

GEOLOGIA DELLA ZONA TRA ACERENZA E AVIGLIANO (PROV. DI POTENZA)

I N D I C E

Riassunto	pag. 97
Abstract	» 97
Premessa	» 97
Cenni storici	» 98
STRATIGRAFIA	» 99
A — Sedimenti in facies di flysch	
1) — <i>Argilliti varicolori</i>	» 99
2) — <i>Formazione di Corleto Perticara</i>	» 102
3) — <i>Diaspri</i>	» 103
4) — <i>Calciruditi e calcareniti</i>	» 104
5) — <i>Arenarie di Stigliano</i>	» 104
6) — <i>Formazione di Serra Palazzo</i>	» 107
7) — <i>Marne di Toppo Capuana</i>	» 109
8) — <i>Formazione della Daunia</i>	» 109
B — Terreni pliocenici e pleistocenici	
9) — <i>Depositi del Pliocene inferiore-medio</i>	» 110
10) — <i>Depositi soprapliocenici e calabriani</i>	» 112
11) — <i>Quaternario continentale</i>	» 112
TETTONICA	» 113
BIBLIOGRAFIA	» 116

RIASSUNTO

Gli Autori illustrano i risultati del rilevamento di dettaglio di alcune tavolette del secondo quadrante del Foglio 187 « Melfi » nel cui ambito affiorano terreni in facies di flysch, di età oligo-miocenica, e depositi marini pliocenici e calabriani.

Nei terreni in facies di flysch sono state distinte diverse unità litostratigrafiche, legate tra loro da rapporti di natura sedimentaria, che si manifestano con passaggi graduali sia in senso verticale che in senso orizzontale.

Si è potuto, inoltre, riconoscere che la deposizione di questi sedimenti è continua dall'Oligocene al Tortoniano.

Sulle unità flyscioidi terziarie si ritrovano, in giacitura trasgressiva, depositi marini appartenenti a due cicli di sedimentazione ben distinti: del Pliocene inferiore-medio il primo, del Pliocene superiore-Calabriano il secondo.

L'analisi strutturale dell'area esaminata si è rivelata particolarmente complessa, poiché tale zona è stata interessata a più riprese da movimenti tettonici, i più recenti dei quali hanno generalmente cancellato o mascherato le tracce di quelli più antichi.

La struttura dell'intera zona mostra uno stile a « scaglie tettoniche » con vergenza a NE. Tuttavia tale stile non sembra conseguente ad una fase di compressione bensì al particolare sviluppo di una tettonica disgiuntiva, i cui segni sono talora ben evidenti, connessa al rapido abbassamento della « fossa bradanica ».

Si può allora ipotizzare che il veloce sprofondamento,

manifestatosi durante il Pliocene superiore-Calabriano lungo il bordo occidentale della fossa stessa, abbia provocato un accatastamento verso oriente delle singole zolle appenniniche sbloccate e progressivamente sovrappontentisi per sedimenti in corrispondenza del loro bordo orientale.

ABSTRACT

Authors report on the results of detailed geological survey of the south-eastern portion of sheet No. 187 « Melfi », where outcrop oligo-miocenic formations in flysch facies, and Pleistocene and Calabrian marine deposits.

In the flysch-facies formations several lithostratigraphic units have been recognized; sedimentary relations, with gradual changes both in a vertical and horizontal direction, exist among these units.

Moreover, it has been possible to ascertain that the deposition of these sediments occurred with an absolute continuity from Oligocene to Tortonian.

The flysch units are overlain unconformably by marine deposits, belonging to two well distinct sedimentation cycles: the first ranges from Lower to Middle Pliocene, the second from Upper Pliocene to Calabrian.

The structural analysis of the investigated area proved particularly complex, because the zone has repeatedly undergone by tectonic movements, where in general the more recent have cancelled or masked the traces of the older ones.

The structure of the whole zone shows a style with « tectonic wedges » with vergency to NE. This style, however, seems due to a phase of disjunctive tectonics, rather than a phase of compression, and evidence of this is sometimes fairly manifest; it is to be put in relation to the swift sinking of the « Bradanic graben ».

It is thus possible to advance the hypothesis that this swift subsidence, which occurred during Upper Pliocene and Calabrian along the western border of the graben, caused an eastward accumulation of the single Apennine blocks, that had been released and gradually piled on each other, owing to failures on their eastern border.

PREMESSA

Nel periodo 1961-1963 A. MORETTI ebbe l'incarico di rilevare le tavolette II NE «Acerenza», II SE «Pietragalla» e II SO «Avigliano» per la preparazione della 1ª edizione del Foglio 187 «Melfi» in scala 1:100.000 nel quadro dell'aggiornamento e completamento della Carta Geologica d'Italia. Per questo lavoro servirono di base le vecchie carte in scala 1:50.000 dell'I.G.M..

Successivamente, essendo state pubblicate nel frattempo le nuove tavolette in scala 1:25.000, si tentò di trasportare su queste ultime i risultati dei

rilevamenti effettuati; ma tale lavoro incontrò grande difficoltà per la approssimativa corrispondenza tra la topografia delle vecchie e delle nuove carte. Inoltre, le intensificate ricerche sull'Appennino meridionale avevano apportato alle conoscenze geologiche di questa regione molti nuovi dati riguardo alla stratigrafia e alla tettonica.

Si rese così necessaria una rielaborazione dei rilevamenti eseguiti in alcune zone del Foglio 187 «Melfi»; nell'ambito di questi lavori E. CENTAMORE ebbe l'incarico di revisionare le tavolette «Accerenza» e «Pietragalla» ed U. CHIOCCHINI la tavoletta «Avigliano».

U. CHIOCCHINI ha curato la stratigrafia dei depositi in facies di flysch ed E. CENTAMORE quella dei sedimenti pliocenici e quaternari; l'interpretazione strutturale dell'area esaminata è di E. CENTAMORE e A. MORETTI. Le conclusioni sono frutto della collaborazione di tutti gli autori.

CENNI STORICI

Le notizie sugli studi e sulle ricerche geologiche della zona in esame sono alquanto scarse e provengono, per lo più, da lavori di sintesi generale.

A. G. DE LORENZO (1937) è dovuta una prima interpretazione d'insieme della stratigrafia e della tettonica dell'Appennino meridionale.

R. SIGNORINI si è occupato, in periodi diversi, della geologia della Lucania. Nel 1938 egli parla della presenza di un flysch terziario autoctono poggiante sul Mesozoico siliceo; nel 1947, descrivendo la struttura marginale dell'Appennino lucano, distingue tre blocchi (ad andamento grosso modo appenninico) accavallati l'uno sull'altro, con vergenza verso NE. Ogni singolo blocco presenta caratteristiche litologiche uniformi: in quello più orientale predominano sabbioni grigi con marne e calcari bianchicci del Miocene medio; in quello centrale affiorano, dal basso verso l'alto, argille variegiate con brecciole calcaree, arenarie gialle e arenarie biancastre dell'Oligocene-Miocene inferiore; in quello occidentale si rinvengono arenarie grigie, marne ed argille scistose con intercalazioni arenacee del Miocene (?).

Nel 1956 lo stesso Autore parla di una potente serie flyscioidale oligo-miocenica autoctona, scompagnata con discontinuità per fenomeni gravitativi di «scendimento».

F. IPPOLITO e P. LUCINI (1956) descrivono il flysch dell'Appennino meridionale, nel quale di-

(1) La direzione e la coordinazione dei lavori fu affidata al dr. R. REDINI. Le differenze esistenti tra la carta geologica ufficiale e lo stralcio che accompagna la presente nota, dipendono da talune divergenze di carattere interpretativo esistenti fra gli scriventi ed il dr. REDINI, in ordine ad alcuni problemi stratigrafici e tettonici della zona in esame.

Il presente lavoro fu preparato per essere dato alle stampe fin dal giugno 1969; per necessità di ordine interno del Servizio Geologico d'Italia esso può essere stampato solo oggi, dopo che il F^o 187 «Melfi» è divenuto pubblicazione ufficiale.

stinguono vari complessi litostratigrafici, e lo considerano sostanzialmente autoctono anche se vi sono fenomeni di caoticizzazione dovuti a scivolamenti gravitativi. Per detti Autori la successione sedimentaria sarebbe continua dal Cretaceo al Miocene inferiore.

R. REDINI (1958) riconosce in zone del F^o 187 «Melfi» terreni oligo-miocenici affioranti in due strisce ad andamento appenninico e con caratteristiche litologiche diverse in ciascuna striscia.

La coltre lucana (una delle cinque grandi coltri di scivolamento gravitativo) si sarebbe deposta, per R. SELLI (1962), nel bacino lucano compreso nell'avanfossa sudappenninica occidentale. In questa coltre lucana si possono riconoscere «zolle inglobate», «terreni caotici» e terreni «mesoautoctoni» e «neoautoctoni». La *formazione di Corleto Perticara*, la *formazione di Stigliano* e la *formazione di Serra Palazzo* (quest'ultima ritenuta probabilmente parautoctona) apparirebbero alle «zolle inglobate». I «terreni caotici» sarebbero costituiti in gran parte dalle *argille varicolori*, in cui sono disseminati frammenti litoidi vari. Sui vari componenti della coltre lucana giacerebbe poi, trasgressivo, il *neoautoctono di Gorgoglione*.

La messa in posto della coltre lucana sarebbe avvenuta durante l'Elveziano inferiore, mentre nel Pliocene medio-superiore o nel Calabrianiano si sarebbero prodotti dei movimenti tardivi di modesta entità.

R. CASNEDI (1964) ha studiato i rapporti intercorrenti tra il flysch (rappresentato dalla *formazione di Stigliano* e dalla *formazione di Serra Palazzo*) e il Pliocene. Per tale Autore la prima unità sarebbe langhiana, mentre la seconda sarebbe dell'Elveziano inferiore; i loro rapporti attuali sarebbero di natura tettonica.

A. CROSTELLA e L. VEZZANI (1964) studiando la geologia dell'Appennino foggiano hanno messo in evidenza le eteropie di facies tra diverse unità flyscioidi. Le loro ricerche, anche se riguardano una zona alquanto lontana dalla nostra, ci sembrano particolarmente importanti perché le serie descritte hanno parecchie analogie con quelle da noi studiate ed illustrate nella presente nota.

C. F. WEZEL (1966), attribuisce al membro marnoso della *formazione di Serra Palazzo* un'età elveziana.

In questi ultimi anni i geologi dell'Università di Bari (G. PALMENTOLA, 1967; P. PIERI e B. RADINA, 1967; F. BOENZI e N. CIARANFI, 1968; F. BOENZI, N. CIARANFI e P. PIERI, 1968) hanno dato un notevole contributo alle conoscenze geologiche della zona; essi hanno individuato il passaggio stratigrafico tra *argille varicolori*, *arenarie di Stigliano* e *formazione di Serra Palazzo*.

La continuità stratigrafica di questi sedimenti è stata riconosciuta e messa in luce anche da E. CENTAMORE (1969) che, nel 1968, ha descritto, insieme a G. LANARI, alcune strutture tettoniche delle formazioni flyscioidi.

U. CHIOCCHINI ha illustrato (1969-b) il passaggio stratigrafico esistente tra i *diaspri*, i *calcari pseu-*

docristallini, il flysch della Daunia e le arenarie di Stigliano nella zona di Torella dei Lombardi del F° 186 « Angelo dei Lombardi ».

Non si può infine, dimenticare il contributo recato dai geologi del Servizio Geologico d'Italia, e in particolare da A. JACOBACCI e G. MARTELLI (1957, 1962), nella impostazione degli studi sui sedimenti in facies di flysch dell'Italia meridionale. Nella presente nota infatti è stata confermata la validità di alcune ipotesi prospettate dagli Autori, d'anzì citati, già dal 1957 (2).

