

I CONGLOMERATI MESSINIANI DELL'AREA TRA BENEVENTO E IL FIUME SABATO (APPENNINO MERIDIONALE)

INDICE

RIASSUNTO	pag. 255
ABSTRACT	" 255
INTRODUZIONE	" 256
INQUADRAMENTO GEOLOGICO	" 257
CARATTERI SEDIMENTOLOGICI DEI CONGLOMERATI DELLA UNITA' DI TUFO ALTAVILLA	" 258
ANALISI MORFOMETRICA DEI CLASTI DEI CONGLOMERATI	" 263
Campionamento	" 263
Litologia	" 263
Analisi dimensionale	" 267
Morfometria	" 268
Interpretazione degli indici morfometrici	" 270
CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	" 273
BIBLIOGRAFIA	" 277

RIASSUNTO

La successione Messiniano-Pliocene inferiore p.p. dell'area tra Benevento e il fiume Sabato, sul bordo orientale delle unità carbonatiche giurassico - cretache della Piattaforma Appenninica, comprende, dalla base, la Formazione gessoso - solfifera cui segue l' Unità di Tufo - Altavilla, costituita da quattro membri. Il substrato della successione messiniana è rappresentato dalle Argille Varicolori del Bacino lagonegrese - molisano ubicato ad est della Piattaforma Appenninica. Nella zona settentrionale (Stretto di Barba) la successione è composta da un membro arenaceo inferiore (spessore circa 80 m), un membro conglomeratico (spessore da circa 200 m a poco più di 100 m) ed un membro arenaceo superiore (spessore poche decine di metri), che formano una sequenza *coarsening upward* seguita da una sequenza *fining upward*. Nella zona meridionale (Tufo - Altavilla) invece affiorano il membro arenaceo inferiore (spessore circa 50 m) ed un membro pelitico - arenaceo (spessore circa 200 m) eteropico del membro conglomeratico e con cinque intercalazioni lenticolari di conglomerati.

I conglomerati sono clastosostenuti, male classificati, a scarsa matrice arenacea, in genere ben diagenizzati da cemento calcitico e contengono clasti fortemente eterometrici con diametro massimo di 90 cm. La stratificazione non è sempre evidente e gli strati variano da spessi a megastrati; complessivamente lo spessore degli strati aumenta dal basso verso l'alto della successione per poi diminuire nella parte terminale della successione. La gradazione e l'embriciatura dei clasti non sono frequenti; quest'ultima indica scorrimento delle paleocorrenti prevalentemente verso SE, in subordine verso NE, con dispersione di 90°. La deposizione dei conglomerati è dovuta a movimenti di trasporto in massa con flussi ad alta concentrazione riconducibili a meccanismi tipo *debris - flows* non coesivi e di bassa viscosità.

(*) Facoltà di Agraria, Università della Tuscia, Via S. Camillo de Lellis, 01100 Viterbo.

(**) Collaboratrice esterna, Via degli Eugenio 71, 00178 Roma.

L'analisi composizionale e morfometrica di circa 500 clasti dei conglomerati, prelevati con distribuzione casuale in 9 stazioni, evidenzia che si tratta di ghiaie immature dal punto di vista sia della composizione che della tessitura.

I clasti sono composti in larghissima misura (94 %) dalle litofacies calcaree della Piattaforma Appenninica (56 %) e delle Argille Varicolori (38 %) e mostrano forme in prevalenza sferoidali e *prolate*, indici di sfericità elevati ed indice di appiattimento minore di 2.1. Questi dati indicano una elaborazione di tipo fluviale.

La totale assenza nei conglomerati di strutture sedimentarie indicative di risedimentazione o di rimaneggiamento ad opera di onde e correnti; di fossili; di ciottoli con fori di litofagi; di intercalazioni di sedimenti marini o lacustri; nonché l'elaborazione fluviale delle ghiaie e la dispersione a ventaglio delle paleocorrenti suggeriscono che le ghiaie hanno formato un sistema deposizionale di conoide alluvionale. Questa conoide, di modeste dimensioni (lunghezza circa 2.3 km, larghezza massima 1.5 km), era alimentata da un corso d'acqua che elaborava le ghiaie depositandole mediante movimenti di trasporto in massa con flussi ad alta concentrazione e si sviluppava sul bordo orientale della catena sudappenninica con il controllo della tettonica attiva durante il Miocene superiore anche con fasi estensive. Il reticolo di drenaggio era impostato sulle unità carbonatiche della Piattaforma Appenninica e sulle Argille Varicolori. La successione della Unità di Tufo - Altavilla, composta da una sequenza *coarsening upward* seguita da una sequenza *fining upward*, è in accordo con la evoluzione della sedimentazione in risposta al tettonismo delle fasce marginali dei bacini, dove all'avanzamento delle conoidi (sequenze *coarsening upward*) seguono fasi di ritorno all'equilibrio (sequenze *fining upward*). La Unità di Tufo - Altavilla, correlabile con le identiche coeve successioni riconosciute in varie zone dell'Appennino centro - settentrionale, conferma che durante il Messiniano in alcune parti della catena appenninica si è verificata la sedimentazione di ghiaie immature elaborate da corsi d'acqua in un contesto di intensa attività tettonica della catena.

ABSTRACT

The Messinian-Early Pliocene p.p. succession outcropping in the area between Benevento and the River Sabato on the eastern edge of the carbonate Jurassic - Cretaceous units of the Apennine Platform, is constituted, from the bottom, by the Gessoso - solfifera Formation and the Tufo - Altavilla Unit consisting of four members. The substratum of the Messinian succession is formed by the Argille Varicolori of the Lagonegrese - Molisano Basin located to the east of the Apennine Platform. In the northern area (Stretto di Barba) the succession consists of a lower arenaceous member (about 80 m thick), a conglomerate member (with a thickness ranging between 200 m and a little more than 100 m) and an upper arenaceous member (a few tens of metres thick), that form a coarsening upward sequence followed by a thinning upward sequence. In the southern area (Tufo - Altavilla) outcrop a lower arenaceous member (about 50 m thick) and a muddy - arenaceous member (about 200 m thick) heteropitic of the conglomerate member with intercalations of five lenticular bodies of conglomerates.

Conglomerates are clast - supported, poorly sorted, with

d'Italia (BRUGNER *et alii*, 1956; JACOBACCI & MARTELLI, 1958; JACOBACCI *et alii*, 1959) nell'ambito della 1ª edizione del Foglio 173 "Benevento" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 con le relative Note Illustrative (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970; BERGOMI *et alii*, 1975). Anche se l'interpretazione stratigrafico-strutturale delle varie unità oligo-mioceniche risente di una spiccata autoctonia, non rispondente alla reale complicazione dei rapporti tra le suddette unità, la cartografia del foglio ha il merito di aver distinto in maniera corretta le varie unità sedimentarie della successione pliocenica a sud di Benevento, mentre per le unità del Miocene superiore si rileva un eccessivo accorpamento delle unità terrigene.

DE CASTRO COPPA *et alii* (1969) illustrano i caratteri stratigrafici dei depositi mio-pliocenici nell'area tra Benevento e Avellino. Gli autori distinguono tre cicli sedimentari: (1) ciclo Langhiano - Tortoniano; (2) ciclo Messiniano - Pliocene inferiore; (3) ciclo Pliocene medio. In particolare il ciclo Messiniano - Pliocene inferiore è caratterizzato da livelli evaporitici nella parte bassa e da sedimenti ruditici nella parte alta. Tale ciclo corrisponde ai sedimenti indicati con le sigle M^s, M^g, M^{cg} del Foglio 173 "Benevento". Il ciclo Pliocene medio è rappresentato in prevalenza da ruditi, sabbie e peliti, corrispondenti ai depositi indicati, rispettivamente, con le sigle Pcg, Ps e Pag del Foglio 173 "Benevento".

COLALONGO *et alii* (1973) confermano che la successione affiorante lungo il T. Branete, affluente di destra del F. Sabato, spessa 210 m e composta da litofacies pelitiche e pelitico - arenacee, ha un'età messiniana.

CARRARA & SERVA (1982), nello studio sui ciottoli delle unità terrigene cretaco-paleogeniche e plio-pleistoceniche dell'Appennino meridionale, esaminano i clasti dei conglomerati della zona di Altavilla Irpina, attribuendoli a litotipi "bacinali" rappresentati prevalentemente da calcari marnosi tipo "pietra paesina" e arenarie quarzoso-feldspatiche.

