

LILIANA SPINELLI

STUDIO PETROGRAFICO E SEDIMENTOLOGICO  
DI UNA FORMAZIONE CLASTICA ELVEZIANA  
DELL' APPENNINO PARMENSE:  
SERIE DEL RECCHIO - SALSOMAGGIORE (\*)

**Riassunto.** — Vengono riferiti i risultati dello studio petrografico e sedimentologico di una formazione elastica di età elveziana (serie del torrente Recchio) nell'Appennino Parmense.

Un particolare rilievo è dato allo studio delle sabbie da un punto di vista mineralogico, petrografico, morfoscopico e granulometrico.

I risultati hanno messo in evidenza che la serie appartiene ad una formazione di ambiente marino sulla piattaforma continentale.

**Resumé.** — On expose les résultats d'une étude sédimentologique (granulométrique-minéralogique-morphoscopique) sur une formation elastique des Apennins de la province de Parma (T. Recchio). Il s'agit d'une formation appartenant à l'âge elvétien, sédimentée dans la mer sur le plateau continental.

**Abstract.** — The writer describes grain size distribution, roundness and mineralogical composition in a section of Elvetiana age (Recchio river, Parma Apennines) and gives the parameters of size distribution and particle morphology.

The sediments were deposited on the continental rise.

1) *Generalità e cenni geologici*

Nell' Appennino Parmense tra Salsomaggiore e S. Andrea, (Foglio 73 dell' I.G.M. III NO), secondo una linea diretta da nord ovest a sud est, affiora una stretta fascia di terreni di età elveziana. Essa fa parte dell'anticlinale di Salsomaggiore il cui asse ha appunto direzione nord-ovest-sud est.

---

(\*) Lavoro eseguito nell'ambito delle ricerche sedimentologiche e petrografiche sull'Appennino Parmense in corso presso l'Istituto di Petrografia dell'Università di Parma, diretto dal Prof. Michele Deriu, con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

A sud-ovest gli strati superiori, in gran parte conglomeratici e sabbiosi, si immergono sotto le argille scagliose; a nord-est la formazione passa gradualmente a marne grigiastre omogenee di età langhiana, che mantengono all'incirca la medesima direzione nord ovest-sud est e la immersione sud ovest degli strati più recenti.

La formazione elveziana in esame, datata in base a criteri paleontologici e stratigrafici (2), ha una potenza complessiva di 563 m.; petrograficamente è caratterizzata da un'alternanza di sabbie gialle o grigie, talvolta debolmente cementate e con frequenti intercalazioni di lignite, di arenarie a cemento calcareo molto compatte e di scarsa potenza, di marne, di arenarie marnose, e di conglomerati a cemento calcareo-marnoso, talvolta molto grossolani.

Tali strati hanno un andamento molto regolare con pendenza media di circa 30°.

Si è potuta misurare la serie elveziana completa lungo il torrente Recchio, che incide la formazione quasi perpendicolarmente alla direzione degli strati: in fig. 1 è rappresentata la successione stratigrafica, rilevata nella scala 1 : 1000.

A livelli diversi sono stati raccolti numerosi campioni di sabbie sciolte o debolmente cementate: su 5 di essi, scelti in modo da poter essere considerati rappresentativi di tutta la serie (il campione 1 è stato raccolto al tetto della serie, il campione 50 alla base e gli altri in strati intermedi), è stato eseguito uno studio sedimentologico comprensivo dell'analisi granulometrica completa e dell'analisi mineralogica con particolare riguardo ai minerali pesanti ( $d > 3.02$ ). Su alcuni altri campioni, raccolti in strati intermedi della serie in esame, è stato compiuto uno studio morfoscopico sull'arrotondamento dei granuli di quarzo nelle varie classi dimensionali.

Con le ricerche suddette si è cercato di determinare l'ambiente e le modalità di sedimentazione dei depositi in esame.

Si sono inoltre analizzate qualitativamente e quantitativamente le specie mineralogiche presenti, in rapporto anche a sedimenti differenti ma della medesima età geologica studiati da altri autori (4-8); sono stati inoltre considerati i diversi rapporti percentuali fra le specie mineralogiche nei vari termini della serie e nelle varie classi dimensionali, cercando di interpretarne il significato e di stabilire le eventuali variazioni litologiche del bacino di alimentazione. Poichè i campioni in esame sono costituiti da sabbie sciolte o debolmente coerenti con cemento e matrice argilloso-calcareo, per la completa disaggregazione è

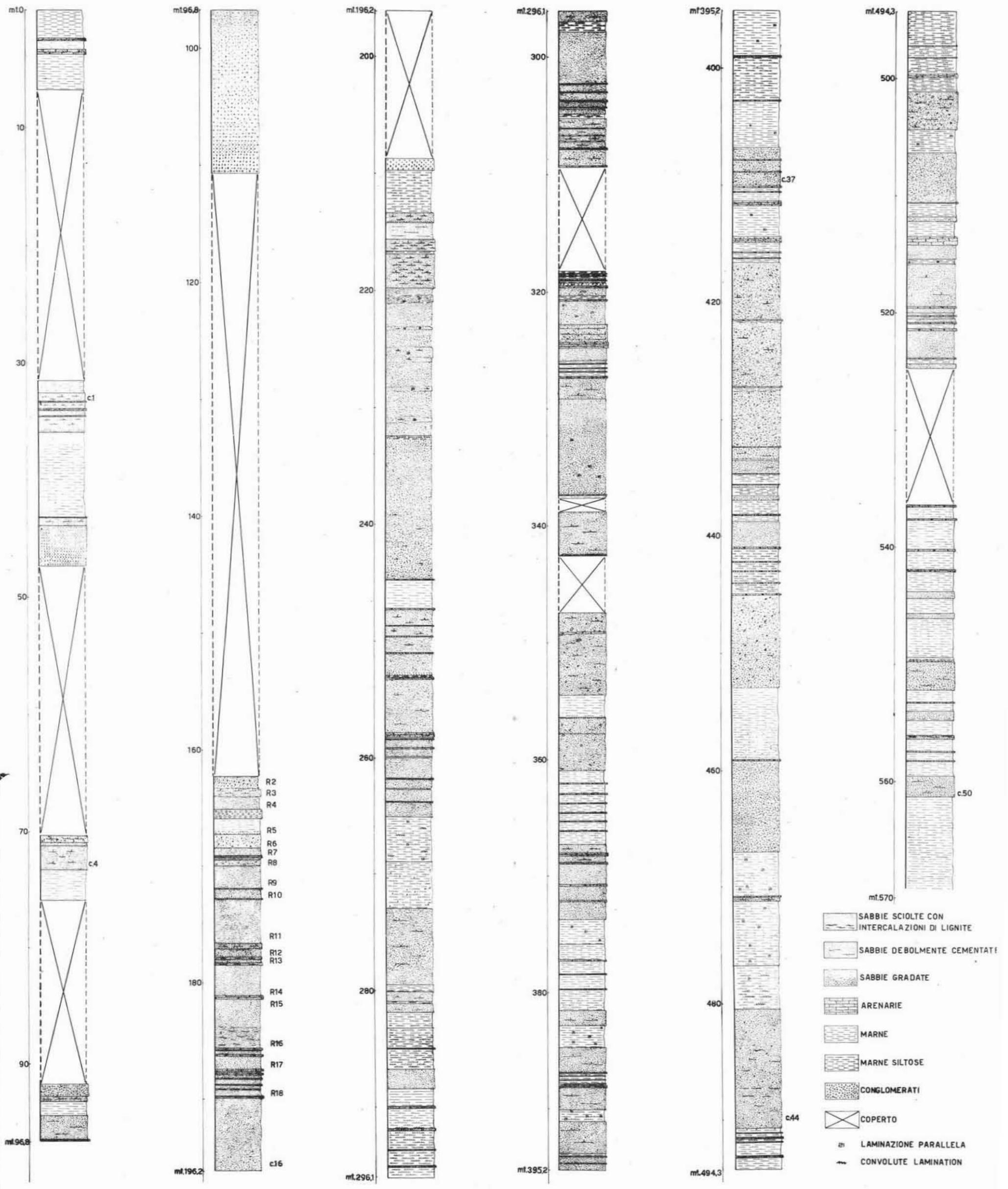


Fig. 1. — Serie del Recchio.

stato sufficiente un trattamento a freddo con acido cloridrico diluito al 10%.

Tuttavia, onde eliminare totalmente i carbonati, si è ricorsi all'attacco a caldo, sempre con acido cloridrico diluito.

Da una sommaria analisi sui campioni non ancora sottoposti ad alcun trattamento, si è riscontrato che con tali metodi, sono scomparse totalmente la calcite e la dolomite, quest'ultima detritica oltre che cementante (per un sicuro riconoscimento della dolomite si è ricorsi alla analisi roentgenografica e microchimica oltre che a quella microscopica); inoltre l'apatite, presente in quantità non rilevante in tutti i campioni, è andata completamente distrutta, mentre tutti gli altri minerali non hanno subito variazioni.