STRATIGRAFIA

Nella zona compresa tra Acerenza e Avigliano affiorano estesamente terreni oligo-miocenici in facies di flysch (3) insieme a depositi marini appartenenti a due distinti cicli sedimentari, il primo dei quali riferibile al Pliocene inferiore-medio e l'altro al Pliocene superiore-Calabrian.

Le formazioni flyscioidi sono legate tra loro da rapporti di natura esclusivamente sedimentaria che si manifestano con gradualità di passaggi verticali e con evidenti eteropie di facies. Tale fenomeno è stato già messo in evidenza da E. CENTAMORE (1969).

Appunto per l'esistenza di numerose variazioni laterali di facies, non si potrà descrivere ordinatamente la successione verticale delle varie formazioni flyscioidi.

Alla base di queste si trovano comunque le *argilliti varicolori* di età oligocenico-aquitana; superiormente giacciono varie unità (tra loro eteropiche) come la *formazione di Corleto Perticara* i *diaspri*, le *calciruditi e calcareniti*, le *arenarie di Stigliano* e la *formazione della Daunia*. L'età di questi termini è risultata aquitaniano-langhiana; talvolta, come per la *formazione della Daunia*, essa arriva fino all'Elveziano. Al di sopra delle unità anzidette affiorano poi la *formazione di*

Serra Palazzo e le marne di Toppo Capuana, la prima di età langhiano-elveziana, le seconde tortoniane.

Sui terreni flyscioidi, interessati da una tettonica prepliocenica, sono succeduti trasgressivamente, come accennato in precedenza, depositi marini appartenenti al ciclo sedimentario del Pliocene inferiore-medio. Essi sono rappresentati in basso da sedimenti grossolani (conglomeratici e sabbiosi), cui seguono argille e marne argillose. Il ciclo si chiude quindi con conglomerati e sabbie.

Nella zona più orientale è rappresentato anche un ciclo sedimentario marino del Pliocene superiore-Calabrian. Esso si apre con conglomerati e sabbie su cui giacciono i potenti sedimenti pelitici della così detta « fossa bradanica ». Superiormente, a chiusura del ciclo, si trovano di nuovo sabbie e conglomerati.

Nel Quaternario poi la regione è stata erosa ed incisa dai vari corsi d'acqua che talvolta hanno lasciato depositi alluvionali terrazzati a diverse altezze.

Vaste zone sono interessate da movimenti franosi, oppure sono ricoperte da una spessa coltre detritica.

A — SEDIMENTI IN FACIES DI FLYSCH

1) — *Argilliti varicolori (av)*

Questi sedimenti rappresentano il termine inferiore della serie affiorante e sono costituiti da fitte alternanze di depositi pelitici, quali argilliti, marnoargillati e argilliti silteose di vario colore, ma generalmente tendente al rosso e al verde (fig. 1). In quantità variabili da luogo a luogo, vi si intercalano strati di calciruditi, calcareniti, arenarie quarzoso-micacee brunastre, durissime e a frattura scheggiata, calcari marnosi verdolini con patine manganesifere; talvolta sono presenti anche piccoli olistostromi, con pezzame di rocce mesozoiche.

Gli affioramenti di *argilliti varicolori* si presentano in genere assai caotici. Proprio questo aspetto disordinato ha indotto parecchi Autori ad ipotizzare l'alloctonia e lo scompaginamento di tali depositi. Tuttavia la caoticità è in genere soltanto superficiale, perché nei tagli e nelle incisioni fresche la formazione presenta elementi stratimetrici relativamente ordinati. L'aspetto caotico delle *argilliti varicolori* è dovuto in gran parte alla natura stessa dei depositi pelitici che, sotto l'azione disgregatrice degli atmosferici e delle acque ruscellanti, perdono la loro coesione e diventano instabili.

Nella parte superiore delle argilliti si rileva spesso un membro marnoso-calcareo, facilmente cartografabile e distinto, sulla carta geologica allegata alla presente nota, con la sigla *mv*. Tale membro, costituito in prevalenza da fitte alternanze di marne argillose e calcaree rossastre, fessili, con sottili intercalazioni di calcari detritici microgranulari verdini o biancastri e rari strati di breccie gradate e calcareniti (fig. 2), può essere assimilato alla così detta *pseudoscaglia* Auct.

(2) Nel tempo intercorso tra la preparazione e la stampa del presente lavoro (cfr. nota 1) sono apparse altre pubblicazioni che trattano argomenti analoghi a quelli qui esaminati: L. OGNIBEN (1969); F. BOENZI e N. CIARANFI (1970); E. CENTAMORE e M. VALLETTA (1969); U. CHIOCCHINI (1969a; 1970) e G. PALMENTOLA (1970).

OGNIBEN, nella sua sintesi sulla geologia del confine calabro-lucano, riconosce in tale regione una struttura a falde di trasporto gravitativo. In ognuna di queste falde l'Autore individua delle successioni litostratigrafiche, che originariamente si sarebbero depositate nelle diverse zone in cui si articolava la geosinclinale mediterranea. In alcune di queste successioni sono comprese delle unità litostratigrafiche che affiorano anche nelle nostre zone.

Per OGNIBEN l'accostamento delle diverse successioni, in mancanza di graduali passaggi eteropici, è sufficiente a denunciare la presenza dei ricoprimenti stessi.

I risultati esposti dagli altri Autori concordano in genere con le considerazioni stratigrafiche che saranno esposte nelle pagine seguenti.

(3) In questi sedimenti sono stati compresi le *argilliti varicolori*, i *diaspri* e la *Formazione di Corleto Perticara*, sebbene queste unità siano riferibili a facies di *preflysch*. Le analisi sono state eseguite nel Laboratorio micropaleontologico del Servizio Geologico d'Italia, da U. CRESCENTI e dall'Istituto di Mineralogia e Geologia dell'Università di Camerino, diretto dal Prof. A. MORETTI.



Fig. 1 — Affioramento di *argilliti varicolori* in sinistra del T. Alvo.



Fig. 2 — La facies *pseudoscaglia* delle *argilliti varicolori*.

Nei dintorni di Pietragalla, di Serra la Guardia e di Aia del Piano appare intercalato nella formazione delle *argilliti varicolori* un livello con litotipi simili a quelli che compongono la *formazione di Corleto Perticara*.

L'età delle *argilliti varicolori* e della *pseudoscaglia* è riferibile all'Aquitaniaco-Oligocene per la presenza di:

Globigerina bollii CITA e PREMOLI SILVA

Globigerina tripartita KOCH

Globigerina falconensis BLOW

Globigerina dissimilis (CUSH. e BERM.)

Globorotalia mayeri CUSH. e ELLIS.

Globigerinoides trilobus (REUSS)

Cyclammia acutidorsata (HANTKEN)

Ammodiscus sp.

Bathysiphon sp.

Glomospira sp.

Tali microfaune sono commiste ad altre di età più antica, evidentemente rimaneggiate.

simili ad analoghi litotipi del *flysch galestrino* AUCT.; nel Vallone Cammarini e all'inizio del V. di Lifo (tav. II SE), dove alle argilliti si intercala un piccolo olistostroma (fig. 3); nei dintorni del T. Rosso e del T. Fiumarella (tav. II NE).

Il membro tipo *pseudoscaglia* è particolarmente ben esposto nelle cave aperte nei dintorni di Giuliano e di Serra le Rocche (tav. II SO), dove i litotipi calcarei prevalgono su quelli marnosi. A Casale Potenza e verso il Km. 7 della S.S. per Pietragalla, dove tale livello affiora con buone esposizioni, predominano invece le marne rossastre.

Al di sopra delle *argilliti varicolori* giacciono, come già detto in precedenza, altre unità flyscioidi, tra loro eteropiche. Sul terreno si possono riconoscere tre zone, allungate secondo la direzione appenninica; nell'ambito di ciascuna di esse le successioni litologiche sono uniformi, mentre le differenze sono evidentissime tra una zona e l'altra.

Così, procedendo da occidente ad oriente, al di sopra dei depositi basali già descritti, troviamo

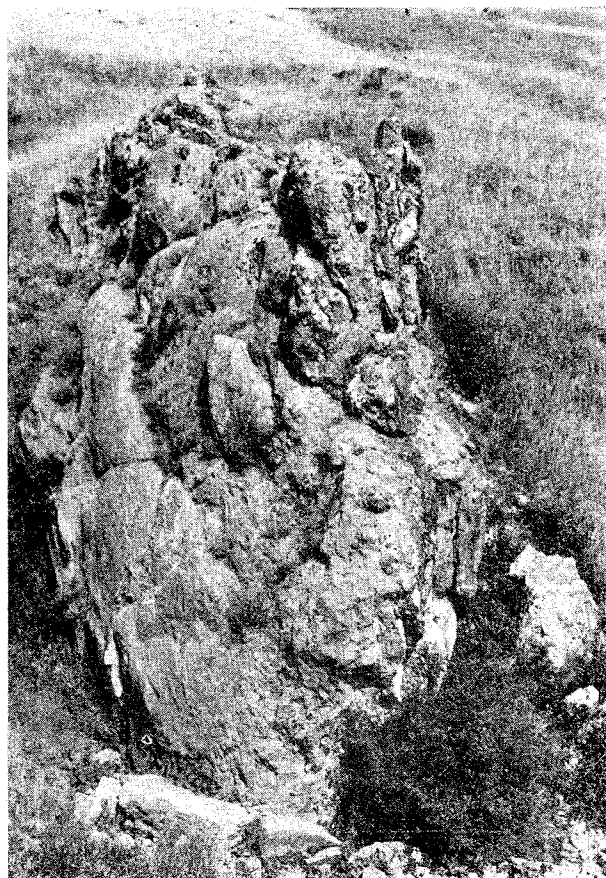


Fig. 3 — Olistostroma nelle *argilliti varicolori* in sinistra del Vallone di Lifo.

Le migliori esposizioni delle *argilliti varicolori* si hanno: nel vallone Cugno di Chirichella (tav. II SO), dove a questi sedimenti si intercalano calcari marnosi e marnoargilliti grigie a frattura aciculare

dapprima la *formazione di Corleto Perticara*, poi i *diaspri* associati alle *calciruditi* e *calcareniti* o le *arenarie di Stigliano* e, infine, più ad est, la *formazione della Daunia*.

2) — *Formazione di Corleto Perticara (JCP)* (4)

Essa è formata da alternanze fittissime di marne argillose grigiastre, talora galestrine, con intercalazioni di calcari marnosi biancastri tipo «alberese» oppure verdolini e giallastri tipo «pietra paesina», di marne calcaree grigio-chiare, di arenarie calcaree grigio-giallastre, di arenarie micacee o quarzoso-micacee, fogliettate e giallastre, e di calcari detritici brunastri con croste manganesifere; inoltre vi si rinvengono spesso lenti ed orizzonti, di spessore variabile, di marne rosse, ora argillose e quasi galestrine, ora calcaree (figg. 4 e 5).

valgono le facies calcaree si hanno delle lenti, di spessore assai variabile, facilmente distinguibili per il notevole risalto morfologico cui danno origine. Invece quando prevalgono le facies marnose, la formazione ha un modellamento quasi identico a quello delle sottostanti *argilliti varicolori*, con affioramenti caoticizzati da fenomeni franosi e sovente ricoperti da una spessa coltre detritica.

Nell'accennato lembo della *formazione di Corleto Perticara* che appare intercalato tra le *argilliti varicolori* nei pressi della Stazione di Pie-



Fig. 4 — Aspetto della facies calcareo-marnosa della *Formazione di Corleto Perticara* alla cava del Km. 117 SS. 93.



Fig. 5 — Particolare della figura precedente.

I suddetti litotipi sono associati tra loro in misura diversa da luogo a luogo. Così, quando pre-

tragalla e di Aia del Piano (tav. II SE), si rinvengono, negli strati calcarei, anche liste e noduli di selce scura o grigia.