DI NOCERA *et alii* (1981) riconoscono due cicli di sedimentazione nella Irpinia occidentale: uno Tortoniano - Messiniano e uno Messiniano - Pliocene inferiore. Essi descrivono la sezione Tufo - T. Branete - Barba riconoscendo che nella zona T. Branete - Tufo la successione è composta da alternanze di conglomerati e arenarie con rare intercalazioni pelitiche. La successione contiene cinque grossi corpi lenticolari con spessore di 20 - 35 m. La successione continua con una intercalazione di Argille Varicolori spessa 70 - 80 m e con alcune decine di metri di depositi pelitico - arenacei ed è chiusa dai conglomerati del Pliocene medio. Nell'area dello Stretto di Barba invece si rileva una litofacies arenacea per pochi metri, cui seguono una litofacies pelitico - arenacea con spessore di circa 80 m ed infine i conglomerati con spessore di 180 - 200 m. Gli Autori indicano un'età Messiniana forse fino al Pliocene basale.

CIAMPO *et alii* (1986) esaminano ancora la sezione del T. Branete, spessa circa 300 m e costituita nella parte inferiore da arenarie e conglomerati, nella parte media da arenarie e sabbie con intercalazioni di peliti scure e nella parte superiore da un livello di Argille Varicolori spesso circa 70 m. Da rilevare che la descrizione litologica della sezione è sostanzialmente diversa da quella di COLALONGO *et alii* (1973). Alla successione è attribuita una

età compresa tra il Messiniano superiore e la parte bassa del Pliocene inferiore.

Infine BONARDI *et alii* (1988), nella Carta Geologica dell'Appennino meridionale in scala 1:250.000, contraddicendo gli studi di DE CASTRO COPPA *et alii* (1969), di NOCERA *et alii* (1981) ed in parte di CIAMPO *et alii* (1986), attribuiscono solo la successione in destra del F. Sabato alle Unità di Altavilla e di Villamaina di età compresa tra il Tortoniano superiore e il Pliocene inferiore.

Lo scopo del presente lavoro è di illustrare i caratteri sedimentologici dei sedimenti ruditici messiniani nell'area tra Benevento ed il F. Sabato sul bordo orientale delle unità carbonatiche giurassico-cretaciche della Piattaforma Appenninica adiacente al Bacino lagonegrese-molisano (MOSTARDINI & MERLINI, 1986).

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area in esame occupa la media valle del F. Sabato, che, in questo tratto, sviluppa la propria asta in direzione N - S, sulla sinistra del F. Calore nei pressi di Benevento. Tutta l'area, distante circa 15 km dal capoluogo sannita, mostra rilievi collinari a quote tra circa 300 m e 500 m s. l. m. e comprende i centri abitati di: Barba e Altavilla Irpina in sinistra del F. Calore; Chianche, Chianchetelle, Petruro Irpino, Torrioni e Tufo in destra del F. Sabato (Fig. 2). Dal punto di vista strutturale l'area in esame è ubicata ad est delle unità giurassiche e cretaciche della Piattaforma Appenninica del Monte Taburno e del Monte Vergine (MOSTARDINI & MERLINI, 1986).

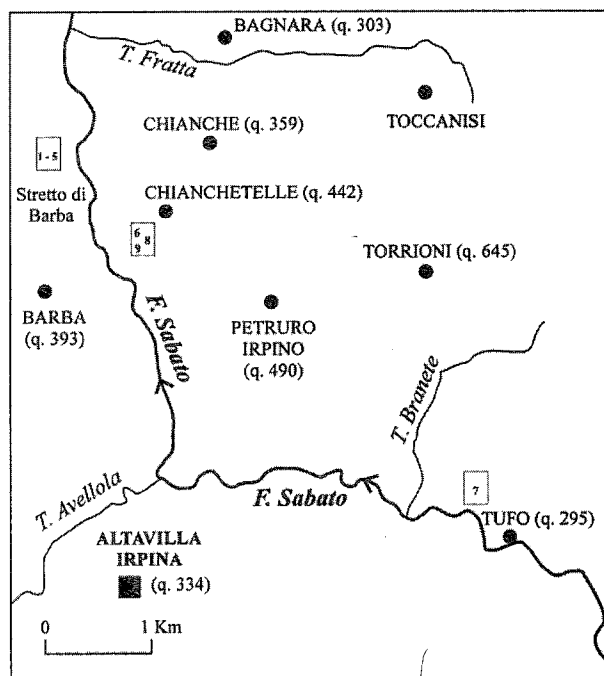


Fig. 2 - Localizzazione dei principali centri abitati, dei corsi d'acqua e delle stazioni di misura (numerate) dei clasti del membro conglomeratico della Unità di Tufo-Altavilla.

In tale area affiorano i sedimenti terrigeni attribuiti al ciclo Messiniano - Pliocene inferiore e al ciclo Pliocene medio da DE CASTRO COPPA *et alii* (1969). I primi

parte degli affioramenti di tale zona, pur essendo spettacolare, è caratterizzata da pareti strapiombanti, con dislivelli di diverse decine di metri, che non sono quindi raggiungibili. Inoltre la continuità fisica degli affioramenti è talora mascherata da estese coperture detritiche e vegetazionali. Di conseguenza è stato possibile misurare solo due sezioni parziali, che sono quindi rappresentative di una parte dello spessore complessivo (circa 200 m) del membro conglomeratico (Fig. 4).

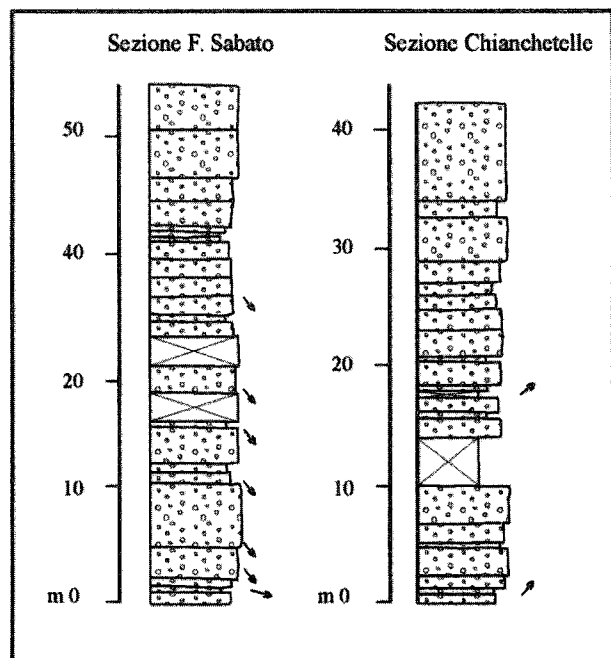


Fig. 4 - Sezioni stratigrafiche nel membro conglomeratico della Unità di Tufo-Altavilla. La sezione F. Sabato, ubicata nella porzione intermedia del membro conglomeratico, è stratigraficamente soprastante la sezione Chianchetelle di circa 35 m.

I caratteri tessiturali generali dei conglomerati sono abbastanza omogenei in tutto il membro ruditico, compresi i cinque corpi lenticolari della zona di Stazione di Altavilla - T. Branete - Tufo intercalati nel membro pelitico-arenaceo. Infatti si tratta di conglomerati clasto-sostenuti male classati, con rapporto scheletro-matrice sempre molto elevato, a matrice arenacea ed in genere molto ben diagenizzati da cemento calcitico. I clasti sono fortemente eterometrici, con diametro massimo fino a circa 90 cm, ed in prevalenza costituiti da calcari e calcari-marnosi. Sono presenti clasti di grosse dimensioni sparsi nei singoli strati. A luoghi si notano circoscritti processi di alterazione che allentano i legami del cemento, di modo che i clasti possono essere estratti. Questo fenomeno, particolarmente evidente lungo le pareti verticali in sinistra del F. Sabato, ha agevolato il distacco dei clasti che sono ricaduti sulla S.S. n. 88 rendendo rischiosa la circolazione. Per tale motivo la S.S. n. 88 è stata recentemente chiusa al traffico.

La geometria degli strati e le strutture sedimentarie sono state osservate nelle due sezioni misurate (Fig. 4) e negli affioramenti con pareti verticali, in destra e sinistra del F. Sabato, all'altezza dell'abitato di Chianchetelle (Fig. 5). Gli strati immergono verso NW di 55°-60° (Fig. 6). Nella sezione in destra del F. Sabato, spessa 54 m e

ubicata nella porzione intermedia del membro conglomeratico, sono stati misurati 23 strati, di cui 10 sono medio-spessi, 8 sono molto spessi e 5 sono megastrati (Fig. 6). La sezione Chianchetelle, spessa 44 m e stratigraficamente sottostante di circa 35 m la precedente, è composta da 21 strati, di cui 8 sono medio-spessi, 8 molto spessi e 5 megastrati. La stratificazione, non sempre evidente, è evidenziata talvolta dalle variazioni granulometriche (Fig. 7) o da rare intercalazioni di calcareniti grossolane o siltiti in strati medio-sottili (Fig. 8). La geometria degli strati è di solito tabulare con terminazioni cuneiformi (figg. 8 e 9).

Nella parte superiore della successione conglomeratica, lungo le pareti verticali sopra ricordate, si osservano in prevalenza megastrati, con spessori talora stimabili in 20-30 m e con forma geometrica a ventaglio o lobate a grande scala (Fig. 5). Nell'affioramento in sinistra del F. Sabato lo spessore dei megastrati diminuisce verso il tetto della successione (Fig. 5). Complessivamente si nota che lo spessore degli strati aumenta dal basso verso l'alto fino ai megastrati, per diminuire nella parte terminale della successione.

