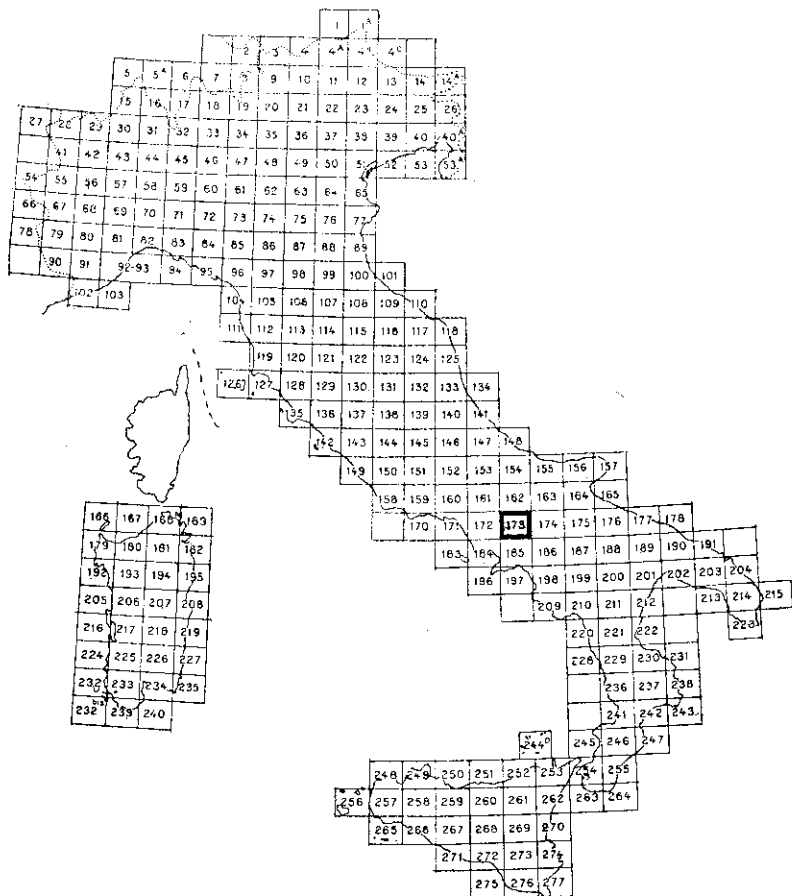


CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



QUADRO D'UNIONE DEI FOGLI AL 100.000



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

NOTE ILLUSTRATIVE

della

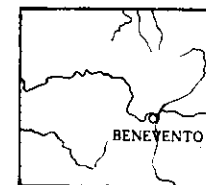
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1:100.000

FOGLIO 173

BENEVENTO

C. BERGOMI, M. MANFREDINI, G. MARTELLI



SPOLETO

ARTI GRAFICHE PANETTO & PETRELLI

1975



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



NOTE ILLUSTRATIVE

della

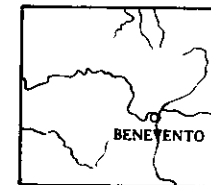
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1:100.000

FOGLIO 173

BENEVENTO

C. BERGOMI, M. MANFREDINI, G. MARTELLI



SPOLETO

ARTI GRAFICHE PANETTO & PETRELLI

1975

SOMMARIO

I - INTRODUZIONE	Pag.	11
II - CENNO STORICO	»	15
III - ESAME GEOLOGICO D'INSIEME	»	21
IV - STRATIGRAFIA	»	23
DEPOSITI MESOZOICI E CENOZOICI DEL III E IV QUADRANTE		
	»	23
1) <i>Facies abruzzese (Triassico superiore ? - Cretacico superiore)</i>		
	»	23
Lias inferiore p.p. - Triassico superiore (?) G¹-T⁶		
	»	23
Lias superiore p.p. - Lias inferiore p.p. G⁵⁻¹		
	»	25
Neocomiano p.p. - Lias superiore p.p. C¹-G⁵		
	»	27
<i>Cretacico</i>		
	»	32
Cenomaniano p.p. - Neocomiano p.p. C⁵⁻¹		
	»	34
Cenomaniano p.p. - Albiano p.p. Bx		
	»	36
Aptiano p.p. - Neocomiano p.p. C⁴⁻¹		
	»	37
Cenomaniano p.p. - Aptiano p.p. C⁶⁻⁴		
	»	40

Cenomaniano p.p. - Aptiano p.p. C⁶⁻⁴_{br} . . .	Pag. 42
Senoniano - Cenomaniano p.p. C¹⁰⁻⁶ . . .	» 44
Brecce Br . . .	» 48
2) <i>Facies molisana prossimale (Cretacico medio - Miocene inferiore)</i> . . .	» 51
Santoniano - Albiano C⁹⁻⁵ . . .	» 52
Paleocene - Campaniano PC-C¹⁰_{cg} ; PC-C¹⁰ . . .	» 52
Oligocene (?) - Eocene p.p. E ; E_c . . .	» 54
Aquitano - Oligocene p.p. av ; av_s . . .	» 55
3) <i>Facies molisana distale (Cretacico medio ? - Miocene inferiore)</i> . . .	» 57
4) <i>Miocene:</i> . . .	» 59
a) <i>Facies abruzzese</i> . . .	» 62
« Calcari a litotamni e briozoi » e « Calcari marnosi ad <i>Orbulina</i> » M³⁻²_c . . .	» 62
Complesso argilloso-arenaceo (M_s) . . .	» 65
b) <i>Facies molisana distale</i> . . .	» 66
Brecce e calcareniti M_b . . .	» 66
Quarzoareniti [M_s] . . .	» 68
Arenarie quarzose M³⁻²_a . . .	» 69
Unità arenaceo-pelitica M_s . . .	» 71
Alternanze marnoso-arenacee M⁴⁻²_{ma} . . .	» 72
Argilloscisti policromi, calcari cristallini, quarzoareniti (M_b) . . .	» 74
Olistoliti . . .	» 76

DEPOSITI CENOZOICI DEL I E II QUADRANTE . . .	Pag. 77
<i>Miocene</i> . . .	» 77
Argille e marne siltose varicolori M⁴⁻¹ ; lenti di gesso M⁴_g . . .	» 77
Sabbie ed arenarie M_s . . .	» 81
Brecce, calcareniti, marne ed argille policrome M_b . . .	» 82
« Molasse », arenarie, ecc. M⁵_s ; lenti di gesso M⁵_g ; puddinghe poligeniche M⁵_{cg} . . .	» 85
<i>Pliocene</i> . . .	» 87
Argille P_{ag} . . .	» 87
Sabbie ed arenarie P_s . . .	» 88
Puddinghe poligeniche P_{cg} . . .	» 89
DEPOSITI QUATERNARI . . .	» 90
Conglomerato a cemento calcitico rosso q . . .	» 90
Brecce cementate ed arrossate antiche (<i>Mindel?</i>) br . . .	» 90
Depositi fluviali antichi (<i>Riss</i>) f¹ . . .	» 92
Ciottolame poligenico di origine fluvio-lacustre fl¹ . . .	» 94
Depositi alluvionali e di falda (<i>Würm I-II?</i>) f² . . .	» 95
Alluvioni sabbioso-ghiaiose, terrazzate (<i>Würm II?</i>) f³ . . .	» 97
Travertino tr . . .	» 98
« Tufo grigio campano » ti . . .	» 98
« Tufo giallo litoide » tg . . .	» 100
Depositi piroclastici stratificati ts . . .	» 101
Alluvioni recenti e attuali f⁴ . . .	» 103
Depositi fluviali e lacustri della Valle Caudina fl² . . .	» 104
Detrito sciolto recente dt ; tufi terrosi di alterazione at . . .	» 105

V - TETTONICA	Pag. 107	Travertino	Pag. 140
SCHEMA STRUTTURALE ED EVOLUZIONE TETTONICA (III E IV QUADRANTE)	» 107	Argille per laterizi	» 141
TETTOGENESI	» 109	Sabbie	» 141
<i>Regione di facies abruzzese</i>	» 109	Ghiaie	» 142
1° ciclo tettonico (Triassico-Cretacico superiore)	» 109	« Tufo giallo litoide » e « tufo grigio campano »	» 142
2° ciclo tettonico (Miocene medio-superiore)	» 114	Pozzolane	» 143
<i>Regione di « facies molisana prossimale »</i>	» 115	— RISORSE MINERARIE	» 144
<i>Regione di « facies molisana distale »</i>	» 116	Bauxite	» 144
1° ciclo tettonico (Giurassico inferiore ? - Mio- cene medio)	» 116	Lignite	» 144
2° ciclo tettonico (Miocene superiore - Pliocene)	» 118	Scisti bituminosi	» 145
OROGENESI	» 119	Zolfo	» 145
SCHEMA STRUTTURALE ED EVOLUZIONE TETTONICA (I E II QUADRANTE)	» 120	Gesso	» 146
VI - IDROGRAFIA E MORFOLOGIA	» 125	— IDROGEOLOGIA	» 146
IDROGRAFIA	» 125	a) <i>Area di facies abruzzese</i>	» 146
MORFOLOGIA	» 127	Sorgenti di Telesse	» 147
VII - GEOLOGIA APPLICATA	» 137	Sorgenti di Fizzo	» 150
— MATERIALI DA COSTRUZIONE	» 137	Idrogeologia del Camposauro	» 152
Marmi di Vitulano	» 137	Idrogeologia dei M.ti di S. Agata dei Goti e di Cervinara	» 153
Pietra da taglio	» 139	Sorgenti di detrito	» 154
Pietrisco stradale e pezzame per muratura	» 140	b) <i>Area di « facies molisana prossimale »</i>	» 155
		c) <i>Area di « facies molisana distale »</i>	» 156
		VIII - BIBLIOGRAFIA	» 157
		IX - ERRATA CORRIGE DEL FOGLIO GEOLOGICO	» 166

I — INTRODUZIONE

Il rilevamento geologico per la prima edizione del F° 173 BENEVENTO è stato iniziato nel 1954; in quell'anno, infatti, M. MANFREDINI e F. SCARSELLA, dietro richiesta della Cassa per il Mezzogiorno, elaborano la cartografia al 25.000 della parte orientale del Massiccio del Matese (comprendente le tavolette IV NE e IV NO del F° 173) per lo studio della galleria di valico dell'acquedotto campano.

Nell'anno successivo il rilevamento si estende a tutto il foglio: A. JACOBACCI e G. MARTELLI si occupano delle formazioni terrigene del I e II quadrante, A. MALATESTA della serie carbonatica e delle formazioni quaternarie comprese nel III quadrante e nelle tavolette meridionali del IV.

Questo primo abbozzo di rilevamento, eseguito sulle tavolette ricavate dall'ingrandimento della base topografica al 50.000 del 1873, viene rielaborato dagli stessi Autori, nel 1959, sulla nuova base topografica al 25.000; contemporaneamente M. MANFREDINI riprende il rilevamento delle tavolette IV NO e IV NE, che viene portato a termine negli anni successivi (1959-1962) con la collaborazione di V. CATENACCI, G. CESTARI, L. PANNUZI e N. ZATTINI.

Nel 1967-1968, in previsione della stampa del foglio, si ritiene opportuno riordinare una parte della cartografia geologica adattandola a criteri litostratigrafici e formazionali. A tale scopo G. MARTELLI conduce la revisione del I e II quadrante; C. BERGOMI e M. VALLETTA quella del III quadrante e delle tavolette meridionali del IV, rispettivamente per le aree ad occidente e ad oriente del gruppo montuoso Taburno-Campsauro. C. BERGOMI, nei limiti di tempo imposti dai programmi editoriali

del Servizio, rileva inoltre ex novo le formazioni mesozoiche che ricadono in queste aree; il rilevamento precedente appariva infatti del tutto superato a causa dei recenti studi litobiostratigrafici sui depositi di facies abruzzese.

Le analisi micropaleontologiche sono state eseguite presso il laboratorio del Servizio Geologico da: T. LIPPARINI (1955-1957), G. RASTELLI e A. TILIA ZUCCARI (1967-1968) per la campionatura del I e II quadrante; S.ZANFRÀ (1961-1963) per quella delle tavolette settentrionali del IV quadrante; V. MOLINARI e M. RUSCELLI (1967-1968) per le formazioni del III quadrante e delle tavolette meridionali del IV.

Di particolare impegno è stata l'opera svolta da A. TILIA ZUCCARI (1968) nell'esame biostratigrafico conclusivo delle formazioni del Miocene superiore e del Pliocene, al fine di individuare i quasi sempre difficili passaggi stratigrafici, e da M. CHIOCCHINI nel coordinare i dati sui termini della serie carbonatica.

Il rilevamento per la prima edizione del foglio BENEVENTO, attuato purtroppo in modo parzialmente discontinuo e senza collegamento diretto tra i rilevatori del I e II quadrante e quelli del III e IV a causa dello sfasamento nei tempi di esecuzione, è stato eseguito basandosi su ipotesi ed interpretazioni geologiche parzialmente diverse, derivanti dalla quasi assoluta mancanza, all'epoca del rilevamento, di conoscenze geologiche generali e di dati biostratigrafici precisi su quasi tutto l'Appennino meridionale. I successivi studi e le discussioni critiche fra i geologi rilevatori, hanno in parte attenuato le profonde divergenze iniziali, delle quali però, per forza di cose, resta ancora una traccia evidente nel foglio geologico.

Nella stesura delle presenti Note Illustrative gli Autori hanno ritenuto opportuno non eliminare queste divergenze con un tentativo di coordinamento forzato ed artificioso, e quindi scientificamente poco costruttivo, ed hanno preferito mantenere distinta la descrizione della stratigrafia e della tettonica del I e II quadrante, a cura di G. MARTELLI, da quella del III e IV quadrante, a cura di C. BERGOMI e M. MANFREDINI,

accennando brevemente, quando è apparso necessario, alle diverse interpretazioni di alcuni problemi di interesse comune. Questa soluzione è stata possibile in quanto, in linea di massima, le formazioni geologiche affioranti nel I e II quadrante non compaiono nel III e IV.

I capitoli riguardanti la morfologia, l'idrogeologia e la geologia applicata, per i quali l'interpretazione dei problemi stratigrafici e tettonici ha minore influenza, sono stati invece compilati collegando in un tutto unico le parti di competenza di ciascun Autore¹.

¹ Le formazioni affioranti nelle tavolette settentrionali del IV quadrante del F° 173 BENEVENTO e nelle tavolette del III quadrante del F° 162 CAMPOBASSO costituiscono un'unica unità stratigrafico-tettonica. Alcuni paragrafi (stratigrafia della « facies molisana prossimale », evoluzione tettonica) delle Note Illustrative di questi due fogli risultano parzialmente uguali in quanto preparate in vista della compilazione di un unico fascicolo di Note Illustrative.

II — GENNO STORICO

Alla data d'inizio del rilevamento (1954-55), le pubblicazioni riguardanti la geologia del F° 173 BENEVENTO erano in numero molto limitato. Trascurando i lavori di interesse unicamente storico, si possono ricordare le note di SCACCHI (1842-1890) sui « vulcani fluoriferi » della Campania, di CASSETTI (1893-1913) sulla geologia del massiccio del Matese, di ZACCAGNA (1890) sui « marmi di Vitulano », di MINUCCI (1933) sul mare pliocenico della Campania e di RITTMANN (1952) sulla tettonica del Miocene nella zona tra Avellino e Benevento.

A partire dal 1950, e specialmente nel corso dell'ultimo decennio, alle ricerche petrolifere e all'attività di rilevamento del F° 173 e dei fogli limitrofi ha fatto seguito la pubblicazione di vari lavori modernamente impostati che portano un notevole contributo alla conoscenza della zona.

Nella seguente breve esposizione della letteratura geologica più recente relativa al F° 173 BENEVENTO, le varie pubblicazioni sono di massima ordinate secondo le aree geologicamente diverse individuate nel foglio, indicate in legenda come « facies abruzzese », « facies di transizione » e « facies di flysch ».

Fondamentali per la conoscenza della biostratigrafia della serie carbonatica di facies abruzzese sono le ricerche di SARTONI & CRESCENTI (1959, 1962), che distinguono 11 unità biostratigrafiche nell'intervallo Triassico superiore-Cretacico superiore. Nella pubblicazione del 1962 sono accuratamente esaminate anche numerose serie campionate nel F° 173 BENEVENTO: 4 nel Matese (M. Erbano, M. Cigno, M. Monaco di Gioia, La Pizzuta) ed 1 nel Camposauro.

La serie di M. Monaco di Gioia è descritta per la prima volta in modo sommario, e unicamente da un punto di vista litostratigrafico, da SCARSELLA & MANFREDINI (1954); successivamente CATENACCI, DE CASTRO & SGROSSO (1963) ne illustrano particolareggiatamente i caratteri litobiostratigrafici, definendo diversi complessi guida, riconoscibili sul terreno e di ampia distribuzione areale.

Nel 1967 D'ARGENIO, dopo alcuni lavori di carattere preliminare e parziale (D'ARGENIO 1962, 1963, 1964, 1966), pubblica una voluminosa ed importante monografia sul gruppo Taburno-Camposauro. L'Autore riconosce nel Taburno una successione stratigrafica continua dall'Infralias al Malm, mentre nel Camposauro alla serie continua Lias inferiore p.p. - Cretacico inferiore fa seguire due lacune stratigrafiche (Cenomaniano e Senoniano superiore) e due successive trasgressioni (Turoniano-Senoniano e Maastrichtiano). Il Miocene basale, con facies diverse di età compresa tra il Langhiano superiore e il Serravalliano, trasgredisce generalmente in concordanza sulle formazioni cretache. Sedimenti terrigeni, attribuiti dubitativamente al Miocene medio, sono ritenuti sovrastanti e/o parzialmente eteropici del Miocene basale; coltri alloctone di Argille varicolori sono sovrapposte ai terreni miocenici. Le formazioni carbonatiche sono interessate da faglie dirette, prevalentemente orientate secondo meridiani e paralleli, faglie inverse, orientate quasi esclusivamente secondo i paralleli, e faglie trascorrenti, a direzione meridiana. Infine, l'Autore ritiene il Camposauro completamente sovrascorso sul Taburno ed i massicci del Matese (fogli Isernia, Camobasso, Benevento) e del M. Maggiore (F° 172 Caserta) spostati verso N, rispetto al Taburno-Camposauro, da faglie trascorrenti meridiane. L'ampia bibliografia che conclude il volume costituisce un importante contributo alla conoscenza storica di questo gruppo montuoso.

Sul bordo orientale del Matese affiorano i depositi detritico-selciosi della « *facies di transizione* ».

Questi depositi sono stati oggetto di una prima interpretazione di carattere regionale da parte di SCARSELLA (1956) e locale, per il Matese orientale, da parte di MANFREDINI (1958). Gli Autori, nel tentativo di

chiarire i rapporti fra la serie mesozoica dei massicci carbonatici e le circostanti formazioni prevalentemente detritiche e terrigene considerate autoctone, attribuiscono queste ultime all'intervallo stratigrafico Cretacico superiore-Miocene inferiore, corrispondente circa alla lacuna esistente nella serie carbonatica a letto del Miocene calcarenitico.

SELLI (1957, 1962), in un ampio quadro della geologia dell'Italia meridionale, individua nel Molise-Sannio una « *avanfossa* » di età miocenica compresa fra una catena sudappenninica carbonatica paleoautoctona ad O ed un avampaese apulo-garganico ad E. L'avanfossa è colmata da cinque coltri di scivolamento gravitativo di provenienza tirrenica (coltri molisana, sannitica, silentina-lagonegrese-nordcalabrese, lucana, rosanese). In particolare, l'Autore considera i depositi terrigeni del foglio BENEVENTO, affioranti ad oriente della piattaforma carbonatica di facies abruzzese, come appartenenti alla coltre sannitica, costituita da terreni caotici con zolle delle formazioni « S. Croce » (prevalentemente calciruditica, in parte langhiana) e « S. Giorgio » (arenaceo-marnosa, di età langhiana-infratorntoniana); attribuisce invece al Miocene basale, trasgressivo sulle formazioni mesozoiche, un complesso calcarenitico-selcifero-marnoso (« *formazione di Montagnola* ») affiorante nell'area di Macchiagodena, Frosolone, Civitanova, Miranda, sul bordo settentrionale del Matese carbonatico (F° 161 Isernia).

In contrasto con quest'ultima interpretazione, SIGNORINI & DEVOTO (1962) individuano nella formazione di « *Montagnola* », considerata autoctona, una sedimentazione continua dal Cretacico superiore al Tortoniano. Contemporaneamente e successivamente PESCATORE (1961, 1962 a, 1962 b) e MANFREDINI (1963, 1964) documentano l'esistenza di una facies detritico-selciosa autoctona, parzialmente eteropica della facies abruzzese, sul bordo orientale del massiccio carbonatico mesozoico del Matese; le successioni stratigrafiche esaminate vanno dall'Aptiano a tutto l'Eocene per PESCATORE e dall'Aptiano al Langhiano basale per MANFREDINI. Questo ultimo Autore, inoltre, definisce l'area antistante l'Appennino calcareo meridionale come una miogeosinclinale (Depressione molisano-sannitica), di età mesocretacica-altomiocenica, colmata in massima parte da sedimenti autoctoni provenienti dall'erosione di un avampaese cristallino in posi-

zione adriatica. PESCATORE (1965) ammette una tettonica liassica precedente la formazione della depressione e considera le Argille varicolori della depressione stessa come di origine alloctona, per colata gravitativa di provenienza tirrenica.

Le formazioni terrigene della Depressione molisano-sannitica sono indicate come « facies di flysch » nella legenda del foglio geologico e nella parte di Note Illustrative riguardanti il I e II quadrante e come « facies molisana distale » nella parte relativa al III e IV quadrante.

Da alcuni colleghi del Servizio Geologico, che hanno contribuito anche agli studi iniziali nel F° BENEVENTO (BRÜGNER, JACOBACCI & MARTELLI, 1956; JACOBACCI & MARTELLI, 1958 a; 1958 b; JACOBACCI, MARTELLI & PERNO, 1959; JACOBACCI, 1963; 1966), sono state riferite numerose osservazioni sulla giacitura e sui rapporti laterali intercorrenti tra le diverse facies terrigene affioranti nel F° 173 e nei fogli limitrofi. I depositi terrigeni, appartenenti ad un ciclo di sedimentazione postorogonico di età miocenica, si sarebbero depositi nella fossa esterna appenninica formatasi dopo l'inizio della trasgressione miocenica. La presenza in essi di olistoliti, con o senza il corredo di olistostromi, fa sospettare che anche gli elementi paleontologici di età cretacea e paleogenica (rudiste, nummuliti, alveoline, ecc.) distribuiti nei sedimenti normali abbiano lo stesso significato di quelli ritrovati in depositi gradati per risedimentazione da torbida, talora associati anche a forme di età miocenica. Le Argille varicolori vengono considerate, per la maggior parte dei casi, come un sedimento normale del quale è possibile seguire il progressivo passaggio litologico dai depositi che ne inglobano lenti più o meno estese. Esse mostrano localmente gli effetti di accidenti meccanici che fanno pensare ad un loro assetto per cause tettoniche o sedimentarie in zone di rapido accumulo.

In un quadro più generale (JACOBACCI, 1962) viene analizzato il processo di formazione della fossa miocenica — compresa tra la regione di Benevento ed i monti della Daunia — seguita, più ad oriente, dalla fossa pliocenica evolutasi tra i monti della Daunia ed il Gargano. L'evoluzione di queste due distinte fosse ha fatto sì che nei dintorni di Bene-

vento il ciclo di sedimentazione terrigena si chiudesse nel Pliocene inferiore, mentre più ad oriente i depositi del Pliocene medio-superiore si sarebbero sedimentati in discordanza o sui depositi miocenici o sullo stesso Pliocene inferiore.

Dopo la stampa del F° 173 BENEVENTO due pubblicazioni di carattere generale, ma interessanti direttamente le formazioni terrigene mioceniche del foglio, hanno portato il loro contributo allo studio dei problemi geologici della regione.

DE CASTRO COPPA, MONCHARMONT ZEI, PESCATORE, SGROSSO & TORRE (1969) distinguono tre cicli di sedimentazione nelle formazioni neogeniche affioranti nell'area antistante il Taburno (F° BENEVENTO) ed il Partenio (F° SALERNO): Langhiano-Tortoniano, Messiniano-Pliocene inferiore, Pliocene medio. Il primo ciclo, sovrapposto stratigraficamente ai depositi carbonatici mesozoici di facies abruzzese, è troncato superiormente dalla coltre delle Argille varicolori di provenienza tirrenica; i sedimenti ruditici che compaiono nella parte alta del secondo ciclo testimoniano l'inizio del sollevamento dei massicci calcarei; i depositi del Pliocene medio sono in trasgressione discordante sui terreni precedenti.

PESCATORE, SGROSSO & TORRE (1970) individuano un flysch, attribuito al Langhiano medio-Tortoniano inferiore (« flysch di Castelvetero »), antistante e sovrapposto in trasgressione discordante sulle formazioni carbonatiche mesozoiche (trasgressione sinorogenetica) dal Matese orientale (F° 173 BENEVENTO) ai Monti della Maddalena (F° 199 POTENZA). Questo settore dell'Appennino calcareo meridionale (piattaforma interna) durante il Langhiano avrebbe subito una traslazione dalla sua posizione originaria tirrenica, scivolando nel bacino a sedimentazione terrigena.

Nel quadro del rilevamento dei depositi pliocenici e quaternari, MALATESTA (1958, 1959) determina diverse forme di molluschi rinvenuti nelle arenarie plioceniche di Castelpoto ed esprime alcune interessanti considerazioni morfologiche e cronologiche sui depositi quaternari affioranti a N e a S del gruppo montuoso del Taburno-Camposauro.

Nel campo della geologia applicata, infine, si possono ricordare gli studi di CRESCENTI & VIGHI (1970) sui giacimenti di bauxite del Matese; di NICOTERA (1953) su alcune sorgenti dell'area di « facies molisana prossimale » e delle facies detritiche quaternarie circostanti i massicci calcarei; di CIVITA (1970) sulla valutazione analitica delle riserve idriche sotterranee del Matese; di CIVITA, DE MASI, DE RISO & VALLARIO (1970) sulle falde idriche della media valle dell'Isclero e della bassa valle del Calore; di CIVITA, DE RISO, VALLARIO & DE MASI (1971) sull'idrogeologia del Taburno-Camposauro.

III — ESAME GEOLOGICO D'INSIEME

Nel F° 173 BENEVENTO è possibile distinguere tre aree, a caratteristiche geologiche diverse, indicate in legenda come « facies abruzzese », « facies di transizione » e « facies di flysch ».

I depositi di « facies abruzzese », affioranti nella metà occidentale del foglio, fanno parte del bordo esterno dell'Appennino meridionale carbonatico mesozoico e costituiscono a N il versante sud-orientale del Matese, al centro i massicci del Camposauro e del Taburno e a S il versante settentrionale della catena del Partenio (M.ti di S. Agata dei Goti e M.ti di Cervinara).

La « facies di flysch » occupa la parte centrale ed orientale del foglio ed è rappresentata dai depositi prevalentemente terrigeni della Depressione molisano-sannitica ricoperti, verso S, dai sedimenti del piccolo bacino pliocenico di Benevento.

La « facies di transizione », costituita da depositi detritico-selciosi, si trova interposta tra le due aree precedenti, al margine centro-settentrionale del foglio.

Ampie coltri di detrito, alluvioni fluviali e fluvio-lacustri, e prodotti piroclastici ricoprono e colmano rispettivamente i versanti dei rilievi e le depressioni di origine erosiva e tettonica.

I recenti studi sulle formazioni carbonatiche mesozoiche hanno permesso di definire in modo abbastanza preciso la litobiostratigrafia, l'ambiente di sedimentazione e la paleogeografia della successione carbonatica mesozoica.

I rapporti tra i vari complessi formazionali affioranti nella Depres-

sione molisano-sannitica, imperfettamente conosciuti dal punto di vista litobiostratigrafico, sono invece ancora oggetto di ipotesi diverse e contrastanti.

Anche il quadro tettonico generale della regione, ed in particolare le relazioni stratigrafiche e tettoniche esistenti fra Appennino meridionale carbonatico e Depressione molisano-sannitica, è a tutt'oggi interpretato secondo schemi differenti e talora opposti.

Nelle presenti Note Illustrative gli Autori della parte riguardante il III e IV quadrante hanno preferito sostituire i termini « *facies di transizione* » e « *facies di flysch* » con la dizione rispettivamente di « *facies molisana prossimale* » e « *facies molisana distale* », ponendo in evidenza, con tali denominazioni, i rapporti spaziali che ritengono esistere tra queste due aree di sedimentazione e l'area di « *facies abruzzese* ».

IV — STRATIGRAFIA

DEPOSITI MESOZOICI E CENOZOICI DEL III E IV QUADRANTE

La stratigrafia delle formazioni geologiche affioranti nel III e IV quadrante del F° 173 BENEVENTO è esposta seguendo la sottostante successione:

- 1) Formazioni di « *facies abruzzese* » (Triassico superiore ? - Cretacico superiore).
- 2) Formazioni di « *facies molisana prossimale* » (Cretacico medio - Miocene inferiore).
- 3) Formazioni di « *facies molisana distale* » (Cretacico medio ? - Miocene inferiore).
- 4) Formazioni mioceniche:
 - a) di « *facies abruzzese* »;
 - b) di « *facies molisana distale* ».

Le formazioni di « *facies molisana distale* » interessano solo marginalmente il III e IV quadrante; la loro descrizione ha quindi carattere indicativo ed è stata elaborata allo scopo di chiarire il pensiero degli Autori sulla geologia del foglio.

- 1) *Facies abruzzese* (Triassico superiore ? - Cretacico superiore)

Lias inferiore p.p - Triassico superiore (?), G¹-T⁶

Alla base della serie mesozoica del M. Monaco di Gioia e del gruppo Taburno-Camposauro si rinviene un'unità prevalentemente dolomitica che

costituisce il termine più antico dei terreni affioranti nel F° 173 BENEVENTO. Si tratta di dolomie cristalline biancastre o giallognole, talora detritiche e stromatolitiche, con alternanze subordinate di calcari dolomitici e di calcari detritici o micritici, biancastri o avana.

Al M. Monaco di Gioia la componente dolomitica è prevalente e costantemente presente, anche se tende a decrescere nei livelli stratigraficamente più elevati del complesso; al Taburno, invece, in corrispondenza della porzione superiore della serie affiorante la componente dolomitica viene in buona parte sostituita da livelli di breccie intraformazionali a cemento rosato o verde chiaro. La stratificazione, non sempre distinguibile nella porzione esclusivamente dolomitica, si presenta generalmente in bancate fino a 3-4 m di spessore dove prevale la litofacies calcarea o dove sono presenti le breccie intraformazionali.

All'esame micropaleontologico, la parte basale del complesso appare generalmente sterile mentre nei livelli calcarei superiori compaiono resti organici che, anche se di scarso valore stratigrafico e spesso difficilmente identificabili a causa della ricristallizzazione della roccia, costituiscono la premessa alla successiva esplosione biologica. Al Taburno sono stati individuati foraminiferi arenacei (Valvulinidae), alghe, tra cui *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), resti di molluschi e di ostracodi e talora *Aeolisaccum dunningtoni* ELLIOTT; al M. Monaco di Gioia sono presenti inoltre foraminiferi della famiglia delle Textulariidae ed alghe Dasycladaceae.

Questa formazione, specialmente per quanto riguarda il Taburno, dovrebbe essersi sedimentata in un ambiente caratterizzato almeno episodicamente da una notevole energia (intraspatiti e breccie), oscillante tra un intercotidale ed un subcotidale scarsamente profondo, probabilmente con periodi di scarsi scambi con il mare aperto.

La successione G¹-T⁶ è paragonabile, come litobiofacies e come posizione stratigrafica, alle zone « sterile » e « atipica » di SARTONI & CRESCENTI (1962) e al « complesso sottostante la zona a *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) » di DE CASTRO (1962). Gli strati inferiori del complesso dolomitico-calcareo affiorante alla base del M. Monaco di Gioia vengono ascritti da SARTONI & CRESCENTI (1962) al Triassico superiore,

mentre CATENACCI, DE CASTRO & SGROSSO (1963) propendono a riferirli, in massima parte, al Lias inferiore. Superiormente il complesso è delimitato dalla « cenozona a *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) », la cui base viene considerata come parte alta del Lias inferiore.

La potenza affiorante di G¹-T⁶ si aggira intorno ai 300-350 m al M. Monaco di Gioia; alle pendici nord-occidentali del massiccio del Taburno è di circa 300 m; a S di Solopaca, sul versante settentrionale del Camposauro, non supera i 200-250 m. Nel vicino F° 161 ISERNIA questo intervallo raggiunge uno spessore di 350-400 m ed è sovrapposto alle dolomie saccaroidi del Triassico superiore affioranti per 700-800 m (COCCO, 1971).

Lias superiore p.p. - Lias inferiore p.p., G³⁻¹

L'intervallo stratigrafico attribuito al Lias medio-superiore e a parte del Lias inferiore è caratterizzato paleontologicamente dalla « cenozona a *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) », istituita da SARTONI & CRESCENTI (1959) ed accettata per tutto l'Appennino carbonatico meridionale.

Il complesso dolomitico-calcareo basale G¹-T⁶ passa gradualmente ad una formazione prevalentemente calcarea costituita da calcari detritici, pseudoolitici e micritici, di colore nocciola, avana e bianco. Questa successione calcarenitico-calcilutitica intra e biomicritica è interrotta da intercalazioni di dolomie, specialmente nella porzione inferiore, e di breccie intraformazionali mono o poligeniche a cemento calcareo verde o rosato, con rari e sottoli livelli di pelmicriti marnose, verdognole, sterili. Le breccie si rinvencono a vari livelli sulle pendici, specialmente meridionali, del Taburno e nella porzione superiore della serie del M. Monaco di Gioia; sono rarissime negli affioramenti di G³⁻¹ del Camposauro.

In questa unità la stratificazione è evidente; lo spessore degli strati, generalmente di 30-100 cm, può raggiungere solo saltuariamente massimi di 200-250 cm.

L'intervallo è caratterizzato dalla presenza di resti di *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA); alla base della porzione superiore della sequenza litologica, al *Palaeodasycladus* si associa *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL),

foraminifero il cui valore stratigrafico, riconosciuto in tutto il bacino mesogeo, permette di riferire sicuramente una parte del complesso G⁵⁻¹ al Lias medio (« subzona ad *Orbitopsella praecursor* » di SARTONI & CRESCENTI, 1962). Questo fossile è stato rinvenuto al M. Monaco di Gioia e, anche se solamente in tracce, al Taburno e sui versanti settentrionale ed orientale (M. S. Michele) del Camposauro. Al M. Monaco di Gioia la « subzona ad *Orbitopsella praecursor* » è seguita dalla cosiddetta « facies a *Lithiotis* », caratterizzata dalla presenza di banchi a grossi bivalvi in associazioni oligotipiche, facies non rinvenuta invece nel gruppo Taburno-Camposauro. Questi fossili, notati per la prima volta nell'Italia meridionale da SCARSELLA & MANFREDINI (1954), si presentano sotto forma di nastri appiattiti più o meno sinuosi, biancastri, di spessore medio di 1-2 cm e di lunghezza fino a 25-30 cm. La loro classificazione risulta piuttosto difficile a causa della forte spatizzazione subita dai gusci di questi lamellibranchi; alcuni di essi, in ogni modo, secondo CATENACCI, DE CASTRO & SGROSSO (1963) sembrano potersi riferire a *Lithiotis problematica* GÜMBEL.

Associati a tutte le suddette forme caratteristiche del Lias medio e superiore si rinvencono inoltre: *Favreina prusensis* (PAREJAS), *Lituo-septa recoarensis* (CATI), *Haurania deserta* HENSON, *H. amiji* HENSON; foraminiferi arenacei di scarso interesse stratigrafico, tra cui Valvulinidae, Textulariidae, Ammodiscidae (« *Glomospira* » sp.) e Lituolidae (*Ammobaculites*, *Pseudocyclammina*, oltre alle già citate *Haurania* e *Orbitopsella*); alghe, tra cui prevalentemente *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINE-RI); *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOTT, organismo *incertae sedis*.

Resti di lamellibranchi, gasteropodi, brachiopodi, coralli, radioli di echinidi ed ostracodi sono presenti a varie altezze stratigrafiche. Tra i brachiopodi, RUGGIERO (fide CATENACCI, DE CASTRO & SGROSSO, 1963) ha determinato *Terebratula rotzoana* e *T. raineri*.

I litotipi di questo intervallo stratigrafico sono da attribuire, in massima parte, ad un ambiente di sedimentazione di mare basso e di tipo lagunare simile a quello della sequenza G^{1-T⁶} ma caratterizzato da un più sviluppato ecosistema e da variazioni spazio-temporali dell'energia meccanica delle acque. Le breccie intraformazionali presenti al Taburno

non sembrano però in relazione ad una elevata energia cinetica ambientale; la morfologia dei clasti, per nulla elaborati, la scarsità degli elementi microfaunistici nel cemento e la sua colorazione, fanno pensare piuttosto ad una loro origine per spinti fenomeni di disseccamento subaereo in aree soggette a periodiche emersioni.

Lo spessore dell'unità G⁵⁻¹ supera di poco i 200 m a M. Monaco di Gioia, mentre raggiunge i 220-250 m al Tumulo della Croce (nel Camposauro, a S E di Solopaca) e forse i 250-300 m sul versante meridionale del Taburno.

Neocomiano p.p. - Lias superiore p.p., C¹-G⁵

All'unità caratterizzata dalla « cenozona a *Palaeodasycladus* » segue un complesso di calcari prevalentemente detritici e pseudoolitici, ad intraclasti e bioclasti, di colore avana, nocciola o grigio chiaro, in strati di potenza variabile ma generalmente da 30 a 100 cm di spessore. Subordinatamente sono presenti intercalazioni di calcari micritici, intramicritici e biomicritici, di dolomie grigio-giallastre, talora anche a struttura puddingoide (M. Monaco di Gioia), e di sottili livelli di calcari oolitici giallastri o avana. Mancano completamente le calciruditi ad elementi grossolani e non elaborati, osservate nelle unità precedenti soprattutto nell'area del Taburno.