Il materiale è stato quindi suddiviso in due porzioni di 70 grammi circa, una per l'analisi granulometrica, l'altra per l'analisi mineralogica.

## 2) *Analisi granulometrica*

La costituzione granulometrica di un sedimento dipende dalle condizioni fisico-chimiche dell'ambiente in cui esso si è depositato. E' legata cioè a fattori quali velocità, turbolenza, densità del mezzo trasportatore, stabilità delle condizioni di corrente, forma e densità del materiale trasportato.

Per risalire quindi all'ambiente e alle modalità di sedimentazione delle sabbie in esame è stata eseguita l'analisi granulometrica completa dei campioni raccolti.

Tale analisi, effettuata su materiale trattato esclusivamente con acido cloridrico a caldo è avvenuta per divisione mediante setacciatura meccanica per i granuli con dimensioni superiori a  $\mu$  62, e col « metodo della pipetta » per quelli a dimensioni inferiori a  $\mu$  62.

Nel metodo della pipetta, per ottenere la completa dispersione delle particelle più fini, è stata impiegata come peptizzatore, una soluzione di carbonato e ossalato di Na: 0.005 Mol. Na ossalato/litro e 0.001 Mol. Na carbonato/litro. I tempi e le profondità a cui sono stati effettuati i prelievi per le varie classi dimensionali, tenendo conto della temperatura e del peptizzatore usato, sono stati ricavati da apposite tabelle (1).

I dati quantitativi ottenuti dall'analisi granulometrica e le percentuali relative alle varie classi dimensionali sono riportati nella tabella 1.



Tali dati sono stati espressi graficamente in istogrammi per avere una visione immediata delle percentuali in peso delle varie classi dimensionali (fig. 2): ad aree uguali corrispondono percentuali in peso uguali.

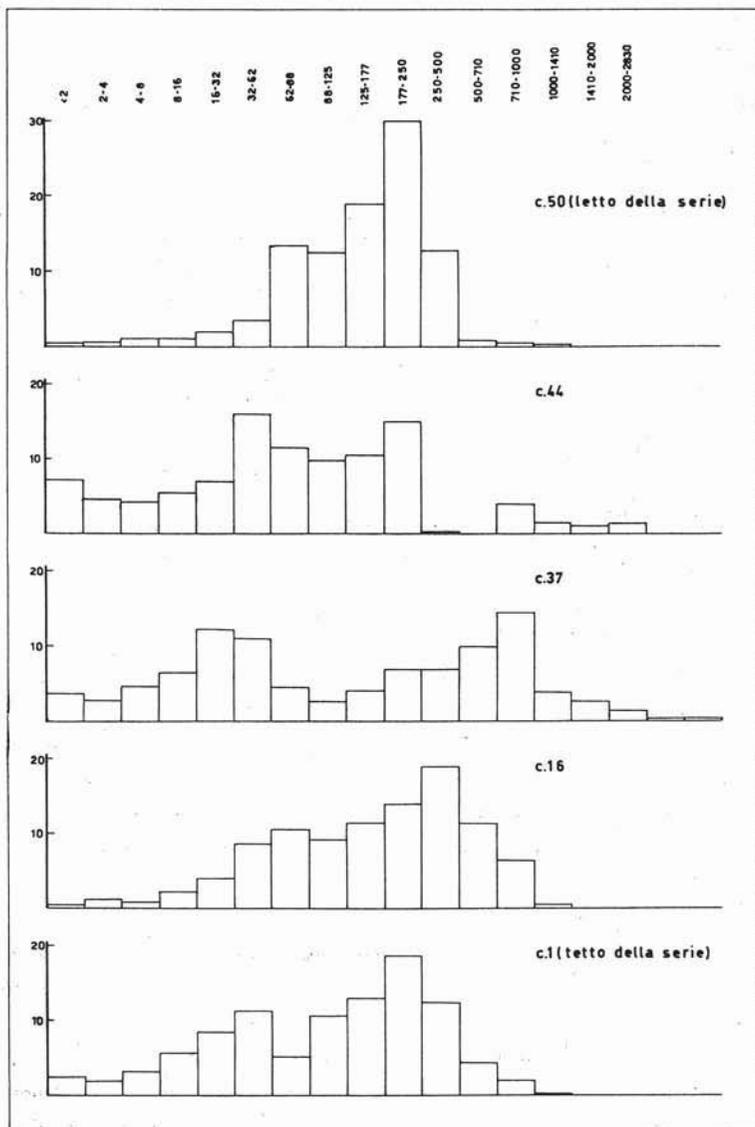


Fig. 2. — Distribuzione granulometrica delle sabbie della serie del Recchio.

Per avere però una rappresentazione indipendente dagli intervalli dimensionali scelti (5) (20) sono state costruite curve cumulative di frequenza e di probabilità (fig. 3-4).

Dall'esame dei diagrammi relativi ai campioni studiati si può notare nei campioni 44-37-1 un andamento decisamente bimodale. Presentano cioè due massimi più o meno accentuati, più o meno ravvicinati. Nei campioni 37 e 1 il primario è compreso nella parte sabbiosa, il secondario nella parte siltosa. Nel campione 44 non è possibile distinguere un massimo primario e uno secondario in quanto sono pressochè

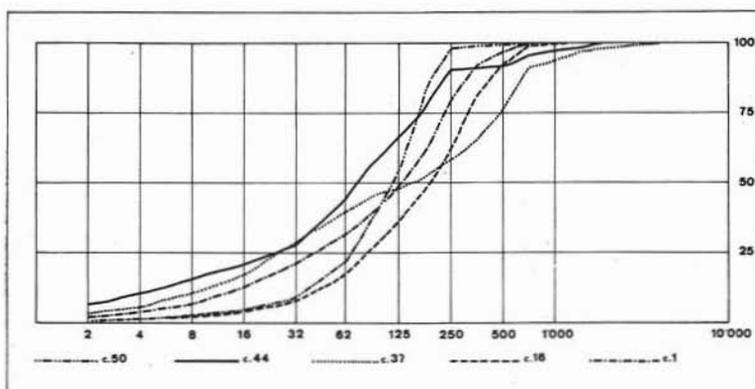


Fig. 3. — Curve granulometriche cumulative di frequenza.

uguali e compresi, come nei campioni sopraddetti, l'uno nella porzione sabbiosa l'altro nella siltosa. In questo campione appare anche un terzo massimo nella classe 710-1000  $\mu$ . Tale massimo, assai poco rilevante, è dovuto alla assenza quasi totale di particelle nelle classi 350-500  $\mu$  e 500-710  $\mu$ . Questa mancanza si riscontra solamente in tale campione in quanto in tutti gli altri, tali classi hanno invece una percentuale piuttosto elevata.

Nel campione 50, raccolto al letto della serie, ed anche nel campione 16, il massimo secondario è assai poco accentuato in modo che i due campioni sembrerebbero assumere un andamento unimodale. Tuttavia le curve cumulative di questi due campioni, 50 e 16, hanno un andamento del tutto simile a quelle delle altre tre curve (in particolare quella del campione 16 è pressochè uguale, per andamento, a quella relativa al campione 1).

Per quanto riguarda le curve cumulative di frequenza, si può rilevare che in tutti i cinque campioni esse hanno un andamento analogo, con due flessi in corrispondenza dei due massimi di frequenza.

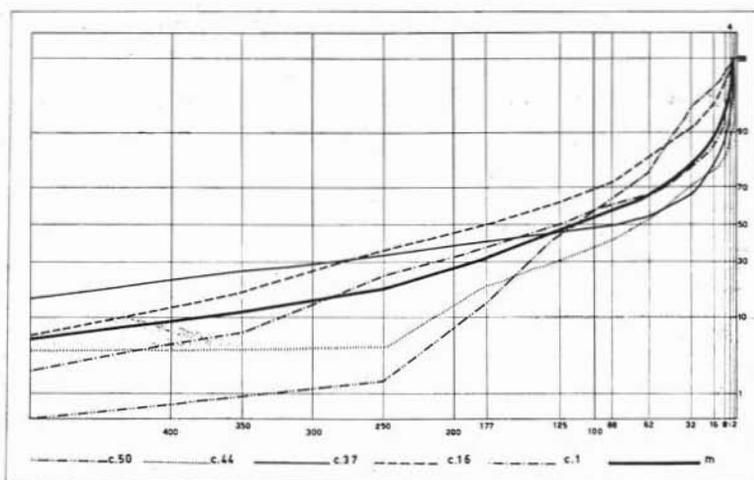


Fig. 4. — Curve granulometriche cumulative. Le curve sono disegnate su un diagramma di probabilità aritmetica.