(4) Tale formazione, istituita da SELLI (1962), è correlabile con la «Formazione di Frigento»: JACOBACCI e MARTELLI (1967); CENTAMORE (1969); CHIOCCHINI (1970).

La *formazione di Corleto Perticara* ha offerto e tuttora offre difficoltà di interpretazione cronologica; infatti in questa unità si rinvengono quasi

esclusivamente microfaune paleoceniche commiste (a tutti i livelli) ad altre di età più antica come:

Gumbelina sp.

Globotruncana sp.

Hedbergella sp.

Calpionella sp.

o più recente come:

Cyclammina acutidorsata (HANTKEN)

Cibicides grimsdalei NUTTAL

Globigerinoides trilobus (REUSS)

Poiché la *formazione di Corleto Perticara* è legata inferiormente alle *argilliti varicolori*, di età oligocenica o aquitaniana, e poiché in essa si rinvencono, anche se in quantità piuttosto scarsa, microfaune oligo-mioceniche, si può riferirla al Miocene inferiore, attribuendo forse la parte basale all'Oligocene superiore.

Generalmente, nella zona in esame, la *formazione di Corleto Perticara* giace al di sotto delle arenarie di Stigliano, cui è legata da rapporti sedimentari, che si manifestano tramite passaggi graduali. Tuttavia nei dintorni di Masseria Paglieri e di Masseria La Sala (tav. II SE), al di sopra delle arenarie anzidette affiora una unità (distinta sulla nostra carta, con la sigla *fSP¹*), che ha parecchie analogie sia con la *formazione di Corleto Perticara*, sia con la *formazione di Serra Palazzo*. Infatti ai litotipi caratteristici della prima unità se ne alternano qui altri, caratteristici della *formazione di Serra Palazzo*, quali arenarie molassiche grigie con impronte di fondo, marne argillose e marne avana e argilliti siltose grigie.

Anche nella tav. Avigliano (II SO), e precisamente nella zona compresa tra la S.S. 93 e Badia affiora una simile litofacies *fSP¹* che dovrebbe costituire, secondo la nostra opinione, un termine

di passaggio laterale tra le due sunnominate unità. Tale ipotesi appare confortata dal fatto che in questo livello sono state rinvenute, oltre alle microfaune presenti nella *formazione di Corleto Perticara*, anche quelle forme più recenti, di età elveziano-langhiana, che si rinvencono in gran quantità nella *formazione di Serra Palazzo*.

La *formazione di Corleto Perticara* è ben esposta sul fianco orientale del T. Tiera (tavv. II SO e II SE) — in special modo nel Vallone Corrado, dove, tra l'altro, si può osservare il passaggio assai graduale con le sottostanti *argilliti varicolori* — e nei dintorni di Macchia Siani (tav. II SE); in questa località prevale la facies calcareo-marnosa.

Altre buone esposizioni si hanno a Poggio Frilubbo, a Piscioellico e sul versante occidentale del T. Tiera, dove però la *formazione* affiora con sedimenti prevalentemente argillitici e marnoargillitici.

3) — *Diaspri* (*di*)

Questa unità, formata dall'associazione di sottili strati diasprini rossi o bruni, con tipica sfaldatura romboedrica, di argilliti silicee e silts ftanitici rossastri, con sfaldatura a lamine piatte, dure e fragili, e di rare intercalazioni di siltiti bituminose nerastre, è assai caratteristica e di facile individuazione. Infatti i *diaspri*, pur avendo un andamento piuttosto lenticolare, danno origine, in genere, ad elementi morfologici abbastanza netti; quando ciò non avviene la loro presenza è resa evidente dal particolare detrito siliceo, talora assai abbondante. Questo può però trarre in inganno se è venuto a distendersi su altri terreni, come si osserva qua e là.

L'unità in esame è legata inferiormente, attraverso passaggi graduali, alle *argilliti varicolori*, mentre superiormente passa, di solito, alle *calciruditi e calcareniti*. Talora si ritrova anche interposta



Fig. 6 — Affioramento di *diaspri* in località Fontana Valloneto.

tra le *argilliti varicolori* e la formazione di *Corleto Perticara*, come si può vedere al km. 120 della S.S. 93.

Generalmente si possono distinguere nella formazione diasprina due membri, di cui l'inferiore è caratterizzato dalla abbondanza di argilliti silicee, mentre quello superiore è prevalentemente costituito da strati radiolaritici.

La formazione ha uno spessore variabile (da 20 a 40 metri). La sua età può essere stabilita con il solo criterio litostratigrafico, in quanto sono stati rinvenuti nei *diaspri* solo radiolari ed altri microfossili indeterminabili.

La migliore sezione naturale, in cui è possibile osservarla in ogni dettaglio e rilevarne i rapporti intercorrenti con le altre unità, è situata nei pressi di Fontana Valloneto (tav. II SE) (fig. 6). Non mancano però altre buone esposizioni sia nella stessa tavoletta Pietragalla (II SE), sia nei dintorni di Giuliano (tav. II SO). Ricordiamo infine che negli affioramenti lungo la strada Piano S. Nicola-Avigliano i *diaspri* si presentano nella facies argillitico-silicea.

4) — *Calciruditi e calcareniti (cd)*

Superiormente ai *diaspri*, cui sono di solito associate, oppure, quando questi mancano, direttamente sopra le *argilliti varicolori*, giacciono le *calciruditi e calcareniti*. Concorrono a costituire questa unità diversi termini litologici, tra cui predominano calciruditi gradate in grossi banchi (prevalenti nella parte basale) e calcareniti, spesso gradate e con abbondanti resti di microfossili (tra cui predominano nummuliti ed alveolinidi), in strati di 40-80 cm di spessore. Ai termini calcarei si associano, in quantità assai variabile da luogo a luogo, marne ed argilliti rossastre, calcari detritici microgranulari biancastri o verdolini in strati sottili; spesso vi si trovano intercalati lenti ed orizzonti di marne rossastre e calcari detritici tipo *pseudoscaglia*, oppure piccoli olistostromi, formati in gran parte da pezzame calcareo proveniente da rocce mesozoiche.

Talora strati di calcareniti o di calciruditi, litologicamente affini a quelli del livello *cd*, sono intercalati nella formazione di *Corleto Perticara* (specialmente nella parte alta). Tale giacitura è evidente nei dintorni di Case Macchia Marta (tav. II SO) e al Piano Grande (tav. II SE), dove nelle calciruditi si rinvencono frammenti di rudiste, nummuliti ed alveoline. In località B. le Manche (tav. II NE) affiorano invece calcareniti e calciruditi con resti di briozoi, di litotamni e di nummulitidi simili ad analoghi litotipi della formazione della *Daunia*.

Lo spessore dell'unità calcareo-detritica è assai variabile, anche per la presenza di ripetute intercalazioni di *pseudoscaglia*; in genere esso varia da pochi metri a 40-50 metri.

Le *calciruditi e calcareniti* sono fossilifere. La maggior parte dei reperti è però rimaneggiata e di età anche mesozoica. Le forme rimaneggiate abbondano nei livelli calcarei, mentre in quelli marnosi o argillosi si rinvencono anche forme più re-

centi. Inoltre il grado di commistione delle microfaune è molto elevato, perché di solito si rinvencono nello stesso campione fossili di varie età, dal Cretacico al Miocene; campioni prelevati in punti diversi di uno stesso strato hanno dato talora età diverse.

Le microfaune rinvenute sono comunque rappresentate da:

briozoi
Lithothamnium sp.
Gypsinidae
Miogypsina sp.
Miogypsinoides sp.
Globigerinoides sp.
Amphistegina sp.
Catapsidrax sp.
Lepidocyclina sp.
Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globorotalia mayeri CUSH. e ELLIS.
Globigerina bollii CITA e PREMOLI SILVA
Globoquadrina langhiana CITA e GELATI

commiste a forme cretaciche, eoceniche ed oligoceniche quali:

Siderolites sp.
Orbitoides sp.
Globotruncana sp.
Globorotalia spp.
Nummulites sp.
Chapmanina gassinensis (SILV.)
Fabiania sp.
Eurupertia sp.

Facendo astrazione dai fossili più antichi si può quindi attribuire alle *calciruditi e calcareniti* un'età langhiano-aquitaniense.

Gli affioramenti con migliore esposizione sono situati nella zona di M. Macchia di Rossano (tav. II SE) dove, tra l'altro, si possono osservare in ogni particolare i passaggi sedimentari che legano le *calciruditi e calcareniti* sia ai *diaspri*, sia alle *argilliti varicolori*, sia alle soprastanti *arenarie di Stigliano*.

Altri buoni affioramenti si hanno nelle cave poste al km. 2 della strada Piano S. Nicola - Avigliano e in località Montocchio (tav. II SO).

5) — *Arenarie di Stigliano (aS)*

La formazione conosciuta con questo nome è caratteristica sia per le sue particolari condizioni litologiche, sia anche perché a questa sono riferiti analoghi sedimenti che dalla Lucania, passando per la Sicilia, per il Tell e il Riff settentrionale, si sviluppano sino all'Andalusia.

I problemi relativi all'origine ed alla provenienza dei materiali psammitici come pure sul significato strutturale della formazione quarzoarenitica hanno suscitato, specialmente in questi ultimi anni, l'interesse di numerosi studiosi.

Le arenarie di Stigliano sono riferibili alle arenarie lionate dei vecchi Autori, oppure alla formazione di Stigliano (SELLI, 1962; CASNEDI, 1964), al flysch numidico (FLANDRIN, 1948; OGNIBEN, 1960, 1963a, 1963b, 1964, 1969; WEZEL, 1966, 1967a, 1967b, 1968).

Detta formazione arenacea, nella zona in esame, giace indifferentemente sulla formazione di Corleto Perticara, sulle calciruditi e calcareniti e sulle argilliti varicolori (sia con facies pelitica, che del tipo pseudoscaglia). Essa è, comunque, sempre legata alle formazioni sottostanti da evidenti passaggi graduali.

L'unità flyscioide in questione è costituita dall'alternanza di quarzoareniti, per lo più in grossi banchi, generalmente gradate e con impronte di fondo sulla base degli strati, e di argille e marne siltose verdoline, mediamente diagenizzate, in strati e livelli di spessore variabile (fig. 7). Talora, specialmente verso la base, vi si rinvengono intercalazioni di calcari marnosi e calcareniti.

Le quarzoareniti hanno un tipico colore bruno-giallastro o addirittura aranciato, dovuto all'alterazione superficiale. Nei tagli freschi, invece, esse presentano un colore grigio-azzurro. Le psammiti contengono quasi esclusivamente (fino al 90-95%) granuli mal classati di quarzo arrotondato e opacizzato. Vi si rinvengono inoltre, ma in quantità del tutto subordinata, clasti di feldspati e di minerali accessori molto stabili, quali: zircone, tormalina,

granato. Questi caratteri sedimentologici e in particolare l'alta maturità dei granuli (inconsueta nelle altre formazioni flyscioidi), costituiscono l'elemento caratteristico e distintivo delle arenarie di Stigliano.

I clasti contenuti nelle psammiti sono, come già detto in precedenza, in genere mal classati e il loro diametro è in media di 1-5 millimetri. Talvolta però, specialmente alla base degli strati, essi possono raggiungere dimensioni di 1-5 centimetri.

Il cemento può essere quarzoso o argilloso-marnoso. Ne deriva un grado di cementazione assai mutevole: da un massimo per le arenarie nerastre durissime e a frattura scheggiata o fogliettata ad un minimo per quelle giallastre, di aspetto mollassico, con forme di erosione mammellonari. Per una alterazione più profonda, poi, le arenarie passano a sabbioni quarzosi di colore giallo-aranciato.

