

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



QUADRO D'UNIONE DEI FOGLI AL 100.000



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

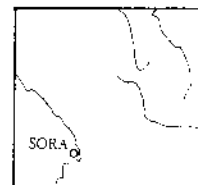
NOTE ILLUSTRATIVE  
della  
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 152

**SORA**

A. PRATURLON



PULIZIATICA & CARTEVAJARI  
FRIGLIANO (NAPOLI)  
1968



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

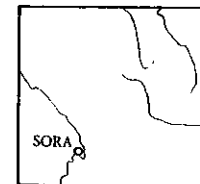
NOTE ILLUSTRATIVE  
della  
**CARTA GEOLOGICA D'ITALIA**

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 152

**SORA**

A. PRATURLON



POLIGRAFICA & CARTEVALORI  
ERCOLANO (NAPOLI)  
1968

## SOMMARIO

I - PREMESSA . . . . .	pag. 7
II - CENNO STORICO . . . . .	» 8
III - SGUARDO GEOLOGICO D'ASSIEME . . . . .	» 10
IV - STRATIGRAFIA . . . . .	» 13
A - LIAS - PALEOCENE . . . . .	» 13
<i>Cenni paleogeografici</i> . . . . .	» 13
<i>Facies di shelf</i> . . . . .	» 15
1) Lias inferiore . . . . .	» 15
2) Lias superiore-medio . . . . .	» 16
3) Cretacico inferiore-Dogger . . . . .	» 18
4) Cretacico medio-inferiore . . . . .	» 19
5) Orizzonte bauxitico . . . . .	» 20
6) Cretacico superiore . . . . .	» 21
<i>Facies di scogliera e periscogliera</i> . . . . .	» 22
7) Cretacico inferiore-Dogger . . . . .	» 22
8) Paleocene-Cretacico inferiore . . . . .	» 27
9) Paleocene organogeno . . . . .	» 28
<i>Facies di transizione al mare aperto</i> . . . . .	» 29
10) Lias inferiore . . . . .	» 29
11) Lias medio . . . . .	» 30
12) Lias superiore . . . . .	» 30
13) Malm-Dogger . . . . .	» 31
14) Neocomiano-Titonico . . . . .	» 32
15) Albiano-Barremiano . . . . .	» 32
16) Turoniano-Aptiano dei Monti della Meta . . . . .	» 32
17) Turoniano-Cenomaniano . . . . .	» 33
18) Senoniano . . . . .	» 33
19) Paleocene . . . . .	» 34
B - EOCENE - MIOCENE . . . . .	» 34
<i>Cenni paleogeografici</i> . . . . .	» 34
20) Eocene superiore-medio . . . . .	» 35
21) Langhiano-Chattiano . . . . .	» 36

22) Elveziano	pag. 38
23) Tortoniano inf.-Elveziano sup.	» 40
24) Tortoniano	» 41
25) Messiniano-Tortoniano? - Puddinghe di Broccostella	» 42
26) Messiniano	» 43
C - PLIOCENE? - MIOCENE SUP.	» 44
27) Puddinghe di Scifelli	» 44
D - PLEISTOCENE INTRAPPENNINICO	» 44
28) Puddinghe di Santopadre	» 44
29) Limi lacustri e travertini	» 45
30) Conglomerati fluvio-lacustri	» 45
31) Morenico	» 45
32) Alluvioni antiche terrazzate; conoidi cementate	» 45
E - OLOCENE	» 46
33) Terre rosse	» 46
34) Detriti di falda, alluvioni sciolte e conoidi attuali	» 46
V - TETTONICA	» 47
1) Struttura del Pizzodeta	» 47
2) Struttura di Monte Cornacchia	» 50
3) Struttura di Monte Marcolano-Monte Turchio	» 51
4) Strutture della Marsica orientale	» 52
5) Linea del Sangro	» 57
6) Struttura Le Pelusare-Monte Amaro-Monte Sterpi d'Alto	» 58
VI - MORFOLOGIA	» 59
VII - GEOLOGIA APPLICATA	» 64
1) <i>Bauxiti</i>	» 64
2) <i>Cave</i>	» 66
3) <i>Sorgenti</i>	» 67
VIII - BIBLIOGRAFIA	» 71

## I - PREMESSA

I primi rilevamenti riguardanti il Foglio Sora vennero iniziati nel 1896 da M. CASSETTI; questi studi, riveduti e completati da C. CREMA, sono alla base della prima edizione del Foglio, uscita nel 1928.

Nel 1963, per incarico del Ministero per l'Industria ed il Commercio, hanno inizio i rilevamenti ex-novo del Foglio da parte dei collaboratori dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Roma, sotto la Direzione del Prof. B. ACCORDI. Questi rilevamenti, protrattisi fino al 1965, hanno permesso di completare lo studio di una regione di notevole interesse per la storia geologica dell'Appennino calcareo in facies laziale-abruzzese. L'area rilevata presenta infatti, sia nei termini mesozoici che in quelli terziari, sensibili e ben riconoscibili variazioni di facies, che interpretate sulla base dei moderni metodi microstratigrafici hanno permesso di tentare la ricostruzione di importanti motivi paleogeografici e strutturali. Di particolare interesse si sono rivelati il bordo nord-orientale del Foglio, ove compaiono termini di transizione alla facies umbra, e l'area a Sud del Sangro, ove in parte si continuano le peculiari situazioni del Massiccio della Meta, già al limite con le facies molisane.

*Direttore del rilevamento:* Prof. B. ACCORDI.

*Rilevatori:* R. COLACICCHI, G. FRANCONI, A. PARADISI, A. PRATURLON, G. SIRNA.

*Analista:* V. CONATO.

*Collaboratori al rilevamento ed agli studi di laboratorio:* A. ANGELUCCI, G. AVENA, F. P. BONADONNA, G. DEVOTO, A. FARINACCI, M. PARROTTO, P. G. PIERONI, A. ZUCCARI.

## II - CENNO STORICO

Dobbiamo a CASSETTI i primi studi geologici sul Foglio Sora. In una serie di campagne iniziate nel 1896 (CASSETTI 1897-1902) egli ne rileva le tavolette Villetta Barrea, Scanno e Pescasseroli, compiendo importanti osservazioni sulle strutture limitrofe e ponendo le basi della tettonica e della stratigrafia dell'area marsicana. Gli studi verranno completati da CREMA e nel 1928 potrà così uscire la prima edizione del Foglio.

Nel 1907 SACCO pubblica uno schema generale degli Abruzzi corredato da una carta geologica al 500.000 e da una tavola schematica al 1.000.000 delle principali linee tettoniche. Egli indica fra l'altro la presenza di bauxite rosso-giallastra in giacitura lentiforme fra i calcari cretaci, specialmente nella parte superiore dei calcari a Requienie. Anche PARONA, in circa un ventennio di studi, porta larghi contributi alle conoscenze geologiche sull'area abruzzese, in particolare con le sue ricerche sulle Rudiste, che interessano da vicino il Foglio Sora (PARONA 1911-1926).

In seguito al terremoto della Marsica (13 gennaio 1915) si interessano dell'area i più eminenti sismologi dell'epoca; anche alcuni geologi (DE STEFANI 1915, LOTTI 1915) portano il loro contributo allo studio del fenomeno.

Nel 1920 inizia una lunga serie di studi (in gran parte inediti) sull'Alto Sangro, legati al progetto di costruzione di due dighe di sbarramento ad Opi e Barrea. Partecipano a questi studi, dai risultati discordanti, CREMA, DAINELLI, DAL PIAZ, FRANCHI, GORTANI, SACCO, STELLA, ZACCAGNA. Nasce tra essi una disputa sulla natura di alcune strutture, tra cui la dorsale di Opi. La polemica ha termine con la rinuncia della Società costruttrice alla diga di Opi.

Intorno sempre al 1920 inizia pure una serie di studi geomorfologici sull'Alto Sangro ed in generale sulle strutture abruzzesi (ALMAGIÀ 1919, 1933, CREMA 1919, FRANCHI 1920, GORTANI 1931, RICCARDI 1929, SACCO 1928, 1941, SUTER 1940). Antesignani di questi studi, nei

quali si pongono sovente in particolare risalto le tracce di un glacialismo quaternario piuttosto diffuso, sono CHELUSSI (1901) e HASSERT (1900). Le indagini geomorfologiche verranno da ultimo riprese da DEMANGEOT (1965), la cui monografia non interessa in particolare il Foglio Sora ma fornisce osservazioni e metodi di lavoro direttamente applicabili alle strutture marsicane.

Nel 1933 appare un breve lavoro di CREMA sulla Geologia del Parco Nazionale d'Abruzzo. Si interessano ancora delle strutture del Foglio Sora o limitrofe BEHRMANN (1936) e BENEIO (1936-39); con l'inizio della guerra si apre un periodo più che decennale di stasi nelle ricerche geologiche sull'area, rotto nel 1950 da brevi accenni di SEGRE e JACOBACCI. Ricerche sistematiche vengono intraprese poco dopo da M. MANFREDINI (1953-1966) e, più tardi, dall'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Roma, che assume l'incarico di rilevare ex-novo il Foglio Sora (vedi lavori di ACCORDI, COLACICCHI, DEVOTO, FARINACCI, PARADISI, PRATURLON, PIERONI, SIRNA, ZALAFFI). In questi recenti studi viene affrontato in particolare il problema dell'evoluzione delle facies del Mesozoico e delle relazioni con i bacini umbro e molisano; vi predomina nettamente l'interesse stratigrafico-paleogeografico.

Riguardano direttamente il Foglio Sora anche i tentativi di sintesi tettonica dell'Appennino operati di recente da MANFREDINI (1964), FANCELLI, GHELARDONI e PAVAN (1966), PIERI (1966), che si affiancano all'opera di ACCORDI (1966) riguardante ampiamente le strutture abruzzesi. Recentissima la monografia di COLACICCHI (in corso di stampa) sulla Marsica. Non vanno inoltre qui dimenticati i contributi indiretti offerti alla stratigrafia dei rilievi abruzzesi dai lavori di CRESCENTI e di SARTONI (1959-1966).

Il programma di studi sulle strutture del Foglio Sora dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Roma non si arresta con il completamento dei rilievi di campagna. Ricerche sono tuttora in corso, in particolare sui terreni terziari e su vari problemi di ordine applicativo. Nelle note che seguono verrà esposta la messe di dati raccolta finora.

I sistemi orografici che costituiscono la massima parte dell'area rilevata sono tra i più tipici, anche se non i più vistosi, dell'Appennino calcareo laziale-abruzzese. Si tratta di massicci in gran parte allungati in senso appenninico, con quote massime aggirantisi ovunque sui 2.000 metri, che si succedono dal bordo sud-occidentale del Foglio all'estremo nord-orientale nell'ordine seguente: Monte Pizzodeta e sue propaggini sud-orientali; struttura Monte Cornacchia-Monte Breccioso-Monte Longagna; struttura Monte di Valle Caprara-Monte Turchio; struttura Monte Marsicano-Montagna Grande-Monte Mezzana, con l'annessa struttura minore Montagna di Godi-Montagna di Preccia; struttura Serra Rocca Chiarano-Serra Sparvera-Monte Genzana. Al bordo sud-orientale si eleva il Massiccio della Meta con le sue propaggini più settentrionali, a direttrice non più appenninica ma trasversale; al bordo nord-occidentale si apre l'ampia conca del Fucino.

I rilievi cui si è accennato sono costituiti in massima parte da potenti pile di calcari mesozoici (con modeste coperture cenozoiche), scomposti da faglie normali ed inverse in blocchi di entità variabile. Le depressioni vallive fondamentali (Val Roveto, Vallelonga, Valle dell'Alto Sangro-Giovenco, Valle del Profluo-Tasso-Sagittario) sono impostate invece in corrispondenza dei terreni argilloso-arenacei della serie miocenica, mentre la conca del Fucino è colmata dai sedimenti dell'antico lago. Sistemi vallivi secondari di varia origine (tettonica, carsica, glaciale, ecc.) sono impostati a quote superiori a quelle delle valli principali, e suddividono gli allineamenti citati in unità morfologiche minori.

I terreni mesozoici che costituiscono l'ossatura della regione sono disposti in generale (fa eccezione il gruppo della Meta) in monoclinali con immersione a NE, talvolta anche a SW (Rocca Chiarano, Serra Sparvera). Vi sono rappresentati tutti i termini dal Lias inferiore al Maastrichtiano, con calcari, calcari dolomitici e dolomie, in facies non solo neri-

tica (« laziale-abruzzese » in senso lato) ma anche di chiara transizione al mare aperto. La storia geologica della regione è vincolata infatti alla sua posizione marginale rispetto all'esteso *shelf* mesozoico laziale-abruzzese, e lo sviluppo delle differenti facies rende possibile, anche ai fini del rilevamento di terreno, la suddivisione dell'area in *tre grandi unità paleogeografiche*: ad Ovest della linea Alvito-Pescasseroli-Valle dell'Alto Sangro e Giovenco si ha il dominio dello *shelf* interno (retroscogliera in senso lato), con le tipiche successioni litologico-stratigrafiche delle strutture del Lazio meridionale e della Campania (vedi ad es. Fogli Frosinone, Cassino, Caserta, ecc.); nell'area del Massiccio della Meta, dalla tormentata storia geologica, e lungo la struttura Monte Marsicano-Montagna Grande-Monte Mezzana si assiste allo sviluppo delle scogliere coralligene e dei calcari oolitici, accompagnati dalla fascia dei calcari detritici e bioclastici di periscogliera; infine, ad Est della Valle del Profluo-Tasso-Sagittario, si ha la zona d'incontro coi sedimenti di mare aperto. Qui, in corrispondenza di uno stretto ma profondo golfo mesozoico, si sviluppano sin dal Lias inferiore le facies selcifere; sempre in quest'area, gradualmente distribuiti non solo nel tempo ma anche nello spazio, si possono riconoscere i più tipici termini della facies umbra, con un massimo di diffusione areale nel Cretaceo medio-superiore, ove la facies di transizione interessa, verso Sud, anche i Monti della Meta ad Oriente della Val Canneto.

I terreni paleogenici sono presenti in limitati affioramenti corrispondenti alle due ultime unità paleogeografiche; nella prima invece, la più estesa, i sedimenti del Cretaceo superiore (talora del Cretaceo medio) sono ricoperti direttamente dall'ingressione elveziana.

L'assetto strutturale della regione appare relativamente semplice, almeno a giudicare dai dati di superficie (nessun sondaggio profondo ha interessato direttamente il Foglio Sora). La linea tettonica più vistosa appare pur sempre la Val Roveto, il cui fianco sud-occidentale mostra pieghe vergenti a NE (con accavallamento di entità ignota ma comunque notevole sul complesso argilloso-arenaceo miocenico di fondovalle), mentre il fianco nord-orientale appare costituito da una monoclinale molto regolare e quasi indisturbata, delimitata a SW da faglie dirette. Altri disturbi

notevoli, che delimitano le strutture fondamentali cui si è accennato all'inizio, sono quelli corrispondenti alla Vallelonga, alla Valle dell'Alto Sangro-Giovenco, alle Valli del Profluo e del Sagittario. Nella prima il motivo dominante appare, come in Val Roveto, la presenza di vergenze a NE sul fianco sud-occidentale (talora accompagnate da modeste pieghe frontali con accavallamenti ben visibili sul fondovalle argilloso miocenico) e di faglie dirette su quello nord-orientale. La linea del Sangro-Giovenco mostra a sua volta faglie dirette a notevole rigetto sul fianco nord-orientale della valle, mentre sull'altro lato si può osservare, dapprima il modesto motivo inverso del Morrone del Diavolo, con accavallamenti verso SW, poi più a Nord le deboli strutture di Aschi e di Ortona. La linea del Profluo-Sagittario, con la vicariante di Val Ciavolara-Valle del Tasso, appare più complessa, in quanto dal Sangro fino a Scanno le direttrici si fanno quasi meridiane, mentre le strutture divengono speculari rispetto al motivo appenninico fondamentale; a Nord di Scanno esse riprendono invece l'andamento solito. Anche lungo questa importante linea tettonica si osservano accavallamenti di entità non nota ma sicuramente notevole; la stessa cosa si può dire per l'unica linea tettonica trasversale, la linea del Sangro, che nasconde motivi traslativi con avanzamento della struttura M. Dubbio-M. Amaro-M. Sterpi d'Alto sui termini argilloso-arenacei miocenici della valle.