Dai vari diagrammi si può osservare che la selezione nei campioni 1, 16, 37, 44 con particolare riguardo al campione 44 e 37 non è molto spinta. Solo il campione 50 presenta un massimo piuttosto marcato nella dimensione 250-177  $\mu$ . Sono stati calcolati i valori del coefficiente di selezione (« Trask's sorting coefficient »):

camp. 50	$S_o = 1.6$	(letto della serie)
camp. 44	$S_o = 2.9$	
camp. 37	$S_o = 4.7$	
camp. 16	$S_o = 2.0$	
camp. 1	$S_o = 2.5$	(tetto della serie).

Le sabbie in esame sono molto povere in materiale argilloso; prevale in tutte la frazione sabbiosa (20), come è evidenziato in fig. 5. In tale rappresentazione triangolare ai vertici sono poste le varie frazioni argillosa, sabbiosa, siltosa, ed ogni campione viene rappresentato da un punto. Tali punti cadono nel campo delle sabbie siltose (6).

Per eseguire i confronti e le correlazioni con formazioni analoghe studiate da altri autori (5), i valori percentuali cumulativi sono stati **disegnati in curve cumulative di probabilità** (fig. 4) rappresentando inoltre, con lo stesso sistema, la curva media fra le cinque (curva m).

Anche le curve di probabilità dei campioni in esame hanno un andamento molto simile. Solo la curva del campione 50 si discosta un poco dalle altre per la mancanza degli elementi più grossolani (supe-

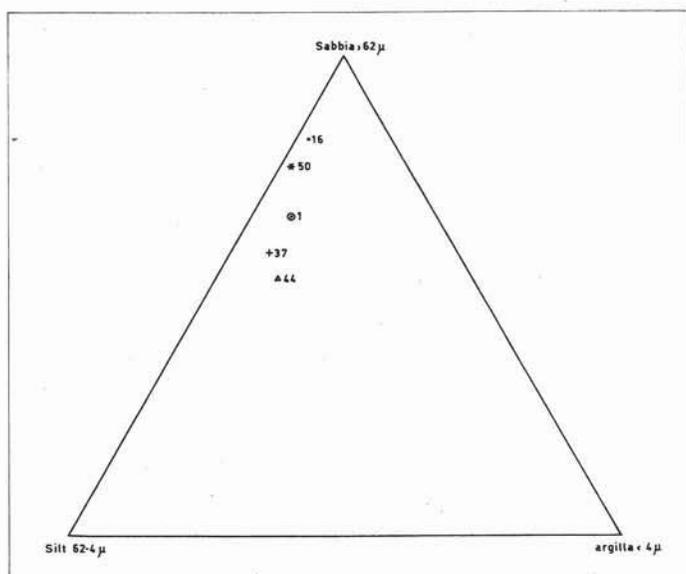


Fig. 5. — Classificazione dei clasti in base alla distribuzione granulometrica.

riori a  $350 \mu$ ) e la alta percentuale di particelle nelle dimensioni fra  $250 \mu$  e  $88 \mu$ , che è evidenziata dal brusco raddrizzamento della curva in corrispondenza dell'ascissa 250.

La distribuzione granulometrica delle sabbie in esame e l'andamento bimodale, con una scarsa selezione, delle relative curve, sembra indicare un ambiente di sedimentazione di mare aperto ma non profondo, quale si riscontra anche fino al limite della piattaforma continentale. Infatti la cattiva selezione di tali sabbie esclude, come sembrano ritenere alcuni autori, che si possa trattare di sedimenti di spiaggia o costieri (21), caratterizzati (5) da una buona selezione con

un particolare arricchimento delle dimensioni più grossolane. Si deve parimenti escludere un ambiente di mare molto profondo perchè, anche in tale caso, si avrebbe una migliore selezione e una maggiore percentuale nelle particelle argillose.

L'andamento bimodale può essere spiegato dal fatto che al limite della piattaforma continentale sedimentano ancora sabbie grossolane insieme a materiale più fine.

L'andamento bimodale potrebbe essere in via secondaria accentuato dalla influenza di un delta fluviale con i suoi periodi di piena e di magra. Tale ipotesi parrebbe trovare conferma nelle numerose lenti lignitifere che si trovano inglobate in alcuni strati della formazione e nella presenza di strati ciottolosi, che possono però essere spiegati come prodotti di frane o torbide (15).

La presenza di lenti di resti vegetali potrebbe ancora indurre ad interpretare tali formazioni come depositi di ambiente lagunare ed escludere una sedimentazione in mare aperto e relativamente profondo.

Alcuni autori tuttavia, studiando i sedimenti dei mari attuali (3), hanno rinvenuto resti vegetali di origine continentale fino a 2600 m. di profondità.

Le sabbie attuali della piattaforma costiera, analogamente a quelle elveziane esaminate nel presente lavoro, sono poco selezionate, hanno granuli a basso indice di arrotondamento e sono molto spesso mescolate a ghiaie anche molto grossolane, dovute a correnti di torbidità, a frane sottomarine o a piene fluviali (3).

Dal confronto con curve relative ad ambienti tipici di sedimentazione (5), le curve cumulative di probabilità delle sabbie in esame risultano di tipo misto; esse infatti sono di tipo  $R+S+T$  (5).

Ciò fa pensare ad un ambiente di sedimentazione nel quale si sono sovrapposti più agenti di trasporto e di deposizione. Anche questo concorderebbe con l'ipotesi della deposizione di tali sabbie verso il limite della piattaforma continentale in cui si sente ancora l'influenza degli apporti fluviali e terrigeni e dove non si risente più l'azione di rimaneggiamento dovuta al moto ondoso, pur trattandosi di profondità non molto notevoli.

### 3) *Analisi mineralogica*

La porzione destinata alla esecuzione della analisi mineralogica è stata fatta bollire per 20' in una soluzione di acido ossalico N/10 in presenza di ampie superfici di alluminio metallico per eliminare gli

idrossidi di ferro eventualmente presenti che avrebbero ostacolato le osservazioni al microscopio.

Il campione, liberato per decantazione dall'argilla ed essicato, è stato quindi setacciato meccanicamente e diviso così nelle varie classi dimensionali della serie Tyler (20).

Per separazione gravitativa, usando il liquido di Thoulet ( $d=3.02$ ) sono stati divisi i minerali pesanti ( $d > 3.02$ ) dai minerali leggeri ( $d < 3.02$ ).

I minerali pesanti sono stati determinati e contati, nelle classi 88-125  $\mu$ , 125-177  $\mu$ , 177-250  $\mu$ , 250-350  $\mu$ . La classe superiore a 350  $\mu$  e quella inferiore a 88  $\mu$  sono state scartate seguendo i criteri suggeriti da vari autori (11, 16, 18) che ritengono la distribuzione dei minerali pesanti particolarmente significativa nella porzione media. Nelle porzioni più grossolane si hanno molto spesso aggregati cristallini e le proprietà ottiche sono difficilmente osservabili; le porzioni più fini sono difficilmente separabili con i liquidi pesanti e i minerali sono di difficile classificazione; d'altra parte statisticamente la porzione più significativa, al solo e limitato scopo di eseguire correlazioni, è quella ove si ha il massimo granulometrico (13).

La determinazione dei minerali è stata eseguita al microscopio polarizzatore su preparati previamente immersi in eugenolo ( $n = 1.54$ ), monobromonaftalina ( $n = 1.698$ ), bromoformio ( $n = 1.589$ ), e quindi montati con balsamo di Canada. Per alcune specie (epidoti-dolomite-picotite) si è ricorsi anche alla analisi roentgenografica.

Si è quindi proceduto al conteggio dei granuli esaminando per i minerali trasparenti circa 250 individui. I minerali opachi della frazione pesante sono stati contati a parte e quindi portati a cento rispetto ai trasparenti.

I risultati sono stati portati in percentuale nella tab. II e nella tab. III, e rappresentati graficamente nella fig. 6.

Le specie mineralogiche trovate sono:

Minerali pesanti ( $d > 302$ )

*Granati.* - Si presentano in granuli irregolari, spesso fratturati, talvolta arrotondati o a spigoli vivi con visibili le facce cristalline.

Sono presenti termini incolori e, più frequenti, rosa pallido o viola chiaro, con lucentezza vitrea o resinosa. Sono ricchi di inclusioni, soprattutto di ossidi di ferro. L'indice di rifrazione è molto alto.

Tra i minerali pesanti sono i più abbondanti in tutti i campioni e in tutte le classi dimensionali, senza avere una classe preferenziale o variazioni con andamento regolare. Raggiungono la massima frequenza nel campione 37 (centro delle serie del Recchio) (fig. 9).