La natura sedimentaria del rapporto tra le arenarie di Stigliano e la formazione di Corleto Perticara è particolarmente rilevabile nelle località Serra S. Bernardo, Mass. Potenza (ad ovest di Valle Paganaro) e a Costa Lagarelli (tav. II SE) dove si può osservare in dettaglio il passaggio graduale tra le due unità. Tale passaggio si manifesta in un intervallo di pochi metri in cui la formazione di Corleto Perticara diventa sempre più siltosa, mentre cominciano ad apparire le prime intercalazioni psammitiche; poi le arenarie a poco a poco diventano predominanti fino ad assumere gradualmente il loro aspetto caratteristico.

L'esistenza di un passaggio graduale tra le arenarie di Stigliano e le calciruditi e calcareniti si può anche osservare lungo il taglio dell'acquedotto a Piano la Giova (nei pressi dei ruderi e a nord di



Fig. 7 — Un particolare delle arenarie di Stigliano.

C. Ricciuti) e a Piano Grande (tav. II SE), dove le calcareniti divengono, verso l'alto, sempre più arenacee, mentre appaiono e diventano sempre più frequenti i livelli di marne argillo-siltose verdi. Infine le arenarie calcaree passano rapidamente alle quarzoareniti.

Nei dintorni di Pietragalla (nella valle dell'Alvo e a Mass. Zotta) e nelle vicinanze di Mass. Cillis (tav. II NE) è, infine, evidentissimo il rapporto sedimentario tra le arenarie di Stigliano e le argilliti varicolori. Nella prima località, in destra del T. Alvo (nei pressi della Contrada Laurisiello) il passaggio avviene in pochi metri tramite alternanze di argille marnose grigio-verdoline e di arenarie giallastre. Presso Mass. Cillis invece è la facies tipo *pseudoscaglia* che verso l'alto si fa sempre più siltosa e arenacea fino a sfumare gradualmente nella formazione quarzoarenitica.

Lo spessore dell'unità arenacea, assai variabile, non raggiunge, per lo meno nella nostra zona, valori molto elevati; il massimo valutato è di circa 200-250 metri.

Alle arenarie di Stigliano si può attribuire una età langhiana pp. — aquitaniana pp., documentata dal rinvenimento dei seguenti microfossili:

Globigerina venezuelana HEDBERG

Globigerina bulloides D'ORB.

Globigerina bollii CITA e PREMOLI SILVA

Globigerinoides trilobus (REUSS)

Globigerinoides trilobus bisphaericus TODD

Globigerinoides gomitulus SEGUENZA

Globorotalia obesa BOLLI

Globorotalia mayeri CUSH e ELLIS.

Globoquadrina dehiscens (CHAPM., PARR e COLL.)

Globoquadrina langhiana CITA e GELATI

Siphonina reticulata (CZJZEK)

Le migliori esposizioni di questa formazione si hanno a Pietragalla, nelle incisioni del T. Rosso, del F. Bradano e del T. Alvo, a Serra S. Bernardo e nel Piano S. Nicola.



Fig. 8 — Una lente di conglomerato poligenico intercalata nelle arenarie della *Formazione di Serra Palazzo*.

6) — *Formazione di Serra Palazzo (fSP) (5)*

A tetto delle *arenarie di Stigliano* affiora una nuova unità flyscioide distinta con il nome di *formazione di Serra Palazzo*. Ci preme subito sottolineare che tra le due unità esiste un legame sedimentario, che si manifesta attraverso passaggi graduali.

La *formazione di Serra Palazzo* è costituita da numerosi litotipi, associati tra loro in maniera qualitativamente e quantitativamente diversa da luogo a luogo, per cui l'unità presenta un aspetto d'insieme assai variabile da zona a zona.

Gli elementi litologici, che concorrono a costituire la formazione, sono: grovacche grigie o biancastre, a luoghi sottilmente stratificate (in strati di 10-30 cm di spessore), a luoghi in grosse bancate (fino a 20-30 m di spessore) con caratteristiche costolature mammellonari; marne e marne siltose avana o grigiastre; arenarie quarzoso-micacee brunastre, in strati di 15-30 centimetri; argilliti grigie o verdoline; calcari e calcari marnosi chiari o color crema, con spalmature scure e frattura subconcoide; calcareniti (anche in grossi strati)

noso-calcareo e quella conglomeratica sono così intimamente legate che non è possibile separarle, anche perché le lenti conglomeratiche si ritrovano spesso a più livelli. Gli scriventi hanno perciò ritenuto opportuno definire l'unità flyscioide sopra citata con il nome di *formazione di Serra Palazzo*, anzitutto per non creare confusioni nella nomenclatura, e poi perché le caratteristiche generali della suddetta unità hanno più analogia con questa formazione che non con il così detto *neoautoctono di Gorgoglione*.

In generale la *formazione di Serra Palazzo* si presenta con la facies psammitica in grosse bancate mentre gli altri litotipi sono subordinati; nella parte basale e mediana di tale unità si intercalano però due orizzonti in cui prevalgono le facies argillitico-marnose in strati sottili e si hanno così dei livelli fittamente straterellati, di spessore variabile.

Nella parte basale, al passaggio con le sottostanti *arenarie di Stigliano* è presente un livello in cui predominano marne siltose e argille (mediamente diagenizzate) grigie o verdoline, alternanti



Fig. 9 — La *Formazione di Serra Palazzo* nella facies in grosse bancate; notare gli allineamenti degli sferoidi o « cogoli ».

con resti di briozoi e litotamni. Inoltre sono presenti lenti ed orizzonti di conglomerati, formati quasi esclusivamente da ciottoli di rocce cristalline o metamorfiche e di calcari mesozoici. La presenza di questi livelli elastici grossolani potrebbe far attribuire la suddetta unità alla *formazione di Gorgoglione* (SELLI, 1962) che è caratterizzata proprio da psammiti associate a conglomerati con elementi cristallini.

Nella zona in esame la facies psammitico-mar-

con arenarie quarzoso-micacee in strati di 20-30 centimetri; lo spessore di tale livello, che probabilmente corrisponde alle *marne arenacee di Serra Cortina* (OGNIBEN, 1969), varia da 20 a 80 metri (fig. 11).

Più in alto, generalmente nella parte mediana della formazione, si ritrova un altro livello fittamente e sottilmente stratificato (anche questo di spessore assai variabile) costituito da alternanze di marne argillose grigie, di argille grigie o avana, di arenarie quarzoso-micacee e di calcari e calcari marnosi micritici color crema.

(5) SELLI, 1962; CASNEDI, 1964; WEZEL, 1966.

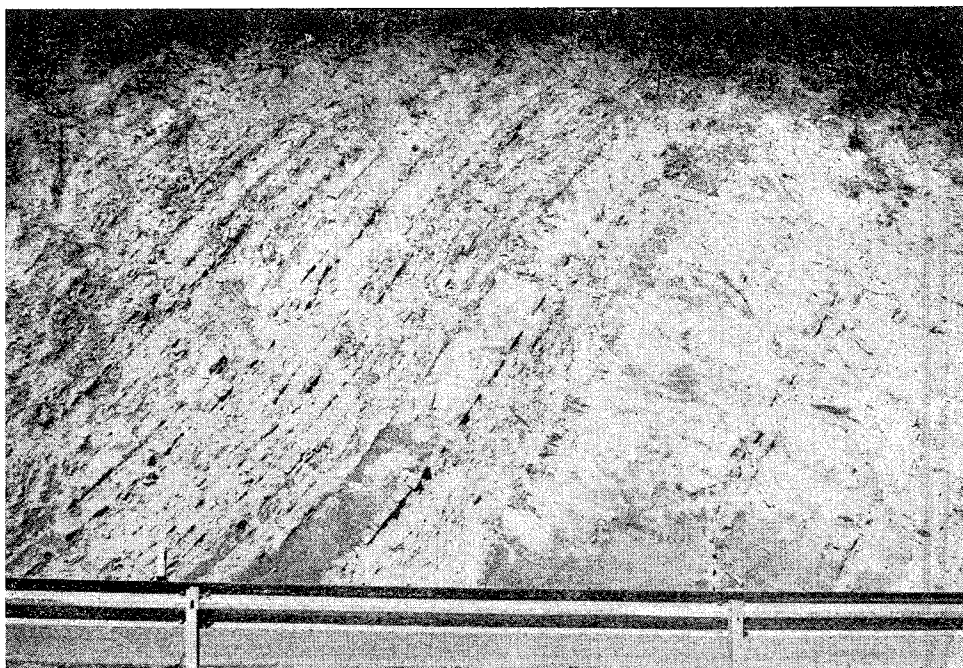


Fig. 10 — *Formazione di Serra Palazzo*: passaggio dalla facies in grosse bancate alla facies argilloso-arenacea sottilmente stratificata.

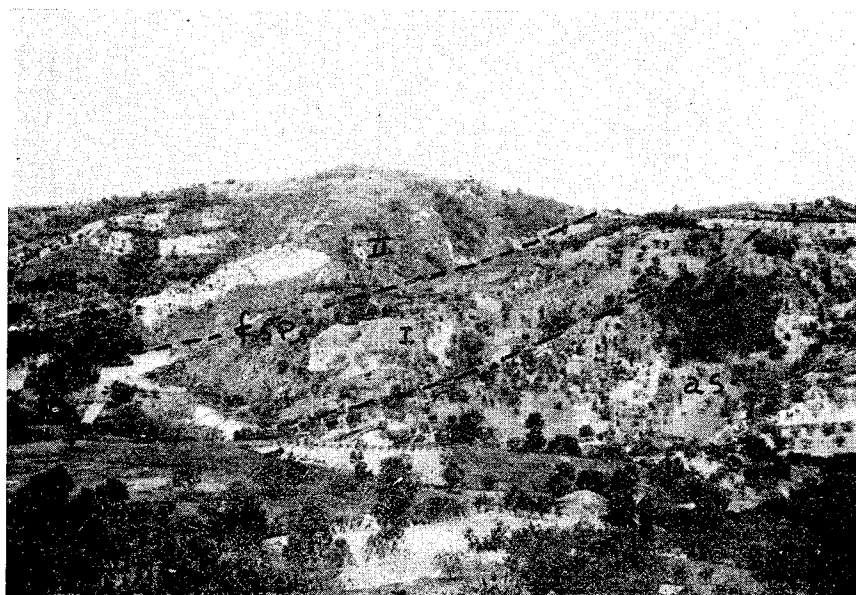


Fig. 11 — Passaggio stratigrafico tra le *Arenarie di Stigliano* e la *Formazione di Serra Palazzo* in sinistra del T. Alvo.

as = *Arenarie di Stigliano*

fSP I = *Formazione di Serra Palazzo* nella facies in strati sottili

fSP II = *Formazione di Serra Palazzo* nella facies in grosse bancate.

La deposizione della *formazione di Serra Palazzo* è avvenuta in un lasso di tempo che va dal Langhiano medio-superiore all'Elveziano superiore. Infatti nella parte basale sono state rinvenute microfaune rappresentate da:

Globigerinoides trilobus (REUSS)

Globigerinoides trilobus bisphaericus TODD

Porticulasphaera glomerata (BLOW)

Porticulasphaera transitoria (BLOW)

Globoquadrina altispira (CUSH. e JARVIS)

Globoquadrina dehiscens (CHAPM., PARR e COLL.)

Globorotalia obesa BOLLI

che indicano un Langhiano medio-superiore.