In quasi tutto l'intervallo stratigrafico C¹-G⁵ la macrofauna è assente o è rappresentata da minuti frammenti indeterminabili di gasteropodi e lamellibranchi; nella porzione superiore (« cenozona a *Clypeina jurassica* e *Vaginella striata* ») della serie di M. La Pizzuta, SARTONI & CRESCENTI (1962) hanno rinvenuto un'associazione a Nerineidi attribuita al Kimmeridgiano-Titoniano:

Ptygmatis meneghinii GEMMELLARO

» *pseudobruntrutana* GEMMELLARO

Phaneroptyxis staszycii ZEUSCHNER

Nerinella jolliana D'ORBIGNY

mentre nella zona di transizione al Cretacico (« cenozona a *Salpingoporella apenninica* ») della serie di M. Camposauro gli stessi AA. hanno individuato:

- Ptygmatis bruntrutana* THURMAN
- » *carapezzai* GEMMELLARO
- » *nodosa* VOLTZ
- Nerinea defrancei* DESHAYES

Le associazioni microfaunistiche permettono di definire delle biozone con precisi riferimenti cronostatigrafici. Ad una zona basale, priva di particolarità micropaleontologiche ma definita dalla scomparsa di *Palaeodasycladus*, segue una cenozona caratterizzata dalla presenza di *Pfenderina trochoidea* SMOUT. & SUGDEN, associata dapprima a *Meyendorffina bathonica* AUR. & BIZ. del Bathoniano medio-superiore e poi a *Kurnubia palaestiniensis* HENSON. Verso l'alto di questa cenozona compare *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, forma di incerta posizione sistematica ma di preciso riferimento cronostatigrafico e di facile riconoscimento macroscopico. Al M. Monaco di Gioia la frequenza di livelli a *Cladocoropsis* ha permesso a CATENACCI, DE CASTRO & SGROSSO (1963) di suddividere sul terreno in tre membri l'intervallo stratigrafico Dogger-Malm; nel gruppo Taburno-Camposauro, invece, ciò è assolutamente impossibile in quanto questo organismo macroscopico si rinvie sempre piuttosto raramente e generalmente soltanto in frammenti.

Segue la biozona a *Clypeina jurassica* FAVRE (Kimmeridgiano - Titoniano p.p.), cui si associa in gran numero, generalmente nell'intervallo superiore, *Vaginella striata* CAROZZI (organismo C FAVRE) (Malm superiore). In quest'ultimo intervallo *Clypeina jurassica* FAVRE, meno frequente, è gradualmente sostituita da *Salpingoporella apenninica* SART. & CRESC. e da *Salpingoporella annulata* CAROZZI (Titoniano - Valanginiano), che costituiscono l'ultimo elemento microfaunistico caratteristico prima della comparsa delle Cuneoline. Tutte queste forme sono accompagnate da foraminiferi arenacei (Textulariidae e Valvulinidae) e da alghe [*Thaummatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), ecc.].

In base a questi elementi cronostatigrafici si può quindi sinteticamente riassumere che il complesso C¹-G⁵, compreso tra la « zona a *Palaeodasycladus* » e la « zona a Cuneoline », ricopre l'intervallo stratigrafico che dalla sommità del Lias arriva alla base del Cretacico.

Le caratteristiche litobiostratigrafiche descritte non sono però costanti in tutta l'area esaminata e per tutto lo spessore del complesso. Pur rimanendo valide in generale, per tentare di chiarire la paleogeografia locale nel Giurassico è opportuno illustrare brevemente alcune delle principali variazioni che il complesso C¹-G⁵ ha subito nello spazio e nel tempo.

a) Nella dorsale Tumulo della Croce-Pizzo Alto (tav. IV SO — versante settentrionale del Camposauro, a SSE di Solopaca) e a M. Monaco di Gioia, alla base della formazione è presente un caratteristico orizzonte, dello spessore di 30-40 m, di calcari oolitici bianchi, in spesse bancate. Le ooliti, sempre ben conservate e delle dimensioni di alcuni millimetri, sono cementate da calcite spatica. Rispetto ai complessi che lo limitano stratigraficamente, in questo intervallo la fauna subisce un brusco impoverimento di specie, sia qualitativo che quantitativo; le specie presenti sono generalmente prive di valore cronostatigrafico.

Questo orizzonte oolitico, riscontrato quasi costantemente nelle serie mesozoiche di piattaforma dell'Italia centro-meridionale al passaggio Lias-Dogger, non è stato rinvenuto nel massiccio del Taburno, in cui i livelli stratigraficamente corrispondenti sembrano essere rappresentati ancora da calcari detritici e micritici. L'assenza di elementi che possano giustificare emersioni od orosioni subaeree o subacquee fa presupporre che al passaggio Lias-Dogger sussistessero al Taburno condizioni di sedimentazione diverse da quelle presenti nel vicino Camposauro, con persistenza di acque più tranquille in un ambiente più protetto.

b) Ancora nella dorsale Tumulo della Croce-Pizzo Alto la litofacies dell'intervallo C¹-G⁵ è rappresentata generalmente da biospatiti e intraspatiti fossilifere, alle quali si alternano, nella parte superiore della serie, micriti più o meno disturbate e micriti ad ooliti rotte e rigenerate. L'associazione a *Macroporella sellii* CRESC., *Selliporella donzellii* SART. & CRESC.

e *Pfenderina* spp. si alterna a quella a *Protopenereplis striata* WEYNS. - *Trocholina* gr. *elongata* (LEUPOLD), arenacei e frammenti di molluschi, echinodermi e coralli.

c) A M. S. Michele (tavv. IV SE - III NE), sul versante orientale del Camposauro a N di Foglianise, l'intervallo stratigrafico C¹-G⁵ è costituito in massima parte da intraspariti fossilifere a granuli rivestiti, alle quali si alternano livelli di oospariti e, più raramente, di calciruditi ad eccepiente finemente oolitico, generalmente in bancate. La microfauna è caratterizzata principalmente dall'associazione *Protopenereplis striata* WEYNS. - *Trocholina* gr. *elongata* (LEUPOLD) e da Lagenidae, *Ammobaculites* sp., frammenti di alghe Dasycladaceae al nucleo delle ooliti e resti di echinodermi e di molluschi. Nella parte intermedia di questa serie è presente un intervallo, di circa 1 m di spessore, di micriti e dolomicriti prevalentemente sterili, in strati sottili da pochi ad una quindicina di centimetri, caratterizzate da un complesso sistema di superfici stilolitiche ossidate; queste ultime, elidendosi reciprocamente, danno un'apparenza di stratificazione incrociata all'interno dei singoli straterelli.

d) Infine, circa a q. 1100 del sentiero sul fianco sinistro del T. Dudolo (tav. III NE), tra il versante sud-orientale di M. Rosa e quello sud-occidentale di M. Camposauro, nella parte superiore dell'intervallo C¹-G⁵ si intercalano una decina di metri di calcari a granulometria molto sottile ed uniforme, di colore dal bruno scuro al nero, leggermente fetidi alla percussione, con frattura a spigoli vivi ma a superfici leggermente concoidi, gli strati, nettamente suddivisi, hanno spessori compresi generalmente tra 10 e 20 cm.

Al microscopio questa litofacies appare costituita quasi esclusivamente da micrite, a granulometria estremamente sottile ed uniforme, e, molto subordinatamente, da una piccolissima frazione organica; la fauna, assai scarsa, è rappresentata quasi esclusivamente da spicole di spugna alle quali si associano, a volte, gusci di ostracodi; non rara, e talora anzi piuttosto frequente, è la presenza di coproliti.

L'esigua estensione del deposito ed i suoi caratteri litobiologici fanno pensare ad una sedimentazione di tipo euxinico in un ambiente arealmente

limitato e a contorni ben definiti, con scarsità di materiale di sedimentazione, acque stagnanti ed asfittiche e quindi difficili condizioni di vita bentonica o nectonica.

Nel caso specifico risulta però improbabile che la sedimentazione di questo particolare litotipo possa essere avvenuta in ambiente di retroscogliera distale. Le caratteristiche dei depositi che racchiudono l'intervallo definito euxinico denunciano infatti un ambiente di sedimentazione oscillante tra la soglia e la transizione interna, solo inizialmente in più diretti rapporti con il mare aperto, ma sempre con energia cinetica delle acque abbastanza elevata. La serie sottostante è infatti caratterizzata, inizialmente, da una facies ad oncoliti e granuli rivestiti, con *Trocholina* spp. e *Protopenereplis striata* WEYNS., associate a Lagenidae, grosse *Ammobaculites* sp. e frammenti di probabile *Pseudocyclammina* sp. e, successivamente, da una facies a zone micritiche e a zone intraspatitiche fossilifere, ancora con granuli rivestiti, ad alghe Dasycladaceae, Valvulinidae, « Trochamminidae » e resti di Spongiomorfi; raramente sono presenti resti di *Kurnubia palastiniensis* HENSON. Quest'ultimo organismo si trova invece più frequentemente nelle intraspatiti superiori al litotipo in esame, associato a grossi arenacei, a resti di Spongiomorfi e a frammenti di echinodermi.

Ai fini di una chiarificazione dell'evoluzione paleogeografica locale non è da sottovalutare il fatto che la potenza del complesso C¹-G⁵ risulta qui parzialmente ridotta rispetto a quella di vicini sedimenti isocroni. Ciò può avvalorare l'idea di una zona relativamente stabile rispetto alle aree circostanti e quindi con caratteri di soglia strutturale e forse anche morfologica. Al riparo di essa, o in suoi avvallamenti, non sembra troppo illogico ipotizzare l'instaurarsi di piccoli bacini a sedimentazione anomala.

I diversi litotipi descritti per il Taburno ed il M. Monaco di Gioia indicano una sedimentazione non omogenea nè continua, caratterizzata da ripetute variazioni spazio-temporali dell'energia meccanica delle acque, ma in ogni modo legata ad un ambiente di retroscogliera a subsidenza discretamente uniforme; anche gli organismi, sempre neritici, confermano una sedimentazione in acque discretamente tranquille, in aree scarsamente

comunicanti con il mare aperto. Nella zona del Tumulo della Croce e di M. S. Michele (versante settentrionale del Camposauro) i caratteri litologici e biologici dei depositi indicano invece un ambiente spesso caratterizzato da una maggiore turbolenza delle acque e da più diretti rapporti con il mare aperto.

In disaccordo con questi dati è la ricostruzione paleogeografica di D'ARGENIO (1967) il quale individua, a partire dal Lias inferiore, un ambiente di retroscogliera prossimale al Taburno e di retroscogliera distale, con frequenti emersioni, a M. S. Michele (versante orientale del Camposauro). Mal compatibile con le nostre conclusioni è perciò anche l'interpretazione che il suddetto Autore dà dei rapporti tettonici tra i due massicci.

La successione C^1-G^5 è completa sul versante meridionale del Matese, dove supera la potenza di 750 m, e al Camposauro, dove però diverse rotture rendono difficile la valutazione del suo spessore, che dovrebbe raggiungere almeno gli 800 m; al Taburno invece, eccettuata una piccola area in corrispondenza di Tuoro Alto, in cui però non affiora la base dell'intervallo C^1-G^5 , la successione è sempre incompleta perché mancante della copertura.

Cretacico

Le caratteristiche litostratigrafiche della serie carbonatica, abbastanza uniformi su tutta l'area del foglio durante il Giurassico, si differenziano parzialmente nel Cretacico a seguito dell'instaurarsi nella piattaforma carbonatica di condizioni paleoambientali diverse da zona a zona.

Una rappresentazione schematica della distribuzione areale nel F° 173 delle differenti successioni del Cretacico carbonatico è riportata nella fig. 1. A questa rappresentazione, compilata con l'unico scopo di illustrare e chiarire la lettura di questo paragrafo, non si deve però attribuire significati paleogeografici assoluti, per la definizione dei quali sarebbe necessario un maggiore e più approfondito esame sedimentologico e stratigrafico dei depositi.

— Nel settore orientale del Camposauro e nei M.ti di S. Agata dei Goti e di Cervinara la serie carbonatica è continua dal Valanginiano al Senoniano. Mentre però nei monti di S. Agata dei Goti (area 1a) il Cretacico medio non mostra sostanziali differenziazioni litologiche dal Cretacico inferiore, con il quale è stato perciò cartografato nell'unica formazione C^{6-1} , esso è invece rappresentato dalla facies dei « marmi di Vitulano inferiori » C^{6-4} nel settore orientale del Camposauro e da un complesso di brecce calcaree e bioclastiche C^{6-4}_{br} nei M.ti di Cervinara (area 1b). Queste due litofacies mediocretaciche, distinte cartograficamente dal sottostante C^{4-1} , sono ricoperte in continuità dai calcari a rudiste s.s. del Cretacico superiore C^{10-6} .

— Sul bordo orientale di M. Ermano, nel gruppo M. Acero-M. Pugliano ed in una stretta fascia della parte centrale del Camposauro, posta tra C.le Faito-Pizzo Cupone-M. Cappella ed orientata circa N-S, (area 2a) la serie carbonatica, continua ed uniforme dal Valanginiano all'Albiano inferiore, è interrotta dalla lacuna medio-cretacica rappresentata, talora, dai depositi subcontinentali dell'« orizzonte della bauxite » **Bx**. Il Cretacico superiore, presente nel Camposauro e sul bordo orientale del Matese (F° CAMPOBASSO, presso il confine con il F° BENEVENTO), è in trasgressione sull'Albiano. ²

— Nel settore occidentale del M. Monaco di Gioia e del Camposauro (area 2b) la serie carbonatica cretacica si arresta all'Albiano basale e su di essa non arriva a trasgredire il Cretacico superiore. Nel Camposauro la successione è suddivisibile in C^{4-1} e C^{6-4} per la presenza del « livello ad *Orbitolina* » s.l. ³

Il Cretacico medio è perciò completo, ma talora con facies particolari, nelle prime due zone (1a, 1b); è lacunoso o rappresentato in parte

² In quest'area la successione del Cretacico medio-inferiore, indicata con C^{6-1} sul foglio geologico, poteva essere contrassegnata più correttamente dalla sigla C^{5-1} .

³ I depositi sovrastanti il « livello ad *Orbitolina* » sono stati indicati con C^{6-4} , invece che con C^{5-4} , per uniformare la sigla del Cretacico medio di quest'area con quella del Cretacico medio del settore orientale del Camposauro, in cui la serie non presenta lacune di notevole entità.

dall'« orizzonte della bauxite » nella terza (2a); è infine interrotto all'altezza dell'Albiano nella quarta zona (2b).

— Nella fig. 1 sono state anche indicate le breccie **Br**, attribuite dubitativamente al Cretacico medio-superiore (pag. 48), che ricoprono in trasgressione le formazioni giurassiche sulle pendici settentrionali ed orientali del Taburno (area 3).

Cenomaniano p.p. - Neocomiano p.p., C^{6-1}

Nel F° 173 BENEVENTO, come già osservato, con la stessa sigla C^{6-1} sono stati indicati due complessi litologicamente simili, ma con diverso volume stratigrafico. Alle pendici sud-orientali del Matese e nella dorsale M. Acero-M. Pugliano la serie è continua e litologicamente abbastanza uniforme dal Valanginiano alla base dell'Albiano ed è ricoperta da depositi bauxitici lenticolari **Bx**; nei monti compresi tra S. Agata dei Goti e le Forche Caudine essa invece mantiene le stesse caratteristiche litologiche anche nell'Albiano superiore e nel Cenomaniano.

Il limite inferiore dell'intervallo stratigrafico C^{6-1} , litologicamente non ben definito, è stato fatto coincidere con la comparsa delle prime forme non evolute del genere *Cuneolina*.

L'unità è caratterizzata da calcari micritici, detritici e più raramente pseudoolitici, di colore da nocciola a grigio carico, generalmente ben stratificati, raramente suddivisi in bancate superiori al metro. Rare intercalazioni di dolomie saccaroidi e di calcari dolomitici grigio chiaro sono presenti nel gruppo M. Monaco di Gioia - M. Erbano; livelli di breccie intraformazionali a cemento calcareo biancastro e più raramente rosato o verdognolo, probabilmente correlabili con la facies C^{6-4}_{br} caratteristica dei Monti di Cervinara, si osservano nella parte alta della sequenza C^{6-1} affiorante nei Monti di S. Agata dei Goti.

La macrofauna, non più così rara come nei complessi giurassici, è rappresentata da nerineidi, acteonidi e diceratidi, tra cui il genere *Requienia* con tipica sezione reniforme. Nella parte superiore della serie di M. Monaco di Gioia, associati alle requenie si rinvencono (CATENACCI,

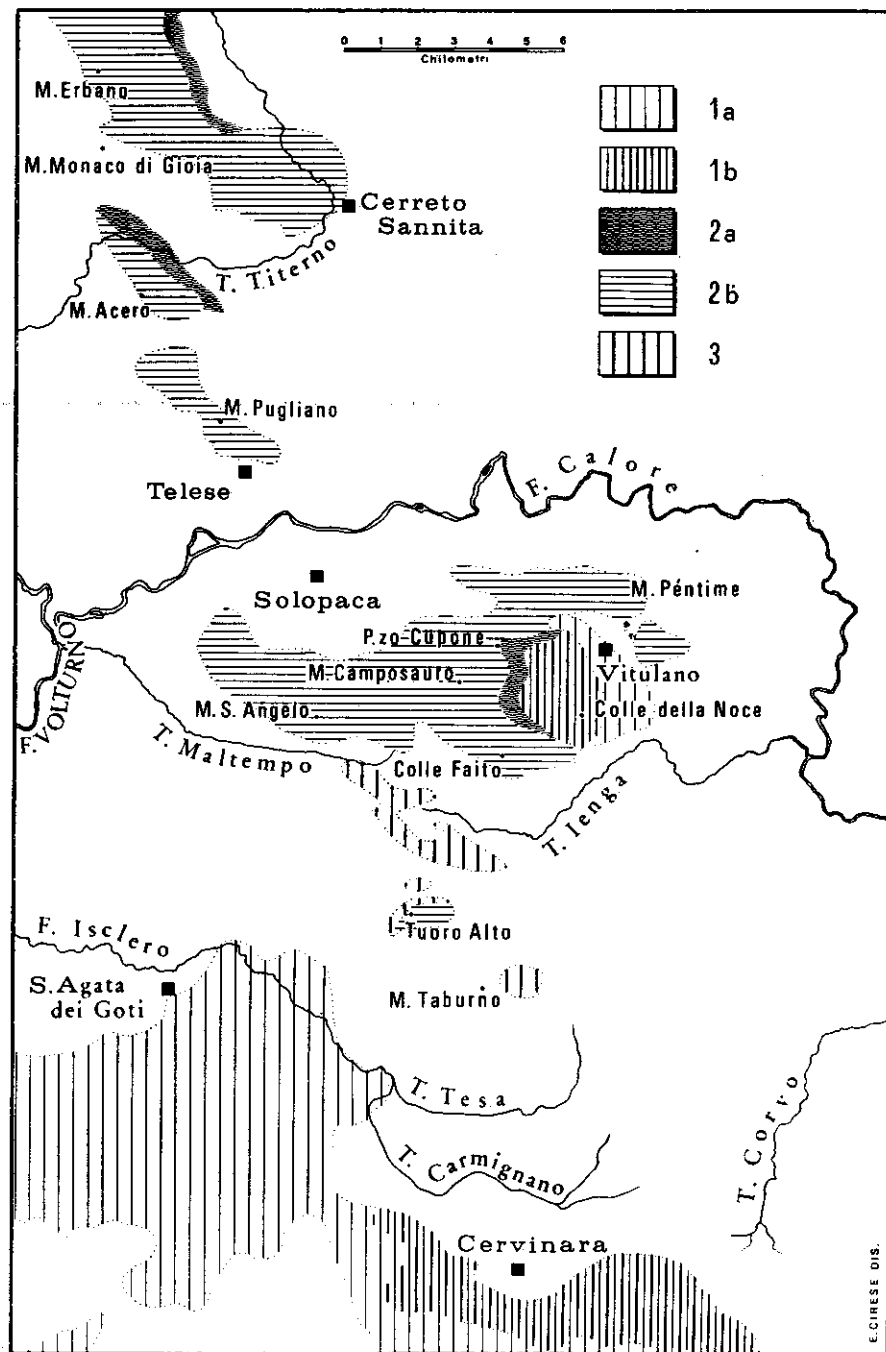


Fig. 1.

DE CASTRO & SGROSSO, 1963) anche frequenti gusci di ostreidi, che talora possono sostituirsi completamente alle rudiste s.l.; alla base dell'« orizzonte della bauxite » sono poi presenti resti di gasteropodi, spesso riferibili a cerizi.

Tra i foraminiferi è caratteristica la comparsa del genere *Cuneolina*, con le forme a struttura primitiva *C. camposauri* SART. & CRESC. e *C. laurentii* SART. & CRESC., e del genere *Haplophragmoides*. Ad essi si associano, dapprima, *Actinoporella podolica* (ALTH.), *Munieria baconica* DEECKE, *Salpingoporella apenninica* SART. & CRESC. e *S. annulata* CAROZZI, forme già presenti nella parte superiore della sottostante « cenozona a *Clypeina jurassica* e *Vaginella striata* »; poi *Salpingoporella dinarica* RADOICIC e *Bacinella irregularis* RADOICIC, specie segnalate quasi esclusivamente nel Barremiano-Aptiano. Segue poi la « cenozona a *Cuneolina pavonia parva* », caratterizzata dalla tendenza a scomparire delle forme ancestrali di *Cuneolina*, sostituite dalla più evoluta *Cuneolina pavonia parva* HENSON, e dalla comparsa di *Nezzazata simplex* OMARA, *Barkerina* sp., Prealveolinidae ed Orbitolinidae.

A N del F. Calore, dove la sedimentazione termina con i depositi bauxitici medio-cretacici, la scomparsa di *Salpingoporella dinarica* RADOICIC e *Bacinella irregularis* RADOICIC è seguita solo dall'affermarsi delle Orbitolinidae.

Lo spessore di questo intervallo stratigrafico raggiunge i 400 m alle pendici sud-orientali del Matese, i 300 m a M. Acero ed infine almeno i 250 m nei M.ti di S. Agata dei Goti, dove non affiora la base del complesso.

Cenomaniano p.p. - Albiano p.p., **Bx**

Il « livello della bauxite » è cartografabile solamente alle pendici orientali di M. Erzano e nella zona antistante il versante meridionale di M. Monaco di Gioia, a N di Faicchio (IV NO), ma piccole placche sono presenti anche alla base del versante orientale e meridionale di M. Acero (IV NO) e del versante meridionale del Monticello, a N di S. Salvatore Telesino (IV SO). Si tratta generalmente di materiale argilloso giallastro,

con lenti o livelli di bauxite rossastra più o meno compatta o, talora, con accumuli di ooliti e pisoliti a superfici arrossate. L'orizzonte bauxitico, il cui spessore raggiunge raramente i 3-4 m, è a volte accompagnato o sostituito, sul margine orientale del Matese, da un complesso calcareo della potenza massima di una ventina di metri, costituito di calcari micritici o detritici rossastri o a sfumature rosate, e di breccie a cemento calcareo-marnoso verdognolo o rosato e ad elementi angolosi avana, rosati, gialli o neri (« calcari a punti neri » MANFREDINI, 1958). Questi litotipi costituiscono l'equivalente parziale dei « marmi di Vitulano inferiori » (v. pag. 40), con cui mostrano, talora, discrete analogie litologiche e cronostratigrafiche.

Il « livello della bauxite » corrisponde ad intervalli stratigrafici diversi in dipendenza dell'ampiezza della fase subcontinentale che ha permesso la sua genesi. I sedimenti di letto sono riferibili all'Albiano inferiore, ad eccezione del piccolo affioramento presso S. Pasquale, 1000 m a N di Faicchio (IV NO), attribuito al Giurassico C¹-G⁵ (CRESCENTI & VIGHI, 1970); i sedimenti di tetto, assenti nel F° 173 ma presenti più a N nel F° 162 CAMPOBASSO, sono invece riferibili al Turoniano. La lacuna medio-cretacica in quest'area comprende perciò tutto il Cenomaniano, parte dell'Albiano e forse anche parte del Turoniano.

Aptiano p.p. - Neocomiano p.p., C⁴⁻¹

Nel settore occidentale del Camposauro la presenza di depositi litologicamente analoghi a quelli che costituiscono il cosiddetto « livello ad *Orbitolina* » Auct., attribuito generalmente alla parte alta dell'Aptiano, permette di individuare sul terreno il limite tra gli intervalli C⁴⁻¹ e C⁶⁻⁴; nel settore orientale dello stesso massiccio carbonatico tale limite non è invece individuabile litologicamente, ma solo paleontologicamente per la presenza, nei calcari, dello stesso gruppo di orbitoline che caratterizzano il « livello ad *Orbitolina* » s.s. Esso è stato indicato ugualmente al fine di dare uniformità cartografica ai depositi isocroni di tutto il Camposauro.

Il complesso C⁴⁻¹ è costituito da calcari micritici, detritici e più raramente pseudoolitici del tutto simili a quelli descritti nei paragrafi precedenti ed indicati con la sigla C⁶⁻¹. In una fascia compresa tra M. Campo-

sauro, M. Alto Rotondi e M. Cappella, a questi litotipi si alternano « calcari listati » (D'ARGENIO, 1967), costituiti da calcareniti oolitiche e a peloidi e da calciruditi bio e intraclastiche con numerose liste di calcite spatica, di spessore generalmente da 1 a 3 mm e parallele alla stratificazione, rese evidenti dalla dissoluzione differenziale sulla testata degli strati. Alternanze di sedimenti a granulometria diversa nello stesso strato possono forse essere testimonianza di rapide variazioni energetiche e/o batimetriche dell'ambiente di sedimentazione, probabilmente in vicinanza di zone marginali.

La macrofauna, scarsamente rappresentata nel settore occidentale del Camposauro, discretamente abbondante ma oligotipica e quasi sempre di piccola taglia nei « calcari listati », aumenta in generi, frequenza e dimensioni nel settore orientale, in cui dà luogo, talora, anche a sottili livelli biocostruiti (N di Cautano). In quest'ultima zona, verso la base affiorante della sequenza prevalgono i nerineidi, mentre nella parte superiore ad essi si associano acteonidi e diceratidi, tra i quali caratteristico è il genere *Requienia*, con tipica sezione reniforme. Tale prosperare di macrofauna denuncia condizioni ecologiche particolarmente favorevoli nei confronti sia delle aree circostanti sia dei sottostanti termini giurassici, condizioni legate alla batimetria del fondo e all'ossigenazione delle acque.

La microfauna è caratterizzata dalle stesse tanatocenosi indicate per la parte inferiore di C⁶⁻¹. È caratteristica la comparsa del genere *Cuneolina*, con le forme a struttura primitiva *C. camposauri* SART. & CRESC. e *C. laurentii* SART. & CRESC., e del genere *Haplophragmoides*; ad essi si associano dapprima forme ancora giurassiche, e successivamente *Bacinella irregularis* RADOICIC e *Salpingoporella dinarica* RADOICIC. In tutto l'intervallo la tanatocenosi comprende anche i soliti foraminiferi arenacei (*Textulariidae* e *Valvulinidae*), *Miliolidae* e, nel settore orientale del Camposauro, piccole *Trocholina*; in quest'ultima area non sono rare, nei livelli più alti, le Orbitoline.

Poco a NO della cappella di S. Michele in Camposcuro, ad ONO della cima di M. S. Angelo (tav. III NO), nella parte superiore dell'intervallo C⁴⁻¹ è presente un livello, della potenza di 4-5 m e forse ad anda-

mento lenticolare, costituito da calcari nettamente differenziabili litologicamente da quelli circostanti. La stratificazione vi è molto evidente (strati di una trentina di centimetri si alternano a pacchi di 25-40 cm costituiti da straterelli sottili fino a 1-2 cm; un'ulteriore laminazione deriva da variazioni granulometriche all'interno di alcuni strati); la colorazione è più intensa di quella normale; la litobiofacies è caratterizzata quasi costantemente da una micrite più o meno pura a *Salpingoporella dinarica* RADOICIC. Verso l'alto, in alcuni strati sono presenti grossi intraclasti pure micritici e frammenti di molluschi (probabili diceratidi). Le caratteristiche litobiologiche di questo livello testimoniano una sedimentazione particolarmente uniforme e tranquilla in un ambiente ad energia cinetica ridottissima, acque basse e scarso apporto di materiale.

Caratteristiche ambientali particolari, con probabili fasi ipoaline, sono denunciate anche dal tipico orizzonte che segue la suddetta litofacies, orizzonte litologicamente e stratigraficamente equivalente al « livello ad *Orbitolina* » e utilizzato per definire superiormente l'intervallo C⁴⁻¹. Questo tipico livello, ad andamento lenticolare e con spessore massimo di qualche metro, può essere ben osservato in corrispondenza della cappella di S. Michele in Camposcuro e nei versanti di Pizzo del Piano (tavv. III NO - IV SO), dove è caratterizzato dalla presenza di livelli marnoso-argillosi verdognoli, di 3-4 cm di spessore e per lo più sterili, e di strati lenticolari (4 a S. Michele in Camposcuro), dello spessore massimo da 15 a 30 cm, di calcari marnosi di aspetto nodulare, suddivisi in elementi di dimensioni generalmente inferiori ai 4-5 cm ricoperti da una sottile pellicola marnosa verdognola. Questi litotipi sono intercalati a micriti e intramicriti grigio-avana, in strati di 20-25 cm, con grosse Miliolidae associate ancora a *Salpingoporella dinarica* RADOICIC e a *Bacinella irregularis* RADOICIC; presenti, anche se molto rare rispetto ai classici « livelli ad *Orbitolina* », le orbitoline del gruppo *Orbitolina conoidea-discoidea*.

Nelle intramicriti sovrastanti le litofacies descritte, ai grossi miliolidi si associano alghe Dasycladaceae e Solenoporaceae, probabili *Orbitolinopsis* ed i primi frammenti di rudistacee.

La base dell'intervallo stratigrafico C⁴⁻¹ non affiora nelle aree in cui le potenze sono maggiori; lo spessore massimo affiorante è di circa 500 m in corrispondenza del versante meridionale di M. S. Angelo (Massiccio del Camposauro).

Cenomaniano p.p. - Aptiano p.p., C⁶⁻⁴

Il limite inferiore di questo intervallo stratigrafico è caratterizzato, nel settore occidentale del Camposauro, da un orizzonte calcareo-marnoso-argilloso litologicamente analogo al « livello ad *Orbitolina* » Auct. (v. paragrafo precedente), mentre è stato definito e cartografato in base a criteri esclusivamente paleontologici nei settori centrale ed orientale dello stesso massiccio, in cui litologicamente non c'è soluzione di continuità con i depositi della sequenza C⁴⁻¹.

L'unità C⁶⁻⁴, sempre ben stratificata e con caratteri discretamente uniformi e simili a quelli di C⁴⁻¹, è rappresentata soprattutto da calcari micritici e detritici grigi e subordinatamente avana, a granulometria più grossolana e a macrofauna più abbondante e di maggiori dimensioni spostandosi da occidente verso oriente.

Anche il volume stratigrafico indicato con la sigla C⁶⁻⁴ varia gradualmente spostandosi da O verso E; la deposizione di questi sedimenti, infatti, si arresta poco sopra il passaggio Aptiano-Albiano nel settore occidentale del Camposauro, in quello centrale ed orientale prosegue nell'Albiano con intercalazioni di livelli ed accumuli lentiformi di breccie intraformazionali ad elementi a spigoli vivi e a cemento calcareo con organismi a guscio ancora integro, mentre nel settore orientale continua anche nel Cenomaniano con la facies dei cosiddetti « marmi di Vitulano inferiori » (D'ARGENIO, 1962a). In quest'ultima zona, ai sedimenti micritici e detritici si alternano sottili livelli di argille verdognole sterili (come lungo la strada di servizio che da M. Cappella porta alle cave di Colle della Noce) ed orizzonti di breccie poligeniche e policrome, in banchi di potenza variabile da pochi decimetri ad uno-due metri, ad andamento lenticolare e rastremato verso monte.

Gli elementi di queste breccie, di dimensioni variabili e generalmente

poco elaborati, sono costituiti, oltre che da micriti e calcareniti penecontemporanee grigie, avana e rosate, anche da agglomerati di granuli bauxitici a struttura oolitica o pisolitica e di colore rosso cupo, da frammenti di materiale bauxitico a granulometria arenitica, da piccoli nuclei bituminosi nerastri, da frammenti di livelli a sottilissime lamine marnoso-calcaree policrome, ecc.; il cemento che li lega, generalmente calcareo-marnoso e molto saltuariamente spatico, presenta spesso colorazione variabile dal rosso al violetto e al marrone bruciato o ha tonalità verdognole o giallastre.

La natura di molti clasti di queste ruditi denota una loro provenienza da depositi subcontinentali anche di tipo bauxitico; le loro caratteristiche morfologiche o morfometriche un rimaneggiamento in situ o piuttosto un trasporto molto limitato; la morfologia del deposito un accumulo in ambiente a fondali non perfettamente uniformi o a batimetria variabile. Il « livello della bauxite » da cui questi elementi avrebbero potuto avere origine, non è però ben osservabile nel massiccio del Camposauro, neppure lungo la fascia N-S tra Costa Faito-Pizzo Cupone-M. Cappella, dove la lacuna medio-cretacica è più ampia; solamente poco ad E di tale allineamento si rinvencono piccolissime tasche bauxitiche a tetto dell'Albiano.

Sembra quindi possibile immaginare la quasi completa rimozione dei depositi di origine subcontinentale dall'area centrale del Camposauro, per momentanee ingressioni marine procedenti da oriente verso occidente, e l'accumulo caotico dei loro residui nel settore orientale dello stesso, in zone, cioè, a batimetria più elevata e/o con saltuarie fasi di maggiore turbolenza delle acque. Anche la pigmentazione del cemento di questi livelli ruditici potrebbe essere portata a sostegno di questa interpretazione, non essendo impossibile la sua derivazione dal dilavamento degli stessi depositi subcontinentali.

La macrofauna di C⁶⁻⁴ è simile, come generi, a quella dell'intervallo precedente, ma presenta variazioni nella frequenza dei tipi; si nota infatti una forte diminuzione dei turricolati ed un sensibile aumento delle rudiste s.l.

Micropaleontologicamente l'intervallo C⁶⁻⁴, dove è completo, corri-

sponde all'incirca alla « cenozona a *Cuneolina pavonia parva* » di SART. & CRESC. (1962) ed è caratterizzato dall'assenza di Orbitolina, dalla tendenza a scomparire delle forme ancestrali di *Cuneolina*, sostituite dalla più evoluta *Cuneolina pavonia parva* HENSON, dalla comparsa di *Nezzazata simplex* OMARA, di *Barkerina* sp., di « Prealveolinidae » e di Orbitolinidae e dalla presenza di Miliolidae molto sviluppate.

Nel settore orientale del Camposauro la formazione si estende quindi dall'Aptiano terminale a buona parte del Cenomaniano. Gli orizzonti di breccie della facies dei « marmi di Vitulano inferiori » iniziano nella parte alta dell'Albiano, ma i maggiori accumuli si trovano nel Cenomaniano forse medio; la loro datazione indiretta è basata sulle associazioni microfaunistiche presenti nelle calcareniti e calcilutiti ad esse intercalate.

Lo spessore del Cretacico medio varia da zona a zona: di circa 30-40 m nel settore occidentale del Camposauro, dove è rappresentata solo la parte basale dell'Albiano ricoperta direttamente dalla trasgressione miocenica; di pochi metri superiore nella stretta fascia centrale Costa Faito-Pizzo Cupone-Monte Cappella, dove la formazione comprende anche l'Albiano; con valori gradualmente crescenti verso E fino ad un centinaio di metri in corrispondenza di Colle della Noce, nel settore orientale del Camposauro, dove il volume stratigrafico di questo intervallo, che qui include anche parte del Cenomaniano, è massimo.

Cenomaniano p.p. - Aptiano p.p., C⁶⁻⁴_{br}

Con la denominazione di « *Breccie di Cervinara* » è contraddistinta la litofacies calciruditica caratterizzante l'intervallo medio-cretacico, e forse la parte basale del Cretacico superiore, nel versante settentrionale dei Monti di Cervinara, al limite meridionale del foglio. Tale nome è stato suggerito sia dalle caratteristiche intrinseche del deposito, sia dalla ristretta e ben definita area in cui esso affiora.

La scarsa evidenza dei rapporti stratigrafici di questa litofacies con le unità circostanti e la differenziazione litologica dai sedimenti medio-cretacici delle zone limitrofe del foglio, aveva lasciato dapprima alcune perplessità sulla sua posizione cronostatigrafica; unico elemento di ag-

gancio era la sua costante posizione topografica rispetto alle assise cretache affioranti a monte, al limite meridionale del foglio. L'apertura delle strade private S. Martino Valle Caudina - Casino del Duca e Curielli - Costa Arsa ha permesso, in un secondo tempo, di constatare come alle breccie siano alternati livelli calcarei a miliolidi, caratteristici di ambiente lagunare e di età riferibile all'intervallo Aptiano-Cenomaniano e, verso l'alto, straterelli dolomitici e spessi livelli bioclastici a grossi frammenti di molluschi, rudiste s.l., brachiopodi ed echinodermi.

Il litotipo prevalente delle « *Breccie di Cervinara* » è comunque costituito da ruditi ad elementi calcarei, e subordinatamente dolomitici, di dimensioni medie variabili da pochi centimetri ad alcuni decimetri, poco elaborati e privi di classazione, legati da cemento calcareo, o più raramente calcareo-marnoso, verdognolo o bluastrò forse per dilavamento di fanghi sapropelitici non consolidati; la stratificazione del deposito, molto grossolana verso valle, si fa più sottile ed evidente verso monte, specialmente dove inizia a farsi meno esclusiva la presenza delle calciruditi, che assumono gradualmente il ruolo di intercalazioni nelle bioruditi e nei calcari a miliolidi, entro i quali possono talora anche trovarsi sotto forma di riempimento di depressioni legate probabilmente a canali di marea.

Le caratteristiche degli elementi che costituiscono i livelli calciruditici delle « *Breccie di Cervinara* », la caoticità e la morfologia del deposito, i rapporti spaziali con i circostanti isocroni sedimenti micritici e calcarenitici e con le formazioni mioceniche antistanti i Monti di Cervinara ed infine la giacitura verso valle degli strati, da interpretare almeno in parte come sinsedimentaria, fanno ritenere questo deposito derivato da accumulo rapido in un ambiente ad altissima energia e rendono ragione dell'ipotesi di campagna di trovarsi di fronte ad una zona molto prossima al bordo della « piattaforma carbonatica », con canali di marea allungati verso il suo interno, e, spostandosi verso N, ad una zona forse già di scarpata.

