

CARLO F. BONI

Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Roma

LA GEOLOGIA DEI MONTI TIBURTINI (LAZIO)

Vengono esposti i risultati di uno studio geologico condotto sui Monti Tiburtini (Lazio), che costituiscono l'estrema propaggine meridionale dell'arco sabino. La serie sedimentaria, probabilmente continua dal Lias superiore fino almeno al Miocene inferiore (mancano affioramenti dell'Eocene superiore e dell'Oligocene inferiore), conserva molte analogie con la facies umbra. Ha tuttavia subito costantemente l'influenza di un vicino ambiente di soglia e di piattaforma, da cui sono giunti, in maggiore o minore misura a seconda dei periodi, materiali detritici tipici di facies bordiera; orizzonti detritici si trovano quindi intercalati a sedimenti pelagici. Lo studio delle litobiofacies indica un ambiente di sedimentazione vicino alla zona di scarpata che collega un bacino pelagico con una piattaforma bordata da scogliere.

Il Lias superiore è riferibile alla facies di « rosso ammonitico »; il Dogger-Malm inferiore è rappresentato da calcari detritici con *Protopenerothis striata* WEYNSCHENK (per la prima volta segnalata nella serie sabina) e corrisponde ai « calcari granulari » che il LOTTI riferiva al Dogger nella serie di transizione sabina. Seguono i « calcari diasprini » e gli « scisti ad Aptici » (Malm medio e superiore escluso il Titonico superiore) con al tetto un livello a *Saccocoma* associato a *Calpionella alpina*. Questa associazione segna il passaggio alla « maiolica », che sui monti di Tivoli è caratterizzata da orizzonti detritici (Titonico superiore - Neocomiano). Al di sopra stanno pochi metri di « scisti a Fucoidi » con faune riferibili all'Aptiano-Albiano. I calcari e i calcari marnosi con selce in facies di « scaglia » sono ridotti a soli 50 metri; seguono 500 metri circa di brecciole calcaree che divengono al tetto grossolane fino a passare a puddinghe e a un conglomerato a ciottoli evoluti. La facies detritica è intercalata da sottili livelli di marne e calcari marnosi a Globotruncane. Durante l'Eocene inferiore si è deposto un materiale finemente detritico che passa a brecciole organogene con Nummuliti ed Alveoline; mancano affioramenti dell'Eocene medio e superiore e dell'Oligocene inferiore. I terreni dell'Oligocene sup.-Miocene inf., che stanno in contatto tettonico con i calcari eocenici, sono costituiti da marne e brecciole organogene con *Lepidocyclina* e *Miogypsina*.

Le linee tettoniche fondamentali sono date da tre pieghe rovesciate a SE e parzialmente accavallate. Un basculamento del substrato rigido liassico con sollevamento a NW ha determinato lo scivolamento verso SE della serie stratificata sovrastante i calcari massicci, con un raccorciamento complessivo valutabile a circa cinque chilometri. Ne è derivato uno stile eminentemente plastico dovuto ad una tettonica plicativa epidermica; lo scollamento sarebbe avvenuto all'altezza del « rosso ammonitico », che avrebbe agito da orizzonte di scivolamento. A tergo delle strutture tiburtine non si ha oggi alcuna traccia del basamento, ma solo una serie di faglie dirette a grande rigetto vistosamente segnate da venute di acque termali e depositi travertinosi che stanno a dimostrare l'entità del collasso subito dal basamento calcareo. Si sottolinea infine che gli assi tettonici dell'arco sabino meridionale assumono un andamento normale a quello degli assi tettonici dei rilievi del Lazio meridionale.

Le determinazioni paleontologiche sono state effettuate nel laboratorio di Micropaleontologia di questo Istituto.

Il lavoro è stato eseguito con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche (Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie).

INTRODUZIONE

A soli 30 chilometri a NE di Roma, sulla riva sinistra dell'Aniene, sorgono i Monti Tiburtini, che costituiscono l'estrema propaggine meridionale dell'Arco Sabino. Sono formati da tre rilievi allineati da NW verso SE, che si innalzano, piuttosto bruscamente, dai 100 metri di quota della campagna Romana, fino ai 598 metri di Monte S. Angelo in Arcese.

Gli studi che riguardano direttamente la geologia dei Monti Tiburtini sono piuttosto scarsi. Dopo

i vecchi lavori di CANAVARI e CORTESE (1881), CLERICI (1907), VERRI e CLERICI (1907), che riportano dati inesatti circa la successione stratigrafica e fanno solo alcuni accenni alla tettonica, si deve attendere il 1953 (ALBERTI) per avere le prime osservazioni precise. L'Autore riferisce la serie tiburtina alla « facies umbra » e considera il rilievo come una monoclinale liassico-cretacica rotta da faglie. Successivamente CARBONI (1954) ha aggiornato la vecchia carta geologica (il Foglio 150 « Roma » è datato 1882) sulla base di una nuova serie stratigrafica e ha presentato il primo

studio tettonico. Il BENELLI (1962) sulla base del lavoro di CARBONI, e senza aver condotto uno studio diretto sulla zona, trae alcune conclusioni di ordine tettonico che inserisce in uno schema più generale, riguardante l'intera catena Sabina.

Numerosi sono invece i lavori antichi e recenti, che interessano l'arco sabino meridionale. Si sono occupati della regione fra gli altri CREMA (1910), PREVER (1912), LOTTI (1926), MERLA (1944), MANFREDINI (1947), ALBERTI (1953). Recentemente sono stati pubblicati numerosi studi eseguiti presso l'Istituto di Geologia dell'Università di Roma (allora diretto da C. MAXIA), dal '52 al '56 che vengono riportati in bibliografia.

Fra questi vanno ricordati i lavori di G.C. NEGRETTI sui Monti Prenestini e particolarmente quello che tratta l'evoluzione paleogeografica della Valle Latina settentrionale, sintesi degli studi condotti dall'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Roma in un decennio. Le ipotesi avanzate da G.C. NEGRETTI (1957) sulla successione degli eventi geologici che dal Cretaceo ad oggi hanno interessato l'area in studio, trovano una ulteriore conferma nei nuovi dati raccolti.

Gli Autori sono oggi concordi nell'ammettere che la serie stratigrafica sia completa dal Lias inferiore al Miocene; qualche ambiguità sussisteva a proposito di una lacuna oligocenica, già ipotizzata da CREMA e PREVERT, e successivamente smentita da studi più recenti. La serie sabina è sostanzialmente analoga a quella umbra; se ne differenzia principalmente per la presenza di intercalazioni detritiche, particolarmente abbondanti nei terreni del Dogger, del Cretaceo e del Terziario.

Tutti gli Autori sono egualmente concordi nell'ammettere, al margine orientale della catena, la presenza di una serie rovesciata mesozoico-terziaria, sovrascorsa sui terreni miocenici; alcuni considerano la struttura come una monoclinale rovesciata e fagliata, altri la interpretano come il fianco di una piega-faglia. Il BENELLI avanza l'ipotesi che il sovrascorrimento sia dovuto ad una tettonica di tipo gravitativo che ha interessato la serie stratificata posta sopra i calcari massicci del Lias inferiore.

Le direttrici tettoniche fondamentali che interessano la serie plastica non si discostano molto da un allineamento meridiano, con tendenza a disporsi in direzione NE-SW procedendo da Nord verso Sud.

Queste brevi e generiche note riassuntive sulla geologia sabina servono forse a meglio compren-

dere i risultati di questo lavoro che va visto come uno studio di dettaglio su una modesta area, ben delimitata, e non come lavoro di portata regionale.

STRATIGRAFIA

Viene di seguito descritta la serie sedimentaria che si è deposta in continuità dal Lias superiore almeno fino all'Eocene medio. Nulla di preciso si può dire dell'Eocene superiore e dell'Oligocene perché, al bordo orientale del rilievo, il Langhiano risulta in ogni punto sovrascorso da terreni eocenici. Dopo il corrugamento e l'emersione si è deposta la potente coltre di tufi litoidi del vulcanismo quaternario albano, che bordano il rilievo e si conservano ancora in lembi sparsi in alcune depressioni a quote più elevate.

La serie tiburtina conserva molte caratteristiche della serie umbra, almeno per i terreni mesozoici; è parso pertanto opportuno, per maggiore chiarezza e uniformità, adottare, fin dove è stato possibile, la suddivisione classica dei terreni umbri, conservando il criterio di studio formazionale e le corrispondenti denominazioni ormai consacrate dall'uso. È bene tuttavia chiarire che le formazioni tiburtine, pur conservando in linea di massima le caratteristiche litologiche delle omonime ombre, mostrano differenze spesso sostanziali, che verranno via via dettagliatamente descritte. La differenza più evidente fra le due serie è dovuta al fatto che i terreni tiburtini sono caratterizzati dalla presenza costante, e a volte imponente, di intercalazioni detritiche provenienti da un ambiente di soglia e di piattaforma, che mancano nelle tipiche serie ombre. Tali intercalazioni, meno abbondanti e frequenti, si trovano nei terreni sabini, a Nord di Tivoli in misura meno marcata, specialmente nei terreni più recenti del Cretaceo medio-superiore. La natura delle intercalazioni clastiche permette di trarre significative indicazioni paleo-ambientali e di seguire l'evoluzione di un bacino posto ai piedi di una scarpata che ha diviso un ambiente di mare aperto da una zona di piattaforma bordata da scogliere.

Lias superiore

Rosso ammonitico - Il Lias è scarsamente rappresentato; l'unico affioramento, molto limitato, si incontra immediatamente a Sud dell'abitato di Tivoli, lungo la provinciale Tivoli - San Gregorio, in località Tiro a Segno.

Si tratta per lo più di un ammasso caotico di marne verdi laminate, associate a calcari marnosi in frammenti. Solo in corrispondenza di Costa Ripoli la stratificazione appare distinta ed è possibile seguire il regolare passaggio ai termini superiori. L'affioramento, al letto, risulta in evidente contatto tettonico con i calcari bianchi del Neocomiano; il limite di tetto non è netto, per cui è stato posto arbitrariamente dove scompaiono le alternanze marnose.

Alla base si trovano marne verdi o grigio-verdi, molto laminate, con Fucoidi, Brachiopodi e Ammoniti, per lo più allo stato di impronta; le marne, in strati di circa 30 cm, sono in alternanza con calcari marnosi verde-pallido o avana che divengono via via dominanti salendo la serie.

L'esame delle litofacies ha rilevato alla base l'assoluta prevalenza di micriti e biomicriti a radiolari e *filaments* spesso isorientati. Negli ultimi cinque campioni esaminati, in corrispondenza della fascia di passaggio di tetto, compaiono le prime pelmicriti che denunciano un più alto livello energetico del mezzo.

Lo studio micropaleontologico ha rilevato solo la presenza di una fauna banale: assoluta prevalenza di Radiolari associati a gusci di Lamelli-branchi pelagici (*Posidonomya?*), rarissime *Lagenidae*, *Texutalaridae* e *Dentalinae*. S. CARBONI (1954) aveva determinato le seguenti forme: *Hammatocheras porcarellense* BON., *Pseudolioceras compactile* SIMPS., *Pseudogrammoceras quadratum* HAUG, *Harpoceras falcifer* SOW. e *Phylloceras* sp., riferite tutte a specie toarciane. L'attribuzione al Toarciano delle marne verdi ammonitifere concorda bene con la datazione dei calcari sovrastanti che, come si dirà in seguito, sono riferibili con certezza al Dogger.

La formazione non affiora in tutta la sua potenza, ma risulta ridotta per tettonica alla base, dove dominano le marne tenere; si sono conservati solo i 35 metri di tetto, più consistenti per la maggiore incidenza dei livelli calcareo-marnosi.

Dogger - Malm Inferiore

Calcari granulari - La « formazione dei calcari granulari » segue in regolare continuità ai calcari marnosi ammoniferi del Lias superiore. Affiora al nucleo delle due pieghe nord-occidentali (vedi Tettonica), ed è costituita da calcari selciferi nocciola o rosati in strati e banchi irregolari con intercalazioni detritiche e argillose. Non affiora in continuità; tuttavia, fatte le dovute correlazioni fra i

vari affioramenti, la sua potenza si può stimare a 240 metri circa.

La base segue regolarmente ai calcari marnosi del Lias superiore e affiora per una potenza di circa 90 metri lungo Costa Ripoli, dove, a quota 400, la serie viene interrotta da una faglia. La parte superiore affiora immediatamente a Sud, sul fianco occidentale di Colle Ripoli. La continuità stratigrafica fra i due affioramenti, dedotta inizialmente dai motivi strutturali, è stata pienamente confermata dallo studio micropaleontologico e sedimentologico.

Sul terreno è difficile distinguere fra loro la porzione di tetto e di letto, perchè presentano caratteristiche litologiche pressoché identiche, se si fa eccezione per la maggiore incidenza di livelli oolitici e detritici nella parte superiore. L'intera serie è infatti caratterizzata dalla presenza di zone oolitiche e detritiche che alla base compaiono in fiamme e lenti in seno alle micriti, mentre assumono una sempre più spiccata individualità, fino a formare bancate lentiformi e detritiche, prive di evidente gradazione procedendo verso il passaggio di tetto.

Al tetto del Lias seguono circa 90 metri di calcari nocciola e rosati irregolarmente stratificati, o disposti in banchi lentiformi, a fiamme oolitiche e detritiche, che raggiungono lo spessore massimo di due metri. Frequente la selce in arnioni e liste varicolori, rari o comunque poco visibili sottili livelli di marne verdi che segnano i giunti di stratificazione. Seguono 50 metri di calcari sottilmente stratificati alternati a frequenti e sottili livelli di marne verdi e a liste diasprine varicolori. Questa fascia, molto plastica, intensamente piegata, compressa e laminata fa passaggio superiormente a calcari selciferi nocciola irregolarmente stratificati, con bancate oolitiche e detritiche ed entrochi, potente nel complesso circa 100 metri.