Nella parte intermedia, in corrispondenza del secondo orizzonte fittamente e sottilmente stratificato e della comparsa dei caratteristici calcari micritici, si osservano le seguenti forme:

Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globorotalia mayeri CUSH. e ELLIS.
Globoquadrina altispira (CUSH. e JARVIS)
Globoquadrina dehiscens (CHAPM., PARR e COLL.)
Orbulina universa D'ORB.
Orbulina suturalis BRONN.
Orbulina bilobata (D'ORB.)
Eponides umbonatus (REUSS)
Cibicides boueanus (D'ORB.)
Cibicides lobatulus (WALK. e JACOB.)
Bolivina arta MACFADYEN

le quali indicano un'età elveziana.

Nella parte più alta, al passaggio con le soprastanti *marne di Toppo Capuana*, si notano invece:

Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globigerinoides trilobus sacculifer (BRADY)
Globorotalia mayeri CUSH. e ELLIS.
Globorotalia praemenardii CUSH. e STAINF.
Globorotalia scitula (BRADY)
Globoquadrina altispira (CUSH. e JARVIS)
Globigerina bulloides D'ORB.
Orbulina universa D'ORB.
Orbulina suturalis BRONN.
Orbulina bilobata (D'ORB.)
Karreriella bradyi CUSH.
Cibicides ungerianus (D'ORB.)
Valvulineria aff. palmerae CUSH. e TODD

Tali fossili sono indicativi di un Elveziano superiore o di un Tortoniano basale.

La *formazione di Serra Palazzo* affiora abbastanza ampiamente tra Pietragalla ed Acerenza, mentre se ne ritrovano solo piccoli lembi nella tav. Avigliano attorno a Case Bancone. Tale unità presenta passaggi laterali di facies sia con la *formazione di Corleto Perticara*, sia con la *formazione della Daunia*.

Nel primo caso, come è stato detto in precedenza, vi sono alcuni livelli, distinti con la sigla «fSP¹», affioranti nei pressi di C. Cacabotte (tav. II SO), di Mass. Paglieri e di Mass. la Sala (tav. II SE), in cui le caratteristiche litologiche e microfaunistiche delle due formazioni mal si distinguono poiché a litotipi dell'una se ne alternano altri tipici della seconda, mentre le microfaune prevalentemente paleoceniche (unite ad altre più antiche e più recenti) si ritrovano, a luoghi, associate a microfossili di età elveziano-langhiana.

Nel secondo caso, il passaggio tra la *formazione di Serra Palazzo* e la *formazione della Daunia* si individua invece, con notevole chiarezza, nei

dintorni di Acerenza; in questa zona (precisamente in sinistra del fiume Bradano) gli orizzonti calcareo-marnosi diventano sempre più abbondanti rispetto agli altri litotipi psammitici e pelitici ad essi associati, mentre appaiono sempre più frequenti le intercalazioni di calcari organogeni, biancastri assai teneri (del tipo « craie), di calcareniti a briozoi e litotamni e di arenarie calcaree grigiastre. Questi ultimi tipi litologici, prevalenti nella *formazione della Daunia*, diventano in qualche caso così abbondanti (ad es. nei pressi di Mass. Montanaro, tav. II NE) da rendere assai difficile la definizione dell'unità affiorante.

Le esposizioni migliori della *formazione di Serra Palazzo* si presentano per lo più nelle incisioni dei vari corsi d'acqua e in alcuni tagli stradali. Lungo la valle del Bradano, per esempio, si possono osservare tutti i particolari dei rapporti che intercorrono tra la suddetta formazione e le altre unità. Così il passaggio graduale con le sottostanti *arenarie di Stigliano* è evidente nei pressi di Mass. Tufaroli e di Mass. Glinni, a Colle Carpanello, nel T. Rosso, a Casato Potenza e nel V. di Lifo (tavv. II NE e II SE), mentre nei pressi del ponte di quota 412 (tav. II NE), posto sulla S.S. tra Acerenza e Pietragalla, è possibile individuare il legame sedimentario tra la *formazione di Serra Palazzo* e le sovrastanti *marne di Toppo Capuana*.

7) — *Marne di Toppo Capuana* (mTC)

Lungo il fiume Bradano, nella località citata in chiusura del precedente paragrafo, la *formazione di Serra Palazzo* sfuma gradualmente nella sovrastante unità, costituita quasi esclusivamente da marne argillo-siltose, grigie, fittamente stratificate, con rare e sottili intercalazioni di arenarie e siltiti grigio-giallastre.

Tale formazione è stata indicata con il nome di *marne di Toppo Capuana* facendo riferimento alla analoga formazione segnalata da A. CROSTELLA e L. VEZZANI (1964) nell'Appennino foggiano.

L'età tortoniana delle *marne di Toppo Capuana* è documentata dai seguenti microfossili:

Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globigerina bulloides D'ORB.
Globigerina falconensis BLOW
Globorotalia menardii (D'ORB.)
Globorotalia scitula (BRADY)
Globorotalia praemenardii CUSH. e STAINF.
Orbulina universa D'ORB.
Orbulina suturalis BRONN.
Bolivina scalprata miocenica MACFADYEN
Cibicides pachyderma (RZEHAJ)
Cibicides ungerianus (D'ORB.)

8) — *Formazione della Daunia* (fD)

Nella zona nord-orientale affiora infine la *formazione della Daunia*, che è assai sviluppata più a Nord.

Tale unità, che corrisponde al *Complesso calcareo-marnoso dei Monti della Daunia* (G. CECCHIA RISPOLI, 1935, 1941), al *Flysch calcareo-marnoso dei Monti della Daunia e della Puglia* (F. IPPOLITO e P. LUCINI, 1956), alla *formazione della Daunia* p.p. (A. JACOBACCI e altri, 1957, 1967) e al *Flysch di Faeto* (A. CROSTELLA e L. VEZZANI, 1964), è composta da numerosi litotipi, associati tra loro in maniera qualitativamente e quantitativamente variabile da zona a zona.

I componenti litologici principali di questa unità sono rappresentati da calcari organogeni biancastri, da calcareniti e brecciole calcaree, spesso con briozoi e litotamni, da calcari e calcari marnosi biancastri con frequenti liste e noduli di selce nera, da marne siltose chiare o avana, da arenarie calcaree grigie e da arenarie quarzoso-micacee fogliettate giallastre. Inoltre vi si rinvengono lenti ed orizzonti di argilliti e marne varicolori di vario spessore.

Nella zona in esame le facies pelitiche varicolori prevalgono su quelle calcareo-marnose.

L'età della *formazione della Daunia* si estende dal Langhiano all'Elveziano. In campioni prelevati nella porzione basale si sono rinvenuti (oltre a forme più antiche rimaneggiate):

briozoi

litotamni

Miogypsina sp.

Globigerinoides trilobus (REUSS)

Amphistegina sp.

che indicano un'età miocenica inferiore. Altri campioni raccolti nelle intercalazioni di calcari organogeni teneri hanno fornito un'associazione microfaunistica indicativa di un Elveziano inferiore e rappresentata da:

Orbulina universa D'ORB.

Globoquadrina altispira (CUSH. e JARVIS)

Globigerinoides trilobus (REUSS)

Globorotalia mayeri CUSH. e ELLIS.

Valutando i risultati delle osservazioni di campagna e quelli delle analisi micropaleontologiche, si possono trarre alcune conclusioni abbastanza importanti sulla posizione stratigrafica delle formazioni flyscioidi affioranti nella porzione sud-orientale del F° 187 « Melfi ».

1) — i rapporti originari intercorrenti tra le unità terrigene sono di natura esclusivamente sedimentaria e si manifestano con passaggi graduali sia in senso verticale che in senso orizzontale. Ciò, in linea di massima, si accorda con le ipotesi di A. JACOBACCI e G. MARTELLI (1957).

2) — Nel bacino dove si depositavano le suddette formazioni, la sedimentazione è stata continua dall'Oligocene al Tortoniano.

B — TERRENI PLIOCENICI E PLEISTOCENICI

Sulle descritte formazioni flyscioidi si ritrovano, in giacitura trasgressiva, lembi anche estesi di terreni appartenenti a due cicli sedimentari distinti: del Pliocene inferiore-medio il primo, e del Pliocene superiore-Calabriano il secondo.

9) — Depositi del Pliocene inferiore-medio

Il ciclo sedimentario del Pliocene inferiore-medio si apre con sedimenti trasgressivi grossolani, rappresentati da conglomerati poligenici (*Pcg*), variamente cementati (fino a puddinghe), di colore rossastro, con lenti argillose e sabbiose. Spes-



Fig. 12 — Conglomerato basale del Pliocene inferiore trasgressivo sulla *Formazione di Serra Palazzo* ad E di Pietragalla.

so i depositi ciottolosi sono sostituiti lateralmente e superiormente da sabbie giallastre (*Ps*), talora abbastanza cementate fino a diventare molasse, talora del tipo « panchina ». A luoghi queste sabbie sono fossilifere e contengono lenti ciottolose e argillose. I ciottoli provengono da rocce cristalline e mesozoiche e dalle formazioni flyscioidi; nel pezzame calcareo sono frequenti i fori di litofagi.

I conglomerati basali sono bene esposti a Cancellara, a Mass. Abruzzese, in destra del fiume Bradano (tra il Vallone dei Cacciatori e Canalecchia), nei dintorni di Acerenza, ad est di Monte Solaro ed in destra del Vallone Coppolello; in quest'ultimo luogo essi presentano una particolare facies ciottoloso-argillosa di colore biancastro, poiché sono formati esclusivamente a spese della sottostante *formazione di Serra Palazzo* (fig. 12).

Anche nei dintorni di Avigliano e di Pietra Gatta (tav. II SO) è possibile osservare buone esposizioni di tale unità.

I migliori affioramenti delle sabbie basali sono situati nell'incisione del T. Alvo, nel Vallone dei Cacciatori, nei dintorni della Stazione di Avigliano e ad Avigliano.

L'età dei sedimenti basali non è definibile con esattezza, poiché i fossili rinvenuti sono o rimaneggiati o poco indicativi; comunque nelle sabbie di Avigliano, che però qui giacciono sopra i conglomerati, sono stati rinvenuti i seguenti microfossili:

Sphaeroidina bulloides D'ORB.

Bulimina costata D'ORB.

Uvigerina peregrina CUSH.

Nonion boueanum (D'ORB.)

Globigerina bulloides D'ORB.

Globorotalia scitula sub-scitula CONATO

che indicano un Pliocene inferiore-medio.

Ai depositi basali grossolani segue poi un livello argilloso, potente in media da 50 a 80 metri, formato da marne argillose e argille marnose grigio-azzurre (*Pa*), con abbondante scheletro sabbioso; vi si rinvencono frequenti lenti e livelli sabbiosi o ciottolosi e locali adunamenti di lignite. Gli affioramenti argillosi sono spesso mascherati dal detrito o dall'abbondante residuo sabbioso dovuto alla eliminazione della frazione pelitica da parte delle acque meteoriche. Comunque nelle incisioni del T. Alvo, nel Vallone la Chianga, nel V. di Lifo, a Mass. Marcancillo, nel Vallone dei Cacciatori e nella cava aperta nei pressi della Stazione di Avigliano è possibile osservare alcune belle esposizioni di tale formazione. Talora, come nei dintorni di Pietragalla (tra C. Muscio e C. De Bonis), le lenti lignitifere sono abbastanza consistenti tanto che ne è stato tentato lo sfruttamento industriale.

Le sabbie di Avigliano, già citate in precedenza, potrebbero costituire una variazione laterale delle argille plioceniche.

La formazione pelitica ha fornito abbondanti microfaune rappresentate per lo più da:

Bolivina spathulata (WILL.)

Bulimina costata D'ORB.

Cassidulina laevigata carinata SILVESTRI

Cibicides pachyderma RZEHAČ

Cibicides lobatulus (WALCK. e JAC.)

Elphidium crispum (LIN.)

Elphidium macellum (FICH. e MOLL)

Elphidium decipiens (COSTA)

Eponides umbonatus (REUSS)

Globorotalia crassaformis (GALLOWAY e WISSLER)

Globorotalia puncticulata (DESH.)