La tettonica del Fucino, di cui il Foglio Sora comprende solo i versanti meridionale ed orientale, appare legata abbastanza chiaramente a fasi distensive tardive. I bordi dell'antico alveo appaiono infatti segnati per gran parte da vistose faglie dirette, accompagnate da estese fasce milonitizzate; i recenti sismi hanno ringiovanito le dislocazioni, mettendo a nudo i liscioni, di cui alcuni veramente spettacolari. Queste caratteristiche non sono però molto evidenti nel Foglio Sora, ove il bordo meridionale del Fucino non mostra tracce visibili delle fratture che lo dovrebbero delimitare anche su questo lato, ad eccezione forse dell'area di Trasacco, intensamente cataclata; ciò può essere però in parte imputato alle estese coperture quaternarie. Il bordo orientale appare invece interessato da un sistema di faglie dirette che determinano una discesa a gradinata.

#### IV - STRATIGRAFIA (1)

##### A -- LIAS - PALEOCENE

###### GENNI PALEOGEOGRAFICI

Ad Occidente di una linea ideale Alvito-Pescasseroli-Valle dell'Alto Sangro-Giovenco perdurano per tutto il Mesozoico le condizioni paleogeografiche riscontrabili in massima parte dell'Appennino e Preappennino laziale-campano-abruzzese: la zona faceva parte di un esteso *shelf* neritico ad acque basse, calde, scarsamente agitate, dal fondo in forte subsidenza compensata continuamente da una sedimentazione carbonatica di tipo biomicritico (la litologia prevalente è qui data da intramicriti ad alghe calcaree, foraminiferi bentonici e molluschi). Ad Oriente della linea indicata era invece già sensibile l'influenza del vicino mare aperto; esistono infatti prove certe del graduale approfondimento verso Sud, lungo il bordo orientale del Foglio, di un braccio di mare facente parte con ogni probabilità dell'esteso bacino umbro o di una sua diramazione verso la grande depressione molisano-lucana. Già nel Lias inferiore si può osservare la comparsa dei primi livelli selciferi, accompagnati da rare ammoniti, nelle dolomie basali poste all'estremo nord-orientale dell'area; nel Lias medio-superiore le facies pelagiche si estendono fino a tutto il gruppo del M. Genzana (alternanze di calcari detritici e di micriti radiolaritico-spongolitiche; marne ad ammoniti e brachiopodi); nel Dogger ne esiste già qualche traccia poco più a Sud, alla Montagna di Preccia (livelli a lamellibranchi pelagici), nel Malm esse guadagnano tutto il bordo orientale del Foglio fino all'altezza di Villetta Barrea (Maiolica a calpionelle); nel Cretacico medio e superiore le ritroviamo largamente distribuite an-

(1) Le sigle formazionali riportate nelle « Note illustrative » sono quelle adottate nel Foglio geologico relativo.

Si tenga presente che nelle leggende dei fogli geologici le sigle ed i relativi indici sono ordinati dall'alto verso il basso, cioè dalle formazioni geologiche più recenti alle più antiche, mentre la descrizione della stratigrafia nelle Note illustrative è dal basso verso l'alto, cioè dalle formazioni più antiche alle più recenti.

che nei Monti della Meta, ad Oriente della Val Canneto (Diaspri varicolori e intercalazioni di Scaglia). La litologia prevalente di questa *facies di transizione al mare aperto* è data da alternanze di termini detritici e bioclastici con *facies biomicritiche pelagiche* ricche di selce; non mancano marne ed argille.

Al limite con le *facies di transizione al mare aperto*, che mostrano quasi ovunque, come si è accennato, abbondanti apporti di materiali detritici franati lungo le scarpate, si assiste allo sviluppo di estese scogliere e di banchi organogeni, mentre nelle aree contigue si depositano potenti pacchi di materiali oolitici e detritico-bioclastici (litologia prevalente a bioclastiti, oospariti, biolititi a coralli). Questa *facies di scogliera e periscogliera* si sviluppa a partire dal Dogger.

L'approfondimento del bacino e la conseguente avanzata verso Sud delle *facies di mare aperto* furono certamente graduali, ma si possono facilmente riconoscere due massimi, alla fine del Giurese e nel Cenomaniano-Turoniano; sembra logico supporre che ad essi siano legate importanti fasi della tettonica embrionale. I Monti della Meta, come si è detto, furono raggiunti per ultimi. Essi costituirono durante il Mesozoico un alto strutturale un po' particolare, caratterizzato da una subsidenza inferiore a quella dello *shelf* e da frequenti oscillazioni tettoniche, sottolineate da ripetute ingressioni e regressioni. Esistono più serie differenti del Mesozoico della Meta e delle sue propaggini più avanzate; tutte mostrano ampie lacune, fino ad avere situazioni-limite in cui i sedimenti maastrichtiani trasgrediscono direttamente sulle dolomie del Lias inferiore.

Un cenno a parte meritano i depositi bauxitici localizzati in prevalenza lungo la dorsale M. Cornacchia-M. Longagna e nell'area di M. Turchio. Essi testimoniano, come in altre parti dell'Appennino, fenomeni di emersione che hanno interessato durante il Cretacico medio gran parte dell'area occidentale del Foglio. Una generale e duratura emersione dello *shelf* si ha però solo nel Paleocene, mentre in corrispondenza dell'antico braccio di mare aperto permane una depressione estesa dalla Piana di Sulmona a quella di Cassino, che creerà condizioni particolari alla sedimentazione cenozoica.

I più antichi termini cenozoici (Paleocene), conservati sporadicamente in affioramenti sparsi, sono trattati direttamente in connessione col Mesozoico, perchè nella maggioranza dei casi sono in evidente connessione giaciturale e di *facies* con le serie cretacicche. In altri casi si hanno limitate testimonianze di un ciclo paleocenico trasgressivo. In effetti la paleogeografia dell'area sta mutando in questo periodo rapidamente e radicalmente, tanto che la correlazione dei vari lembi di Paleocene è sovente intricata e talora impossibile. Ciò del resto non fa che confermare l'instabilità geologica dell'area agli inizi del Cenozoico, durante la accennata fase di generale sollevamento ed emersione che per l'area occidentale del Foglio perdurerà fino al Miocene medio.

\* \* \*

La stratigrafia delle *tre facies* in cui si è distinta poco sopra la generica *facies laziale-abruzzese* verrà trattata in capitoli separati. Esse sono indicate come *facies di shelf* (da alcuni indicata come « *facies di piattaforma* »), *facies marginale di scogliera e periscogliera*, *facies di transizione al mare aperto*.

#### FACIES DI SHELF

##### 1) G<sup>2-1</sup>: *Lias inferiore*

In limitati affioramenti sul versante nord-orientale della Val Roveto e su estensione ben maggiore in buona parte del terzo orientale del Foglio, si osservano alla base della serie mesozoica affiorante potenti pacchi di dolomie biancastre o grigiastre, per lo più massive, talora grossolanamente stratificate, quasi sempre sterili. La *facies originaria* di questi sedimenti è difficile da riconoscere, ma dalle tessiture riconoscibili nelle rare plaghe risparmiate dalla dolomitizzazione essi sembrano appartenere a normali *facies neritiche*. Ciò è confermato dal rinvenimento a Villetta Barrea (poco sopra al paese, lungo la carrozzabile per Scanno, vedi SIRNA 1966) dei seguenti macrofossili: *Pteria gracilis* (MÜNSTER), *Aequipecten aequiplicatus* (TERQUEM), *Aequipecten acutiradiatus* (MÜNSTER), *Ento-*



*lium* cf. *calvum* (GOLDFUSS), *Pleuromya* cf. *tauromenitana* SEGUENZA, che convalidano inoltre l'età intuibile dalla posizione stratigrafica delle dolomie, poste al disotto di livelli databili al Lias medio.

Ai monti della Meta fino alla linea del Sangro le dolomie, che costituiscono la prosecuzione di quelle affioranti al bordo nord-orientale del Foglio Cassino e formano l'ossatura di una distinta unità tettonica, comprendono con molta probabilità anche termini più alti della serie. La situazione in quest'area è molto complicata. Ciò che è certo è la presenza, al disopra di queste dolomie, di termini riferibili al Malm, che in più punti appaiono chiaramente trasgressivi (con elementi di Lias superiore-medio calcareo nelle brecce al contatto) mentre in altri punti sembrano in continuità regolare. Data la difficoltà di cartografare situazioni così incerte, ci si è attenuti al criterio di indicare le dolomie di quest'area come un'unica formazione, identica al G<sup>2-1</sup> del Foglio Cassino. La sigla G<sup>2-1</sup> ha quindi a Sud del Sangro un significato più litologico che propriamente stratigrafico.

Il calcolo degli spessori dei vari affioramenti non è sempre agevole, per la presenza di numerosi disturbi tettonici; nelle serie più integre, come al M. Marsicano, le dolomie raggiungono una potenza di 800 metri. Non è stato mai possibile osservarne il letto.

## 2) G<sup>4-2</sup>: *Lias superiore-medio*

Affioramenti completi della serie liassica sono presenti tipicamente nella Marsica orientale, intorno al gruppo del M. Marsicano. Il Lias superiore-medio documentabile è qui sempre rappresentato dalla zona a *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA). Dal punto di vista litologico la serie è molto omogenea; si tratta in genere di calcari micritici (con rare intercalazioni oolitiche nella parte più alta), ben stratificati, di colore biancastro alla base e nocciola verso l'alto, caratterizzati dall'abbondanza di noduli algali (concrezionati attorno ad altre alghe, foraminiferi, frammenti di molluschi ecc.) ben visibili ad occhio nudo. Alla base sono frequenti le intercalazioni di calcari dolomitici; a varie quote lungo la serie si rinvencono inoltre sottili livelli di materiale micritico sterile, arrossato, sovente dolomitico, dall'aspetto di *hard-ground*; questi ultimi livelli potreb-

bero testimoniare la presenza, se non di vere e proprie emersioni, almeno di lame d'acqua così sottili da lasciare allo scoperto parte dei bassifondi durante la bassa marea.

Lo studio micropaleontologico ha rilevato la costante presenza di *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), che dà il nome alla Zona e che è ben distribuito lungo tutto il suo spessore. In associazione si hanno, tra le alghe calcaree: *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Cayeuxia piae* FROLLO, *Halimeda* (B.) *hochstetteri liasica* LE MAITRE, *Sestrospheera* sp., *Macroporella* (?) sp., *Palaeodasycladus mediterraneus elongatulus* PRATURLON; tra i foraminiferi: *Labyrinthina recoarensis* (CATI), regolarmente presente nella metà superiore della serie, *Haurania amiji* HENSON, talora *Vidalina martana* FARINACCI. Verso i due terzi dello spessore totale è presente la sottozona ad *Orbitopsella praecursor* GÜMBEL, distribuita per una potenza media di poche decine di metri. Nella parte più alta e a chiusura della formazione si rinviene costantemente la « facies a *Lithotis* », costituita da numerosi banchi con ostreidi dal caratteristico aspetto bilaminare, spesso in associazione con megalodontidi, gasteropodi vari e talvolta brachiopodi; il tutto per uno spessore di qualche decina di metri.

Verso l'alto il passaggio ai calcari oolitici del Dogger è brusco, molto netto ed è caratterizzato dalla presenza di strati arrossati e di livelli marnoso-dolomitici grigio-giallastri, simili a quelli intercalati nella formazione, ma qui di diffusione più uniforme e con un'evidenza ben maggiore. E' dubbio se al termine della « facies a *Lithotis* » si sia avuto nell'area una breve emersione, non documentabile paleontologicamente per la scarsità di fossili nei livelli oolitici sovrastanti. Gioca forse a favore di questa ipotesi il rinvenimento di un giacimento a flora continentale ben evidente, a prevalenti cicadee e conifere, verso la sommità della serie. Il giacimento è localizzato nel cuore dell'esteso affioramento liassico che dal M. Marsicano giunge, attraverso M. Palombo, fino al M. Atessa; più precisamente nei pressi del rifugio di Prato Rosso (Tav. Scanno). Si tratta di un minuscolo affioramento di livelli dolomitici a grana finissima, con ostracodi e *Pteriidae*, in cui sono state rinvenute Bennettitidi (coi generi *Otozamites* e *Sphenozamites*), Conifere (coi generi *Brachyphyllum*, *Pagio-*

*phyllum*, *Dactylethrophyllum*) e qualche rara pteridosperma. La flora ha molte affinità con quella dei « Calcari grigi » del Veneto, ma qui importa notare più che altro come essa dimostri che nell'attuale Marsica qualche zona limitata doveva essere emersa nel Lias superiore e su di essa aveva potuto prosperare una flora molto varia.

Altri affioramenti liassici di limitata estensione, senza notevoli variazioni di facies rispetto a quelli descritti, sono presenti lungo il versante nord-orientale della Val Roveto e nel Vallone delle Noci (Tav. Isola Liri).

La potenza complessiva di G<sup>4-2</sup> è assai rilevante. Il massimo è raggiunto al M. Marsicano (600-700 metri); al M. Palombo la potenza è molto minore, ma dal rilevamento di dettaglio risulta che qui la dolomitizzazione di base si è spinta a livelli più alti.

### 3) C<sup>3</sup>-G<sup>5</sup>: Cretacico inferiore - Dogger

Nelle strutture che bordano la Val Roveto e la Vallelonga i terreni del Giurese superiore-medio e del Cretacico basale sono caratterizzati, come già quelli liassici, da sedimenti carbonatici depositi in un ambiente neritico protetto (ampi bassifondi ad acque calde, poco mosse, con abbondante vegetazione algale e ricca microfauna a foraminiferi bentonici) che assume talora caratteristiche semi-lagunari (livelli a soli ostracodi e carofite). In questo ambiente si succedono le zone di associazione microfaunistiche ampiamente note nell'Appennino centro-meridionale. Per la loro trattazione dettagliata si rimanda a DE CASTRO (1962), SARTONI e CRESCENTI (1963), CATENACCI, DE CASTRO, SGROSSO (1963), FARNACCI e RADOIČIĆ (1964), CRESCENTI (1966b), PRATURLON (1966). Per una visione più generale e sintetica sarà sufficiente accennare che è in pratica possibile operare anche sul terreno, con un minimo di esperienza e l'ausilio di una lente, la suddivisione di C<sup>3</sup>-G<sup>5</sup> in quattro distinte unità stratigrafiche. Dal basso verso l'alto si ha: a) una prima zona databile al Dogger, che fa seguito al Lias a *Palaeodasycladus*; verso il basso è piuttosto atipica, con abbondante *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), poi compaiono le pfenderine (*Pfenderina salernitana* SART. e CRESC.) e, poco sopra, si ha un livello a *Dasycladaceae*, con *Selli-*

*porella donzellii* SART e CRESC.; b) una seconda zona databile al Malm inferiore, caratterizzata dalla frequenza di kurnubie (*Kurnubia palastiniensis* HENSON) e dai livelli a *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, facilmente riconoscibili anche macroscopicamente; c) una terza zona databile al Malm superiore, con *Chypeina jurassica* FAVRE, *Bankia striata* (CAROZZI), *Salpingoporella annulata* CAROZZI e livelli sovente dolomitici a carofite ed ostracodi; tutti i fossili menzionati sono riconoscibili sul terreno, data la loro estrema abbondanza a determinati livelli, e sono talora ancora associati ai banchi a *Cladocoropsis*; d) una quarta zona già cretacica (fino al Barremiano-Neocomiano) in cui continua per un poco *Salpingoporella annulata*, si associano numerose altre *Dasycladaceae* (*Actinoporella podolica* (ALTH), *Acroporella radoicici* PRATURLON) e si assiste ad uno sviluppo notevole di orizzonti a *Cayeuxia piaie* FROLLO e di livelli ad ostracodi. Questa zona, ove compaiono le prime cuneoline (*Cuneolina camposaurii* SART. e CRESC. in prevalenza) si spinge fino al limite con un'altra zona di associazione caratteristica, agevolmente riconoscibile sul terreno anch'essa: quella a *Salpingoporella dinarica* RADOIČIĆ, *Triploporella marsicana* PRATURLON ed orbitoline, la quale però già fa parte della successiva unità C<sup>6-4</sup>, di cui si parlerà in seguito.

Dal punto di vista litologico la facies esaminata è caratterizzata, in questo intervallo di tempo, da calcari regolarmente stratificati, poveri di macrofossili (qualche gasteropode), di colore dal bianco al nocciola, con intercalazioni irregolari e sporadiche di calcari oolitici o detritici ed alternanze dolomitiche di color grigio o nocciola; talora, in particolare nella zona c), si incontrano livelli in facies probabilmente lagunare, con stromatoliti, livelletti arrossati, micriti finissime ad ostracodi e carofite, livelli a *Favreina* spp. In tutta la serie prevale nei sedimenti la matrice calcarea fine, per cui in generale dobbiamo parlare per queste rocce di biomicriti e di intramicriti.

Lo spessore di C<sup>3</sup>-G<sup>5</sup> è variabile ma si aggira sui 1.500 metri.