Lo studio delle litofacies ha mostrato una regolarissima alternanza di biomicriti a Radiolari e *filaments* con pelmicriti a parziale ricristallizzazione per circa 30 metri a partire dalla base. Al di sopra compaiono le prime ooliti sempre associate a pellets e contenute in una pasta micritica. Con i primi livelli oolitici appare *Protopenoplis striata* WEYNSCHENK che caratterizza l'intera serie del Dogger superiore - Malm inferiore.

In corrispondenza della fascia mediana prevalentemente marnosa e diasprina si è riscontrata una regolare alternanza di biomicriti e pelmicriti con livelli di biomicriti e livelli oolitici in cemento micritico a parziale ricristallizzazione; sempre intercalati livelli detritici ad entrochi. La sedimenta-

zione riprende in strati e banchi calcarei irregolari dove le biomicriti si alternano irregolarmente a pelmicriti, oomicriti, biomicriti e intramicriti con frammenti organici, banchi ad entrochi (Fig. 1) a cemento micritico che aumentano di frequenza verso l'alto. Non mancano livelli schiettamente micritici privi di clasti. Molte ooliti sono solo superficiali e spesso associate a frammenti organici eterogenei in cemento dilavato parzialmente ricristallizzato. Questo tipo di sedimentazione continua con le medesime caratteristiche di eterogeneità per circa 100 metri fino al tetto della formazione, dove si nota un graduale cambiamento delle condizioni ambientali e una conseguente variazione dei tipi litologici.

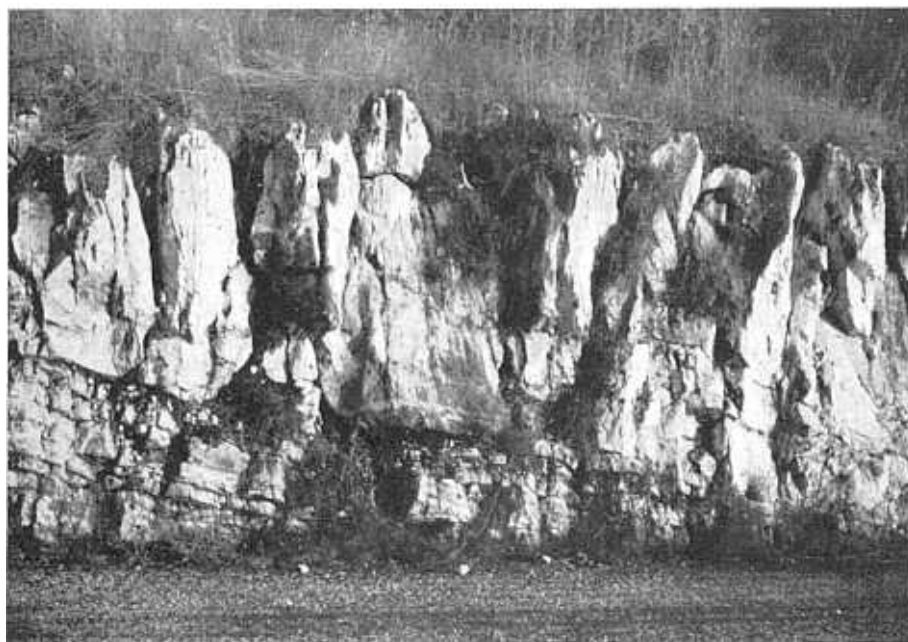


FIG. 1 — Costa Ripoli — formazione dei « calcari granulari ». Bancata di calcare a entrochi del Dogger medio; la potenza della bancata, che supera i tre metri di spessore, contrasta con la stratificazione regolare e sottile delle micriti e oomicriti sottostanti. I terreni del Dogger sono caratterizzati da simili alternanze di episodi a sedimentazione fine e regolare con bancate detritiche grossolane provenienti da un altofondo.

— Costa Ripoli — « Calcari granulari » formation.

Middle Dogger limestone bed with « entrochi ». The thickness of the bed, exceeding 3 m, contrasts with the regular and thin stratification of the underlying micrite and oomicrite. Dogger sediments are characterized by periods of fine and regular sedimentation alternating with a coarser one influenced by the nearness of reefs.

Lo studio micropaleontologico ha riscontrato, alla base, micriti a Radiolari con gusci di Lamelli-branchi pelagici in frammenti. Circa 30 metri sopra la base compare *Protopenneroplis striata* che accompagna costantemente i livelli oolitici e detritici; in alternanza orizzonti micritici a Radiolari, filaments e piccole Textularidi. Tale situazione si ritrova fino a 100 metri dalla base dove compaiono alcuni livelli a *Trocolina*. I campioni successivi sono caratterizzati dalla associazione *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK con *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK. Da segnalare ancora frammenti di Briozoi, Echinidi e Crinoidi nei livelli più grossolani, mentre i livelli micritici alternati sono caratterizzati dalla presenza di Textularidi.

Protopenneroplis striata ha una distribuzione che va dal Dogger superiore al Malm inferiore (FARI-

NACCI 1964) e si trova in genere associata all'oolitico in ambiente di soglia o di piattaforma; è stata recentemente segnalata anche in livelli oosparitici in una facies analoga a quella in studio, nella zona di transizione della Marsica nord-orientale (COLACICCHI 1964).

Sulla base delle considerazioni di carattere paleontologico e sedimentologico è possibile riferire l'ambiente di sedimentazione dei calcari oolitici ad una zona posta ai piedi della scarpata che collega un bacino di mare aperto con una zona di soglia. Infatti a periodi di sedimentazione in ambiente di bassa energia (presumibilmente pelagico e comunque di mare aperto non interessato da forti correnti), con deposizione di Radiolari e Lamellibranchi pe-

lagici isorientati in matrice schiettamente micritica, si alternano fasi di sedimentazione più attiva con formazione di intraclasti e apporti di materiale oolitico e detritico in genere anche grossolano.

La irregolare intercalazione di bancate oolitiche a *Protopenneroplis striata* in cemento micritico con livelli micritici in facies pelagica, va messa in relazione con una vicina zona di soglia dove le ooliti trovano il loro naturale ambiente di formazione e dove *Protopenneroplis striata* raggiunge il massimo sviluppo. L'alternanza di due facies sedimentarie e paleontologiche distinte, date da livelli micritici e biomicritici a Radiolari, filaments e Foraminiferi pelagici da una parte e pelmicritici a bande e livelli oolitici e detritici a *Protopenneroplis striata* dall'altra, trovano, come si è detto, la loro logica giustificazione in un ambiente posto ai piedi di una scar-

pata, dove la sedimentazione pelagica è disturbata da venute di materiali provenienti da un bacino bordiero.

La formazione ora descritta corrisponde, per caratteristiche litologiche e posizione stratigrafica, ai calcari che il LOTTI (1926) indica come « calcari granulari, con frammenti rosci, generalmente sottostanti agli strati calcareo-diasprini ». Il tipo litologico, che è molto diffuso lungo la « linea delle facies » (parte SE dell'Umbria, Terminillo, altipiano di Leonessa, monti di Norcia, ecc), si mostra ovunque povero in macrofossili (fatta eccezione per qualche rara Ammonite di incerta attribuzione e numerosi frammenti di Crinoidi) su cui basare una datazione attendibile. Fino ad oggi i « calcari

marne verdi, potenti nel complesso 70 metri. Alla base prevalgono le alternanze calcaree selciose mentre i livelli marnosi sono rari e sottili; al tetto dominano le marne verdi ad Aptici e rostri di Belemniti con frequenti intercalazioni di strati calcarei e liste di selce. Sul fianco rovescio delle pieghe la formazione risulta ridotta a soli 50 metri, mentre sul fianco normale sono perfettamente conservati anche i 20 metri di « marne ad Aptici » che passano gradualmente ai calcari di tipo « maiolica ».

A causa della riduzione subita dalla serie sul fianco inverso delle pieghe, lungo la S.S. Tiburtina, poco prima del trentesimo chilometro, le « marne ad Aptici » sono appena visibili, fra i « calcari

FIG. 2 — Fianco inverso della piega di Tivoli, formazione dei « calcari diasprini ». Sottili livelli di calcari siltosi alternati a selce policroma del Malm medio. La formazione risulta laminata e ridotta; manca completamente la facies degli « scisti ad Aptici ». I livelli marnosi intercalati agli orizzonti diasprini sono ridotti a pochi millimetri e non osservabili in fotografia.

— Reverse side of Tivoli fold
— « Calcari diasprini » formation.
Thin levels of silty limestone interbedded with Middle Malm flint varying in colour. The formation is laminated by tectonics. It is completely lacking the facies of « scisti ad Aptici » Marly levels interbedded with silty ones are a few millimeters thick and cannot be observed in the photograph.



granulari » sono stati riferiti al Dogger perché stanno alla base o si trovano compresi fra orizzonti di « scisti diasprini », riferibili al Dogger-Malm in tutto il bacino umbro. La formazione è nota solo lungo la « linea delle facies » e manca nell'Umbria centrale.

Il rinvenimento di *Protopenneroplis striata*, per la prima volta segnalata nella Sabina, è servito a confermare la datazione al Dogger dei « calcari granulari » già proposta dal LOTTI fin dal 1926.

Malm medio e superiore

Calcari Diasprini - Marne ad Aptici - I « calcari granulari » in bancate a *Protopenneroplis striata* passano superiormente a calcari sottilmente stratificati, alternati a liste di selce varicolore e livelli di

diasprini » e la « maiolica », mentre non compaiono assolutamente lungo la provinciale Tivoli - San Gregorio.

Per una potenza di circa 50 metri, a partire dalla base, la formazione è costituita da una fitta alternanza di sottili strati calcarei di colore grigio, grigio-verde o avana con livelli di selce varicolore (Fig. 2). Il calcare siltoso ha un aspetto ceroide o granulare; la frattura è in genere nettamente prismatica e facile secondo piani normali ai giunti di stratificazione. Alternati ai calcari e alle liste di selce varicolore si trovano rari livelli di marne con Aptici e rostri di Belemniti (Fig. 3). Gli orizzonti marnosi aumentano gradualmente il loro spessore, fino a raggiungere i 50 centimetri al tetto, dove divengono i costituenti essenziali.

Lo studio delle litofacies ha riscontrato un lento, ma deciso cambiamento della litologia in corrispondenza della fascia che separa i « calcari granulari » dalla serie diasprina; cessa quasi improvvisamente l'apporto più grossolano che ha formato i calcari ad entrochi, i livelli di biomicriti ed i livelli oomicritici della formazione sottostante. Ai sottili orizzonti di biomicriti finissime a Radiolari, che costituiscono costantemente l'elemento di fondo, si alternano intramicriti parzialmente ricristallizzate e biomicriti grossolani ricchissimi di Radiolari con rari *filaments*. I livelli calcarei alternati alle marne, al tetto della formazione, conservano sostanzialmente le medesime caratteristiche dei calcari inferiori fino al passaggio alla « maiolica ».

cronologico sufficientemente preciso. La formazione risulta infatti compresa fra le bancate oolitiche a *Protopenneroplis striata* e i livelli a *Saccocoma* che segnano il passaggio alla « maiolica ». La distribuzione stratigrafica di *Protopenneroplis striata* va dal Dogger superiore al Malm inferiore, mentre *Saccocoma* scompare in corrispondenza dell'apparizione di *Calpionella alpina* nel Titonico superiore. La formazione va pertanto riferita con buona approssimazione al Malm medio e superiore, escluso il Titonico superiore.

Titonico superiore - Neocomiano

Maiolica - Alle « marne ad Aptici » fanno regolarmente seguito i calcari bianchi di tipo « maiolica ».



FIG. 3 — Colle Ripoli, formazione degli « scisti ad Aptici ». La fotografia mostra l'aspetto delle « marne ad Aptici » (Malm medio - sup.) come appaiono sul fianco diretto della piega di Colle Ripoli. La stratificazione è regolare e i livelli marnosi hanno uno spessore di circa 40 cm. La selce (più scura) è finemente straterellata in seno agli strati calcarei e contiene rari aptici silicizzati.

— Colle Ripoli — « Scisti ad Aptici » formation.

The photograph shows « marne ad Aptici » formation (Middle-Upper Malm) as it appears on the normal side of Colle Ripoli fold. Layering is regular and the marly levels are about 40 cm thick. Flint (the darker levels) is thinly stratified within the calcareous beds and contains a few Aptici.

Si vede così finire la fase di rapida sedimentazione caratterizzata dalla deposizione di bancate oolitiche e detritiche, mentre ha inizio una sedimentazione più tranquilla dove le intramicriti costituiscono l'unico elemento finemente detritico. Si assiste ad un graduale passaggio da un ambiente che risente nettamente l'influenza della facies di soglia ad un ambiente a debole energia dove manca qualsiasi apporto grossolano.

Le marne verdi contengono numerosi Aptici mal conservati e rostri di Belemniti, come le corrispondenti di facies umbra. Lo studio micropaleontologico ha riscontrato solo la presenza di scarsa microfauna banale a Radiolari e *filaments*. Non è possibile quindi dare una datazione diretta, ma i precisi dati stratigrafici che si hanno al letto e al tetto della formazione permettono un riferimento

Il passaggio graduale è chiaramente visibile solo a Colle Ripoli, sul fianco normale della piega dove gli effetti della tettonica non sono stati tali da alterare la serie, e il membro marnoso della formazione sottostante è ben rappresentato. Il passaggio risulta poco chiaro in ogni altro punto, o perché confuso da una fascia di breccie tettoniche o perché mascherato da una serie di piegamenti irregolari.

La « maiolica » ha una potenza di circa 350 metri e una vasta area di affioramento; si conserva sul fianco inverso della piega di Tivoli e su entrambi i fianchi della piega di Colle Ripoli. Ad eccezione delle zone di maggiore fratturazione conserva sempre una stratificazione distinta e regolare anche nei punti di maggiore curvatura, e gode nel complesso di una considerevole plasticità. Lo spessore degli strati varia irregolarmente da un minimo di

20 ad un massimo di 60 centimetri. Le caratteristiche litologiche della « maiolica » sono molto note: calcari bianchi a pasta fine, bene stratificati con selce in noduli e liste; la frattura è scheggiata alla base e tipicamente coincide al tetto. Per quanto simile alla corrispondente umbra la « maiolica » di Tivoli se ne differenzia perché contiene orizzonti detritici di calcari avana o bruni, disposti in lenti e fiamme in seno alla massa micritica o in strati e banchi distinti. Il limite fra il calcare bianco e il materiale detritico è in genere piuttosto netto; tuttavia anche nella pasta micritica si trovano sparsi rarissimi clasti angolosi isolati o in gruppi di pochi elementi. Si tratta prevalentemente di intramicriti e biomicriti, intramicruditi e biomicruditi con clasti angolosi ed eterogenei.