Marginulina costata (BATSCH)

Marginulina filicostata FORNASINI

Nonion boueanum (D'ORB.)

Nonion soldanii (D'ORB.)

Orthomorphina tenuicostata (COSTA)

Pullenia bulloides (D'ORB.)

Robulus cultratus MONTFORT

Ammonia beccarii (LIN.)

Siphonina reticulata (CZJZEK)

Sphaeroidina bulloides D'ORB.

Uvigerina mediterranea HOPKER

Uvigerina peregrina CUSH.

Valvulineria bradyana (FORNASINI)

L'associazione sopraindicata è caratteristica del Pliocene inferiore-medio ed è riferita ad una sedimentazione in ambiente di mare aperto. Tuttavia i frequenti accumuli di lignite, unitamente a fossili di ambiente salmastro, che si ritrovano nei dintorni di Cancellara e Pietragalla, fanno ipotizzare che nel bacino marino vi fossero notevoli apporti di sedimenti deltizi o comunque continentali.

Il ciclo sedimentario del Pliocene inferiore-medio si chiude quindi con conglomerati poligenici di colore aranciato (*Pcg¹*), poco coerenti o a cemento molassico e lenti argillose o sabbiose, oppure con sabbie giallastre (*Ps¹*); talora si presentano ancora depositi del tipo « panchina ».

La facies più grossolana affiora in località Toppo Barone Cerasa (tav. II NE), nei pressi del cimitero di Pietragalla e ad Acerenza. In queste zone le lenti ed i livelli di sabbie e argille si intercalano assai di frequente nei conglomerati. Nei dintorni di Cancellara (a Serra del Carpine, Casato Erario e Mass. Ianiello) affiora la facies psammitica; nell'incisione del V. di Lifo le sabbie sono ben cementate, di tipo « panchina », mentre a Serra del Carpine vi si rinvencono intercalate grosse lenti conglomeratiche ed argillose. In una di queste sono stati rinvenuti macrofossili, generalmente in cattivo stato di conservazione, rappresentati da briozoi, da rari brachiopodi, da radioli di echinidi, da fram-

menti di cirripedi e da lamellibranchi (6); tra questi:

Pecten (Pecten) jacobaeus (LIN.)
Aequipecten (Aequipecten) opercularis (LIN.)
Chlamys (Chlamys) varia (LIN.)
Chlamys (Chlamys) multistriata (POLI)
Chlamys bollenensis MAYER e EYMAR
Chlamys scabrella (LAMARCK)

Sono presenti inoltre le seguenti microfaune:

Ammonia beccarii (LIN.)
Rotalia perlucida HERON ALLEN e EARL.
Cibicides lobatulus (WALK e JAC.)
Nonion boueanum (D'ORB.)
Nonion padanum PERCONIG
Elphidium aculeatum (D'ORB.)
Globigerina quinqueloba NATL.
Globorotalia pliocenica MISTRETTA
Globorotalia puncticulata (DESH.)
Bolivina spathulata (WILL.)

Per la presenza di numerosi esemplari di *Chlamys scabrella*, di *Chlamys bollenensis*, che solo sporadicamente sembrano persistere nel Calabriano, e per la citata associazione microfaunistica i sedimenti grossolani regressivi si possono attribuire al Pliocene medio.

I lembi isolati di conglomerati e sabbie, che affiorano sulle alture di Serra Lappese - Cerro Staccata, di Piani del Mattino, di Bosco S. Giuliano e di C. Monsignore sono stati indicati sulla carta geologica come appartenenti alla fase ingressiva del ciclo; ma mancando ogni altro riferimento sicuro potrebbero anche essere diversamente valutati. I sedimenti grossolani su cui è posta Acerenza potrebbero invece rappresentare l'intero ciclo di una facies più costiera.

10) — Terreni suprapliocenici-calabriani

Al margine orientale della zona in esame affiorano terreni appartenenti ad un secondo ciclo sedimentario suprapliocenico-calabriano. Essi costituiscono la parte superiore della così detta « fossa Bradanica ». Nell'incisione del T. Fiumarella e in altre località, come ad est di Serra dei Pagani (tav. I SE), a Carpineto e a Mass. Polosa (tav. II NE), sono visibili i termini basali, rappresentati da conglomerati poligenici (*Pcg²*), ben cementati e di colore rossastro, cui seguono, in alto, sabbioni giallastri (*Ps²*), a luoghi, come a Mass. Panni e a S. Biagio, di tipo « panchina ». Dalle sabbie si passa poi ad argille azzurre (*QPa*) con rare lenti sabbiose o ciottolose. Tra Serra Altura e il T. Fiumarella si rinvengono, intercalati nelle argille azzurre, olistostromi di materiale flyscioide terziario indicati con la sigla *QPol*.

(6) Le macrofaune sono state studiate dalla dott.ssa M. L. NICOSIA del Servizio Geologico d'Italia, che gli Autori ringraziano.

L'unità pelitica è correlabile con le *argille azzurre subappenniniche* di AZZAROLI. Nei pressi di Mass. Mecca sono stati prelevati campioni che hanno fornito microfaune attribuibili al Pliocene superiore, nella parte basale, e al Calabriano inferiore, nella parte più alta. Nei campioni più bassi sono stati rinvenuti:

Uvigerina peregrina CUSH.
Valvulineria bradyana (FORNASINI)
Globigerinoides gomitulus (SEGUENZA)
Sphaeroidina bulloides D'ORB.
Sigmoilina coelata (COSTA)
Orbulina universa D'ORB.
Bulimina pupoides D'ORB.
Bulimina fusiformis WILLIAMSON
Globorotalia scitula (BRADY)
Cassidulina laevigata carinata SILVESTRI
Dorothia gibbosa (D'ORB.)
Nonion pompilioides (FICH. e MOLL.)
Bolivina alata (SEGUENZA)
Cibicides floridanus (CUSH.)
Globorotalia crassaformis (GALLOWAY e WISSLER)

Nei livelli superiori sono stati rinvenuti invece:

Cassidulina laevigata carinata SILVESTRI
Bulimina fusiformis marginata FORNASINI
Bulimina elongata D'ORB.
Bulimina elegans D'ORB.
Bulimina alata (SEGUENZA)
Globorotalia inflata (D'ORB.)
Globigerina pachyderma (EHRENBERG)
Valvulineria bradyana (FORNASINI)

che sono indicativi di un Calabriano inferiore.

A chiusura del ciclo marino calabriano affiorano sedimenti sabbioso-conglomeratici. Infatti sulle argille giacciono, il più delle volte, le sabbie (*Qs*), ma talora queste sono sostituite da conglomerati poligenici (*Qcg*). Inoltre si osserva che, nella zona in esame, questi ultimi depositi regressivi poggiano sui terreni sottostanti con una discordanza angolare che in taluni punti è abbastanza notevole. E' infine, da rilevare che ad est di Acerenza il contatto tra i sedimenti plio-pleistocenici e quelli flyscioidei è tettonico.

11) — Quaternario continentale

Dopo il ciclo marino plio-calabriano la regione è emersa; i corsi d'acqua hanno così inciso profondamente le formazioni affioranti lasciando, in seguito, i loro depositi terrazzati a diverse altezze. Tale fenomeno è particolarmente evidente sui fianchi del F. Bradano e del T. Fiumarella.

TETTONICA

L'interpretazione dei caratteri strutturali di questa zona dell'Appennino lucano si presenta particolarmente difficile poiché tale area è stata sottoposta, a più riprese, ad azioni orotettoniche ed i movimenti più recenti hanno in genere obliterato o mascherato l'evidenza di quelli più antichi. Inoltre gli elementi stratimetrici utili a definire i caratteri strutturali sono risultati talora molto scarsi per la presenza di spesse coltri detritiche e di estese aree franose (come, ad esempio, ad ovest del T. Tiera).

Tuttavia possiamo dire che le serie continue costituite dalle varie unità litostratigrafiche precedentemente descritte presentano assetti strutturali dissimili solo perché esse hanno reagito in maniera diversa alle sollecitazioni tettoniche; le formazioni flyscioidi a componente prevalentemente pelitica, oppure quelle diasprino-calcaree sottilmente stratificate, hanno dato origine a strutture plicative, con pieghe di vario tipo; le unità prevalentemente psammitiche si sono suddivise in blocchi, di solito monoclinali o con pieghe a grande raggio di curvatura.

Dobbiamo pure aggiungere che i terreni più recenti mostrano strutture tettoniche relativamente semplici, rappresentate generalmente da blande sinclinali o da monoclinali poco inclinate.

Ma il fatto più importante ci sembra consistere nell'aver facilmente individuato il parallelismo tra le direttrici tettoniche principali della zona e le direzioni strutturali appenniniche, mentre le direttrici secondarie sono orientate trasversalmente alle precedenti. Ciò risulta dalle seguenti osservazioni preliminari:

1) — nella zona tra il T. Tiera e Piano La Giova, i sedimenti argillitico-marnosi delle unità *av* e *fCP*, che qui predominano, occupano un ampio sinclinorio, con asse diretto NW-SE, nel cui nucleo giacciono quasi sempre le *arenarie di Stigliano*;

2) — in sinistra del T. Tiera (nelle località Mass. del Sindaco e Mass. Branca) e nei dintorni di Vaglio Basilicata si individuano strutture rappresentate da pieghe-faglie o da pieghe-faglie con ribaltamenti verso SW, smembrate e spostate da faglie più recenti. Tali strutture, messe in evidenza da CENTAMORE e LANARI (1968), caratterizzano una fase tettonica antica, pre-pleiocenica;

3) — l'area in esame appare interessata da due sistemi di faglie; il primo con direzione all'incirca appennina (NW-SE); il secondo, invece, orientato NE-SW. Quest'ultimo sistema sembra essersi manifestato in età più recente. Tra le faglie longitudinali alcune sono chiaramente dirette, mentre altre sembrano inverse. Alle fratture trasversali è legata in qualche caso la presenza di acque sulfuree, associate talora a « vulcani di fango ».

Da queste brevi esemplificazioni appare che lo scompaginamento o la pretesa giacitura caotica

e disordinata dei sedimenti flyscioidi non trovano giustificazione. Sulla base di quanto osservato sul terreno sembrerebbe inoltre lecito respingere anche la validità delle affermazioni circa l'indipendenza dell'assetto tettonico e dello stile strutturale delle presunte coltri telealloctone rispetto a quelli dei terreni sicuramente autoctoni.

Per quanto si riferisce alle indicazioni di STGNORINI, relative allo stile a « scaglie tettoniche », vedremo ora in dettaglio i risultati del nostro studio.

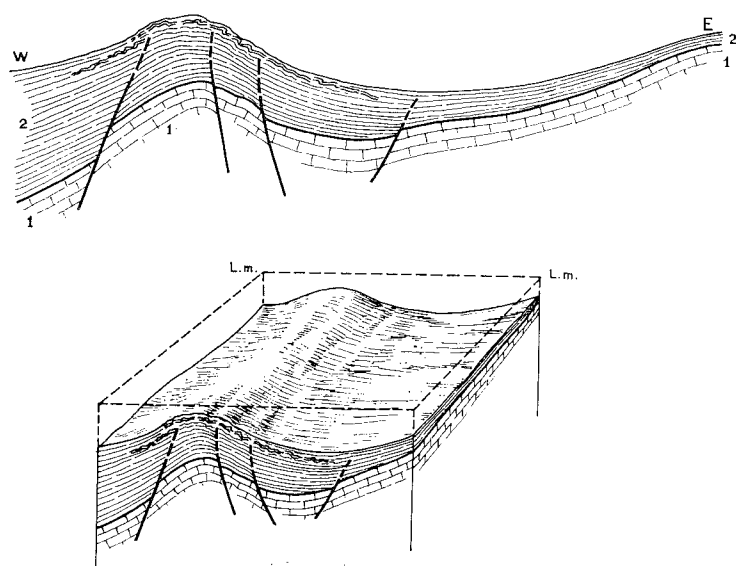
Tra le dislocazioni ad orientamento appenninico alcune sono state interpretate come linee di accavallamento, delimitanti il bordo orientale di zolle tettoniche spostate verso NE. Esse sono rappresentate dalla faglia che passa ad est del Monte Solario e di Pietragalla, da quella che dal V. di Lifo si prolunga sino a Bosco San Giuliano e dall'altra, situata a nord di Acerenza, che mette in contatto i terreni quaternari con quelli più antichi qui rappresentati dalle *argilliti varicolori* e dalla soprastante *formazione della Daunia*.