### 4) C<sup>6-4</sup>: Cretacico medio-inferiore

Viene riferito a questo intervallo di tempo (Cenomaniano superiore-Aptiano) un complesso calcareo potente circa 150-200 metri che pre-

senta come limite inferiore il livello di diffusione di *Salpingoporella dinarica* e *Triploporella marsicana*, come limite superiore l'orizzonte bauxitico. Questa delimitazione è agevolmente operabile sul terreno.

Il complesso può essere diviso in due unità con differenze paleontologiche alquanto marcate. L'unità inferiore, che ha una potenza di 50-60 metri, comprende il livello a *Salpingoporella dinarica* RADOIČIĆ, *Triploporella marsicana* PRATURLON e *Orbitolina* spp., mentre il resto della microfauna non si discosta molto da quella neocomiana; quella superiore, quasi ovunque caratterizzata da un'estrema abbondanza di requienie, presenta una potenza dai 70 ai 150 metri, e mostra la seguente associazione: *Caprina adversa* D'ORB., *Sauvagesia nicaisei* (COQ.), *Requienia* spp., *Toucasia* spp., *Nerinea (Ptygmatis) prefleuriani* DELPEY, *Aptyxiella schicki* (FRAAS), *Aptyxiella dayi* (BLANCHENHORN) tra i macrofossili; *Triploporella fraasi* STEINMANN, *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ, *Cisalveolina lehnneri* REICHEL, *Cuneolina pavonia parva* HENSON, *Orbitolinopsis flandriani* MOULLADE, *Orbitolinopsis cuvillieri* MOULLADE, *Dictyoconus arabicus* HENSON, *Nezzazata simplex* OMARA tra i microfossili. Al tetto le serie sono sovente lacunose, in corrispondenza di episodi bauxitici al passaggio col Cretacico superiore (C<sup>11-6</sup>). Per maggiori dettagli vedasi PARADISI e SIRNA (1965).

##### 5) Orizzonte bauxitico

Al disopra del complesso ora descritto, largamente affiorante nell'area lungo una fascia diagonale NW-SE, si ritrovano diffusi vasti affioramenti bauxitici. Il minerale presenta giacitura lenticolare, poichè sovente costituisce il riempimento di più o meno vaste sacche di erosione nei calcari sottostanti. Lo spessore dei depositi è variabile, fino ad un massimo di circa 5 metri. La bauxite si presenta di colore rosso-bruno (a volte con chiazze giallastre), in genere terrosa, talora a struttura pisolitica. Ove il minerale è presente solo in tracce si ritrova un banco calcareo rossastro intercalato a straterelli dolomitici, oppure uno strato calcareo di circa 50 cm di potenza costituito da una fitta alternanza di sottili liste varicolori, tra il rosso ed il verde (area di M. Marcolano). Nella dorsale del Pizzode-

ta, al posto del livello bauxitico si incontrano nella medesima posizione stratigrafica dei livelletti brecciati ed arrossati, contenenti elementi calcarei neri a spigoli vivi. Questo « livello a elementi neri » è largamente diffuso anche nelle aree circostanti e marca probabilmente il ritorno delle facies normali dopo brevi lacune dovute ad emersioni parziali che mantennero l'area in facies intercotidale. Nell'area ove le bauxiti sono presenti il livello è presente al tetto di esse, come si dirà ora.

##### 6) C<sup>11-6</sup>: Cretacico superiore

Al tetto delle bauxiti (e ove queste mancano sui corrispondenti livelli descritti poco sopra) si ritrova in tutta l'area, al di fuori delle zone ove sono presenti le facies di scogliera, periscogliera e transizione, un livello conglomeratico di pochi centimetri di spessore, caratterizzato dalla presenza di numerosi elementi neri a spigoli vivi, misti talora a materiale argilloso. Seguono verso l'alto pochi metri di calcari bianchi micritici a *Cisalveolina fallax* REICHEL, seguiti da un complesso di calcari ben stratificati che raggiungono spessori di 300-500 metri lungo la dorsale ad Ovest della Vallelonga, molto meno nella serie del Pizzodeta, mentre sono quasi assenti lungo la struttura che da Pescasseroli si spinge verso NNW fin quasi al limite settentrionale del Foglio. La parte alta è caratterizzata, nella dorsale ad Ovest di Villavallelonga, da una estrema abbondanza di Rudiste, in prevalenza radiolitidi, e la loro distribuzione in affioramento, la presenza di qualche raro livello coralligeno, la stessa posizione geografica al margine delle facies detritiche a frammenti di rudiste (con orbitoline nella parte bassa ed orbitoidi in quella superiore), fanno ritenere che nel Cretacico superiore quest'area fosse occupata da estesi e rigogliosi banchi organogeni posti ormai quasi al limite col mare aperto. In un certo senso questa facies andrebbe quindi posta (almeno per la dorsale considerata) tra quelle di scogliera in senso lato. Essa costituisce comunque la parte più avanzata delle facies interne presenti nei Simbruini-Ernici, in cui la componente micritica è assai più abbondante e le macrofaune sono fortemente più ridotte come frequenza e numero di specie, con forme quasi mai in posizione di crescita.

Tra le rudiste sono presenti: *Radiolites mamillaris* MATH., *R. angeoides* (DE LAPEIR.), *R. praesauvagesi* TOUCAS; *R. spinulatus* PARONA, *R. radiosus* D'ORB., *R. trigeri* COQ., *Durania cornupastoris* (DESM.), *D. arnaudi* CHOFFAT, *D. aprutina* PARONA, *D. martellii* PARONA, *Sauvagesia sharpei* (BAYLE). Nei livelli più bassi sono pure frequenti i gasteropodi (actonelle e nerinee). Tra la microfauna da segnalare: *Accordiella conica* FARINACCI, *Dicyclina schlumbergeri* MUN. CH., *Cuneolina pavonia parva* HENSON, *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Cisalveolina fallax* REICHEL, *Aeolisaccus kotori* RADOIČIĆ.

Nella dorsale di M. Turchio e nella struttura ad Ovest di Ortona dei Marsi i calcari del Cretacico superiore sono assenti o fortemente ridotti di spessore, non è ben chiaro se per erosione premiocenica o per mancata sedimentazione. A Monte Turchio si rinvencono solo lembi di estensione e spessore molto limitati, sui quali trasgrediscono localmente pochi metri di calcari con *Rbapydionina liburnica* STACHE, *Accordiella conica* FARINACCI, *Dicyclina schlumbergeri* MUN. CH. e *Laffiteina marsicana* FARINACCI, attribuibili al Maastrichtiano (per i dettagli vedasi FARINACCI 1965).

#### FACIES DI SCOGLIERA E PERISCOGLIERA

##### 7) C<sup>3</sup>-G<sub>5</sub><sup>5</sup>; Go; Ge: Cretacico inferiore - Dogger

Al Massiccio della Meta e lungo la catena Monte Marsicano-Montagna Grande-Monte Mezzana i terreni giuresi e del Cretacico inferiore (alla Meta sovente trasgressivi) si presentano in facies nettamente diversa da quella or ora esaminata. Si tratta infatti di materiali di scogliera o strettamente legati ad essa, con prevalenza assoluta cioè di termini bioclastici, oolitici, biolititici, in stretta relazione. La facies di scogliera caratterizza un complesso litologico sostanzialmente unitario che è stato riunito sotto il nome di « Formazione della Terratta » (da Serra della Terratta, COLACICCHI e PRATURLON 1965-b), la quale comprende i calcari di tale facies che dalla base del Dogger perdurano fino al Cretacico inferiore.

Gli affioramenti più estesi di questa formazione, che ove si presenta indifferenziata è indicata con G<sup>3</sup>-G<sub>5</sub><sup>5</sup> (Cretacico inferiore-Giurese medio in facies organogena, oolitica e bioclastica) si hanno, come già accennato, lungo una fascia che dai Monti della Meta prosegue verso N-NW fino al Monte Marsicano-Serra del Campitello-Serra della Terratta-Montagna Grande-Monte Miglio-Monte Mezzana, sempre mantenendosi tra la Valle dell'Alto Sangro-Giovenco e quella del Profluo-Tasso-Sagittario. Gli affioramenti presentano una forte variabilità degli spessori, che da poche centinaia di metri nella zona più vicina al Sangro arrivano a toccare almeno i duemila metri in corrispondenza della linea Scanno-Bisegna. L'aumento di spessore è qui giustificato sul terreno dalla presenza di due spesse fasce organogene e di un potente pacco di calcari oolitici e microclastici intercalati fra di esse. Per la sua notevole uniformità ed estensione la fascia organogena superiore, caratterizzata dalla presenza delle ellipsactinie, è stata cartografata anche sul Foglio, ove è indicata con la sigla Ge (Giurese ad ellipsactinie). Egualmente è stato cartografato il caratteristico complesso oolitico presente alla Montagna Grande (Go, Giurese oolitico, da non confondersi coi calcari oolitici che segnano la base dell'intera formazione). Lo studio dettagliato della Formazione della Terratta è già stato oggetto di recenti pubblicazioni (COLACICCHI e PRATURLON 1965-a, b); in questa sede si riassumono i risultati fondamentali riguardanti gli affioramenti dell'allineamento Bisegna-Scanno, ove è agevole la distinzione già indicata in due unità fondamentali (fascia organogena superiore ed inferiore) divise dal complesso oolitico della Montagna Grande.

*Fascia organogena inferiore a chetetidi e coralli* — A contatto coi calcari liassici a *Palaeodasycladus* una brusca variazione di facies porta alla sedimentazione di calcari prevalentemente oolitici, che fanno posto gradualmente a calcari bioclastici a cemento spatico, a calcari ad entrochi o direttamente a costruzioni coralligene che appaiono intercalate qua e là nella formazione. Si tratta non tanto di scogliere in senso classico quanto piuttosto di una forte concentrazione locale di materiali organogeni non molto elaborati, che in alcuni punti giungono a rappresentare la totalità del sedimento. Solo nei dintorni di S. Sebastiano le forme in

posizione di crescita sono assai comuni e danno luogo a costruzioni di dimensioni anche notevoli. Più spesso la scogliera è rappresentata da piccole bioerme delle dimensioni di qualche metro, che spiccano in mezzo ad una massa sempre altamente organogena ma elaborata dal moto delle acque. Questa fascia organogena inferiore si estende in un unico affioramento continuo, con qualche interruzione, per una lunghezza di quasi 20 chilometri. Dai pressi del Rifugio di Prato Rosso essa segue il versante occidentale della Serra della Terratta, è poi ripetuta per faglia all'altezza di Terraegna, si ritrova infine nei dintorni di S. Sebastiano, di dove prosegue verso Nord fin nei pressi di Ortona dei Marsi. Al Monte Marsicano e a Sud di esso la fascia organogena inferiore è in genere assente, gli spessori sono di conseguenza molto ridotti e al posto dei sedimenti coralligeni troviamo calcari bioclastici e calcari ad entrochi, quasi sempre a cemento spatico. La presenza della zona di associazione a *Protoperoplis striata* WEYNSCH. e trocoline lungo gran parte degli affioramenti della Montagna Grande e della Meta, nonchè di *Selliporella donzelii* al Monte Marsicano, permettono di confermare un'età dal Dogger al Malm medio per la fascia organogena inferiore ed i suoi termini eteropici. L'età è confermata alla Montagna Grande dalla posizione stratigrafica al disotto di Go, in cui compaiono livelli microclastici a *Clypeina jurassica* e *Bankia striata*, ed inoltre dai macrofossili che indicano un generico Dogger-Malm. Si tratta in stragrande prevalenza di esacoralli, idrozoi, chetetidi, nerinee e solenoporacee, che non sono però esclusivi della fascia organogena inferiore, ma caratterizzano un po' tutta la formazione al disotto dei livelli ad ellipsactinie, spesso associandosi ad esse, anche se con specie diverse. Sono stati rinvenuti anche rostri di belemniti, rare ammoniti indeterminabili (più frequenti gli embrioni in sezione sottile), denti di squalo. Come macrofossile caratteristico può essere indicato il chetetide *Bauneia multitabulata* (DENINGER), che si presenta in colonie globulari di dimensioni fino a qualche centimetro.

*Fascia organogena superiore ed ellipsactinie* (Ge) — Alla Montagna Grande la fascia organogena superiore ad ellipsactinie è in genere piuttosto distante, in senso stratigrafico, da quella inferiore, e fra le due è

intercalata, come già accennato, una notevole massa di calcari oolitici e microclastici (Go). Alcuni sottili livelli in facies semilagunare, talora accompagnati da veli bauxitici, sottolineano fasi di sedimentazione calma, in ambienti protetti, ed in tali ambienti devono aver potuto prosperare le associazioni tipiche di facies più interne. Questi livelli hanno fornito infatti microfaune a *Clypeina jurassica* FAVRE, *Pianella grudii* RADOIČIĆ, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Kurnubia wellingsi* HENSON, *Bankia striata* (CAROZZI), che hanno permesso di inquadrare con certezza nel Malm superiore questa fascia intermedia. Al di fuori della Montagna Grande queste microfacies non sono state rinvenute che sporadicamente, per cui, considerata anche la maggiore condensazione delle serie, nelle altre aree del Foglio la suddivisione della formazione C<sup>3</sup>-G<sup>5</sup> è limitata a due unità, una inferiore indifferenziata oolitico-bioclastica, che mantiene la sigla C<sup>3</sup>-G<sup>5</sup>, ed una superiore ad ellipsactinie (Ge). Ovunque la comparsa delle ellipsactinie è piuttosto brusca, ed in associazione si ritrovano altri idrozoi, piccoli chetetidi, abbondanti nerinee (*Ptygmatis pseudo-bruntrutana* GEMMELLARO, *Nerinea* cf. *defrancei* DESHAYES) ed alghe calcaree tipiche di ambienti di scogliera (associazione a *Teutloporella socialis* PRATURLON - *Pianella pygmaea* (GÜMBEL) - *Nipponophycus* cf. *ramosus* YABE e TOYAMA, oltre ad abbondanti *Solenoporaceae* e frequenti resti di *Bacinella-Lithocodium*). Mancano quasi ovunque gli esacoralli, così frequenti nella parte inferiore. Nei calcari, sempre di colore molto chiaro, manca ogni traccia di stratificazione e non si assiste più a tentativi di differenziazione in bioerme, nè sono presenti costruzioni organogene vere e proprie, per la mancanza o relativa scarsità di organismi costruttori. Sul terreno il calcare ad ellipsactinie si presenta come una massa bioclastica piuttosto grossolana, a cemento in prevalenza spatico, in cui compaiono qua e là banchi più o meno estesi di fossili, di cui le ellipsactinie sono i più caratteristici ma non i più frequenti. Dai caratteri esposti e dalle relazioni spaziali osservabili sul terreno risulta chiaramente come la facies ad ellipsactinie rappresenti anche nel Foglio Sora un ambiente sostitutivo della scogliera vera e propria, con molte probabilità più profondo e più avanzato rispetto al mare aperto, già all'inizio della scarpata. Essa ci indica la scomparsa nelle aree nord-orientali delle

costruzioni coralligene e la loro sostituzione con estesi banchi a macrofossili di ogni tipo. Poichè le scogliere coralligene non risultano migrate più all'interno (facies a coralli riappariranno solo nel Cenomaniano), si può concludere per una variazione nelle condizioni generali della sedimentazione. Non bisogna dimenticare che pochissimi Km ad Oriente si andava contemporaneamente depositando la « maiolica » a calpionelle.

La fascia organogena ad ellipsactinie ha nel Foglio un andamento ben localizzato. Essa è strettamente limitata ad un affioramento pressochè continuo (molto più continuo di quello della fascia organogena inferiore) che dai Monti della Meta, ad Oriente della linea Settefrati-Monte S. Nicola, si segue verso N-NW fino al M. Marsicano e di lì, sempre localizzato sul versante orientale della grande struttura, si spinge fino alle falde dei monti che scendono verso Villalago ed Anversa degli Abruzzi. Gli spessori sono variabili, ma in genere si tratta di un centinaio di metri.

Stratigraficamente la fascia ad ellipsactinie costituisce il tetto della Formazione della Terratta, e gli studi compiuti fanno ritenere probabile un'età dal Titonico ad almeno tutto il Neocomiano. Ricordiamo qui, dato che la questione dell'età dei calcari ad ellipsactinie è tuttora controversa, che già CASSETTI (1898, 1900, 1901) aveva attribuito, su altre basi, un'età urgoniana agli affioramenti di questa facies della Marsica. E' certo che nei pressi di Scanno livelli a *Salpingoporella dinarica* e cuneoline (di età quindi barremiano-aptiana) sono intercalati nella parte alta della fascia ad ellipsactinie, come è altrettanto certo che al M. Marsicano ed in altre località gli ultimi livelli ad ellipsactinie si spingono poco al disotto dei primi livelli ad orbitoline in facies detritica di scarpata, ove già compaiono i primi planctonici del Cretacico medio. In quest'ultimo caso è possibile però la esistenza di limitati *hiatus*, quantunque sul terreno non se ne osservi assolutamente traccia; anzi la successione: calcari coralligeni del Dogger-Malm — calcari ad ellipsactinie del Titonico-Neocomiano — calcari detritici ad orbitoline e rari planctonici sembra indicare un graduale approfondimento del fondo, con passaggio da facies di scogliera a facies di avanscogliera in senso lato, già prossime a quelle di transizione vere e proprie.