Lo studio della litofacies ha visto in corrispondenza del passaggio di letto una prevalenza di intramicriti con frammenti di *Saccocoma* intercalati a orizzonti schiettamente micritici. L'elemento detritico è raramente grossolano al punto di formare intramicruditi. La dimensione degli intraclasti spigolosi e dei frammenti organici (prevalentemente *Saccocoma*, frammenti di alghe Dasycladacee e Codiacee) raramente supera il millimetro. Il cemento microcristallino appare in alcuni campioni piuttosto dilavato. I livelli di base a *Saccocoma*, intercalati ancora a marne verdi, corrispondono alla zona di passaggio « marne ad Aptici » - « maiolica ». Superiormente si ha una serie di micriti finissime a Radiolari e Calpionelle con livelli di intramicriti e biomicriti grossolane. Mano a mano che si sale la serie gli orizzonti micritici divengono nettamente prevalenti su quelli clastici che compaiono irregolarmente ogni 10-15 metri, in banchi isolati che raggiungono il mezzo metro, o in sottili orizzonti ravvicinati. Tale situazione si riscontra fino al tetto della formazione dove si passa agli « scisti a Fucoidi ». L'assoluta prevalenza di micriti finissime a Radiolari e Calpionelle indica un ambiente di sedimentazione perfettamente tranquillo, lontano da correnti persistenti e tale da non risentire assolutamente gli effetti del moto ondoso; non si ha infatti alcuna traccia di *pellets* e tanto meno di ooliti. Il materiale finemente detritico intercalato, e in genere ben classato (costituito da intraclasti dominanti associati a frammenti di organismi neritici come Echinidi, Foraminiferi, Alghe, ecc.) indica che la zona di bassofondo da cui proveniva il materiale non poteva essere molto vicina, dal momento che nel mare della « maiolica » si depositava solo la frazione detritica più fine già decantata di tutta la parte grossolana.

Lo studio paleontologico ha trovato nella serie della « maiolica » una microfauna veramente scarsa se confrontata con quella della omonima formazione umbra. Al passaggio di letto, come già si è accennato, si è trovato un livello a *Saccocoma* e *Calpionella alpina* LORENZ che permette una buona datazione della fascia di passaggio. I livelli detritici sono ricchi di frammenti organici molto minuti, difficilmente riconoscibili, riferibili a frammenti di alghe Dasycladacee e Codiacee. Associato a *Saccocoma*, in un solo campione, si è trovata *Calpionella alpina*; al di sopra scompaiono le forme precedenti e appaiono nell'ordine le seguenti: *Tintinnopsella longa* COL., *Calpionella elliptica* CAD., *Tintinnopsella carpatica* MURG. & FILIP., *T. oblonga* CAD.; Radiolari, *Calpionellites darderi* COL.; *Lithocodium*, spicole di Spugna, placche di Echinidi silicizzate, frammenti di *Thaumatoporella*.

L'apparizione di *Calpionella alpina* segna il Titonico e le associazioni che seguono sono riferibili al Neocomiano in accordo con gli studi classici delle serie umbre.

Aptiano - Albiano

Scisti a Fucoidi - I calcari bianchi di tipo « maiolica » divengono al tetto sempre più marnosi ed assumono un colore verde-azzurro molto pallido. In una fascia di circa 20 metri si ha il passaggio alla formazione degli « scisti a Fucoidi ». A causa della esigua potenza e della notevole plasticità, la formazione gioca un importante ruolo nella tettonica del rilievo. Agendo la « lubrificante » favorisce lo sviluppo di una piega faglia che solleva i terreni neocomiani fino all'altezza delle breccie senoniane, come verrà detto più dettagliatamente in seguito. Ne consegue che gli « scisti a Fucoidi » sono quasi sempre coperti da terreni più antichi. L'area di affioramento è limitata ad una sottile fascia mal riconoscibile sul versante occidentale di M. Arcese, presso il nucleo di una stretta sinclinale.

L'affioramento più esteso si può vedere bene lungo il taglio stradale poco a Sud del Villino Maria, lungo la provinciale Tivoli - San Gregorio, all'altezza del quarto chilometro. Si tratta di marne verdi alla base e rosate al tetto, con livelli di calcari marnosi teneri a frattura scagliosa. Si sono viste solamente rarissime tracce di Fucoidi, che nella serie Sabina non sono mai molto abbondanti a questo livello della serie, mentre sono diffusissimi in Umbria, negli affioramenti più tipici. La potenza originaria può essere stimata a 30 metri in via del tutto approssimativa, dal momento che lo stato

del materiale non consente una precisa misura. La violenta laminazione subita e l'esiguità degli affioramenti non permettono di rilevare caratteri litologici significativi, nè di dare una descrizione più dettagliata.

L'esame micropaleontologico dei residui di lavaggio ha riconosciuto la microfauna caratteristica degli « scisti a Fucoidi » che indica un Aptiano - Albiano. Dal basso verso l'alto: *Gumbelina* sp., *Globigerinelloides* CUSH., *Planorbulina* sp., *Ticinella roberti* (GAND.), *Gaudryna* cfr. *dividens* GRAB., *Gavelinella* aff. *intermedia* BERTH.

Cenomaniano - Senoniano

Brecciole a Globotruncane - Agli scisti a Fucoidi segue, in regolare passaggio stratigrafico, la formazione più caratteristica dei M. Tiburtini. Si tratta di una serie di brecciole calcaree e puddinghe in strati e banchi, alternate sempre a sottili livelli di calcari e calcari marnosi bianchi e rossi con Globotruncane. La parte detritica è nettamente prevalente, per cui non è parso opportuno conservare la denominazione di « scaglia », in analogia con le serie umbre, contrariamente a quanto si è fatto precedentemente; sono infatti troppo differenti le caratteristiche litologiche per poter mantenere un tale riferimento.

L'area di affioramento è limitata al versante occidentale e meridionale di M. S. Angelo e alla base del versante orientale di Colle Ripoli, sul fianco sinistro di Fosso Arcese. La serie non è mai osservabile in continuità perché è sempre ridotta, o alla base o al tetto; è interessata inoltre da numerose faglie di stratificazione che laminano i livelli marnosi, posti fra le bancate detritiche, rendendo difficoltoso lo studio stratigrafico. Nonostante la frammentarietà degli affioramenti, è possibile ricostruire, almeno a grandi linee, la stratigrafia fino al Daniano che segna il passaggio alla formazione successiva.

Lungo la provinciale Tivoli - San Gregorio dal Km. 4,200 al Km. 5,900 affiora, in modo piuttosto discontinuo, una serie che va dal Cenomaniano al Maastrichtiano. Siamo sul fianco inverso della piega di M. S. Angelo in Arcese per cui i livelli calcareo-marnosi di tipo scaglia sono quasi sempre laminati. Molte zone sono coperte da terreno vegetale o da detriti anche cementati, e risulta difficile seguire in continuità tutti i termini della serie. Manca sicuramente il livello superiore riferito al Daniano che affiora solo in lembi lungo la linea di

scorrimento che mette a contatto le brecciole cretacee con le calcareniti eoceniche.

Sul fianco occidentale di Fosso Arcese affiora invece la parte alta della formazione dal Campaniano al Daniano con una buona esposizione.

Lungo la provinciale Tivoli - San Gregorio, a diretto contatto con le marne albiane si trovano calcari marnosi bianchi e rossi, selciferi, sottilmente stratificati. Il passaggio stratigrafico si vede bene al nucleo della stretta sinclinale che divide la piega di Colle Ripoli da quella di M. S. Angelo in Arcese (vedi Tettonica). Ai calcari, bianchi e rosati in alternanza, sono intercalati sottili livelli di breccie e di argille rosse. La selce è in liste e noduli generalmente rossi o grigi. Gli strati detritici si fanno sempre più frequenti e dopo 50 metri divengono l'elemento dominante mentre le dimensioni dei clasti aumentano gradualmente fino a formare puddinghe. Continua tuttavia in alternanza la deposizione di calcari marnosi bianchi e rosati sottilmente stratificati, contenenti le tipiche associazioni a Globotruncane del Cretaceo superiore.

Nel materiale grossolano che forma le breccie, si distinguono frammenti di Rudiste e di calcari eterogenei. Mentre le brecciole sono costituite da elementi decisamente angolosi di dimensione del millimetro, le puddinghe contengono ciottoli di forma irregolare, ma a superficie grossolanamente levigata, di dimensioni che non superano i 5 centimetri. Sia le brecciole che le puddinghe sono in genere saldamente cementate da una pasta micritica con Globotruncane in parte rimaneggiate.

L'esposizione non è buona, per cui non è stato possibile condurre uno studio dettagliato. Si può comunque osservare che il materiale detritico diviene sempre più grossolano procedendo verso terreni più recenti, fino al contatto tettonico con i terreni eocenici. La linea di disturbo, che si articola in numerosi piani vicarianti, interessa particolarmente il tetto della formazione laminando i terreni del Daniano che non sono più osservabili in affioramento lungo la strada Tivoli-San Gregorio. Si ritrovano solo alcuni lembi conservati lungo i piani di scorrimento, difficilmente individuabili.

Una buona esposizione dei terreni campaniano-maastrichtiani si ha invece lungo il versante sinistro di Fosso Arcese dove affiora in continuità anche il conglomerato poligenico riferito al Daniano. Siamo sul fianco inverso della piega di Colle Ripoli, dove la serie è rovesciata. In contatto tettonico con i calcari di tipo « maiolica », affiorano le breccie del Cretaceo superiore che si alternano a strati calcareo-marnosi con Globotruncane e a bancate

di puddinghe potenti anche due metri. Prevalgono gli strati di brecciole grossolane di color avana o bruno, potenti da 50 centimetri a un metro. I livelli di tipo « scaglia » sono in genere sottili e non superano i 20 centimetri, il colore è indifferentemente bianco o rosato.

Scendendo il versante (la serie è rovesciata) a quota 300 circa si trova il conglomerato riferito al Daniano, che segue in regolare continuità alle brecciole e si osserva bene per circa 300 metri lungo il versante; l'affioramento a Sud viene interrotto da un modesto disturbo disgiuntivo, mentre a Nord viene coperto dalla coltre di terreno vegetale.



FIG. 4 — Fianco sinistro di Fosso Arcese, formazione delle « brecciole a Globotruncane ». Particolare del conglomerato a ciottoli arrotondati che si trova al tetto della formazione. La potenza del conglomerato, riferito al Daniano, è di circa 15 m; è costituito da bancate ben cementate alla base e via via sempre più indistinte verso la parte alta, fino a sfumare in un impasto di ciottoli calcarei e pietrame angoloso. I ciottoli sono tutti del Cretaceo superiore e provengono da tre differenti ambienti: di piattaforma, dove si ritrovano i tipi della serie dei M. Lepini e Simbruini; di soglia con Esacoralli, Idrozoi e alghe; esterna, in cui compaiono i tipi della serie tiburtina.

— Left side of Fosso Arcese —
« Brecciole a Globotruncane » formation.

Detail of the conglomerate with rounded pebbles which lies at the top of the formation. The conglomerate (Danian) is about 15 m thick. It is made of beds which are well cemented at the base and more and more loose going upwards where the elements become angular. All pebbles are Upper Cretaceous and come from three different environments: shelf environment, where the elements of Lepini and Simbruini Mts. series are found; shelf edge environment, with Corals and calcareous Algae; outer shelf environment, where elements of Tiburtini series are found.

La potenza complessiva del conglomerato raggiunge i 15 metri: alla base, a diretto contatto con sottili livelli di calcari marnosi sottilmente stratificati si ha una bancata di circa un metro e mezzo di ciottoli arrotondati eterometrici di diametro in media superiore ai 5 cm legati saldamente da un cemento calcareo-marnoso (Fig. 4). Seguono altre bancate di egual spessore scarsamente cementate che sfumano in un impasto di ciottoli e pietrame angoloso immersi in un abbondante cemento calcareo-marnoso. I ciottoli sono eterogenei: si tratta per lo più di calcari saccaroidi bianchi o grigi, calcari fini avana o bruni, frammenti irregolari di calcari marnosi bianchi o rosati con Globotruncane. Il livello conglomeratico segna il limite di tetto della

formazione la cui potenza è stata approssimativamente valutata a 550 metri.

Lo studio stratigrafico non è stato agevole e non è quindi possibile presentare dati paleontologici completi. Si sono tuttavia riconosciute forme ed associazioni che indicano chiaramente il Cretaceo superiore; nell'ordine dalla base verso il tetto: *Rotalipora appenninica* RENZ, *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZ., *G. lapparenti tricarinata* QUER., *G. lapparenti* (cfr.) *inflata* BOLLI, *Siderolites calcitrapoides* LK., *Globotruncana gansseri* BOLLI, *G. arca* CUSH., *G. stuarti* DE LAPP., *G. lapparenti coronata* BOLLI, *Sulcoperculina obesa* DE CIZ., *Di-*

cyclina sp., *Siderolites* sp., *Globotruncana contusa* CUSH. Non si esclude che alcune determinazioni paleontologiche, eseguite su sezioni sottili possano risultare imprecise ad uno studio paleontologico più dettagliato condotto su forme isolate. In ogni caso l'età dei terreni, che maggiormente interessa in questa sede, non dovrebbe subire significative variazioni.