Oltre alla stratificazione le strutture sedimentarie sono rappresentate dalla gradazione e dalla embriatura dei clasti. La gradazione, non frequente, è diretta ed inversa nell'ambito dei singoli strati; più raramente è stata osservata la gradazione multipla all'interno di uno strato. Per quanto riguarda l'embriatura dei clasti, anche essa non frequente, è stata seguita l'indicazione di HARMS *et alii* (1982) in base alla quale si considera la disposizione degli assi *a* e *b* rispetto al verso di scorrimento della corrente: *a* (*t*) *b* (*i*) indica che i ciottoli sono embriati secondo il loro asse intermedio *b* e l'asse *a* è disposto trasversalmente alla corrente; *a* (*p*) *a* (*i*) indica che i ciottoli sono embriati secondo l'asse *a* che è disposto parallelamente alla corrente (Fig. 10). La embriatura secondo *a* (*t*) *b* (*i*) è connessa al rotolamento dei clasti ed è stata riscontrata in molte ghiaie fluviali (HARMS *et alii*, 1982). La embriatura secondo *a* (*p*) *i* (*p*) è molto meno frequente ed è stata documentata nei conglomerati di acque profonde di tipo torbitidico (WALKER, 1977); essa sembra indicare processi di trasporto che mantengono i clasti in dispersione sopra lo strato. Si ritiene inoltre che tali processi di trasporto possano essere attivi anche in *flash floods* alluvionali (HARMS *et alii*, 1982). Negli uadi di ambiente desertico questi *flash floods* possono attivare *debris-flow* non coesivi con grossi clasti e sabbie (GALLOWAY & HOBDAI, 1996).

Le 20 misure di embriatura, per lo più secondo *a* (*p*) *a* (*i*), eseguite lungo la sezione F. Sabato ed in altri affioramenti lungo la S.S. n. 88 e il corso del F. Sabato, indicano che le paleocorrenti scorrevano verso SE (Fig. 11), mentre nella sezione Chianchetelle le rare misure di embriatura, secondo *a* (*t*) *b* (*i*) e *a* (*p*) *a* (*i*), evidenziano uno scorrimento verso NE. Questa dispersione di circa 90° può essere attribuita a variazioni di percorso dei flussi che alimentavano il trasporto del materiale grossolano con dispersione a ventaglio, tipica dei sistemi deposizionali di conoide l.s. I caratteri sedimentologici descritti, in particolare la gradazione inversa ed i grossi clasti sparsi, indicano che la deposizione dei conglomerati è dovuta a movimenti di trasporto in massa, con flus-

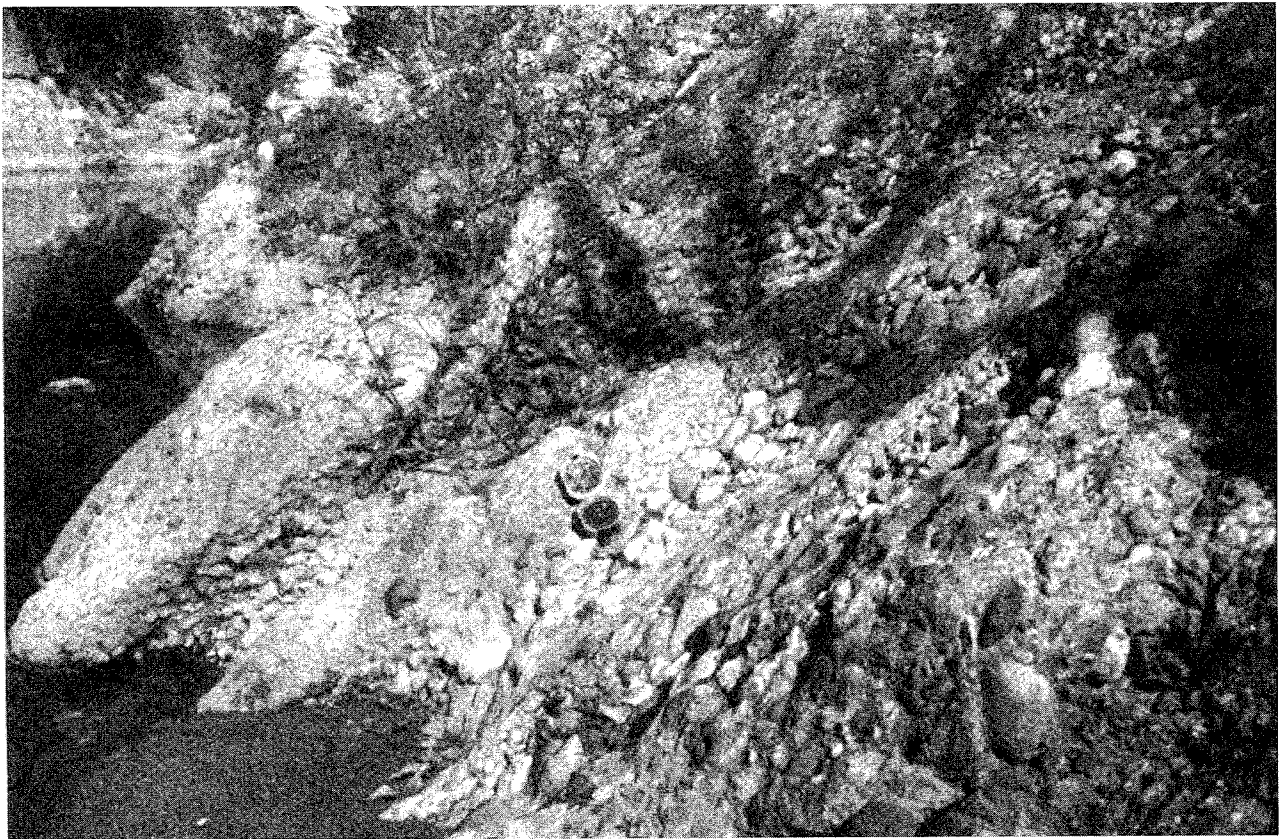


Fig 7 - Strati spessi e molto spessi di conglomerati evidenziati da variazioni granulometriche dei clasti sulla sponda destra del F. Sabato. Stretto di Barba.



Fig. 8 - Strati spessi e molto spessi di conglomerati nella sezione di Chianchetelle, con geometria generale tabulare. Al centro si osserva uno strato con terminazione cuneiforme (1), al di sotto del quale si intercala uno strato medio di calcarenite grossolana (2). Le superfici di stratificazione sono evidenziate anche da variazioni granulometriche dei clasti. L'asta è lunga 1.5 m.

Campionamento

Sono stati esaminati dal punto di vista litologico, dimensionale e morfometrico i clasti del membro conglomeratico dell'Unità di Tufo-Altavilla in 9 stazioni di misura nelle zone dello Stretto di Barba, Chianchetelle e Tufo. Esse sono così distribuite (Fig. 2): 5 presso lo Stretto di Barba (n. 1-5) (Fig. 12); 3 lungo la strada poco a W di Chianchetelle (n. 6-8-9) (figg. 13 e 14); 1 nei pressi di Tufo (n. 7).

Sono stati prelevati in totale 490 clasti. In ogni località di prelievo, su una superficie d'affioramento non inferiore al prodotto degli assi maggiore e medio del clasto più grande, in modo che tutte le classi granulometriche fossero sufficientemente rappresentate (SALVATI, 1979; HOWARD, 1993), sono state fatte le seguenti osservazioni: (1) esame litologico macroscopico dei clasti; (2) misura degli assi medi dei 50 clasti più grandi; (3) misura dei tre assi principali dei clasti estraibili oppure dei due assi apparenti maggiori dei clasti non estraibili.

I conglomerati dell'Unità di Tufo-Altavilla presentano in genere un elevato grado di cementazione che ha reso spesso impossibile l'estrazione dei clasti, in particolar modo di quelli più grandi; pertanto i parametri morfometrici sono stati calcolati solo per i clasti estraibili, mentre quelli dimensionali sono stati valutati per tutti i clasti, considerando per quelli non estraibili le dimensioni degli assi maggiori apparenti.

