrology*, **40** (4), 1271-1286, Tulsa.
- TONGIORGI M. (1972) - Intervento in: Convegno sul tema: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. *Accademia Nazionale dei Lincei*, Roma 16-18 febbraio 1972, in stampa.

(ms. pres. il 14 giugno 1973; ult. bozze il 13 luglio 1973)