Al di sopra del conglomerato poligenico è stata riconosciuta la tipica facies a Globigerine e Globigerinelle associate a forme di Globotruncane del Cretaceo superiore rimaneggiate; solo al passaggio con la formazione superiore compaiono le prime Globorotalie. Le forme contenute nei livelli micritici e nel cemento delle brecciole sono caratte-

ristiche della « scaglia » umbra e indicano un'età che può andare dal Cenomaniano a tutto il Senoniano. In corrispondenza del conglomerato poligenico si è trovata una caratteristica fauna a Globigerine e Globigerinelle; si è potuto inoltre accertare che le forme di *Globotruncana* ad esse associate sono rimaneggiate perché, pur essendo generalmente integre, conservano sempre nella regione ombelicale materiale micritico diverso da quello della pasta di fondo che le cementa. Mancano d'altra parte le forme di *Globorotalia* che compaiono solo in terreni superiori; l'insieme di queste osservazioni ha permesso di riferire la fascia a Globigerine e Globigerinelle (corrispondente alla parte alta del conglomerato) al Daniano, che è stato assunto come termine di tetto della formazione in esame.

Lo studio della litofacies ha visto alla base della formazione una alternanza di micriti fini con microfossili, intramicriti e intramicruditi. Superiormente si passa a biomicriti e intramicriti in parte ricristallizzate con intrasparruditi e biospariti anche grossolane. Nell'ordine seguono: intraspariti e intrasparruditi ad elementi grossolani con numerosi frammenti organici; intraspariti con elementi isorientati; intramicriti e biomicriti in parte ricristallizzate; biomicruditi grossolane; biomicruditi e intramicruditi con notevole eterogeneità di elementi; micriti con organismi pelagici.

Questi tipi litologici si alternano irregolarmente per circa 350 metri, mentre nella parte superiore compaiono, come già si è detto, puddinghe grossolane che mancano alla base.

Le caratteristiche litologiche indicano una sedimentazione prevalentemente clastica ad elementi eterogenei con cemento in genere micritico a parziale ricristallizzazione. Le intraspariti e intrasparruditi, le biospariti e biosparruditi ad elementi eterogenei isorientati, si sono formate in condizioni particolari, dovute probabilmente a correnti persistenti che favorivano il trasporto, la distribuzione e la isorientazione dei clasti, e dilavavano il cemento che in molti punti appare nettamente cristallino.

È probabile quindi che il materiale si sia depositato ai piedi di una scarpata dove la sedimentazione prevalentemente clastica era favorita da correnti intermittenti, mentre nei periodi di maggiore tranquillità si impostava una sedimentazione di tipo pelagico in acque a bassa energia.

La serie cretacea termina con la deposizione del conglomerato poligenico; la grande energia sviluppata dalle frane successive che hanno prodotto il conglomerato, ha causato il rimaneggiamento e la risedimentazione del fango calcareo-marnoso

non ancora consolidato, che si era deposto lungo la scarpata. È sufficiente l'osservazione di terreno, in corrispondenza della cava di pietrisco posta all'imbocco Nord di Fosso Arcese, per notare la caoticità della sedimentazione, dovuta alla eterogeneità dei clasti e del cemento che li lega. Lo studio paleontologico toglie poi ogni dubbio, e conferma pienamente l'ipotesi del rimaneggiamento dei materiali, perché trova forme campaniano-maestrichtiane con evidenti tracce di rimaneggiamento associate a faune daniane.

Per meglio comprendere quale fosse l'ambiente di sedimentazione della serie clastica del Cretaceo superiore e soprattutto per sapere da dove provenissero i materiali grossolani che si andavano depositando, è in corso uno studio del conglomerato daniano, che rappresenta l'episodio di sedimentazione più grossolana di tutta la serie.

I dati incompleti finora raccolti forniscono solo qualche indicazione circa le aree di provenienza dei materiali, ma non consentono ancora di trarre indicazioni sul tipo di elaborazione subito dai ciottoli. La presenza di livelli conglomeratici nei terreni del Cretaceo superiore è stata più volte segnalata dagli Autori che hanno studiato il confine umbro-marchigiano-abruzzese. Mancano tuttavia dati attendibili sulle caratteristiche morfometriche, litologiche e paleontologiche dei ciottoli che li costituiscono; non è pertanto possibile attualmente fare alcun confronto fra gli affioramenti, nè trarre sicure indicazioni circa gli ambienti di evoluzione e le zone di provenienza dei materiali. Si riportano di seguito i primi risultati ottenuti in attesa di nuovi dati che permettano di considerare il problema in termini più generali.

Il conglomerato di Fosso Arcese è formato principalmente di ciottoli arrotondati misti a pietrame angoloso; massi, blocchi e granuli sono scarsi. La matrice tenera è in genere di natura calcareo-marnosa, solo in alcune zone diviene nettamente calcarea e rende la roccia compatta e durissima. Dove la matrice è più tenera sono stati prelevati 60 ciottoli, su cui sono state eseguite alcune analisi morfometriche, di litofacies e paleontologiche.

Sono stati calcolati gli indici di appiattimento e gli indici di dissimmetria secondo CAILLEUX (1945); non è stato possibile calcolare gli indici di arrotondamento perché la superficie dei ciottoli è spesso incrostrata di calcite recente e di residui del cemento difficilmente asportabili senza compromettere l'integrità delle superfici. Nella tabella 1 è riportato l'elenco delle quattro serie di misure effettuate sui 60 campioni. Vengono indicati:

L : massima lunghezza del ciottolo;
 : massima larghezza del ciottolo misurata perpendicolarmente ad L;
 E : massimo spessore misurato perpendicolarmente ad L;

AC : segmento maggiore delle due porzioni in cui viene divisa la linea di massima lunghezza L, dalla linea di massima larghezza l.

Nella stessa tabella sono indicati i valori degli indici calcolati secondo le formule:

$$(\text{ind. app.}) \text{ indice di appiattimento} = \frac{L+1}{2E}$$

$$(\text{ind. diss.}) \text{ indice di dissimmetria} = \frac{AC}{T} \cdot 1000$$

TABELLA I

Misure in millimetri effettuate su 60 ciottoli del conglomerato di Fosso Arcese e relativi valori degli indici di appiattimento e dissimmetria.

	L	E	AC	ind. app.	ind. diss.	
-	152	77	62	80	1,6	526
2	108	75	31	55	3,0	509
3	69	39	33	36	1,6	521
4	66	48	28	42	2,0	636
	52	44	31	39	1,6	750
6	83	73	39	49	2,0	590
7	133	62	34	72	2,9	540
8	81	71	38	48	2,0	592
9	125	102	50	68	2,3	544
10	83	75	49	61	1,6	734
11	48	38	34	28	1,3	583
12	96	77	39	53	2,2	550
13	69	46	36	40	1,6	579
14	55	43	40	29	1,2	527
15	136	102	49	73	2,4	536
16	85	73	36	45	2,2	529
17	104	77	46	65	2,0	625
18	59	43	23	41	2,2	694
19	55	37	26	35	1,8	636
20	95	72	46	53	1,8	557
21	91	68	52	49	1,5	538
22	70	50	39	46	3,1	657
23	82	51	49	42	1,4	512
24	43	28	20	29	1,8	674
25	59	46	33	31	1,6	525
26	76	68	31	40	2,3	526
27	96	68	63	48	2,6	502
28	144	109	37	81	3,4	562
29	67	66	48	36	1,4	537
30	89	67	51	46	1,5	516
31	62	51	38	42	1,5	677
32	61	49	32	41	1,7	672
33	83	56	44	49	1,6	590
34	52	39	34	29	1,3	557
35	111	95	50	60	2,0	540
36	102	76	52	58	1,7	568
37	158	90	45	93	2,7	588
38	58	48	26	31	2,0	534
39	44	36	27	27	1,5	522
40	98	61	53	64	1,5	653
41	116	79	61	79	1,6	681
42	75	43	42	43	1,4	573
43	84	43	41	51	1,5	607
44	103	78	44	66	2,0	640
45	91	75	36	60	2,3	659
46	101	61	33	73	2,5	722
47	80	56	47	42	1,4	525
48	69	61	34	43	1,9	623
49	63	61	54	41	1,2	650
50	66	56	30	38	2,0	575
51	65	51	40	43	1,5	661
52	70	45	39	42	1,5	600
53	60	40	30	34	1,7	566
54	48	30	28	27	1,4	562
55	76	53	37	39	1,7	513
56	52	33	24	34	1,8	653
57	63	50	29	40	1,9	634
58	185	90	45	129	3,0	697
59	54	32	26	31	1,7	574
60	47	37	28	24	"	510
Valori medi	82	59	39	49	1,9	591

L'istogramma di fig. 5 mostra la frequenza con cui sono distribuiti gli indici di appiattimento calcolati; si nota una distinzione in due gruppi di ciottoli separati dal valore 2,1: il primo gruppo

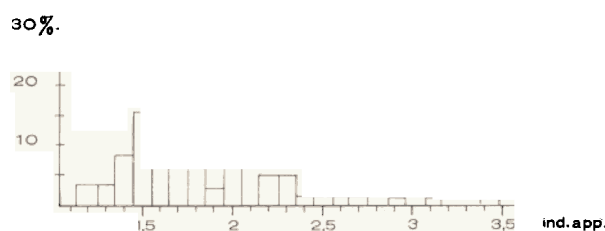


FIG. 5 — L'istogramma mostra la frequenza degli indici di appiattimento dei ciottoli del conglomerato di Fosso Arcese. In linea di massima si può notare una distinzione in due gruppi separati dal valore 2,1. In ascissa i valori dell'indice di appiattimento, in ordinata le percentuali.

— The histogram shows the frequency distribution for the flattening index of pebbles of Fosso Arcese conglomerate. It is possible to remark a separation into two groups whose limit is the value of 2.1. On the horizontal axis flattening index, on the vertical axis percentages are shown.

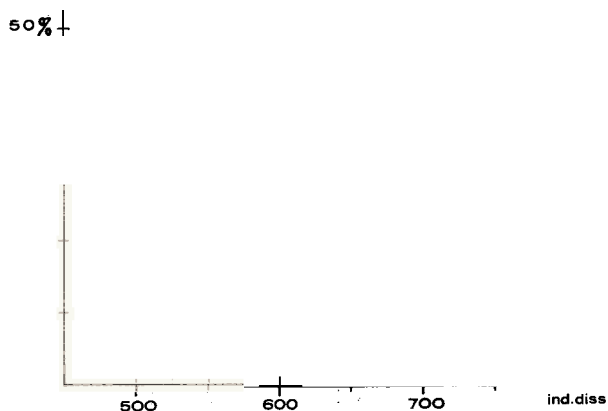


FIG. 6 — L'istogramma mostra la frequenza degli indici di dissimmetria dei ciottoli del conglomerato di Fosso Arcese. Si può notare una distinzione in due gruppi separati dal valore 600. In ascissa i valori dell'indice di dissimmetria, in ordinata le percentuali.

— The histogram shows the frequency distribution for the dissymmetry index of pebbles of Fosso Arcese conglomerate. It is possible to remark a separation into two groups whose limit is the value of 600. On the horizontal axis dissimmetry index, on the vertical axis percentages are shown.

(ind. app. compreso fra 1,2 e 1,9) è dato da ciottoli bombati con ind. app. medio 1,6 e comprende il 62% dei campioni esaminati; il secondo gruppo (ind. app. compreso fra 2,2 e 3,4), è dato da ciottoli molto appiattiti con ind. app. medio di 2,6, e comprende circa il 25% dei campioni esaminati. La rimanente percentuale presenta un valore banale.

L'istogramma di fig. 6 mostra la frequenza con cui i valori degli indici di dissimmetria sono distribuiti. Anche qui è possibile distinguere due famiglie separate dal valore 600. La prima è data da ciottoli simmetrici con indice medio 550 e la seconda da ciottoli a basso grado di simmetria con indice medio 675.

Tutti i campioni esaminati in sezione sottile, hanno una età compresa fra il Cenomaniano e il Daniano. Si possono distinguere nettamente tre facies litologiche e paleontologiche:

a) una « facies esterna » in cui compaiono i termini già visti nella serie tiburtina precedentemente descritta;

b) una « facies di soglia » con Esacoralli, Idrozoi e Alge rosse tra cui la *Ethelia alba*, *Terquiemella* sp., frammenti di *Cymopolia*, frammenti di Briozoi, Miscellanidi, ecc.;

c) una « facies di piattaforma » in cui si ritrovano i caratteristici tipi della serie dei Monti Lepini e Simbruini.

In fig. 7 vengono riportati in ascisse i valori dell'ind. app. e in ordinate i valori dell'ind. diss. di tutti i campioni esaminati, indicati ciascuno con un simbolo relativo all'ambiente genetico del ciottolo; di alcuni non è stato possibile individuare con esattezza tale caratteristica.

Tutti i ciottoli provenienti dalla facies di piattaforma interna hanno un indice di appiattimento che non supera il valore 2 e mostrano quindi un discreto arrotondamento, mentre i ciottoli provenienti dalla zona di soglia o dalla zona esterna sono distribuiti irregolarmente e non presentano raggruppamenti particolarmente significativi.

I dati che si stanno raccogliendo sul conglomerato di Fosso Arcese, confrontati con quelli relativi ad affioramenti coevi, e geneticamente analoghi, potranno fornire interessanti indicazioni paleo-ambientali che consentiranno una visione più chiara dei rapporti fra il paese marchigiano e abruzzese. Per il momento è prematuro avanzare qualsiasi ipotesi; si riportano i dati finora raccolti senza tirare alcuna conclusione.