*Epidoto.* - In questo gruppo sono stati compresi vari termini dalla cloinozoisite alla pistacite.

I granuli sono irregolari, raramente prismatici con frattura concoide, spesso parzialmente alterati.

Il colore varia da un giallo molto chiaro, quasi incolore, a un verde limone intenso. Il pleocroismo è molto debole nei termini poco colorati, forte negli altri:  $\alpha$  = quasi incolore o verde chiaro,  $\beta$  = giallo verde,  $\gamma$  = quasi incolore o verde giallo.

Nei granuli a forma prismatici e nei pochi in cui sono visibili le tracce di sfaldatura {001} è misurabile l'angolo di estinzione; esso raggiunge i 12° nei termini più colorati, mentre negli altri è di pochissimi gradi.

Gli indici di rifrazione sono in tutti i termini molto alti.

La birifrazione è negativa, l'angolo fra gli assi ottici, molto grande in tutti i termini, diminuisce coll'aumentare del pleocroismo.

Insieme ai granati e all'orneblenda è uno dei tre gruppi più diffusi fra i minerali pesanti.

La distribuzione è costante e sempre piuttosto elevata, con tendenza ad aumento in percentuale dal campione 1 al campione 50 (del tetto al letto della serie) (figg. 8-9).

*Zoisite.* - Come forma è in tutto simile agli altri epidoti. E' di colore giallo-verde molto pallido e non pleocroica. A nicols incrociati dà colori di interferenza blu anomali, caratteristici. E' biassica positiva con angolo fra gli assi ottici medio.

Compare in tutti i campioni e in tutte le classi dimensionali con frequenza molto bassa.

*Ortite.* - Compare in granuli tozzi e irregolari di colore bruno rossiccio, poco trasparenti leggermente pleocroici:  $\alpha$  = bruno,  $\beta$  = bruno scuro,  $\gamma$  = rosso bruno. L'estinzione  $c/a$  è di circa 33°.

Gli indici di rifrazione sono molto alti. La figura di interferenza è di tipo biassico negativo, con un largo angolo fra gli assi ottici.

E' molto rara.

*Orneblenda verde.* - I granuli sono prismatici, allungati secondo  $c$ , con le tracce di sfaldatura {110} ben visibili, angolo di estinzione  $c/\gamma$

sui 20°. Hanno colore verde, da molto scuro a quasi incolore, con pleocroismo molto evidente:  $\alpha$  = giallo verde,  $\beta$  = verde,  $\gamma$  = verde scuro.

Gli indici di rifrazione sono alti. E' biassica negativa con angolo fra gli assi ottici non molto alto. Talvolta gli individui si presentano piuttosto alterati o con terminazioni frastagliate.

Compare con una discreta frequenza in tutti i campioni e in tutte le classi, con tendenza ad avere un massimo nella classe inferiore. (Tab. II).

*Orneblenda bruna.* - L'abito e le altre caratteristiche ottiche sono quelle dell'orneblenda verde. L'angolo di estinzione  $c/\gamma$  è però un po' minore, circa 16°. Il colore è bruno con lo stesso schema di pleocroismo  $\alpha$  = giallo,  $\beta$  = giallo bruno,  $\gamma$  = marrone scuro.

Ha percentuale bassa in tutti i campioni; aumenta col diminuire delle dimensioni. (Tab. II).

*Glaucofane.* - Si riconosce facilmente per il colore e il pleocroismo:  $\alpha$  = incolore,  $\beta$  = violetto,  $\gamma$  = blu.

Ha forma prismatica o irregolare con tracce di sfaldatura {110} molto nette. L'angolo di estinzione  $c/\gamma$  è circa 5°. L'allungamento è positivo, la figura di interferenza biassica negativa con angolo fra gli assi ottici non alto. Gli indici di rifrazione sono elevati. E' abbastanza regolarmente diffuso, con bassa frequenza in tutti i campioni e in tutte le dimensioni, con tendenza ad aumentare dal campione 50 al campione 1 (dal letto al tetto della serie). (Tab. II).

*Actinolite.* - Ha le stesse caratteristiche morfologiche dell'orneblenda verde, ma è incolore. Non compare nel c. 1 (tetto della serie); negli altri compare con frequenza molto bassa nelle tre classi inferiori.

*Enstatite.* - Si presenta in granuli prismatici, allungati, incolori, molto limpidi e trasparenti con evidenti tracce di sfaldatura {110} e indici di rifrazione alti.

Ha estinzione retta, allungamento positivo, figura di interferenza di tipo biassico positivo con angolo fra gli assi ottici alto.

Nei campioni in esame è molto rara.

*Augite.* - Si presenta in granuli prismatici piuttosto tozzi, spesso profondamente alterati, di colore verde giallo molto chiaro non pleocroici. Le tracce di sfaldatura {110} sono ben visibili, l'angolo di estinzione  $c/\gamma$  è 40°. La figura di interferenza è di tipo biassico positivo, con un angolo fra gli assi ottici non molto alto.

Compare in tutte le dimensioni e in tutti i campioni, senza un andamento regolare e con bassa frequenza. (Tab. II).

*Staurolite*. - Appare in granuli più o meno tondeggianti e irregolari di colore giallo-bruno con un pleocroismo molto marcato e caratteristico, dal giallo oro al bruno:  $\alpha$  = giallino,  $\beta$  = giallo oro,  $\gamma$  = giallo bruno.

Presenta frattura concoide, tracce di sfaldatura {010} raramente osservabili; in tal caso l'estinzione è retta.

Otticamente è biassica positiva, con angolo fra gli assi ottici molto alto e con forte dispersione assiale  $r > v$ . Ha una distribuzione abbastanza abbondante ed uniforme, con un aumento nelle dimensioni superiori e una percentuale un poco più alta nei campioni 44 e 50 (fig. 9).

*Cianite*. - Ha abito prismatico molto allungato secondo  $c$ . E' limpida, incolore o leggermente azzurrina. Gli indici di rifrazione sono alti.

Presenta, sempre osservabili, due tracce di sfaldatura {100} e {010}, all'incirca perpendicolari fra loro.

Otticamente è biassica negativa, con angolo fra gli assi ottici molto alto.

L'angolo di estinzione  $c/\gamma$  è di circa  $30^\circ$ . Non presenta alterazioni.

Ha diffusione scarsa e piuttosto uniforme in tutti i campioni; tende ad aumentare nelle classi di dimensioni maggiori. (Tab. II).

*Andalusite*. - Ha granuli prismatici piuttosto tozzi con estinzione retta, colore leggermente rosato e pleocroismo molto debole:  $\alpha$  = rosa,  $\beta$  e  $\gamma$  = incolore. La figura di interferenza è di tipo biassico negativo, con angolo fra gli assi ottici molto alto. I granuli sono molto torbidi per alterazioni o inclusioni carboniose. E' molto rara e compare solo in alcuni campioni nella frazione maggiore. (Tab. II).

*Cloritoide*. - Si presenta in lamelle di colore verdemare, molto limpide e fortemente pleocroiche:  $\alpha$  = grigio-verde,  $\beta$  = blu-verde,  $\gamma$  = giallino. E' biassico positivo con una forte dispersione assiale  $r > v$  e medio angolo fra gli assi ottici. E' molto raro.

*Picotite*. - Ha abito irregolare con frattura concoide e lucentezza vitrea e metallica. Il colore è bruno rossiccio molto scuro, quasi opaco; a nicols incrociati i granuli sono estinti.

Compare nelle dimensioni minori di alcuni campioni solo in tracce. (Tab. II).

*Rutilo.* - I granuli, di forma molto irregolare, hanno colore giallo o rosso bruno, senza pleocroismo. Sono estremamente torbidi per inclusioni.

Gli indici di rifrazione sono molto alti, la figura di interferenza è di tipo uniassico positivo.

Tende a comparire nelle dimensioni inferiori, ma è sempre piuttosto raro. (Tab. II).

*Zircone.* - Appare in granuli molto limpidi e trasparenti, generalmente bipiramidati.

E' uniassico positivo; gli indici di rifrazione sono molto alti.

L' allungamento è positivo.

Non compare nelle dimensioni maggiori, mentre è uniformemente raro in quelle minori. (Tab. II).

*Titanite.* - Si presenta in granuli di forma tondeggianti a colore bruno molto chiaro con lucentezza resinosa e pleocroismo abbastanza marcato:  $\alpha$  = quasi incolore,  $\beta$  = giallino,  $\gamma$  = bruno chiaro.

A nicols incrociati non estingue mai completamente e presenta colori anomali sul blu e sul giallo. La figura di interferenza è caratteristica, biassica positiva con forte dispersione  $r > v$ ; angolo fra gli assi ottici basso.

E' piuttosto rara e tende a scomparire completamente nella frazione maggiore. (Tab. II).