## 8) PC<sup>2</sup>-C<sub>3</sub><sup>4</sup>: *Paleocene-Cretacico inferiore*

Al disopra dei calcari organogeni ad ellipsactinie, e con distribuzione più ampia e varia nel Massiccio della Meta (compresa l'area di sedimentazione dei diaspri C<sub>3</sub><sup>4</sup>, vedi facies di transizione) segue un pacco di spessore molto variabile, in genere qualche centinaio di metri, di calcari nettamente detritici, bianchi, in strati o bancate, con intercalazioni di brecce calcaree e di qualche livello microclastico. La variazione di facies rispetto ai calcari organogeni giuresi e del Cretacico basale appare alquanto brusca: gli elementi detritici sono spesso angolosi, i macrofossili sono sempre allo stato frammentario, mancano totalmente le coperture di concrezione, la matrice è quasi sempre micritica anche se subordinata. Frequentissimi i frammenti di rudiste, che costituiscono sovente da soli la roccia. Questi sedimenti rappresentano il cosiddetto « calcare cristallino » o « calcare granulare » degli Autori, largamente affiorante nell'Appennino centro-meridionale in facies di avanscogliera in senso lato. Nel Foglio Sora essi sono presenti lungo tutta la fascia che da Settefrati si spinge verso N-NW fino alle montagne che sovrastano Villalago ed Anversa degli Abruzzi. Nell'area della Meta, fino al Sangro, essi sono quasi ovunque trasgressivi e limitati ai termini superiori con orbitoidi. Nell'area di sedimentazione dei diaspri (C<sub>3</sub><sup>4</sup>, al bordo sud-orientale del Foglio) essi continuano la serie per tutto il Cretaceo superiore, ed iniziano a comparirvi limitate intercalazioni di livelli tipo « scaglia », che annunciano la transizione alle facies molisane. A Sud del Sangro in tal modo le serie si fanno via via più complete man mano che ci si avvicina al mare aperto. Lo stesso si può dire per l'area a Nord del Sangro: se infatti possono esistere dei dubbi sulla continuità della serie del M. Marsicano (al vicino M. Mattone continuano ancora le situazioni tipiche dell'area meridionale), la stessa cosa non vale ad esempio per quella della Montagna di Preccia, ove pure inizia a comparire nel « calcare cristallino » qualche sottile intercalazione di « scaglia », che anticipa la facies di transizione della struttura del Genzana e del bordo orientale del Foglio. Ove le serie sono complete si hanno dall'alto in basso orbitoidi [*Orbitoides media* (D'ARCH.), *Siderolites calcitrapoides* LMK., *Lepidorbitoides socialis*

(LEYM.), *Omphalocyclus macroporus* (LMK.)], globotruncane del Cretacico superiore, *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Orbitolina* spp., *Ticinella roberti* (GANDOLFI), *Hedbergella* spp. e abbondanti frammenti di rudiste, che caratterizzano tutta la successione. Talora si hanno al tetto spessori molto limitati di termini paleocenici a planctonici (area di M. Mattone e di Colle Santo Janni). Si tratta di livelli microclastici straterellati, con rare piccole globigerine e le prime globorotalie, posti al tetto dei calcari a frammenti di rudiste (PC<sup>2</sup>-C<sup>4</sup>), in quest'area trasgressivi con la parte superiore ad orbitoidi. Questa facies paleocenica sembra collegarsi a quella in facies di transizione del M. Genzana, di cui sembra essere il corrispondente un poco più costiero, ma è subito troncata dalla trasgressione eocenica. Questi lembi non sono comunque stati cartografati a parte, sia per la loro frammentarietà che per la loro modesta entità. Si è invece ritenuto opportuno tenere distinte altre facies paleoceniche, tipicamente organogene, di cui si parlerà ora.

#### 9) PCo: Paleocene organogeno

Al bordo orientale del Fucino (Venere), ove affiora una serie eocenica in apparenza completa, si possono osservare alla base, poco al disopra di livelli sempre paleocenici a globorotalie, alcuni metri di calcari ricchissimi di alveoline, associate a discocicline, piccole nummuliti, *Orbitolites* spp., *Solenomeris o'gormani* DOUVILLÉ, litotamni ecc., in abbondante cemento sparitico. Tra le alveoline sono state determinate le specie seguenti: *Alveolina (Glomalveolina) pilula* HOTTINGER, *Alveolina (Glomalveolina) lepidula* (SCHWAGER), *Alveolina (Glomalveolina) minutula* REICHEL, *Alveolina aramaea* HOTTINGER, *Alveolina pasticillata* SCHWAGER, *Alveolina cf. leupoldi* HOTTINGER, *Alveolina moussoulensis* HOTTINGER, associazione che non supera l'Ilerdiano. Nei pressi di Vicalvi è presente un altro affioramento simile, ove compaiono anche *Alveolina ellipsoidalis* SCHWAGER ed *Alveolina cf. dolioliformis* (SCHWAGER) (vedi DEVOTO 1964). A Scanno (S. Egidio) ed in limitati affioramenti (non cartografati) alla Montagna di Preccia ed in Valle Orsara, è presente una facies di scogliera con alghie calcaree [*Ethelia alba* (PFENDER), *Soleno-*

*meris o'gormani* DOUVILLÉ, *Parachaetetes* sp., « *Microcodium* », *Karriera* sp., *Archaeolithothamnium* spp., ecc.], piccole discocicline e abbondanti coralli. Si tratta in genere di pochissimi metri di calcare bianco, non stratificato, apparentemente in normale successione sul Cretacico superiore (in facies bioclastica a frammenti di rudiste) e subito ricoperto in trasgressione dai termini miocenici. La correlazione di tutti questi piccoli lembi di Paleocene è intricata e sovente alquanto dubbia, ma ciò non fa che confermare l'instabilità geologica dell'area al passaggio col Cenozoico.

#### FACIES DI TRANSIZIONE AL MARE APERTO

#### 10) G<sub>1</sub><sup>2-1</sup>: Lias inferiore

Alla base della serie mesozoica di transizione del M. Genzana (versante occidentale di Serra Rufigno, al bordo nord-orientale del Foglio) si osservano potenti pacchi di dolomie grigiastre, massive, al cui tetto sono state rinvenute in passato rare ammoniti del Lias inferiore [*Geyeroceras cylindricum* (Sow.), *Lytoceras articulatum* Sow.]. In esse, come pure in quelle analoghe di S. Margherita in Val Frevana (pochi Km più ad Oriente) si può notare con una certa frequenza la presenza di selce in liste e noduli. Nella stesura del Foglio si è ritenuto opportuno tenere distinte queste dolomie da quelle presenti più a Sud e più ad Ovest, in quanto sembrano avere un diverso significato ambientale. Esse sono indicate con la sigla G<sub>1</sub><sup>2-1</sup> (Lias inferiore di transizione). Dalle rare tesiture relitte sembrerebbe che la facies originaria fosse abbastanza simile a quella riconoscibile nelle dolomie di base, della stessa età, di Filettino, Vallepietra, dei Monti Monna e Fanfilli ecc. nel Foglio Alatri, nonché ad esempio nel Lias inferiore del Circeo e del Soratte. BENE0 (1938) attribuisce la parte bassa delle dolomie della Difesa (prosecuzione di Serra Rufigno) al Trias superiore, per la presenza di *Diplopora*. In effetti nella parte bassa della serie si possono riscontrare, in rare plaghe risparmiate dalla dolomitizzazione, facies simili a quelle del « calcare massiccio » (Lias inferiore in facies umbra), prive però di fossili significativi. Una eventuale

attribuzione al Trias superiore non è da escludersi *a priori*, comunque non si è purtroppo in grado di confermare l'importante segnalazione di BENEÓ.

#### 11) G<sub>4</sub><sup>3</sup>: *Lias medio*

Al bordo nord-orientale del Foglio, al limite con la Piana di Sulmona e l'Altipiano delle Cinque Miglia, la serie liassica presenta caratteristiche tutte proprie. Al di sopra delle dolomie di base (G<sub>4</sub><sup>2-1</sup>), cui già si è accennato, giace una serie costituita dalla stretta intercalazione di sedimenti di facies pelagica con sedimenti detritici provenienti chiaramente dal vicino *shelf*. I primi sono costituiti da micriti a radiolari e spicole di spugna, i secondi da frammenti di alghe, di foraminiferi, di macrofossili vari. I banchi di materiale detritico sono spesso chiaramente gradati e presentano una matrice micritica; il tutto assume il carattere di un vero e proprio *flysch*, nella deposizione del quale devono aver giocato un ruolo importante le correnti di torbida calcaree formatesi lungo la scarpata dello *shelf*. La potenza di questa formazione si aggira sui 300 metri. E' evidente la sua analogia con certe facies della « corniola » umbra.

#### 12) G<sub>4</sub><sup>5-4</sup>: *Lias superiore*

Al disopra della serie radiolaritico-spongolitica, la cui datazione è affidata ai microfossili presenti nei livelli detritici (il rimaneggiamento deve essere stato penecontemporaneo alla sedimentazione, e comunque la microfauna risulta molto omogenea come età: è presente persino un livello ad *Orbitopsella praecursor* GÜMBEL!) appare dapprima un livello argilloso ricco di brachiopodi (*Rhynchonella clesiana* LEPS), poi si osserva una serie marnosa grigiastra molto ricca di fucoidi, in particolare di *Zoophycos* di dimensioni notevoli, fino a mezzo metro di diametro. In queste marne non è raro rinvenire qualche ammonite, in genere in cattivo stato di conservazione. Sono presenti *Hildoceras bifrons* (BRUG.), *Hildoceras semipolitum* BUCKM., *Phymatoceras* cf. *crassicosta* MERLA, *Pleydellia* cf. *aalensis* ZIETEN, *Pleydellia seganensis* (DE GREG.), *Grammoceras fluitans* f. *compressa* VIALLI, ecc. L'età delle marne è quindi lo-

calizzata fra il Toarciano medio e l'Aaleniano inferiore. Esse sono agevolmente correlabili con il « Rosso ammonitico » di facies umbra; anche l'età risulta identica.

E' interessante notare come già nei livelli marnosi ad ammoniti compaiano le prime intercalazioni di materiali oolitici e detritico-bioclastici (scarsi di matrice micritica ed in genere non gradati) provenienti dalla vicina scogliera giurese, appena impostatasi al bordo orientale dello *shelf*; questo dato conferma l'ipotesi che non possa esistere uno *hiatus* di qualche importanza fra il tetto della facies a *Palaeodasycladus* e l'inizio della sedimentazione oolitico-organogena sovrastante.

La potenza della formazione ora descritta è di circa un centinaio di metri.

#### 13) G<sub>4</sub><sup>10-5</sup>: *Malm-Dogger*

Sempre al M. Genzana (con qualche accenno più a Sud, alla Montagna di Preccia) sopra le marne inizia una successione ben stratificata di calcari selciferi a radiolari e soprattutto a lamellibranchi pelagici (« livelli a *filaments* » degli Autori), livelli largamente noti nei sedimenti del Dogger in facies umbra e in genere nelle serie pelagiche della Tetide mediterranea. Essi sono accompagnati, soprattutto nella parte alta ove diventano prevalenti nella sedimentazione, da banchi di spessore anche notevole di materiali organogeni di C<sup>3</sup>-G<sub>5</sub><sup>5</sup> (provenienti chiaramente dalla vicina scogliera) in facies fortemente detritica. I componenti di questi banchi, che spesso hanno andamento lenticolare, sono scarsi di matrice micritica, non sono gradati che in modo impercettibile, sono mal classati e devono chiaramente la loro messa in posto a frane sottomarine avvenute periodicamente lungo la scarpata, senza che si potessero formare vere correnti di torbida per la mancanza di sufficiente fango calcareo. Per il resto il significato di queste intercalazioni detritiche è identico a quello delle intercalazioni gradate nel sottostante Lias.

La potenza di questa unità è dell'ordine dei trecento-quattrocento metri, ed è logicamente molto variabile a seconda del numero e dello spessore degli episodi detritici.



14)  $C_1^{10-5}$ : *Neocomiano-Titonico*

Agli ultimi banchi grossolani di  $G_1^{10-5}$  fa seguito una successione di calcari bianchi micritici a frattura concoide, straterellati, con selce in liste o noduli, di tipo « maiolica », intercalati a livelli finemente detritici coi quali talora sfumano. Nella microfauna dominano le associazioni a calpionelle, che si succedono dal basso verso l'alto con la « Zona a *Crassicollaria* », la « Zona a *Calpionellopsis thalmani* » e la « Zona a *Calpionellites darderi* » (COLACICCHI 1964). Lo spessore di questa unità oscilla sui 100-150 metri. La facies « maiolica » si spinge a Sud fino alla linea del Sangro.

( 15)  $C_1^{5-3}$ : *Albiano-Barremiano*

( 16)  $C_1^{7-4}$ : *Turoniano-Aptiano dei Monti della Meta*

Nell'area di transizione il Cretacico medio-inferiore è rappresentato da due facies diverse anche se con molti termini simili: i calcari detritici ad orbitoline, associati a frequenti livelli selciferi ed a marne con fucoidi, e i diaspri varicolori. I primi ( $C_1^{5-3}$ ) sono presenti a Nord del Sangro, e si incontrano lungo tutto il bordo orientale del Foglio. Si tratta di calcari detritici, talora fino a conglomeratici, a stratificazione irregolare, in genere fortemente selciferi (con livelli silicizzati, selce in noduli, letti di selce di potenza anche considerevole, come a Rocca Chiarano). Sono ricchissimi di orbitoline e presentano a luoghi intercalazioni di marne ed argille verdastre con fucoidi e microfaune pelagiche [*Ticinella roberti* (GANDOLFI), *Gyroidina nitida* REUSS, *Gaudryinella mendrisiensis* GANDOLFI, *Hedbergella* spp., ecc., vedi COLACICCHI 1964); sopra di esse riprende nuovamente la facies detritica e selciferi ad orbitoline. Lo spessore totale si aggira sui 200-300 metri; al di sopra segue la « scaglia ». Nei Monti della Meta invece ( $C_1^{7-4}$ ), sopra ai livelli ad ellipsactinie si ha un orizzonte diasprigno formato da straterelli di selce varicolore su cui si alternano strati calcareo-detritici silicizzati. La porzione inferiore di questo complesso contiene livelli con *Ticinella roberti* (GANDOLFI) ed *Hedbergella* spp., passanti verso l'alto a strati con orbitoline, *Rotalipora*

*appenninica* (RENZ), *Globotruncana helvetica* BOLLI, *Globotruncana lapparenti* BROTZ. ecc. Sono molto frequenti i livelli (anche argillosi) a radiolari e spicole di spugna. Lo spessore totale può raggiungere i 3-400 metri. Questa facies si spinge fino al Turoniano; è evidente quindi che ai Monti della Meta la facies prevalentemente selciferi è comprensiva sia del  $C_1^{5-3}$  (calcari detritici selciferi ad orbitoline), presente a Nord del Sangro, che della « scaglia », presente anch'essa solo a Nord del Sangro (come « scaglia » tipica) e di età non superiore al Turoniano ( $C_1^{7-6}$ ). Sopra ai diaspri riprende la sedimentazione calcareo-detritica, con caratteristiche simili a quelle già viste per la parte alta dei calcari a frammenti di rudiste ( $PC^2-C_d^4$ ), salvo la presenza di intercalazioni in facies di « scaglia ».

17)  $C_1^{7-6}$ : *Turoniano-Cenomaniano*

A Nord del Sangro, sempre ad Est della più volte ricordata Valle del Proflu-Tasso-Sagittario, al disopra dei calcari detritici selciferi ad orbitoline si ha una vera e propria facies di « scaglia », con calcari biancastri talora marnosi, fittamente stratificati, con letti e lenti di selce, a grana molto fine, contenenti *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZ., *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU), *Globotruncana helvetica* BOLLI, *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI), ecc. Per maggiori dettagli vedasi COLACICCHI 1964. Lo spessore medio della formazione, che dal Sangro fino alla Serra Sparvera è ricoperta direttamente dai calcari miocenici o da lembi residui paleogenici, si aggira sui 30-50 metri.