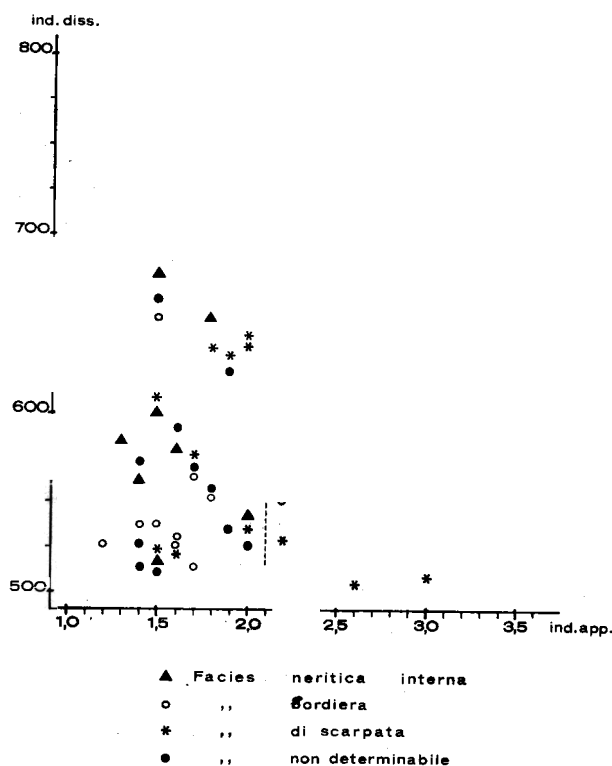


FIG. 7 — Conglomerato di Fosso Arcese. Vengono riportati in ascissa i valori dell'indice di appiattimento, in ordinata i valori dell'indice di dissimmetria per tutti i campioni esaminati. Ciascun campione è individuato con un simbolo relativo al suo ambiente genetico. Tutti i ciottoli provenienti dalla piattaforma interna hanno indice di appiattimento inferiore a 2.

— Fosso Arcese conglomerate. The flattening index of all examined samples is shown on the horizontal axis while the dissymmetry index is shown on the vertical one. Each sample is indicated by a symbol concerning its genetic environment. All pebbles coming from the inner shelf have a flattening index lower than the value 2.

Eocene inferiore e medio

Calcareniti a Globorotalie - La formazione affiora sul versante orientale di Monte S. Angelo in Arcese; è in contatto tettonico con i terreni cretacei a Ovest e sovrascorre sui terreni miocenici ad Est; è costituita principalmente da calcareniti avana, grigie e biancastre, alternate a calcari marnosi bianchi e rosati ricchi di microfauna a Globorotalie.

Le intercalazioni di brecciole e di materiale grossolano sono ridotte a poche bancate distribuite irregolarmente, lungo la serie. A differenza dei terreni sottostanti, le calcareniti eoceniche sono sottilmente stratificate e finemente detritiche alla base; al tetto passano a brecciole organogene in banchi di un metro circa con abbondante fauna a Nummuliti e Alveoline.

La migliore esposizione si ha sul versante sud-orientale di Monte S. Angelo in Arcese, dove af-

fiora la serie in posizione rovesciata, sul fianco inverso della piega orientale; la potenza della porzione affiorante è di circa 250 metri.

Dallo studio delle litofacies, la serie eocenica è risultata costituita prevalentemente da intramicriti, con fossili pelagici nel cemento, biomicriti, rare biomicruditi e intramicruditi. Al tetto, ai tipi descritti, si alternano biomicruditi grossolane con cemento a parziale ricristallizzazione.

Lo studio paleontologico ha riconosciuto una serie eocenica caratterizzata da forme di *Globorotalia* ritrovate nell'ordine dal basso verso l'alto: *Globorotalia pusilla pusilla* BOLLI, *G. elongata* GLAESS., *G. ehrenbergi* BOLLI, *G. velascoensis* CUSH., *G. aragonensis* NUTT., *G. aequa* CUSH. & RENZ, *G. angulata* WHITE, *Discocyclusina* spp., *Alveolina* spp., *Miscellanea* cfr. *miscella* D'ARCH., *Nummulites* spp., *Rotalia* (cfr.) *trochidiformis* LK.

I sottili livelli calcareo-marnosi bianchi, grigi e rosati a *Globorotalie* ricordano i tipi litologici eocenici della serie umbra; le calcareniti avana ad essi alternate e gli strati calcareo-organogeni a *Nummuliti* e *Alveoline* (che non mostrano traccia di trasporto e rimaneggiamento) non presentano invece alcuna analogia con la «scaglia cinerea».

Si assiste nell'Eocene inferiore ad un cambiamento graduale di ambiente: dopo la deposizione del conglomerato daniano, si imposta una sedimentazione finemente detritica che diviene via via organogena mentre la zona di scarpata che collegava, durante il Cretaceo superiore, un ambiente di soglia con il mare della «scaglia», si va gradualmente colmando.

Oligocene superiore - Miocene inferiore

Al margine orientale del rilievo di Monte S. Angelo in Arcese, in diretto contatto con terreni dell'Eocene medio, si trovano marne verdi laminate con brecciole calcaree verdi e grigie in sottili livelli. L'esposizione lungo il fronte di sovrascorriamento non è buona anche a causa di una copertura detritica che maschera i contatti. Gli sporadici affioramenti non sono omogenei e differiscono sia per il contenuto paleontologico che per la natura litologica. Si tratta prevalentemente di marne verdi, in strati potenti fino ad un metro, intercalate a brecciole calcaree per lo più organogene, in sottili livelli di pochi centimetri, che solo in alcuni punti sembrano dominare sulle marne. In corrispondenza della linea tettonica le marne sono laminate e le brecciole frantumate; allontanandosi dal fronte gli

strati sembrano assumere un andamento a debole ondulazione.

Nei residui di lavaggio dei materiali teneri raccolti lungo la linea tettonica si è ritrovata una fauna mal conservata che mostra affinità oligoceniche: *Anomalina pompilioides* GALLOWAY & HEMINWAY, *Globigerina* cfr. *venezuelana* HEDBERG, *Dorothia* cfr. *brevis* DEVOTO, *Globigerinoides trilobus* REUSS. Allontanandosi dalla linea tettonica si ritrova un'alternanza di micriti a Radiolari e *filaments* con brecciole organogene contenenti una fauna a Miogypsine e *Lepidocyclina* associate a *Lithotamni* e Briozoi.

A causa del contatto anomalo, che maschera eventuali terreni dell'Eocene superiore e dell'Oligocene inferiore, resta qualche incertezza sulla presenza di una lacuna sedimentaria. Studi recenti relativi a zone molto vicine, tendono tuttavia ad escludere tale eventualità, considerando la serie continua fino almeno a tutto il Langhiano.

L'esame delle litofacies ha visto un'alternanza di intramicriti e biomicriti, in parte ricristallizzate, passanti nei termini superiori a biomicruditi sempre alternate a intramicriti e biomicriti.

Terreni pleistocenici

Sui bassi versanti settentrionali e occidentali si conservano lembi di conglomerati fluviali, che si rinvencono molto più diffusi e potenti a quote inferiori non interessate direttamente dallo studio. Presentano una tipica sedimentazione ritmica con giacitura sempre orizzontale. Un cemento travertino salda ciottoli bene arrotondati e levigati, fra cui sono rappresentati tutti i termini della serie stratigrafica precedentemente descritta.

I conglomerati fluviali sono coperti da tufi litoidi, di colore marrone scuro con alla base strati pomicei di 50 centimetri, di colore grigio o nero. La coltre di tufi litoidi borda il rilievo ad oriente e ad occidente e si conserva ancora in placche isolate nei punti di maggiore depressione, a quote più elevate.

Terreni olocenici

Lungo la Valle dell'Aniene si trovano alluvioni recenti o attuali, costituite prevalentemente da sabbie gialle o brune incoerenti con crostoni travertinosi. Sul versante sud-orientale del rilievo affiorano in piccoli lembi brecce di pendio a cemento prevalentemente calcareo-tufaceo, non cartografabili per la loro esiguità.

TETTONICA

La tettonica dei Monti Tiburtini è caratterizzata da un motivo a pieghe coricate a SE separate da faglie inverse a modesto rigetto. Lo stile eminentemente plastico deriva dalla natura dei terreni interessati e dalle modalità che hanno determinato il fenomeno tettonico e lo sviluppo delle strutture. Esaminiamo i due punti.

La serie stratigrafica, che si presenta completa a partire dai terreni del Lias superiore (non affiorano nè i terreni del Lias inferiore nè quelli del Lias medio, molto diffusi pochi chilometri a Nord), è costituita prevalentemente da calcari e calcari



FIG. 8 — Versante settentrionale di Colle Ripoli. Formazione dei « calcari granulari ».

La fotografia mostra un particolare dell'intenso stato di piegamento in cui si trovano i calcari granulari al nucleo della piega di Colle Ripoli. I rigidi strati di calcari granulari hanno subito una tettonica prevalentemente plicativa grazie alle intercalazioni di sottili livelli argillosi e marnosi che li separano.

— Northern side of Colle Ripoli. - « Calcari granulari » formation.

The photograph shows a detail of « calcari granulari » greatly folded at the core of Colle Ripoli fold. The rigid beds of « calcari granulari » underwent a mainly folding tectonics owing to the thin marly and clayey levels which separate them.

marnosi stratificati, particolarmente adatti a favorire una tettonica plicativa. Anche le bancate calcaree del Dogger-Malm e i banchi di breccie del Cretaceo superiore, che potrebbero comportarsi come materiali rigidi, reagiscono nel loro complesso come masse discretamente plastiche a spese dei livelli argillosi, marnosi e calcareo-marnosi che si alternano ai piani più rigidi. Le sottili intercalazioni plastiche, favorendo lo scivolamento strato su strato, permettono lo sviluppo di una tettonica plicativa, anche in serie calcaree grossolanamente stratificate o addirittura in bancate. Le superfici di scivolamento lungo le quali si articolano le linee tettoniche fondamentali, determinate da un regime di raccorciamento, si impostano rigorosamente in corrispondenza dei livelli più plastici:

- le marne ad Aptici del Malm;
- le marne argillose verdi e rosse dell'Albiano;
- i calcari marnosi e il conglomerato a cemento calcareo-marnoso del Daniano;
- le marne verdi del Miocene;

che si comportano come superfici di scivolamento preferenziali fra masse calcaree più rigide.

Il fatto che non affiori nella zona considerata il basamento rigido costituito dai « calcari massicci » del Lias inferiore, bene rappresentati nei vicini Monti Lucretili occidentali, condiziona necessariamente la tettonica del rilievo che si è prodotta a spese esclusive della serie stratificata. È noto infatti come tutta la tettonica dell'appennino umbro, marchigiano e sabino sia condizionata dai rapporti fra il basamento rigido dei « calcari massicci » e la serie sovrastante. Tali rapporti sono spesso oscuri, al punto che in molte zone è ancora in discussione se siano di ordine tettonico, stratigrafico, o tettonico e stratigrafico insieme. L'esistenza di tali problemi ancora aperti, è indice di quanto sia importante chiarire quali siano i rapporti fra i due complessi, nell'affrontare qualsiasi argomento di carattere tettonico e stratigrafico relativo al « paese » umbro, marchigiano e sabino.

Non si vuole in questa sede sollevare un problema di portata così generale, perché sarebbe fuor di luogo, ma è parso necessario ricordare come i calcari massicci del Lias inferiore possano influenzare la tettonica della serie stratificata sovrastante, a seconda che siano essi stessi parte integrante delle strutture o viceversa non partecipino direttamente all'evento tettonico, limitandosi a costituire il substrato rigido su cui ha origine e si sviluppa un determinato fenomeno tettonico.

Nello studio dei Monti Tiburtini va considerato il secondo caso che vede la serie stratificata libera

di assestarsi, muovendosi su un basamento rigido che non condiziona il movimento.

Si dà di seguito una descrizione delle pieghe, procedendo dal lato NW verso SE, riferendosi alla carta, ai profili geologici e agli schemi che meglio delle parole valgono a dare un'idea della tettonica studiata.

All'angolo NW si trova la piega di Tivoli (su cui è costruita la città omonima) piuttosto modesta che raggiunge quota 366 (profilo geologico). Si tratta di una piega faglia a vergenza SE quasi perfettamente simmetrica, con piano assiale inclinato di circa 20° a NW. Al nucleo si trovano i calcari del Dogger-Malm, alla cerniera le marne ad Aptici che vengono in contatto tettonico con le marne

progressivo spostamento verso SE e nel conseguente raccorciamento, ha ricoperto la stretta sinclinale che la separava dalla piega di Colle Ripoli. Nello schema tettonico si possono seguire le probabili fasi che hanno determinato l'attuale posizione della zolla.

Il secondo rilievo raggiunge la quota 522 di Colle Ripoli; è dovuto ad una piega asimmetrica coricata a SE con il fianco inverso leggermente ridotto e fagliata nella gamba settentrionale. Il piano assiale è suborizzontale, al nucleo affiorano i calcari del Dogger-Malm e alla cerniera i calcari bianchi del Neocomiano. Sul versante occidentale di Colle Ripoli si può agevolmente vedere, ai calcari oolitici fare seguito in continuità, tutta la serie dei calcari

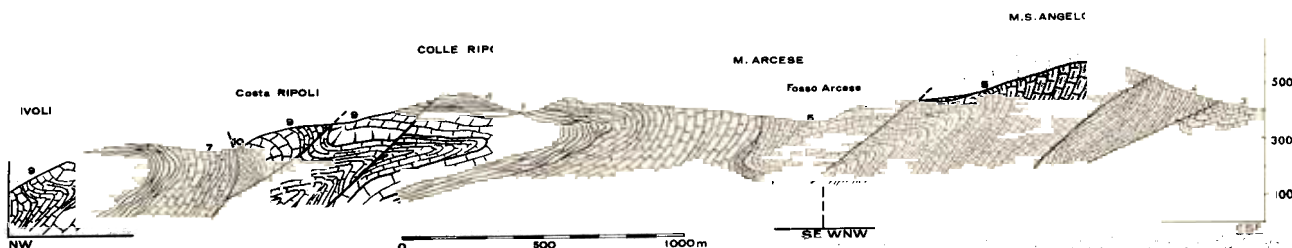


FIG. 9 — Profilo geologico attraverso i Monti Tiburtini.