*Tormalina.* - Si hanno due varietà di tormalina, la bruna e la verde. I granuli, molto limpidi e mai alterati, hanno forma di prismi allungati a terminazioni irregolari. Il pleocroismo è forte:  $\omega$  = verde scuro o bruno,  $\epsilon$  = verde chiaro o giallino, rispettivamente per la varietà verde e per la varietà bruna. E' uniassica negativa.

Compare in tutti i campioni e in tutte le dimensioni con percentuale molto bassa. Prevale nettamente la varietà bruna sulla verde che è molto rara.

Minerali leggeri ( $d < 3,02$ )

*Quarzo.* - E' incolore, con forma estremamente irregolare. I granuli presentano numerose inclusioni liquide e gassose, hanno spesso estinzione ondulata, frattura concoide. Il rilievo è molto basso, la figura di interferenza di tipo uniassico positivo.

Sono stati conteggiati come quarzo anche i frammenti di quarzite, presenti in quantità molto esigua.

Il quarzo è il più frequente tra i minerali leggeri in tutte le dimensioni. Sembra diminuire leggermente dalla base al tetto della serie, cioè dal campione 50 al campione 1. (Tab. III).

*Ortoclasio.* - Appare in granuli trasparenti, incolori, di forma irregolare, raramente prismatica. Spesso è fortemente alterato in minerali argillosi e si presenta pertanto torbido.

Gli indici di rifrazione sono minori di quelli del balsamo. Otticamente è biassico negativo, con angolo fra gli assi ottici piuttosto alto.

L'ortoclasio ha una frequenza non alta ma abbastanza regolare nelle diverse classi dimensionali e in tutti i campioni, con una leggera diminuzione all'aumentare del quarzo. (Tab. III).

*Microclino.* - E' in tutto simile all'ortoclasio da cui si distingue per la netta geminazione a graticcio secondo la legge albite periclino.

Nei campioni in esame tale minerale si trova molto raramente.

*Plagioclasì.* - Appaiono in granuli trasparenti ed incolori di forma quasi sempre irregolare, con rilievo basso. Gli indici di rifrazione sono in genere molto vicini a quelli del balsamo, di poco inferiori e leggermente superiori. Allorchè è stato possibile determinarne l'angolo di estinzione massima al T.U., si sono avuti valori variabili da  $-11^{\circ}$  a  $+25^{\circ}$ . Si tratta quindi di termini differenti di tipo da oligoclasio ad andesina con prevalenza dei termini andesinici ( $Ab_{30-35}$   $An_{70-75}$ ).

A nicols incrociati sono talora visibili le tracce di geminazione polisintetica secondo la legge dell'albite. Lungo le tracce di sfaldatura e di frattura alcuni individui si presentano alterati in minerali argillosi. Sono biassici; il segno ottico varia con la composizione; l'angolo degli assi ottici è sempre molto alto. I plagioclasì si trovano diffusi con una frequenza discreta in tutti i campioni e in tutte le dimensioni. (Tab. III).

*Muscovite.* - Si presenta in lamine trasparenti ed incolori ricche di inclusioni, con sfaldatura  $\{001\}$  evidente. Gli indici di rifrazione sono molte maggiori di quelli del balsamo. E' sempre osservabile la figura di interferenza di tipo biassico negativo, con piccolo angolo fra gli assi ottici e forte dispersione.

E' molto diffusa nei vari campioni in tutte le classi dimensionali in modo regolare ed abbondante. (Tab. III).

*Biotite.* - Apatite in lamelle di colore bruno. Il pleocroismo:  $\alpha$  = bruno chiaro,  $\beta$  e  $\gamma$  = bruno scuro, non è in genere osservabile in quanto le lamine hanno sfaldature  $\{001\}$ .

Anche nella biotite è quasi sempre osservabile la figura di interferenza biassica negativa, con angolo fra gli assi ottici estremamente piccolo.

*Clorite*. — Appare in lamelle di colore verde pleocroiche:  $\alpha$  e  $\beta$  = verde,  $\gamma$  = giallo-verde. E' biassica positiva con angolo fra gli assi ottici molto piccolo. Il potere birifrattivo è molto basso. Generalmente è di tipo clinocloro, mentre la varietà pennina, che ha caratteristici colori di interferenza anomali sul blu appare molto raramente.

La famiglia della clorite ha una discreta frequenza in tutti i campioni con massimi percentuali nella dimensione minore. (Tab. III).

Analiticamente i cinque campioni in esame non presentano differenze mineralogiche qualitative di qualche importanza. Per mettere in evidenza eventuali escursioni quantitative, le percentuali delle varie specie mineralogiche sono state riportate in diagrammi nelle fig. 6, 7, 8.

Nei diagrammi della fig. 6 si possono osservare le variazioni nelle diverse classi dimensionali scelte: nei cinque campioni hanno un andamento piuttosto casuale. Solo negli epidoti e nelle orneblende si ha una tendenza all'aumento con l'aumentare delle dimensioni. Cianite-andalusite-staurolite, eccetto che nel campione 16 in cui presentano un massimo nella dimensione maggiore, hanno il massimo percentuale nella dimensione 177-250  $\mu$ . Le miche diminuiscono con l'aumentare delle dimensioni.

Nella fig. 7 le percentuali dei minerali pesanti delle sabbie esaminate in questo lavoro sono state poste a confronto con quelle di altre sabbie o arenarie dello stesso periodo geologico, studiate con metodi analoghi da altri autori (8).

I minerali sono stati riuniti in famiglie tenendo conto dell'ordine di persistenza di Pettijohn: zirconio, tormalina, rutilo, titanite-granati-epidoti, anfiboli, pirosseni-cianite, staurolite-altri. Come termine di confronto è stata scelta la frazione 177-250  $\mu$  che è la più significativa in quanto in corrispondenza di essa si ha il massimo granulometrico per i campioni 1-44-50; per campioni 16 e 37 il massimo granulometrico è spostato verso dimensioni maggiori, ma per uniformità di metodo è stato studiato lo stesso intervallo dimensionale.



Il periodo dei campioni presi per confronto non è precisato; essi appartengono alla formazione « marnoso-arenacea » del miocene e quindi dello stesso periodo geologico della serie del Recchio in esame.

Rispetto alla maggior parte dei campioni della « marnoso arenacea » studiati da altri Autori (8) si nota nei campioni qui esaminati una minor percentuale in granati e minerali ad alta persistenza. Questa differenza scompare se si considerano solo i quattro campioni più recenti C 33 D 37 A 24 C 32 raccolti al tetto della serie della « marnoso arenacea » sotto il messiniano.

L'andamento percentuale dei vari gruppi di minerali è pressochè identico nei quattro campioni della « marnoso arenacea » sopra indicati e nei campioni 1-16-37 del presente lavoro. Bisogna rilevare però che il gruppo comprendente epidoti, anfiboli e pirosseni, nei campioni della « marnoso-arenacea » è costituito quasi esclusivamente da epidoti, mentre gli anfiboli sono in percentuali minime e i pirosseni sono del tutto assenti; nei campioni della serie del Recchio invece, l'orneblenda verde ha una incidenza rilevante e compaiono i pirosseni e l'orneblenda bruna con una discreta percentuale.

Tormalina, rutilo, zircone hanno una percentuale leggermente minore rendendo così molto più basso l'indice di maturità di Hubert (9); maggiore è inoltre la frequenza della cianite e della staurolite.

Tenendo quindi conto dell'ordine di persistenza di Pettijohn (16) le sabbie in esame hanno un aspetto più giovanile di quelle della « marnoso-arenacea » prese a confronto (8) che pure sono dello stesso periodo geologico.

Questo potrebbe dipendere dal fatto che, mentre le sabbie in esame non hanno subito alcun processo di diagenesi, quelle che hanno costituito la « marnoso-arenacea » sono state cementate almeno parzialmente e hanno subito processi diagenetici più spinti, che potrebbero essere stati causa di un loro più rapido invecchiamento.

Nelle correlazioni inoltre bisogna naturalmente tenere sempre conto che le rocce madri, che hanno dato luogo alle due diverse formazioni, potevano avere, ed è probabile, diversa composizione mineralogica.

I due ultimi campioni della serie, il 44 e il 50, che risultano essere i più antichi, differiscono percentualmente in modo piuttosto notevole dagli altri della stessa serie e da tutti quelli della « marnoso-arenacea » per una relativamente bassa percentuale di granati, un'alta percentuale di epidoti e orneblenda, con netta prevalenza di termini anfibolici, in contrasto con quanto si verifica nei campioni 1, 16, 37.

Anche la percentuale di stauroilite, che caratterizza sedimenti più recenti, in questi due campioni subisce un aumento. Tale carattere più giovanile di questi due ultimi campioni è messo meglio in evidenza nelle figg. 8-9 dove è possibile rilevare le variazioni delle diverse specie mineralogiche nei 5 campioni posti in ordine di età.