18)  $C_1^{11-8}$ : *Senoniano*

Nell'area di M. Genzana sono conservati lembi della serie di transizione che faceva seguito alla « scaglia ». Si tratta di calcari abbastanza simili a quelli descritti per la parte alta dei calcari detritici a frammenti di rudiste ( $PC^2-C_d^4$ ), qui sono inoltre ricchi di selce in lenti e noduli, e mostrano frequenti intercalazioni di livelli micritici tipo « scaglia » e di banchi grossolani gradati. Nella parte alta sono frequenti gli orbitoidi

(le stesse specie elencate per la parte alta di PC<sup>2</sup>-C<sub>d</sub><sup>4</sup>) e nei livelli tipo « scaglia » sono frequenti le globotruncane del Cretacico superiore, in normale successione stratigrafica. Lo spessore massimo può raggiungere i 200 metri.

#### 19) PCt: Paleocene

Sempre al M. Genzana, a questi livelli fa seguito un'alternanza di livelli detritici (all'incirca nella stessa facies esaminata poco sopra) e di livelli a grana più fine, color rosato, simili a « scaglia » un po' detritica, ricchi di globorotalie con associazioni che indicano chiaramente il Paleocene (Zona a *Globorotalia pseudobulloides* e Zona a *Globorotalia velascoensis*); vi si associano abbondanti miscellanidi, discocicline, frammenti di alghe rosse e frequenti orbitoidi rimaneggiati. Verso l'alto compare qualche livello già eocenico, ma la serie è subito interrotta dalla trasgressione miocenica. La potenza massima di questi livelli è di circa 40 metri.

E' interessante ricordare che una facies identica (non cartografata nel Foglio per l'esiguità estrema dell'affioramento) è presente a Venere (orrido orientale del Fucino) al disotto dei livelli sempre paleocenici ad alveoline (PCo) già esaminati, ed in continuità con lembi di PC<sup>2</sup>-C<sub>d</sub><sup>4</sup> che già annunciano importanti variazioni di facies al limite con il Foglio Sulmona.

### B — EOCENE - MIOCENE

#### CENNI PALEOGEOGRAFICI

Si è visto come nel Paleocene si siano verificati importanti mutamenti paleogeografici. Pressochè in tutta l'area si riscontra infatti una fase di generale emersione, e solo il persistere di una depressione in corrispondenza dell'antico braccio di mare mesozoico ci dà una logica spiegazione della presenza e conservazione di lembi paleogenici sul lato orientale del Foglio: ad Occidente non ne esiste infatti più alcuna traccia, e dai calcari cretacici si passa direttamente nelle serie a quelli dell'ultima importante trasgressione, quella elveziana.

Gli affioramenti eocenici del Foglio Sora, quasi ovunque trasgressivi, continuano a Settefrati e ai Monti della Meta le successioni eoceniche presenti al bordo nord-orientale del Foglio Cassino, mentre a Venere ed Anversa sono già in chiara connessione con le serie paleogeniche del Foglio Sulmona. Altri residui limitati di serie eoceniche (talora non cartografati per la loro esiguità) appaiono scaglionati in senso meridiano, testimoniando una molto probabile continuità originaria degli affioramenti. La giacitura dei termini eocenici in alcune località (come alla Montagna di Godi, vedi oltre) è tale da richiedere senz'altro una precedente fase tettonica con dislocazioni, databile con buona approssimazione al Paleocene superiore-Eocene inferiore. Con l'Eocene superiore si assiste ad una nuova regressione, dovuta, per ciò che risulta, a semplici moti epirogenetici; il ritorno dei mari nell'Oligocene superiore ricalca infatti quasi esattamente la distribuzione areale dei depositi eocenici, e non è stata riscontrata al contatto alcuna discordanza angolare.

Ove sono conservati i termini dell'Oligocene superiore-Miocene basale è difficile riconoscere se le serie siano continue verso l'alto. Nel resto dell'area la trasgressione elveziana è ovunque riconoscibile, anche se le modalità variano da luogo a luogo, con termini basali in facies sia organogena (prevalente) che marnosa o conglomeratica. In linea generale si passa da facies iniziali fortemente biogene, di età elveziana, a peliti con microfaune pelagiche, e quindi nel Tortonianiano a sedimenti clastici con turbiditi, a testimonianza di sostanziali variazioni intervenute nel bacino di sedimentazione a causa della tettonica in atto. Il tetto della serie miocenica non è osservabile nell'area a causa delle complicazioni tettoniche. Un lembo di Messiniano in facies oligoalina è presente poco ad Ovest di Aschi, trasgressivo su una serie Cretaceo-Miocene già dislocata ed erosa. Nel Pliocene dobbiamo considerare già definitivamente emersa tutta l'area.

#### 20) E: Eocene superiore-medio

Termini riferibili all'Eocene sono largamente rappresentati, anche se molto spesso con spessori esigui, nella Marsica orientale e nei Monti del-

la Meta. Alla Meta ed a Settefrati sono presenti calcari micritici straterelati con microfaune pelagiche (*Globorotalia centralis* CUSH. & BERMUDEZ, *Hantkenina alabamensis* CUSH., *Globigerina venezuelana* HEDBERG); più a Nord (al bordo nord-orientale delle tavv. Alvito e Settefrati, nella tav. Pescasseroli, a Opi, e molto più a Nord ancora a Venere ed Anversa) è presente la tipica facies organogena e detritico-organogena, con alveoline, nummuliti, discocicline, alghe calcaree, ecc.; lungo la dorsale Rocca Chiarano-Serra Pantaniello è presente una facies coralligena; al Monte Mattone prevale invece la facies conglomeratica, pur non mancando anche qui, a tratti, successioni organogene regolari, talora con livelli di « scaglia » a globorotalie.

E' difficile tentare una ricostruzione della successione originaria delle facies nell'Eocene del Foglio Sora. Anche per tale motivo si è preferito, nella stesura del Foglio, considerare come una sola unità tutti i termini eocenici (E). La trasgressione avviene in genere tramite un conglomeratino arrossato. In qualche località (Monte Mattone) si ha uno spessore anche notevole di *hard-ground* manganesifero. L'Eocene può poggiare su termini vari; la situazione più tipica a questo proposito si ha alla Montagna di Godi, ove nell'ambito di pochi kmq l'appoggio, in discordanza angolare, avviene sulle dolomie liassiche a M. Mattone, sul Lias ad *Orbitopsella* ai Pozzi di Godi, su termini giuresi a Colle Ferroio, sul calcare cretacico ad orbitoidi (già passante al Paleocene) alla Montagnola. Situazioni del genere richiedono, come già si è accennato, l'intervento di una fase tettonica pre-eocenica.

Lo spessore dei sedimenti eocenici varia molto a seconda delle facies. Nelle serie conglomeratiche può raggiungere i 150 metri, nelle altre facies si oscilla da qualche metro a poche decine. Sempre si tratta di serie incomplete, sulle quali trasgrediscono i termini chattiano-aquitani o direttamente quelli elveziani. Solo a Venere la serie paleogenica sembra continua. Purtroppo l'area è intensamente dislocata e non si possono campearne successioni complete.

#### 21) M<sup>2</sup>-O<sup>3</sup>: Langhiano-Chattiano

Nell'area di Opi-Forca d'Acero, a Settefrati, a Sud di Civitella Al-

fedena, nonchè, molto più a Nord, nei dintorni di Anversa degli Abruzzi e di Venere, si rinvengono terreni dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore con facies caratteristiche. Ad Opi l'Oligocene superiore trasgredisce in concordanza angolare sull'Eocene superiore. La serie è qui raddrizzata fino alla verticale ed è agevolmente osservabile lungo una profonda incisione operata dal Sangro. I termini oligocenici basali sono rappresentati da biolititi color avana a litotami e macroforaminiferi dell'Aquitano-Chattiano (miogipsine e lepidocicline, vedi per maggiori dettagli PIERONI 1965), per uno spessore di circa 35 metri. Seguono circa 40 m di marne grigie spongolitiche e radiolaritiche, talora fetide, in strati sottili, con rare globigerine e resti di teredinidi. La successione è chiusa da un episodio conglomeratico, al disopra del quale giacciono in apparente trasgressione le marne tortoniane a planctonici. La situazione è all'incirca la stessa nell'area di Forca d'Acero. A Sud di Civitella Alfedena ed a Settefrati i termini alto-oligocenici trasgrediscono sull'Eocene con calcareniti marroncine, spesso marnose, talora fogliettate, con abbondanti macroforaminiferi del tipo di quelli di Opi (tra i quali importante per la datazione *Miogypsinoides complanata* SCHL.). Questa unità, che presenta uno spessore di circa 40 metri, passa superiormente a calcareniti bianche con briozoi e litotamni, contenenti talora selce in noduli, per uno spessore di circa 5 metri. Anche le calcareniti organogene superiori contengono miogipsine; in tutto il complesso, agevolmente correlabile con quello di Opi, si notano inoltre numerosi livelli a spicole di spugne e radiolari. Nell'area di Anversa e di Venere è presente solo la facies organogena a macroforaminiferi, che sembra passare gradualmente a termini (sempre organogeni) più alti, cioè ai calcari elveziani a briozoi e litotamni. La difficoltà delle datazioni, una volta scomparsi i più significativi gruppi di macroforaminiferi, rendono questo dato piuttosto incerto. In genere comunque non vi è mai sovrapposizione dei termini organogeni elveziani su quelli di età più bassa: l'area di distribuzione di entrambi appare ben individuata.

Come già si è visto per i termini eocenici, gli affioramenti oligocenici e del Miocene inferiore del Foglio Sora si collegano, in parte a quelli presenti al bordo nord-orientale del Foglio Cassino (indicati con

la sigla M<sup>2-1</sup>), in parte a quelli del Foglio Sulmona, ove assumono grande sviluppo. Non è ben chiaro se esistesse una continuità tra i due gruppi di affioramenti. Mentre infatti l'Eocene è presente, sia pure in tracce, anche lungo l'arco Montagna di Godi-Villalago, i termini dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore mancano da Monte Mattone fino a Castrovalva. E' probabile che una dorsale meridiana separasse nell'Oligocene superiore l'area settentrionale da quella meridionale; non è escluso però che il sollevamento di questa dorsale sia posteriore e che una massiccia erosione pre-elveziana abbia cancellato le tracce del Paleogene. Non bisogna dimenticare a questo proposito che, ad esempio, sulla sponda occidentale del Lago di Scanno l'Elveziano a brachiopodi poggia in leggera discordanza su terreni del Giurese superiore, mentre sul prolungamento settentrionale della stessa struttura, fino ad Anversa degli Abruzzi, ritroviamo serie via via meno incomplete, con ricomparsa dei termini oligocenici a Castrovalva.

## 22) M<sup>3</sup>: *Elveziano*

Ad Occidente di una linea ideale Alvito-Pescasseroli-Bisegna-Ortona dei Marsi la serie miocenica presenta una successione regolare ed arealmente omogenea di termini, alla base dei quali si osservano i classici « calcari a briozoi e litotamni » del Langhiano superiore (?) - Elveziano. Le differenze sostanziali che si riscontrano nell'ambito di quest'area riguardano il substrato della trasgressione, la quale avviene su livelli del Cretacico superiore-Paleocene a SW della Vallelonga, e su termini variabili dall'Aptiano al Turoniano ad Oriente di essa. Le modalità della trasgressione sono quelle largamente note per l'Appennino centro-meridionale. Alla base, senza traccia di paleosuoli o conglomerati trasgressivi, si hanno biolititi e bioclastiti a stratificazione indistinta, con litotamni, briozoi, anfigestine, eterostegine e rari globigerinidi. Verso l'alto questi calcari, della potenza media di una quarantina di metri, divengono leggermente marnosi e più francamente bioclastici, compaiono con maggiore frequenza i foraminiferi planctonici ed è osservabile una netta stratificazione in livelli di 10-30 cm. Dopo un breve *hiatus*, sottolineato come in altre

zone del Lazio e dell'Abruzzo (ZALAFFI 1963) da un sottile livello ora arenaceo ora conglomeratico ricco di glauconite e di *fecal pellets*, si passa alle marne a planctonici del complesso M<sup>4-3</sup>.

Ad Oriente della linea indicata le situazioni mutano, come era da attendersi tenuto conto delle vicende subite dall'area già durante il Paleogene. A Sud della linea del Sangro l'Elveziano calcareo manca, nè si è trovata traccia (se si escludono limitati affioramenti proprio al Sangro, ma a Nord della *linea tettonica* del Sangro, vedi Tettonica) di altri termini miocenici marnosi (Tortoniano-Elveziano superiore) che pure sono raramente presenti, trasgressivi, sul prolungamento meridionale della struttura (Foglio Cassino). A Nord della linea del Sangro la trasgressione miocenica manca spesso dei termini basali calcarei, poggia su termini di età molto varia, ed avviene più sovente tramite facies marnose a planctonici, con livelli basali glauconitici molto simili a quelli che più ad Occidente segnano un breve *hiatus* nella sedimentazione miocenica; talora si hanno invece facies conglomeratiche di potenza anche notevole. La trasgressione è databile, in base ai planctonici rinvenuti, all'Elveziano superiore, e anche se una datazione precisa non può essere eseguita per i pochissimi metri di calcari organogeni che talora compaiono alla base, si può ritenere che al Sangro e sui due lati della Valle del Profluo-Tasso-Sagittario i vari termini miocenici basali (calcarei, marnosi, conglomeratici) siano eteropici e da ascrivere pertanto ad un unico complesso, assimilabile come età all'M<sup>4-3</sup> delle aree occidentali. Nella stesura del Foglio si è preferito però considerare associati all'unità M<sup>3</sup> i termini francamente calcareo-organogeni, allo scopo di mantenere simboli eguali per facies identiche.

La giacitura di questi calcari, come si è accennato, è molto varia. A Civitella Alfedena, ove i termini marnoso-conglomeratici passano lateralmente a facies organogene un po' particolari, con abbondanti denti di pesce, la trasgressione poggia sulle dolomie del Lias inferiore. A Serra di Rocca Chiarano, nell'area di Scanno e del Monte Genzana i calcari poggiano su lembi residui paleocenici od eocenici. Sulla sponda occidentale del Lago di Scanno pochissimi metri di calcare organogeno a brachiopodi (*Terebratula sinuosa* BROCCHI) trasgrediscono sui calcari giuresi. A Castrovalva la serie oligocenico-miocenica sembra continua. A questo pro-

posito bisogna qui segnalare, per l'evidente collegamento, il minuscolo affioramento di Venere (bordo orientale del Fucino), ove una serie continua Eocene-Miocene è strettamente contigua, forse a causa di situazioni tettoniche antiche, a serie ove invece l'Elveziano trasgredisce sul Cretacico medio.

La potenza dei calcari miocenici a Nord del Sangro è variabile, ma difficilmente si superano i 5-10 metri. Solo a Barrea, già nel Foglio Agnone, il Miocene calcareo riprende facies e spessori analoghi a quelli delle aree occidentali del Foglio Sora.

### 23) $M^{4-3}$ ; $M_c^{4-3}$ : *Tortoniano inferiore - Elveziano superiore*

Nelle aree centro-occidentali del Foglio questo complesso prevalentemente marnoso, di potenza variabile da qualche metro a qualche decina, poggia in trasgressione (?) sui calcari a briozoi e litotamni elveziani tramite un livello arenaceo-conglomeratico con glauconite e *fecal pellets*. Questo livello basale è presente in vaste aree dell'Appennino centrale, ove è stato oggetto di particolareggiati studi da parte di ZALAFFI (1963). Da esso si passa al complesso marnoso vero e proprio, ben stratificato e caratterizzato sovente dalla presenza di resti problematici (*Cylindrites*). Il lavaggio delle marne ha fornito microfaune tipiche della parte alta della « Cenozona a *Orbulina universa* » e della parte inferiore della « Cenozona a *Globorotalia menardii* » (CRESCENTI 1966a); sarebbero quindi rappresentati l'Elveziano superiore ed il Tortoniano inferiore.

Buone esposizioni delle marne a planctonici in serie sui calcari sono presenti a M. Turchio-La Cicerana, a Sud di Sperone e nei pressi di Aschi. Le marne a planctonici sono assenti a Sud del Sangro. Al Sangro (area di Colle Licco, Rocca Tre Monti, Colle Santo Janni, Monte Mattone), i termini organogeni basali, come già si è accennato, mancano, e l'inizio della serie miocenica è dato direttamente da brecce e puddinghe a cemento calcareo-marnoso (talora, come al Monte Mattone, potenti anche qualche decina di metri), in cui compaiono associazioni a planctonici dello stesso tipo di quelle presenti nelle marne più ad Occidente. Questa facies è indicata nel Foglio come  $M_c^{4-3}$  (Tortoniano-Elveziano conglomeratico),

e fa seguito ad una analoga facies di età eocenica. Talora sono presenti, alla base od al termine degli episodi conglomeratici, pochi centimetri di « panchina » a frammenti di lamellibranchi ed anfistegine (Val Rapino).