Sono stati osservati direttamente in campagna i caratteri litologici macroscopici dei 490 clasti esaminati nelle 9 stazioni di misura. Associando tra loro i clasti con caratteristiche simili sono stati individuati i principali tipi litologici riportati in tabella 1; i dati si riferiscono ad un unico campione costituito dalla totalità dei clasti esaminati suddiviso in classi granulometriche, visto che, ad analisi ultimata, è stata riscontrata una composizione litologica omogenea dei clasti delle 9 stazioni di misura. Dall'analisi litologica macroscopica è emerso che i clasti dei conglomerati sono costituiti mediamente, in ordine decrescente di abbondanza, da: litofacies calcaree mesozoiche (giurassico - cretacee) (56 %); calcareniti (27 %); calcari marnosi (8 %); arenarie (6 %); calcilutiti (2 %); calcisiltiti, calciruditi, calcari silicei e rocce granitiche (1 %). Si tratta pertanto di conglomerati immaturi dal punto di vista composizionale. In tabella 1 sono riportati, oltre alla media, anche la deviazione standard ed il coefficiente di variazione (deviazione standard/media x 100) che fornisce una misura della variabilità relativa. L'errore totale (TE) associato alla procedura di conteggio dei clasti è pari alla somma dell'errore analitico e dell'errore di campionamento (HOWARD, 1993). L'errore analitico è funzione della identificazione dei clasti e del loro conteggio, che nel caso in cui si suppone trascurabile, è pari all'errore di conteggio (CE) ovvero all'intervallo di confidenza della proporzione $p=X/n$ dei clasti aventi una data caratteristi-



Fig. 12 - Stazione di misura n. 4 lungo la strada statale n. 88 nello Stretto di Barba. Si notano alcuni clasti con dimensioni notevoli. L'area di campi o-namento è di circa 4 m².

Tab. 1 - Tipi litologici dei clasti del membro conglomeratico dell'Unità di Tufo-Altavilla (Messiniano superiore). I clasti mesozoici derivano dalla Piattaforma Appenninica; le calcareniti, i calcari marnosi, le calciruditi, e calcisiltiti, le calcilutiti e i calcari silicei provengono dalle Argille Varicolori; le arenarie dalla Formazione di S. Giorgio.

Stazioni di misura	Calcari mesozoici	Calcareniti	Calcari marnosi	Arenarie	Calcilutiti	Accessori
St. 1	47%	38%	11%	4%	0%	0%
St. 2	50%	24%	16%	4%	4%	2%
St. 3	70%	24%	5%	1%	0%	0%
St. 4	63%	30%	3%	4%	0%	0%
St. 5	54%	37%	3%	3%	3%	0%
St. 6	56%	25%	9%	2%	4%	4%
St. 7	58%	23%	6%	10%	3%	0%
St. 8	55%	15%	6%	22%	0%	2%
St. 9	49%	28%	17%	2%	2%	2%
Media	56%	27%	8%	6%	2%	1%
Deviazione Standard	6%	6%	5%	6%	2%	1%
Coefficiente di Variazione	11,61%	23,70%	55,57%	102,33%	89,92%	116,96%

Piattaforma appenninica: 56%; Argille Varicolori: 38%; Formazione di S. Giorgio: 6%.

ca X sul totale dei clasti osservati. L'intervallo di confidenza CE si può calcolare in base alla $CE = \pm t \sqrt{p(1-p)/n}$, dove h è il valore della distribuzione t di Student in corrispondenza di n-1 gradi di libertà e livello di confidenza a/2; $p = X/n$ è la proporzione di clasti con una data caratteristica X e n = numero totale di clasti campionati. L'errore di campionamento è legato alla omogeneità del sedimento e al punto di campionamento. Esso è nullo solo se i clasti sono distribuiti casualmente, ovvero se i clasti dello stesso tipo non sono raggruppati insieme. Nel caso in esame la netta prevalenza di litotipi calcarei (calcari mesozoici, calcareniti, calcari marnosi, calcilutiti), notevolmente omogenei dal punto di vista composizionale, suggerisce che durante il trasporto e la deposizione dei clasti ad opera di flussi ad elevata densità il classamento selettivo non avrebbe dovuto avere effetti rilevanti, causando il raggruppamento dei singoli litotipi. Pertanto, ipotizzando che la distribuzione dei clasti nei conglomerati è casuale, si è ritenuto trascurabile l'errore di campionamento. L'errore totale è risultato quindi pari al solo errore di conteggio come illustrato in

tabella 2. Questa scelta è inoltre supportata dal fatto che l'errore di conteggio è una buona approssimazione dell'errore totale, come sostenuto anche da HOWARD (1993). La figura 15 illustra gli intervalli di confidenza (al livello 95%) delle proporzioni dei diversi tipi di clasti (calcari mesozoici, calcareniti, calcari marnosi, arenarie, calcilutiti e accessori) per ognuna delle 9 stazioni di campionamento dei clasti.

Su 18 clasti di calcari mesozoici e di arenarie sono state eseguite analisi in sezione sottile allo scopo di meglio definire le rispettive litofacies. I 16 campioni di calcari sono risultati 4 *grainstone*, 9 biomicriti, 1 breccia e 1 biocalcarenite del Cretaceo superiore; 1 biomicrite detritica del Miocene. Tutti i litotipi sono attribuibili a facies di piattaforma carbonatica. Le due arenarie sono arenarie litiche a prevalenti frammenti di rocce metamorfiche, con composizione simile a quella delle arenarie torbiditiche del Flysch di Castelvetere (= Formazione di S. Giorgio di SELLI, 1962; COCCO *et alii*, 1974).

I dati sui litotipi dei clasti presenti nei conglomerati indicano che le rocce madri erano rappresentate in prevalenza dalle litofacies mesozoiche della Piattaforma

Tab. 2 - Intervalli di confidenza (errore di conteggio) associati al conteggio dei clasti.

Tipo	Stazione 1		Stazione 2		Stazione 3		Stazione 4		Stazione 5		Stazione 6		Stazione 7		Stazione 8		Stazione 9	
	\bar{X}	CE	\bar{X}	CE	\bar{X}	CE	\bar{X}	CE	\bar{X}	CE	\bar{X}	CE	\bar{X}	CE	\bar{X}	CE	\bar{X}	CE
Calcari mesozoici	0,47	4,42	0,50	4,43	0,70	4,06	0,63	4,27	0,54	4,41	0,56	4,40	0,58	4,37	0,55	4,40	0,49	4,43
Calcareniti	0,38	4,30	0,24	3,78	0,24	3,78	0,30	4,06	0,37	4,27	0,25	3,83	0,23	3,73	0,15	3,16	0,28	3,98
Calcari	0,11	2,77	0,16	3,25	0,05	1,93	0,03	1,51	0,03	1,51	0,09	2,53	0,06	2,10	0,06	2,10	0,17	3,33
Arenarie	0,04	1,74	0,04	1,74	0,01	0,88	0,04	1,74	0,03	1,51	0,02	1,24	0,10	2,66	0,22	3,67	0,02	1,24
Calcilutiti	-	-	0,04	1,74	-	-	-	-	0,03	1,51	0,04	1,74	0,03	1,51	-	-	0,02	1,24
Accessori	-	-	0,02	1,24	-	-	-	-	-	-	0,04	1,74	-	-	0,02	1,24	0,02	1,24

I valori sono espressi in percentuale. \bar{X} , media; CE, errore di conteggio.

Appenninica (MOSTARDINI & MERLINI, 1986), localmente appartenenti alla successione giurassico-cretacica del M. Taburno-M. Vergine, e dalle litofacies calcaree l.s. delle Argille Varicolori, mentre gli apporti dalle arenarie torbiditiche della Formazione di S. Giorgio risultano subordinati. Da rilevare la presenza di sporadici clasti di rocce granitiche l.s..

Analisi dimensionale

I clasti esaminati hanno dimensioni dell'asse intermedio (b) che variano da un minimo di 16 mm ad un massimo di circa 700 mm (Fig. 16), con una frequenza massima di clasti con dimensioni comprese tra 64 mm e 128 mm (Tab. 3). Le dimensioni medie e mediane dei clasti sono riportate in tabella 3.

frazione più grossolana (CANUTI *et alii*, 1966) (Tab. 4). Il clasto massimo ed i 10 clasti massimi, pur fornendo indicazioni sulla forza della corrente che li ha trasportati, possono essere più sensibili alle variazioni locali della corrente al momento della loro deposizione. I risultati di questa analisi devono essere considerati non esattamente precisi, perchè nella stima dei valori sono stati considerati, come assi intermedi dei clasti non estraibili, la media dei due assi principali misurati.

Osservando i valori dimensionali elencati in tabella 4 e esaminando il diagramma riportato da CAILLEUX & TRICART (1963) riguardante le "Velocità necessarie per il trasporto di materiali di determinate dimensioni" si può avere un'idea delle velocità massime delle correnti che hanno determinato il trasporto dei clasti. Se si am-



Fig. 16 -Clasto arrotondato con diametro maggiore di 65 cm. Stretto di Barba, stazione n. 4.

Tab. 3 - Rinartizione dei clasti nelle classi granulometriche per le 9 stazioni di misura.