Già sulla base degli elementi di diagnosi ricavati dal rilevamento geologico, l'andamento di tali linee di discontinuità strutturale farebbe escludere l'esistenza di sole strutture a « scaglie tettoniche » con vergenza a NE poiché le superfici delle faglie dianzi citate presentano variabili immersioni. Infatti, lungo una medesima linea di dislocazione si osserva che l'immersione a SW della superficie di faglia si manifesta solo in alcuni tratti, raggiungendo anche valori di 30-40° e apparendo come faglia inversa, mentre in altri luoghi tale superficie risulta verticale o prossima alla verticale ma con immersione verso NE, cioè con caratteristiche di faglia diretta. Queste variazioni si osservano, in particolare, lungo la faglia che dal V. di Lifo si prolunga verso Bosco San Giuliano: nel primo tratto meridionale essa è subverticale, con caratteristiche di faglia diretta, mentre tra il Vallone la Chianga ed il T. Alvo, in corrispondenza di una zona rialzata da due faglie trasversali, la sua superficie è inclinata di 30-40° verso SW e sembra definire un limitato sovrascorrimento verso NE. A nord del T. Alvo la superficie di discontinuità, pur essendo sempre subverticale, è piuttosto ondulata, con caratteristiche ora di faglia diretta ora di faglia inversa.

Si deve ora sottolineare che i più evidenti caratteri di faglia inversa con limitato sovrascorrimento si manifestano soltanto in corrispondenza di zolle relativamente rialzate per effetto di faglie trasversali manifestatesi successivamente a quella longitudinale. Ed è pure opportuno rilevare che, in corrispondenza delle linee tettoniche citate, i sedimenti non presentano quegli effetti della tettonizzazione che ci si dovrebbe attendere e che altrove si vedono, allorché i depositi flyscioidi plastici, e quindi facilmente deformabili, sono interessati da fasi di compressione e, addirittura, da accavallamenti tettonici.

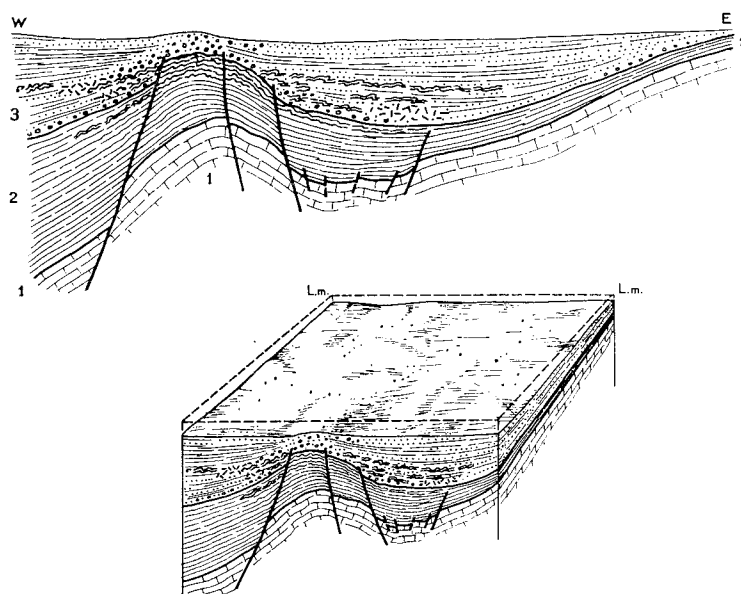
Dovendosi quindi escludere, per osservazione diretta, l'esistenza di uno stile a faglie inverse o a scaglie tettoniche, si deve comunque dare un'inter-

SCHEMA DELL'EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLA REGIONE



Tav. 1

Alla fine del Miocene superiore i primi movimenti verticali provocano inarcamento e leggeri sbloccamenti del substrato; la copertura flyscioide subisce scivolamenti corticali in corrispondenza delle zone sollevate.



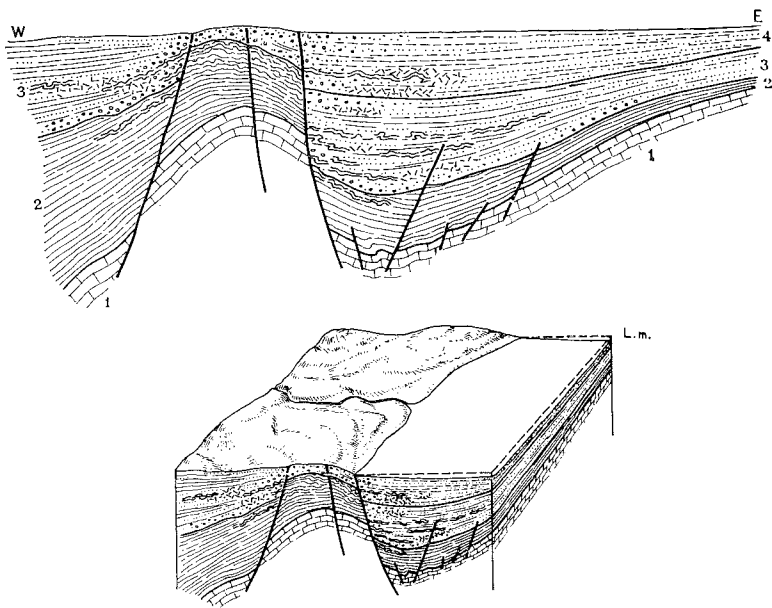
TAV. 2

Alla fine del Pliocene inferiore-medio il basamento si è ulteriormente sbloccato, e si sono sviluppate per subsidenza la depressione intrappenninica (ad ovest) e la fossa bradanica (ad est); dai bordi più rialzati scivolano, entro i bacini suddetti, olistostromi e placche di terreni flyscioidi.

LEGENDA DELLE TAVOLE 1-4

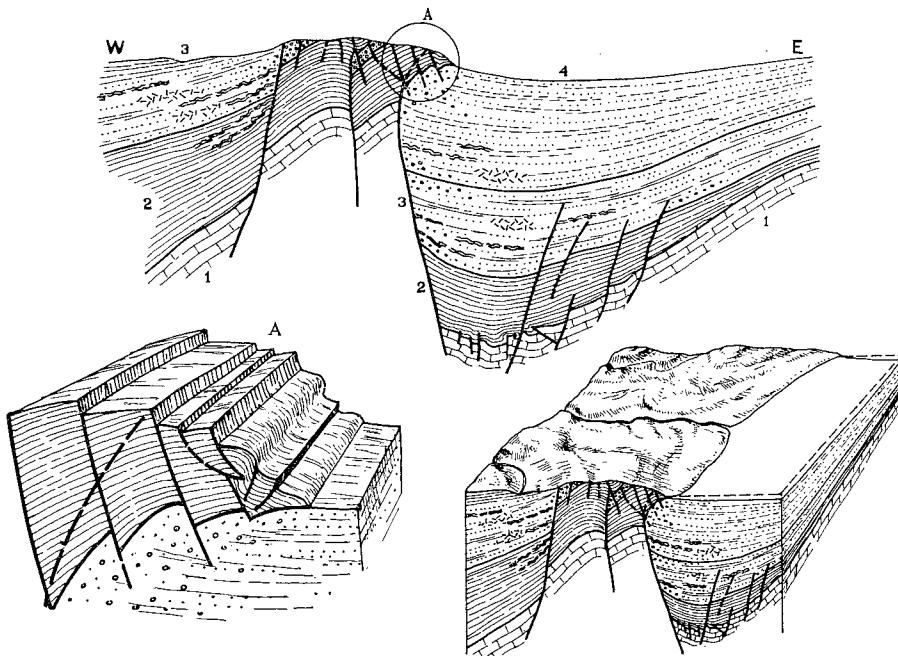


1) basamento calcareo - 2) sedimenti di differenti facies dal Paleogene al Miocene - 3) depositi pliocenici - 4) depositi pleistocenici - a) placche di sedimenti oligo-miocenici - b) olistostromi.



TAV. 3

Nel Pliocene medio-superiore la regione appenninica, ad ovest, si solleva fino ad emergere, mentre la fossa bradanica, ad est, continua la sua subsidenza, favorendo i fenomeni gravitativi dai bordi rialzati.



TAV. 4

Durante il Calabriano, i sedimenti flyscioidi del bordo orientale dell'Appennino si accatastano sui sedimenti pliocenici e pleistocenici della fossa bradanica a causa dello squilibrio creato dalla veloce subsidenza della parte occidentale della fossa stessa.

pretazione dei presunti limitati fenomeni di sovrascorrimento, come quello già citato tra il Vallone La Chianga ed il T. Alvo.

Per far ciò riteniamo opportuno tentare ora una possibile ricostruzione della evoluzione geologica della regione in esame analogamente a quanto è stato proposto da E. CENTAMORE, U. CHIOCCHINI, A. JACOBACCI, G. LANARI e G. SANTAGATI (in corso di stampa) per l'area nord-occidentale del F° 187 « Melfi » (Tav. 1-4).

In un primo tempo si sarebbe avuta una sedimentazione continua e relativamente tranquilla dall'Oligocene al Tortoniano, sia pure con notevoli variazioni orizzontali delle litofacies dei depositi flyscioidi, distribuiti in base all'azione molto spesso esplicata dalle correnti sottomarine (JACOBACCI e MARTELLI 1957c).

La fine del ciclo di sedimentazione del flysch miocenico è da porsi in relazione ai primi movimenti a componente verticale che avrebbero provocato l'inarciamento ed il parziale sbloccamento del substrato. L'innalzamento differenziato dei vari blocchi avrebbe provocato locali ma vistosi fenomeni di « slittamento » per gravità dei sedimenti flyscioidi verso le zone depresse.

Questo particolare tipo di tettonica gravitativa avrebbe ristabilito un temporaneo equilibrio morfologico, interessando i sedimenti plastici superficiali e provocando talora una serie di strutture a pieghe che, in particolare, nella nostra zona, hanno vergenza a SW.

Più tardi, ristabilitosi il regime marino durante il Pliocene inferiore, i movimenti verticali differenziali dovevano ancora continuare anche se più debolmente. Infatti, proprio allora si cominciano a delineare, ad oriente, la depressione strutturale della « fossa bradanica » e, ad occidente, la « depressione intrappenninica ». Successivamente la « fossa bradanica » continua ad abbassarsi, mentre l'area appenninica inizia il movimento inverso. In conseguenza di ciò si hanno ancora scendimenti gravitativi ed olistostromi di masse flyscioidi dai bordi rialzati verso l'interno dei bacini.

Dopo una breve stasi corrispondente, grosso modo, al Pliocene medio, durante il Pliocene medio-superiore il diastrofismo, sempre a componente esclusivamente verticale, si sarebbe ulteriormente sviluppato, esaltando sia le faglie dirette preesistenti (con rigetto piuttosto notevole) tra l'Appennino ed il bordo occidentale della « fossa bradanica », sia i conseguenti fenomeni olistostromici e di scendimento verso la stessa fossa. A questo sistema di dislocazioni, che ha portato i sedimenti del Pliocene inferiore-medio a notevoli altezze, dovrebbero appartenere le tre faglie prima menzionate.