La varietà e la ricchezza di macrofossili nelle intercalazioni bioruditiche della porzione superiore del deposito possono poi confermare l'ipotesi della derivazione di questi ultimi livelli dalla distruzione di sedimenti di ambiente a forte potenziale ecologico, da ricercarsi, verosimilmente, al limite dell'area lagunare.

La verifica di questa interpretazione sarebbe di grande importanza paleogeografica in quanto il riferimento cronologico dell'unità in esame al Cretacico medio la rende in parte isocrona al « livello della bauxite » del Matese ed ai « marmi di Vitulano inferiori » del Camposauro.

La potenza di C⁶⁻⁴_{br} è certamente notevole, anche se non così elevata come potrebbe apparire a prima vista. Riesce però difficile poterla valutare con un certo margine di sicurezza in quanto non si è mai rinvenuta una sezione stratigrafica ben delimitata contemporaneamente sia a letto che a tetto; il valore dell'immersione degli strati, aumentando generalmente verso N, intralcia inoltre ulteriormente il calcolo diretto degli spessori. Non si dovrebbe tuttavia essere lontani dal vero attribuendo a questa facies una potenza compresa tra i 250 ed i 350 m.

La rapidità con cui si è dovuta portare a termine la revisione dei depositi di « piattaforma » affioranti nel F° 173, non ha permesso di chiarire completamente la genesi e l'età delle masse di breccie affioranti all'estremo margine settentrionale della dorsale carbonatica di Cervinara (in stretta connessione con i sedimenti cretacici già descritti o circondate dai depositi miocenici nei dintorni di S. Martino Valle Caudina) e cartografate con la stessa simbologia delle « Breccie di Cervinara ».

Esse sembrano infatti costituire talora degli olistoliti nei sedimenti terrigeni miocenici, talora tasche e filoni, senza copertura, nei sedimenti cretacici. In quest'ultimo caso la minore uniformità crono-litologica degli elementi che le compongono, e la presenza di clasti anche di età neocomiana e giurassica, porta ad interpretare queste breccie come dovute a parziale rielaborazione non solo della retrostante unità C⁶⁻⁴_{br} ma anche dei circostanti depositi calcarei più antichi.

Il fenomeno sarebbe quindi da mettere in relazione con il sollevamento della dorsale carbonatica e verrebbe quindi riferito al Miocene.

Senoniano - Cenomaniano p.p., C¹⁰⁻⁶

I depositi del Cretacico superiore, assenti nel Matese sud-orientale, nella dorsale M. Acero-M. Pugliano e nel settore occidentale del Camposauro, sono in trasgressione sull'Albiano nel settore centrale di quest'ultimo

massiccio ed in successione continua sui depositi del Cretacico medio C⁶⁻⁴ in quello orientale e nei M.ti di S. Agata dei Goti e di Cervinara.

Dove la serie è continua, il passaggio litologico dai sottostanti sedimenti del Cenomaniano p.p. avviene gradualmente ed il limite inferiore di C¹⁰⁻⁶ è stato posto in corrispondenza della comparsa dei primi orizzonti a rudiste s.s., più o meno coincidente con il « livello a *Cisalveolina fallax* REICHEL ».

La formazione presenta caratteristiche litologiche relativamente omogenee ed è costituita da calcari generalmente micritici, biomicritici e più raramente detritici, di colore bianco, grigio o avana, ben stratificati. Le intercalazioni calcarenitiche, più numerose verso la parte inferiore della serie, sono accompagnate localmente da sottili livelli lenticolari di marne argillose fogliettate verdastre e da calciruditi intraformazionali, a cemento calcareo-marnoso verdastro o rossastro per impurità argillose o limonitiche. Quest'ultimo litotipo è particolarmente evidente nel settore centro-orientale del Camposauro, dove il Cretacico superiore è in parte trasgressivo sul medio; ad esso si attribuisce un'origine simile a quella ipotizzata per i « marmi di Vitulano inferiori », per rielaborazione, cioè, dei depositi penecontemporanei dell'area centro-occidentale del suddetto massiccio calcareo.

Nella porzione superiore dell'intervallo stratigrafico attribuito a C¹⁰⁻⁶ sono invece presenti i cosiddetti « marmi di Vitulano superiori » (D'ARGENIO, 1963; 1967), costituiti da sedimenti eterogenei e policromi a riempimento di cavità la cui origine è attribuita « a processi di dissoluzione almeno in parte subaerei congiunti a fratturazione e a carsificazione ». « I caratteri paleocarsici dei marmi richiedono un'emersione alquanto prolungata » e perciò « risulta necessario ammettere che i depositi marini che seguono siano trasgressivi ». I litotipi costituenti i « marmi di Vitulano superiori » sono estremamente variabili: « accanto a riempimenti prevalentemente calcarei (alloclastici) o addirittura esclusivamente calcitici (olospatiti), ve ne sono altri completamente bauxitici » (D'ARGENIO, 1967).

Questa interpretazione, valida per quanto riguarda la forma e la genesi di parecchi tipi di « cavità » e la natura della maggior parte dei materiali che le colmano, è di più difficile riscontro qualora si voglia

applicare alla posizione interstratale di alcuni depositi, alla loro forma lenticolare (talora piano-convessa), alla loro ripetizione in livelli subparalleli in corrispondenza di più giunti di stratificazione successivi e alla mancanza, nei depositi ad essi sovrastanti, di vie d'accesso sufficientemente ampie attraverso le quali potesse avvenire la canalizzazione, nelle « cavità », dei clasti più grossolani, qualora di litotipi non presenti negli strati circostanti e qualora non sia possibile spiegare la loro presenza come dovuta a crollo delle pareti o del tetto delle « cavità » stesse.

Alcuni dei depositi eterogenei e policromi presenti nei livelli superiori dell'unità C¹⁰⁻⁶, anche se stratigraficamente collegati ai « marmi » considerati nell'accezione di D'ARGENIO (con i quali presentano caratteri litologici spesso convergenti), sono quindi da ritenersi, più verosimilmente, geneticamente distinti da questi ultimi. Lo sviluppo dell'ipotesi alternativa all'origine dei « marmi di Vitulano superiori » che lo stesso D'ARGENIO (1967) suggerisce può essere presa a modello della loro genesi. Il ripetersi di fasi subcotidali e di fasi di emersione e di acque dolci o salmastre verrebbe così a determinare condizioni ambientali, batimetriche ed energetiche, tali da giustificare sia la presenza di leggere depressioni su superfici di strato emerse ed in via di diagenesi e di cavità di vario tipo nei depositi già diagenizzati, sia la rielaborazione in livelli mal classati e litologicamente scarsamente omogenei, sia infine la diffusione di impurità argillose e bauxitiche. L'arresto della subsidenza e/o l'emersione della piattaforma potrebbe infine coinvolgere anche questi depositi in spinti processi di fratturazione e di carsificazione.

La macrofauna presente in C¹⁰⁻⁶ è caratterizzata dalla persistenza di nerineidi, tra i quali SART. & CRESC. (1962) citano *Ptygmatis forojulensis* PARONA, e dalla sostituzione delle diceratidi delle unità precedenti da parte di Radiolitidae, Sauvagesinidae ed Ippuritidae, generalmente in esemplari isolati, più raramente in accumuli. Tra le forme isolate sono state riconosciute: *Hippurites cornuvaccinum* e *Durania* sp.; PARONA (1918) cita inoltre *Eoradiolites colubrinus*, *Distefanella bassanii*, *Durania hippuritoidea* e *Hippurites (Vaccinites) Taburni*, mentre D'ARGENIO (1967) classifica *Lapeirousia* sp.

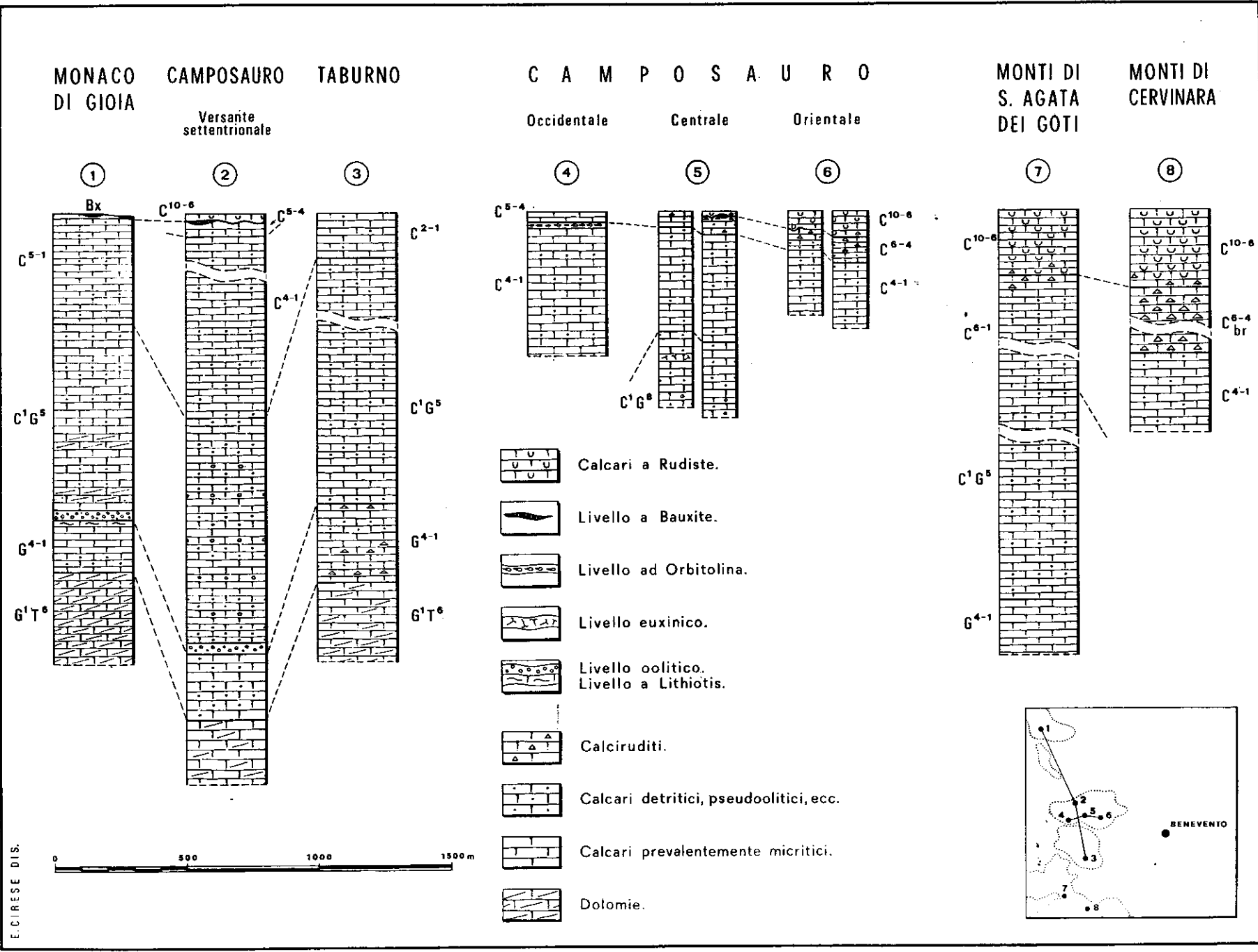


Fig. 2.

Tra la microfauna di C¹⁰⁻⁶ è da notare soprattutto la comparsa di *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, e la presenza di *Cisalveolina fallax* REICHEL e di *Pseudolituonella reicheli* MARIE alla base dell'intervallo stratigrafico e di *Accordiella conica* FARINACCI e *Monolepidorbis* nella porzione medio-superiore. Associate a queste forme sono molto diffuse *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), a tallo ben sviluppato e robusto, e « Rotaline », oltre a Miliolidae ed *Aeolisaccus kotori* RADOICIC.

Biostratigraficamente il complesso è compreso nella « cenozona a *Dicyclina schlumbergeri* » SART. & CRESC. (1962); la parte superiore potrebbe essere riferita alla « cenozona ad *Accordiella conica* » DE CASTRO (1962). In base alle tanatocenosi rinvenute, il Cretacico superiore corrisponde localmente all'intervallo Cenomaniano superiore-Senoniano inferiore.

Lo spessore di C¹⁰⁻⁶ raggiunge i 250 m nei M.ti di S. Agata dei Goti e di Cervinara, ma sembra aumentare notevolmente verso S, nel massiccio di Monte Vergine (F° 185 SALERNO). Al Camposauro, dove il Cretacico superiore è in parte trasgressivo sul Cretacico medio, la serie, rastremata verso occidente, raggiunge una potenza massima non superiore al centinaio di metri verso oriente, in corrispondenza del versante Costa dell'Ombe (III NE) - Valle dell'Asino (IV SE).

Al Camposauro D'ARGENIO (1967) ammette la presenza di lembi di « calcari cristallini » maastrichtiani, potenti da qualche metro a poche decine di metri, trasgressivi sui calcari del Cenomaniano p.p. - Senoniano. Anche se le analisi dei campioni prelevati nella parte sommitale della serie nell'area compresa tra Colle della Noce (III NE), a N di Cautano, e Madonna delle Grazie (IV SE), a SO di Vitulano, non hanno mai mostrato litobiofacies di tipo schiettamente maastrichtiano, non si è in grado però di escludere che uno studio micropaleontologico più approfondito possa rivelare la presenza di sedimenti di tale età. Si ritiene, in ogni modo, che i depositi cretacicci del settore orientale del Camposauro siano in serie continua e che non vi siano elementi abbastanza sicuri per giustificare l'esistenza di una trasgressione maastrichtiana.

Brecce, Br

Sui vari termini della serie giurassica affioranti nel massiccio del Taburno appoggiano placche discontinue di brecce ad elementi calcarei poligenici, angolari o subangolari e di dimensioni generalmente dai 5 ai 15 cm, legati da cemento policromo verdognolo, rosato o gialliccio, sterile o talmente ricristallizzato da non permettere il riconoscimento di tracce organiche. Le rarissime e sottili lenti calcarenitiche, di colore verdognolo o rosato, ad esse intercalate sono costituite da elementi di taglia finemente arenitica, ben classati, di origine in gran parte organica. Nonostante questa natura, rimane ugualmente impossibile risalire all'identificazione della macrofauna originaria, e quindi datare il complesso, a causa della minuta frantumazione e della parziale ricristallizzazione dei gusci.

Questa assenza di indicazioni paleontologiche e la stratificazione grossolana del complesso Br rendono talora incerta: sia la distinzione di questo orizzonte ruditico dalle brecce intraformazionali intercalate nella parte superiore di G¹-T⁶ o in quella inferiore di G⁵⁻¹, quando questi litotipi si trovino a contatto diretto; sia i rapporti giacaturali con le formazioni di letto, e quindi l'esistenza o meno di discordanze angolari, ecc.; sia lo spessore del complesso.

Approssimativamente, in ogni modo, la potenza delle brecce Br supera i 100 m in località Pianezza (III NE), ad E della cima di M. Taburno, raggiunge probabilmente valori ancora maggiori sul versante settentrionale del massiccio e si riduce a poche decine di metri nei dintorni di Tuoro Alto. Oltre che nelle località ora menzionate, importanti affioramenti di tale deposito si rinvengono infine sul crinale a N di Laiano (III NO).

Dall'esame degli elementi dei singoli affioramenti si può osservare come i litoclasti giurassici e triassici rispecchino, generalmente, la natura delle formazioni di letto ed i litoclasti cretaci, che ad essi talora si associano, appartengano ad intervalli cronostratigrafici diversi nei singoli affioramenti, ma via via più recenti procedendo dalle aree interne del massiccio verso i suoi bordi. Della campionatura eseguita si possono riportare, a scopo orientativo, alcuni dati dei quali gli Autori hanno tenuto conto nell'interpretazione del complesso Br:

a) nella zona di Caserma Pozzillo, tra Colle dei Paperi (III NO) e Tuoro Alto (III NE), i microfossili riconoscibili negli elementi di Br sono esclusivamente del Cretacico medio-inferiore (*Cuneolina scarsellai* DE CASTRO, *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Ammobaculites* sp., piccole miliolidi tra cui *Spiroloculina* sp.). Con buona probabilità si può escludere un rimaneggiamento dei clasti in epoca più recente del Cretacico medio in quanto anche alcune lenti di calcareniti intercalate alle brecce contengono la stessa associazione microfaunistica.

b) In località Pianezza (III NE), ad E della cima di M. Taburno, tra gli elementi delle brecce e come intercalazioni lenticolari in Br si rinvengono: calcareniti rossicce, più o meno grossolane e fluitate; calcari rosati, risolvibili in una micrite ben classata con forme di *Trocholina* sp.; calcareniti marroncine discretamente classate e ricche di piccoli elementi neri simili a quelli osservati nella facies del Cretacico medio-superiore del settore centro-orientale del Camposauro.

c) A Nacquali (III SE), ad OSO di Tocco Caudio, alcuni livelli di calciruditi, in buona parte ad elementi clastici e bioclastici di medie e piccole dimensioni e di età compresa tra il Lias medio ed il Malm, hanno in forte evidenza numerosi bioclasti costituiti da grossi frammenti di rudiste s.s.

Nell'interpretazione di questo deposito sono state tenute presenti, inoltre, le seguenti considerazioni:

- l'assenza, sul Taburno, di depositi del Cretacico medio-superiore;
- la presenza, già nel Cretacico inferiore di Tuoro Alto (unico affioramento di tale età su tutto il massiccio) di livelli di brecce sin-sedimentarie del tutto simili;
- la discreta uniformità litologica degli elementi cretaci nei singoli affioramenti di Br e la loro appartenenza, come già detto, ad intervalli cronostratigrafici limitati, via via più recenti procedendo dalle aree interne del Taburno verso i suoi bordi;

- la distribuzione areale degli affioramenti, ubicati prevalentemente sul versante nord-orientale del Taburno e cioè verso la Depressione molisano-sannitica e verso la valle di Prata (elemento morfologico, e con ogni probabilità anche strutturale, che separa il massiccio del Taburno da quello del Camposauro);
- gli spessori del deposito, crescenti da SO a NE, e le sue immersioni, forse in parte sinsedimentarie, più accentuate negli affioramenti rivolti verso la suddetta valle (fino a 50-60° sul versante tra i Piani di Prata e il Campo di Cepino, III NO);
- la mancanza, sul Camposauro, di qualsiasi traccia di sedimenti analoghi, ma la presenza di breccie sinsedimentarie nei depositi del Cretacico medio-superiore rivolti verso la Depressione molisano-sannitica;
- la litofacies, infine, di **Br**, non paragonabile ad alcuno dei complessi ruditici miocenici noti nel F° BENEVENTO o nei fogli limitrofi.

Tutte le suddette considerazioni, per quanto non sufficienti a definire un'ipotesi di campagna, inducono tuttavia a ritenere che queste breccie, in un quadro di tettonica sinsedimentaria, si siano depositate sul bordo quasi stabilizzato dell'area di subsidenza medio-cretacica, con significato paleogeografico analogo a quello delle « Breccie di Cervinara » $C^{6.4}_{br}$ e delle breccie cretache segnalate da IETTO (1961) nel F° CASERTA.

In contrasto con questa ipotesi è il rinvenimento di una microfauna serravalliana (D'ARGENIO, 1967: « Formazione di Laiano ») in una calcarenite a cemento argilloso rosso affiorante nella zona di Costa Gallina (III NE), ad E della cima di M. Taburno.

A spiegazione della presenza di tale fauna possono essere avanzate due giustificazioni: un locale rimaneggiamento del deposito durante il Miocene o la presenza di filoni sedimentari. Quest'ultima interpretazione può trovare una convalida nell'esistenza di strutture filoniane mioceniche in altre località del Taburno, come, per esempio, a N di Turi Serapugno (III NE).

A causa di questa incertezza nell'attribuzione cronostatigrafica del

deposito, sulla legenda del foglio geologico il complesso ruditico **Br** è stato indicato con una tinta neutra, non caratterizzata stratigraficamente, e con una sigla priva di significato cronostatigrafico.

2) « Facies molisana prossimale » (Cretacico medio-Miocene inferiore)

Nelle tavv. IV NO e IV NE del F° 173 BENEVENTO, tra la valle del torrente Titerno ad O ed il tratto di S.S. n. 87 compreso tra Guardia Sanframondi a S e Casalduni e Morcone (F° CAMPOBASSO) ad E, affiora una serie detritico-selciosa continua dall'Albiano all'Aquitano p.p., indicata sulla legenda del foglio come « facies di transizione ». La nuova denominazione di « facies molisana prossimale » ne pone in evidenza i rapporti sia con la retrostante facies carbonatica, sia con l'antistante facies terrigena indicata, a sua volta, come « facies molisana distale »⁴.

Nel F° 173 la « facies molisana prossimale » affiora su una larghezza massima di una dozzina di chilometri e per una lunghezza di circa 10 chilometri; da Guardia Sanframondi, al limite settentrionale del foglio, prosegue verso N nell'adiacente F° 162 CAMPOBASSO e si prolunga successivamente fin quasi al Mare Adriatico, lungo il bordo esterno dell'Appennino carbonatico mesozoico di facies abruzzese (fogli 161 ISERNIA, 153 AGNONE e 147 LANCIANO); verso S, invece, i suoi affioramenti non oltrepassano la valle del F. Calore.

Il basamento della « facies molisana prossimale » non affiora nel F° 173; nel F° 161 ISERNIA si può invece osservare (M. Meta, Indiprete, Carpinone, Pesche) come tale serie detritico-selciosa sia sovrapposta in trasgressione concordante alle formazioni infraliassiche o altotriassiche della serie mesozoica carbonatica. Nel capitolo V « Tettonica » sono riportati alcuni elementi a favore dell'ipotesi che lo stesso rapporto stratigrafico sia valido anche nel F° 173.

⁴ Nel F° 173 BENEVENTO la « facies molisana distale », affiorante nel I e II quadrante, è stata denominata « facies di flysch ».

Alla base della serie di « facies molisana prossimale » si trovano due unità parzialmente eteropiche che possono denominarsi « formazione diasprigna » e « formazione calcareo-selciosa ». In letteratura (PESCATORE, 1965) esse sono state indicate rispettivamente come Formazione di M. Coppe e Formazione di Coste Chiavarine, dal nome di due località della tavoletta IV NE, ubicate rispettivamente 4 chilometri ad E di Cerreto Sannita e 3 chilometri a N di S. Lupo, presso Caicchia.

La formazione diasprigna è costituita da diaspri sottilmente stratificati di colore rosso cupo, giallo-ocra, nero e bruno, con rare intercalazioni di calcareniti a grana finissima di colore avana o biancastro e di marne fissili, generalmente rosso cupo o verdastre, più abbondanti nella parte superiore del complesso. Il suo spessore affiorante varia da 20 a 80 metri.

La formazione calcareo-selciosa, generalmente sovrastante i livelli diasprigni, ma in alcuni casi eteropica ad essi, è costituita da calcareniti avana o grigiastre, nettamente suddivise in strati di 10-20 centimetri di spessore, con arnioni o interstrati di selce bruna; nella parte alta della formazione sono presenti alcune intercalazioni di marne rosate. La sua potenza oscilla fra i 40 e gli 80 metri.

La microfauna di C⁹⁻⁵ è caratterizzata, dal basso verso l'alto, da *Hedbergella* sp., *Rotalipora apenninica* (RENZ), *Cuneolina* sp., *Globotruncana helvetica* (BOLLI), *G. tricarinata* (QUEREAU), *G. arca* (CUSH).

Nella carta geologica, data l'esigua potenza e le dimensioni limitate degli affioramenti, le due facies sono state rappresentate con un unico colore; esse si osservano con una certa continuità lungo tutto il bordo d'affioramento della serie molisana prossimale, da Montalto a Toppo Chiolli ad O, a M. Coppe e M. Giallonardo a S; fino a Toppo Mondolfo ad E.

Paleocene - Campaniano, PC-C¹⁰_{cg}; PC-C¹⁰

A questo intervallo stratigrafico corrispondono due formazioni parzialmente eteropiche: una conglomeratico-marnosa PC-C¹⁰_{cg}, l'altra prevalentemente detritica PC-C¹⁰. Generalmente esse seguono in successione

stratigrafica la formazione calcareo-selciosa; solo in taluni casi si rinvencono direttamente a tetto della formazione diasprigna.

I passaggi laterali tra i due complessi sono gradualità; per questo motivo sulla carta geologica essi sono indicati con uno stesso colore di fondo, al quale è sovrapposto un tratteggio orizzontale aperto nelle zone dove prevale la facies marnoso-conglomeratica PC-C¹⁰_{cg}.

Quest'ultima formazione è costituita da un conglomerato ad elementi della serie carbonatica, più o meno arrotondati e del diametro variabile da 30 cm a pochi millimetri, con cemento sabbioso o detritico calcareo, di colore biancastro o rossastro. Tali conglomerati, suddivisi in grossi banchi dello spessore massimo di alcuni metri, talora gradati, si alternano con pacchi di marne rossastre e verdastre; a luoghi si osservano pure intercalazioni di brecciole calcaree e di calcareniti bianche (calcari saccaroidi). La potenza di PC-C¹⁰_{cg} è dell'ordine del centinaio di metri.

Il complesso PC-C¹⁰, denominato anche Formazione di M. Calvello (PESCATORE, 1965) dal rilievo montuoso posto 5 km a N di S. Lupo, è rappresentato prevalentemente da calcareniti bianche (calcari saccaroidi) alle quali sono intercalati alcuni livelli di marne rosse e di brecciole calcaree a cemento rossastro e 2 o 3 banchi conglomeratici, dello spessore di qualche metro, a cemento calcareo e ad elementi della serie carbonatica di facies abruzzese, prevalentemente arrotondati e del diametro di 20-30 cm. Uno di questi banconi si ritrova costantemente alla base della formazione ed è accompagnato da un livello di puddinga ad elementi di piccole dimensioni e con cemento rossastro e da un livello di marne rosse tipo « scaglia ». Il complesso PC-C¹⁰ raggiunge i 200 m circa di potenza.

La microfauna delle due formazioni eteropiche, PC-C¹⁰ e PC-C¹⁰_{cg}, è rappresentata, dal basso verso l'alto, da: *Globotruncana contusa* (CUSH.), *Orbitoides media* (D'ARCHIAC), *Siderolites calcitropoides* (LAMARK), *Gümbelina* spp., *Miscellanea* sp., *Globorotalia velascoensis* (CUSH.). Tra i macrofossili si rinvencono frammenti di rudiste s.s., frequenti specialmente nella parte alta dei due complessi.

Per quanto è possibile dedurre dagli affioramenti, sembra che la formazione conglomeratico-marnosa PC-C¹⁰_{cg} occupi una posizione esterna nell'area di affioramento della « facies molisana prossimale », ritrovandosi

sia ad O verso l'alto carbonatico di facies abruzzese (Toppo Chiolli, Montalto, T. Vallantica, M. Pagliarelle, Ripa Malaportelle), sia ad E verso la Depressione molisano-sannitica (Toppo Mondolfo, Iella, Giallonardo); la formazione calcarenitica **PC-C¹⁰**, invece, si ritrova in posizione pressoché centrale rispetto agli affioramenti di **PC-C¹⁰_{cg}** (Colle S. Martino, M. Coppe, Caicchia, M. Calvello, Monticelli, M. Forgioso, La Serra). **PC-C¹⁰** si rinviene inoltre nei due rilievi isolati di M. Croce e Toppo Capomandro, rispettivamente a N di S. Lupo e a NE di Guardia Sanframondi, rilievi che costituiscono gli affioramenti più meridionali dell'area di « facies molisana prossimale ».

Si può inoltre osservare che, mentre la facies calcarenitica **PC-C¹⁰** prosegue con caratteristiche analoghe verso N, lungo tutto il bordo dell'Appennino calcareo mesozoico, la facies marnoso-conglomeratica **PC-C¹⁰_{cg}** sembra invece affiorare unicamente nei fogli BENEVENTO e CAMPOBASSO.

Oligocene (?) - Eocene p.p., **E**; **E_c**

Anche questo intervallo stratigrafico è rappresentato da due formazioni parzialmente eteropiche: una essenzialmente calcarenitica **E_c**, di ambiente tendenzialmente neritico; l'altra prevalentemente marnosa **E**, in massima parte di ambiente pelagico.

La formazione calcarenitica **E_c** è sottostante alla formazione prevalentemente marnosa **E**, ma in alcuni casi sembra sostituirsi eteropicamente ad essa, occupando l'intero intervallo stratigrafico. I passaggi laterali fra i due complessi sono gradualità; per questo motivo essi, indicati nella carta geologica con lo stesso colore, sono distinti da un tratteggio orizzontale aperto, sovrapposto alle zone dove prevale la formazione **E**.

La formazione **E_c** è costituita da calcareniti e calcilutiti di colore avana, generalmente ben stratificate, con intercalazioni marnose rosse e verdastre, generalmente non molto potenti e nettamente subordinate rispetto alla componente calcarenitica; argilloni di selce grigia sono particolarmente abbondanti nella parte basale del complesso.

La microfauna di **E_c** è caratterizzata da *Halkiardia* sp., *Amphistegina*

sp., *Globorotalia cerro-azulensis* (COLE), *G. bullbrooki* BOLLI, *G. aragonensis* NUTT., *Assilina* sp., *Nummulites* spp., *Alveolina* spp..

Nel F° 173 BENEVENTO questa formazione ha una potenza variabile da qualche metro ad una trentina di metri, sia che costituisca la base della formazione prevalentemente marnosa **E**, sia che occupi l'intero intervallo stratigrafico. Nel F° 162 CAMPOBASSO invece, in quest'ultimo caso la sua potenza raggiunge talora anche i 150 metri, come, per esempio, a Saipins, a NO di Sepino.

La formazione prevalentemente marnosa **E** è costituita da alternanze, dello spessore di circa una ventina di centimetri, di marne, marne calcaree e marne argillose, prevalentemente di color rosso (simili alla « scaglia » di facies umbra) o verdastro a cui sono intercalati calcari subcristallini finemente detritici, biancastri; in tutto il complesso sono frequenti noduli e letti di selce rossa mentre nella parte stratigraficamente più elevata è talora presente un orizzonte di pochi metri, costituito quasi esclusivamente da selce straterellata.

La microfauna è caratterizzata da *Globorotalia centralis* CUSH. & BERM., *G. bullbrooki* BOLLI, *G. aragonensis* NUTT., *Globigerapsis* spp.. La potenza della formazione può raggiungere il centinaio di metri.

Per quanto è possibile dedurre dagli affioramenti, sembra che il complesso **E** si estenda in massima parte nel settore occidentale interno dell'area di « facies molisana prossimale » (Colle S. Martino, Toppo Chiolli, M. Coppe), mentre il complesso **E_c** si trova nel suo settore centrale (da M. Pagliarelle a M. Calvello) e nel settore orientale esterno (Morcone e M. Forgioso). Solo nell'estremità meridionale dell'area di « facies molisana prossimale » (M. Croce, Toppo Capomandro) la formazione prevalentemente marnosa **E** sembra acquistare una posizione centrale fra gli affioramenti della formazione calcarenitica **E_c**, posti sia ad oriente che ad occidente della prima.

Aquitaniense - Oligocene p.p., **av**; **av_s**

Le Argille varicolori affiorano in lembi isolati di dimensioni planimetriche e spessori limitati in corrispondenza dell'area di « facies molisana ».

sana prossimale » e su estensioni relativamente vaste e con potenza cospicua nell'area di « facies molisana distale ».

La formazione è costituita da argilliti e marne in prevalenza di colore rosso vinato e verdastro, talora grigio e nero, con sottili intercalazioni di calcari verdastri o avana, di calcareniti, di calcari selciferi, di arenarie quarzose; frequenti le patine limonitiche e manganesifere. Negli affioramenti del versante destro della valle del F. Calore, ad O di V.ne Fornace, il complesso, di colore esclusivamente grigiastro, presenta una forte componente sabbiosa.

Nella parte superiore delle Argille varicolori si rinviene spesso un tipico orizzonte diasprigno **av**, analogo, litostratigraficamente, a quello che si osserva in molte zone dell'Appennino meridionale (fogli 153 AGNONE, 162 CAMPOBASSO, 186 S. ANGELO DEI LOMBARDI, 187 MELFI, ecc.). Questa litofacies, costituita da sottili alternanze di marne silicizzate di colore rosso scuro o nerastro, di diaspri rossi, arancioni, verdi e neri, con spalmature manganesifere, e di marne bituminose fissili, raggiunge localmente una potenza massima di una trentina di metri. Essa è stata cartografata a Casalduni, ad O e a NO di questo paese e presso il bordo centro-settentrionale del foglio; in quest'ultima località presenta un'esposizione particolarmente favorevole in corrispondenza della trincea della S.S. 87.

Nell'area di « facies molisana prossimale », le Argille varicolori si trovano in lembi isolati a S di M. Forgioso, a S di Monticelli, a NE di M. Croce, nel T. Ianare a NO di S. Lupo, ecc., mentre affiorano con continuità lungo il bordo esterno dell'area stessa, da Morcone a N (F° 162 CAMPOBASSO) fino oltre S. Lorenzo Maggiore a S⁵. Il loro spessore non supera il centinaio di metri nei lembi isolati, ma raggiunge potenze probabilmente assai maggiori nella fascia esterna di tale area.

La posizione di alcuni lembi di tale complesso, chiaramente a tetto delle formazioni **E** ed **E_c**, e quindi a chiusura della serie di « facies molisana

⁵ Naturalmente questi affioramenti possono anche considerarsi come appartenenti al bordo interno dell'area di « facies molisana distale ». La giustificazione dell'attribuzione all'area di « facies molisana prossimale » deriva principalmente dalla possibilità di osservarne la sovrapposizione stratigrafica alle formazioni **E** ed **E_c**.

sana prossimale » (come ad esempio a S di M. Forgioso, nella struttura ad orientamento meridiano a NO di Casalduni, in sinistra del T. Ianare a NO di S. Lupo, ecc.), è analoga a quella della formazione marnoso-calcarenitica cartografata come **M¹-O** (Aquitaniense-Oligocene p.p.) nell'adiacente F° 162 CAMPOBASSO.

La distinzione fra **M¹-O** e **av** è basata unicamente sui caratteri litologici più appariscenti; un passaggio graduale fra le due formazioni sembra osservabile però a NO di S. Lupo, nel F° 173, ad E di Guardiaregia⁶ e fra Sepino e Passo della Crocella, nel F° 162. D'altra parte l'esame micropaleontologico di campioni di argille raccolti nel V.ne del Corpo, a NO di Ponte, accanto a numerose forme banali unicamente indicative di facies ha rivelato la presenza di:

Siphonodosaria nuttalli (CUSH. & JARV.)

Globigerinoides gr. *trilobus* (REUSS)

Globigerina venezuelana HEDB.

Globorotalia gr. *mayeri* CUSH. & ELL.

indicative di un Miocene inferiore.

In definitiva sembra lecito ipotizzare una variazione laterale tra la formazione marnoso-detritica **M¹-O** e quella prevalentemente argillitica **av** sia da N (F° 162) verso S (F° 173), nell'ambito della « facies molisana prossimale », sia da O (F° 162) verso NE, E e SE (F.i 162-173) dalla « facies molisana prossimale » alla « facies molisana distale ».

3) *Facies molisana distale* (Cretacico medio? - Miocene inferiore)

La « facies molisana distale » si sviluppa principalmente nel I e II quadrante del foglio, mentre occupa una parte marginale nel III e IV quadrante; la sua descrizione quindi, sotto la denominazione di « facies di flysch », è opera di G. MARTELLI, coordinatore dei rilevamenti della metà orientale del foglio.

⁶ Nel F° 162 CAMPOBASSO l'affioramento di **M¹-O** attraversato dalla strada Guardiaregia-Stazione FF.SS. è stato indicato erroneamente con il colore e la sigla **br** delle brecce del Pleistocene inferiore.

Per i motivi esposti nell'introduzione, i criteri con cui sono stati definiti i complessi geologici nel I e II quadrante, l'attribuzione cronostatigrafica di alcuni orizzonti e l'interpretazione geologica generale non concordano perfettamente con quelli seguiti nel rilevamento del III e IV quadrante. Si ritiene pertanto opportuno esporre brevemente alcune osservazioni cronostatigrafiche compiute sui terreni di « facies molisana distale » affioranti nell'area occidentale del foglio e l'ipotesi generale alla quale, in base a queste, si può pervenire. A questo proposito è da precisare che, secondo gli Autori del presente paragrafo, molti affioramenti del I e II quadrante indicati con la sigla M^{4-1} sono attribuibili al complesso delle Argille varicolori *av-av_s*. Esse, come è stato osservato a pag. 56, affiorano, con caratteristiche litologiche analoghe, sia nell'area di « facies molisana prossimale », a tetto delle formazioni **E** ed **E_s**, sia in quella di « facies molisana distale », dove costituiscono la base della successione che occupa la Depressione molisano-sannitica; nel primo caso raggiungono potenze dell'ordine del centinaio di metri, nel secondo spessori difficilmente valutabili, ma certamente molto più elevati, probabilmente dell'ordine dei 2000 m.

Per gli Autori del presente paragrafo, le Argille varicolori corrispondono all'intervallo stratigrafico Aquitaniano-Oligocene p.p. quando costituiscono la chiusura della « serie molisana prossimale » e forse anche negli affioramenti posti lungo i bordi della Depressione molisano-sannitica mentre, allontanandosi da queste aree, e cioè in corrispondenza della « facies molisana distale », il loro volume stratigrafico, in accordo parziale con quanto prospettato recentemente da OGNIBEN (1969), comprenderebbe l'intervallo Cretacico superiore-Aquitano o Cretacico medio-Aquitano. In quest'ultimo caso il complesso costituirebbe, in linea di massima, un'eteropia laterale della serie detritico-selciosa della « facies molisana prossimale » e sarebbe interpretabile come un preflysch, sottostante il flysch miocenico.

Le intercalazioni di Argille varicolori che talora si trovano inserite nel sovrastante flysch miocenico possono considerarsi derivanti da fenomeni di risedimentazione o da frane gravitative.