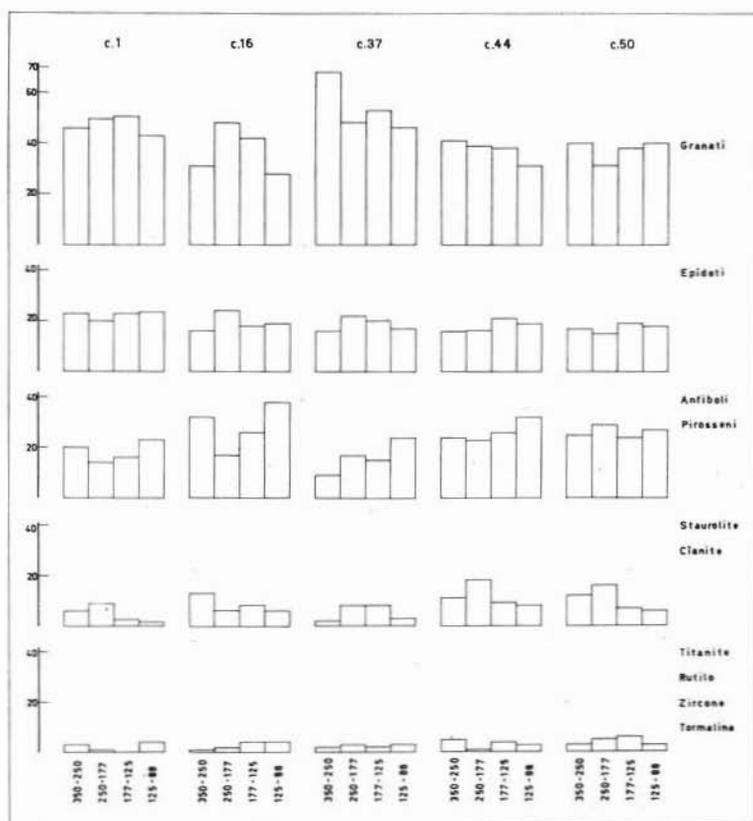


Fig. 6. — Variazioni dei minerali pesanti nelle varie classi.

Sotto questo aspetto i campioni 44 e 50 presentano analogie con alcune sabbie pleistoceniche, di età quindi notevolmente più recente, studiate dallo stesso autore (8).

Questo andamento anomalo, contrario a quanto ci si potrebbe aspettare, trattandosi dei termini più antichi della serie, si riscontra anche nella distribuzione dei minerali leggeri. Si rileva infatti, osservando

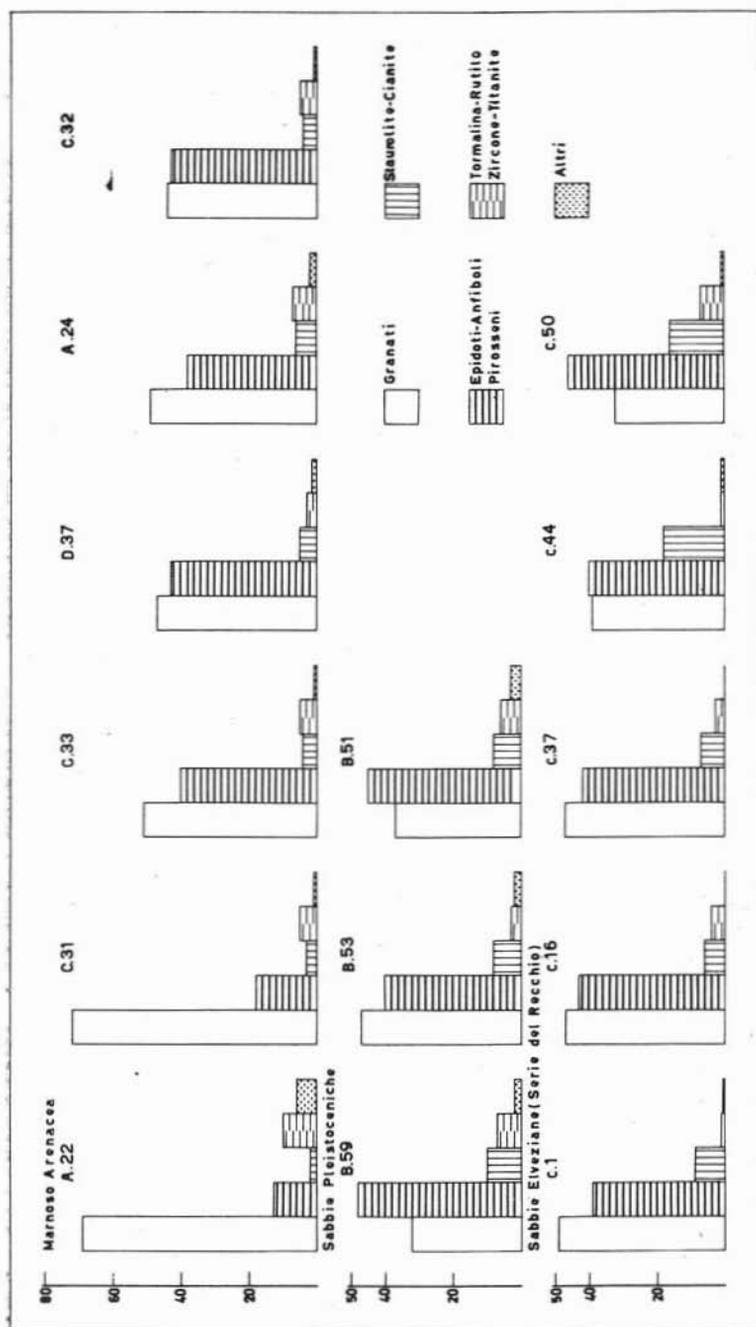


Fig. 7. — Confronto fra la distribuzione dei minerali pesanti nella formazione elveziana della « serie del Recchio » e quelli della « Marnoso arenacea » e di alcune sabbie pleistoceniche (da Gazzi).

l'andamento dei minerali nella classe più significativa, che per i minerali leggeri è quella compresa nell'intervallo 250-125  $\mu$ , che la percentuale del quarzo, il più persistente dei minerali leggeri, nei campioni 44 e 50 è più bassa che negli altri. (Tab. III).

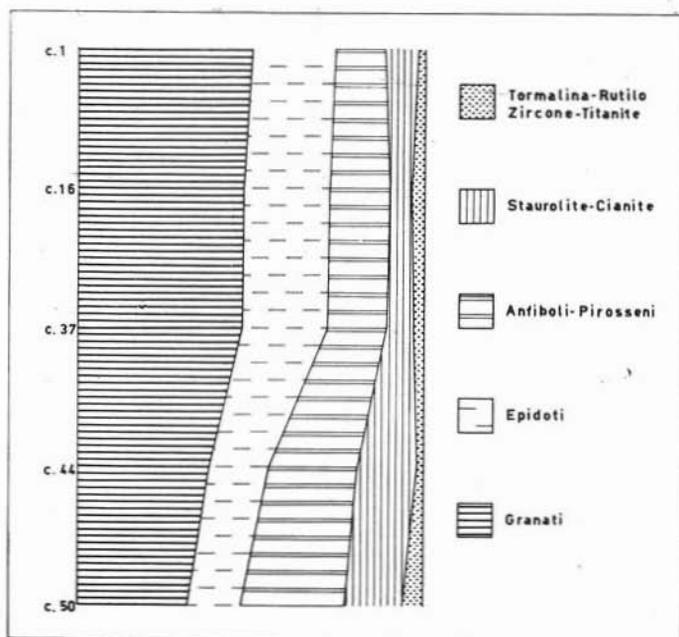


Fig. 8. — Variazioni quantitative nella distribuzione dei minerali pesanti nella classe 250-177 dalla base (c. 50) al tetto della serie (c. 1).

Anche l'indice medio di maturità quarzo/feldspati (16), quindi, è minore in questi due campioni, risultando:

campione 1	$i = 2,7$
campione 16	$i = 5,2$
campione 37	$i = 3,1$
campione 44	$i = 1,5$
campione 50	$i = 0,99$

Tale carattere complessivamente più giovanile, presentato dai due campioni più bassi nella serie, non può essere dovuto soltanto al caso,

ma può essere riferito o ad un rimaneggiamento della parte superiore della serie, o ad una variazione litologica del tipo di roccia madre od ancora ad una variazione della percentuale tra i vari apporti, nel caso che le rocce madri siano diverse.