Classi granulometriche	Frequenza dei ciottoli								
	St. 1	St. 2	St. 3	St. 4	St. 5	St. 6	St. 7	St. 8	St. 9
16 - 32 mm	0%	2%	8%	0%	0%	14%	0%	0%	0%
32 - 64 mm	9%	24%	52%	39%	7%	52%	3%	0%	46%
64 - 128 mm	72%	62%	34%	38%	63%	29%	45%	61%	41%
128 - 256 mm	15%	8%	5%	15%	27%	5%	39%	35%	11%
> 256 mm	4%	4%	1%	8%	3%	0%	13%	4%	2%
Dimensione media (mm)	134,7	112,1	71,6	114,4	149,0	65,0	182,1	160,4	83,7
Dimensione mediana (mm)	122,5	86,3	50,5	74,5	138,8	42,0	160,0	140,0	69,5

Per 6 delle 9 stazioni di misura è stato indicato l'asse medio del clasto più grande, il valore medio dei primi 10 e della totalità dei 50 assi medi dei clasti più grandi, che si ritengono sufficienti per individuare la

mette, infatti, che la corrente fluviale sia stata, almeno inizialmente, il principale agente di trasporto, pur con un'evidente approssimazione derivante dalle diverse caratteristiche fisiche ed idrodinamiche del corso d'acqua e dal tipo di materiale trasportato, si può risalire alle velocità massime delle correnti considerando il valore medio dei 50 clasti maggiori, mentre da quello dei 10 clasti maggiori si potranno desumere eventuali punte d'intensità. Le velocità massime delle correnti che hanno determinato il

Tab. 6 - Frequenza percentuale dei clasti della stazione n. 3, suddivisi nelle classi granulometriche, in relazione a indice di sfericità (IS), indice di appiattimento (IA) e forme principali secondo SNEED & FOLK (1958). C = sferica; CP = sferico-appiattita; CB = sferico-lamellare; CE = sferico-allungata; P = appiattita; B = lamellare; E = allungata; VP = molto appiattita; VB = molto lamellare; VE = molto allungata.

Indici morfometrici	Classi granulometriche (mm)				
	16-32	32-64	64-128	128-256	> 256
IS					
0.2-0.3	-	0%	0%	-	-
0.3-0.4	-	0%	0%	-	-
0.4-0.5	-	0%	0%	-	-
0.5-0.6	-	13%	0%	-	-
0.6-0.7	-	27%	29%	-	-
0.7-0.8	-	41%	65%	-	-
0.8-0.9	-	19%	6%	-	-
0.9-1.0	-	0%	0%	-	-
IA					
0.0-0.3	-	0%	0%	-	-
0.3-0.6	-	0%	0%	-	-
0.6-0.9	-	0%	0%	-	-
0.9-1.2	-	6%	0%	-	-
1.2-1.5	-	25%	18%	-	-
1.5-1.8	-	41%	76%	-	-
1.8-2.1	-	16%	6%	-	-
2.1-2.4	-	9%	0%	-	-
2.4-2.7	-	3%	0%	-	-
2.7-3.0	-	0%	0%	-	-
3.0-3.3	-	0%	0%	-	-
3.3-3.6	-	0%	0%	-	-
3.6-3.9	-	0%	0%	-	-
3.9-4.2	-	0%	0%	-	-
4.2-4.5	-	0%	0%	-	-
Forma					
C	-	13%	35%	0%	-
CP	-	13%	0%	50%	-
CB	-	27%	26%	0%	-
CE	-	16%	18%	0%	-
P	-	9%	0%	50%	-
B	-	22%	15%	0%	-
E	-	0%	6%	0%	-
VP	-	0%	0%	0%	-
VB	-	0%	0%	0%	-
VE	-	0%	0%	0%	-

sfericità di SNEED & FOLK (1958) è sempre numericamente minore o uguale a 1: una sfera perfetta ha indice uguale a 1, una forma allungata intorno a 0.7, una forma lamellare allungata intorno a 0.6, una forma discoidale intorno a 0.5. La sfericità di SNEED & FOLK (1958) è funzione della sezione massima ($a \times b$); infatti quanto maggiore è ($a \times b$), tanto più piatto è il ciottolo, il che significa che cade più lentamente in un fluido.

L'Appiattimento è influenzato principalmente dai seguenti fattori: (1) caratteristiche litologiche e tessiturali dei ciottoli; (2) condizioni e modalità della frammentazione e usura. Per quanto riguarda il punto 1, oltre alla

Tab. 7 - Frequenza percentuale dei clasti della stazione n. 6, suddivisi nelle classi granulometriche, in relazione a indice di sfericità (IS), indice di appiattimento (IA) e forme principali secondo SNEED & FOLK (1958). C = sferica; CP = sferico-appiattita; CB = sferico-lamellare; CE = sferico-allungata; P = appiattita; B = lamellare; E = allungata; VP = molto appiattita; VB = molto lamellare; VE = molto allungata.

Indici morfometrici	Classi granulometriche (mm)				
	16-32	32-64	64-128	128-256	> 256
IS					
0.2-0.3	0%	0%	0%	-	-
0.3-0.4	0%	0%	0%	-	-
0.4-0.5	0%	4%	0%	-	-
0.5-0.6	0%	15%	17%	-	-
0.6-0.7	25%	37%	50%	-	-
0.7-0.8	50%	37%	33%	-	-
0.8-0.9	25%	7%	0%	-	-
0.9-1.0	0%	0%	0%	-	-
IA					
0.0-0.3	0%	0%	0%	-	-
0.3-0.6	0%	0%	0%	-	-
0.6-0.9	0%	0%	0%	-	-
0.9-1.2	0%	0%	0%	-	-
1.2-1.5	62%	19%	33%	-	-
1.5-1.8	13%	48%	0%	-	-
1.8-2.1	25%	11%	17%	-	-
2.1-2.4	0%	11%	50%	-	-
2.4-2.7	0%	7%	0%	-	-
2.7-3.0	0%	4%	0%	-	-
3.0-3.3	0%	0%	0%	-	-
3.3-3.6	0%	0%	0%	-	-
3.6-3.9	0%	0%	0%	-	-
3.9-4.2	0%	0%	0%	-	-
4.2-4.5	0%	0%	0%	-	-
Forma					
C	0%	4%	0%	-	-
CP	0%	8%	17%	-	-
CB	50%	25%	32%	-	-
CE	25%	11%	0%	-	-
P	0%	22%	17%	-	-
B	25%	22%	17%	-	-
E	0%	8%	17%	-	-
VP	0%	0%	0%	-	-
VB	0%	0%	0%	-	-
VE	0%	0%	0%	-	-

resistenza all'usura, all'urto e alla rottura dei clasti, è molto importante anche l'attitudine a sfaldarsi secondo piani preesistenti. Riguardo il punto 2 bisogna tener conto sia degli agenti responsabili della frammentazione (disgregazione e usura) sia delle modalità idrodinamiche del trasporto ed infine del clima in cui è avvenuta l'elaborazione. L'appiattimento dei ciottoli calcarei, in particolare, può essere fortemente condizionato da quest'ultimo fattore.

Da una vasta casistica (CAILLEUX, 1945) risulta che l'indice di appiattimento è maggiore di 2.1 nelle ghiaie litorali e minore di 2.1 nelle ghiaie fluviali; il valore