4) *Miocene*

La descrizione delle formazioni mioceniche affioranti nel III e IV quadrante presenta alcune incertezze derivanti sia dalle conoscenze generali sul Miocene dell'Appennino meridionale, lacunose ed imprecise alla epoca del rilevamento, sia dalla limitata estensione degli affioramenti esaminati nel III e IV quadrante, che non ha permesso una visione d'insieme più vasta.

Si ritiene quindi opportuno premettere una breve esposizione dello schema interpretativo generale che, in base alle conoscenze acquisite in questi ultimi anni dagli Autori, sia direttamente sia indirettamente attraverso la recente letteratura geologica, può inquadrare nel modo più convincente le osservazioni raccolte ed i dati noti fino ad oggi, riordinando secondo questi criteri le suddivisioni formazionali e le sigle usate nel foglio.

Nell'area in esame si possono distinguere due formazioni mioceniche: una caratteristica dell'area di facies abruzzese, l'altra tipica dell'area di « facies molisana distale ».

La prima successione, di età Langhiano p.p. - Serravalliano, riunita cartograficamente nell'unità M^{3-2} , è rappresentata generalmente da un orizzonte basale biodetritico e biocostruito (« calcari a briozoi e litotamni »), in trasgressione subconcordante sulle formazioni carbonatiche mesozoiche di parte dell'area di facies abruzzese (Matese e Camposauro), e da un sovrastante livello calcareo-marnoso (« marne ad *Orbulina* »). Nella valle del T. Terno, a N di Civitella Licinia, l'unità è ricoperta da depositi marnoso-arenacei tortoniani (M_s), interpretabili tettonicamente come « molasse ».⁷

La seconda successione, affiorante nell'area di « facies molisana distale », è in trasgressione discordante sulle formazioni di « facies molisana prossimale » nel settore NO del foglio e su quelle di facies abruzzese

⁷ Sul foglio geologico questi depositi tortoniani non sono distinti dai sedimenti terrigeni langhiano-serravalliani affioranti a valle di Cerreto Sannita. Nella presente Nota, per questi ultimi è stata mantenuta la sigla M_s , mentre per indicare i primi si è ricorsi alla stessa sigla posta tra parentesi tonde (M_s).

nelle rimanenti aree del III e IV quadrante; la base della successione è caratterizzata da breccie e conglomerati ad elementi calcarei M_b e da quarzoareniti grossolane grigiastre $[M_s]$ ⁸ attribuibili grosso modo al Langhiano p.p. - Serravalliano p.p.

Questo orizzonte basale, a cui sono probabilmente assimilabili le arenarie quarzose affioranti sul Camposauro ed indicate con la sigla M^{3-2}_a , passa superiormente e lateralmente ad una formazione arenaceo-pelitica M_s , di età Serravalliano-Tortoniano p.p., costituita da arenarie argillose grigio-azzurrognole o giallastre con intercalazioni di marne biancastre fissili, interpretabili come un flysch.

Un sedimento cronologicamente equivalente alla successione M_b , $[M_s]$, M_s , ed in parte anche litologicamente simile, è rappresentato dai depositi flyschoidi marnoso-arenacei contraddistinti con la sigla M^{4-2}_{ma} affioranti a SO di Torrecuso (IV SE), in trasgressione discordante sulle formazioni carbonatiche di facies abruzzese del Camposauro.

Si deve infine ricordare che nella zona di Vitulano, sul versante orientale del Camposauro, con la sigla M_b , indicante le breccie basali della successione miocenica dell'area di « facies molisana prossimale », è stato cartografato anche un complesso che probabilmente corrisponde a parte della successione: Argille varicolori av - quarzoareniti $[M_s]$ - formazione arenaceo-pelitica M_s .⁹

A conclusione dell'esposizione di questo schema della ripartizione e della distribuzione delle formazioni mioceniche nel F° 173 è opportuno porre in evidenza le differenze sostanziali fra le successioni mioceniche nell'area di facies abruzzese ed in quella di « facies molisana distale ». Nella prima il Miocene giace in trasgressione subconcordante sulle formazioni premioceniche ed i depositi terrigeni (interpretabili come « molasse ») sono riferibili al Tortoniano; nella seconda la successione miocenica

⁸ Nel foglio geologico le quarzoareniti, distinte talora cartograficamente dalle breccie M_b , sono state indicate con il simbolo della formazione arenaceo-pelitica M_s (per esempio, negli affioramenti isolati taggressivi sulla serie di « facies molisana prossimale » fra le valli del Tiverno e del Tammaro). Nelle pagine seguenti queste quarzoareniti sono indicate dalla sigla posta tra parentesi quadrate $[M_s]$.

⁹ Nelle pagine seguenti la sigla indicante questo particolare complesso è stata posta tra parentesi tonde (M_b).

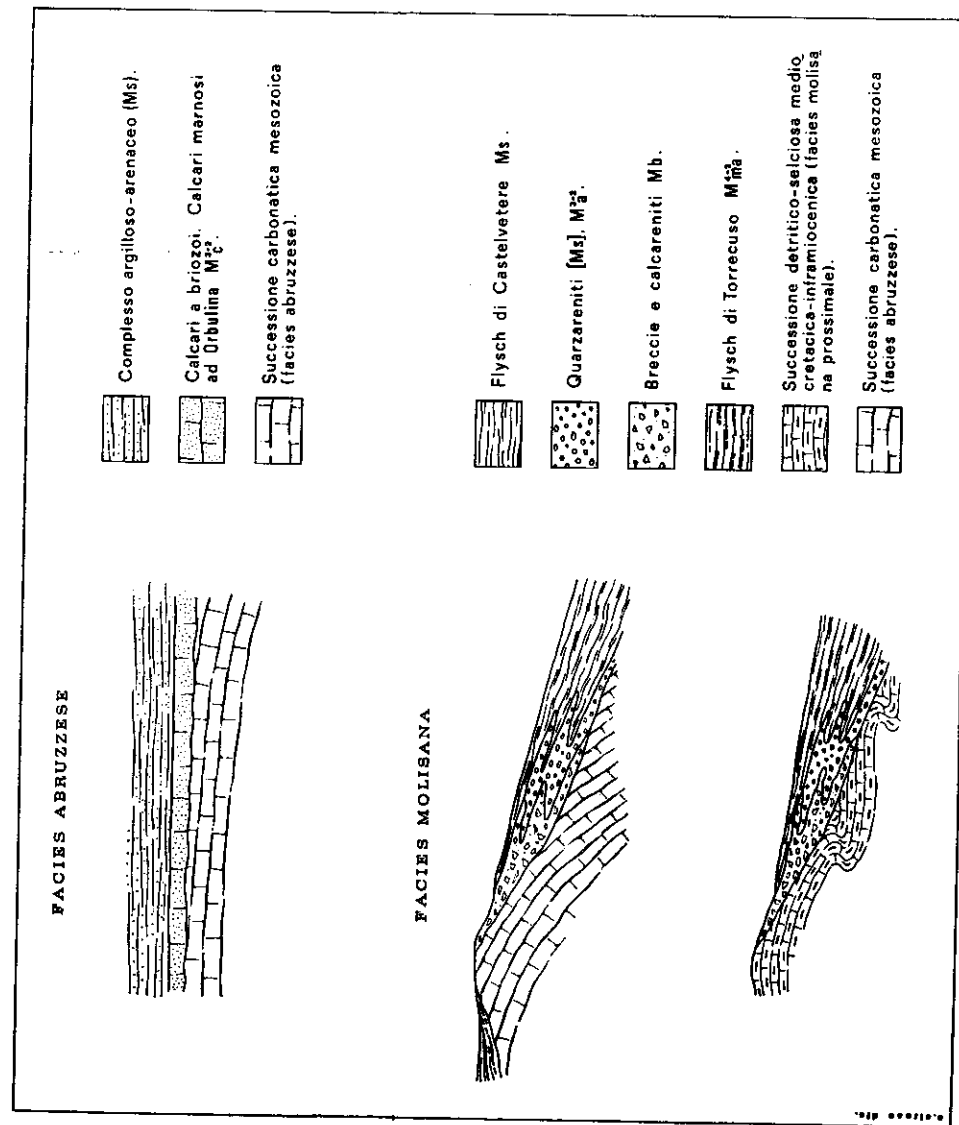


Fig. 3.

è in trasgressione discordante sui bordi del bacino di sedimentazione ed i depositi terrigeni (interpretabili come un « flysch ») sono prevalentemente attribuibili al Serravalliano.

Nella fig. 3, limitatamente al III ed al IV quadrante del foglio, si è tentata una rappresentazione grafica schematica dei probabili rapporti delle formazioni mioceniche fra di loro e con il substrato pre-miocenico. A tale schema, compilato al solo scopo di facilitare la lettura del paragrafo relativo alla stratigrafia del Miocene, non deve essere attribuito un significato paleomorfológico o paleogeografico.

a) *Facies abruzzese*

« Calcarei a litotamni e briozoi » e « Calcarei marnosi ad *Orbulina* », M³⁻².

In trasgressione subparallela sulle formazioni carbonatiche di facies abruzzese si rinvencono depositi miocenici analoghi, per litofacies e biofacies, a quelli descritti da SELLI (1957) per il Molise-Sannio (formazioni di Cusano e di Longano) e da OGNIBEN (1957, 1958) per il M. Maggiore (F° 172 CASERTA: formazioni di Mastroianni e della Montagnella).

Indicati rispettivamente come « calcari a litotamni e briozoi » e « calcari marnosi ad *Orbulina* », questi depositi sono sovrapposti ai calcari del Cretacico superiore (alta valle del F. Quirino, a S di Guardiaregia, Piana Regia, Pietraroia) e al « livello della bauxite » (Cusano Mutri), nel limitrofo F° CAMPOBASSO; ai calcari dell'Aptiano e dell'Albiano (massiccio del M. Monaco di Gioia, tra Civitella e Cerreto Sannita; settore occidentale del Camposauro, tra Pizzo del Piano e M. S. Angelo) e alle dolomie infraliassiche (versante sud-occidentale di M. Monaco di Gioia) nel F° BENEVENTO.

I frequenti rapporti di interdipendenza tra le due litofacies e le dimensioni, spesso assai ridotte, dei rispettivi affioramenti hanno consigliato l'unificazione cartografica di questi depositi; il loro esame è, in ogni modo, possibile: per i « calcari a litotamni e briozoi », sul Camposauro, a N di M. S. Angelo (tra S. Michele in Camposcuro e Pizzo del

Piano) e a SO di Solopaca (Sorgente Postiglione) e, sul Matese, a NNO di Civitella Licinia e a NO di Cerreto Sannita; per i « calcari marnosi ad *Orbulina* », sul Camposauro, a NE di M. S. Angelo (alla base del versante occidentale di M. Rosa e ad O di Fontana La Trinità) e, sul Matese, lungo il versante SO del M. Monaco di Gioia.

Lo spessore complessivo massimo di M³⁻² raggiunge forse i 70-80 m a NO di M. S. Angelo, nel massiccio del Camposauro, mentre si riduce a pochi metri nel settore sud-orientale del Matese e ritorna nuovamente dell'ordine di varie decine di metri più a N, negli affioramenti del F° CAMPOBASSO precedentemente ricordati.

I « calcari a litotamni e briozoi » sono rappresentati da bancate di calcari organogeni, biancastri e grigiastri, ad elementi organici spesso prevalenti sulla matrice fino a costituire accumuli biostromali. Abbondanti e rappresentativi sono i talli di *Lithothamnium*, di dimensioni fino a 15-20 cm, ed i gusci di grossi lamellibranchi (ostreidi e pettinidi); associati si rinvencono briozoi, balani, echinidi e, più raramente, anellidi.

Al microscopio la roccia si presenta quasi sempre come una biocalcarenite, spesso tendente a biomicrudite, nella quale, oltre ai resti dei fossili suddetti, sono presenti foraminiferi bentonici tra cui *Amphistegina* sp., e molto raramente *Miogyssina* sp. (?), *Cibicides* sp. e *Bolivina* sp.; la tanatocenesi può essere completata da Lagenidae, Buliminidae, Anomaliniidae, Operculinidae, Planorbulinidae, Sphaerogypsinidae, Gypsinidae, *Gyroidina* sp., Textulariidae, Rotaliidae e da qualche raro planctonico tra cui soprattutto Globigerinidae.

In questo deposito bioclastico sono talora presenti intercalazioni di calcareniti e biocalcareniti ad elementi medio-grossi in scarso cemento spatico, nelle quali, oltre a frammenti di litotamni, briozoi e molluschi e a qualche raro foraminifero bentonico (*Cibicides* sp. e *Bolivina* sp.), si rinviene una microfauna di planctonici a guscio spesso, che caratterizza la biofacies dei « calcari ad *Orbulina* »: *Globigerinoides* sp., *Globoquadrina* sp., *Globigerina* sp., e qualche *Orbulina*.

La litofacies e la biofacies della formazione rivelano un ambiente di sedimentazione litorale, a bassa batimetria, con acque perfettamente ossigenate e a notevole energia cinetica.

I « calcari ad *Orbulina* », correlabili con le formazioni di Longano (SELLI, 1957) e della Montagnella (OGNIBEN, 1957; 1958), ma con facies più calcarea, sono costituiti da calcareniti e calcilutiti bioclastiche grigio-azzurrognole o grigio-verdognole, a frattura scagliosa, interessate da strutture stilolitiche dovute a processi diagenetici di pressione-soluzione; talora sono presenti anche vere e proprie biomicriti a planctonici, formate esclusivamente da accumuli di tali foraminiferi, e sottilissime pellicole interstratali marnose. Gli strati, ben definiti ed in media di 5-20 cm di spessore, sono interessati da una minuta pieghettatura a zig-zag, che coinvolge talora tutta la potenza dell'affioramento; questa struttura è stata messa in relazione a fenomeni di scollamento e scivolamento (slumpings) in fase pre o sindiagenetica (SELLI, 1957) o ad azioni di trasciamento durante processi di scivolamento gravitazionale dei terreni sovrastanti (D'ARGENIO, 1967).

In questo litotipo la macrofauna è assente; rari frammenti di molluschi e di melobesie provengono dai « calcari a briozoi e litotamni »; eguale origine hanno, probabilmente, anche i rari foraminiferi bentonici riconoscibili (*Bolivina* spp., *Siphonodosaria* spp., *Gyroidina* sp.). È invece presente una ricca e significativa associazione di foraminiferi planctonici, tra cui:

Orbulina universa D'ORB.

» *suturalis* BRONN.

Globigerina sp.

Globigerinoides gr. *trilobus* (REUSS)

Globorotalia mayeri CUSH. & ELL.

» *ventriosa* OGNIBEN

» *menardii* (D'ORB.)

Globoquadrina altispira (CUSH. & JARV.)

I « calcari a briozoi e litotamni » sono generalmente sottostanti ai « calcari ad *Orbulina* », ma in alcuni casi queste due facies possono essere anche parzialmente eteropiche. Si ritiene pertanto probabile una non

perfetta e continua variazione spaziale-temporale delle condizioni batimetriche dell'ambiente di sedimentazione, che da litorale tende a passare a neritico infralitorale; ambiente questo ultimo in cui minore è l'azione del moto ondoso, maggiore l'apporto terrigeno esterno, più tranquilla la sedimentazione.

L'associazione microfaunistica dei « calcari ad *Orbulina* » fa attribuire questa facies al Serravalliano superiore e forse, in parte, al Tortonianiano inferiore; i « calcari a litotamni », sempre presenti alla base dei primi, ma talora, come già detto, anche parzialmente eteropici, sono datati indirettamente Langhiano superiore p.p. - Serravalliano p.p..

A Fontana La Trinità, estremo affioramento orientale di M^{3-2} , sul Camposauro, il Miocene basale, a differenza della generalità dei casi, sembra in parziale discordanza sui calcari dell'Albiano C^{6-4} e del Cretacico inferiore C^{4-1} . In questa località, alla base dei sedimenti miocenici è inoltre presente, a tratti, una breccia poligenica, al elementi di età cretacea e a cemento calcareo-marnoso rosato o gialliccio, in cui sono intercalati sottili e rari livelli lenticolari di ruditi a grana più minuta, con resti di briozoi, e di marne calcaree a fiamme giallastre o vinaccia e ad elementi spatizzati di probabile origine organica. Nel cemento di queste breccie D'ARGENIO (1961) ha rinvenuto una fauna a *Globigerina* sp. e *Amphistegina* sp.

Complesso argilloso-arenaceo, (M_6)

Nella valle del F. Titerno, a N di Civitella Licinia, i « calcari marnosi ad *Orbulina* » passano superiormente ad un complesso prevalentemente argilloso-siltoso, talora parzialmente arenaceo nella parte sommitale, di colore grigio-azzurrognolo, in strati generalmente da alcuni centimetri a qualche decimetro.

Nell'ambito del foglio questo passaggio stratigrafico non è chiaramente visibile, mentre appare molto evidente in tutti gli affioramenti del finitimo F° 162 CAMPOBASSO.

La formazione, indicata da SELLI (1957) come « formazione di Pietraròia », è caratterizzata dalla presenza di *Globorotalia menardii* (D'ORB.).

Come è stato precedentemente osservato, questo deposito (M_s) deve considerarsi distinto dall'unità terrigena prevalentemente serravalliana M_s del F° 173, alla quale è stato unificato, e deve piuttosto essere assimilato ai sedimenti tortoniano-messiniani M^p , affioranti nella zona di Apollosa (III quadrante) a chiusura della successione miocenica dell'area di « facies molisana distale ».

Nella valle del F. Terno il limite fra i depositi tortoniani (M_s) a N ed i depositi langhiano-serravalliani M_s a S dovrebbe trovarsi fra Civitella Licinia e Cerreto Sannita, circa in corrispondenza del valico della Madonna della Libera, fra i monti La Rocca ad OSO e Montalto a NE.

b) *Facies molisana distale*

Brecce e calcareniti, M_b

Con la sigla M_b si è indicato un complesso di puddinghe e di brecce ad elementi prevalentemente calcarei, poco arrotondati e di dimensioni fino a 20-30 cm di diametro, provenienti dalle formazioni di facies abruzzese e di « facies molisana prossimale »; elementi non calcarei sono rappresentati da fiocchi di argilla verdognola e da frammenti di selce varicolore.

Questo deposito calciruditico, trasgressivo sulle formazioni di « facies molisana prossimale » e di facies abruzzese, varia rapidamente di potenza: da pochi metri nelle zone più interne, fino a 40-50 m e forse più allontanandosi dagli appoggi. La discontinuità e la forma irregolare del complesso non ne permettono un calcolo esatto degli spessori neppure dove questi sono maggiori come, per esempio, lungo il versante destro della valle del F. Calore, fra S. Lorenzo e Castelvenero.

In questa località le calciruditi sono trasgressive sulle Argille varicolori av , datate Miocene inferiore (probabilmente Aquitaniano), nel valone a NO di Toppo Vreciunni (IV SE), e presentano intercalazioni di: 1) calcari silicei marroncini, a radiolari e piccoli probabili globigerinidi; 2) calcareniti grige con frammenti rimaneggiati di molluschi (rudiste?) e forse *Orbitoides* sp., e con Textulariidae, Polymorphinidae, Globigerinidae e *Litbothamnium* (?); 3) calcareniti bianche pseudocristalline, fatte

a spese di $PC-C^{10}$. Sono pure presenti noduli di selce marrone e nerastra ed alcuni clasti di calcare marnoso costituito da micrite sottilissima con minuti elementi cristallini, rappresentanti in parte resti di foraminiferi (*Heldbergella* sp., *Schackoia* sp., *Gümbelina* sp.) del Cretacico superiore, probabilmente di deposito torbiditico.

Placche discontinue di M_b , di spessore limitato e di dimensioni planimetriche variabili, ma generalmente modeste, si osservano a tetto sia delle Argille varicori av , sia della formazione diasprigna av_s nella fascia che da Morcone (F° 162) a N giunge fino a Guardia Sanframondi (IV NE) a SO, lungo il bordo esterno dell'area di « facies molisana prossimale ». In corrispondenza del settore meridionale di questa fascia, tra il V.ne Fornace ed il T. Lente, a NNO di Ponte (IV SE), il complesso calciruditico M_b costituisce alcuni piccoli dossi, isolati ma allineati fra loro, ed è rappresentato da livelli ben stratificati di conglomerato ad elementi calcarei di piccole dimensioni e gradati, a cui sono associati numerosi granuli di quarzo a spigoli vivi ed inclusi di argille verdognole.

Un simile brecciolino, ad elementi di piccole dimensioni e gradati, ma alternato a banchi di breccia più grossolana sempre però a cemento calcitico, si rinviene anche nelle placche di M_b a NO di Castelvenero (IV SO) e a N della Stazione di Solopaca (IV SO). Tra gli elementi sono presenti grossi frammenti di Rudiste e resti di probabili *Discocyclina* spp. e di *Globorotalia* gr. *velascoensis*, chiaramente rimaneggiati.

Più a monte, nella zona tra S. Lupo e Guardia Sanframondi (IV NE-IV SE), i conglomerati e le brecce basali M_b sembrano ammantare gli affioramenti cretaco-paleogenici di « facies molisana prossimale » di M. Croce, Pietra Fellara e Toppo Capomandro, come accumuli detritici trasgressivi simili a conoidi.

Sono inoltre da ricordare alcuni piccoli affioramenti, non cartografabili a scala 1/100.000, allineati lungo il bordo dei sedimenti cretaco-eocenici di « facies molisana prossimale » a NO e a SE di Mass. Masella (IV NE), a NE della placca di M_b su cui è costruito il paese di Cerreto Sannita. Insieme a questo ultimo affioramento essi indicano il limite settentrionale fra il Miocene dell'area di facies abruzzese a N e quello di « facies molisana distale » a S.

Quarzoareniti, [M_s]

Significato analogo a quello delle breccie M_b hanno le placche di quarzoareniti grossolane, talora debolmente cementate, di colore grigiastro o avana e ricche di granuli di quarzo arrotondati, che nel F° 173 ricoprono in trasgressione discordante le formazioni della « facies molisana prossimale », mentre a SE del Taburno, oltre il limite meridionale del foglio, sono in discordanza sulle formazioni carbonatiche di facies abruzzese (PESCATORE, SGROSSO & TORRE, 1969).

Nel F° BENEVENTO le quarzoareniti grossolane, come è stato precedentemente osservato, non sono state distinte cartograficamente dal flysch arenaceo-argilloso della Depressione molisano-sannitica; ambedue le formazioni sono state infatti indicate con lo stesso colore e con l'identica sigla M_s.

Affioramenti notevolmente estesi di queste quarzoareniti basali si osservano a monte della strada Cerreto Sannita - Gaurdia Sanframondi - S. Lupo - Ponte Landolfo (IV NE), per esempio fra Cerreto Sannita e M. Coppe, fra Pietrafellara e Toppo Capomandro, a N di M. Croce, mentre placche di più limitate dimensioni si rinvengono a SO di M. Pagliarelle e a NO di Toppo Chiolli (IV NE).

In alcuni casi, le breccie calcaree M_b e le quarzoareniti coesistono nello stesso affioramento, con costante sovrapposizione delle seconde alle prime. Questo si verifica, ad esempio, nei pressi di Schiavoni (IV NE), al limite settentrionale del foglio, dove le breccie calcaree M_b, di spessore limitato, sono ricoperte dalle quarzoareniti grossolane, grigiastre, poco cementate. Breccie calcaree e quarzoareniti sono disposte secondo una struttura sinclinalica, con asse E-O, parzialmente compresa nel finitimo F° 162 CAMPOBASSO, sovrapposta in trasgressione discordante su di una struttura anticlinalica, ad asse NO-SE, costituita dalle formazioni di « facies molisana prossimale », con al nucleo i diaspri e le calcareniti con selce C³⁻⁵.

Anche sul versante nord-occidentale di Toppo Capomandro le quarzoareniti sono chiaramente sovrapposte alle breccie calcaree M_b.

Un esiguo affioramento costituito da quarzoareniti in trasgressione discordante sui calcari del Cretacico superiore C¹⁰⁻⁶, incisi ed erosi, si rinviene tra Airola e Moiano, poco a SO di Ponte Moiano (III SO). Le quarzoareniti, poco cementate e di colorazione dal giallo al violetto, contengono livelli di breccie prevalentemente poligeniche ed elementi sciolti eterometrici, costituiti in massima parte dai litotipi delle formazioni cretache circostanti e subordinatamente dai componenti litoidi del complesso delle Argille varicolori (calcari marnosi marrone ed ocra con venature tipo « pietra paesina », elementi argillosi rosso-violacei e verdognoli, selce), i primi generalmente ancora a spigoli vivi, gli altri a contorni spesso leggermente arrotondati.

L'eccezione, prevalentemente quarzosa, è costituito da granuli con diametro massimo di mezzo centimetro, mentre gli elementi calcarei e calcareo-marnosi (a parte alcuni blocchi di dimensioni notevoli ma non valutabili in quanto affioranti solo parzialmente) raggiungono dimensioni di 20-25 cm.

La stratificazione, a volte evidente per la presenza di veri e propri giunti o per l'alternanza di livelli lenticolari di breccie, si intuisce talora solo per una grossolana gradazione degli inclusi.

Arenarie quarzose, M³⁻².

Alla sommità del massiccio del Camposauro affiorano alcuni lembi di arenarie quarzose, variamente cementate, di colore marrone-ocraceo, a granulometria variabile, solo localmente gradata.

A pozzo Tauto, a NE di Frasso Telesino, il deposito, stratoide, di pochi metri di spessore, particolarmente cementato e con superfici ferruginose o grigiastre traslucide, ricopre in concordanza, ma con passaggio litologico assai netto, i calcari detritici miocenici M³⁻².

A Font. na la Trinità, a NO di M. Campasauro, le arenarie sono sovrapposte invece in discordanza sul Miocene calcarenitico M³⁻², e sui calcari del Cretacico medio-inferiore C⁶⁻⁴ e C⁴⁻¹. Nelle sottili intercalazioni marnoso-calcaree ed argillose che caratterizzano questo affioramento sono

presenti resti di foraminiferi rimaneggiati, classificati dubitativamente come:

Orbulina suturalis BRONN.

» *universa* D'ORB.

Globigerinoides bisphericus TODD.

» *gr. trilobus* (REUSS).

In base a questa associazione l'età della formazione non dovrebbe essere più antica del Serravalliano. Inoltre, circa 250 m a S di Fontana la Trinità, in alcune intercalazioni di calcareniti marroni e di calciruditi, ad elementi arrotondati di piccole dimensioni e debolmente cementati, si è rinvenuta una fauna miocenica prevalentemente a planctonici, in cui è da segnalare la presenza di:

Globigerinoides gr. trilobus (REUSS)

Globigerina sp.

Globoquadrina sp.

Globorotalia mayeri (?) CUSH. & ELL.

Globorotalia cfr. *scitula* (BRADY)

associate a frammenti di molluschi e di echinidi.

Infine, in alcuni piccoli affioramenti in prossimità di Fontana Casa, ad E della cima di M. Camposauro, alle quarzoareniti sono intercalati livelli di marne scagliettate verdognole e rossicce, prive di resti organici.

Nella legenda del foglio, questi affioramenti arenacei sono stati considerati successivi od equivalenti al Miocene calcarenitico M^{3-2}_c ; in un quadro geologico regionale, l'età, le caratteristiche litologiche e la sovrapposizione in trasgressione discordante su C^{4-1} e C^{6-4} fanno ritenere probabile l'equivalenza delle arenarie quarzose M^{3-2}_a ai livelli superiori delle quarzoareniti [M_s], basali o forse parzialmente eteropiche al flysch serravalliano M_s dell'area di « facies molisana distale ».

Unità arenaceo-pelitica, M_s

L'unità arenaceo-pelitica M_s , sovrastante o forse parzialmente eteropica delle breccie calcaree M_b e delle quarzoareniti basali [M_s], affiora estesamente nel I e II quadrante, mentre nel III e IV ricopre aree relativamente limitate.

Questo deposito, interpretabile come un flysch, in linea di massima presenta caratteristiche litologiche abbastanza omogenee; esso è infatti costituito prevalentemente da arenarie e sabbioni quarzosi grossolani talora gradati, di colore grigio-azzurrognolo, o giallastro per alterazione, e da livelli subordinati di argille marnose e di marne grigio-cerulee, fissili o a frattura aciculare.

Lo spessore dell'unità M_s cresce rapidamente allontanandosi dai bordi del bacino di sedimentazione, cioè dai depositi di « facies molisana prossimale » (nel F° 173) e dalle rocce carbonatiche di facies abruzzese (a SO, nel F° 172), verso il centro del bacino, cioè verso l'area di « facies molisana distale » (Depressione molisano-sannitica).

Una importante microfauna, che ha permesso di datare come serravalliana l'unità arenaceo-pelitica M_s , è stata rinvenuta in un campione raccolto a N della stazione FF. SS. di Solopaca, lungo il rettilineo di località Caldaia, in un livello di argille sabbiose:

Orbulina universa D'ORB.

Globigerinoides gr. trilobus (REUSS)

Globoquadrina altispira (CUSH. & JARV.)

» *debiscens* (CHAP., PARR & COLL.).

In questa località il deposito appare inoltre costituito da alternanze di argille sabbiose, di arenarie a cemento marnoso con inclusi organismi planctonici di piccolissima taglia [*Globigerina* sp., *Globigerinoides gr. trilobus* (REUSS) ?, *Globorotalia* sp.] e di calcare marnoso biomicritico di color avorio in cui si rinvencono gli stessi piccoli planctonici in accumuli isorientati forse per deposito da torbida.

Il limite tra l'unità terrigena serravalliana M_s della « facies molisana distale » — denominata « flysch di Castelvetere » da PESCATORE, SGROSSO & TORRE (1969) — e quella tortoniana (M_s) della facies abruzzese (non indicato nella carta geologica in quanto le due formazioni sono state unificate e contraddistinte con un unico colore ed un'unica sigla) si trova probabilmente tra Cerreto Sannita e Civitella Licinia, presso la sella della Madonna della Libera, fra i monti La Rocca e Montalto, come già osservato a pag. 66.

Ad E del Taburno-Camposauro l'unità arenaceo-pelitica serravalliana M_s passa superiormente ad una formazione terrigena tortoniano-messiniana M^5 , isopica ed isocrona con la formazione che chiude la successione miocenica nell'area di facies abruzzese.

Alternanze marnoso-arenacee, M^{4-2}_{ma}

All'estremità nord-orientale del Camposauro, nella sella tra M. Pentime e M. S. Michele, in trasgressione debolmente discordante sui depositi leggermente erosi del Giurassico superiore C^1-C^5 e del Cretacico inferiore C^{4-1} si osserva una formazione marnoso-arenacea indicata da D'ARGENIO (1967) come « Flysch di Torrecuso ».

La base della formazione, dello spessore di poco più di 1 m., è costituita da arenarie grossolane brune, prevalentemente quarzose, con inclusi carbonatici mesozoici di dimensioni fino a 10 cm circa; essa passa superiormente ad alternanze di arenarie giallo-brune e di marne grigie a frattura romboedrica, in strati di 10-20 cm, contenenti una fauna sicuramente serravalliana:

Orbulina universa D'ORB.

Orbulina suturalis BRONN.

Globigerina bulloides (D'ORB.)

Globigerinoides gr. *trilobus* (REUSS)

Globorotalia ventriosa OGNIBEN

Globorotalia cfr. *scitula* (BRADY)

Globoquadrina debiscens (CHAP., PARR & COLL.)

» *altispira* (CUSH. & JARV.).

La successione prosegue verso l'alto con alternanze di arenarie giallastre, sabbioni quarzosi grigiastri, calciruditi probabilmente torbiditiche e marne più o meno silteose; contemporaneamente all'incremento graduale della componente arenacea aumenta anche lo spessore degli strati.

Procedendo verso N ed allontanandosi dagli appoggi, la facies prevalentemente arenitica grossolana è in parte sostituita da sedimenti a granulometria più sottile o argilloso-marnosi; nella incisione del F.so Pisciarello, ad O di S. Libero (IV SE), per esempio, affiorano marne più o meno silteose grigio-cerulee a plactonici, mentre nei dintorni della carrozzabile Paupisi-Torrecuso una vasta gamma di termini arenitici e ruditici appare intercalata in un complesso prevalentemente argilloso-sabbioso.

La formazione raggiunge probabilmente uno spessore complessivo massimo di 250 m.

Placche della parte basale trasgressiva della formazione M^{4-2}_{ma} si trovano isolate sulle formazioni carbonatiche lungo il sentiero che dalla sella tra M. Pentime e M. S. Michele (IV SE) sale verso S. Mennato; gli elementi calcarei, prevalentemente giurassici, molto grossolani ma a spigoli subarrotundati, sono uniti da un sabbione quarzoso, giallastro, discretamente cementato.

Tasche dello stesso materiale e filoni sedimentari a granulometria più sottile si rinvengono a quote anche più elevate.

Le osservazioni eseguite fanno intravedere l'esistenza di una blanda paleomorfologia premiocenica nelle formazioni carbonatiche di facies abruzzese. Il bacino di sedimentazione della formazione marnoso-arenacea, con il bordo posto circa in corrispondenza della sella fra M. Pentime e M. S. Michele, si approfondiva più o meno regolarmente verso N, creando in breve spazio condizioni di sedimentazione diverse, da infralittorale e circolittorale.

In linea di massima, la formazione indicata con la sigla M^{4-2}_{ma} sembra

corrispondere, anche se con litotipi parzialmente diversi, alla successione miocenica, precedentemente descritta, dell'area di « facies molisana distale »: breccie calcaree M_b - quarzoareniti, [M_s] - parte basale del flysch serravalliano M_s .

Argilloscisti policromi, calcari cristallini, quarzoareniti, (M_b)

Sul versante orientale del Camposauro, tra Colle della Noce (III NE) e Madonna delle Grazie (IV SE) a S di Vitulano, i sedimenti cretacici di facies abruzzese C^{6-4} e C^{10-6} sono ricoperti da un complesso prevalentemente calcareo-marnoso costituito da argilloscisti policromi (rosso fegato, nerastri e verdognoli) con intercalazioni di calcari pseudosaccaroidi grigio-scuro o bianchi, in bancate lenticolari o in sottili livelli, con tipiche bande calcitiche e spatliche subparallele alla stratificazione.¹⁰

Nei livelli argillosi sono sparsi piccoli inclusi calcarei, talora spatizzati e limonitizzati, di probabile origine organica; nel loro residuo sono stati rinvenuti alcuni radiolari, rare globigerine e qualche probabile *Orbulina* (?), schiacciata e fortemente deformata.

Nei calcari pseudosaccaroidi i clasti, legati da uno scarso cemento micritico, sono costituiti da abbondanti frammenti di molluschi (rudista-*cee* ?), rari foraminiferi arenacei ed altri resti organici non classificabili; questa fauna, in buona parte di origine cretacica, rivela, al microscopio, sicuri indizi di rimaneggiamento.

Ai tipi litologici suddetti sono intercalati, subordinatamente, breccie, calcareniti ed arenarie quarzose grigiastre; in queste ultime MALATESTA (1958) cita la presenza di *Chlamys* cfr. *northamptoni* MIGHT.

Procedendo verso NE, aumenta lo spessore dell'unità (M_b) e varia percentualmente la presenza dei suoi componenti litologici: diminuiscono gli argilloscisti policromi, che passano talora a marne grigio-verdognole gradualmente più calcaree e con fratturazione romboedrica (simili al « bisciaro »

¹⁰ Questa litofacies è stata cartografata come M_b , non tanto per i caratteri litologici, quanto per la posizione stratigrafica rispetto al complesso M_s , al quale sembra far passaggio laterale e verticale.

umbro) e contemporaneamente aumentano le intercalazioni quarzoarenitiche, generalmente poco cementate.

Il bordo nord-orientale dell'affioramento è costituito prevalentemente da quarzoareniti grigio-cerulee e giallastre, in grosse bancate o a stratificazione indistinta, correlabili alle quarzoareniti [M_s] che costituiscono la base del ciclo miocenico della Depressione molisano-sannitica. Questa analogia, unitamente agli altri elementi litostratigrafici e paleontologici rinvenuti, permette di assegnare al complesso (M_b) un'età compresa tra il Langhiano e il Serravalliano.

Una diversa interpretazione dei rapporti tra i vari litotipi potrebbe però permettere di considerare i livelli argillosi policromi basali come il residuo trasgressivo di una facies atipica della formazione *av* (Oligocene-Aquitano). In base a questa ipotesi, allontanandosi dall'appoggio trasgressivo sulle formazioni carbonatiche non si avrebbe un passaggio laterale tra i vari litotipi ma una successione litostratigrafica da termini basali verso termini superiori, cioè dalle Argille varicolori oligocenico-aquitane alle quarzoareniti del Langhiano-Serravalliano p.p. [M_s].

Il complesso argilloso-calcareo-arenaceo ora descritto giace in discordanza sui sedimenti cretacici, senza interposizione alcuna di breccie o di conglomerati basali di trasgressione. Sul versante destro della valle prospiciente Vitulano, la giacitura del deposito ha un andamento leggermente sinclinalico, con asse SO-NE, probabilmente di origine sinsedimentario e in questo caso impostato su di una blanda paleomorfologia premiocenica, possibile residuo della paleogeografia del Cretacico medio-superiore. La presenza di filoni e di tasche di (M_b) nei sedimenti del Cretacico superiore e medio nella zona delle cave dei « marmi di Vitulano » è una conferma di fenomeni erosivi legati a questa situazione paleogeografica.

Un affioramento di facies simile a quello di Colle della Noce si rinviene al limite settentrionale del F° 185 SALERNO, a S di M. Teano (F° 173, tav. II SE) sul bordo meridionale del F° BENEVENTO. Questo affioramento, non indicato sul foglio geologico 185, è sovrapposto alle

brecce calcaree C^{6-4}_{br} di facies abruzzese ed è costituito da alternanze di calcari bianchi cristallini e marne color rosso fegato; esso sembra far passaggio, lateralmente e/o superiormente, alle quarzoareniti [M_s].

Nella valle di Prata, tra il Camposauro ed il Taburno, sono stati erroneamente cartografati come M_b' delle lenti irregolari di argille varicolori, inglobanti pezzame a spigoli vivi di varia natura (calcari verdognoli, calcari marnosi tipo « pietra paesina », diaspri, ecc.), interpretabili come frane gravitative delle Argille varicolori av nella formazione M_s .