Si distinguono tre pieghe coricate a SE con piani assiali inclinati di pochi gradi a NW. Procedendo da NW verso SE si può osservare che i terreni posti alla cerniera delle pieghe sono via via più recenti; ne consegue che la zona a NW può considerarsi un alto strutturale rispetto alla zona a SE. Il profilo geologico non è frutto di interpretazione, ma riproduce fedelmente lo spaccato naturale osservabile sul versante occidentale del rilievo. La tettonica plicativa, lo stile plastico che ha interessato la serie stratificata, la posizione dei piani assiali delle pieghe e la assoluta indipendenza della tettonica della serie plastica da quella del substrato rigido, hanno indotto ad avanzare l'ipotesi di una tettonica gravitativa epidermale. Si veda la leggenda della carta geologica.

— Tiburtini Mts. cross section.

Three SE overturned folds with axial planes inclined a few degrees NW can be seen. Going from NW to SE it is possible to notice that the sediments at the hinge of the folds are more and more young. Consequently the NW area can be considered a structural « high » as compared to the SE one. The cross section has not been drawn on an assumption basis but according to the natural section which can be seen on the south eastern side of the mountains. Folding tectonics, plastic style which involved the stratified series, position of the axial planes of the folds and complete independence of the plastic series tectonics from the one of the rigid underlying basement made us believe in a gravitative tectonics. See also the legend of the geological map.

ammonitifere del Lias superiore. Del fianco normale, notevolmente eroso, si conservano solamente le marne ad Aptici e i sottostanti « calcari granulari ». Il fianco inverso è ridotto, soprattutto a spese delle marne ad Aptici che risultano completamente laminate. La piega si segue bene, anche nei dettagli, fin dove il rilievo non è coperto da nuove costruzioni che limitano l'osservazione. Basandosi su affioramenti sporadici è stato comunque possibile rilevare i limiti essenziali in modo sufficientemente preciso.

Fra la piega di Tivoli e la successiva, procedendo verso SE, si trova una zolla calcarea che ha alla base le marne ammonitifere del Lias superiore, il terreno più antico di tutto il rilievo. Si tratta del fianco normale di una stretta anticlinale che, nel

diasprini, delle marne con Aptici del Malm, e ancora un lembo di « maiolica ». La stratificazione è orizzontale o leggermente ondulata, disturbata solo da un motivo distensivo che ribassa di una quarantina di metri la gamba settentrionale della piega.

Alla cerniera, sul fianco occidentale di Colle Ripoli, lungo il versante sinistro di Fosso Arcese, si segue la variazione di inclinazione e di immersione degli strati della « maiolica » che da suborizzontali assumono gradatamente una debole pendenza verso Est, raggiungono la verticale fra quota 425 e 400 per immergere successivamente ad Ovest sul fondo valle; a quote inferiori, sul versante occidentale del rilievo, gli strati rovesciati assumono una disposizione suborizzontale. L'espo-

sizione è ottima e la distinta stratificazione consente una perfetta misura dei dati stratimetrici.

In corrispondenza della strettissima sinclinale che separa la piega di Tivoli da quella di Colle Ripoli (vedi profilo geologico), le bancate del Dogger-Malm sono intensamente piegate e contorte; è possibile vedere come i calcari granulari apparentemente rigidi abbiano reagito, nel loro insieme in modo plastico, grazie alle frequenti intercalazioni marnose che dividono le bancate calcaree (Fig. 8). Una serie di piccoli piegamenti del tutto irregolari e caotici si può vedere in ottima esposizione lungo la strada privata che dalla cava di pietra da calce, sul fianco occidentale di Colle Ripoli, sale in cima al rilievo.

I calcari selciferi del Malm che si seguono agevolmente sul terreno, anche nelle zone di maggiore caoticità, per la grande abbondanza di liste di selce varicolore, sono serviti come livello guida nello studio della tettonica. Come già si è detto nella esposizione stratigrafica, le marne con Aptici, soprattutto abbondanti al tetto della formazione, sono completamente laminate sul fianco inverso della piega e si conservano solo sul fianco normale.

Il versante settentrionale del Colle è interessato da un serie di disturbi marginali, che è impossibile indicare con esattezza a causa della fittissima macchia che impedisce una indagine dettagliata.

Lungo l'orizzonte daniano, in corrispondenza del plastico livello a marne rosse e conglomerati a cemento calcareo-marnoso, si imposta un piano di scorrimento inclinato di circa 25° verso NW che a Nord passa lungo il Fosso Arcese, mentre a Sud interessa il fianco occidentale della piega di Monte S. Angelo in Arcese con una inclinazione di circa 35°.

Un secondo piano di scorrimento, inclinato a NW con circa 30° di pendenza impostato lungo il livello delle marne argillose albiane, interessa il versante sinistro di Fosso Arcese e si risolve successivamente in una stretta sinclinale a nucleo cenomaniano in corrispondenza di Monte Arcese.

Le due linee tettoniche ora descritte interessano la zona di raccordo fra le due pieghe, dove sono accompagnate da modesti disturbi vicarianti che spesso mascherano le linee principali.

Il rilievo di Monte S. Angelo in Arcese, che raggiunge quota 598, è dovuto ad una piega faglia sovrascorsa ad oriente sui terreni miocenici. Come le precedenti ha una vergenza SE con il piano assiale inclinato di circa 20° a NW. Al nucleo affiorano i terreni del Cretaceo superiore e alla cerniera le calcareniti eoceniche. Il sovrascorrimento sulle marne mioceniche è modesto a Sud e più conside-

revole a Nord dove, comunque, non dovrebbe superare il migliaio di metri.

Il fianco normale della piega è interessato da due linee di disturbo principali: una posta all'altezza del livello Daniano, di cui si è già detto, e una seconda che interessa il Cenomaniano e si imposta immediatamente ad Est della sinclinale di Monte Arcese. I due disturbi sono di modesta entità e vengono qui riportati solo per l'esattezza del rilevamento. Entrambi producono un leggero raccorciamento della serie; il più occidentale è appena osservabile, mentre il secondo ad oriente maschera per un lungo tratto il livello del Daniano che rimane in affioramento solo all'imbocco settentrionale di Fosso Arcese.

Il sovrascorrimento al margine orientale si sviluppa su un fronte di circa tre chilometri con un rigetto orizzontale che non dovrebbe superare i mille metri; se si considera invece il raccorciamento totale subito dalla serie, il valore sale a circa cinque chilometri. La linea di sovrascorrimento al margine orientale, prosegue in direzione NNE-SSW verso settentrione e si allinea con il bordo esterno dell'Arco Sabino.

Viste le caratteristiche principali delle singole strutture è bene fare alcune considerazioni più generali.

La serie stratigrafica si è mossa liberamente, scivolando su un piano inclinato, senza subire alcuna costrizione da parte del substrato; il motivo eminentemente plastico interessa quindi esclusivamente la serie stratificata.

Il profilo geologico (Fig. 9) non lascia dubbi sulla natura epidermica della tettonica. Confrontando fra loro le caratteristiche delle pieghe, e in particolare il grado di erosione subito, si constata che le strutture sono state smantellate in misura diversa procedendo da NW verso SE. La piega di Tivoli è infatti più erosa della successiva (conserva alla cerniera solo il Malm), egualmente la piega di Colle Ripoli è più erosa di quella di Monte S. Angelo in Arcese (conservano rispettivamente alla cerniera il Neocomiano e l'Eocene). Ne risulta che la zona nord-occidentale è rialzata rispetto a quella sud-orientale.

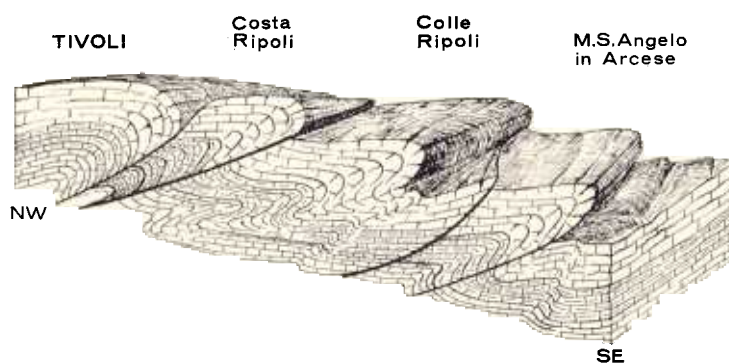
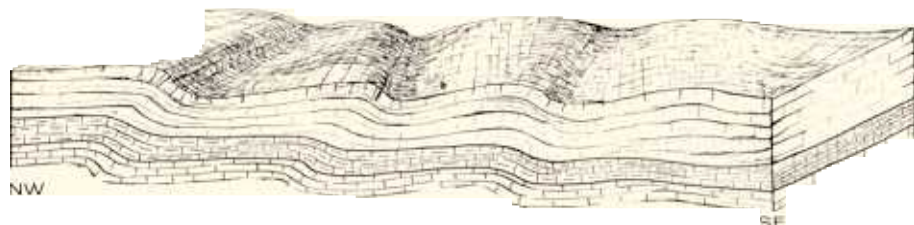
Se si pone questa considerazione in rapporto alla disposizione suborizzontale dei piani assiali, si può dedurre che l'origine del rilievo sia dovuta allo scivolamento gravitativo della serie stratificata, su un basamento rigido leggermente inclinato da NW verso SE; il livello delle marne ammonitifere avrebbe favorito il movimento.

Il raccorciamento causato dall'accavallamento, è stato valutato a circa cinque chilometri, tenendo conto che in ogni punto la serie risulta oggi raddoppiata; ne consegue che l'area di denudamento doveva essere altrettanto vasta. Alle spalle del rilievo non si ha oggi alcuna traccia del basamento, ma solo una serie di faglie dirette a grande rigetto, segnate vistosamente da venute di acque termali e depositi travertinosi, che stanno a dimostrare l'entità del

La visione di insieme illustra il processo di graduale scivolamento e raccorciamento subito dalle masse plastiche, dovuto al basculamento del substrato rigido e al conseguente assestamento verso una condizione di naturale equilibrio.

Come si è già accennato nel capitolo introduttivo gli studi recenti che riguardano l'Arco Sabino hanno visto una tettonica a pieghe rovesciate e coricate. A settentrione le direttrici tettoniche non si disco-

FIG. 10 — Schema tettonico. Lo schema tettonico illustra le probabili fasi di evoluzione delle strutture tiburtine. Viene rappresentata la sola serie stratificata sovrastante i calcari massicci del Lias inferiore. Un basculamento del substrato rigido, con sollevamento a NW, ha turbato l'equilibrio della serie plastica stratificata; al livello del «rosso ammonitico» è avvenuto uno scollamento che ha determinato lo scivolamento verso SE. La serie è oggi praticamente raddoppiata in ogni punto con un raccorciamento complessivo valutabile a circa cinque chilometri. L'ipotesi di una tettonica gravitativa è suggerita, tra l'altro, dallo stile eminentemente plastico che ha interessato la sola serie stratificata.



— Tectonic scheme.

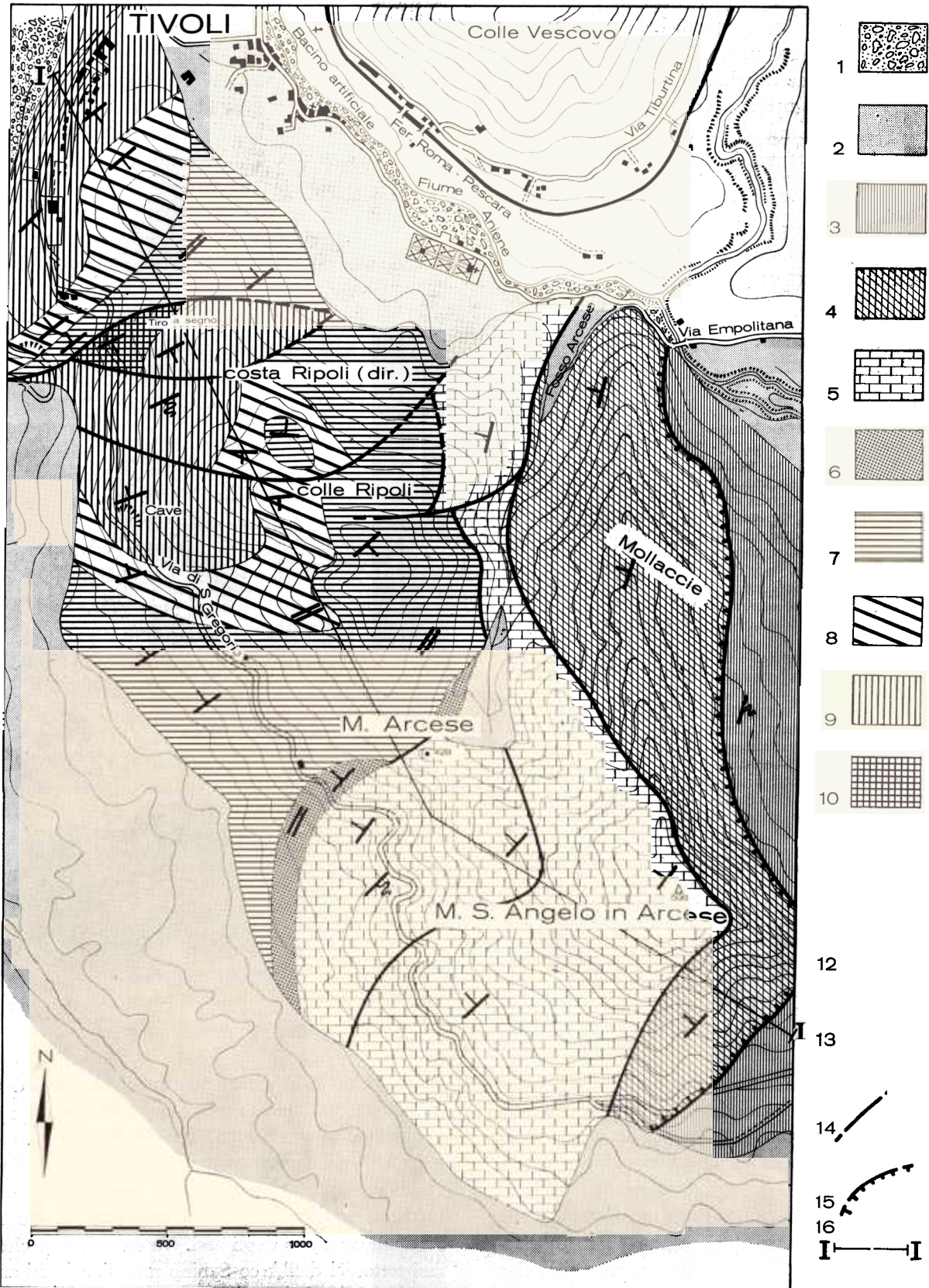
The tectonic scheme shows the probable evolutionary stages of Tiburtini structures. Only the stratified series overlying « calcari massicci » (Lower Lias) is shown. A basculating faulting of the underlying rigid basement, with a NW uplift, upset the equilibrium of the plastic stratified series. At the level of « rosso ammonitico » a sliding toward SE occurred. The series is, at present, practically doubled in any point with a total shortening which can be estimated around 5 Km. The hypothesis of a gravitative tectonics is suggested, moreover, by the mainly plastic style which involved only the stratified series.

collasso subito dal substrato calcareo. Se ne deduce che dopo la fase parossistica del sollevamento, quando già era avvenuta la messa in posto delle attuali strutture tiburtine, una vistosa fase distensiva ha provocato lo sprofondamento dell'area denudata, a tergo delle strutture in esame.