Ad Est della Montagna di Preccia e lungo la valle del Tasso-Sagittario il complesso marnoso sostituisce pressochè totalmente la facies calcareo-organogena; si tratta comunque sempre di marne calcaree con qualche intercalazione di livelli biogeni simili all' $M^3$ , per cui l'ipotesi di una eteropia rispetto ai calcari presenti sporadicamente nell'area orientale appare più che probabile. Sul fianco occidentale della Montagna di Preccia, lungo la carrozzabile Villetta Barrea-Scanno, è molto ben esposta la trasgressione delle marne calcaree ad *Orbulina* sui calcari del Paleocene-Cretacico superiore; essa avviene tramite il noto livello arenaceo-conglomeratico a *fecal pellets*, e tra gli elementi conglomeratici presenti non sono rari i ciottoli di Eocene a Nummuliti. Le marne appaiono in questo esteso affioramento ben stratificate alla base ma a stratificazione indistinta nella parte più alta, ove si presentano di colore giallastro o grigiastro con fiamme azzurrognole. La potenza raggiunge qui i 100 metri. Degno di nota inoltre il vicino affioramento di Ponte delle Scalelle (Scanno), ove le marne ad *Orbulina* sono estremamente ricche di glauconite per uno spessore di qualche decina di metri, tanto da presentarsi in alcuni punti come « arenarie » verdastre.

Nel Foglio non sono cartografati altri minuscoli affioramenti di marne e calcari marnosi a planctonici presenti sul versante orientale del M. Marsicano (Valle Orsara, Val Ciavolara, M. Campitello), ove trasgrediscono su termini vari della serie mesozoica.

### 24) $M^4$ : *Tortoniano*

In continuità di sedimentazione sulle marne a planctonici poggia il complesso argilloso-arenaceo tortoniano. Esso si presenta come una fitta alternanza (spesso gradata) di livelli arenacei, siltitici ed argillosi, con caratteristiche impronte di fonde di tipo *groove casts* e *flute casts* sulla superficie inferiore degli strati arenacei. Non mancano inoltre, localmente, sottili livelli lignitiferi. Le arenarie non sono quasi mai grossolane,

anzi generalmente nell'area sono più frequenti i termini siltitici ed argillosi. Pur trattandosi chiaramente, almeno per le parti gradate con impronte di fondo, di depositi turbiditici, è evidente che deve trattarsi di fasi distali. Le microfaune vi sono scarse e mal conservate. Nella frazione argillosa (soprattutto in certi affioramenti pressochè totalmente argillosi) sono comunque presenti associazioni sia a planctonici che a bentonici; è presente la « Cenozona a *Globorotalia menardii* » (CRESCENTI 1966), per cui l'età dovrebbe rimanere nell'ambito del Tortoniano. Il tetto della serie non è mai esposto, per cause tettoniche facilmente riconoscibili (vedi però più avanti: Puddinghe di Broccostella). Gli affioramenti più estesi si hanno lungo la Val Roveto, la valle dell'Alto Sangro-Giovenco (in particolare sul prolungamento della serie di Opi), la valle del Sangro, la valle del Profluo-Tasso-Sagittario (specialmente nella serie di Castrovalva). Gli spessori sono difficilmente calcolabili; pur tenendo conto di possibili ripetizioni tettoniche, la formazione dovrebbe comunque superare i cinquecento metri.

#### 25) M<sup>5-4</sup>: *Messiniano-Tortoniano?* - *Puddinghe di Broccostella*

Al tetto della formazione argilloso-arenacea affiorano, a Broccostella (Colle Monacesco, Colle Ruscio) e ad W di Rendinara, fino a 150 metri di puddinghe poligeniche morfometricamente molto evolute, ben cementate, costituite da elementi estranei alle formazioni locali. In ordine di frequenza sono presenti: arenarie grossolane verdastre fortemente cementate, calcari marnosi micritici tipo « pietra paesina », calcari detritici nerastrati con frequenti bande di calcite spatata bianca, calcari organogeni a macroforaminiferi paleogenici, breccie calcaree e rarissimi elementi di rocce intrusive acide. Il cemento, arenaceo e grossolano, è formato anche da minuti frammenti delle rocce sopraccitate e contiene inoltre rari frammenti di carbone. Inferiormente la puddinga passa gradualmente ad arenarie grossolane molassiche con le quali in parte si alterna; le arenarie a loro volta giacciono in concordanza sul complesso argilloso-arenaceo. I livelli più bassi delle puddinghe sono formati da elementi di dimensioni variabili dai due-tre centimetri ad un massimo di dieci centimetri, mentre nei li-

velli più alti i ciottoli raggiungono anche i venti centimetri di diametro massimo. L'intero complesso si presenta generalmente fratturato.

L'analisi micropaleontologica non ha purtroppo fornito dati indicativi sull'età delle puddinghe; potrebbe comunque trattarsi, con molte probabilità, della chiusura del ciclo miocenico in quest'area. Un'analogia molto evidente si può tentare colle intercalazioni puddingoidi litologicamente molto simili, di età messiniano-tortoniana, presenti nella parte alta della serie argilloso-arenacea dell'alta Val Roveto, nel Foglio Alatri.

#### 26) M<sup>5</sup>: *Messiniano*

Vengono attribuiti al Messiniano alcuni limitati affioramenti in facies conglomeratica ed argillosa, trasgressivi sulla locale serie cretaco-miocenica, situati presso il margine orientale del Fucino e ben esposti in contrada « le Vicenne » sulla strada Aschi-Venere. L'analisi micropaleontologica ha messo in evidenza la presenza di una abbondante ostracofauna oligoalina a *Cyprideis pannonica* (MÉHES) cf. *agrentina* DECIMA, *Tyrhenocythere ruggierii* DEVOTO, *Cyprideis tuberculata* (MÉHES), *Loxonopappia* e *Congerina* (?). Per maggiori dettagli vedasi COLACICCHI, DEVOTO, PRATURLON 1967.

Nel Foglio è indicato con la stessa sigla un vicino affioramento conglomeratico-argilloso, trasgressivo sui calcari giuresi, localizzato sul Monte Mezzana. Questo minuscolo affioramento è caratterizzato dalla presenza, piuttosto eccezionale per il Foglio Sora, di abbondante materiale tipo « pietra paesina », « palombino » ecc., chiaramente ripreso e rielaborato da un ciclo trasgressivo (il giacimento poggia sui calcari ad ellipsactinie). Purtroppo non sono state finora rinvenute microfaune significative. I materiali cui si è accennato sono tipici del complesso caotico (ce) presente come intercalazione olistostromale nella parte alta delle serie mioceniche del sottostante Foglio Cassino. Non si può comunque escludere, data la posizione geografica, una provenienza dalle serie adriatiche, in cui il complesso caotico è pure largamente rappresentato.

## C — PLIOCENE? — MIOCENE SUPERIORE

### 27) Pc; Ps: *Puddinghe di Scifelli*

Questo complesso affiora largamente nella tav. Isola Liri ed è costituito da puddinghe poligeniche fortemente cementate (Pc), a cemento calcareo-sabbioso giallastro, contenenti in percentuale all'incirca eguale elementi carbonatici della serie mesozoica locale, ciottoli di calcari marinosi micritici verdastri, brecciole organogene a macroforaminiferi, oltre a rarissimi ciottoli di rocce intrusive acide. Gli elementi clastici sono di dimensioni molto variabili ed il complesso non presenta mai gradazione alcuna. Le puddinghe si presentano sovente fortemente alterate e trasformate in sabbie argillose di colore rosso mattone (Ps), contenenti i medesimi inclusi delle puddinghe ad eccezione dei ciottoli carbonatici mesozoici locali. Tutti i clastici vi appaiono profondamente alterati ed in stato di progressivo disfacimento. L'età di questa formazione può oscillare tra il Miocene terminale ed il Pliocene inferiore.

## D — PLEISTOCENE INTRAPPENNINICO

### 28) Q<sup>1</sup>; tr<sup>1</sup>: *Puddinghe di Santopadre*

Affiorano nella parte meridionale della tav. Sora, con cemento sabbioso-calcareo giallastro, in giacitura suborizzontale, spesso ben stratificate, con accenni a gradazione degli elementi clastici. Gli inclusi sono prevalentemente carbonatici, della serie locale; non mancano però anche elementi delle « Puddinghe di Scifelli » e delle serie clastiche neogeniche. Questo complesso, indicato con la sigla Q<sup>1</sup>, corrisponde al q del Foglio Cassino. Come in quest'ultimo, si intercalano in evidente eteropia di facies lenti sabbiose, limi argilloso-calcarei giallastri e travertini (tr<sup>1</sup>). I limi contengono malacofaune d'acqua dolce ed ostracofaune (*Candona angulata* G. W. MÜLLER, *Candona neglecta* SARS, *Ilyocypris bradyi* SARS).

Le puddinghe hanno una potenza variabile da pochi metri ad un centinaio, mentre i limi argilloso-calcarei ed i travertini possono raggiungere i 25-30 metri. Per una trattazione di maggiore dettaglio si rimanda

alle Note Illustrative del Foglio Cassino (Fluvio-lacustre e fluviale di Arpino).

### 29) I (*Limi lacustri*); tr<sup>2</sup> (*travertini*)

Formazioni lacustri antiche (I) sono presenti nella Piana di Sora, ove compaiono limi lacustri di color giallognolo, con intercalazioni di sabbie grigio-giallastre e di tufi vulcanici neri e brunastri in letti gradati. Sono presenti malacofaune dulcicole [*Dreissena polymorpha* (PALLAS), *Bulimus tentaculatus* (LINNEO)] e ricche ostracofaune. Nella parte alta i limi passano lateralmente e superiormente (Sora) a banchi travertinosi e sabbiosi (tr<sup>2</sup>) e a travertini concrezionari tenaci (Isola Liri), collegati talora a sorgenti sulfuree (Fontana Liri).

### 30) Q<sup>2</sup>: *Conglomerati fluvio-lacustri*

In prevalenza nell'area di Pescasseroli e Scanno sono presenti conglomerati fluvio-lacustri, talora stratificati, passanti verso l'alto a breccioni di pendio. A Scanno presentano alla base intercalazioni di limi calcarei con ostracofaune dulcicole; più a Sud sono presenti al tetto livelli con prodotti vulcanici. Gli spessori possono superare talora il centinaio di metri.

### 31) Mo: *Morenico*

Le formazioni moreniche verranno trattate ampiamente nel capitolo dedicato alla Morfologia. Si tratta comunque di cordoni morenici laterali o frontali e di archi stadiali, costituiti da ciottolame calcareo spigoloso o leggermente smussato, molto raramente striato.

### 32) A: *Alluvioni antiche terrazzate e conoidi cementate*

Lungo la valle del Liri e la Vallelonga compaiono alluvioni antiche terrazzate formate da ciottolame prevalentemente calcareo, arrotondato, delle serie mesozoiche e terziarie locali. Intercalate ai ciottolami non sono rare le lenti sabbiose e le tasche di terra rossa ed argilla.

Ai piedi delle strutture calcaree sono sovente allineate conoidi antiche cementate, localizzate in prevalenza nei dintorni di Balsorano, Villavallelonga, Pescosolido e nella piana di Alvito-S. Donato Val di Comino.

#### E. — OLOCENE

##### 33) qr: *Terre rosse*

La terra rossa affiora un po' dovunque sui massicci calcarei, specialmente sul fondo di doline, nelle depressioni e sui pendii lievemente terrazzati sul fondovalle. Dovrebbe trattarsi di normale residuo del dilavamento calcareo, alterato in particolari condizioni; da notare però la presenza, più volte accertata, di materiali vulcanici profondamente alterati, che possono aver contribuito in parte non trascurabile (in seguito probabilmente a dispersione eolica) alla formazione del sedimento.

##### 34) dt (*Detriti di falda*); a (*Alluvioni sciolte e conoidi attuali*)

Detriti di falda calcareo-dolomitici (dt) recenti, addossati ai piedi dei rilievi, sono largamente presenti un po' in tutto il Foglio; lo stesso dicasi delle alluvioni recenti terrazzate e delle alluvioni sciolte attuali e subattuali (a). Conoidi attuali e subattuali, talora terrose ed in genere scarsamente coerenti, sono localizzate in particolare lungo la Val Roveto, la Vallelonga ed il versante nord-orientale del Monte Genzana.

Da menzionare in modo particolare i depositi che occupano l'alveo dell'antico Lago del Fucino. Si tratta in genere di limi torbosi nerastrati con intercalazioni di sabbia grigia in lenti, con prodotti vulcanici rimaneggiati, e di limo calcareo bianco scarsamente diatomeifero (*Melosira arenaria* MOORE). A Venere dei Marsi compaiono argille e sabbie fittamente stratificate, di color grigio-azzurro, con prodotti vulcanici rimaneggiati ed ossa fluitate di mammiferi (*Bos* sp.).

*Frana di Scanno* — I materiali della ormai classica frana di Scanno, che hanno provocato in epoca recente se non storica lo sbarramento del Tasso-Sagittario e la conseguente nascita del Lago di Scanno, occupano

una vasta area a Nord del Lago, tra Frattura Vecchia e Villalago. Si tratta di materiali in prevalenza del Paleocene-Cretacico in facies di transizione, franati, a quanto sembra di poter osservare sul terreno, a causa della particolare giacitura subverticale a ridosso di una faglia diretta. Il « cucchiaino » di distacco è ancora osservabile nei pressi di Frattura Vecchia; il materiale giace frantumato in blocchi caotici, che ricordano all'aspetto le tipiche « marocche » alpine, e poggia in gran parte sulle argille mioceniche. La frana è posteriore all'incisione del più basso terrazzo riconoscibile nell'area.

#### TETTONICA

Nell'ambito del Foglio Sora si possono agevolmente distinguere alcune strutture fondamentali calcaree e calcareo-dolomitiche, aventi in genere un allineamento appenninico, che appaiono interessate da fenomeni tettonici in genere non molto complessi. Queste strutture sono quasi sempre delimitate ad Oriente e ad Occidente da lunghe valli impostate sul complesso argilloso-arenaceo miocenico.

Il motivo tettonico dominante nell'area, come pure in altre zone contermini dell'Appennino, è la presenza di faglie dirette a SW delle strutture e di accavallamenti o sovrascorrimenti sul fronte a NE. A SW i rigetti raggiungono qualche migliaio di metri, a NE i sovrascorrimenti non appaiono di entità eccessiva, ad eccezione di quelli che decorrono lungo il fianco destro della Val Roveto e lungo la linea del Sangro. L'assetto strutturale del Foglio può bene inquadrarsi nell'ipotesi di una tettonica traslativa differenziata dell'Appennino calcareo, con spostamenti orizzontali in graduale diminuzione da SW verso NE (ACCORDI 1966).

##### 1) *Struttura del Pizzodeta*

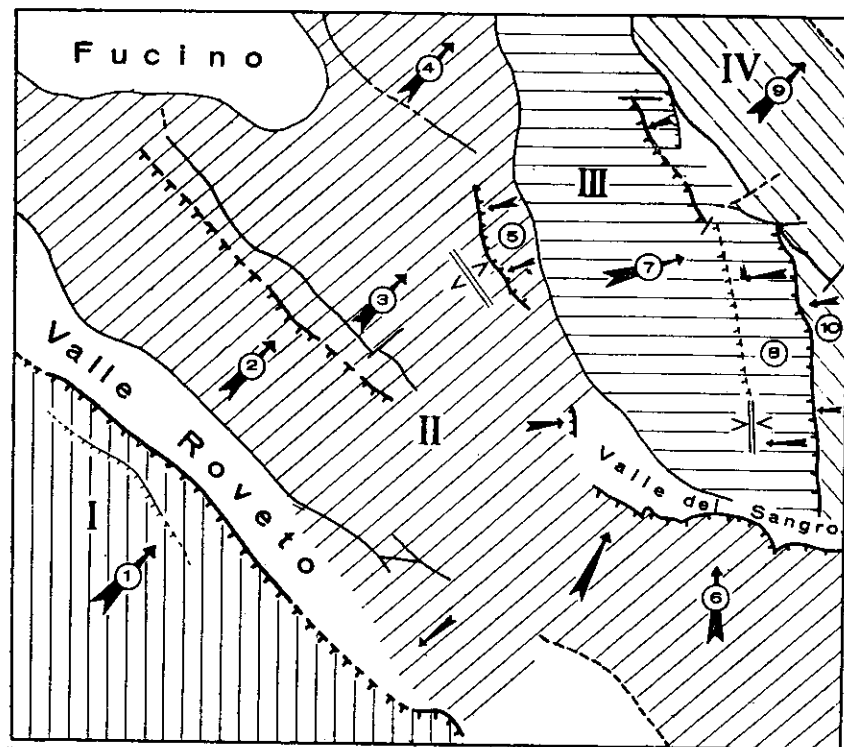
Sul fronte degli Ernici si notano, fra Sora e Rendinara, complicazioni tettoniche dovute alla sovrapposizione di una tettonica distensiva a movimenti traslativi precedenti. Alla base della parete che affaccia sulla Val Roveto, pur nascosta da abbondante detrito di falda, vi è la solita linea di disturbo non molto discosta dal piano orizzontale, con sovra-



scorrimento delle masse mesozoiche sul complesso argilloso-arenaceo di fondovalle (movimento sempre verso NE). Questa linea è la logica prosecuzione del grande disturbo ben visibile nel Foglio Alatri (media ed alta Val Roveto) da cui risulta che l'intera massa dei Simbruini-Ernici ha subito una traslazione non indifferente sormontando la formazione clastica miocenica; del resto in alcuni punti, per esempio ad 1 km a SE del paese di Reginara, questa sovrapposizione anomala si vede materialmente in un tratto libero dalla copertura detritica. L'ipotesi di un sovrascorrimento massiccio dell'intera struttura ha ricevuto di recente nuove prove in seguito alla pubblicazione da parte dell'AGIP dei dati relativi al Pozzo Trevi (PIERI 1966; DONDI, PAPETTI & TEDESCHI 1966).