Olistoliti di età cretacea e giurassica associati ai depositi miocenici, **ol**.

Sono stati differenziati graficamente ed indicati con questa sigla i numerosi blocchi calcarei in giacitura chiaramente secondaria, litologicamente correlabili con i sedimenti carbonatici affioranti nelle aree occidentali del foglio. I rilievi mesozoici, sottoposti all'abrasione del mare miocenico, hanno fornito questi materiali litoidi che, per successive frane sottomarine, sono andati ad inserirsi nel corpo dei depositi allora in via di formazione. La loro attuale posizione è quindi giustificata in quanto legata a fenomeni franosi succedutisi nel corso della normale sedimentazione dei depositi ai quali oggi si trovano associati.

Tra Montesarchio e Cautano e nei dintorni di Roccabascerana si incontra un vero adunamento di questi elementi di frana. Risalendo la strada da quest'ultima località verso S, si può osservare inoltre che i blocchi calcarei sono spesso accompagnati da una brecciola semicoerente, talvolta anche cementata, costituita da piccoli elementi calcarei e da noduli di marna sabbiosa e di arenaria, che può validamente confermare l'ipotesi della frana sottomarina a giustificazione della presenza di blocchi calcarei mesozoici entro i depositi miocenici M^5 , M_s e M^{4-1} .

L'olistolite che affiora sulla sinistra della S.S. N° 88, poco dopo il bivio per Ceppaloni, appare associato ad un piccolo lembo di argille policrome simili a quelle che si incontrano nella facies M^{4-1} ; probabilmente questo blocco calcareo ha compiuto un cammino assai più lungo e forse in tempi diversi rispetto a quello percorso dagli olistoliti che si incontrano a S di Roccabascerana.

DEPOSITI CENOZOICI DEL I E II QUADRANTE

a) *Miocene*

Argille e marne siltose grigie e varicolori, con intercalazioni di calcari, ecc., M^{4-1} ; lenti di gesso, M^4_g

I sedimenti che costituiscono l'unità M^{4-1} rappresentano la facies più diffusa, varia e caratteristica dei depositi di flysch dell'Appennino campano.

Nella prima fase del rilevamento, le varie alternanze argillose e calcaree erano state differenziate, oltreché per la loro litologia, anche in considerazione di generici riferimenti cronostratigrafici ottenuti a quel tempo. Successivamente, accogliendo il principio formazionale litostratigrafico, e quindi di unificazione del sistema di rappresentazione della Carta Geologica, si è provveduto a trasformare, rielaborandola, la stesura originale, tenendo in giusto conto anche la serie dei nuovi, più sicuri elementi cronostratigrafici. Ne è risultata una più semplice esposizione della visione dei fatti, raggiungendo così lo scopo di dare una indicazione di massima sulle aree occupate da associazioni litologiche omogenee anche se, nel loro insieme, profondamente varie per il rapido variare delle condizioni ambientali in atto al momento della sedimentazione.

L'età di questo insieme di depositi è compresa fra l'Aquitano, rappresentato da un complesso di arenarie giallastre, in genere ad elementi grossolani, e da calcareniti e marne quali quelle di Contrada Francavilla (I SO), ed il Tortonian, rappresentato da caratteristiche argille grigie, talora siltose, affioranti a S di Tufini (II NE) e ad E di ponte Zeza e di Castelmozzo (II SE). In quest'ultima località, nelle argille si trovano consistenti lenti di gesso macrocristallino, oggi quasi totalmente sfruttate.

L'esame di dettaglio di questo insieme di depositi viene fatto prendendo in considerazione gli affioramenti più settentrionali e, successivamente, quelli visibili nelle restanti aree del I e II quadrante.

Come prima cosa occorre far rilevare che i sedimenti di cui si tratta si ricollegano con quelli indicati con la sigla **i** nel limitrofo F° 174 ARIANO IRPINO, alla cui Nota Illustrativa si rimanda.

Al bordo nord-orientale del foglio in esame, dei terreni M^{4-1} affiorano i termini argillosi, con bande varicolori e livelli di calcareniti; il loro andamento sembra dolcemente ondulato, con direzione appenninica e vergenza generale verso SO. Purtroppo le gravi difficoltà che si incontrano nel reperire in questi depositi sicuri elementi stratimetrici limitano ogni considerazione sulle loro strutture, per cui sulla carta è impossibile indicare con certezza, oltre quello che è stato fatto, sia gli andamenti degli strati, sia le loro dislocazioni.

Nei dintorni di M. Capezzuto questi terreni si immergono sotto il complesso sabbioso-arenaceo M_s , per riaffiorare, più ad occidente, fra la parte alta del corso del T. Reinello e la confluenza F. Tammaro-T. Tammarecchia. Poco a S di questa confluenza, l'immersione di M^{4-1} sotto M_s è ben evidente ed il relativo contatto è facilmente seguibile sul terreno fin sotto Montedonico e ben oltre il limite orientale del foglio.

Spostando l'osservazione verso occidente vediamo che gli affioramenti di M^{4-1} costituiscono i versanti delle incisioni vallive dei torrenti Reinello e Tammarecchia e del F. Tammaro estendendosi verso S fino a C.le Mottola (q. 532).

Nella visione di insieme appare chiaro che M^{4-1} è alla base della serie stratigrafica affiorante in queste zone e che passa lateralmente e verticalmente ai termini coevi o più recenti che, per il criterio litostratigrafico, sono stati unificati in M_s e M_b .

Nell'area circostante l'ultima località citata recenti lavori di sbancamento e profondi tagli operati sui terreni per le opere relative alla nuova arteria stradale Benevento-Campobasso ed al raccordo di questa con il paese di Casalduni permettono oggi, assai meglio che per il passato, l'osservazione in dettaglio dei termini litologici costituenti M^{4-1} . Si tratta anche qui di depositi argillosi grigiastri con diffuse intercalazioni e lenti di Argille varicolori, talora a colorazione rossa e verde molto intensa, la cui consistenza è qualche volta così modesta da essere facilmente asportate con il lavoro di un giorno di una sola pala meccanica! I livelli litoidi di calcareniti e di calcari marnosi sono del tutto subordinati per cui ovunque si ha l'impressione di essere su terreni plastici.

Al disotto del parallelo C.le Mottola-Montedonico i terreni di M^{4-1}

si seguono verso SSO; attraverso Pietrelcina e la Contrada Acqua Balda questi convergono verso S. Vitale (I SO). A N di quest'ultima località i depositi argillosi grigi e varicolori si presentano con una maggior quantità di intercalazioni litoidi e mostrano più frequenti e più marcati livelli siltosi o addirittura sabbiosi.

Prima di terminare le osservazioni sui terreni di M^{4-1} affioranti nel I quadrante del foglio è necessario ricordare che la maggior parte dei campioni raccolti in queste aree ha rivelato associazioni di microfaune del Miocene inferiore, essenzialmente di età langhiana, mentre in una serie litologica campionata poco a NO di Masseria Francavilla (I SO) sono state individuate faune di età aquitaniana associate a forme oligoceniche rimaneggiate. A NE di Paduli (I SE), prima di giungere in Contrada S. Arcangelo, sul lato destro della S.S. n. 90 bis, in terreni argilloso-sabbiosi si possono invece raccogliere esemplari anche ben conservati di *Ostrea gingensis* SCHLOTHEIM di età elveziano-tortoniana.

Gli affioramenti di M^{4-1} nelle aree delimitate dal II quadrante del foglio sono assai meno estesi rispetto a quelli del I e si manifestano al di sotto delle coperture sedimentarie più recenti.

Negli immediati dintorni settentrionali di Benevento i depositi argillosi di M^{4-1} sono sempre caratterizzati dalle diffuse intercalazioni di Argille varicolori ben individuabili, anche se non altrettanto ben cartografabili, specialmente nel corso delle lavorazioni agricole; in certe aree, come sui versanti di S. Vitale e di Masseria Cerritello, ad O, e presso C. Carbone ad E del capoluogo, si fanno più frequenti i livelli di calcareniti e di calcari marnosi. In quest'ultima parte, nei dintorni di Cancelleria, affiorano arenarie grossolane grigie, con abbonanti lamine di mica, che sfumano in livelletti marnoso-arenacei di eguale colore. Poco a S di Masseria Tufini due campioni prelevati in livelli di argille sabbiose hanno dato un residuo in cui sono state individuate microfaune planctoniche di etàortoniana. La parte inorganica è risultata costituita oltretutto da abbondanti granuli di quarzo e di calcare marnoso, anche da cristalli di minerali femici forse augite.

Nella parte meridionale del quadrante è opportuno segnalare che in campioni prelevati lungo il recente taglio operato per una variante

alla via Appia (S.S. n. 7), fra Tufara e Benevento, a N di M. Frascio sono state individuate microfaune di probabile età aquitaniana, associate a forme cretatiche, il cui rimaneggiamento potrebbe essere collocato nell'Elveziano per la presenza, fra queste, di alcuni esemplari di *Globorotalia (Globorotalia menardii)*.

Qualche considerazione di maggior dettaglio è infine opportuna per gli affioramenti di M^{4-1} nella parte meridionale del foglio, compresa fra la Contrada Venticano, S. Paolina e l'estremo bordo sud-orientale del II quadrante. Tali terreni affiorano da sotto la copertura fluvio-lacustre del bacino di S. Giorgio del Sannio e, per quanto è risultato dai campioni raccolti, sembrano costituire la parte più alta di M^{4-1} . Il tipo litologico è costituito quasi unicamente da argille grigie, con pochi o punti interstrati litoidi entro cui si fanno sempre più rare le intercalazioni di Argille varicolori. Ad E di Torre le Nocelle e ad E di M. Caprio, presso il F. Calore, in due campioni (uno di argilla sabbiosa ed uno di argilla grigia di aspetto brecciato) sono state individuate microfaune di età tortoniana mal conservate ed associate a forme eoceniche ed oligoceniche nonché a qualche raro esemplare del Miocene superiore (*Rotalia beccari tepida* e *Bolivina* sp.).

Ad E di Castelmozzo e di Ponte Zeza (II SE) campioni di argille grigie hanno rivelato contenere faune di età tortoniana. Nell'area della prima località, associati ai depositi argillosi si rinvenivano ammassi di gesso macrocristallino, indicati sul foglio con la sigla M^4_g , nei quali non è difficile individuare impregnazioni di idrocarburi.

Sul versante settentrionale della valle ad E di ponte Zeza, nelle argille grigie non si rinvenivano lenti di gesso ma si osservano locali arrossamenti dei terreni e variazioni del tipo litologico del tutto simili a quelli che si hanno comunemente in presenza di depositi salini quali quelli di gesso.

È qui opportuno richiamare l'attenzione su questi ammassi di gesso di età tortoniana o comunque prepontica per distinguerli nettamente da altri depositi simili ma superiori e di età più recente, sicuramente pontica, i quali si trovano associati alla mineralizzazione a solfo nei terreni di tale età, affioranti più ad occidente, verso Tufo ed Altavilla Irpina.

Sabbie ed arenarie grigio-giallastre, ecc., M_s

Si tratta di un complesso nel suo insieme abbastanza omogeneo dal punto di vista litologico, costituito da « molasse »¹¹ ed arenarie grossolane, gradate, alternanti, a luoghi e specie nella porzione basale, a livelli di puddinghe ad elementi anche abbastanza grossi. In questi depositi il colore dominante è il grigio cenere con sfumature ocracee e giallastre. Verso la parte alta prevalgono alternanze di livelli sabbiosi ed argillosi.

Questo complesso si sviluppa pressoché totalmente nell'area del I quadrante, ove costituisce un buon 50 % degli affioramenti.

Così nella fascia che dai dintorni di S. Marco dei Cavoti giunge fino al bordo orientale del quadrante, a S di Montedonico, si può osservare che, spostandosi in direzione SO, i depositi di « molasse » marroni o giallastre alternano a livelli argillosi e si sviluppano in estensione e potenza verso S. Giorgio la Molarà.

Il complesso è agevolmente osservabile in buona parte del suo spessore seguendo la carrozzabile che da Molinara scende al ponte di Molinara per risalire di nuovo verso S. Giorgio la Molarà e di qui a M. Capezzuto ed a M. Manco. La strada attraversa l'insieme delle alternanze molasse-sabbie di Molinara, sovrastante ed in parte, come già detto, laterale a M^{4-1} . La vergenza degli strati è pressoché costante verso NNE e l'inclinazione oscilla tra i 20° ed i 60°. Si possono osservare sacche di puddinghe mal cementate fra i cui elementi si rinvenivano resti di lamelli-branchi e denti di pesci. Nel tratto inferiore di detta strada, 700 m circa prima del ponte di Molinara, nella parte basale dell'affioramento di M_s , si individuano livelli di arenarie a grana fine, fortemente cementate, in chiare intercalazioni entro le « molasse » giallastre. Lo spessore maggiore di questi depositi si trova nell'area di S. Giorgio la Molarà — Serra del Drago; esso viene gradatamente a ridursi in direzione di Montedonico, ove si ha un più ampio sviluppo di M^{4-1} .

Tutto il rilievo di S. Giorgio la Molarà è pure costituito da sabbioni giallastri ed arenarie grossolane, gradate, alternanti a livelli di puddinghe a grossi elementi.

¹¹ Il termine « molasse » è qui usato in senso litologico.

Più ad occidente, i depositi di M_s costituiscono le dorsali Colle Serano-Toppa Cupone e Toppa Marano-Campo della Corte e si sviluppano verso SE ben oltre Fragneto l'Abate. Nell'insieme si può osservare che la massa di sedimenti sabbioso-arenacei di questi due rilievi costituisce una facies laterale e leggermente superiore rispetto a M_b di Reino e di Campolattaro, come del resto è rilevabile presso il cimitero di Reino e nella parte settentrionale della tavoletta I NO.

Nei dintorni di Fragneto Monforte il complesso sabbioso mostra, nella parte alta, graduali ma rapidi passaggi alle « molasse » gialle che localmente divengono più ricche di cemento calcareo.

Infine, ad occidente, sul versante meridionale di M. Saucò, si osservano livelli abbastanza consistenti di puddinghe poligeniche a grossi elementi, in tempi recenti messe ben a giorno da opere stradali. Sebbene la loro consistenza possa far pensare ad un qualche deposito trasgressivo di età più recente e forse ad una fase pliocenica, in realtà si tratta di semplici livelli, o meglio di grosse lenti, compresi nell'unità M_s .

Brecce, calcareniti, arenarie quarzose, ecc., M_b

Con questa sigla sono stati indicati entro il I e II quadrante del foglio tutti gli affioramenti costituiti dall'insieme o da una parte dei numerosi termini litologici che formano una caratteristica ed assai costante associazione litostratigrafica. Si tratta di una successione di depositi di natura assai varia avente, normalmente, alla base dei livelli di marne e di argille policrome, per lo più di colore rossastro o verdastro, nei quali si trovano assai spesso intercalazioni selciose o successioni di livelli di diaspri di vario colore. Nella parte superiore di questa associazione si riscontrano sempre orizzonti di brecce calcaree associate a calcareniti ed a livelli di calcari bianchi cristallini.

Questo complesso litologico, che vediamo associato e generalmente sovrastante sia a M^{4-1} che a M_s , nella parte più settentrionale del I quadrante è in rapporto prevalentemente con M_s , mentre altrove ed in tutta l'area del II quadrante è maggiormente legato a M^{4-1} .

La frammentarietà degli affioramenti ed i vari risultati cronologici ottenuti dagli esami delle microfane rinvenute in questo complesso danno adito a molte perplessità circa la definizione della sua età e quindi della sua posizione nella serie stratigrafica. Così, oggi, da più parti, non si esita a considerare questo insieme di tipi litologici come un qualcosa di anormale, presente solo per fatti tettonici e comunque estraneo all'ambiente sedimentario cui, ciò malgrado, è in realtà legato sia sedimentariamente che strutturalmente.

Ad esempio, qualcuno indica come manifesta prova di sovrapposizione meccanica di M_b su M^{4-1} o su M_s gli affioramenti nell'area nord-orientale del I quadrante, a SE della Contrada Vallanella. Qui, nella parte alta di M_b si osservano grossi pacchi di strati di calcari cristallini e di brecce calcaree che nella parte inferiore passano a marne e ad argille policrome con livelli di diaspri bruni di un certo spessore. Per effetto della degradazione esogena le marne, le argille ed i diaspri, in superficie, sembrano in un apparente stato caotico. In effetti, verso NE il complesso M_b è in gran parte sovrapposto ad M^{4-1} per contatto normale ed i pochi contatti tettonici sono dovuti a dislocazioni trasversali NE-SO che rigettano di poco e localmente tale contatto. Di contro, sul bordo sud-occidentale di M_b il contatto avviene con M_s ed è sempre normale salvo nei punti ove si prolungano gli effetti delle dislocazioni NE-SO già ricordate.

In maniera analoga, il rilievo di M. Capezzuto, qualche chilometro a NE di S. Giorgio la Molara, è costituito da un lembo di calcari cristallini bianchi con fossili pre-miocenici. Questo lembo sul lato orientale è in contatto meccanico con M^{4-1} ma ad O poggia tranquillamente su M_s e presso il contatto non è stato possibile riconoscere la sua sovrapposizione tettonica né individuare « l'interposizione di argille varicolori » salvo che non si considerino « argille varicolori » i livelli di marne rosse e di argille policrome che quasi sempre sono associate alla base della parte litoide.

Una situazione analoga si ha per gli affioramenti di M_b fra S. Marco dei Cavoti e la Contrada Fonte Canale a NO. In tutta quest'area si ha però una forte prevalenza della parte basale di M_b con particolare sviluppo dei livelli marnosi ed argillosi policromi.

Più ad occidente, a Reino e nelle zone circostanti Campolattaro, torna a manifestarsi una maggior frequenza della parte litoide del complesso che qui è quasi sempre in rapporto di sovrapposizione più con M_s che con M^{4-1} . I lavori per il tracciato della nuova arteria stradale Benevento-Campobasso facilitano, oggi, la diretta osservazione di quanto è stato accennato.

Nella parte meridionale del I quadrante, a S del parallelo Fragneto Monforte - Pago Veiano, riducendosi fortemente la presenza di M_s , si osserva che M_b viene gradatamente a trovarsi in rapporti diretti solo con M^{4-1} la cui componente argilloso-sabbiosa si incrementa e sostituisce in parte lateralmente ed in parte verticalmente M_s . Così, mentre lungo il rilievo Pago Veiano - Toppa S. Gennaro - Case Scocca M_b , costituito in buona parte dalla frazione litoide, è generalmente in contatto con M_s , più a S, a Pietrelcina, e ad O, nel rilievo La Lammia - M. Serrato - Contrada Camarella, questo complesso, maggiormente rappresentato dalla componente marnosa ed argillosa policroma, è in diretto contatto con M^{4-1} . In quest'ultima zona sono assai frequenti le intercalazioni di livelli selciosi a diasprini alla base di M_b .

Nell'area del II quadrante gli affioramenti di M_b sono limitati a piccoli lembi disseminati qua e là sopra il complesso M^{4-1} fatta eccezione per la parte più meridionale ove, fra Montemiletto, M. Caprio e Torre le Nocelle, M_b torna nuovamente in contatto anche con M_s . Gli affioramenti ricordati sono costituiti quasi esclusivamente dalla parte litoide e solo quando questi hanno una più ragguardevole estensione areale ed un maggior sviluppo verticale sono presenti le frazioni basali marnose ed argillose policrome, talvolta anche con le intercalazioni dei livelli selciosi e diasprini.

Circa l'età di questo insieme litologico, ferme restando le considerazioni stratimetriche più volte ricordate e relative ai rapporti sedimentari con M^{4-1} e M_s , le microfaune raccolte da campioni prelevati a N di Campolattaro hanno rivelato molte forme premioceniche e forme arenacee aquitaniane o langhiane. A N di Pietrelcina, invece, campioni prelevati da affioramenti ai due lati del ponte sopra il vallone Acqua Fredda, hanno rivelato faune planctoniche dell'Eocene medio rimaneggiate, associate a

frammenti di molluschi ed a denti di pesci. Il rimaneggiamento delle faune e l'associazione con altre forme organiche più recenti ne permettono un riferimento cronologico ad un probabile Miocene s. l..

« Molasse », arenarie, ecc., M^5 ; lenti di gesso macrocristallino, M^5_g ; puddinghe poligeniche ben cementate, M^5_{cg} .

Con la sigla M^5 , sono indicati i terreni della porzione superiore del Miocene che caratterizzano un ambiente a sedimentazione abbastanza omogenea. Si sviluppano nella parte meridionale dell'area in esame e racchiudono molti elementi degni di osservazione.

I depositi, nella loro costituzione, appaiono notevolmente arenacei alla base e più siltosi verso la parte alta. Il riferimento al Miocene superiore è stato reso sicuro da una diffusa campionatura e dalla buona convergenza dei dati micropaleontologici reperiti.

Ad E di Castelpoto, lungo la strada provinciale, fra il T. Jenga e Masseria Valle, questi depositi contengono macrofauna con ostreidi e pettinidi del Miocene superiore. Di questa macrofauna non si è trovata traccia in destra del F. Calore nelle zone di fronte a Castelpoto, ove, come a M. S. Angelo ed in tutta l'area di S. Vitale, prevalgono le arenarie fini e le marne siltose.

Nella parte meridionale della zona in esame, a S di Roccabascerana, si rinvennero, entro questi sedimenti, numerosi olistoliti cretacici dei quali è già stato fatto cenno.

In tutta l'area tra Roccabascerana-Capriozi-Ciardelli, le « molasse », in alternanza con livelli marnoso-siltosi o sabbiosi, di colore grigio-verdastro, contengono brecciole semicoerenti o cementate, costituite quasi totalmente da elementi di calcari cretacici e di marne sabbiose. Queste brecciole, talvolta associate ai blocchi litoidi, possono essere interpretate come piccoli olistostromi di dimensioni non superiori ai 300-400 m di lunghezza.

Verso E questo complesso si sviluppa fra Beltiglio, Chianchetelle e Tufo ed è caratterizzato, nella zona fra Altavilla Irpina e Tufo, da una abbastanza ricca mineralizzazione a solfo, oggetto di sfruttamento da parte di due industrie locali.

L'età pontica è qui ampiamente documentata dalle microfaune contenute nei sedimenti. Alla stessa età è stata attribuita anche qualche rara macrofauna rinvenuta sempre in quest'area.

Dal punto di vista litologico questi depositi sono costituiti da una notevole alternanza di « molasse » gialle e grigiastre e di argille sabbiose grigio-scuro. Intercalati nel deposito si hanno livelli di conglomerati di varia potenza ed estensione. Nel suo insieme l'alternanza di « molasse » e di argille sabbiose ha qui uno spessore di circa 400 m.; alla sua sommità, lungo il vallone che sale a Torriani, è osservabile un complesso sedimentario di piccolo spessore, costituito da un'alternanza di marnoscisti e di Argille varicolori cui si intercalano livelli di marne grigie, di calcari marnosi verdastri, di arenarie e brecciole calcaree ricche di microfauna di tipo paleocenico. Potrebbe trattarsi, anche in questo caso, di una frana intraformazionale.

Lenti di gesso macrocristallino M_g^5 si osservavano, ai tempi del rilevamento, sia in destra che in sinistra del F. Sabato, ad ONO di Tufo, specialmente sul lato N della strada provinciale Benevento-Tufo, presso il ponte sul vallone che sale a Torriani. Si tratta di gesso in grossi cristalli, depositatosi in ambienti connessi alla mineralizzazione a solfo e qui presente in quantità assai più modeste rispetto ai non grandi depositi gessosi descritti già al paragrafo M_g^4 , di età più antica.

Depositati conglomeratici M_{cg}^5 in livelli di un qualche valore si osservano a SE di Roccascerana, fra Barbatì e Ciardelli, nei dintorni di Tufo, presso S. Lucia ed a ponte Zeza. Ma gli affioramenti più vistosi ed anche di maggior potenza si hanno ad E di Barba, e sotto il paese di Altavilla Irpina. Un esame dettagliato di questi affioramenti mostra come essi siano costituiti da puddinghe ben cementate, in una alternanza di banchi ad elementi vistosi e di banchi ad elementi assai più minuti cui talora si intercalano livelli di arenarie. Gli elementi che costituiscono i singoli banchi sono in genere gli stessi: vi dominano i calcari cretaci, i calcari marnosi e le arenarie del flysch e non sono rari i ciottoli di calcari scuri di tipo triassico e di rocce cristalline quali graniti e porfiriti.

Mentre la maggior parte dei costituenti più voluminosi (calcari ed arenarie) mostrano una notevole levigatura ma una forma appiattita e poco sferoidale, cioè di tipo costiero o di spiaggia, gli elementi più piccoli, e specie i ciottoli di calcari scuri e di rocce cristalline, appaiono perfettamente levigati ed arrotondati così come si addice a materiali sottoposti ad un prolungato rotolamento fluviale o ad una ripetuta elaborazione. Il complesso conglomeratico è saldamente cementato da un legante prevalentemente sabbioso-calcareo così che nel suo insieme mostra uno spiccato aspetto litoide.

A queste puddinghe, la cui potenza oscilla tra i 40 e i 50 m, seguono le alternanze di « molasse » e di argille sabbiose cui si intercalano le lenti o i livelli conglomeratici ricordati.

b) Pliocene

In graduale successione, e talvolta in chiara continuità sedimentaria, i depositi del Pliocene si sviluppano al disopra dei terreni miocenici in quasi tutta l'area del II quadrante ed in piccola parte nelle zone sud-orientali del I.

Si tratta, per la quasi totalità, di depositi sabbiosi o conglomeratici mentre la facies argillosa, salve piccole lenti od intercalazioni entro i citati sedimenti, assume una qualche consistenza solo presso S. Arcangelo Trimonte, ad Apice ed a SO di Benevento, ove costituisce il rilievo di Gran Potenza.

Argille e argille sabbiose, grigie e giallastre, P_{ag}

Sono sedimenti decisamente siltosi, di colore grigio chiaro, con alternanze sabbiose giallastre o grigie entro cui si rinvencono sicure microfaune del Pliocene inferiore (cava di argilla di Gran Potenza, vallone di Apice).

Questi depositi si sviluppano in piccola parte alla base della serie pliocenica ed in modo più ampio lateralmente ai sedimenti sabbiosi, per

cui è più giusto dare a tali terreni un valore di facies anziché un valore stratigrafico. La non differenziazione grafica fra i lembi di P_{ag} ed i livelli argillosi entro P_s , è intesa anche a distinguere il diverso valore da attribuire ai due tipi di deposito argilloso, identici nel loro aspetto e talora anche nel contenuto di faune.

Sabbie ed arenarie giallastre, P_s

Questi terreni, che costituiscono la parte più rappresentativa dei depositi pliocenici, poggiano indifferentemente sui terreni miocenici più antichi M^{4-1} e M_s^6 .

Mentre il passaggio fra P_s e M_s^6 è chiaramente graduale e di tipo sedimentario, così come si può agevolmente osservare a Beltiglio, Cepaloni ed Arpaiese, il rapporto fra P_s e M^{4-1} è di semplice sovrapposizione, in molti punti tale da far pensare ad una lenta trasgressione.

Molto rari sono i livelli di puddinghe o comunque di ciottolame.

Lungo la strada che da S. Arcangelo Trimonte scende alla stazione ferroviaria di Apice intercalati nelle sabbie si notano livelletti di ghiaie minute con piccoli fenomeni di stratificazione incrociata e livelletti con resti quasi inconsistenti di lamellibranchi. Si ha la visione di un deposito terrigeno fuori costa, ove in acque limpide e tranquille si verificavano lente e graduali variazioni litologiche del deposito per il persistere di quelle condizioni ambientali.

Questo complesso, che verso S fa passaggio ai depositi conglomeratici distinti con P_{cg} e dei quali si parlerà più oltre, appare costituire in molti punti la quasi totalità del Pliocene e questo, localmente, vale anche per P_{cg} . In definitiva quindi le distinzioni litologiche non hanno anche un valore stratigrafico ma indicano la facies caratteristica dei depositi pliocenici in questa od in quella zona.

Nell'insieme la facies sabbiosa del Pliocene è abbastanza omogenea e le diverse intercalazioni argillose, siltose e di piccoli ciottolini sono del tutto subordinate. Pressoché costante è anche il caratteristico colore giallastro a luoghi reso più vivo od arrossato per un maggior contenuto di pigmentazioni ocracee.

Puddinghe poligeniche, P_{cg}

Come già si è detto, lateralmente e superiormente ai sedimenti sabbiosi P_s il Pliocene si sviluppa estesamente con una caratteristica facies di conglomerati che si osserva sia al M. Colonna (II SO) sia in tutta l'area fra S. Nicola Manfredi e Torrioni. Un piccolo lembo di P_{cg} si incontra anche lungo la strada Apice-Bonito a SE di Apice.

Si può subito dire che i conglomerati di M. Colonna costituiscono una intercalazione nella parte alta del Pliocene di quella zona, e forse ne indicano già la fase regressiva, mentre i conglomerati a SE di Apice si trovano alla base del Pliocene e ne costituiscono il deposito della locale trasgressione. Non si è avuta la possibilità di reperire resti fossili in questi due lembi di Pliocene per cui non si può dare una esatta precisazione della loro posizione cronologica nel ciclo Pliocenico. Quanto detto sopra è una semplice considerazione derivata dalla reale giacitura dei terreni.

Per quanto riguarda il più esteso affioramento di P_{cg} , il complesso conglomeratico, abbastanza omogeneo nel suo insieme, è formato da una associazione di tipi litologici simili a quelli presenti nei conglomerati miocenici ma in rapporti ben diversi. Infatti mentre nei depositi del Miocene superiore prevalgono gli elementi calcarei cretacici e calcareo-marnosi od arenacei paleogenici e del Miocene, nei conglomerati pliocenici sono larghissimamente diffusi ciottoli di arenarie quarzose mioceniche cui si associano, in modo del tutto subordinato ma specialmente verso la base della pila sedimentaria, elementi di calcari mesozoici.

Nella massa del deposito si osservano un pò dovunque ciottoli di selce o di diaspro, in genere profondamente alterati, rarissimi ciottoli di granito e qualche piccolo elemento assai arrotondato di calcare scuro di tipo triassico. Il tutto è caratterizzato da un generale colore ocraceo ed è legato da un modesto cemento argilloso-sabbioso od arenaceo.

A S di Torrioni questi conglomerati mostrano alla base un piccolo livello argilloso di P_{ag} , graficamente distinto, ed in questa zona la loro potenza si può calcolare in circa 400 m. È presumibile che tale deposito rappresenti, se non tutto, almeno la gran parte del Pliocene. La distribuzione spaziale dei sedimenti pliocenici P_s e P_{cg} ed il tipo del deposito di

P_{cg} starebbero ad indicare quasi l'esistenza di un ambiente deltizio in corrispondenza delle zone occupate dai conglomerati. Tale ambiente forse doveva già esistere nel Miocene superiore quando si depositavano i conglomerati ad E di Barba.

DEPOSITI QUATERNARI

Nel F° 173 BENEVENTO non si hanno prove dell'esistenza di depositi quaternari marini, sebbene non si possa escludere che parte dei conglomerati considerati pliocenici sia da attribuire al Calabriano.

Il Quaternario continentale è rappresentato da: breccie e detriti di falda, alla base dei rilievi montuosi mesozoici; depositi fluvio-lacustri e fluviali, generalmente terrazzati in più ordini specialmente lungo la valle del F. Calore; piroclastiti, provenienti dal distretto vulcanico campano.

Conglomerato a cemento calcitico rosso. **q**

Presso il Castello di Gioia (IV NO), sulle dolomie del Triassico superiore - Lias inferiore si trova un piccolo lembo di conglomerato, a ciottoli di calcari mesozoici poco arrotondati e di notevoli dimensioni, con cemento calcitico rosso o arancione. Questo deposito prosegue verso SO nell'adiacente F° 161 ISERNIA, dove affiora ampiamente al di sotto del detrito recente e dove, nei pressi di Gioia Sannitica, sembra sovrastante ad un Miocene argilloso-arenaceo, indicato come Tortoniano.

L'età di questo affioramento è stata attribuita al Pleistocene in conformità con quanto indicato nell'adiacente F° 172 CASERTA, dove il deposito è meglio rappresentato.

Breccie cementate ed arrossate, antiche (*Mindel*?). **br**

Forti spessori di breccie si rinvencono addossati alle formazioni carbonatiche dei versanti del M. Monaco di Gioia, del versante meridionale del Taburno e di quello settentrionale del Camposauro.

Gli elementi di questi depositi provengono esclusivamente dalle formazioni carbonatiche mesozoiche, le loro dimensioni sono generalmente comprese tra i 5 e i 15 cm e la loro forma, angolare o subangolare, denota un trasporto molto limitato. Le breccie si presentano generalmente suddivise in grosse bancate, disposte conformemente al pendio, talora messe in evidenza dalla classazione degli elementi. Alcuni affioramenti conservano ancora una morfologia ad ampie conoidi — come in località Castelluccio (III NO) ad O di Colle dei Paperi nel massiccio del Taburno, a N di Pizzo Alto (IV SO) nel massiccio del Camposauro, e ad O di Civitella Licinia sul versante N del M. Monaco di Gioia — e si presentano talora interessati da rotture con spostamenti verticali di non grande entità.

Le breccie **br** si differenziano dai depositi clastici posteriori soprattutto per il grado di cementazione e per la colorazione rosso-ocracea, dovuta all'intensa pedogenesi del materiale terroso presente; inoltre esse si rinvencono a quote più elevate di quelle delle fasce detritiche recenti. Sul versante settentrionale del Camposauro il limite superiore delle breccie si trova in media a q. 500-550 rispetto ai 300-350 m di quello della fascia detritica recente **f²**; sul versante meridionale del Taburno il limite superiore del deposito più antico è in media sui 550-600 m s.l.m., mentre quello della fascia posteriore è circa a q. 400-450. Inoltre, sia al Camposauro che al Taburno, vasti e potenti lembi isolati di breccie, forse in relazione a particolari situazioni morfologico-tettoniche locali, si rinvencono anche a quote notevolmente più alte, come presso Madonna della Grotta (IV SE) a NO di Vitulano, nel Camposauro, e presso Castelluccio (III NO) ad O di Colle dei Paperi, nel Taburno; il limite superiore di questi depositi è infatti rispettivamente intorno a q. 800 e a q. 900.

Sul versante settentrionale del M. Monaco di Gioia la placca isolata di **br** presso Civitella Licinia (IV NO) raggiunge q. 600-650, mentre sul versante meridionale dello stesso massiccio il limite superiore della copertura clastica è compreso tra q. 350 e q. 450 ¹².

¹² È possibile che quest'ultima fascia detritica, attribuita a **br** sul foglio geologico, possa essere in parte riferita anche alla coltre detritica recente **f²**.

La grande quantità di materiale detritico che costituisce questo deposito, le quote elevate dei vari lembi e la loro posizione rispetto ad importanti fratture del basamento carbonatico, sono fattori a favore di un possibile rapporto genetico fra le brecce e particolari condizioni climatiche ed eventi tettonici (sollevamento dell'Appennino) del Quaternario.

Non ci sono elementi sicuri per una datazione delle brecce **br**; mancano infatti rapporti diretti con i depositi pliocenici affioranti ad E di Montesarchio e con sedimenti fluviali **f¹** della valle del F. Calore, attribuiti al Riss. Le caratteristiche del deposito fanno propendere per una posizione cronologica intermedia tra quelle dei due complessi citati, presumibilmente riferibile al glaciale Mindel. In altre zone dell'Appennino carbonatico depositi simili sono stati attribuiti ipoteticamente a periodi più antichi, fino al Pliocene.

Depositi fluvio-lacustri antichi (Riss). **f¹**

Depositi clastici antichi terrazzati accompagnano il corso del F. Calore nei due tratti a direzione E-O: a monte, tra la confluenza con il F. Ufita (III NE) e M. S. Angelo (III NO); a valle, tra Ponte Finocchio (IV SO) ad E di Torrecuso e Ponte S. Cristina (IV SO) a NE di Solopaca. Depositi simili mancano quasi completamente nel tratto intermedio, lungo una decina di chilometri, dove l'alveo del F. Calore, orientato in direzione meridiana, si restringe notevolmente. Un lembo residuo di **f¹** si rinviene sul versante sinistro del F. Sabato, in località Maccabei (II NO).

Tra la confluenza del F. Ufita (q. 150 circa) e Ponte S. Cristina (q. 45), il talweg del F. Calore si abbassa di un centinaio di metri lungo un percorso di una cinquantina di chilometri, mentre le quote massime raggiunte dal complesso **f¹**, corrispondenti all'antica superficie di colmatazione, sono sempre comprese fra i 200 ed i 220 m s.l.m.

Considerando i depositi **f¹** come alluvioni fluviali si dovrebbe ammettere che, al momento della loro deposizione, il F. Calore si trovasse in uno stadio di estrema senilità; ma ciò è in contrasto con la granulometria grossolana dei depositi. L'ipotesi che i due tratti della valle del F. Calore dove si rinviengono i sedimenti **f¹** siano due bacini lacustri col-

mati è contraddetta, d'altra parte, dalla litologia del materiale di colmamento che non presenta le caratteristiche tipiche dei depositi lacustri. Si ritiene quindi più plausibile considerare i depositi **f¹** come materiale di colmamento di due stretti bacini fluvio-lacustri subsidenti, sbarrati rispettivamente dalla dorsale miocenica Toppa Pallotta-M. S. Angelo, ad O di Benevento, e dalla dorsale miocenica, in parte erosa ed in parte ricoperta dai detriti **f²** e **br**, ad E dell'allineamento Telese-Solopaca.

Una conferma di questa ipotesi è data dai risultati di un sondaggio per ricerche di acqua eseguito presso la Stazione FF.SS. di Benevento (q. 122) che ha attraversato per 110 m i depositi detritici grossolani **f¹** senza raggiungere il basamento prequaternario, che quindi quasi sicuramente viene a trovarsi al di sotto del livello marino attuale. Questi dati convalidano l'esistenza di una subsidenza quaternaria localizzata, relativamente accentuata rispetto alle aree circostanti stabili.

L'origine tettonica dei due bacini fluvio-lacustri è avvalorata dall'allungamento in direzione E-O di ambedue i tronchi esaminati, allungamento coincidente con una delle principali direzioni tettoniche dell'area.