Lo schema tettonico semplificato (fig. 10) riassume le linee determinanti della tettonica tiburtina e ricostruisce la probabile successione degli eventi che hanno prodotto le strutture oggi osservabili.

stano molto dalla direzione meridiana; procedendo da Nord verso Sud si nota una tendenza degli assi a disporsi in direzione NNE-SSW, fino ad assumere un andamento trasversale nei monti di Tivoli. Nelle zone più orientali si nota invece un graduale raccordo con le direttrici appenniniche e una conseguente torsione degli assi. Va sottolineato che gli assi tettonici dell'Arco Sabino meridionale ad andamento trasversale assumono una disposizione normale a quella degli assi dei rilievi del Lazio meri-

CARTA GEOLOGICA DEI MONTI TIBURTINI



LEGGENDA DELLA CARTA GEOLOGICA

- 1 - *Quaternario recente*. Alluvioni sabbiose e ciottolose della valle dell'Aniene.
- 2 - *Quaternario antico*. Tufi litoidi, di colore marrone scuro o nero, con alla base strati pomicei grigi o neri.
- 3 - *Oligocene sup. Miocene inf.* Marne verdi alternate a brecciole calcaree con *Lepidocyclina* e *Miogypsina*.
- 4 - *Eocene inf. e medio*. Calcareniti e marne bianche e rosate a *Globorotalia* passanti a brecciole organogene con Nummuliti e Alveoline.
- 5 - *Cenomaniano-Senoniano*. Brecciole calcaree dominanti passanti superiormente a puddinghe e conglomerati poligenici, alternate a calcari marnosi bianchi e rosati a *Globotruncana*.
- 6 - *Aptiano-Albiano*. Scisti marnosi viola e verdi con *Ticinella roberti* (GAND.) (Scisti a Fucoidi).
- 7 - *Neocomiano*. Calcari selciferi bianchi, fini, con *Calpionella*, contenenti livelli calcareniti (Maiolica).
- 8 - *Malm medio e sup.* Sottili livelli di calcari siltosi e selce varicolore alternati a marne con Aptici dominanti al tetto. (Calcari diasprini e Marne ad Aptici).
- 9 - *Dogger-Malm inf.* Calcari avana fini, con bande oolitiche e detritiche. Calcari detritici con *Protopenneroplis striata*, livelli marnosi verdi e liste di selce varicolori. (Calcari granulari).
- 10 - *Toarciano-Aaleniano*. Marne e calcari marnosi verdastri con Ammoniti e Brachiopodi. (Rosso ammonitico).
- 11 - Strati inclinati.
- 12 - Strati contorti.
- 13 - Strati verticali.
- 14 - Faglie.
- 15 - Scorrimenti.
- 16 - Tracciato del profilo geologico (vedi pag. 179).

LEGEND OF THE GEOLOGICAL MAP

- 1 - *Recent alluvium*. Sand and pebble alluvium of Aniene valley.
- 2 - *Old Quaternary*. Dark brown or black lithoidal tuffs, having at the base grey or black pumice levels.
- 3 - *Upper Oligocene Lower Miocene*. Green marl interbedded with calcareous fine breccias with *Lepidocyclina* and *Miogypsina*.
- 4 - *Lower and Middle Eocene*. Calcarenites and white and rose marls with *Globorotalia* becoming organogenous fine breccia with Nummulites and Alveolines.
- 5 - *Cenomanian-Senonian*. Essentially calcareous fine breccia becoming upward polygenetic conglomerate, interbedded with white and rose marly limestone with *Globotruncana*.
- 6 - *Aptian-Albian*. Violet and green marly shale with *Ticinella roberti* (GAND.) (Scisti a Fucoidi).
- 7 - *Neocomian*. Thin white flinty limestone with *Calpionella* containing calcarenite levels (Maiolica).
- 8 - *Middle and Upper Malm*. Thin levels of silty limestone and flint varying in colour interbedded with marls with Aptici present essentially at the top. (« Calcari diasprini » and « Marne ad Aptici »).
- 9 - *Lower Dogger-Malm*. Thin light brown limestone with oolitic and detrital levels. Detrital limestone with *Protopenneroplis striata*, green marly levels of silt varying in colour. (« Calcari granulari »).
- 10 - *Toarcian-Aalenian*. Marls and greenish marly limestone with Ammonites and Brachiopods (« Rosso ammonitico »).
- 11 - Inclined levels.
- 12 - Folded levels.
- 13 - Vertical levels.
- 14 - Fault.
- 15 - Overthrusting plane.
- 16 - Cross section (see page 179).

dionale. Una tale discordanza va ovviamente ricercata nelle modalità di messa in posto dei rilievi all'incontro fra le strutture laziale-abruzzesi e umbro-sabine. Nella Sabina, come si è visto il movimento è orientato da NW verso SE, nel Lazio meridionale da SW verso NE. Una giustificazione motivata di questa situazione investe una serie di complessi problemi, fra cui, non ultimo, quello dell'età rispettiva dei due movimenti.

Dato il carattere limitato dallo studio, non è parso opportuno avanzare alcuna ipotesi che giustificasse una tale situazione, ma solo sottolineare l'evidente discordanza fra i principali assi tettonici all'incontro fra le due « facies ».

CONCLUSIONI

La serie sedimentaria che affiora sui monti di Tivoli si è deposta in continuità dal Lias superiore al Miocene; alcune riserve si possono fare per i terreni dell'Eocene superiore e dell'Oligocene che non affiorano nella zona interessata, ma che la letteratura geologica segnala pochi chilometri a Nord.

Del Lias superiore, sui Monti Tiburtini si ha un solo affioramento molto modesto e per di più ridotto e mal conservato a causa delle laminazioni subite. Per quanto è possibile vedere sul terreno le marne verdi con Ammoniti si possono genericamente riferire alla facies del « rosso ammonitico » in senso lato. L'età, dedotta dal contenuto paleontologico e dalla posizione stratigrafica, dovrebbe corrispondere ad un Toarciano - Aaleniano.

Un discorso più preciso va fatto per i 250 metri di calcari detritici con *Protopenneroplis striata* del Dogger-Malm inferiore, che seguono in regolare continuità al « rosso ammonitico ». Un tale tipo litologico manca infatti nelle classiche serie umbre, dove al massimo si possono trovare pochi strati di calcari finemente detritici in seno ai caratteristici « calcari diasprini » o alle « marne ad Aptici ». I « calcari granulari » sono invece particolarmente diffusi lungo l'Arco sabino e in genere lungo tutta la « linea delle facies » (LORTI 1926); fino ad oggi sono stati genericamente riferiti al Dogger per posizione stratigrafica, perché mancavano sufficienti dati paleontologici per un riferimento più preciso.

Il ritrovamento di *Protopenneroplis striata* WEINSCHEK, che viene segnalata per la prima volta nella Catena Sabina, conferma la datazione precedente, spostando però il limite superiore al Malm inferiore.

Dopo l'episodio detritico, riprende la sedimentazione di facies umbra con la deposizione dei « calcari diasprini » e delle « marne ad Aptici », riferibili sui monti di Tivoli, al Malm medio e superiore. È stato infatti ritrovato un livello a *Saccocoma* che segna il limite superiore della formazione e consente un buon riferimento cronologico (FARNACCI & SIRNA 1960).

Segue la « maiolica » che nel suo complesso conserva la facies tipica, ma contiene strati e banchi di materiale detritico che manca nella serie dell'Umbria centrale, e si ritrova solo ai margini orientali, nella Catena Sabina e lungo la « linea delle facies ».

Ben poco si può dire degli « scisti a Fucoidi », per la esiguità degli affioramenti e per le pessime condizioni di esposizione; per quanto è dato di vedere, non differiscono molto dagli omonimi umbri e sabini, nè per contenuto microfaunistico, nè per litologia. Vanno riferiti approssimativamente all'Aptiano-Albiano.

Se si fa eccezione per i 50 metri di calcari marnosi bianchi e rosati che seguono direttamente gli « scisti a Fucoidi », praticamente manca nei monti di Tivoli la facies della « scaglia ». Infatti i calcari bianchi e rosati a Globotruncane e Globorotalie, che costituiscono integralmente la serie della scaglia umbro-marchigiana, (e che sono diffusi anche in buona parte nell'Arco Sabino), sui monti di Tivoli sono ridotti a poca cosa. Si ritrovano solo sottili livelli di marne e calcari marnosi bianchi e rosati intercalati a brecciole calcaree, anche grossolane, a puddinghe e ad un conglomerato poligenico di ciottoli arrotondati. La sedimentazione clastica, cominciata nel Cenomaniano, ha raggiunto il massimo sviluppo in corrispondenza degli ultimi piani del Cretaceo superiore con la deposizione delle puddinghe e del conglomerato grossolano. Durante l'Eocene inferiore si è deposto un materiale finemente detritico che passa superiormente a brecciole organogene a Nummuliti e Alveoline. Nulla possiamo dire dell'Eocene medio-superiore e dell'Oligocene, perché non affiorano i terreni corrispondenti.

Il Miocene inferiore, costituito da marne e brecciole organogene con *Miogypsina* e *Lepidocyclina*, si avvicina per caratteristiche litologiche e paleon-

tologiche a quello della zona di transizione Umbria-Abruzzo, in senso lato.

Si conclude che la Serie Tiburtina non si può riferire integralmente alla Serie Umbra, sebbene si sia deposta nello stesso mare, perché ha subito costantemente l'influenza di un ambiente di soglia e di piattaforma. Tali influenze sono state determinanti sulla natura della sedimentazione, particolarmente nel Dogger-Malm e nel Cretaceo superiore, quando cioè si sono deposti materiali detritici che non hanno mai raggiunto il mare umbro, e che sono tipici di un ambiente bordiero. Durante i periodi di maggiore tranquillità continuava la normale sedimentazione pelagica, in modo che oggi si trova l'alternanza di due facies litologiche e paleontologiche distinte in seno allo stesso bacino.

Lo studio della litofacies, le osservazioni di campagna e le considerazioni paleontologiche, inducono a riferire l'ambiente di sedimentazione ad una zona di scarpata che collegava il mare umbro con una piattaforma bordata da scogliere. Finché la piattaforma, in regolare subsidenza, è stata sommersa, i detriti sono stati minuti (intramicriti, biomicriti, pelmicriti e oomicriti) o anche grossolani, ma costituiti essenzialmente di materiale organico (biomicriti a entrochi). Dopo un lungo periodo di tranquillità relativa, corrispondente al Malm superiore e al Neocomiano, in cui l'apporto detritico, anche se costante, è stato piuttosto fine e scarso, si è sviluppata una sedimentazione prevalentemente clastica sempre più grossolana fino alla deposizione del conglomerato a ciottoli arrotondati, in corrispondenza della emersione che nel Cretaceo superiore ha interessato parte dell'Appennino centrale. È successivamente ripresa una sedimentazione finemente detritica mentre il bacino si andava colmando, prima della emersione.

Sui Monti Tiburtini è stata riconosciuta una tettonica epidermale di tipo gravitativo, che ha interessato solo la serie stratificata sovrastante i calcari massicci. Un basculamento del substrato rigido, con sollevamento a NW ha provocato la scivolamento verso SE e il conseguente raccorciamento della serie stratificata che può essere valutato a cinque chilometri. Si sono così formate tre pieghe coricate a SE, parzialmente accavallate, separate da pieghe faglie e da strette sinclinali; la piega sud-orientale sovrascorre i terreni miocenici lungo la linea che si continua per parecchi chilometri a settentrione in direzione NNE-SSW, lungo il margine esterno della catena sabina.

Le considerazioni che hanno indotto a considerare l'ipotesi di una tettonica di tipo gravitativo si possono riassumere nei seguenti punti.

- l'assoluta indipendenza che la serie stratificata mostra nei riguardi del substrato rigido di base;
- lo stile tettonico eminentemente plastico che interessa la serie stratificata;
- la posizione dei piani assiali delle pieghe, in-

- clinati di pochi gradi a NW o suborizzontali;
- il diverso grado di erosione che interessa le cerniere delle pieghe, più accentuato a NW e meno considerevole a SE; ciò porta a considerare la zona nord-occidentale come un «alto» rispetto a quella sud-orientale;
- la presenza del plastico orizzonte di «rosso ammonitico» capace di favorire lo scivolamento.

ABSTRACT

The sedimentary series, which crops out on Tiburtini Mts., has deposited from Upper Lias to Miocene; Upper Eocene and Lower Oligocene sediments do not crop out in the concerned area (they were however remarked in the neighbouring ones).

On Tiburtini Mts. there is only one little Upper Lias outcrop tectonically laminated, made of green marl, that can generically be ascribed to facies of «rosso ammonitico». On the basis of the paleontological content and stratigraphic position, the outcrop age should be Toarcian-Aalenian.