Sempre sul versante che dà sulla Val Roveto, verso quota 1600, si osserva una faglia inversa che porta la massa calcarea miocenica compresa tra Reginara ed il Pizzodeta a sovrapporsi, con strati quasi verticali, alla serie mesozoica posta a reggipoggio; in realtà non si tratta di una sola faglia inversa, ma di alcune faglie parallele (tutte con lo stesso tipo di movimento) di cui sul Foglio sono segnate solo le più evidenti: conseguenza di questi disturbi è la sovrapposizione della fascia di Cretacico a SW del Pizzodeta sui calcari miocenici. Questo fenomeno del passaggio di importanti faglie sulle parti più alte delle strutture è già stato più volte osservato anche in altri Fogli contermini.

La massa alle spalle del crinale, tutta in Giurese e Cretacico, è rotta da numerose faglie dirette quasi sempre con rigetto modesto e direzione appenninica; solo a Monte Pontecorvo e a Monte Tartaro il rigetto è più sensibile e porta il Cretacico inferiore a contatto con il Giurese. Una situazione diversa e non del tutto chiara per l'abbondante copertura quaternaria si presenta al limite meridionale della struttura, a Nord del Liri, dove in qualche punto (ad esempio nel Vallone delle Noci) si vedono piccole pieghe coricate nel Giura-Lias: si tratta di pieghette visibili in altezza per pochi metri ed in lunghezza per alcune decine di metri; la posizione delle cerniere, rivolte verso NE, lascia presumere che questi disturbi (appartenenti alla parte basale dell'intera struttura) siano da collegare ai movimenti tangenziali che hanno determinato il sovrascorrimento dei Simbruini-Ernici.



SCHEMA TETTONICO DEL FOGLIO 152 SORA.

Con numeri romani e diverso tratteggio sono indicate le unità tettoniche fondamentali (I-IV); nel loro ambito sono indicate le strutture minori (1-10).

1) M. Pizzodeta e fronte di sovrascorrimento degli Ernici. 2) Monoclinale di M. Corncchia-M. Longagna. 3) Monoclinale di M. Marcolano-Punta Ara dei Merli; anticlinale di M. Turchio. 4) Bordo orientale del Fucino. 5) Struttura sovrascorsa del Morone del Diavolo. 6) M. Amaro-Monti della Meta; fronte di sovrascorrimento del Sangro. 7) M. Marsicano-M.gna Grande-M. Mezzana. 8) Sinclinale di Val Ciavolara e allineamento M.gna di Godi-M.gna di Preccia-M. della Rovere. 9) Serra Sparvera-M. Genzana. 10) Rocca Chiatano-Serra Pantaniello.

— Principali faglie dirette.

Fronti di accavallamento o sovrascorrimento. A linea più sottile, motivi viciari di minore importanza.

Immersione delle zolle monoclinali o vergenza delle pieghe frontali.

Asse di anticlinale.

Asse di sinclinale.

Occorre infine accennare alla presenza di faglie trasversali che a volte sbloccano l'intera struttura; la più estesa è quella che passa per la vallata di Prato di Campoli e sbocca quasi di fronte a Balsorano; ve ne sono altre meno estese, ma sempre importanti per la meccanica del movimento, come quella di Monte Pratelle, che hanno spesso un piano verticale ma un movimento orizzontale, con avanzamento di un labbro rispetto all'altro.

## 2) *Struttura di Monte Cornacchia*

E' delimitata ad Occidente dalla Val Roveto e ad Oriente dal Fossato di Rosa (Vallelonga).

Il versante sinistro della Val Roveto è interessato da un notevole disturbo tettonico che ha portato a contatto i terreni clastici miocenici con i calcari e le dolomie giuresi. Il contatto è mascherato da conoidi di deiezione all'altezza di Balsorano, ma rimane scoperto per lunghi tratti nei pressi di Morrea e di Civita d'Antino, dove è possibile osservare il liscione di faglia con direzione appenninica ed immersione a SW di 70-80°. Talora si notano liscioni immersi a NW, ma ciò sembra da imputarsi a normali ondulazioni del piano di frattura, che permane ovunque subverticale. Nei pressi di Civita d'Antino una serie di sbloccamenti nei calcari miocenici ha accompagnato il movimento principale, determinando un andamento a gradinata con formazione di terrazzi e scarpate di poche decine di metri di altezza. Nei pressi di Pescosolido (tratto Val Para-Campoli Appennino) la faglia passa ad una quota di circa 800-900 metri e porta a contatto i calcari del Giurese superiore e del Cretacico con i calcari e le dolomie liassici.

Come si è accennato, il limite orientale della struttura è dato dalla valle di Villavallelonga (Fossato di Rosa o Vallelonga): lungo questo bordo si osservano fenomeni di accavallamento, con pieghe vergenti a NE. Infatti all'altezza di Colle Cerri i calcari cretaci e miocenici risultano piegati ad anticlinale con asse appenninico. Nel fianco orientale della piega la stratificazione, per lo più verticale, si presenta talora rovesciata con accavallamento delle formazioni calcaree sui terreni clastici della for-

mazione argilloso-arenacea miocenica. In località Fonticella (a Sud di Villavallelonga) la piega di Colle Cerri sembra terminare improvvisamente; il calcare cretacico presenta qui una giacitura suborizzontale o una leggera immersione a SW, e sormonta direttamente le calcareniti mioceniche. In località Selve Piane e Fonte Astuni il contatto è mascherato da un abbondante detrito di falda. Più a Sud, all'altezza di Colle Pardo (tav. Monte Cornacchia) e sempre sul versante sinistro di Fossato di Rosa, lungo un tratto libero dalla copertura detritica, i calcari del Cretaceo medio-superiore si presentano sovrapposti al complesso argilloso-arenaceo.

Risulta da quanto esposto come anche il bordo orientale della struttura in esame si debba considerare come interessato da un disturbo tettonico con movimento delle masse verso NE; tale disturbo sembra annullarsi gradualmente verso il limite sud-orientale.

## 3) *Struttura di Monte Marcolano - Monte Turchio*

I suoi limiti occidentali ed orientali sono dati rispettivamente dalla Vallelonga e dall'alta Valle del Sangro. Questa struttura rappresenta una ampia monoclinale con immersione ad Est, ma l'andamento del limite occidentale appare poco chiaro. Il disturbo principale riconoscibile sembra essere la faglia diretta ad andamento appenninico che si riscontra ad una quota di circa 1.400 metri all'altezza di Monte Prato Maiuri e ad una quota di 900 metri nei pressi di località Amplero; essa ribassa i calcari cretaci ponendoli a contatto con quelli giuresi. A quote inferiori però si rinvencono altre faglie dirette, sempre appenniniche, con liscioni immergenti a NE e di effetto contrario alla precedente, come si può ben osservare nella struttura di Colle Antonitto. L'andamento del contatto lungo il fondovalle non appare purtroppo riconoscibile. Non è da escludere però che tutta la struttura vada ad immergersi sotto il fronte di accavallamento che decorre lungo il versante SW della valle.

Fa parte di questa struttura anche Monte Turchio, che risulta piegato ad anticlinale con asse appenninico. Sulla cerniera dell'anticlinale, ad una quota di circa 1.900 metri, esistono lembi residui di calcari miocenici che alla base del rilievo si rinvencono ad una quota di 1.500 metri

circa. La struttura M. Marcolano-M. Turchio termina sul lato orientale contro quella del Morrone del Diavolo (vedi più avanti). Al bordo settentrionale, nell'area di Trasacco, i calcari cretaci si presentano fortemente milonitizzati per l'esistenza di un fitto reticolo di faglie legate alla tettonica del Fucino. Per maggiori dettagli sull'intera struttura si rimanda a PARADISI-SIRNA (1965).

#### 4) *Strutture della Marsica orientale*

Ad Est del Fucino ed in tutta l'area nord-orientale delimitata all'incirca dal corso del Sangro (dalle sorgenti fino a Villetta Barrea), le strutture tettoniche continuano lo schema illustrato in precedenza. Le differenze principali sono date da una certa complicazione delle strutture, da un cambiamento della direzione (esse si spostano in direzione NNW-SSE) e, al bordo orientale del foglio, da una locale inversione delle vergenze.

Complessivamente nella vasta zona si possono distinguere, da Occidente verso Oriente, le seguenti unità strutturali:

- Bordo orientale del Fucino
- Struttura Morrone del Diavolo-Colle Arienzo
- Linea Alto Sangro-Gioenco
- Struttura M. Marsicano-Montagna Grande-M. Miglio
- Allineamento Montagna di Godi-Montagna di Preccia-M. della Rovere e linea Profluo-Sagittario
- Struttura Rocca di Chiarano-Serra Pantaniello
- Struttura Serra Sparvera-M. Genzana.

*Bordo orientale del Fucino.* — Il lato del Fucino compreso tra gli abitati di Venere e Gioia dei Marsi è interessato da un sistema di faglie dirette appenniniche, mentre la struttura così delimitata mostra, come al solito, immersioni a NE. L'elemento fondamentale è dato dalla grande faglia, ben visibile sul terreno, che da Sperone giunge fino a Gioia dei Marsi, scompare per breve tratto mascherata dal detrito e ricompare nei pressi di Venere per perdersi subito dopo nelle alluvioni del Fucino. Il piano è subverticale ed il rigetto aumenta procedendo verso NW. L'im-

portanza maggiore di questa faglia è legata alla sua appartenenza alle faglie bordiere del Fucino. Altre faglie dirette vistose, con liscioni subverticali scoperti per centinaia di metri di lunghezza (ma comunque di rigetto non superiore a qualche centinaio di metri come la precedente) bordano a SW il Monte Parasano (al limite col Foglio Sulmona) delimitando la struttura che scende verso Ortona dei Marsi. E' certo che tutte queste faglie sono state ringiovanite durante il terremoto del 1915, e a ciò si deve in gran parte la loro spettacolare evidenza.

*Struttura Morrone del Diavolo-Colle Arienzo.* — Questa struttura è rappresentata dalla sottile fascia di terreni cretaci e miocenici che da Serra del Mietitore-Morrone del Diavolo si spinge verso Nord fino a raggiungere Colle Arienzo, nei pressi di Aschi. Le sue caratteristiche strutturali sono del tutto particolari; si tratta infatti di una struttura calcarea coricata vergente ad Occidente, rovesciata nella sua parte centrale sulle marne ed argille mioceniche antistanti. Tutto il crinale si presenta come una piega anticlinale asimmetrica con il fianco occidentale drizzato fino alla verticale. In corrispondenza del Morrone del Diavolo e della cresta immediatamente a Nord, fino a poco prima di Colle Bernardo, il lato raddrizzato si rovescia. E' possibile osservare, lungo il versante, una successione immersa ad Est di 40-60° che dal basso presenta: argille mioceniche, calcare miocenico, calcare cretaco. Sul lato orientale della struttura i fatti sono meno evidenti: in corrispondenza della parte rovesciata, sul versante orientale, si può notare la locale sovrapposizione di lembi calcarei cretaci ad argille mioceniche, ciò che avvalorerebbe l'ipotesi di uno scollamento totale della massa calcarea sovrastante ed uno spostamento verso Ovest, anche se per distanze non eccessive; non si riesce comunque a distinguere se gli strati siano rovesciati o meno. Più a Nord, a partire da Colle Bernardo, questa sovrapposizione anomala sicuramente scompare, e la struttura (che termina poco a N di Colle Arienzo) sembra potersi riferire semplicemente ad una anticlinale asimmetrica, sempre vergente ad W come nella terminazione meridionale. Poichè la parte che appare sovrascorsa è piuttosto limitata, si ritiene che la struttura nel suo assieme si possa schematizzare come una anticlinale coricata verso Occidente e, nella sua parte centrale, ribaltata e sovrascorsa.

*Linea Alto Sangro-Giovenco.* — Si tratta di una grande faglia diretta, col piano pressochè verticale e direzione media NNW-SSE, che si sviluppa per oltre 20 Km da Pescasseroli fin oltre Ortona dei Marsi. Essa mette a contatto i calcari mesozoici del labbro orientale con le argille mioceniche del labbro occidentale. Il rigetto è sempre assai notevole, fino ad un massimo di 2500-3000 metri nella zona del Monte Marsicano, ove vengono portate a giorno le dolomie liassiche. Non è semplice stabilire con precisione il rigetto nelle varie parti della struttura, perchè la frattura (data anche la sua evidente importanza regionale) si presenta smembrata in alcune vicarianti.

Come già si è osservato sul versante orientale della Val Roveto, anche qui si può notare in qualche punto una immersione a NE del piano di faglia, sempre però con pendenze di 70-80°. Si tratta a nostro avviso di normali ondulazioni del piano di frattura, da considerarsi all'incirca sub-verticale come si può ben osservare seguendo il disturbo sul terreno.

*Struttura M. Marsicano-Montagna Grande-M. Miglio.* — La linea Alto Sangro-Giovenco delimita ad Ovest una grande struttura sempre allineata NNW-SSE che dal M. Marsicano-Montagna di Godi si spinge verso Nord fino a M. Miglio e M. Mezzana. Si tratta in pratica del complesso montuoso delimitato dalle valli del Giovenco-Alto Sangro, del Profluo e del Sagittario. In linea generale la struttura presenta una faglia diretta ad occidente (linea Alto-Sangro-Giovenco) ed una linea di accavallamento ad oriente (linea Profluo-Sagittario); gli strati sono decisamente inclinati ad oriente nell'assieme della struttura, mentre al fronte si ha un andamento sinclinaloide asimmetrico da Villetta Barrea fino all'altezza di Scanno, per cui a Villetta Barrea e sul fianco orientale della Montagna di Preccia riaffiorano i termini liassici più antichi (vedi paragrafo successivo). La struttura non si presenta come un blocco unico, come del resto è logico date le sue dimensioni cospicue, ma viene smembrata da faglie parallele all'allungamento in unità successive; si ha così una gradinata tettonica che estende notevolmente gli affioramenti della serie giurassica. Le faglie secondarie che dividono sul lato occidentale la struttura in blocchi costituiscono una virgazione; esse presentano una direzione media NW-

SE e tendono quasi tutte a deviare verso Nord poco prima di raggiungere la faglia principale, ove si innestano con un lieve angolo. Nell'assieme la struttura si può sintetizzare, geometricamente, come un cuneo asimmetrico vergente ad Oriente; le complicazioni sul fronte orientale verranno discusse tra breve.

*Allineamento Montagna di Godi-Montagna di Preccia-Monte della Rovere e linea Profluo-Sagittario.* — Come si è accennato, la linea Profluo-Sagittario rappresenta un motivo tettonico di accavallamento e raccorciamento che corre all'incirca lungo la valle dei torrenti che le danno il nome, aggirando ad oriente la Montagna di Preccia. Come tutte le faglie inverse di una certa entità la sua ricognizione sul terreno non è facile. In vari punti comunque si possono osservare le argille mioceniche sormontate da termini vari della serie mesozoica: dolomie liassiche a Villetta Barrea, calcari organogeni giuresi a Scanno. Non è possibile osservare direttamente le modalità meccaniche con cui è avvenuto questo accavallamento, ma poco a Nord di Villalago (sul versante sinistro delle Gole del Sagittario) una vicariante della linea in esame, messa in luce da alcuni scavi, si presenta come una netta faglia inversa con il piano inclinato di 45°. E' quindi possibile che tutta la linea sia meccanicamente da riportare ad una faglia inversa.