In generale, la natura litologica del deposito fluvio-lacustre è legata alle caratteristiche dei sedimenti circostanti.

Nel bacino orientale, i depositi **f¹** sono costituiti da conglomerati poligenici con numerose intercalazioni lentiformi di sabbie e sabbie argillose; essi si rinviengono su entrambi i fianchi della valle del F. Calore e raggiungono il loro massimo spessore visibile nella zona intorno a Benevento, dove affiorano per quasi 100 m di potenza.

Nel bacino occidentale, tra Ponte e Telese, il materiale che costituisce i depositi proviene in massima parte dalle formazioni carbonatiche mesozoiche. Gli elementi, debolmente cementati da una matrice sabbiosa, hanno dimensioni generalmente inferiori al decimetro; solo sul bordo orientale del bacino sono più grossolani e meno elaborati. I supposti depositi fluvio-lacustri del bacino occidentale si trovano prevalentemente sul versante destro della valle, dove costituiscono una fascia continua lunga circa 13 chilometri; il loro spessore visibile supera i 150 metri. La superficie di colmamento del deposito degrada dolcemente da N a S verso

l'alveo del F. Calore; la debole stratificazione interna, messa in evidenza dalla classazione degli elementi o da alcune intercalazioni lenticolari di sabbie giallo-arancio, si immerge invece verso N, cioè verso il versante destro della valle. Questa osservazione sembra convalidare lo spostamento nel tempo dell'asse della valle da N verso S (MALATESTA, 1959).

L'assenza di materiali piroclastici e la presenza di selci del Paleolitico antico hanno permesso a MALATESTA (1959) di attribuire il deposito al pluviale Riss. D'ARGENIO (1967) parallelizza queste alluvioni con quelle del F. Isclero affioranti sotto i tufi litoidi di S. Agata dei Goti, attribuiti all'interglaciale Riss-Würm. Questo collegamento, però, non sembra giustificato in quanto non si ritiene sufficiente la presenza della copertura piroclastica **tl - tg** per correlare le alluvioni antiche dei due fiumi.

Con la sigla **F¹** sono stati indicati sul foglio geologico anche piccoli lembi isolati di materiale clastico, più o meno grossolano, affiorante a NO di Frasso Telesino e di Melizzano. Questi depositi sono da considerare come residui delle alluvioni del F. Volturno o del F. Calore a valle del bacino fluvio-lacustre **F¹** e, per la loro posizione altimetrica, possono venire attribuiti a diversi ordini di terrazzamento. In particolare, a N e NO di Melizzano le tre superfici di q. 175, 130 e 100 risultano terrazzate rispettivamente a 140, 95 e 65 m circa rispetto alla quota della confluenza dei due fiumi; a NO di Frasso Telesino la superficie terrazzata è circa a q. 125 e cioè 70 m sul talweg del F. Volturno. L'attribuzione di questi lembi di alluvioni al F. Volturno è confermata dai rapporti altimetrici del tutto simili dei terrazzi morfologici di questo fiume posti a monte della confluenza con il F. Titerno (**F^o 172 CASERTA**).

Ciottolame poligenico ecc., di probabile origine fluvio-lacustre. **F¹**

Si tratta di depositi ricoprenti una vasta area che si sviluppa da Calore a S. Giorgio del Sannio e verso NNO fin poco ad oriente di Benevento. Due altri piccoli depositi si rinvencono sulle spianate che coronano i due colli posti ai lati della strada S. Arcangelo Trimonte - stazione di Apice (II NE).

Sono depositi ghiaiosi, quasi sempre a piccoli elementi, alternanti a frequenti livelli sabbiosi, spesso caratterizzati da una diffusa pigmentazione per ocre limonitiche e depositi mangesiferi. Questi terreni costituiscono i resti dei sedimenti di un antico bacino lacustre, quasi certamente connesso all'antico corso del F. Calore, il cui prosciugamento potrebbe aver avuto luogo anche in tempi non troppo lontani. Infatti è dato di osservare in più punti del bacino la presenza di livelli piroclastici, cioè di depositi che potrebbero essere correlabili con quelli assai più vasti che si trovano nei dintorni, attribuiti all'eruzione pliniana del Vesuvio.

Depositi alluvionali e di falda (*Würm I - II ?*). **F²**

I rilievi del Taburno e del Camposauro sono circondati, eccettuato il loro lato orientale, da ampie e potenti coltri detritiche pedemontane con caratteristiche intermedie tra quelle delle breccie antiche **br** e del detrito attuale e recente **dt**.

Gli elementi che le costituiscono, di dimensioni medie non superiori ai 25-30 cm, provengono sia dalle formazioni carbonatiche, sia dai sedimenti miocenici, sia dalle sottostanti breccie antiche **br** e si presentano sciolti o solo debolmente cementati, in una matrice argilloso-sabbiosa bruna con deboli fenomeni di pedogenesi.

Il complesso è suddiviso in bancate di 2-3 m di spessore; talora una più distinta stratificazione è messa in evidenza dalla classazione degli elementi, dal loro diverso grado di cementazione, da intercalazioni lenticolari di sabbie e di piroclastiti argillificate. La presenza di queste ultime è un importante elemento cronostratigrafico nel **F^o 173 BENEVENTO**; la loro diffusione, infatti, costituisce un fattore di differenziazione rispetto ai precedenti sedimenti pleistocenici litologicamente simili. A questo proposito è opportuno ricordare che in affioramento non si hanno tracce del vulcanismo precedente, che, come è stato rivelato dalle perforazioni della bassa valle del F. Volturno, risale fino al Pliocene (BERGOMI, CATENACCI, GESTARI, MANFREDINI & MANGANELLI, 1969).

Lungo la valle del F. Calore, in vicinanza del ponte S. Cristina

(IV SO) presso Solopaca, intercalati nei depositi F² sono stati rinvenuti livelli lacustri con molluschi terrestri e palustri; alcuni elementi di questa fauna sono attualmente viventi nella stessa regione, ma a quote più elevate (MALATESTA, 1959).

I rapporti di questo complesso con i sedimenti fluvio-lacustri F¹, datati Riss, pongono questa glaciazione come limite cronologico inferiore alla deposizione di F². L'imponenza delle fasce detritiche testimoniano l'intensità dell'erosione, legata probabilmente a particolari episodi climatici e forse al sollevamento dell'Appennino e al conseguente ringiovanimento della rete idrografica. I molluschi di ponte S. Cristina sono indizio poi di una temperatura ambientale inferiore all'attuale.

L'insieme di questi elementi fa pertanto ritenere possibile che i depositi F² possano attribuirsi al Würm, caratterizzato, nell'Italia meridionale, da una intensa attività erosiva nelle alti valli delle incisioni torrentizie e da conseguenti cospicui depositi nei tronchi inferiori. Le colate ignimbritiche ti sovrapposte al terrazzo F², datate 25-30.000 anni, e quindi riferibili approssimativamente al Würm III, costituiscono d'altra parte una precisazione del limite cronologico superiore del possibile intervallo di deposizione di F². Questi riferimenti cronostratigrafici permettono perciò, con una certa approssimazione, di attribuire i detriti e le conoidi indicati con la sigla F² ai Würm I o II.

Con la sigla F² sono stati indicati anche gli imponenti accumuli di materiale detritico che occupano la valle di Prata, posta tra il Taburno a S ed il Camposauro a N ed allungata in direzione E-O. All'apertura della valle, verso Cautano ad E e verso Frasso Telesino ad O, il deposito si rivela chiaramente come il residuo di una serie di imponenti conoidi di deiezione, la cui potenza può superare di parecchio i 100 m.

L'aspetto grossolano di tutto il complesso, stratificato in potenti bancate irregolari e ad elementi poco elaborati e non classati, di dimensioni variabili da pochi cm a più di 1 m, è dovuto sia al breve percorso compiuto dal materiale detritico, sia alla violenza delle correnti che lo trasportarono. La stratificazione è talora posta in evidenza da una diversa costipa-

zione degli elementi, in rari casi da una loro debole classazione e da intercalazioni di paleosuoli rossicci e di ceneri più o meno argillificate. Il dilavamento di queste ultime e della matrice argilloso-sabbiosa brunorossiccia di alcuni livelli clastici fa assumere localmente al deposito una diffusa colorazione rossastra.

La presenza di paleosuoli, anche se rari, fa supporre poi che alle fasi di alluvionamento torrentizio si siano alternati periodi di quieta sedimentazione subaerea.

Alluvioni sabbioso-ghiaiose, terrazzate (*Würm II o interstadiale Würm II-III ?*). F²

Lungo le valli dei fiumi Calore, Titerno e Volturno si trovano lembi più o meno ampi e continui di un terrazzo sopraelevato di una ventina di metri sull'alveo attuale.

Questo deposito accompagna inoltre con continuità, su ambedue i versanti della valle, l'alveo del F. Sabato, dallo stretto di Barba alla confluenza con il F. Calore.

Sul F. Calore il deposito terrazzato — eccettuato un lembo isolato in sinistra, un paio di chilometri a S di Apice — inizia poco a monte della confluenza con il F. Tammaro e prosegue, fino all'altezza di Teleso, con lembi isolati di estensione variabile posti ora sulla destra, ora sulla sinistra orografica.

Sul F. Titerno, lembi di questi terrazzi si trovano fra Cerreto e la stretta di Faicchio e, a valle, fino al limite occidentale del foglio.

Nella piana di Teleso, compresa tra le aste terminali del corso del T. Titerno e del F. Calore, un'ampia fascia di depositi alluvionali, quasi perfettamente suborizzontali e parzialmente ricoperti dall'ignimbrite ti, rappresenta probabilmente le alluvioni terrazzate del F. Volturno, corrispondenti a F². La maggior possibilità di dilagare delle acque di questo fiume e la conseguente esistenza di piccoli bacini palustri e di meandri morti, ha permesso la deposizione di livelli limno-palustri o di sottili crostoni travertinosi nei depositi pelitico-psammitici o minutamente ghiaiosi

delle alluvioni fluviali. Questi depositi, ricoperti dall'ignimbrite **ti**, datata 25-30.000 anni ed attribuita al Würm III, possono essere considerati del Würm II o dell'interstadiale Würm II - Würm III.

Travertino. **tr**

Il travertino di Telese (IV SO) deriva per precipitazione chimica dalle acque delle sorgenti solfureo-carbonatiche che sgorgano alla base di M. Pugliano. Questo deposito ha dato luogo ad una piattaforma allungata ENE-OSO per circa 5 km, da Telese alla Stazione di Amorosi, della larghezza media probabile superiore al chilometro e dello spessore di circa 30 m in affioramento, in parte ricoperta da prodotti vulcanici.

Su quasi tutta la lunghezza dell'affioramento in destra del F. Calore, la vulcanite **ti**, datata approssimativamente al Würm III, costituisce il limite cronologico superiore del travertino; il limite inferiore è invece dato dalle alluvioni affioranti in alcuni punti alla base del deposito **tr** e correlabili, per la posizione altimetrica, al terrazzo **F³** attribuito all'interglaciazione Würm II - III o al pluviale Würm II.

La faunula rinvenuta nel travertino da MALATESTA (1959) è simile a quella attualmente vivente nella zona; ciò limita la deposizione di **tr** ad un periodo di clima temperato e quindi all'interstradiale Würm II - III.

Questa datazione, ovviamente, riguarda solo alcuni livelli del travertino: nella zona intorno alle sorgenti di Telese la precipitazione chimica può essere infatti continuata anche dopo la messa in posto dell'ignimbrite **ti** e può essere ancora attiva; nè, d'altra parte, non si può neppure escludere che la deposizione dei travertini possa essere iniziata anche anteriormente al livello alluvionale **F³**, e che quindi i travertini possano essere in parte isocroni e/o precedenti a dette alluvioni.

Colata cineritica trachifonolitica (« tufo grigio campano »). **ti**

Il « tufo grigio campano » si presenta come una cinerite di colore uniformemente grigio cenere, a clivaggio colonnare prismatico, sonora alla percussione, a frattura scheggiata e ricca di cristalli di sanidino. La

sua consistenza litoide diminuisce gradualmente verso l'alto, in dipendenza del diverso grado di autometamorfismo della roccia, fino a dare alla vulcanite l'aspetto di un tufo polverulento di colore da grigio-cenere a violaceo e a nerastro (« cinerazzo »). La generale uniformità litologica della roccia è interrotta dalla presenza di scorie e pomice nere, di dimensioni variabili ed irregolarmente concentrate, con maggiore o minore abbondanza in dipendenza della distanza dei centri di emissione. Dall'alto al basso della formazione questi inclusi mostrano inoltre un progressivo appiattimento, con tendenza ad un tessuto pseudofluidale. Alla base, e per lo spessore di poco più di 1 m, la roccia ha una colorazione bruno-scura o violacea e contiene piccole pomice arancio, schiacciate ed isorientate.

All'analisi microscopica la vulcanite presenta fenocristalli di sanidino e, subordinatamente, di anortoclasio, augite, andesina ed olivina forsteritica, immersi in pasta di fondo vitroclastica con frammenti prevalentemente di sanidino e, secondariamente, di augite e di minerali zeolitizzati.

Le caratteristiche tessiturali e giaciture della vulcanite denunciano una messa in posto per scorrimento: essa, infatti, colma depressioni topografiche, è livellata in superficie, manca di stratificazione e di classazione granulometrica. La sua origine è attribuita all'attività più o meno contemporanea di numerosi centri eruttivi, generalmente posti in relazione alle fratture lineari che interessano i bordi dei rilievi calcarei; uno di questi può essere probabilmente localizzato lungo la valle Pozzilli (III SO).

I più estesi affioramenti di **ti** si hanno al bordo occidentale del F^o 173, specie lungo la valle del F. Volturno; affioramenti limitati, ma di notevole interesse locale, si rinvennero poi nei dintorni di Tocco Caudio (III NE), Tufara (III SE), Altavilla Irpina (II SO) e Torre le Nocelle (II SE).

Il « tufo grigio campano » colma le incisioni dei depositi pleistocenici fino ad ora descritti ed è stato interessato solamente dalla fase di erosione e di alluvionamento olocenico. Il limite cronologico superiore della sua messa in posto può essere fissato anche dal rinvenimento (BRANCACCIO, 1967) di strumenti del Paleolitico superiore nella parte basale della conoide del Rio Rava (F^o 161 ISERNIA) ad esso sovrapposta. Sembra certo, però,

che la vulcanite **ti** sia isocrona al « tufo nero di Sorrento », per il quale CURTIS (1966) ha ottenuto un'età assoluta di 30.000 anni. Tale datazione fissa approssimativamente al Würm III la messa in posto del « tufo grigio campano ».

Per un'analisi più ampia sui caratteri petrografici e giacitureali dell'ignimbrite e sull'attività autopneumatolitica che segue la sua deposizione si rimanda alle « Note Illustrative del F° 171 GAETA e del Vulcano di Roccamonfina » (BERGOMI C. & MANGANELLI V., in BERGOMI e altri, 1969).

« Tufo giallo litoide ». **tg**

Lungo la valle del T. Isclero (III NO) e nella pianura tra S. Maria a Vico e S. Felice a Canello (III NO) affiora una vulcanite litologicamente molto simile al « tufo giallo napoletano » e con giacitura analoga a quella di **ti**.

La roccia, litoide e spesso vacuolare, è costituita da una matrice a grana sottile ed uniforme di colore giallastro, ricca di pomicette giallarancio e di piccoli inclusi lavici e scoriacei verdognoli, azzurri e giallastri, della grandezza di lapilli; il suo grado di cementazione, sempre molto alto, dipende da fenomeni più o meno accentuati di autometamorfismo, per neoformazione di zeoliti cristalline.

Contrariamente a quanto ipotizzato da alcuni Autori, si ritiene che il « tufo grigio campano » **ti** ed il « tufo giallo litoide » **tg** abbiano avuto origine da fenomeni eruttivi distinti e successivi e non siano semplicemente facies diverse di una stessa ignimbrite, differenziatasi litologicamente in situ per fenomeni più o meno spinti di autometamorfismo pneumatolitico-idrotermale.

Questa convinzione deriva: sia dalle caratteristiche litologiche delle due vulcaniti, sempre distinte e differenziate; senza facies intermedie; sia dai loro rapporti morfologici, che, in alcuni casi, lasciano presupporre che il tufo giallo abbia colmato incisioni preesistenti nel « tufo grigio campano »; sia dalla diversa distribuzione areale degli affioramenti di **tg** e **ti**. Il « tufo giallo litoide » **tg** resta infatti limitato prevalentemente alla

valle del basso Volturno, aperta a S verso i Campi Flegrei ed il Vesuvio, non superando, verso N, la confluenza tra i fiumi Volturno e Calore, mentre il « tufo grigio campano » ha un'estensione regionale, ampia e discontinua.

Da quanto detto consegue che la messa in posto della vulcanite **tg** può essere fissata indirettamente all'inizio dell'Olocene o ad un periodo di transizione tra Olocene e Pleistocene. Questa deduzione è confermata dalla morfologia, assolutamente piatta e praticamente priva di incisioni, che i depositi di **tg** mostrano nella valle tra S. Maria di Vico e S. Felice a Canello e nella limitrofa pianura a S di Caserta (F° 172 CASERTA).

Nella zona di Castel Campagnano (IV SO), al limite centro-occidentale del foglio, per necessità cartografiche è stato contrassegnato con la sigla **tg** l'unico affioramento di una vulcanite incoerente a matrice cineritica grigio-avana, particolarmente ricca di pomici biancastre di dimensioni uniformi generalmente inferiori ai 3-4 cm di diametro, e con inclusi lavici e scoriacei varicolori, subordinati e di dimensioni non superiori a 1-2 cm. L'analisi microscopica e roentgenografica e considerazioni di natura geochimica portano a ritenere che la matrice vetrosa di tali « pozzolane » derivi dalla polverizzazione di magma fuso, causata da sostanze gassose sviluppatesi durante il processo eruttivo.

Anche questa vulcanite ha una chiara giacitura di colata e si riallaccia litologicamente ai depositi del vulcano di Roccamonfina, cartografati con la sigla **p** nel F° 171 GAETA e con la sigla **tt** nel F° 172 CASERTA (BERGOMI & MANGANELLI, in BERGOMI e altri, 1969), con i quali però non è possibile stabilire rapporti stratigrafici sicuri.

Depositi piroclastici stratificati. **ts**

I terreni indicati con la sigla **ts** sono residui più o meno estesi e potenti delle coltri piroclastiche che, a più riprese, hanno parzialmente ricoperto la regione.

Si tratta generalmente di cineriti ocracee o grigiastre, sottilmente stratificate e con frequenti processi di argillificazione, alternate a livelli

di pomici avana e di piccoli lapilli sciolti. Intercalati ad esse si possono osservare paleosuoli, depositi alluvionali e, al piede dei pendii, livelli e lenti detritiche. Presso il paese di Calore (IV SE), in questi tufi è stato trovato un dente di equide.

Nel F° 173 le piroclastiti *ts* affiorano quasi esclusivamente nel II e III quadrante, o in copertura delle formazioni mesozoiche e terziarie o, dilavate e commiste a detrito, ai piedi dei versanti montuosi. Esse non sono legate all'attività di un unico apparato vulcanico, né tanto meno possono considerarsi come il prodotto di una sola manifestazione esplosiva; infatti si ritiene probabile che la loro messa in posto si sia prolungata almeno per tutto il Würm, continuando anche nell'Olocene.

La posizione stratigrafica non determinante e l'uniformità petrografica delle piroclastiti costituiscono l'ostacolo principale ad una loro suddivisione cronologica. In linea di massima si ritiene che i depositi più recenti, legati all'apparato Somma-Vesuvio o ai Campi Flegrei, affiorino solo al bordo meridionale del foglio, in copertura della dorsale mesozoica dei M.ti di Cervinara.

A settentrione di tale massiccio calcareo la mancanza di depositi vulcanici recenti sembra dimostrata dall'assenza di piroclastiti stratificate a tetto della superficie di colmamento suborizzontale delle colate ignimbritiche *tg* e *tl*, riferite cronologicamente al tardo Würm. Questo fenomeno, che non si verifica nella parte meridionale dell'attiguo F° 172 CASERTA e nei fogli 184 NAPOLI e 185 SALERNO, non è da imputare a processi erosivi successivi, ma ad una vera e propria assenza di depositi piroclastici olocenici.

L'arrivo nell'area in esame di piroclastiti dovute a violente esplosioni vulcaniche preoloceniche è dimostrato dai livelli di ceneri e lapilli presenti nei depositi detritici ed alluvionali *F²* ed *F³* ed al di sotto delle placche di « tufo grigio campano » affioranti 3-4 km a S di Tufara (III SE).

La loro origine è probabilmente da collegarsi all'attività esplosiva dell'apparato vulcanico di Roccamonfina, ma non è escluso che esse possano provenire anche da altri centri (di cui si sono perse le tracce o perché completamente distrutti dall'erosione o perché sepolti dagli edifici

vulcanici più recenti) a cui sono da attribuire le piroclastiti che si rinven-
gono intercalate, per oltre 1700 m di profondità, nelle alluvioni della bassa
valle del F. Volturno (F° 172 CASERTA) e nei sottostanti sedimenti ma-
rini pliocenici (BERGOMI C. & MANGANELLI V., in BERGOMI C. e altri,
1969).

Le stesse considerazioni valgono per il potente lembo di *ts* sovrappo-
sto alle pozzolane delle cave di Castel Campagnano (IV SO), comple-
tamente isolate e troppo distanti dai consimili prodotti del vulcano di
Roccamonfina per poterne attribuire con sicurezza l'origine a quell'appa-
rato. L'incisione del F. Volturno ha eliminato eventuali rapporti strati-
grafici esistenti tra queste vulcaniti e le colate ignimbritiche *ti* affioranti
in sinistra del fiume tra Amorosi e Melizzano. Anche qui però la mancanza
di piroclastiti *ts* a tetto della vulcanite *ti*, fa ritenere preolocenico il mate-
riale vulcanico stratificato e pozzolanaceo delle cave.

Alluvioni recenti ed attuali. *F⁴*

Le alluvioni recenti ed attuali del F. Calore e dei suoi affluenti sono
costituite generalmente da sabbie e sabbie argillose e da elementi litoidi
di piccole e medie dimensioni provenienti dalla degradazione dei rilievi
carbonatici mesozoici e delle formazioni calcaree ed arenacee mioceniche.
Nell'alveo del F. Calore si rinven-
gono inoltre ciottoli di rocce cristalline e,
all'altezza di Montemiletto, elementi di rocce verdi. Nel tratto terminale
di questo fiume la granulometria dei sedimenti va gradualmente assotti-
gliandosi, tanto che poco prima della confluenza con il F. Volturno le
alluvioni *F⁴* sono pressoché ridotte alla sola porzione pelitico-psammitica.

Caratteristiche analoghe presentano le alluvioni del F. Volturno, per
il breve tratto compreso nel F° 173 BENEVENTO. Le alluvioni *F⁴* sono
incise dai rispettivi corsi d'acqua in seguito ad un generale processo di
erosione fluviale in atto in tutta la regione.

Con la sigla *F⁴* sono stati indicati anche i depositi limno-palustri
recenti ed attuali che si rinven-
gono a Pezza del Lago (IV SO), poco ad O

di Telese, e la cui origine è legata al ristagno delle acque delle sorgenti del Rio Grassano in depressioni naturali dovute a sbarramenti locali prodotti da incrostazioni travertinose.

Depositi fluviali e lacustri della valle Caudina. fl²

La valle Caudina è una vasta pianura di probabile origine tettonica, allungata in direzione E-O per una decina di chilometri e della larghezza media di circa 5 km, posta a q. 260-270 circa tra i massicci carbonatici mesozoici del Taburno a N, dei M.ti di S. Agata dei Goti ad O e dei M.ti di Cervinara a S; verso E è delimitata dalle colline sabbiose ed argillose del Miocene superiore e del Pliocene.

All'estremità di valle, verso NO, una successione di bassi rilievi calcarei cretaci, appena affioranti dai depositi alluvionali, separa parzialmente la vera e propria valle Caudina dalla piccola appendice compresa tra Airola e Moiano.

La maggior parte dei depositi affioranti in questo bacino è fatta prevalentemente a spese delle colline sabbiose ed argillose mioceniche e plioceniche poste sul bordo orientale della piana, dalle quali provengono i maggiori immissari della valle; nella parte centrale del bacino a questi depositi sono intercalati alcuni sottili livelli travertinosi.

Nell'appendice nord-occidentale della piana, l'incisione del F. Isclero fa affiorare un potente deposito di « tufo giallo litoide » **tg** ed alcuni livelli di copertura costituiti da materiale piroclastico cineritico e pomiceo, di rielaborazione subacquea, in cui sono stati rinvenuti da DE CUNZO (fide D'ARGENIO, 1967) pollini denotanti un clima mediterraneo simile all'attuale.

La colata piroclastica **tg** non affiora invece nelle incisioni dei torrenti Tesa e Carmignano, che attraversano la valle principale per tutta la sua lunghezza; ciò è da imputare o ad un insufficiente approfondimento dell'incisione valliva o ad una completa rielaborazione dei depositi vulcanici da parte delle acque. Non si può però escludere che l'assenza della vulcanite nel bacino principale della Valle Caudina sia da imputare all'ostacolo che la colata può aver trovato, durante il suo scorrimento da O verso

E, nei piccoli rilievi calcarei che separano questo bacino da quello secondario di NO.

I risultati delle analisi polliniche, la limitata incisione della superficie di colmamento, la mancanza di una copertura di depositi piroclastici **ts**, che si rinvengono invece rielaborati come intercalazioni nei sedimenti alluvionali, giustificano l'ipotesi che il colmamento della valle Caudina sia terminato in epoca recente, sicuramente olocenica. Non si hanno invece elementi per stabilire l'inizio della sedimentazione, né si conosce lo spessore del deposito alluvionale; si ritiene però probabile che esso sia stato controllato da fenomeni di subsidenza plio-pleistocenici, come avviene per i bacini intermontani del Sannio e del Molise.

Detrito sciolto recente. **dt**

Tufi terrosi di alterazione. **at**

Il detrito di falda **dt**, posto generalmente alla base dei rilievi calcarei, proviene soprattutto dal disfacimento dei depositi clastici **br**, **f²** ed **f³**, ai quali è quasi sempre direttamente sovrapposto. Gli elementi da cui è costituito, sciolti e generalmente di piccole dimensioni, sono spesso inglobati in una matrice terrosa bruna proveniente dal materiale cineritico argillificato o suolizzato con cui **dt** è alternato. La flora e la fauna presenti in questi livelli terrosi sono del tutto simili a quelle attuali.

Ad E di S. Giorgio del Sannio, lungo il corso del T. Mele, i depositi detritici contengono abbondante materiale vulcanico ripreso dai vicini affioramenti di cineriti o dai livelli piroclastici compresi nei sedimenti **fl¹**.

Per semplicità cartografica, con la sigla **dt** sono stati indicati anche i depositi terrosi rossastri che colmano il fondo delle conche carsico-tettoniche dei rilievi mesozoici. L'origine di questi sedimenti, più che al disfacimento dei calcari mesozoici, è dovuta in massima parte alla pedogenizzazione ed argillificazione di ceneri vulcaniche, in alcuni casi poco alterate e quindi ancora riconoscibili. Ai bordi delle conche, in questo materiale è spesso contenuto del detrito calcareo, ad elementi di minute dimensioni isolati o in sottili livelli lenticolari.

Nel I quadrante, con la sigla **dt** sono stati cartografati anche vasti espandimenti eluvio-detritici, individuabili sulle aree spianate specialmente a N di Pietrelcina, derivati dalla degradazione naturale dei sedimenti sottostanti.

Con la sigla **at** è stata indicata una copertura discontinua, dello spessore massimo di circa 1-2 m e non scindibile dal terreno agrario, costituita di materiale vulcanico terroso ed incoerente derivante dall'alterazione del « tufo grigio campano » **ti** e del « tufo giallo litoide » **tg**.

V — TETTONICA

SCHEMA STRUTTURALE ED EVOLUZIONE TETTONICA (III E IV QUADRANTE)

Il rilevamento geologico delle due tavolette settentrionali del IV quadrante del F° BENEVENTO e delle quattro tavolette del III quadrante del F° CAMPOBASSO ha permesso di individuare e definire, per la prima volta, la « Depressione molisano-sannitica » e di interpretarla come una « miogeosinclinale ». La Depressione, antistante un « altofondo carbonatico » subsidente (con funzione di « dorsale intermedia » interposta fra la « miogeosinclinale » ed una possibile « eugeosinclinale » in posizione tirrenica), è limitata esternamente da un « avanpaese » in posizione adriatica, parzialmente ricoperto dai depositi dell'« avanfossa » (MANFREDINI, 1963; 1964).

Gli studi su tale argomento, iniziati durante il lavoro di rilevamento, non sono stati purtroppo proseguiti ed approfonditi; pertanto il quadro dell'evoluzione tettonica della regione è ancora parzialmente privo della necessaria documentazione. Malgrado questo, si ritiene opportuno e scientificamente produttivo esporre le ipotesi tettoniche elaborate durante il rilevamento, ipotesi nelle quali è stato possibile inquadrare successivamente le osservazioni compiute dagli Autori anche in zone finitime e gli studi eseguiti da altri geologi. Naturalmente, un'esposizione sintetica e stringata, come è richiesto dalle caratteristiche delle Note Illustrative, acquista inevitabilmente un'intonazione dogmatica; per tale motivo gli Autori si riservano di riprendere questo tema in una prossima pubblicazione, nella quale gli stessi concetti potranno essere illustrati in modo più esteso.

Si ritiene opportuno, tuttavia, premettere a questa esposizione una breve illustrazione dei principii seguiti nell'analisi dell'evoluzione tettonica

dell'area in esame, principi fino ad oggi esposti solo in modo frammentario e non sistematico in: BERGOMI e altri (1969), MANFREDINI & MANGANELLI (1969), MANGANELLI & TILIA (1969).

Secondo il modello proposto, la struttura attuale dell'Appennino meridionale — limitatamente al settore interessato dal F° 173 BENEVENTO e dai fogli limitrofi — in modo estremamente schematico può considerarsi come la risultante della sovrapposizione di deformazioni appartenenti a due cicli successivi: il primo sviluppatosi dal Triassico superiore al Miocene medio, il secondo attuatosi durante il Miocene superiore, il Pliocene ed il Pleistocene e probabilmente tuttora in atto.

Durante il primo ciclo, suddivisibile in fasi successive ma caratterizzato quasi esclusivamente da movimenti di subsidenza, le variazioni areali e temporali della velocità di subsidenza determinano la individuazione di regioni con caratteristiche tettoniche, paleogeografiche e sedimentologiche diverse (area di facies abruzzese, area di facies molisana, ecc.); nell'ambito di ogni regione queste variazioni sono la causa della formazione di particolari strutture che, al fine di porne in evidenza il meccanismo sinsedimentario di formazione, possono essere provvisoriamente indicate come « sineclisi » e « anteclisi ».

Durante il secondo ciclo, anch'esso talora scomponibile in fasi successive, si formano « fosse » subsidenti localizzate (avanfossa, fosse intramontane, retrofosse, ecc.), colme di « molasse » intese nell'accezione tettonica del termine; le fosse, sovrainposte alle regioni tettoniche del primo ciclo, sono in parte indipendenti dalle direzioni tettoniche delle regioni stesse. Le parti esterne alle « fosse » sono implicate, durante la fase finale del ciclo, nei rapidi movimenti di sollevamento della catena appenninica (zone orogeniche); il sollevamento talora coinvolge parzialmente anche alcuni settori delle « fosse ».

Qualora si dia ai termini un'accezione parzialmente diversa da quella comunemente usata, le deformazioni sinsedimentarie derivanti da fenomeni di subsidenza possono riunirsi sotto la denominazione di « tetto-genesi », le deformazioni dovute a sollevamento fanno invece parte dell'« orogenesi » in senso stretto. Anche con questo significato, si può osservare come i due fenomeni non siano necessariamente susseguenti, ma anzi,

specialmente nelle ultime fasi del secondo ciclo dell'evoluzione tettonica, si possano sviluppare contemporaneamente in zone adiacenti.

È opportuno inoltre porre in evidenza che: a) le deformazioni tetto-genetiche sono sinsedimentarie e quindi hanno carattere « costruttivo »; mediante l'analisi stratigrafica e sedimentologica, e tenendo presente la scala cronologica assoluta, è teoricamente possibile ricostruirne l'evoluzione cinematica; b) le deformazioni orogenetiche non solo non danno luogo, generalmente, a sedimentazione, ma hanno carattere « distruttivo » per il predominio, durante il loro svolgersi, dei fenomeni erosivi. Per questo motivo le deformazioni relative all'orogenesi sono spesso di più difficile determinazione quantitativa, anche se di maggiore entità ed avvenute in tempi relativamente brevi (cioè con velocità maggiori delle deformazioni derivanti dalla subsidenza).

Da queste premesse risulta evidente la necessità di una analisi tettonica che, nei limiti del possibile, tenda a separare le successive deformazioni che hanno determinato l'assetto strutturale attuale di una data regione, distinguendo deformazioni tetto-genetiche ed orogenetiche e ponendo in evidenza l'influenza che le varie fasi dei due cicli tettonici successivi hanno sulla struttura.

Anche se il procedimento può risultare parzialmente artificioso, nel tentativo di raggiungere una maggiore chiarezza espositiva l'evoluzione tettonica dell'area in esame è illustrata analizzando successivamente le regioni di facies diversa (abruzzese, molisana prossimale, molisana distale), corrispondenti in linea di massima a regioni con evoluzione tettonica non del tutto simile, ed accennando di volta in volta ai rapporti tettonici intercorrenti fra una regione e l'altra.

TETTOGENESI

Regione di facies abruzzese

1° ciclo tettonico (Giurassico - Cretacico)

Le formazioni dell'Appennino meridionale di facies abruzzese derivano dalla sedimentazione di fanghi carbonatici, di origine chimica e biochimica, in acque calde, basse e relativamente tranquille, in corrispondenza

di un altofondo intraoceanico subsidente protetto da una soglia periferica. La subsidenza è costantemente compensata dalla sedimentazione; la soglia è caratterizzata da una maggiore stabilità (cioè da una subsidenza più lenta, discontinua e di durata limitata) e, talora, dalla presenza di depositi bio-costruiti.

La regione di facies abruzzese corrisponde quindi ad un alto paleo-~~morfologico e non strutturale~~; nel quadro tettonico della geosinclinale appenninica essa è definita come una « dorsale intermedia » subsidente.

Le variazioni della velocità di subsidenza nello spazio e nel tempo e la compensazione della subsidenza da parte della sedimentazione determinano strutture sinsedimentarie che, per il meccanismo di formazione e per la loro ubicazione su di una « dorsale intermedia », si ritiene possano indicarsi come sineclisi ed anteclisi, utilizzando la terminologia delle analoghe maggiori strutture sinsedimentarie delle coperture di piattaforma, con le quali, in alcuni casi, sembra si possa intravedere una probabile similitudine formale.

Le sineclisi derivano da valori della velocità di subsidenza gradualmente crescenti spostandosi in direzione centripeta, dalla periferia verso il centro della struttura, e da un progressivo rallentamento e successivo arresto nel tempo della subsidenza. Anche quest'ultimo procede in senso centripeto con la stabilizzazione di successivi anelli isocroni concentrici di dimensioni sempre minori, fino alla « chiusura » completa della struttura (COLACICCHI, 1966 pag. 11; BERGOMI e altri, 1969 pag. 94; MANFREDINI & MANGANELLI, 1969; COLACICCHI e altri, 1970).

Analogo schema può essere adottato per il meccanismo di formazione delle strutture positive, cioè delle anteclisi, anch'esse derivanti da subsidenza differenziata nello spazio e nel tempo, crescente in direzione centrifuga dal centro verso le ali.

Nella regione in esame si possono individuare quattro sineclisi principali che possono definirsi strutture di 1° ordine: due di dimensioni limitate, il Camposauro ed il Taburno, comprese interamente nell'ambito del foglio, e due di dimensioni notevoli e strutturalmente complesse, il Matese

ed i Monti di Caserta-Avellino, interessanti principalmente i fogli adiacenti e solo in parte il F° BENEVENTO. La prima di queste due grandi sineclisi, il Massiccio del Matese, penetra nel margine NO del foglio con la sua estremità sud-orientale (M. Monaco di Gioia e colline di Telesse); l'altra, Monti di Caserta-Avellino, occupa il bordo sud-occidentale del foglio con la parte settentrionale del suo settore orientale (M.ti di S. Agata dei Goti e di Cervinara).

L'evoluzione delle sineclisi del Matese, del Camposauro e dei Monti di Caserta-Avellino, dal primo abbozzo delle strutture (all'inizio del Giurassico) fino alla loro « chiusura » (avvenuta nel Cretacico superiore) ha una durata complessiva di oltre un centinaio di milioni di anni, valore medio costante per la massima parte delle strutture sinsedimentarie della regione di facies abruzzese; l'evoluzione tettonica della sineclisi del Taburno, che si chiude all'inizio del Cretacico, si esaurisce invece solamente in una cinquantina di milioni di anni.

I ~~bordi orientali delle sineclisi del Matese e del Camposauro non affiorano~~ in quanto probabilmente ribassati dalla sovrainposta subsidenza della Depressione molisano-sannitica e quindi ricoperti dalle formazioni di « facies molisana prossimale » per il Matese e di « facies molisana distale » per il Taburno.

Sineclisi del Matese. La sineclisi del Matese, allungata in direzione ONO per una trentina di chilometri e larga una quindicina, si estende principalmente nei fogli 161 ISERNIA e 162 CAMPOBASSO, dove si trova il nucleo della struttura costituito dai calcari del Cretacico superiore.¹³

Nel F° 173 BENEVENTO, in corrispondenza della catena montuosa M. Monaco di Gioia-M. Ermano affiora il settore sud-orientale del bordo della sineclisi, rappresentato dalle dolomie del Triassico superiore-Giurassico inferiore; i termini più alti della struttura affiorante nella zona sono i livelli bauxitici attribuiti all'Albiano p.p.-Cenomaniano.

¹³ Una più ampia descrizione della sineclisi del Matese è contenuta nel paragrafo « Schema strutturale ed evoluzione tettonica (III quadrante) » delle Note Illustrative del F° 162 CAMPOBASSO (CESTARI e altri, in corso di stampa).