Lower Dogger-Malm detrital limestone, 250 m thick, with *Protopenneroplis striata* regularly follows «rosso ammonitico». Classic umbrian series lacks such a lithological type; only a few levels of fine detrital limestone embedded in the characteristic «calcari diasprini» or in «marne ad Aptici» are generally found. «Calcari granulari» are, on the contrary, very commonly found in Sabini Mts. and along all the «facies line» (LOTTI 1926). Up to now they were generically ascribed to Dogger owing to their stratigraphic position and because more precise paleontological data, which would have allowed a more exact identification, were missing. The identification of *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, which is found for the first time in Sabini Mts., confirms the age suggested by former Authors. However the upper limit has been moved to Lower Malm.

After the detrital levels we find umbrian facies with «calcari diasprini» and «marne ad Aptici» limited, as for Tiburtini Mts., to Middle and Upper Malm. In fact a level with *Saccocoma* indicating the upper limit of the formation gives a good cronologic reference (FARINACCI & SIRNA 1960).

Thereafter we find «maiolica» which generally maintains the typical facies, but that contains levels and beds of detrital materials which are lacking in central umbrian series and which are found only at the eastern borders, in the Sabina Ridge and along the «facies line».

Very little can be said on «scisti a Fucoidi», because the outcrops are very limited in size. As

far as it can be seen, they are not very different from the umbrian and Sabini homonymus neither in microfauna content nor in lithology. They can be ascribed to Aptian-Albian.

«Scaglia» facies is practically lacking in Tiburtini Mts. with the exception of white and rose marly limestone, 50 m thick, which directly follows «scisti a Fucoidi». In fact, white and rose limestones with *Globotruncana* and *Globorotalia* which integrally build up Cretaceous and Eocene series of «scaglia» in Umbria (and which are also widespread in Sabina) are very rare in Tiburtini Mts. There are only thin levels of marl and white and rose marly limestone interbedded with fine and coarse calcareous breccia, with conglomerate and with a polygenetic conglomerate of rounded pebbles.

Clastic sedimentation, started during Cenomanian, reached its greatest development during Upper Cretaceous by the sedimentation of conglomerates that are coarser at the top. During Lower Eocene, a fine detrital material has deposited; it overlies organogenous breccia with *Nummulites* and *Alveolinae*. Nothing can be said on Middle-Upper Eocene and on Lower Oligocene because no sediments of this age crop out.

As a conclusion we can say that not all the Tiburtini series can be referred to umbrian series, even if it has deposited in the same sea, because it has constantly been influenced by a shelf and shelf edge environment. Such influences have been determinative on the facies of sedimentation and particularly during Dogger-Malm and Upper Cretaceous i.e. when detrital materials which never reached the umbrian sea and which are typical of coast environment have deposited. During periods of greater tranquillity the normal pelagic sedimentation continues so that we find today two different lithological and paleontological facies interbedded within the same basin.

The study of lithofacies, field observations and paleontologic data let us ascribe the sedimentation environment to a slope area which connected the umbrian sea to a shelf bordered by reefs. Until the shelf, in regular subsidence, has been sub-

merged. detritus have been fine (intramicrite, biomicrite, pelmicrite and oomicrite) or, if coarse, it was essentially made of organogenous materials. After a long period of tranquillity, corresponding to Upper Malm and Neocomian during which clastic materials, always present, have been fine and poor, a sedimentation more and more coarse developed, up to the deposition of the conglomerate with rounded pebbles, probably in correspondence of the emersion that affected a part of central Appenines during Upper Cretaceous. Afterwards, a fine detrital sedimentation started anew, while the basin was getting filled up, before the emersion.

On Tiburtini Mts. a gravitative tectonic affected only the stratified series overlying the Lias « calcari massicci ». A basculing faulting of the rigid basement, with a NW uplift, caused the sliding toward SE and the subsequent shortening (estimated around 5 Km) of the stratified series. Thus three overturned folds occurred; they partially

overlap each other and are separated by fold-faults and by narrow synclines. The SE fold overthrusts Lower Miocene sediments along a line continued toward North for several kilometers, with NNE-SSW strike, along the border of Sabini Ridge.

Main data about the hypothesis of a gravitative tectonics can be summarized in the following points:

- absolute independence of the stratified series from the rigid underlying basement
- mainly plastic style of the stratified series
- position of fold axial planes which are inclined a few degrees NW or are subhorizontal
- different erosion degree of the fold hinge, which is greater NW and less marked SE. This fact leads us to consider the NW area as a « high » as compared to the SE one
- presence of the plastic level of « rosso ammonitico » which would have allowed the sliding.

Manoscritto presentato nel Febbraio 1967

BIB OGRAFIA

- ACCORDI B. (1963) — Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionale. *Mem. Soc. Geol. Ital.* vol. 4, pp. 595-633, tav. 9, Bologna.
- ACCORDI B. (1966) — La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese. *Geologica Romana* vol. 5, pp. 355-406, figg. 33, carta tettonica 1.
- ALBERTI A. (1953) — Osservazioni sulla zona di transizione dalla facies umbro-marchigiana alla facies abruzzese nei monti tiburtini, prenestini e lepini (Lazio). *Boll. Serv. Geol. It.*, vol. 74, pp. 3-10, tav., 1, Roma.
- BENELLI G.C. (1962) — Note di geologia sabina. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 81 fas. 1, pp. 2-40, figg. 19, tavv. 2, Roma.
- CAILLEUX A. (1945) — Distinction des galets marins et fluviatiles. *Bull. Soc. Geol. Franc.* t. 15 (7-8), pp. 375-404, figg. 10, tav. 12, Paris.
- CANAVARI M. & CORTESE E. (1881) — Sui terreni secondari nei dintorni di Tivoli. *Boll. R. Com. Geol. d'It.*, vol. 12, pp. 32-45. Roma.
- CARBONI S. (1954) — Contributo alla conoscenza dei M. Tiburtini (Lazio). *Pubb. Ist. di Geol. e Paleont. Univ. di Roma*, n. 16 pp. 1-10, tav. 3. Roma.
- CLERICI E. (1907) — Ricerche microscopiche sui calcari liassici di Tivoli. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 26, pp. 461-464, Roma.
- CORTESE E. & ZESI P. (1882) — Foglio geologico alla scala 1/100.000 n. 150 (Roma), *R.Uff. Geol. d'It.* Roma.
- CORTESE C. & LEONI M. (1958) — Studio sedimentologico e geochimico del travertino in un sondaggio a Bagni di Tivoli. *Periodico di Mineralogia*. Anno 27 n. 2-3 pagg. 407-460 fig. 1, tabb. 12, tav. 1, Roma.
- COLACICCHI R. (1959) — Osservazioni stratigrafiche sul confine marchigiano abruzzese. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 77, f. asc. 1, pp. 59-69, figg. 2, ta v. 1, Roma.
- COLACICCHI R. (1964) — La facies di transizione della Marsica nord orientale. Serie della Serra Sparvera e della Rocca di Chiarano. *Geologica Romana*, vol. 3, pp. 93-124, figg. 17, tavv. 2. Roma.
- CREMA C. (1910) — Sezione geologica attraverso la valle del Licenza nel bacino dell'Aniene. *Boll. R. Com. Geol. d'It.* vol. 41, pp. 406-422, figg. 3 Roma.
- DE GAETANO E. & ZAPPELLI A. (1958) — Il gruppo di M. Pellicchia (M. Lucretili-Sabina meridionale). *Pubb. Ist. di Geol. e Paleont. Univ. di Roma*, n. 30, pp. 1-28, figg. 13, tavv. 11. Roma.
- FARINACCI A. (1964) — Sulla posizione sistematica e stratigrafica di *Protopenoplis striata WEYNSCHENK 1950* (Foraminifera). *Geologica Romana* vol. 3, pp. 41-48, figg. 5. Roma.
- FARINACCI A. & SIRNA G. (1960) — Livelli a Saccocoma nel Malm dell'Umbria e della Sicilia. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 79, fasc. 1, pp. 59-88, fig. 1, tavv. 6, Roma.
- FOLK R. (1959) — Practical petrographic classification of limestones. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 63, pp. 1-38.
- LOSACCO U. (1949) — Note geologiche e morfologiche sulla Sabina meridionale. *Atti del 14° Congr. Geogr. It. Bologna 8-16 aprile 1947*. Pp. 415-419, fig. 1.
- LOTTI B. (1906) — Osservazioni geologiche nei dintorni di Rieti. *Boll. R. Com. Geol. d'It.*, vol. 37, pp. 280-316, fig. 1. Roma.
- LOTTI B. (1926) — Descrizione geologica dell'Umbria. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, vol. 21, pp. 320, Carte 2, tavv. 3, figg. 65. Roma.
- LOTTI B. & CREMA C. (1927) — I terreni mesozoici dell'Appennino centrale. Studi sulla zona di transizione dalla facies umbro-marchigiana a quella abruzzese nella conca di Leonessa. *Boll. R. Uff. Geol. d'It.*, vol. 52, n. 14, pp. 15, tavv. 1. Roma.
- MANFREDINI M. (1946) — Osservazioni sulla serie mesozoica postliassica nel versante orientale del gruppo di M. Gennaro. (Lazio). *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 62, pp. 37-43. Roma.
- MAXIA C. (1943) — Sul Lias superiore di S. Polo dei Cavalieri: (Preappennino romano). *Atti R. Acc. d'It. Ser. 7*, vol. 6, pp. 527-535. Roma.
- MAXIA C. (1949) — Studio geologico del bacino delle Acque Albule. *La Ric. Scient.* Anno 19, n. 5, pp. 351-353. Roma.

- MAXIA C. (1952) — Geologia dei dintorni di Castiglione (Rieti). *Boll. Serv. Geol. It.*, vol. 73, pp. 225-291, figg. 3, tavv. 4. Roma.
- MAXIA C. (1954 a) — Lineamenti stratigrafici e tettonici dei M. Prenestini. *La Ric. Scient.* Anno 24, n. 6, pp. 1232-1236, figg. 3. Roma.
- MAXIA C. (1954 b) — Carta geologica dei M. Prenestini alla scala 1:25.000. *Pubb. Ist. di Geol. e Paleont. Univ. di Roma*, n. 12. Roma.
- MAXIA C. (1954 c) — La geologia dei Monti Cornicolani. *Pubb. Ist. di Geol. e Paleont. Univ. di Roma*, n. 11, pp. 108, figg. 36, tavv. 9, carta geol. 1. Roma.
- MERLA G. (1944) — Il Tevere — Monografia Idrologica — vol. 1, parte seconda Geologia e permeabilità dei terreni del bacino. *Minist. dei Lavv. Pubbl., pubbl. n. 22 del Servizio Idrografico*, pp. 129, figg. 16, carte 2. Roma.
- NEGRETTI G. C. (1952 a) — Rilevamento geologico dei M. Prenestini Nord orientali. *Pubb. Ist. di Geol. e Paleont. Univ. di Roma*, n. 10, pp. 11, tavv. 2, fig. 1. Roma.
- NEGRETTI G. C. (1952 b) — Segnalazione dei terreni del Cretaceo superiore sul versante settentrionale dei M. Prenestini. *Pubb. Ist. di Geol. e Paleont. Univ. di Roma*, n. 2, pp. 3. Roma.
- NEGRETTI G. C. (1957) — Evoluzione paleogeografica della Valle Latina settentrionale dal Creta superiore al Miocene superiore con particolare riguardo alla trasgressione miocenica. *Pubb. Ist. di Geol. e Paleont. Univ. di Roma*, n. 27, pp. 27, figg. 8. Roma.
- PARENTI C. (1952) — Osservazioni stratigrafiche e tettoniche nel territorio di Castelmadama. *Pubb. Ist. di Geol. e Paleont. Univ. di Roma*, n. 3, pp. 6. Roma.
- PERINI A. (1956) — Geologia del bacino del Licenza (M. Lucretili orientali-Lazio). *Pubb. Ist. di Geol. e Paleont. Univ. di Roma*, n. 26, pp. 13, figg. 4, tavv. 9. Roma.
- PREVER P. L. (1912) — La fauna a Nummuliti e Orbitoidi dei terreni terziari dell'alta valle dell'Aniene. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, vol. 5, par. 2, pp. 258, tav. 14. Roma.
- PRINCIPI P. (1933) — I terreni terziari del bacino di Rieti. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 52, pp. 8-18, figg. 4. Roma.
- PRINCIPI P. (1934) — I terreni terziari dei M. Sabini meridionali. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 53, pp. 239-248. Roma.
- RENZ O. (1951) — Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sulla scaglia. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, vol. 29, pp. 167, tavv. 15, figg. 14. Roma.
- SCARSELLA F. (1934) — Nuove osservazioni sulla scaglia nella zona di transizione. *Boll. R. Uff. Geol. d'It.*, vol. 59, n. 12, pp. 7. Roma.
- SCARSELLA F. (1946) — Di un motivo tettonico dell'Appennino centrale umbro-marchigiano. *Boll. Serv. Geol. It.*, vol. 65, pp. 21-23. Roma.
- SCARSELLA F. (1950) — Sui rapporti stratigrafici del « calcare massiccio » (calcare di scogliera hettangiano) con i sovrastanti piani stratificati della serie giura liassica dell'Appennino umbro marchigiano. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 69, n. 1, pp. 96-98. Roma.
- SCARSELLA F. (1951) — Sulla zona di incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo. *Boll. Serv. Geol. It.*, vol. 71, pp. 155-165, tavv. 5. Roma.
- SEGRE A. (1948) — L'anticlinale della Laga e la tettonica del confine marchigiano-abruzzese. *La Ric. Scient.* Anno 18, n. 4, pp. 406-413, Roma.
- VALDINUCCI A. (1953) — Contributo alla geologia dei territori di Guadagnolo, Poli, Casape, Sangregorio. (M. Prenestini centro-occidentali). *Pubb. Ist. di Geol. e Paleont. Univ. di Roma*, n. 7, pp. 7, tavv. 2. Roma.
- VERRI A. & CLERICI E. (1907) — Escursione a Tivoli. Resoconto dell'adunanza generale invernale. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 26, pp. XXXV-XXXIX. Roma.