Una conferma parziale di quest'ultima ipotesi, è data dalla teoria di alcuni autori (21) secondo cui i sedimenti della zona di Salsomag-

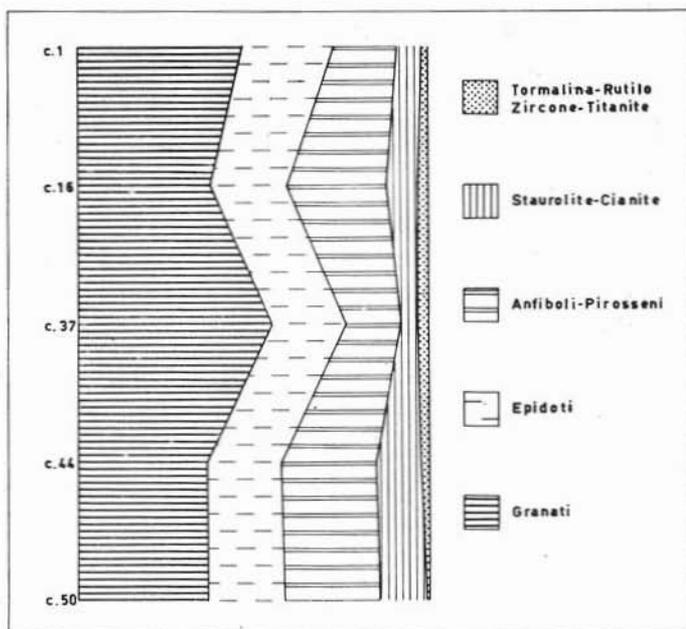


Fig. 9. — Variazioni quantitative nella distribuzione media dei minerali pesanti nell'intervallo 350-88  $\mu$  dalla base (c. 50) al tetto della serie (c. 1).

giore vennero a trovarsi nella zona di confluenza di due bacini di alimentazione l'uno appenninico e l'altro alpino. Tuttavia, in contrasto con tale teoria, che considera gli anfiboli come caratteristici dell'alimentazione appenninica, e la staurolite come caratteristica di quella alpina, nei campioni 44 e 50 si è rilevato un aumento in tutte e due queste specie mineralogiche, in accordo d'altronde con la scala di Pettijohn, che vede la staurolite e gli anfiboli con analogo indice di persistenza.

Un carattere che potrebbe avvalorare l'ipotesi di un rimaneggiamento, con un ringiovanimento relativo dei termini più antichi, dovuto al conseguente invecchiamento di quelli più recenti, è la diminuzione nei campioni 44 e 50 del rapporto quarzo/feldspati con conseguente abbassamento dell'indice di maturità e inoltre un leggero aumento dell'ortoclasio, meno persistente rispetto ai plagioclasii.

Tutto questo starebbe a dimostrare una mancanza di rimaneggiamento nei sedimenti relativi ai campioni 44 e 50 e quindi una ipotetica azione di esso solo in quelli superiori.

Per spiegare una diminuzione in senso orizzontale rilevata in alcune arenarie mioceniche (4) di quarzo e plagioclasii rispetto all'ortoclasio vien fatta l'ipotesi di una sedimentazione differenziale con l'aumento della distanza dalla origine dei sedimenti, tenendo conto delle differenze di densità dei vari componenti ( $d = 2.65$  per il quarzo,  $d = 2.62$  per i plagioclasii albitici,  $d = 2.55$  per l'ortoclasio. Le miche, pur avendo alta densità, hanno una bassa velocità di sedimentazione data la forma lamellare). Nei campioni in esame si potrebbe pensare ad un analogo fenomeno. Poichè però la variazione è in senso verticale, l'aumento di distanza dall'origine dovrebbe essere imputata ad un aumento di profondità.

Secondo tale ipotesi tuttavia, nella composizione granulometrica dovrebbe riscontrarsi anche una diminuzione delle dimensioni medie dei granuli. Questa diminuzione si potrebbe rilevare nel campione 44, ma non certo nel campione 50, dove anzi le dimensioni tendono ad aumentare rispetto agli altri campioni (fig. 5).

Comunque, qualunque sia la causa di codesto andamento, è evidente che l'età è solo uno dei tanti fattori che influenzano la composizione mineralogica di una roccia sedimentaria e che, con ogni probabilità, diventa determinante con l'aumentare dell'età dei sedimenti.

#### 4) *Arrotondamento*

L'arrotondamento è dato dalla acutezza degli spigoli e degli angoli di un frammento clastico. La sua misura non è legata alla forma più o meno sferica dei granuli, ma deve tener conto dell'abito iniziale degli stessi: d'altra parte il grado di arrotondamento può esprimersi solo in modo convenzionale e cioè con riferimento al raggio della sfera

circoscritta o inscritta, secondo i vari metodi di misura (10-20), e ai raggi di curvatura dei vari spigoli.

In alcuni campioni, prelevati a circa metà della serie elveziana del Recchio, è stato eseguito lo studio dell'arrotondamento su granuli di quarzo divisi nelle seguenti classi dimensionali:

590.500 $\mu$	— 500.420 $\mu$	— 420.297 $\mu$
— 297.210 $\mu$	— 210.149 $\mu$	— 149.105 $\mu$

Per tale misura si è seguito il metodo proposto da Krumbein (10).

Questo autore, partendo dal valore dell'arrotondamento calcolato facendo il rapporto fra il raggio medio di curvatura dei vari spigoli e il raggio della massima sfera circoscritta, ha collocato vari granuli in nove classi. Di ogni classe ha fotografato e riportato in una tavola alcuni granuli significativi.

TABELLA IV.

*Arrotondamento medio dei granuli di quarzo nelle varie dimensioni*

N° Campioni	590-500 $\mu$	500-420 $\mu$	420-297 $\mu$	297-210 $\mu$	210-149 $\mu$	149-105 $\mu$
R 2	0.24	0.22	0.23	0.21	0.23	0.25
R 3	.29	.27	.25	.26	.21	.24
R 4	.32	.29	.22	.25	.22	.27
R 6	.31	.31	.26	.24	.20	.14
R 8	.33	.30	.27	.25	.24	.23
R 9	.26	.28	.30	.30	.28	.26
R 10	.32	.31	.27	.25	.25	.24
R 11	.31	.30	.32	.29	.23	.23
R 12	.30	.37	.31	.25	.28	.27
R 13	.32	.32	.26	.26	.21	.22
R 14	.31	.31	.31	.28	.22	.22
R 15	.30	.30	.28	.30	.26	.28
R 17	.32	.32	.30	.24	.26	.22
R 18	.32	.28	.27	.26	.26	.24
R 19	.31	.31	.26	.25	.25	.22
R 21	.33	.33	.29	.24	.22	.21
R 22	.29	.29	.29	.28	.24	.24
R 23	.34	.31	.31	.28	.24	.23

TABELLA V.

*Arrotondamento medio dei granuli di quarzo nelle varie dimensioni*

N <sup>o</sup> Campioni	350-250 $\mu$	250-177 $\mu$	177-125 $\mu$	125-88 $\mu$
1	0.26	0.26	0.24	0.23
16	.22	.24	.23	.23
37	.29	.25	.27	.26
44	.23	.23	.21	.22
50	.22	.23	.23	.23

Per confronto con tale tavola (10) è possibile risalire direttamente al valore dell'arrotondamento di qualsiasi granulo secondo Pettijohn.

Poichè il confronto è semplicemente visivo, i valori ottenuti sono approssimativi e soggettivi. Tuttavia Krumbein ha calcolato (10) che, qualora si adoperino particolari avvertenze e si consideri un numero notevole di granuli, l'errore commesso rientra come ordine di grandezza in quello dei vari metodi della sedimentologia.

Di ogni dimensione sono stati esaminati 100 granuli di quarzo e sono stati quindi calcolati i valori medi dell'arrotondamento. L'errore, operando in questa maniera, secondo Krumbein non supera il 5%.

I valori medi ottenuti sono stati riportati nella tabella IV.

Solo in rarissimi casi l'arrotondamento raggiunge i valori estremi 0.1 e 0.6 e in pochissimi il valore 0.5, mentre i valori più frequenti in ogni dimensione sono 0.2-0.3.

Il valore medio dell'arrotondamento è pertanto molto basso, circa 0.25.

I valori dell'arrotondamento medio sono stati riportati nel diagramma di fig. 10 per osservare eventuali variazioni nelle varie classi dimensionali. Tali valori, piuttosto costanti nei vari campioni, aumentano con le dimensioni. Tale aumento era logicamente prevedibile, tenendo conto di quanto si è detto sui fattori che influenzano l'arrotondamento: le particelle più grossolane, più facilmente trascinate sul fondo rispetto a quelle più fini trasportate anche in sospensione, sono

più soggette all'abrasione meccanica, ed inoltre offrono una maggior superficie all'attacco chimico.

Il medesimo studio, sulle classi dimensionali 350-250  $\mu$ , 250-177  $\mu$ , 177-125  $\mu$ , 125-88  $\mu$ , è stato effettuato anche sui campioni già in precedenza esaminati (50-44-37-16-1).