La « stabilizzazione » del settore della sineclisi del Matese compreso nel foglio BENEVENTO è quindi riferibile al Cenomaniano.

Sineclisi del Camposauro. Il massiccio del Camposauro può probabilmente interpretarsi come una sineclisi allungata in direzione E-O per una quindicina di chilometri e larga 6-7 chilometri in affioramento, con il nucleo, costituito dai calcari del Cretacico superiore, spostato verso oriente. Lungo la base del versante settentrionale e nord-orientale del massiccio, il bordo affiorante della struttura è rappresentato generalmente dai calcari con intercalazioni dolomitiche del Giurassico superiore C¹-G⁵; presso Solopaca ad O e Foglianise ad E affiorano anche orizzonti più profondi (G⁵⁻¹ e G¹-T⁶). Sul bordo meridionale le formazioni alto-giurassiche si notano unicamente nella parte centrale, su di un fronte di poco più di un chilometro; ad O e ad E il bordo della sineclisi non affiora per la sovrapposizione del flysch miocenico della adiacente « Depressione molisano-sannitica » che ha ricoperto l'area carbonatica compresa tra il Camposauro ed il Taburno.

Le dimensioni limitate della sineclisi e la potenza delle singole formazioni — generalmente inferiori, specialmente per quanto si riferisce ai livelli stratigraficamente più elevati, a quelle che si possono riscontrare nelle sineclisi di maggiori dimensioni dell'altofondo carbonatico — possono forse derivare dalla posizione del Camposauro, marginale rispetto all'area subsidente di facies abruzzese e posto sul prolungamento di un possibile alto strutturale stabile (costituito forse dalle dolomie triassiche basali) esistente probabilmente in profondità, al di sotto dei depositi terziari, in corrispondenza della valle del F. Volturno fra Ailano (F° 161 ISERNIA) e Amorosi.

L'analisi stratigrafica e sedimentologica e l'esame delle variazioni di spessore delle singole formazioni fanno inoltre intravedere l'esistenza di una probabile zona a minor subsidenza presso la cima del Camposauro (q. 1.390), orientata localmente in posizione meridiana e separante un altofondo protetto ad O da una zona con più facili comunicazioni con il mare aperto ad E.

Sineclisi del Taburno. Il massiccio del Taburno può interpretarsi come una sineclisi giurassica, allungata in direzione SE per una dozzina di chilo-

metri e larga 5-6 km, con un piccolo nucleo di Cretacico inferiore posto nella parte centrale in corrispondenza di M. Tuoro Alto.

Il bordo della sineclisi è dato dalle dolomie del Giurassico inferiore-Triassico superiore G¹-T⁶, affioranti con continuità nei settori di NO e di NE del massiccio ed in modo discontinuo nella parte centrale del suo versante SO (Costa di Taburno).

La « chiusura » prematura della sineclisi del Taburno, che si verifica all'inizio del Cretacico, può essere attribuita al probabile inserimento della struttura in un'area sostanzialmente stabile, o precocemente stabilizzata, dell'altofondo carbonatico, forse in parte coincidente con un settore della soglia separante la regione di facies abruzzese da quella di facies molisana.

Sineclisi dei Monti di Caserta-Avellino. I M.ti di S. Agata dei Goti e di Cervinara possono considerarsi come l'estremità sud-orientale di una grande sineclisi che da Venafro (F° 161 ISERNIA), attraverso i fogli 172 CASERTA e 173 BENEVENTO, giunge presso Avellino in corrispondenza di M. Vergine (F° 185 SALERNO).

La struttura, che può denominarsi sineclisi dei Monti di Caserta-Avellino, si allunga quindi in direzione NO per circa 70 km, mentre la sua larghezza affiorante è in media di una quindicina di chilometri.

I depositi del ciclo subsidente terrigeno prevalentemente terziario, sovrapposti alle strutture del ciclo subsidente carbonatico mesozoico, le loro deformazioni, la tettonica disgiuntiva dell'orogenesi plio-quadernaria e le ampie coperture piroclastiche dell'attività vulcanica pleistocenica hanno in parte obliterato i lineamenti strutturali di questa sineclisi. Sembra però evidente l'esistenza di ondulazioni sinsedimentarie che suddividono la sineclisi principale in strutture di rango inferiore. In particolare, a SE del F. Volturno sembra possibile individuare due ondulazioni strutturali, separate da una zona di alto (M. Veccio, a S di Arpaia). Nella prima struttura — definibile come una sineclisi di 2° ordine, orientata circa in direzione ENE dal F. Volturno alle Forche Caudine, lunga una quindicina di chilometri e larga 4-5 km — sono compresi i M.ti di S. Agata dei Goti; della seconda — allungata in direzione ESE dalle Forche Caudine a M. Ver-

gine per una trentina di chilometri e larga 5-6 km — fanno parte i M.ti di Cervinara.

Il nucleo di queste due strutture è costituito dai calcari del Cretacico superiore. Il loro bordo, rappresentato dalle dolomie del Giurassico inferiore-Triassico superiore, è in massima parte ricoperto dalle colate piroclastiche **ti** e **tg** ed affiora rispettivamente all'estremità nord-occidentale della sineclisi di 2° ordine dei M.ti di S. Agata dei Goti, presso Caserta, e nella parte occidentale (M. Veccio) del bordo meridionale della struttura dei M.ti di Cervinara.

L'analisi stratigrafica e sedimentologica mostra che la struttura dei M.ti di S. Agata dei Goti si è evoluta in un ambiente di altofondo, retrostante una soglia protettiva, mentre la struttura dei M.ti di Cervinara sembra essersi costituita in un ambiente di scarpata, o più genericamente di avansoglia, rappresentante il bordo di un possibile bacino aperto. In questo schema l'alto strutturale di M. Veccio costituirebbe localmente la soglia della regione di facies abruzzese.

Per la fascia esterna dell'area di facies abruzzese a N del Taburno, cioè nel Matese orientale ed in modo molto limitato nel Camposauro, in concomitanza con l'inizio della subsidenza dell'area di « facies molisana prossimale » (Albiano-Cenomaniano) la generale tendenza al graduale arresto centripeto della subsidenza nel tempo e nello spazio è accompagnata da un breve, modesto e localizzato sollevamento, posto in evidenza dalla sedimentazione in ambiente continentale o subcontinentale di depositi bauxitici.

2° ciclo tettonico (Miocene medio - superiore)

L'arresto della subsidenza che provoca la « chiusura » delle strutture sinsedimentarie alla fine del Cretacico superiore, permane per una quarantina di milioni di anni, cioè fino al Miocene medio, quando, in alcune aree relativamente ristrette del Matese orientale e del Camposauro, inizia e pro-

segue, con la deposizione delle calcareniti **M³⁻²**, e successivamente delle « molasse » tortoniane, un nuovo ciclo subsidente della durata di una ventina di milioni di anni. Le direzioni tettoniche della « fossa » delle molasse sembrano indipendenti da quelle delle strutture del ciclo precedente.

Nel Matese la sovrapposizione in trasgressione parallela del Miocene basale calcarenitico al Cretacico superiore, all'orizzonte bauxitico, al Cretacico medio ed infine al Triassico superiore-Infralias spostandosi da N verso S — cioè da Boiano nel F° CAMPOBASSO a Faicchio alla base del M. Monaco di Gioia (F° 173 tav. IV NO) — dimostra che l'ingressione miocenica, derivante da una blanda subsidenza localizzata con valori decrescenti da N verso S, ha ricoperto una struttura sinsedimentaria, stabilizzatasi alla fine del Cretacico, e non un'area sollevata da una tettonica prelanghiana, e successivamente erosa, come è stato talora ipotizzato.

Regione di « facies molisana prossimale »

Allo stato attuale delle conoscenze, per la regione di « facies molisana prossimale » non è possibile suddividere l'evoluzione tettonogenetica in cicli successivi.

La serie molisana prossimale, essenzialmente detritico-selciosa, tipica del bordo di una depressione subsidente ed attribuibile all'intervallo Cretacico medio-Miocene inferiore, è con ogni probabilità sovrapposta ad una larga soglia, costituita forse dalle dolomie del Triassico superiore-Infralias, inizialmente stabile (dal Lias medio al Cretacico inferiore) e successivamente debolmente subsidente (dal Cretacico medio al Miocene inferiore). Questa fase subsidente comprende cioè tutto il periodo della « stabilizzazione » dell'area di facies abruzzese (Paleocene-Miocene inferiore).

Le prove a favore di questa ipotesi sono:

- a) il substrato della serie molisana prossimale, ove affiorante (F° ISERNIA), è rappresentato dalle dolomie dell'Infralias, cioè da depositi carbonatici stabilizzati da oltre un centinaio di milioni di anni al momento della nuova subsidenza mediocretacica-inframiocenica;

- b) la riduzione degli spessori delle formazioni carbonatiche giurassico-cretache del Matese verso E, in direzione della serie molisana prossimale, è interpretabile come un indizio dell'approssimarsi della soglia stabile;
- c) la potenza della serie molisana prossimale, corrispondente all'intervallo Aptiano-Aquitano, cioè dell'ordine di una novantina di milioni di anni, è di solo 200-300 m; questa circostanza è a favore di una subsidenza molto lenta, cioè di una sostanziale stabilità, tipica della zona di soglia;
- d) la gravimetria mostra che la zona di affioramento della serie molisana prossimale fa ancora parte dell'alto gravimetrico del Matese, per un probabile conglobamento dell'area di retrosoglia e di soglia, mentre la rapida diminuzione della gravità verso il minimo della Depressione molisano-sannitica inizia dal bordo esterno dell'affioramento della serie.

Regione di « facies molisana distale »

La regione di « facies molisana distale » rientra solo marginalmente nel III e IV quadrante; l'analisi dell'evoluzione tettonica è notevolmente complessa per le lacune e le imprecisioni della documentazione stratigrafica e per l'esistenza di interpretazioni profondamente discordanti. In questa sede non è quindi possibile una illustrazione completa e documentata dello schema tettonico proposto in quanto, per raggiungere questo scopo, sarebbe necessario estendere l'analisi tettonica ad una gran parte dell'Italia centro-meridionale ed avere a disposizione una documentazione più estesa ed approfondita.

Per questo motivo, nelle pagine seguenti verranno esposte sinteticamente solo alcune osservazioni riguardanti generalmente il F° BENEVENTO.

1° ciclo tettonico (Giurassico inferiore ? - Miocene medio)

Nella Depressione molisano-sannitica le Argille varicolori rappresentano il più antico sedimento affiorante; esse sono interpretabili come un pre-flysch e sono ricoperte da un potente complesso flyscioide del Miocene

inferiore-medio. La loro attribuzione al Cretacico medio-Miocene inferiore può permettere di riferire l'inizio della subsidenza della Depressione almeno al Cretacico medio.

Questa ipotesi sembra concordare con la precedente analisi tettonica della « facies molisana prossimale » (Cretacico medio - Miocene inferiore), che può interpretarsi come una facies eteropica marginale delle Argille varicolori, sedimentata su di una soglia sostanzialmente stabile.

Conclusioni parzialmente diverse, già accennate nel paragrafo sulla Regione di facies abruzzese, possono invece dedursi dall'esame dei depositi carbonatici che a S del Matese vengono a contatto diretto con la « facies molisana distale », senza l'interposizione della « facies molisana prossimale ».

L'analisi sedimentologica del complesso Neocomiano p.p. - Lias superiore p.p. C¹-G⁵, affiorante al M. Monaco di Gioia e al Taburno, indica un ambiente neritico protetto di retrosoglia, mentre nel settore settentrionale ed orientale del Camposauro i caratteri biolitologici dello stesso complesso mostrano una sedimentazione avvenuta in un ambiente caratterizzato da una maggiore energia cinetica delle acque e da più diretti rapporti con il mare aperto.

Le breccie calcaree del Cenomaniano p.p. - Aptiano p.p. C⁶⁻⁴_{br}, affioranti nel versante settentrionale dei M. ti di Cervinara, in base agli elementi sedimentologici e biologici possono interpretarsi come depositi di scarpata continentale in posizione di avansoglia e in diretto rapporto con il mare aperto, mentre i sedimenti carbonatici coevi più interni, affioranti verso S, presentano la tipica facies di ambiente neritico, protetto dal mare aperto da una soglia.

Altri indizi che fanno ritenere fondata l'ipotesi che il primo abbozzo della Depressione molisano-sannitica sia precedente all'Albiano e risalga al Lias medio-superiore sono i rinvenimenti: al di fuori del foglio, di frammenti di calcari ad elipsactinie nelle formazioni carbonatiche del versante settentrionale del gruppo del Cervialto (legenda F° 186 S. ANGELO DEI LOMBARDI) e di erratici calcarei con macrofauna pelagica del Lias medio (brachiopodi, ammoniti, ecc.) in formazioni dell'area della Depressione molisano-sannitica compresa nel F° 174 ARIANO IRPINO (BONARELLI, 1901); nell'area del foglio, di erratici calcarei e marnosi con microfauna di età aale-

niana-aptiana caratteristica dei depositi di facies pelagica, nei sedimenti miocenici affioranti a ridosso del versante orientale di M. S. Michele (a NE di Vitulano).

A SE del Taburno-Camposauro la base del flysch miocenico, costituita da quarzoareniti grossolane e da conglomerati ad elementi carbonatici, ricopre in trasgressione discordante le formazioni carbonatiche di facies abruzzese, mentre a N è sovrapposta, sempre in trasgressione discordante, alle formazioni detritico-selciose di « facies molisana prossimale », dimostrando in questo modo l'unitarietà del bordo della Depressione all'inizio della deposizione del flysch miocenico.

Questa trasgressione discordante può forse derivare dalle deformazioni del margine della Depressione molisano-sannitica — costituito a N del Taburno dai depositi di « facies molisana prossimale » e a S da quelli di facies abruzzese — durante la subsidenza relativa alla deposizione delle Argille varicolori ed al successivo ampliamento della Depressione durante la rapida subsidenza corrispondente alla deposizione del flysch.

2° ciclo tettonico (Miocene superiore - Pliocene)

Nella regione di « facies molisana distale » si ha un'unica « fossa » subsidente altomiocenica-pliocenica, ubicata in corrispondenza del II quadrante del foglio.

Le « molasse » che colmano la « fossa » sono rappresentate da argille siltose, argille, arenarie, puddinghe poligeniche; verso la base sono caratterizzate dalla presenza di gessi e livelli tripolacei con faune oligotipiche; la « fossa » si è sovrapposta sulla Depressione molisano-sannitica, colmata dal flysch Langhiano-Tortoniano, con direzioni tettoniche probabilmente indipendenti rispetto alle precedenti strutture sinsedimentarie.

Depressioni tettoniche orientate E-O, poste lungo la valle del F. Calore, sono colmate da depositi fluvio-lacustri antichi F¹, attribuiti al Riss, di spessore non noto ma sicuramente cospicuo, che nei pressi di Benevento sorpassano i 110 m giungendo quasi al livello del mare. Anche queste

depressioni possono considerarsi come « fosse molassiche » subsidenti di una fase finale del 2° ciclo tettonico, sovrainposte alle strutture sinsedimentarie del 1° ciclo.

In definitiva, in un quadro tettonico generale:

- le formazioni carbonatiche di facies abruzzese costituiscono un settore della « Dorsale intermedia » subsidente che separa una miogeosinclinale ad E da una eugeosinclinale ad O; quest'ultima, all'altezza del F° 173 BENEVENTO, si trova probabilmente in corrispondenza della piana costiera del F. Volturno e/o in posizione tirrenica;
- la Depressione molisano-sannitica, definibile come una miogeosinclinale, costituisce il prolungamento verso S della miogeosinclinale umbra, alla quale è assimilabile sia per la probabile datazione del primo abbozzo della depressione (Lias medio-superiore ?), sia per l'età del flysch (Miocene medio);
- l'ampia soglia stabile del Trias superiore-Infralias, sulla quale si sono depositate le formazioni di « facies molisana prossimale », costituisce probabilmente un alto paleomorfológico e strutturale non subsidente, di notevoli dimensioni, che si estende sulla quasi totalità dei fogli 162 AGNONE e 161 ISERNIA, penetrando parzialmente nei fogli adiacenti a N e S. Questo alto costituisce il bordo orientale della Dorsale abruzzese e separa la miogeosinclinale umbra dalla miogeosinclinale molisano-sannitica.

OROGENESI

Sotto il termine di orogenesi sono riuniti i rapidi movimenti disgiuntivi di sollevamento avvenuti durante le fasi finali del 2° ciclo tettonico e che hanno dato luogo alla catena appenninica, modificando le strutture sinsedimentarie precedenti.

Questi movimenti, iniziati forse nel Miocene superiore, accentuatisi nel Pliocene medio e tuttora in atto, hanno localmente direzione predominante O10°N e N10°E nella parte settentrionale del foglio, fino al

Camposauro compreso, mentre più a S sembrano predominare gli allineamenti tettonici NO-SE.

Come è stato notato precedentemente, molto spesso nell'analisi strutturale non è facile separare le deformazioni sinsedimentarie dovute alla tetto-genesi in regime di subsidenza da quelle collegate all'orogenesi, di solito generate al di fuori dell'ambiente di sedimentazione.

Nella serie carbonatica affiorante nel F° BENEVENTO deformazioni legate in modo predominante all'orogenesi sono: la faglia di direzione N 10° O che delimita verso occidente la catena M. Erzano-M. Monaco di Gioia, le due faglie parallele e di direzione O 10° N, poste a N e a S della catena M. Monaco di Gioia-La Pizzuta, la faglia O 10° N alla base del versante meridionale del Camposauro ed infine quella NO-SE fra il Taburno ed i M.ti di S. Agata dei Goti.

SCHEMA STRUTTURALE ED EVOLUZIONE TETTONICA (I E II QUADRANTE)

Per quanto talora incerte siano rimaste alcune indicazioni stratigrafiche di una parte dei sedimenti terrigeni che costituiscono la quasi totalità degli affioramenti nei due quadranti orientali del F° BENEVENTO, tuttavia si può affermare che la più antica età riconosciuta nelle unità litostratigrafiche distinte sulla carta geologica non scende al disotto del Miocene inferiore o di un probabile Oligocene. Questo fatto, unitamente a quanto esposto nel Cap. IV - STRATIGRAFIA, consente di sintetizzare i seguenti aspetti strutturali e tettonici:

1) il complesso dei sedimenti prevalentemente terrigeni si è deposto in un bacino a forte subsidenza, limitato da due fasce marginali (dorsale appenninica, ad ovest, e regione apulo-garganica, ad est) con prevalenti facies di piattaforma carbonatica di età mesozoica e con facies detritico-organogene di età infra e mesomiocenica. Queste fasce marginali hanno subito, attraverso varie fasi, una modesta subsidenza d'insieme contemporanea agli accumuli terrigeni, molto potenti, di età miocenica;

2) il complesso dei sedimenti terrigeni di età miocenica, almeno in parte sovrapposti ad altri depositi terrigeni di età paleogenica non affioranti, sembrano costituire un unico ciclo di sedimentazione che è andato localmente esaurendosi nel Miocene superiore o, in alcuni casi, nel Pliocene inferiore;

3) mentre risulta che i processi tetto-genetici ed orogenetici hanno sbloccato in modo relativamente semplice la fasce marginali (nel caso specifico, la « dorsale intermedia » del III e IV quadrante del Foglio), gli equivalenti fenomeni hanno prodotto sui sedimenti terrigeni, più plastici e soggetti forse a più estese oscillazioni verticali, un più complicato assetto che può rendere quanto meno incerta, allo stato attuale delle conoscenze, la valutazione di alcune condizioni strutturali, quali, ad esempio, quelle che definiscono la continuità o la discontinuità di sedimentazione del Miocene superiore sul Miocene medio e del Pliocene inferiore sul Miocene superiore.

È comunque evidente, a tal proposito, che i dati stratimetrici ricavati dalle osservazioni nei sedimenti terrigeni indicano più sviluppate variazioni giaciture dei sedimenti infra e mesomiocenici rispetto a quelli dei depositi supramiocenici; si osserva inoltre che questi ultimi presentano ancora strutture relativamente ben conservate e più continue che non i primi. Parimenti si rileva che l'evoluzione orogenica ha portato ad una progressiva limitazione delle aree marine, cosicché gli ambienti d'accumulo dei depositi pliocenici vengono sempre più a ridursi nell'area appenninica, mantenendosi fino ad un certo momento soltanto lungo fasce trasversali alle strutture appenniniche. Per tali motivi è da ritenersi confermata l'esistenza di una fase tettonica al passaggio tra il Miocene medio ed il superiore e di una fase dopo — o durante — il Pliocene inferiore, anche se localmente si possono verificare casi di continuità sedimentaria e stratimetrica. Per i tempi successivi, una valutazione generica sullo stato della evoluzione orogenica della vasta regione appenninica in cui è compreso anche il F° BENEVENTO si deduce dal fatto che queste zone sono tuttora sede di una attività sismica non trascurabile.

Volendo illustrare uno dei problemi fondamentali dell'assetto strutturale dell'Appennino centro-meridionale, e quindi anche di quella vasta area compresa nel F° BENEVENTO; si deve ricordare che, nel mentre si sviluppava il fenomeno della subsidenza infra e mesomiocenica, gli apporti terrigeni — con una velocità di deposito valutabile in una media di circa 200-300 m per milione d'anni — davano luogo ad accumuli per sedimentazione normale e per sedimentazione gradata. Per ciò che si riferisce al foglio, quest'ultimo processo è particolarmente evidente in quelle successioni litostratigrafiche costituite da brecciole e calcareniti (in cui sono spesso abbondanti anche fossili rimaneggiati, come alveoline, nummuliti, ecc.) e, sia pure con minore immediatezza, nei depositi psammitici. Il notevole apporto di elementi clastici per nuvole di torbida presuppone, ovviamente, una intensa attività erosiva subaerea che per i tempi miocenici non poteva realizzarsi se non in zone relativamente lontane poiché la quasi totalità degli affioramenti premiocenici circostanti o risulta essa stessa sommersa da mare, sia pure sottile, o conserva sedimenti con litofacies e con contenuto fossilifero diverso da quello che costituisce il flysch miocenico. Nè, d'altra parte, è stata riscontrata una qualche evidenza di sedimenti in giacitura secondaria (se non per ciò che si riferisce ad olistoliti calcarei franati nel mare miocenico da zone circostanti) da cui potrebbero essere derivati, per progressivo loro smantellamento, i fossili almeno paleogenici che si ritrovano diffusi nei sedimenti miocenici. E neppure si può incondizionatamente accettare l'opinione che falde orogeniche di sedimenti flyscioidi, provenienti da occidente, abbiano potuto scavalcare la piattaforma carbonatica appenninica poiché, una volta accertato che sedimenti di quelle facies si siano depositati all'interno della piattaforma carbonatica, è necessario riconoscere che si siano verificate le condizioni per la loro traslazione verso oriente (intensi denudamenti tettonici nei bacini d'origine). In secondo luogo occorre dimostrare che il presupposto scavalciamento della piattaforma carbonatica è avvenuto nel mentre queste erano emerse oppure erano ricoperte da mare sottile. Per contro, la presenza di sedimenti plastici particolarmente « tettonizzati » (come, ad esempio, le Argille varicolori) e la loro possibile giacitura secondaria possono trovare la loro giustificazione nello spostamento di quei sedimenti all'interno di una fossa

certamente instabile almeno nelle fasi che si sono precedentemente indicate; oppure, riferendoci ai casi in cui ciò si riscontra, nella loro traslazione dall'area di fossa fin sui bordi più stabili, prima che i grandi processi orogenici facessero assumere alle unità litostratigrafiche l'assetto strutturale oggi visibile.

Per quel che si riferisce ad osservazioni di dettaglio si può dire che tutta l'area occupata dai sedimenti miocenici è interessata da numerosi ma modesti disturbi tettonici che, in maniera del tutto subordinata, sembrano toccare anche i soprastanti depositi più recenti. Le dislocazioni riportate sulla carta geologica, specialmente quelle nelle zone a N di Benevento, sono state indicate per la maggior parte a tratteggio non potendosi definire con rigorosa esattezza il loro andamento a causa della giacitura dei terreni e dei variabili rapporti verticali e laterali intercorrenti fra i vari complessi affioranti in tutta l'area.

Così, considerati gli scarsi elementi stratimetrici osservabili, poiché le varie facies dei terreni miocenici di Colle Mottola (I NO) hanno andamenti orientati in senso appenninico, le « molasse » M_s che si estendono a S di Monte Saucio sono in contatto meccanico, per una faglia SSO-NNE, con il complesso M^{+1} .

Più a S, nell'area di Toppa Infuocata (I SO), i contatti fra i vari termini M^{+1} , M_s , M_b sono dovuti a faglie ancora ad andamento appenninico.

Frequenti dislocazioni si rilevano pure nell'area compresa entro la tavoletta I NE, ove creano contatti meccanici tra i vari complessi litologici già indicati; in genere, però, non si tratta mai di faglie con rigetti di notevole valore.

Per quanto riguarda la zona a S di Benevento si richiama l'attenzione sulla grande faglia con direzione appenninica che da E di Castelpoto si segue verso S fino all'altezza di Altavilla Irpina e che pone in contatto meccanico il Pliocene sabbioso P_s prima con M^{+1} quindi con M^5 .

Nell'area del bacino solfifero di Tufo-Altavilla Irpina i terreni miocenici assumono una chiara struttura sinclinalica nel piccolo rilievo a N della stazione ferroviaria di Altavilla. Questa piccola struttura è interrotta da una faglia che, con direzione NNO-SSE, tronca ad oriente il gradino

morfologico di Altavilla e, forse frammentandosi, taglia, sempre ad oriente, il rilievo di Stretta di Barba, terminando sotto il paese di Chianchetelle.

Se si eccettuano le due strutture cupoliformi di Stretta di Barba e di Altavilla Irpina, strutture che appaiono in tutta evidenza anche se frammentate da una serie di fratture N-S e NE-SO, l'andamento dei terreni del Miocene superiore appare dolcemente ondulato sulla direttrice generale NE - SO. In quest'area le dislocazioni più accentuate hanno una direzione meridiana e, sebbene mascherate dalle diffuse coltivazioni e dalla franosità dei terreni, sono visibili, nel particolare, sul lato destro del F. Sabato.

Fatta eccezione per la faglia di Castelpoto, altrove i sedimenti pliocenici sono interessati unicamente da modeste e locali rotture di scarso interesse strutturale.

A conclusione di questo breve cenno sintetico è possibile dire che in quest'area le fasi tettoniche hanno prodotto effetti diversi per durata e per intensità e che tali manifestazioni possono essere ritenute più evidenti nell'ambito del II quadrante.

VI — IDROGRAFIA E MORFOLOGIA

IDROGRAFIA

L'area compresa nel F° 173 BENEVENTO appartiene completamente al bacino imbrifero del F. Volturno, anche se la sua valle interessa il foglio solamente lungo il margine occidentale, per pochi chilometri tra Amorosi e Dugenta. Maggior influenza sull'idrografia dell'area in esame ha invece il F. Calore, affluente di sinistra del Volturno, il cui corso attraversa tutto il foglio da SE a NO.

Il F. Calore trae origine dal versante settentrionale del massiccio di M. Accellica (F° 186 S. ANGELO DEI LOMBARDI) e confluisce nel F. Volturno presso Amorosi dopo un percorso di 110 km., dei quali circa 85 nel foglio BENEVENTO. Fino a non molti anni fa esso era alimentato principalmente dalle copiose sorgenti di Cassano Irpino (F° 186), le cui acque (2.500 l/sec.) sono state recentemente captate per incrementare la portata dell'Acquedotto Pugliese.

Due stazioni di controllo misurano le portate di questo corso d'acqua, l'una al Ponte Nuovo, a NNO di Apice, poco a monte della confluenza con il F. Ufita, l'altra al Ponte Torello, a NO di Melizzano, circa 4 km a monte della confluenza con il F. Volturno. Per la prima stazione le osservazioni eseguite dal MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI (1953, 1963) riguardano gli anni 1933-1942 e 1946-1960; per la seconda si hanno invece solamente le misure relative al periodo 1936-1942. Gli elementi caratteristici del fiume, nello stesso intervallo di tempo, possono essere così riassunti:

Stazione di Apice:

Q_{max} 512 mc³/sec.; Q_{media} 13,40 mc³/sec.; Q_{min} 1,90 mc³/sec.

Stazione di Melizzano:

Q_{\max} 762,00 mc³/sec.; Q_{media} 51,00 mc³/sec.; Q_{\min} 6,00 mc³/sec.

Il principale affluente di sinistra del F. Calore è il F. Sabato che nasce dal versante occidentale del massiccio del M. Accellica e che, dopo un percorso di circa 50 km, di cui una ventina nel F° 173, confluisce nel F. Calore all'altezza di Benevento; la maggior parte delle sue acque proveniva dalle sorgenti del Serino (F°185 SALERNO), con portata di oltre 2.300 l/sec., da tempo utilizzate per alimentare l'Acquedotto di Napoli.

Il principale affluente di destra è invece il F. Tammaro, che nasce dal versante orientale del Matese, a SO di S. Giuliano del Sannio (F° 162 CAMPOBASSO). Il suo carattere prevalentemente torrentizio è da imputare all'impermeabilità delle formazioni geologiche del suo bacino imbrifero, e quindi alla mancanza di sorgenti di portata notevole e costante.

Anche tutti gli altri affluenti del F. Calore hanno carattere esclusivamente torrentizio, sia per la brevità dei loro percorsi, sia per la mancanza di importanti sorgenti perenni; i rispettivi bacini idrici sono infatti compresi in formazioni prevalentemente impermeabili. Tale carattere torrentizio è comune anche agli affluenti che attraversano le formazioni carbonatiche permeabili del Camposauro in quanto, come sarà illustrato nel cap. VII, le sorgenti che costituiscono lo sfioramento del bacino idrico sotterraneo contenuto in tale massiccio con ogni probabilità defluiscono direttamente nel F. Calore, attraverso la copertura detritica ed alluvionale, ad una quota inferiore a quella del reticolo idrografico.

Il F. Isclero, posto nel settore sud-occidentale del foglio, al di fuori del bacino imbrifero del F. Calore, nasce nella Valle Caudina dalla confluenza dei torrenti Tesa e Carmignano e defluisce direttamente nel F. Volturmo a S di Dugenta (F° 172 CASERTA), cioè a valle della confluenza del F. Calore con il F. Volturmo. La portata di questo corso d'acqua, abbondante e costante prima della captazione delle copiose sorgenti di Fizzo e di S. Agata dei Goti, è attualmente molto modesta ed irregolare e non esente da secche estive.

Analogamente si comporta il F. Titerno, privo di sorgenti perenni con portata notevole. Questo corso d'acqua si snoda nel settore nord-occi-

dentale del foglio e defluisce direttamente nel F. Volturmo a NNO di Amorosi, cioè a monte della confluenza tra quest'ultimo fiume ed il F. Calore.

La rete idrografica interessante il F° BENEVENTO ha una chiara impostazione tettonica. Infatti, il corso del F. Calore e quello dei suoi affluenti principali (F. Sabato, F. Tammaro, ecc.) sono generalmente costituiti da lunghi tratti rettilinei a direzione S-N o E-O, raccordati tra di loro ad angolo retto.

MORFOLOGIA

Nel F° 173 BENEVENTO possono individuarsi quattro tipi morfologici principali: le grandi masse montuose, altimetricamente elevate e generalmente impervie, dell'area di « facies abruzzese »; i rilievi montuosi, ancora notevolmente elevati, ma con morfologia rapidamente mutevole, dei depositi di « facies molisana prossimale »; la zona collinare, in massima parte con pendii dolci e declivi, dei sedimenti prevalentemente oligocenici e miocenici di « facies molisana distale » e della copertura pliocenica; le zone pianeggianti, derivanti dai colmamenti fluvio-lacustri e vulcanici pleistocenici ed olocenici.

a) Le caratteristiche litostratigrafiche e la tettonica disgiuntiva legata al sollevamento plio-pleistocenico condizionano la morfologia dei depositi carbonatici di facies abruzzese. Nelle masse affioranti di questi sedimenti si possono distinguere 4 gruppi principali, allineati circa N-S nella parte occidentale del foglio.

1) M. Ermano - M. Monaco di Gioia. Questo gruppo, posto all'estremità nord-occidentale del foglio, rappresenta l'estrema propaggine sud-orientale del massiccio del Matese. Esso è costituito da un'imponente regolare monoclinale con immersione ad E e NE, delimitata da faglie con notevole rigetto a SO e S. I versanti sud-occidentale e meridionale, disposti a reggipoggio e praticamente coincidenti con questi piani di faglia, sono particolarmente ripidi e impervi; essi salgono da q. 200 ad oltre q. 1300 (M. Ermano q. 1385; M. Monaco di Gioia q. 1332) in meno di un paio

di chilometri. La ripidità dei versanti a reggipoggio, meno accentuata alla base in corrispondenza dell'ampia fascia detritica e dell'affioramento delle dolomie di base (Lias inferiore p.p. - Trias superiore), aumenta nella parte superiore prevalentemente calcarea (Giura-Cretacico inferiore e medio), raggiungendo i 45° negli ultimi 500 metri. I versanti settentrionale e nord-orientale, disposti a franapoggio e talora paralleli per un lungo tratto alla stratificazione, raggiungono lo stesso dislivello di oltre un migliaio di metri su di una distanza doppia, cioè su quasi quattro chilometri.

Un'importante linea di faglia di direzione E-O suddivide il gruppo in due grandi unità morfologiche, una ad andamento meridiano (M. Erbano), l'altra allungata perpendicolarmente in direzione E-O (M. Monaco di Gioia). La relativa uniformità e semplicità morfologica di queste grandi unità deriva dalla costanza del fattore litologico, dall'elevata permeabilità delle formazioni calcaree, che ostacola l'impianto di una vera rete idrografica incisa e ramificata, e dall'andamento stratimetrico, notevolmente regolare ed uniforme. La loro parte sommitale è spesso morfologicamente più accidentata: piccole dorsali strette ed allungate, separate da zone pianeggianti, pianalti, depressioni chiuse.

Una conca chiusa, con fondo pianeggiante a q. 977 e allungata in direzione E-O per oltre un chilometro, si trova sul versante settentrionale del M. Monaco di Gioia, ad O di Colle Seropullo.

2) Colline di Telese. Fra i due alti gruppi montuosi di M. Erbano - M. Monaco di Gioia a N e di M. Camposauro - M. Taburno a S, si rinvengono una serie continua di dossi allineati in direzione NNO-SSE, di altezza più modesta: M. Acero (q. 736), Monticello (q. 263), la Ricca (q. 259), M. Pugliano (q. 213).

Per M. Acero, malgrado le dimensioni più ridotte, valgono in linea di massima le considerazioni morfologiche fatte per il gruppo montuoso M. Erbano-M. Monaco di Gioia (struttura monoclinica con immersione a NE, delimitata da faglie ad O e a SE); gli altri dossi invece, che emergono di poche decine di metri dalla circostante copertura terrigena miocenica e vulcanica quaternaria, eccettuata una leggera diversa acclività

fra versanti occidentali a reggipoggio e versanti orientali a franapoggio, mancano di un'impronta morfologica propria.

Una caratteristica particolare di M. Pugliano (q. 213), affiorante al bordo settentrionale dell'abitato di Telese, sono le numerose doline subcircolari che si rinvengono su tutta la superficie del dosso, profonde talora un centinaio di metri e con larghezza massima di 300 m circa. Esse si spingono quasi fino alla quota del livello idrico della falda che alimenta le sorgenti di Telese e derivano dalla dissoluzione dei calcari da parte di queste acque, localmente con caratteristiche termominerali e ricche di anidride carbonica.

3) Taburno-Camposauro. Il gruppo Taburno-Camposauro costituisce un'unità morfologica ben individuata, separata dal Matese e dalle colline di Telese a N e dai monti di S. Agata dei Goti-Cervinara a S e SO rispettivamente dalle valli dei fiumi Calore ed Isclero. Il gruppo è suddiviso in due massicci distinti (Camposauro a N, q. 1390; Taburno a S, q. 1394) dalla profonda depressione della Piana di Prata, allungata ESE-ONO da Cautano a Frasso Telesino e degradante sia verso oriente che verso occidente, con sella spartiacque a q. 784.

Ambedue i massicci sono delimitati, su tutti i lati, da ripidi versanti coincidenti, almeno in parte, con faglie subverticali plio-pleistoceniche di notevole rigetto; solamente verso oriente il versante mostra una morfologia meno aspra ed un certo raccordo con il più dolce andamento collinare degli antistanti depositi terrigeni miocenici. La tettonica recente, l'uniformità litologica della serie carbonatica e la sua elevata costante permeabilità, conferiscono a questi massicci un aspetto morfologico giovanile con un modesto modellamento dei versanti.

Il Camposauro, allungato E-O, è costituito da una struttura leggermente sinclinale; il versante meridionale, con stratificazione a reggipoggio e con immersioni generalmente a N e NE, è delimitato da faglie subverticali, talora con leggera vergenza verso N, il cui piano coincide spesso con la superficie morfologica. L'asperità è quindi in taluni punti molto forte ed in media il versante si eleva di 400-450 m circa su una distanza di poco più di 500 m, cioè con una pendenza di quasi 45°.

Analoghe condizioni si osservano nei versanti occidentale e settentrionale, specialmente in corrispondenza di M. Pentime (q. 1168) e di Tumulo della Croce (q. 1175)-Pizzo Alto (q. 1187), anche se il fitto bosco maschera in parte molte asperità, conferendo a questi versanti una apparente minore acclività. In particolare il versante settentrionale si mostra interessato da una fittissima serie di incisioni subparallele, di cui alcune (V. Vellane, V.ne Saucolo, V.ne Secco) hanno l'aspetto di vere e proprie forre.

La morfologia del settore orientale del Camposauro risente forse ancora della paleogeografia cretacea e dei vari movimenti di subsidenza che l'hanno prodotta. Nella zona di Orto del Crocco, per esempio, il versante, a franapoggio e immergente prevalentemente verso E con pendenza vicina a quella della stratificazione, rappresenta forse l'inizio della scarpata continentale delimitante l'altopiano carbonatico cretaceo verso la Depressione molisano-sannitica.

All'interno del Camposauro la tettonica a faglie per lo più subverticali dà luogo a numerosi blocchi monoclinici variamente spostati, di cui i più importanti costituiscono i rilievi di M. S. Michele (q. 834), M. Pentime (q. 1168); M. Alto Rotondi (q. 1305)-Tumulo della Croce (q. 1175), P.zo del Piano (q. 940)-M. S. Angelo (q. 1189), M. Rosa (q. 1308) e M. Camposauro (q. 1390).