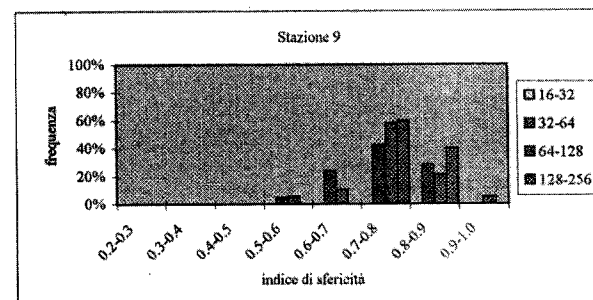
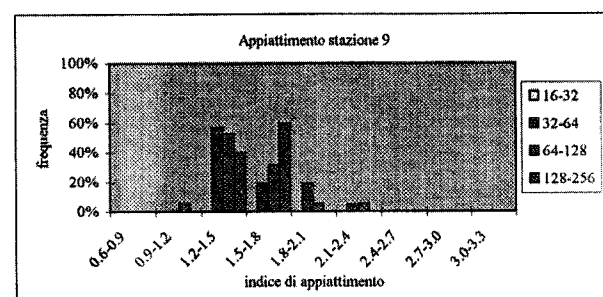
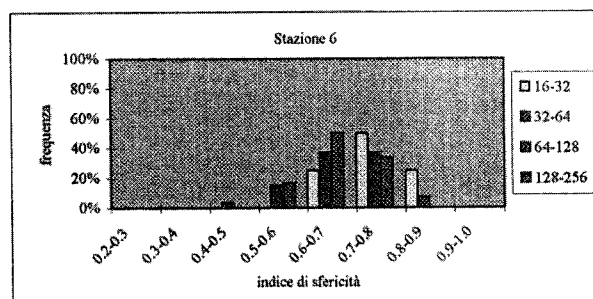
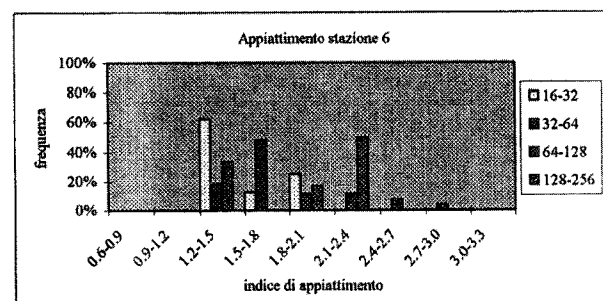
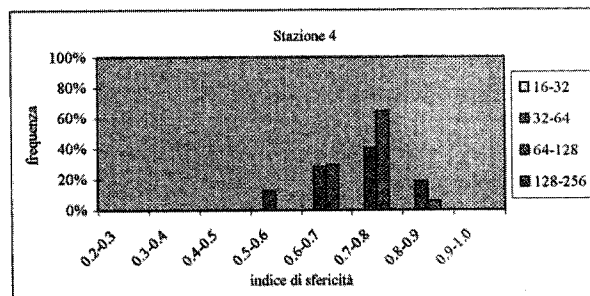
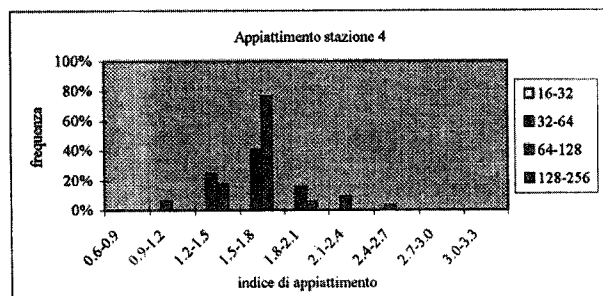
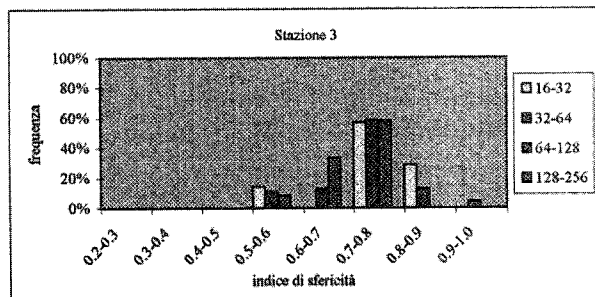
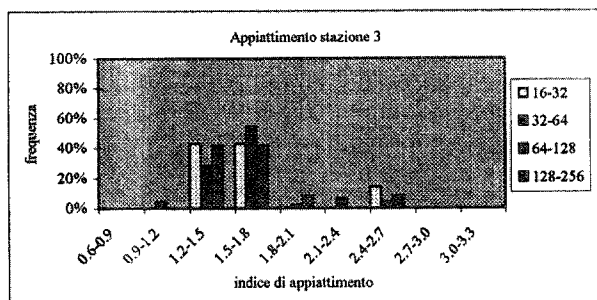


Fig. 17 - Istogrammi dell'indice di appiattimento per le stazioni di misura n. 3, 4, 6 e 9.

Fig. 18 - Istogrammi dell'indice di sfericità per le stazioni di misura n. 3, 4, 6 e 9.

Tab. 9 - Distribuzione dei clasti in relazione all'indice di appiattimento (IA) nelle stazioni n. 3, 4, 6 e 9.

IA	Stazione 3		Stazione 4		Stazione 5		Stazione 6	
< 2,1	58	89%	45	92%	32	78%	43	96%
> 2,1	7	11%	4	8%	9	22%	2	4%
Totale	65	100%	49	100%	41	100%	45	100%

OP negativo per i clasti appartenenti alle stazioni 6 e 9; a forme lamellari perfette per i clasti della stazione 3, il cui valore mediano dell' indice OP è zero. Inoltre se si osservano i valori dell'indice OP in relazione alle dimensioni dei clasti nelle quattro stazioni di misura si riscontra una diminuzione del valore mediano dell'indice OP con l'aumentare delle dimensioni dei clasti. La tendenza ad una forma più schiacciata per i clasti di maggiori dimensioni, già riscontrata con la valutazione della sfericità, è verosimilmente legata al tipo di frammenti

prodotti dalle rocce madri (calcari, calcari marnosi, calcareniti, arenarie, calcilutiti ecc., tutte stratificate), che nelle frazioni più grossolane hanno conservato la loro forma originaria, mentre la tendenza a forme *prolate* dei clasti più piccoli è dovuta alla loro elaborazione.

Forma. Per la determinazione della forma dei clasti dei campioni esaminati è stata adottata la classificazione di SNEED & FOLK (1958), che si avvale di un diagramma triangolare suddiviso in 10 campi corrispondenti ad altrettante forme la cui simbologia è la seguente: C = forma sferica; CP = forma sferico - appiattita; CB = forma sferico - lamellare; CE = forma sferico - allungata; P = forma appiattita o discoidale; B = forma lamellare; E = forma allungata; VP = forma molto appiattita; VB = forma molto lamellare; VE = forma molto allungata.

La ripartizione dei ciottoli secondo le forme è riportata nelle tabelle 5 - 8 ed è rappresentata graficamente nella figura 19 mediante il diagramma triangolare di SNEED & FOLK (1958). Tali grafici sono stati costruiti

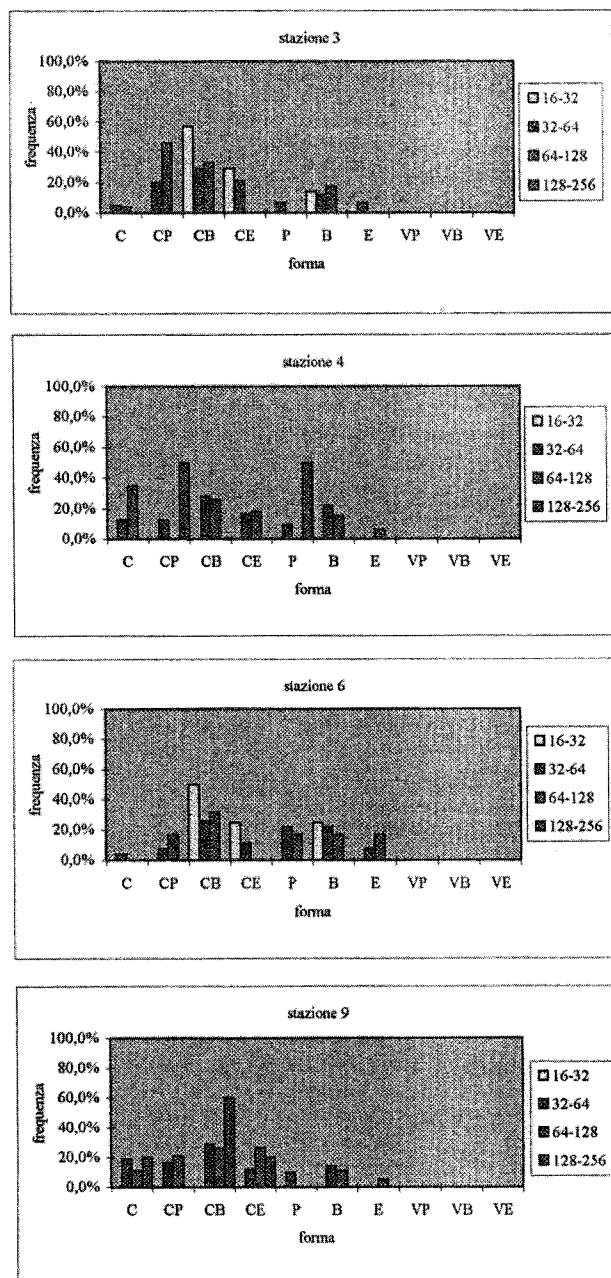


Fig. 20 - Distribuzione percentuale dei clasti rispetto alle forme per le stazioni di misura n. 3, 4, 6 e 9. C, sferica; CP, sferico-appiattita; CB, sferico-lamellare; CE, sferico-allungata; P, appiattita; B, lamellare; E, allungata; VP, molto appiattita; VB, molto lamellare; VE, molto allungata.

lamellari, sferico-allungate e lamellari caratterizzano i clasti con dimensioni comprese tra 16 e 32 mm e tra 32 e 64 mm, tra i quali si riscontra una certa percentuale di forme sferico-appiattite; tra i clasti più grandi prevalgono le forme sferico-lamellari, sferico-appiattite e sferiche (Fig. 21). Complessivamente i ciottoli esaminati sono arrotondati. Sono presenti rari ciottoli con spigoli vivi, che indicano rottura durante il trasporto, e ciottoli che presentano tipiche impronte concave originate da urti reciproci durante il trasporto.