Durante il Pliocene superiore e l'inizio del Calabriano la subsidenza, che continuava in maniera piuttosto veloce nel bordo occidentale della « fossa bradanica » avrebbe esercitato una azione di richiamo verso est sulle strutture appenniniche, provocando il formarsi delle prime faglie trasversali.

La progressiva azione di queste ultime avrebbe causato il lento accatastamento verso E e NE delle

zolle rialzate. Le superfici delle faglie preesistenti avrebbero ruotato verso oriente permettendo l'asestamento di sedimenti più antichi su quelli più recenti così da simulare, lungo il loro contatto, l'esistenza di fenomeni di sovrascorrimento. Un ulteriore sbloccamento avrebbe poi provocato altre faglie dirette che talora hanno intersecato le preesistenti disgiunzioni.

La fase di richiamo verso oriente avrebbe infine provocato, durante il Calabriano, una modesta traslazione nello stesso senso delle formazioni affioranti, con locali scollamenti di terreni flyscioidi che si spostavano verso il bacino bradanico, giungendovi sia sotto forma di pacchi di strati, sia sotto forma di olistostromi.

*Servizio Geologico d'Italia e
Istituto di Mineralogia e Geologia
dell'Università di Camerino - giugno 1969.*

BIBLIOGRAFIA

- BOENZI F., CIARANFI N. & PIERI P. (1968) - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Accettura e di Oliveto Lucano (tav. 200 III NE, IV SE e IV NE)*. Mem. Soc. Geol. It., 7 (3).
- BOENZI F. & CIARANFI N. (1968) - *Sulla presenza di depositi da frane sottomarine nelle argille varicolori dell'Appennino lucano*. Boll. Soc. Geol. It., 87 (3).
- BOENZI F. & CIARANFI N. (1970) - *Stratigrafia di dettaglio del Flysch di Gorgoglione (Lucania)*. Mem. Soc. Geol. It., 9 (1).
- CARISSIMO L., D'AGOSTINO O., LODDO C. & PIERI M. (1963) - *Petroleum exploration by AGIP Mineraria and new geological information in central and southern Italy from the Abruzzi to the Taranto Gulf*. 6th Petr. Int. Congr., s. 1, Frankfurt a. M.
- CASNEDI R. (1964) - *Rapporti tra flysch e Pliocene nella zona Fiume Basento-Stigliano (Potenza)*. Atti Soc. It. Sc. Nat. Mus. Civ. Storia Nat. 103 (3).
- CENTAMORE E. & LANARI G. (1968) - *Considerazioni sulla vergenza di alcune strutture nelle formazioni flyscioidi lucane*. Boll. Soc. Geol. It., 87 (2).
- CENTAMORE E. (1969) - *Contributo alla geologia della Basilicata; la stratigrafia dei complessi in facies di flysch affioranti nel secondo quadrante del Foglio 187 « Melfi » - Nota preliminare*. Boll. Serv. Geol. d'It., 89.
- CENTAMORE E. & VALLETTA M. (1969) - *Contributo alla conoscenza geologica dell'Appennino molisano*. Boll. Serv. Geol. d'It., 89.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., JACOBACCI A., LANARI G. & SANTAGATI G. - *Geologia della zona nord-occidentale del F° 187 « Melfi »*. In corso di stampa.

- CHECCHIA RISPOLI G. (1935) - *Su di una formazione miocenica dell'Appennino della Capitanata*. Rend. R. Acc. dei Lincei Cl. di Sc. Fis. Mat. e Nat., 22.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1941) - *Osservazioni geologiche sull'Appennino pugliese*. Rend. R. Acc. d'It. Cl. di Sc. Fis. e Nat., s. 7,2.
- CHIOCCHINI U. (1969a) - *Olistostromi nei dintorni di Montemarano (F° 186 «S. Angelo dei Lombardi» - IV NO)*. Boll. Soc. Geol. It., 88 (2).
- CHIOCCHINI U. (1969b) - *Una serie oligo-miocenica a nord di Torella dei Lombardi (F° 186 «S. Angelo dei Lombardi» - IV NE)*. Boll. Serv. Geol. d'It., 89.
- CHIOCCHINI U. (1970) - *Flysch oligo-miocenico e sedimenti pliocenici tra S. Angelo dei Lombardi e Luogosano*. Boll. Serv. Geol. d'It., 90.
- CROSTELLA A. & VEZZANI L. (1964) - *La geologia dell'Appennino foggiano*. Boll. Soc. Geol. It., 83 (1).
- CROSTELLA A. & STROCCHI M. (1969) - *Geologia e geofisica della zona di Tricarico (Lucania)*. Boll. Soc. Geol. It., 88, (1).
- DE LORENZO G. (1937) - *Geologia dell'Italia meridionale*. Nuova ediz. a cura di G. D'Erasmus.
- DE JONG K. A. (1967) - *Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., 86 (4).
- FLANDRIN J. (1948) - *Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algerien*. Bull. Serv. Carte Geol. Algerie, 19.
- FLORES G. (1959) - *Evidence of slump phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in Sicily*. Proc. V. World Petrol. Congr., Nem York.
- IPPOLITO F. & LUCINI P. (1956) - *Il flysch dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., 75 (3).
- JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1957a) - *Appunti sul rilevamento geologico dei Fogli 173 «Benevento» e 174 «Ariano Irpino»*. Boll. Serv. Geol. d'It., 79.
- JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1957b) - *Alcuni risultati del nuovo rilevamento geologico del versante settentrionale dei Monti Peloritani*. Boll. Serv. Geol. d'It., 79.
- JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1957c) - *Introduzione allo studio dei sedimenti miocenici dell'Irpinia e del Sannio*. Boll. Serv. Geol. d'It., 79.
- JACOBACCI A. (1962) - *Evolution de la fosse miocène de l'Appennin apulo-campanien (Italie meridionale)*. Bull. Soc. Geol. de France, s. 7, 4 (5).
- JACOBACCI A. (1965) - *Frane sottomarine nelle formazioni geologiche. Interpretazione dei fenomeni olistostromici e degli olistoliti nell'Appennino e in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. d'It., 86.
- MARINI M. (1967) - *Osservazioni sul flysch dell'Appennino campano-lucano fra Laviano (Salerno) e Sant'Ilario di Atella (Potenza)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, 5 (1).
- NOTE ILLUSTRATIVE DELLA CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:100.000 F° 155 «S. Severo» (1970). A cura di A. BONI, R. CASNEDI, E. CENTAMORE, P. COLANTONI, G. CREMONINI, C. ELMI, A. MONESI, R. SELLI & M. VALLETTA.
- NOTE ILLUSTRATIVE DELLA CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:100.000 F° 163 «Lucera» (1967). A cura di A. JACOBACCI, A. MALATESTA, G. MARTELLI & G. STAMPANONI.
- NOTE ILLUSTRATIVE DELLA CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:100.000 F° 174 «Ariano Irpino» (1967). A cura di A. JACOBACCI & G. MARTELLI.
- NOTE ILLUSTRATIVE DELLA CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:100.000 F° 211 «S. Arcangelo» (1969). A cura di L. OGNIBEN.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Siciliana, 11, 64-65.
- OGNIBEN L. (1963 a) - *Le formazioni tipo Wild-flysch delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 24.
- OGNIBEN L. (1963 b) - *Il flysch Numidico nel quadro della geologia della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., 4.
- OGNIBEN L. (1964) - *Temi di geologia siciliana e calabrese nei lavori 1962-63 dell'Istituto di Geologia di Catania*. La Ric. Scient., 4 (11).
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8 (4).
- PALMENTOLA G. (1967) - *Sui rapporti tra la Formazione di Stigliano e la Formazione di Serra Palazzo nei dintorni di Tolve (Potenza)*. Boll. Soc. Nat., Napoli, 76.
- PALMENTOLA G. (1969) - *Osservazioni stratigrafiche sulla Formazione di Serra Palazzo nei dintorni di Campomaggiore (Potenza)*. Atti Acc. Gioema Sc. Nat., s. 7, 1.
- PALMENTOLA G. (1970) - *Nuovi dati e considerazioni sulla Formazione di Serra Palazzo in Lucania*. Mem. Soc. Geol. It., 9 (1).
- REDINI R. (1958) - *Nota preliminare sui risultati del rilevamento geologico di una parte del primo quadrante del F° 187 «Melfi» (Appennino meridionale), con riferimenti a questioni riguardanti idrocarburi*. Boll. Serv. Geol. It., 80.

- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. d'It., 3.
- SIGNORINI R. (1939) - *Sulla tettonica dei terreni mesozoici nell'Appennino lucano*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s. 6, 29.
- SIGNORINI R. (1947) - *Struttura marginale dell'Appennino Lucano*. Atti Acc. Lincei Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., s. 8, 2.
- SIGNORINI R. (1956) - *Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose*. Boll. Soc. Geol. It., 75 (3).
- VAN BEMMELEN R. W. (1967) - *Fenomeni geodinamici*. Mem. Geopal. Univ. Ferrara, 1 (3).
- VEZZANI L. (1968 a) - *Stratigrafia dei terreni inframesopliocenici di Ruvo del Monte (Potenza)*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 4, 9 (7).
- VEZZANI L. (1968 b) - *Geologia della tavoletta Castronuovo di S. Andrea (Prov. di Potenza, F^o 211 IV SE)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 6, 19.
- WEZEL F. C. (1966) - *La cenozona a Globorotalia foshi nel flysch esterno della Lucania*. Riv. It. Pal. e Strat., 72 (4).
- WEZEL F. C. (1967a) - *Lineamenti sedimentologici del Flysch Numidico della Sicilia nord-orientale*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 26.
- WEZEL F. C. (1967 b) - *Numidian Flysch - «Reitano Flysch»* in: A. ANGELUCCI, E. DE ROSA, G. FIERRO, M. GNACCOLINI, G. B. LA MONICA, B. MARTINIS, G. C. PAREA, T. PESCATORE, A. RIZZINI & F. C. WEZEL. *Sedimentological characteristics of some italian turbidites*. Geol. Romana, 6.
- WEZEL F. C. (1968) - *Osservazioni sui sedimenti dell'Oligocene-Miocene inferiore della Tunisia settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., 7 (4).

CARTE GEOLOGICHE

- Carta Geologica d'Italia (1964) - *Foglio 163 «Lucera» alla scala 1:100.000 (1^a ed.)* rilevata da A. JACOBACCI, G. LONGO, A. MALATESTA, G. MARTELLI, U. PERNO, G. STAMPANONI.
- Carta Geologica d'Italia (1963) - *Foglio 174 «Ariano Irpino» alla scala 1:100.000 (1^a ed.)* rilevata da A. JACOBACCI, G. MARTELLI, U. PERNO, G. STAMPANONI, geologi dell'AGIP.
- Carta Geologica d'Italia (1970) - *Foglio 186 «S. Angelo dei Lombardi» alla scala 1:100.000 (1^a ed.)* rilevata da F. BROGINI, U. CHIOCCHINI, E. DAVICO, D. IMPARATO, M. MARINI, G. SANTAGATI, G. ZANZUCCHI.
- Carta Geologica d'Italia (1970) - *Foglio 187 «Melfi» alla scala 1:100.000 (1^a ed.)* rilevata da C. BERGOMI, F. BROGINI, E. CENTAMORE, U. CHIOCCHINI, O. HIEKE MERLIN, D. IMPARATO, L. LA VOLPE, V. MANGANELLI, M. MARINI, S. MOTTA, G. NAPPI, G. PICARRETTA, R. REDINI, G. SANTAGATI, G. STAMPANONI.

FINITO DI STAMPARE
NELLA TIPOGRAFIA TONNARELLI
DI CAMERINO - DICEMBRE 1971