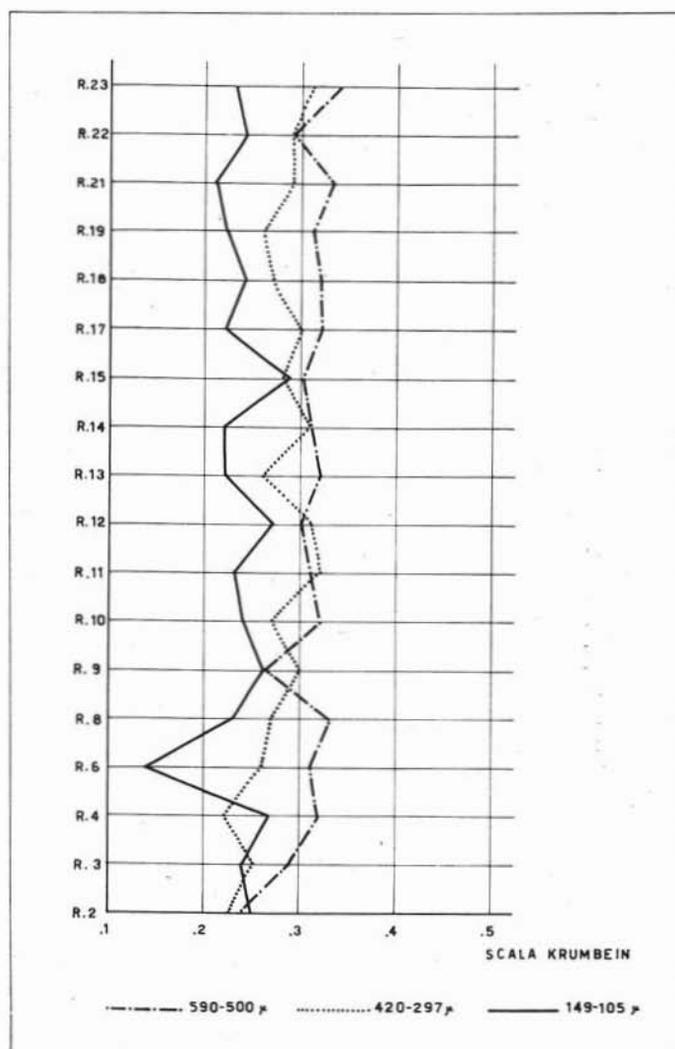


Fig. 10. — Variazioni dell'arrotondamento medio.

I valori medi sono riportati in tabella V.

Gli indici medi di arrotondamento sono anche in questi campioni molto bassi, sempre inferiori a 0.3 e non hanno variazioni sistematiche apprezzabili, anche se il campione 37 ha un indice sempre un poco superiore a quello di tutti gli altri in ogni classe dimensionale e i campioni 1 e 16 hanno tale indice mai inferiore, e talora un poco superiore, a quello degli ultimi due campioni. I valori medi ed anche la distribuzione nelle nove classi di Krumbein dei campioni 44 e 50 sono sempre approssimativamente uguali.

\* \* \*

Anche dal punto di vista dell'arrotondamento le sabbie in esame hanno un carattere molto giovanile.

Il basso indice di arrotondamento che si riscontra in tale formazione porta una nuova prova alla ipotesi di un ambiente di sedimentazione ad una profondità alla quale non si risente in modo apprezzabile dell'azione del moto ondoso che influenza notevolmente il grado di arrotondamento delle sabbie.

### Conclusioni.

Dall'esame dei risultati della analisi granulometrica, mineralogica, morfoscopica, si può dedurre che i sedimenti in esame si sono depositi in ambiente marino, con ogni probabilità verso il limite della piattaforma costiera. Infatti l'alta percentuale di sabbia e la relativa povertà di silt e di argilla, la scarsa selezione, il basso indice di arrotondamento e l'andamento delle curve granulometriche indicano un ambiente di sedimentazione di mare aperto ma non profondo.

Tali conclusioni sono avvalorate da quanto è possibile dedurre dall'esame micropaleontologico. Infatti la presenza di microfauna esclusivamente pelagica indica un ambiente di sedimentazione in mare aperto e lontano dalla costa. L'associazione faunistica fa inoltre attribuire i sedimenti in esame al periodo elveziano.

La distribuzione qualitativa e quantitativa delle varie specie mineralogiche, con particolare riferimento ai minerali pesanti, sono quelle che secondo la letteratura caratterizzano sedimenti di tarda età terziaria e confermano quindi l'età elveziana della serie in esame.

Tali sedimenti non sembra abbiano subito nel complesso processi di risedimentazione, di rimaneggiamento o di diagenesi in quanto mostrano una relativamente alta percentuale di minerali poco stabili (come cianite ed anfiboli) rispetto ad altri sedimenti della medesima età. Anche il valore dell'indice di arrotondamento e degli indici di maturità, calcolati secondo i metodi suggeriti da vari autori (9) (11), confermano tale ipotesi.

Rimane da spiegare il leggero aumento percentuale dei minerali più stabili sia nell'ambito dei minerali pesanti sia in quello dei leggeri man mano che si sale nella serie stratigrafica: sulle cause di tale andamento anomalo si possono, per ora, fare solamente delle ipotesi probabili; tale anomalia si può imputare ad una differenziazione dei sedimenti durante il periodo elveziano dovuta ad una variazione, non brusca nè totale, ma lieve e continua, della composizione delle rocce che hanno dato vita a tali sedimenti.

## BIBLIOGRAFIA

- (1) AGRICULTURAL EDUCATION ASSOCIATION 1926, *Report on the Mechanical Analyses - Sub Committee-Agric.* Sc. 16 and Agric. Progress 3.
- (2) ANELLI M., *Tettonica dell'Appennino Parmense e Reggiano.* Boll. Soc. Geol. It., Vol. XLII, 1933.
- (3) BOURCART J., *Les divers modes de sédimentation observés en Méditerranée occidentale*, XXII Int.-Geol. Congr. 1961. International Association of Sedimentology.
- (4) CIPRIANI C., *Ricerche sulle arenarie III). La composizione mineralogica di una serie di rocce della formazione del Macigno.* 1961. Period. di Mineral. XXX, n. 1.
- (5) DOEGLAS D. J., *Interpretation of the results of mechanical analyses.* Journ. of Sedim. Petr. Vol. 16, n. 1, 1946.
- (6) FOLK R. L., 1954, *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature.* Jour. Geol. V. 62.
- (7) GALLOWAY J. J., *The rounding of grains sand by solution* Am. Jour. Sc. Vol. 197.
- (8) GAZZI P., *Ricerche sulla distribuzione dei minerali pesanti nei sedimenti arenacei dell'Appennino Tosco-Romagnolo.* Acta Geol. Alp., n. 8, 1961.
- (9) HUBERT F., *A Zircon, Tourmaline, Rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones.* Jour. Sed. Petr. 1962, vol. 32, n. 3.
- (10) KRUMBEIN W. C., 1941, *Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles.* J. Sedim. Petrol. Vol. II.
- (11) KRUMBEIN W., PETTJOHN F., *Manual of sedimentary Petrography.* Appleton Century Croft, New York, 1938.

- (12) KUENEN Ph. H., *Experimental Abrasion of pebbles: 2). Rolling by Current.* Jour. of Geol. Vol. 64, n. 4, July 1956.
- (13) MEZZADRI G., *Petrografia di alcune arenarie dell'alto appennino parmense.* Mem. Soc. Geol. Ital., 1963, fase. IV.
- (14) MILNER H. B., *Sedimentary Petrography-Murby e Co.* London, 1952.
- (15) NESTEROFF W. D., HEEZEN B. C., *Essais de comparaison entre les turbidites modernes et le flysch.* Rev. Geog. Phys. Geol. Dynam. Vol. V, fase. 2, 1963.
- (16) PETTLJOHN F., *Persistence of heavy minerals and geologic age.* Jour. Geol. Vol. 49.
- (17) PETTLJOHN F., *Sedimentary rocks.* Harpen, New York, 2<sup>a</sup> ed.
- (18) SIGNORINI R., *Analisi psammografica delle arenarie appenniniche.* Boll. Soc. Geol. It., LXII-LVI, 1945.
- (19) STRAKOV N., *Methodes d'etudes des roches sédimentaires.* Annales du service d'inform. Geol. du B.R.G.G.M., 1957.
- (20) TWENHOFEL and TYLER, *Methods of study of sediments - McGraw Hill.* New York, 1941.
- (21) VEZZANI F., PASSEGA R., *Applicazione di nuovi metodi sedimentologici allo studio dell'Appennino Settentrionale.* Extr. Boll. Soc. Geol. It., Vol. LXXXII, 1963, fase. I.