In conclusione i clasti esaminati mostrano una prevalenza di forme sferoidali e *prolate*, indici di sfericità elevati e indice di appiattimento minore di 2.1. Secondo vari autori (CAILLEUX, 1945; SNEED & FOLK, 1958; DOBKINS & FOLK, 1970; DAL CIN, 1967) tali elementi

sono caratteristici di ghiaie connesse a trasporto fluviale. Inoltre la presenza di ciottoli rotti, scheggiati e con segni di percussione nonchè l'alto contenuto in clasti ghiaiosi confermano che il trasporto è avvenuto ad opera di flussi ad elevata concentrazione e energia. Gli istogrammi dell'indice di appiattimento relativi alla classe granulometrica 32-64 mm dei ciottoli esaminati, in prevalenza calcarei, sono parzialmente corrispondenti agli istogrammi degli ambienti fluvio-glaciale, fluviale in clima semiarido e temperato caldo di CAILLEUX & TRICART (1963) e agli istogrammi delle ghiaie calcaree del F. Piave elaborati da DAL CIN (1967; fig. 22). Infine i conglomerati studiati risultano tessitualmente immaturi.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Come evidenziato nel capitolo 2, la successione del Messiniano-Pliocene inferiore p.p. nell'area dello Stretto di Barba - Chianchetelle a sud di Benevento è composta dalla Formazione gessoso-solfifera cui segue, lungo una superficie di inconformità e/o di erosione, la successione terrigena della Unità di Tufo-Altavilla (Fig. 3). Il substrato della Formazione gessoso-solfifera è costituito dalle Argille Varicolori del Bacino lagonegrese-molisano (MOSTARDINI & MERLINI, 1986), come si può osservare in sinistra del T. Zeza (affluente di destra del F. Sabato) circa 4 km a E di Tufo. Questa situazione risulta anche dai dati del sottosuolo relativi ai lavori di coltivazione delle miniere di zolfo di Altavilla Irpina e dalla stratigrafia del pozzo Taurasi 1, perforato dall'AGIP (1989) circa 14 km ad est dell'area in esame e profondo circa 3500 m. Tale stratigrafia evidenzia che la successione Argille Varicolori-Formazione gessoso-solfifera è deformata in scaglie tettoniche che si ripetono in successione verticale tre volte.

Si può pertanto ritenere che la deposizione della Formazione gessoso-solfifera dell'area in esame sia avvenuta, durante la crisi di salinità che ha interessato l'area mediterranea nel Miocene superiore, in una parte della catena sudappenninica costituita essenzialmente dalle Argille Varicolori. Ciò è confermato dalla estensione di tale unità lungo le valli dei fiumi Calore e Sabato e nei dintorni di Benevento (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970). Inoltre le fasi di deformazione compressiva avvenute durante il Miocene (D'ARGENIO *et alii*, 1975; PATACCA & SCANDONE, 1989; PATACCA *et alii*, 1990) suggeriscono che il substrato delle Argille Varicolori fosse già strutturato in scaglie tettoniche sovrapposte con vergenza orientale. In tal modo si configurava durante il Miocene superiore un assetto strutturale di tipo *piggy-back* (ORI & FRIEND, 1984), che si sarebbe poi protratto anche durante il Pliocene con l'individuazione del bacino *piggy-back* di Benevento-Potenza (CHIOCCHINI *et alii*, 1992). Durante lo stesso periodo la catena appenninica era in parte emersa e quindi interessata da fenomeni di erosione, più o meno intensi, anche ad opera di corsi d'acqua embrionali.

C'è generale consenso nell'ammettere che, durante il Messiniano, si sia instaurato un regime continentale con sviluppo di un lago-mare, ovvero di una serie di laghi situati sul fondo di depressioni endoreiche e occupate da masse d'acqua a composizione anche diversa

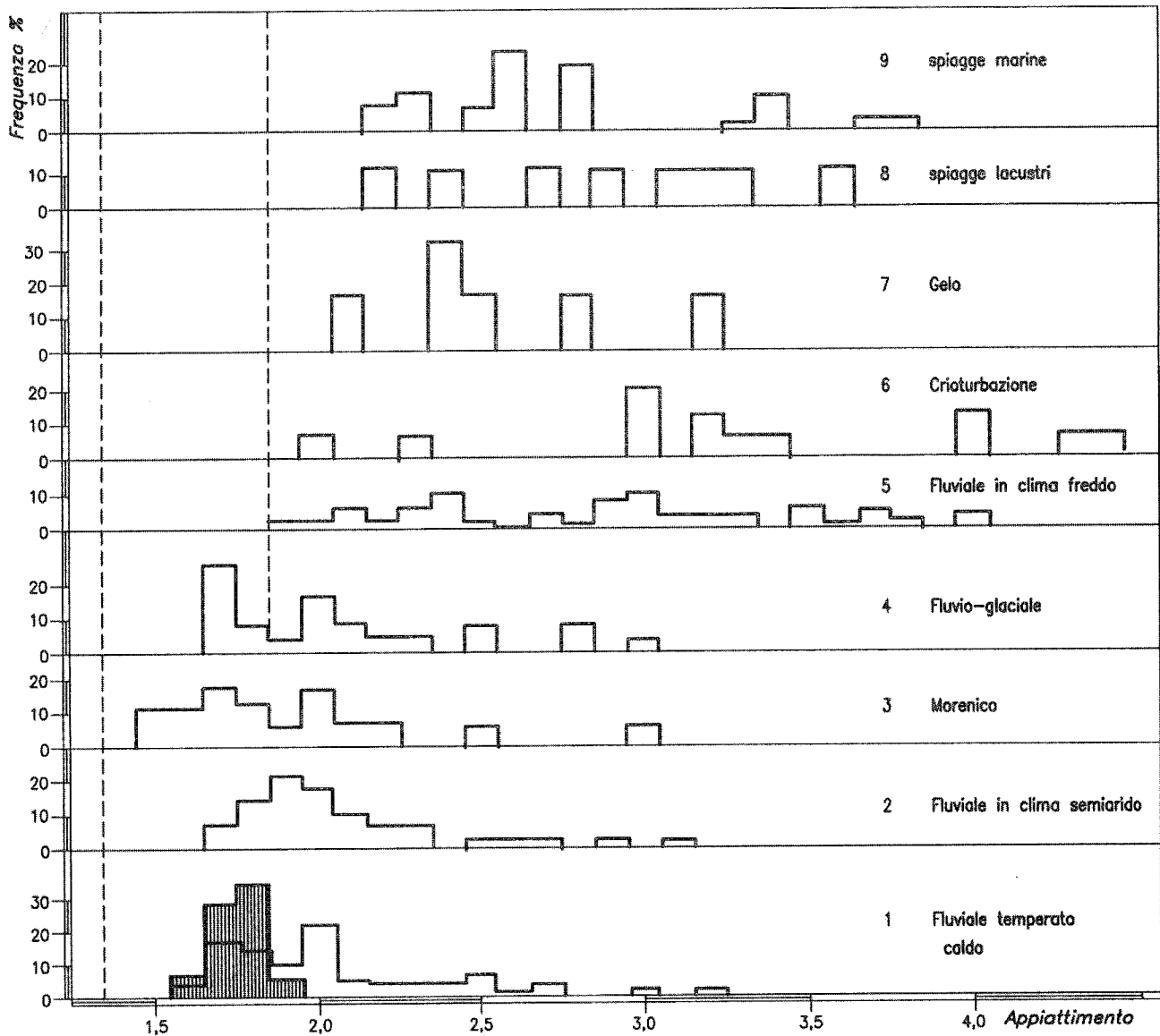


Fig. 22 - Variazione dell'indice di appiattimento in funzione dell'ambiente di elaborazione. Dati di CAILLEUX & TRICART (1963) (istogrammi in bianco) e DAL CIN (1967) (rigato verticale) riferiti a clasti calcarei con asse maggiore intorno a 50 mm (da SALVATI, 1979).

niano ed il Pliocene anche con fasi estensive (DI NOCERA *et alii*, 1976; TORRE *et alii*, 1988) nell'area in esame, che si è verificata la deposizione della successione terrigena dell'Unità di Tufo-Altavilla. In base ai dati morfometrici dei conglomerati risulta che le ghiaie hanno subito un'elaborazione fluviale, verosimilmente ad opera di corsi d'acqua impostati su una morfologia con pendii caratterizzati da elevati gradienti. Tali corsi d'acqua dovevano essere dotati di notevole energia e quindi capaci di trasportare ingenti quantità di ghiaie anche di grosse dimensioni mediante flussi ad elevata concentrazione. Un esempio attuale di tale situazione fisiografica può essere quello dei torrenti (noti come "fiumare") che incidono il massiccio dell'Aspromonte in Calabria meridionale e trasportano notevoli volumi di materiali grossolani depositandoli sulle coste del Mare Ionio e del Mare Tirreno (IETTO & VALLARIO, 1969). La totale assenza nei sedimenti ruditici in esame di strutture sedimentarie indicative di risedimentazione o di rimaneggiamento ad opera di onde e correnti; di fossili; di ciottoli con fori di litofagi; di intercalazioni di sedimenti marini o lacustri e, quindi, la mancanza di elementi e di

indizi di elaborazione ad opera di agenti attivi in ambiente marino o lacustre costituiscono argomenti sufficienti a ritenere che le ghiaie si siano depositate in ambiente subareo. Questa ipotesi è suffragata dai dati morfometrici dei conglomerati, che evidenziano elaborazione fluviale dei loro clasti. La embriatura dei clasti indica un andamento delle paleocorrenti prevalentemente verso sud-est e in minor misura verso nord-est, con dispersione a forma di ventaglio, come indicato anche dalla geometria dei megastrati dei conglomerati al tetto della successione dell'Unità di Tufo-Altavilla. Si può pertanto ritenere che il membro conglomeratico della suddetta unità abbia formato un accumulo di ghiaie riconducibile complessivamente ad una conoide alluvionale (Fig. 23).