Il massiccio del Taburno, allungato SE-NO, è costituito da una struttura monoclinica con immersioni prevalenti a NO e a NE. Il suo versante meridionale, a reggipoggio, corrisponde ad una imponente dislocazione tettonica il cui rigetto, di oltre un migliaio di metri, è il risultato di una serie di faglie parallele subverticali che spesso condizionano profondamente la morfologia locale. La massima asperità si nota a S della cima di M. Taburno (q. 1394) dove, su una distanza di poco più di 1 km, si raggiunge un dislivello di 900 m circa.

Anche i versanti orientale ed occidentale del massiccio sono delimitati, al contatto con le formazioni mioceniche, da una serie di fratture subverticali che determinano ripide morfologie; notevole è la parete di Costa

Gallina, ad E della cima 1394 di M. Taburno, con pendenza superiore ai 45°.

Anche questo massiccio è sbloccato in numerose unità, allungate circa SE-NO: Ritto di Cautano (q. 1180), Serra del Ceraso (q. 1220), M. Cardito (q. 1137), Turi Sarapunno (q. 1036), Tuoro Alto (q. 1321), Colle dei Paperi (q. 1323), M. Taburno (q. 1394), ecc.

Le sommità del Camposauro e del Taburno sono caratterizzate dai cosiddetti « campi », estese spianate, generalmente allungate E-O o SE-NO, equivalenti a piccoli « graben » successivamente carsificati. I più caratteristici sono quelli « Puziello » e « Campo » nel Camposauro, « Cepino », « Trellica » e « Piano Melaino » nel Taburno.

Le ceneri vulcaniche, depositatesi su rilievi circostanti e successivamente fluitate a valle, hanno colmato queste depressioni dando luogo ad una morfologia apparentemente senile. L'argillificazione dei depositi ha poi spesso rallentato o completamente eliminato la funzione degli inghiottitoi, determinando il ristagno delle acque, sotto forma di acquitrini, nei « campi » completamente chiusi.

La facile dissoluzione del calcare è messa in evidenza anche da una serie di grotte che si rinvengono alla base del versante meridionale del Taburno, legate inizialmente a fenomeni carsici e successivamente messe in luce dall'erosione torrentizia. Tra le più ampie sono da ricordare quelle di Grugnale, S. Mauro (III NO), Valle Nera e San Simeone (III NE).

4) M.ti di S. Agata dei Goti e di Cervinara. A S e SO del massiccio Taburno-Camposauro, il quarto gruppo morfologico impostato nei sedimenti carbonatici di facies abruzzese è rappresentato dai M.ti di S. Agata dei Goti e di Cervinara. I primi si riallacciano ai M.ti di Durazzano (F° 172 CASERTA), i secondi al massiccio di Monte Vergine (F° 185 SALERNO), di cui costituiscono il versante settentrionale meno acclive.

Benchè le cime più elevate si mantengano tra i 700 ed i 1000 m s.l.m. ed i versanti siano addolciti dalle coperture detritiche e piroclastiche, tuttavia questi gruppi montuosi hanno una notevole evidenza morfologica per il contrasto con il paesaggio pianeggiante della limitrofa Valle Caudina.

Anche in questi massicci la morfologia è impostata principalmente su ampie monoclinali immergenti NNO o NNE, delimitate da faglie subverticali e smembrate in blocchi secondari allungati ONO-ESE.

Nelle conche derivate dallo spostamento a gradonate di questi blocchi, si è impostato un notevole carsismo; ne sono esempi « Campo del Pozzo » e « Campo di Iorio », che rappresentano conche carsiche parzialmente aperte, con andamento parallelo alle linee tettoniche. Come per i « Campi » del gruppo Taburno-Camposauro, anche questi elementi morfologici hanno un aspetto senile a causa del loro colmamento da parte di prodotti piroclastici e di dilavamento, spesso impermeabilizzati per processi di argillificazione e di pedogenizzazione; questi materiali, tamponando gli inghiottitoi e spostando il deflusso delle acque superficiali verso l'esterno delle conche carsiche, agiscono infatti sull'andamento idrogeologico della zona e tendono a mantenere appiattito il fondo delle depressioni.

Vaste e continue fasce detritiche pedemontane ed ampi conoidi di deiezione cingono quasi senza soluzione di continuità i fianchi dei rilievi carbonatici, addolcendone la morfologia verso la base e raccordandone gli aspri profili con quelli più morbidi e dolci delle formazioni terziarie. Talora, in corrispondenza dei versanti più acclivi, l'intenso ruscellamento incide profondamente queste fasce detritiche e ne pone in evidenza il notevole spessore.

Alcuni particolari elementi morfologici caratterizzano la fascia detritica pedemontana F^2 che ammantava il versante settentrionale del massiccio del Camposauro, tra Solopaca e S. Stefano, a monte della strada che sale a Paupisi (IV SO-IV SE). Si tratta di doline di sprofondamento subcircolari, del diametro massimo di 150-200 m e di profondità compresa fra 20 e 40 m; la subverticalità delle loro pareti è dovuta probabilmente alla rapidità del fenomeno, all'omogeneità del deposito e alla uniforme cementazione del detrito.

D'ARGENIO (1960, 1967) attribuisce queste doline al cedimento della volta di cavità carsiche presenti nei calcari mesozoici sottostanti il detrito. La potenza della copertura detritica supera però di molto la profondità degli sprofondamenti ed inoltre sembra probabile che il detrito poggi lo-

calmente sui sedimenti arenacei miocenici, di cui si ha traccia in alcuni esigui affioramenti messi in luce dalle incisioni torrentizie più profonde (V.ne Secco, V.ne Saucolo, ecc.). Queste doline possono quindi più verosimilmente essere attribuite al crollo di cavità contenute nelle sottostanti breccie, cavità provocate da fenomeni di dissoluzione e trasporto da parte delle acque percolanti nella fascia detritica pedemontana antica che borda il versante settentrionale del Camposauro.

b) Nella « serie molisana prossimale », affiorante al limite centro-settentrionale del foglio, la morfologia è estremamente accidentata. I rilievi montuosi sono minutamente cesellati in forme diverse rapidamente passanti le une alle altre: pareti rocciose ripide e scoscese, forre strette e profonde, valli aperte con versanti a debole pendenza, talora interessati da frane di colamento, piccoli altipiani, conche chiuse a fondo pianeggiante. Queste caratteristiche dipendono dalle rapide e sostanziali variazioni litologiche, verticali e talora laterali, della successione e dall'andamento stratimetrico disuniforme, caratterizzato da una tettonica relativamente complessa.

c) Il terzo tipo morfologico si riscontra nelle formazioni terziarie affioranti specialmente nella metà orientale del foglio, in cui l'incisione del F. Calore, considerata come elemento morfologico di base, separa due aree con caratteristiche parzialmente diverse.

A N di tale corso d'acqua la morfologia appare abbastanza matura sia perchè dal Miocene medio ad oggi la maggior parte della regione è sottoposta ai fenomeni degradanti della dinamica esogena, sia perchè la natura litologica dei terreni affioranti e la loro giacitura offrono scarsa resistenza al processo erosivo.

Tale area è caratterizzata: verso occidente, da una morfologia morbida dovuta al susseguirsi di leggeri declivi; verso oriente, da una morfologia relativamente più accidentata, con bruschi pendii, come a S. Giorgio la Molara, succedentisi all'incisione del F. Tammara. Alla estremità nord-orientale del foglio, il rilievo di Morgia dei Capozzi delimita a settentrione il bacino di Benevento.

A S del F. Calore, dove prevalgono i depositi sabbiosi e conglò-

meratici pliocenici, le acque di superficie, da tempi non lontani, hanno operato numerose ed anche notevoli incisioni dando origine ad una morfologia piuttosto accidentata specialmente in corrispondenza dei conglomerati pliocenici e delle brecce e calcareniti mioceniche.

In quest'area si possono distinguere due strutture morfologiche principali: la prima, in sinistra del F. Sabato, costituita dalla dorsale Gran Potenza-S. Leucio-Rocbascerana; l'altra, in destra di detto fiume, caratterizzata dal più vistoso rilievo di M. Guardia-Chianche-Montefusco che si sviluppa verso SE fino a Montemiletto-M. Caprio.

La valle del F. Sabato, nel suo tratto meridionale E-O, ha una morfologia non omogenea ed il profilo del versante meridionale è assai più dolce di quello settentrionale, anche se si considera l'improvviso gradino immediatamente a NE del paese di Altavilla Irpina. Questa asimmetria morfologica è motivata in special modo dalla diversa natura litologica dei terreni che costituiscono i due versanti. Infatti, sebbene la valle sia impostata su sedimenti clastici facilmente degradabili, questi, sul versante N sono in buona parte ancora ricoperti dai depositi conglomeratici pliocenici discretamente cementati e di spessore notevole mentre, a S, la copertura è fornita solamente dalla coltre piroclastica quaternaria, generalmente incoerente, che in tal modo concorre ad addolcire ed a livellare il già maturo profilo dei terreni di base.

In sostanza, in questa unità morfologica le forme sono più tondeggianti ed i pendii meno acclivi, ma in taluni punti, specialmente dove affiora la formazione M^{4-1} , non è rara una morfologia visibilmente accidentata a causa dell'instabilità dei versanti. L'impermeabilità del terreno determina infatti un alto coefficiente di ruscellamento, per cui, durante i periodi di piogge intense, i torrenti diventano impetuosi ed alta la loro forza di scalzamento. L'appesantimento di queste masse, in seguito a lenta imbibizione, determina infine il loro movimento catastrofico.

Al bordo orientale del gruppo Taburno-Camposauro la dolce morfologia delle formazioni sabbioso-arenacee mioceniche è interrotta dalla presenza di masse rigide, franate dai rilievi mesozoici ed inglobate

nei depositi miocenici. Pur avendo limitata estensione, esse assumono un notevole risalto morfologico proprio a causa della loro natura litologica, diversa da quella dei sedimenti che le circondano.

d) Il quarto ed ultimo tipo morfologico presente nel F° 173 è quello connesso ai depositi fluvio-lacustri e piroclastici che occupano i fondovalle ed alcune depressioni tettoniche. L'orizzontalità dei sedimenti alluvionali recenti, non affetti da tettonica, e la giacitura in colata delle vulcaniti **ti** e **tg** danno luogo ad un paesaggio piatto, mosso solamente dalle incisioni fluviali, talora ampie e debolmente incassate, talora strette e profonde come quelle che attraversano le vulcaniti nei dintorni di S. Agata dei Goti.

Particolare importanza morfologica hanno l'ampia spianata a N e NE della confluenza del F. Calore nel F. Volturno (IV SO), la Valle Caudina (III SO-III SE) e le superfici pianeggianti esistenti a SE di Benevento (II SE-II NE).

1) La prima unità, delimitata dall'alveo del F. Volturno a SO e dalle aste terminali dei fiumi Titerno e Calore rispettivamente a NO e a SE, è definita, verso NE, dalla dorsale calcarea mesozoica di M. Acero - M. Pugliano e dalle basse colline mioceniche di Selva di Sotto. La piana, corrispondente alla superficie di colmatazione di una depressione di origine tettonica impostatasi probabilmente fin dal Miocene, ha un'estensione di circa 50 km², di cui poco meno di 40 km² nei limiti del foglio BENEVENTO, e degrada lentamente sia da NNO a SSE, nel senso di scorrimento del F. Volturno, sia da NE verso SO; in quest'ultima direzione essa ha una pendenza media dello 0,7 %, risalendo in 7 km dalla q. 40 dell'alveo del F. Volturno alla q. 90 circa di S. Salvatore Telesino. L'attuale superficie risulta dalla sovrapposizione e dall'addossarsi di depositi di travertino, colate piroclastiche (« tufo grigio campano ») ed alluvioni fluviali, che hanno successivamente smorzato ed annullato le maggiori disuniformità morfologiche con il riempimento delle paleovalle.

2) La seconda unità, circondata per tre lati dai massicci calcareo-dolomiti mesozoici del Taburno, di S. Agata dei Goti e di Cervinara e chiusa

- CIMMINO A. (1955), *Le indicazioni terapeutiche delle acque solfuree di Telesse*. Boll. Ordine Medici Chirurghi di Napoli e Prov. del 31 marzo 1955, pp. 1-10, Napoli.
- CIVITA M. (1970), *Valutazione analitica delle riserve in acque sotterranee alimentanti alcune tra le principali sorgenti del massiccio del Matese (Italia meridionale)*. Mem. Soc. Nat. in Napoli, **1** (1), pp. 133-163, Napoli.
- CIVITA M., DE MASI R., DE RISO R. & VALLARIO A. (1970), *Possibilità di rinvenimento di nuove fonti di approvvigionamento idrico nella media valle dell'Isclero e nella bassa valle del Calore (Campania)*. Geologia Tecnica, **6**, Pavia.
- CIVITA M., DE RISO R., VALLARIO A. & DE MASI R. (1971), *Idrogeologia del massiccio del Taburno-Camposauro (Campania)*. Mem. Soc. Geol. It., **10** (2), pp. 65-120, Pisa.
- COCCO E. (1971), *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia - Foglio 161 « Isernia »*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- COLACICCHI R. (1966), *Le caratteristiche della facies abruzzese alla luce delle moderne indagini geologiche*. Mem. Soc. Geol. It., **5** (1), pp. 1-18, Pisa.
- COLACICCHI R., PASSERI L. & PIALLI G. (1970), *Nuovi dati sul Giurese umbro-marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale*. Mem. Soc. Geol. It., **9** (4), pp. 839-874, Pisa.
- CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE - COMMISSIONE PER I COMBUSTIBILI (1933), *Rassegna statistica dei combustibili italiani*. A cura di C. MAZZETTI, Fasc. VIII - Campania.
- CORPO REALE DELLE MINIERE (1904), *Guida all'Ufficio Geologico con Appendice sulle Collezioni di pietre decorative antiche*. Roma.
- CREMA C. (1934), *Le riserve in minerali d'alluminio delle due sponde adriatiche*. Atti Soc. it. Progr. Sc., XXII Riunione (Bari, 12-18 ottobre 1933), **2**, pp. 120-144, Pavia.
- CRESCENTI U. (1959), *Sopra una nuova Macroporella (alga calcarea) nel Malm dell'Italia meridionale*. Giorn. di Geol., s. 2, **27** (1956-1957), pp. 195-204, Bologna.
- CRESCENTI U. (1964), *Note biostratigrafiche sul Miocene medio del Molise occidentale*. Boll. Soc. Paleont. It., **3** (1), pp. 13-19, Modena.
- CRESCENTI U. (1966), *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche*. Boll. Soc. Geol. It., **85** (2), pp. 541-579, Roma.
- CRESCENTI U. (1967), *Sulla biostratigrafia del Miocene medio del Molise occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **86** (2), pp. 345-366, Roma.
- CRESCENTI U. & VIGHI L. (1970), *Risultati delle ricerche eseguite sulle formazioni bauxitiche cretatiche del Casertano e del Matese in Campania*. Mem. Soc. Geol. It., **9** (3), pp. 401-434, Pisa.
- CURTIS G. H. (1966), *Problem of Contamination in Obtaining Accurate Dates of Young Geologic Rocks*. Springer Verlag, Berlin.
- D'ARGENIO B. (1960), *Osservazioni geomorfologiche sul gruppo del Taburno*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **68** (1959), pp. 151-160, Napoli.
- D'ARGENIO B. (1962a), *Osservazioni sulla genesi e l'età dei « marmi di Vitulano » e sulla paleogeografia del monte Camposauro*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **70** (1961), pp. 3-12, Napoli.
- D'ARGENIO B. (1962 b), *Sul Miocene autoctono del M. Camposauro (gruppo del Taburno - Benevento)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **70** (1961), pp. 77-79, Napoli.
- D'ARGENIO B. (1963 a), *Sull'età dei livelli a requie in nell'Appennino campano*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **71** (1962), pp. 146-156, Napoli.
- D'ARGENIO B. (1963 b), *Impronte di disseccamento (sun cracks) nelle bauxiti del Matese*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **71** (1962), pp. 90-102, Napoli.
- D'ARGENIO B. (1963 c), *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (2), Atti Convegno Sociale sul tema « La Geologia dell'Appennino » (Roma, 13-14 Dicembre 1962), Bologna.
- D'ARGENIO B. (1963 d), *Linee isopiche e strutturali cretatiche persistenti nell'Appennino campano*. Rend. Acc. Sc. fis. e mat., s. 4, **30**, pp. 367-393, Napoli.
- D'ARGENIO B. (1963 e), *Lineamenti tettonici del gruppo del Taburno-Camposauro (Appennino campano)*. Atti Acc. Pontaniana, **13**, Napoli.
- D'ARGENIO B. (1964), *I filoni sedimentari del Taburno-Camposauro (Appennino campano)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **72** (1963), pp. 138-143, Napoli.
- D'ARGENIO B. (1966), *Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **5** (4), pp. 279-299, Pisa.
- D'ARGENIO B. (1967 a), *Le facies littorali mesozoiche nell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **75** (1966), pp. 497-552, Napoli.
- D'ARGENIO B. (1967 b), *Geologia del gruppo del Taburno-Camposauro (Appennino campano)*. Atti Acc. Sc. fis. e mat., s. 3, **6** (2), pp. 35-225, Napoli.
- D'ARGENIO B. (1968), *Considerazioni sul ruolo della piattaforma carbonatica nell'area della geosinclinale appenninica durante il Mesozoico*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **76** (1) (1967), pp. 271-275, Napoli.
- D'ARGENIO B. (1970 a), *Evoluzione geotettonica comparata tra alcune piattaforme carbonatiche dei Mediterraneo Europeo ed Americano*. Atti Acc. Pontaniana, n.s., **20**, Napoli.
- D'ARGENIO B. (1970 b), *Central and southern Italy cretaceous bauxites stratigraphy and paleogeography*. Conference on Bauxite Geology (Budapest, September 1969).
- DE CASTRO P. (1963 a), *Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della Valle dell'Irno e della Piana di Montoro*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **71** (1962), pp. 21-52, Napoli.
- DE CASTRO P. (1963 b), *Nuove osservazioni sul livello ad Orbitolina in Campania (Nota preliminare)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **71** (1962), pp. 103-135, Napoli.
- DE CASTRO COPPA M. G., MONCHARMONT ZEI M., PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1969), *Depositi miocenici e pliocenici ad est del Partenio e del Taburno (Campania)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. in Catania, s. 7, **1**, pp. 479-512, Catania.
- DELL'ERBA L. (1917), *Su di un giacimento di lignite rinvenuto a Ceppaloni (Benevento)*. R. Ist. Incor. di Napoli, Napoli.
- FANCELLI R., GHELARDONI R. & PAVAN G. (1966), *Considerazioni sull'assetto tettonico dell'Appennino calcareo centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **5** (1), pp. 67-90, Pisa.
- FARINACCI A. (1964), *Sulla posizione sistematica e stratigrafica di Protopenneroplis striata WEYNSCHENK, 1950 (Foraminifera)*. Geologica Romana, **3**, pp. 41-48, Roma.

- FAVARA E. (1933), *La valle delle forche Caudine*. Le vie d'It., 39, Milano.
- FEDERAZIONE NAZ. ESERCENTI INDUSTRIE ESTRATTIVE (1939), *I marmi italiani*. Roma.
- FRANCO D. (1957), *I fenomeni carsici di Monte Cigno (Benevento)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 65 (1956), pp. 68-78, Napoli.
- FRANCO D. (1958), *Giacimenti alluminiferi di Cusano Mutri (Benevento)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 66 (1957), pp. 101-116, Napoli.
- FRANCO D. (1960), *Su alcune particolari forme di erosione che si rinvengono nelle contrade « Cerro » e « Cese » (Comune di Cerreto Sannita, prov. di Benevento)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 68 (1959), pp. 96-112, Napoli.
- GARELLI G. (1864), *Delle Acque Minerali d'Italia e delle loro applicazioni terapeutiche*. Torino.
- GAUTHIER V. (1911), *L'idrografia dell'agro telesino*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 24 (1910), pp. 9-17, Napoli.
- GENTA F. (1906), *I marmi decorativi di Vitulano*. Il merid. d'It. all'Esp. Intern., Milano.
- LETTO A. (1964), *Osservazioni geologiche su alcune zone del Matese (Appennino campano)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 72 (1963), pp. 112-116, Napoli.
- LETTO A. (1971), *Assetto strutturale e ricostruzione paleogeografica del Matese occidentale (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Nat. in Napoli, suppl. al Boll. 78, pp. 441-471, Napoli.
- IPPOLITO F. (1949), *Sull'industria estrattiva nel mezzogiorno d'Italia*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., 2 (1948-49), pp. 1-16, Napoli.
- ISTITUTO SPERIMENTALE DELLE COMUNICAZIONI - Sezione Ferroviaria (1928), *Risorse italiane in materiali naturali da costruzione*. Roma.
- JACOBACCI A. (1962), *Evolution de la fosse mio-pliocène de l'Apennin apulo-campanien (Italie méridionale)*. Bull. Soc. Geol. de France, s. 7, 4, pp. 691-694.
- JACOBACCI A. (1963), *Nuovi orientamenti nello studio del Flysch appenninico*. Mem. Soc. Geol. It., 4, (2), Atti Convegno Sociale sul tema « La Geologia dell'Appennino » (Roma 13-14 Dicembre, 1962), Bologna.
- JACOBACCI A. (1966), *Frane sottomarine nelle formazioni geologiche. Interpretazione dei fenomeni olistostromici e degli olistoliti nell'Appennino e in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. d'It., 86 (1965), pp. 65-85, Roma 1966.
- JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1958 a), *Appunti sul rilevamento geologico dei fogli 173 « Benevento » e 174 « Ariano Irpino » (Appennino meridionale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., 79 (1-2) (1957), pp. 405-408, Roma.
- JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1958 b), *Introduzione allo studio dei sedimenti miocenici dell'Irpinia e del Sannio*. Boll. Serv. Geol. d'It., 79 (3-4-5) (1957), pp. 565-577, Roma.
- JACOBACCI A., MARTELLI G. & PERNO U. (1959), *Osservazioni geologiche sul foglio 173 « Benevento » (Italia meridionale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., 80 (1) (1958), pp. 73-75, Roma.
- JERVIS G. (1876), *Guida alle Acque Minerali d'Italia - Province meridionali*. Torino.
- LUPERTO SINNI E. (1969), *Presenza di Protopeneroplis striata WEYNSCHENK in alcuni strati di calcari oolitici del Gargano*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 77 (1) (1968), pp. 227-234, Napoli.
- MAGGIORE L. (1937), *Le miniere di solfo dell'Irpinia*. L'Ind. min. d'It. e d'oltremare, 8, Faenza.
- MALATESTA A. (1958), *Cenni sui risultati delle campagne geologiche effettuate durante l'anno 1956 (Sicilia: Patti - Appennino meridionale: Benevento)*. Boll. Serv. Geol. d'It., 79 (1-2) (1957), pp. 415-477, Roma.
- MALATESTA A. (1959), *Note di geologia e morfologia sulla valle Caudina e sulla valle del F. Calore*. Boll. Serv. Geol. d'It., 80 (2-3) (1958), pp. 255-260, Roma.
- MANCINI F. (1954), *Ricerche pedologiche nel bacino del F. Isclero (Caserta e Benevento)*. Acc. It. Sc. Forest., Firenze.
- MANFREDINI M. (1958), *Relazione preliminare sul rilevamento geologico della tav. IV NO del F° 173 « Benevento »*. Boll. Serv. Geol. d'It., 79 (1-2) (1957), pp. 401-404, Roma.
- MANFREDINI M. (1963), *Osservazioni geologiche sul bordo interno della Depressione molisano-sannitica (Italia meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 4 (2), Atti Convegno Sociale sul tema « La Geologia dell'Appennino » (Roma, 13-14 dicembre 1962), Bologna.
- MANFREDINI M. (1964), *Schema dell'evoluzione tettonica della penisola italiana*. Boll. Serv. Geol. d'It., 84 (1963), pp. 101-130, Roma.
- MANFREDINI M. & MANGANELLI V. (1969), *Alcune considerazioni sulla tettonica di facies umbra (Appennino centrale)*. Mem. Soc. Geol. It., 8 (4), pp. 1015-1026, Pisa.
- MANGANELLI V. & TILIA ZUCCARI A. (1969), *Nuovi dati stratigrafici e strutturali dei Monti di Spoleto (Umbria)*. Boll. Soc. Geol. It., 88 (2), pp. 391-417, Roma.
- MARANELLI A. (1939), *Il livello geologico delle bauxiti italiane*. Riv. Fis., Mat., e Sc. nat., s. 2, 13, pp. 351-361, Napoli.
- MARANELLI A. (1940), *I giacimenti Bauxitici del Sannio*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 50 (1938-39), pp. 183-193, Napoli.
- MARCHESINI E. (1941), *Strati ad orbitoidi maestrichtiani nel Flysch del Sannio*. Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat., 49, Pisa.
- MATARAZZI G. (1907), *Elephas antiquus FALC. rinvenuto presso S. Agata dei Goti (Prov. di Benevento)*. Riv. it. Paleont., 13, pp. 130-134, Perugia.
- MELIDORO G. (1967), *Geologia e geomorfologia applicata allo studio di una diga di ritenuta sul F. Tammaro (Sannio)*. Geol. appl. e idrog., 2, pp. 75-91, Bari.
- MINISTERO AGRICOLTURA, INDUSTRIA E COMMERCIO (1869), *Statistica del Regno d'Italia - Acque Minerali*. Torino.
- MINISTERO AGRICOLTURA, INDUSTRIA E COMMERCIO (Dir. Gen. Agricoltura) (1883), *Studi geologici idrografici del bacino dell'Isclero a cura di O. FODERÀ*. Ann. di Agricoltura, Relaz. sul Serv. Minerario nel 1880, pp. 245-250, Roma.
- MINISTERO AGRICOLTURA, INDUSTRIA E COMMERCIO (Dir. Gen. Agricoltura) (1896), *Volturno - Sarno - Tuscano*. Pubbl. n. 23 della Carta Idrografica d'Italia a cura di G. ZOPPI, Roma.

- MINISTERO AGRICOLTURA, INDUSTRIA E COMMERCIO (Dir. Gen. Agricoltura) (1898), *Catalogo della mostra fatta dal Corpo Reale delle Miniere all'Esposizione generale italiana del 1898 in Torino con cenni descrittivi dei principali giacimenti italiani di minerali utili*. Roma.
- MINISTERO AGRICOLTURA, INDUSTRIA E COMMERCIO (Dir. Gen. Agricoltura) (1904), *Catalogo della mostra fatta dal Corpo Reale delle Miniere all'Esposizione universale di Saint Louis nel 1904 con speciale riguardo alla produzione italiana dei solfi e dei marmi*. Roma.
- MINISTERO INTERNO (Dir. Gen. Sanità Pubblica) (1907), *Le Acque Minerali d'Italia*. A cura di P. CASCIANI. Roma.
- MINISTERO INTERNO (Dir. Gen. Sanità Pubblica) (1939), *Classifica delle acque minerali italiane autorizzate a tutto il 31-12-1937*. Roma.
- MINISTERO LL.PP. (Servizio Idrografico) (1942), *Le Sorgenti italiane, elenco e descrizione*. Pubbl. n. 14 del Servizio Idrografico, 7 (Campania) a cura di P. RUGGIERO, Roma.
- MINISTERO LL.PP. (Servizio Idrografico) (1953), *Dati caratteristici dei corsi d'acqua italiani*. Pubbl. n. 17 del Servizio Idrografico (III ed. aggiornata all'anno 1950), Roma.
- MINISTERO LL. PP. (Servizio Idrografico) (1963), *Dati caratteristici dei corsi d'acqua italiani*. Pubbl. n. 17 del Servizio Idrografico (IV ed. aggiornata all'anno 1960), Roma.
- MINUCCI E. (1933), *Il mare pliocenico della Campania*. Mem. Geol. e Geogr. di G. DAINELLI, 3, pp. 231-346, Firenze.
- MOSCHETTI A. (1923), *L'industria mineraria nell'Italia meridionale*. Rassegna Mineraria, Metallurgica e Chimica, a. XXIX, 59 (5), pp. 91-97, Roma.
- NEVIANI I. (1960), *Le facies a Clypeina jurassica in Italia e nel bacino mesogeo*. Riv. It. Paleont. e Strat., 66 (4), pp. 525-544, Milano.
- NICOTERA P. (1953), *Studi di geologia applicata su talune sorgenti del Sannio*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., 5, pp. 1-60, Napoli.
- NICOTERA P., LUCINI P. & DE RISO R. (1965), *Accertamenti geologici sui comuni dell'Irpinia e del Sannio colpiti dal terremoto del 21-8-1962*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl. dell'Università, 9, pp. 5-74, Napoli.
- OGNIBEN L. (1956), *Flysch miocenico autoctono e parautoctono ed argille scagliose alloctone nella zona di Caiazzo (Caserta)*. Boll. Soc. Geol. It., 75 (3), pp. 169-179, Roma.
- OGNIBEN L. (1958), *Stratigrafia e microfaune del Terziario della zona di Caiazzo (Caserta)*. Riv. It. Paleont. e Strat., 64 (2), pp. 89-142; (3), pp. 199-286, Milano.
- OGNIBEN L. (1969), *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8 (4), pp. 453-763, Pisa.
- PARONA C. F. (1901), *Sopra alcune rudiste senoniane dell'Appennino meridionale*. Mem. Acc. Sc., s. 2, 50, Torino.
- PARONA C. F. (1912), *Nuovi studi delle Rudiste dell'Appennino (Radiolitidi)*. Mem. R. Acc. Sc., s. 2, 62, pp. 273-293, Torino.
- PARONA C. F. (1918), *Prospetto delle varie facies e loro successioni nei calcari a rudiste dell'Appennino*. Boll. Soc. Geol. It., 37, pp. 1-12, Roma.
- PENTA F. (1933), *Marmi e pietre della prov. di Benevento*. Lo scult. e il marmo, 42, Milano.
- PENTA F. (1935), *I materiali da costruzione dell'Italia meridionale. Vol. I - Generalità e Campania*. Fondaz. Polit. Mezzog. d'It., Napoli.
- PENTA F. (1936 a), *Marmi della prov. di Benevento*. Lo scult. e il marmo, 19, Milano.
- PENTA F. (1936 b), *Marmi, graniti e pietre della Campania*. Marmi Graniti Pietre, 14 (6), pp. 11-30, Carrara.
- PENTA F. & IPPOLITO F. (1937), *Marmi ornamentali adoperati nel nuovo palazzo delle poste di Napoli*. Marmi pietre graniti, 15 (1), pp. 1-24, Carrara.
- PESCATORE T. (1962 a), *Una serie stratigrafica nel Flysch a Sud-Est del Matese (Sannio)*. Boll. Soc. Geol. It., 80 (3) (1961), pp. 39-43, Roma.
- PESCATORE T. (1962 b), *Ulteriori osservazioni sul Flysch a Sud-Est del Matese*. Boll. Soc. Geol. It., 80 (4) (1961), pp. 133-146, Roma.
- PESCATORE T. (1963), *Confronto tra serie stratigrafiche a nord e a sud-est del Matese*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 71 (1962), pp. 61-65, Napoli.
- PESCATORE T. (1964), *Rapporti tra Depressione molisano-sannitica e Appennino calabro*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 72 (1963), pp. 213-227, Napoli.
- PESCATORE T. (1965 a), *Ricerche geologiche sulla Depressione molisano-sannitica*. Atti Acc. Sc. fis. e mat., Napoli, s. 3, 5 (4), pp. 101-147, Napoli.
- PESCATORE T. (1965 b), *Ricerche sedimentologiche su argille plioceniche della Valle Caudina (Campania)*. Boll. Soc. Min. in Napoli, 73 (1964), pp. 139-154, Napoli.
- PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1970), *Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Nat. in Napoli, 78 (1969), pp. 337-408, Napoli.
- PIERI MARCO (1966), *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale*. Geologica Romana, 5, pp. 407-424, Roma.
- PIERI MARIO (1950), *I Marmi d'Italia*. Graniti e pietre ornamentali. Hoepli, Milano.
- PIERI MARIO (1966), *Marmologia (Dizionario di marmi e graniti italiani ed esteri)*. Hoepli, Milano.
- PONZI G. & MASI F. (1873), *Catalogo sommario dei prodotti minerali italiani ad uso edilizio e decorativo spediti dal Ministero dell'Agricoltura, Industria e Commercio all'Esposizione internazionale di Vienna*. Roma.
- RAJOLA PESCARINI L. (1894), *Monte Taburno*. Boll. Soc. Alp. merid., 2, Napoli.
- RITTMANN A. (1952), *Sulla tettonica del Miocene nell'Appennino Iripino*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., 4, pp. 79-92, Napoli.
- RUGGIERO P. (1926), *Risultati di alcune indagini sul regime idrologico nel massiccio del Matese*. Ann. Min. LL.PP., 24, pp. 381-401, Roma.
- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1959), *La zona a Palaeodasycladus mediterraneus (PIA) nel Lias dell'Appennino meridionale*. Giorn. di Geol., s. 2, 27 (1956-57), pp. 115-146, Bologna.

- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962), *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino Meridionale*. Giorn. di Geol., s. 2, **29** (1960-61), pp. 161-388, Bologna.
- SCARSELLA F. (1956), *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **75** (3), pp. 115-137, Roma.
- SCARSELLA F. (1971), *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 172 «Caserta»*. In appendice: «*Vulcano di Roccamonfina*» (Fogli 160-161-171-172) a cura di C. BERGOMI & V. MANGANELLI. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- SCARSELLA F. & MANFREDINI M. (1955), *Relazione preliminare sul rilevamento geologico del gruppo del Matese (Fogli 161 Isernia; 162 Campobasso; 172 Caserta; 173 Benevento)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **76** (2) (1954), pp. 575-579, Roma.
- SCHIVARDI P. (1875), *Guida descrittiva e medica alle acque minerali ed ai bagni d'Italia* (II ed.). Milano.
- SELLI R. (1957), *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giorn. Geol., s. 2, **26** (1954-55), Bologna.
- SELLI R. (1962), *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, pp. 737-790. Atti Convegno Sociale sul tema «Il Paleogene in Italia» (Roma, 8-9-10 Dicembre 1960), Pavia.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1966), *Carta Geologica d'Italia - Foglio 172 «Caserta»* (II ed.). Rilevatori: B. D'ARGENIO, A. IETTO, T. PESCATORE, I. SGROSSO, A. VALLARIO, sotto la direzione di F. SCARSELLA; C. BERGOMI, G. CESTARI, F. DRAGONE, V. MANGANELLI, G. NAPPI, A.G. SEGRE, G. TOLINO. L.A.C. - Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969), *Carta Geologica d'Italia - Foglio 185 «Salerno»* (II ed.). Rilevatori: G. GUZZETTA, A. IETTO, I. SGROSSO, sotto la direzione di F. SCARSELLA; F. DRAGONE, A.G. SEGRE. Pol. & Cart. - Ercolano (Napoli).
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970), *Carta Geologica d'Italia - Foglio 162 «Campobasso»* (I ed.). Rilevatori: M. MANFREDINI con la collaborazione di V. CATENACCI, G. CESTARI, L. PANNUZI, N. ZATTINI; N. MALFERRARI; W. BRÜGNER e A. VALDINUCCI. Pol. & Cart. - Ercolano (Napoli).
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970), *Carta Geologica d'Italia - Foglio 173 «Benevento»* (I ed.). Rilevatori: C. BERGOMI; A. JACOBACCI e G. MARTELLI; M. MANFREDINI con la collaborazione di V. CATENACCI, G. CESTARI, L. PANNUZI, N. ZATTINI; M. VALLETTA. Pol. & Cart. - Ercolano (Napoli).
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971), *Carta Geologica d'Italia - Foglio 161 «Isernia»* (II ed.). Rilevatori: C. BERGOMI, V. MANGANELLI; V. CATENACCI, L. PANNUZI, N. ZATTINI, sotto la direzione di M. MANFREDINI; G. BONARDI, E. COCCO, B. D'ARGENIO, G. GUZZETTA, A. IETTO, T. PESCATORE, I. SGROSSO, M. TORRE, A. VALLARIO, sotto la direzione di F. SCARSELLA. Ed. Di Mauro - Cava dei Tirreni (Salerno).
- SGROSSO I. (1962), *Calcari a Cladocoropsis: orizzonte guida del Malm nell'Appennino meridionale*. Rend. Acc. Sc. fis. e mat., s. 4, **29**, pp. 98-100, Napoli.
- SGROSSO I. (1971), *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Fogli 185 «Salerno» e 197 «Amalfi»*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- SIGNORINI R. (1962), *Osservazioni geologiche nell'Alto Molise*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (3) (1961), pp. 215-224, Roma.
- SIGNORINI R. & DEVOTO G. (1962), *Il Paleogene nell'Alto Molise*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, pp. 461-520. Atti Convegno Sociale sul tema «Il Paleogene in Italia» (Roma, 8-9-10 Dicembre 1960), Pavia.
- TRIBALTO G. & AMADEI G. (1958), *Studio gravimetrico di dettaglio eseguito nella zona del medio Volturno*. Boll. Serv. Geol. d'It., **79**, (1-2) (1957), pp. 497-512, Roma.
- ZACCAGNA D. (1890), *Perizia nella causa Finanza contro Izzo*, Napoli.
- ZACCARA G. & MAINO A. (1956), *Rilievo gravimetrico dell'Italia centro-meridionale (Lucania, Molise e Campania-Abruzzi p.p.)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **78** (4-5), pp. 789-796, Roma.

IX — ERRATA CORRIGE DEL FOGLIO GEOLOGICO

Legenda M^1-M^4 — La fauna rinvenuta a Toppa Infuocata è di età langhiana e non aquitaniana.

Carta ol — È stato omissa l'olistolite calcarea che affiora sul lato sinistro della strada Roccabascerana-F. rpaise, nei pressi del bivio di quest'ultimo paese.

M^5 — L'affioramento di gesso a NO di Tufo (II SO) è di M^5 e non di M^4 , come indicato.

M_6 — Per gli affioramenti di M_6 della valle di Prata, tra il Taburno e il Camposauro, vedere a pag. 76 del testo.