Lo stato degli affioramenti non consente di ricostruire con esattezza la geometria complessiva di questo corpo ruditico. E' tuttavia possibile fornire una valutazione approssimativa delle sue dimensioni longitudinale e trasversale, tenuto conto del raccorciamento dovuto al piegamento; tali dimensioni risultano, rispettivamente, 2,3 km e 1,5 km, come larghezza massima. Inoltre la

BIBLIOGRAFIA

- ALBERTI A.U., BERGOMI C., CATENACCI V., CENTAMORE E., CESTARI G., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U., MANGANELLI V., MOLINARI PAGANELLI V., PANSERI CRESCENZI C., SALVATI L. & TILIA ZUCCARIA A. (1975) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 389 "Anagni"*. Serv. Geol. d'It., pp. 42.
- BERGOMI C., MANFREDINI M. & MARTELLI G. (1975) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 173 "Benevento"*. Serv. Geol. d'It., pp. 166.
- BONARDI G., D'ARGENIO B., DI NOCERA S., MARSELLA E., PAPPONE G., PERRONE V., PESCATORE T.S., SENATORE M.R., SGROSSO I., CLARANFI N., PIERI P. & RICCHETTI G. (1988) - *Carta Geologica dell'Appennino meridionale*. 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento.
- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) - *Rocce e successioni sedimentarie*, pp. 395, U.T.E.T., Torino.
- BRUGNER W., JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1956) - *Appunti sul rilevamento geologico del II quadrante del F° 173 "Benevento"*. Boll. Serv. Geol. d'It., **78** (3), 371-378.
- CAILLEUX A. (1945) - *Distinction des galetes marins et fluviales*. Bull. Soc. Geol. Fr., ser. 5, **15**, 375-404.
- CAILLEUX A. & TRICART J. (1963) - *Initiation a l'étude des sables et des galets*. Centre de documentation universitaire, Paris, Tome I, II, III.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., LEONELLI M., MICARELLI A., PESARESI A., POTETTI M., TADDEI L. & VENANZINI D. (1980) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 8) Il bacino della Laga tra il F. Fiastrone-T. Fluvione*. Studi Geol. Camerti, **6**, 81-133.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., GIARDINI G., MARCHETTI M., MICARELLI A., PONTONI F. & POTETTI M. (1981) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 9) Il bacino della Laga tra il F. Potenza ed il F. Fiastrone*. Studi Geol. Camerti, **7**, 17-79.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., MICARELLI A. & POTETTI M. (1983) - *I depositi terrigeni neogenico-quaternari affioranti tra il F. Potenza ed il F. Tronto*. Riunione del Gruppo di Sedimentologia del CNR. Camerino - S. Benedetto del Tronto 26-29 Settembre 1983. Studi Geol. Camerti, pp. 36.
- CANUTI P., PRANZINI G., SESTINI G. (1966) - *Provenienza ed ambiente di sedimentazione dei ciottolami del Pliocene di S. Casciano (Firenze)*. Mem. Soc. Geol. It., **5** (4), 304-364.
- CARRARA C. & SERVA L. (1982) - *I ciottoli contenuti nei flysch cretaco-paleogenici e miocenici e nei depositi post-tortoniani dell'Appennino meridionale. Loro significato paleotettonico*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 441-496.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U. & MORETTI A. (1971 a) - *Geologia della zona tra Acerenza e Avigliano*. Studi Geol. Camerti, **1**, 97-122.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., JACOBACCI A., LANARI G. & SANTAGATI G. (1971 b) - *Geologia della zona nord-occidentale del Foglio 187 "Melfi"*. Boll. Serv. Geol. It., **91**, 113-148.
- CENTAMORE E., CATENACCI V., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U., JACOBACCI A., MARTELLI G., MICARELLI A. & VALLETTA M. (1975) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 291 "Pergola"*. Serv. Geol. d'It., pp. 40.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., RICCI LUCCHI F. & SALVATI L. (1976) - *La sedimentazione clastica del Miocene medio-superiore nel bacino marchigiano interno tra il T. Tarugo ed Acervia*. Studi Geol. Camerti, **2**, 73-106.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U., DRAMIS F., GIARDINI G., JACOBACCI A., MARTELLI G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1979) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 301 "Fabriano"*. Serv. Geol. d'It.: pp. 51.
- CHIOCCHINI F. (1996) - *Analisi di facies ed interpretazione paleoambientale della successione terrigena miopliocenica affiorante nell'area compresa tra Blera e il F. Mignone (provincia di Viterbo, Lazio nord-occidentale)*. Tesi di laurea sperimentale in sedimentologia, Università di Roma "La Sapienza", pp. 111.
- CHIOCCHINI U. (1969) - *Flysch oligo-miocenico e sedimenti piocenicici tra S. Angelo dei Lombardi e Luogosano*. Boll. Serv. Geol. It., **90**, 3-37.
- CHIOCCHINI U., MORETTI A., SACCHI L., SCALISE A.R. & VALLETTA M. (1992) - *Ricerche geologiche e geomorfologiche nell'area tra i fiumi Ufita e Miscano (Appennino Campano - Bacino piocenicico di Ariano Irpino)* - ITALIA. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **42**, 149-178.
- CIAMPO G., SGROSSO I. & RUGGIERO TADDEI E. (1986) - *Il limite Miocene-Pliocene nella sezione di Torrente Braneta (Irpinia)*. Boll. Soc. Geol. Ital., **105**, 35-40.
- CITA M. B. & CORSELLI C. (1993) - *Messiniano: vent'anni dopo*. Mem. Soc. Geol. It., **49**, 145-164.
- COCCO E., GRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T., RUSSO M., TORRE M. & COPPOLA L. (1974) - *Le unità irpine nell'area a nord di Monte Marzano, Appennino Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **13** (4), 607 - 654.
- COLALONGO M. L., PASINI G. & CAROBENE L. (1973) - *Su alcune sezioni neogeniche presso la costa tirrenica tra Salerno e Livorno*. Gior. Geol., (2) **39**, (I), 101-113, Bologna.
- DAL CIN R. (1967) - *Le ghiaie del Piave: morfometria, granulometria, disposizione e natura dei ciottoli*. Mem. Museo Trid. Sc. Nat., **16**, (3).
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) - *Structural pattern of the Campania - Lucania Appennines. Structural Model of Italy*. CNR, 313-327.
- DE CASTRO COPPA M.G., MONCHARMONT ZEI M., PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1969) - *Depositii miocenici e piocenicici ad est del Partenio e del Taburno (Campania)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. in Catania, s. 7, **1**, 479-512.
- DEVOTO G. (1967) - *Note geologiche sul settore centrale dei monti Simbruini ed Ernici (Lazio nord-occidentale)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **76**, 1-112.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F. & TORRE M. (1976) - *Fase tettonica messiniana nell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **84**, 1-17.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F., TORRE M. & RUSSO B. (1981) - *Evoluzione sedimentaria e cenni di paleogeografia del Tortoniano-Messiniano dell'Irpinia occidentale*. Boll. Soc. Natur. In Napoli, **90**, 131-166.
- DOBKINS J. & FOLK R. L. (1970) - *Pebble Shape Development on Tahiti Nui. (abs.)* Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **52**, 525.
- FARABEGOLI E. & RICCI LUCCHI F. (1973) - *Studio sedimentologico di alcuni conglomerati messiniani dell'avanfossa padano-appenninica (Appennino Pesarese)*. Atti Soc. Nat. di Modena, **104**, 193-238.
- FRASER G.S. & DE CELLES P.G. (1992) - *Geomorphic control on sediment accumulation at margins of foreland basins*. Basin Research, **4**, 233 - 252.
- GALLOWAY W. E. & HOBDAV D. K. (1996) - *Terrigenous clastic depositional systems*. Springer, 2nd edition, 489 pp.
- HARMS J. C., SOUTHARD J. B. & WALKER R. G. (1982) - *Structures and sequences in clastic rocks*. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Lecture Notes for Short Course n°. 9.
- HOWARD J. L. (1993) - *The statistics of counting clasts in rudites: a review, with examples from the upper Palaeogene of southern California, USA*. Sedimentology, **40**, 157 - 174.