La linea di accavallamento principale è sdoppiata in due vicarianti che complicano alquanto l'andamento del margine orientale. Si è accennato come esso presenti un andamento generale a sinclinaloide asimmetrica; l'ala più esterna, immersa ad occidente, è riconoscibile nell'allineamento Montagna di Godi-Montagna di Preccia-Monte della Rovere. Il collegamento a sinclinale è ben riconoscibile fra il M. Marsicano e la Montagna di Godi; la cerniera corre in corrispondenza di Val Ciavolara e della Valle del Tasso, ove è probabilmente spezzata, mentre vi si innesta la vicariante della linea di accavallamento principale fino ad allora decorrente più ad Oriente. Quest'ultima, aggirata la Montagna di Preccia, appare troncata da una faglia trasversale (ma non è escluso che la sua prosecuzione limiti ancora, sul lato orientale, la struttura di Monte della Rovere, a NE di Villalago, anch'essa vergente ad Occidente). Lungo la sponda

occidentale del Lago di Scanno è già ben riconoscibile la vicariante, spostata successivamente poco ad Est delle Gole del Sagittario da un'altra faglia trasversale. Più a Nord ancora, nei pressi di Anversa degli Abruzzi, la linea di accavallamento sembra smorzarsi in una blanda piega ove è conservata l'intera serie mesozoico-terziaria, e la grande struttura marsicana viene direttamente a contatto con quella del Monte Genzana.

Il raccorciamento prodotto da questa linea e dalle sue vicarianti ha avuto come effetto di avvicinare la facies di scogliera e periscogliera della struttura Monte Marsicano-Montagna Grande-M. Miglio a quella più pelagica che le succede più ad Est. Dallo studio paleogeografico e delle facies sembra di poter dedurre che il raccorciamento non è stato molto forte, in quanto la serie organogena neritica non viene a contatto con termini francamente pelagici ma con serie di transizione in cui i primi livelli pelagici sono inseriti entro abbondante materiale detritico di provenienza costiera. Il raccorciamento comunque esiste ed è dimostrabile. Non va dimenticato a questo proposito che mentre sulla sponda occidentale del minuscolo Lago di Scanno il calcare miocenico trasgredisce su termini giuresi, sulla sponda opposta è conservata tutta la serie mesozoica ed anche l'Eocene. E' difficile attribuire questa anomalia unicamente a fattori paleogeografici.

*Struttura Rocca di Chiarano-Serra Pantaniello.* — Questa struttura, che si continua nell'adiacente Foglio Agnone, è un poco anomala rispetto agli schemi ora visti. Infatti si assiste qui ad una inversione di posizione: la faglia che la limita è ad Oriente (nel Foglio Agnone), mentre il blocco è inclinato verso Occidente, motivo che si ripete anche nella adiacente struttura di Monte Greco.

L'allungamento è sempre in direzione NNW-SSE; i rapporti con l'unità tettonica Monte Marsicano-Montagna di Godi sono dati dalla faglia inversa del Profluo, per cui il blocco occidentale viene a sovrapporsi alle argille mioceniche che formano le propaggini più occidentali della struttura in esame.

*Struttura Serra Sparvera-Monte Genzana.* — La più nord-orientale delle strutture prese in esame è decisamente posta in direzione NW-SE,

e ripete lo schema appenninico usuale in quanto inclinata a NE e fagliata a SW. Essa comprende la Serra Sparvera, i monti che la collegano al Monte Genzana ed infine quest'ultimo che si estende fino alla Piana di Sulmona.

La struttura del Genzana viene direttamente a contatto, nei pressi di Anversa degli Abruzzi, con quella M. Marsicano-Montagna Grande-Monte Miglio-M. Mezzana. Scompaiono qui le complicazioni riscontrate più a Sud ed una grande faglia, assai ben visibile poco a NE di Anversa, rialza la serie mesozoica e mette a contatto i calcari liassici con le argille mioceniche. Anche questa grande faglia, come quelle già osservate sul fianco orientale della Val Roveto e della Valle dell'Alto Sangro-Giovenco, mostra talora immersioni a NE (BENEO 1938), ma si tratta sempre di piani inclinati di 70-80°, normali ondulazioni delle grandi linee di frattura.

Il Monte Genzana si presenta in grandi linee come una monoclinale immergentesi a NE, ma in realtà, come del resto è logico data la sua mole, esso presenta vari accidenti tettonici (tra cui, per lungo tratto, una evidente disposizione a franapoggio sul versante fagliato e la presenza di numerose fratture sul dorso della struttura che modificano anche sensibilmente direzione ed immersione degli strati); essi però non modificano nel complesso l'assetto generale del massiccio.

#### 5) *Linea del Sangro.*

Le linee tettoniche e le strutture dei Monti della Marsica terminano bruscamente verso Sud all'altezza della linea Opi-Civitella Alfedena. La terminazione appare molto netta, e porta a definire un altro allineamento tettonico che possiamo denominare « linea del Sangro ». Questa importante linea limita verso Nord il grande massiccio costituito dai Monti della Meta e dalle loro propaggini nord-occidentali. Si tratta di una importante linea di traslazione, forse la più importante di tutto il Foglio. Essa pone a contatto due mondi geologici che sicuramente presentavano già nel Mesozoico importanti variazioni laterali di facies. La successione attuale di queste stesse facies presenta però salti troppo bruschi per essere imputabili solamente ad eventi paleogeografici: ad esempio, la scom-

parsa improvvisa del Giura-Lias fra la terminazione meridionale del M. Marsicano e la struttura di Monte Amaro doveva essere forzatamente più graduale un tempo di quanto non si osservi oggi (a meno di ammettere immani falesie mesozoiche!). Il raccorciamento comunque non può essere valutato con precisione; esso può essere dimostrato solo per un valore di circa 1 Km e mezzo (vedi più avanti); per il resto, dalla ricostruzione paleogeografica si può solo ricavare un ordine di grandezza di una decina di chilometri. I dettagli della « linea del Sangro » verranno esposti nel paragrafo successivo.

#### 6) *Struttura Le Pelusare-M. Amaro-M. Sterpi d'Alto.*

In questa zona, che costituisce il fronte della grande unità tettonica molto omogenea limitata a SW dall'allineamento S. Biagio Saracinisco (F. Cassino)-Settefrati-S. Donato Val di Comino, il motivo tettonico principale è dato da una piega-faglia con vergenza a Nord e Nord-Est che ha accavallato le formazioni mesozoiche sui terreni clastici miocenici. L'asse della piega varia procedendo da Ovest verso Est: nei monti delle Pelusare, che rappresentano la porzione occidentale della struttura in esame, esso ha un tipico andamento appenninico. Nella parte centrale, che comprende Monte Dubbio e Monte Amaro, la vergenza della piega è a Nord. Nella porzione orientale, che comprende Monte Sterpi d'Alto, la struttura riprende il consueto andamento appenninico.

Lungo la strada che dal bivio di Opi conduce a Forca d'Acero, a quota 1177, è chiaramente visibile come le argille mioceniche siano sormontate da un complesso calcareo con serie rovesciata. La stratificazione dei calcari presenta un'inclinazione media di circa 45° con immersione a SW, e dal basso verso l'alto tale complesso è costituito dalle calcareniti mioceniche, dalle brecce calcaree eoceniche e dal calcare bioclastico mastrichtiano. Questa situazione è osservabile lungo tutto il versante orientale delle Pelusare, dal Colle della Regina fino alla Valle Fredda. In corrispondenza di questa valle la struttura è sbloccata da una faglia con direzione antiappenninica, che ha permesso al massiccio di M. Dubbio e M. Amaro di avanzare rispetto alla porzione occidentale rappresentata dai Monti delle Pelusare. Colle Mandrile rappresenta una testimonianza

di questo sovrascorrimento ed è considerato un vero e proprio Klippe: la base e parte del rilievo sono costituite da intercalazioni marnoso-arenacee fortemente piegate, mentre alla sommità poggia la serie calcarea in posizione regolare con il calcare mastrichtiano alla base.

Procedendo verso Oriente, l'asse della struttura assume con Monte Amaro la direzione E-W. La forma stessa di questo monte lascia intravedere chiaramente la piega: osservandolo infatti da un adatto punto di vista, si può notare la perfetta curva che gli strati calcarei compiono nel versante settentrionale dalla cima alla base del monte, circondando il nucleo rigido dolomitico e rivolgendo la convessità verso il M. Marsicano. Superato il tratto del fronte della piega rappresentato da M. Amaro e procedendo lungo il contatto argille mioceniche-dolomie liassiche, ci si addentra nella valle della Camosciara. Lungo il torrente Scerto l'ultimo affioramento di argille si trova ad una quota di 1.100 metri, 1.500 metri circa a Sud del fronte della piega.

A Monte Sterpi d'Alto l'asse della piega ruota a NE e la struttura assume nuovamente la iniziale direzione appenninica. Purtroppo una spessa fascia di detrito di falda maschera la linea di disturbo tettonico: comunque anche in quest'area alla base del monte la serie stratigrafica si presenta rovesciata, con le calcareniti del Miocene inferiore chiaramente sormontate dalle brecce eoceniche e dai calcari mastrichtiani. E' da presupporre quindi che anche questa parte della struttura sia sovrascorsa sui terreni clastici miocenici: questa ipotesi d'altronde viene avvalorata anche dall'esistenza di numerose sorgenti situate in prossimità del contatto argille-calcari.

## VI — MORFOLOGIA

I limiti naturali del Foglio Sora sono dati a NW dalla parte meridionale dell'Alveo del Fucino, a NE dal Gruppo del Monte Genzana, a SE dai Monti della Meta e a SW dalla parte sud-orientale della dorsale ernica.

Lo stile morfologico della regione è rappresentato da una successione di sistemi orografici e vallivi orientati in prevalenza NW-SE, conseguenza di fasi tettoniche che hanno interessato assise sedimentarie di

notevole potenza. I rilievi, di natura calcarea o calcareo-dolomitica (solo subordinatamente dolomitica), sono allineati in dorsali allungate ed in linea generale sono limitati da faglie dirette sui versanti occidentali e da motivi inversi (faglie inverse o sovrascorrimenti) nei fronti orientali; i massicci così delimitati appaiono separati da fosse longitudinali incise nella formazione argilloso-arenacea miocenica, le quali assumono talora l'aspetto di grandi bacini intramontani anch'essi di origine tettonica. Da questo schema a grandi linee si discostano un poco i monti a Sud del Sangro, interessati sul fronte da un motivo a piega con vergenza verso Nord.

I sistemi orografici che interessano il Foglio Sora sono essenzialmente, da Ovest verso Est: il versante sud-orientale del gruppo degli Ernici; la lunga dorsale del gruppo di Monte Cornacchia, la cui cresta spartiacque divide la Valle del Liri da quella di Villavallelonga; i rilievi del gruppo di Monte Turchio, limitati da quest'ultima e dalla Valle dell'Alto Sangro-Giovenco; il gruppo Monte Marsicano-Montagna Grande-Monte Mezzana, tra la Valle dell'Alto Sangro-Giovenco e quella del Proflu-Tasso-Sagittario; il gruppo del Monte Genzana ad Est della Valle del Sagittario ed infine, a Sud del Sangro, i Monti della Meta che occupano l'estremo lembo sud-orientale del Foglio. Questi allineamenti montuosi sono in prevalenza compresi nei due gruppi principali degli Ernici e dei Marsicani, divisi dalla profonda Valle Roveto, che drena le acque del Liri verso la Piana di Sora.

Oltre all'orografia della regione, anche l'impostazione e l'evoluzione del reticolo idrografico sono strettamente legati alla tettonica; infatti la caratteristica del reismo superficiale è quella di avere un reticolo fluviale non molto gerarchizzato e con deflussi direttamente regolati dagli allineamenti tettonici. La morfologia dei sottogruppi montuosi è poi caratterizzata da una rete di sistemi vallivi secondari impostati a quote superiori a quelle delle valli principali; alcuni di essi sono in diretta corrispondenza di allineamenti tettonici orientati SW-NE, altri si presentano invece come valli, vallecole, conche di chiaro modellamento carsico. I rilievi minori si elevano infatti da un comune basamento calcareo-dolomitico soggetto al carsismo, per cui non mancano a luoghi ampie depres-

sioni assimilabili a polje, mentre sui rilievi più maturi si rinvengono, isolate o a gruppi, le doline. Le valli principali, incise nella formazione argilloso-arenacea, appaiono invece legate in modo del tutto determinante alle direttrici tettoniche fondamentali.

I morfotipi carsici cui si è accennato sono a volte sovrapposti ai residui di morfologie glaciali würmiane, che interessano ovunque le vette e le creste che superano i 1.600-1.800 metri.

#### GRUPPO DEGLI ERNICI

La parte sud-orientale della catena degli Ernici, localizzata nel lembo SW del Foglio, culmina con il Monte del Passeggio (m. 2.064), con il Pizzodeta (m 2.041) ed il Monte Fragara (m 2.005). Ad Oriente la struttura scende con ripidi versanti sulla Val Roveto, mentre ad Ovest e Sud-Ovest degrada con un paesaggio di rilievi minori e di colline in cui il basamento calcareo scompare gradualmente sotto una coltre di conglomerati quaternari e di arenarie mioceniche.

L'allineamento di creste compreso fra il Pizzodeta ed il Monte Ginepro ospita sul versante orientale una serie di piccoli circhi ben conservati ed esposti a NE, probabilmente facenti parte di un unico bacino di alimentazione da cui il ghiaccio fluiva nel sottostante Vallone del Rio. Allo sbocco di questa Valle è conservato un residuo di arco morenico frontale ubicato fra quota 900 e quota 1.000.

Il Monte del Passeggio è praticamente un Horn, in quanto completamente circondato dai circhi: a NE dai circhi di vetta tra il Pizzodeta ed il Monte Ginepro, a SE dal circo impostato sul versante orientale del Monte Fragara, ad Ovest da quello corrispondente all'attuale testata della valle di Femminamorta. A quest'ultimo complesso va attribuito il materiale morenico che si rinviene nel sottostante Prato di Campoli a quota 1.300.

Questa porzione della struttura ernica non presenta altre forme chiaramente attribuibili alle glaciazioni quaternarie. I fenomeni glaciali sono rappresentati con forme molto più evidenti e chiare nel gruppo dei Monti Marsicani e dei Monti della Meta. Da ricordare invece i fenomeni carsici, dei quali la manifestazione più notevole è il Pozzo Pizzodeta.

L'insieme dei gruppi e sottogruppi che conferiscono alla regione marsicana il caratteristico aspetto montagnoso può essere considerato nell'ambito di due catene fondamentali. Da Ovest verso Est si ha dapprima (compresa tra la Val Roveto, la Vallelonga e la Valle del Giovenco) la serie di vette che inizia dalla Serra Lunga e Monte Cornacchia (con l'antistante dorsale minore di Monte Turchio), prosegue verso SE con il Monte Serrone, Monte Tranquillo, Serra delle Gravare e, tramite il gruppo della Camosciara, termina con il massiccio della Meta. La catena presenta in genere rilievi non molto evoluti, con morfologie giovanili ben evidenti sia dall'andamento degli spartiacque che dal profilo delle valli (alcune sono vere e proprie forre). Percorrendo il crinale della catena Serra Lunga-La Camosciara si nota il contrasto tra il versante caldo esposto a SW, inciso da canali e valloni dovuti all'azione delle acque dilavanti, ed il versante freddo esposto a NE, in cui sono impostati numerosi circhi glaciali. Tra essi i meglio conservati sono quelli dei Tre Confini e di Monte Serrone. In molte valli è spesso ben evidente un profilo trasversale a U e si osservano truogoli interessati da gradini ed ombelichi; si rinvengono altresì, sia negli entrovalle che agli sbocchi vallivi, rari depositi morenici. Essi sono particolarmente abbondanti nei monti a SW di Pescasseroli.

La parte meridionale della catena devia, in corrispondenza della Camosciara, verso SE e si congiunge, attraverso il valico del Passeggio dell'Orso, al gruppo dei Monti della Meta. Già la Serra delle Gravare offre morfologie glaciali molto evidenti tanto nei versanti esposti a Nord (Valle Fondillo) che in quelli esposti a Sud (Valle delle Portelle, alla testata della Val di Canneto). In queste valli si rinvengono cospicui e frequenti affioramenti di morene a quote variabili tra i 1.600 ed i 2.000 metri. Comunque i morfotipi glaciali divengono elementi fondamentali del paesaggio nei Monti della Meta, massiccio che devia sensibilmente, per lungo tratto, dalla direzione appenninica. L'imponente massa calcareo-dolomitica di questo gruppo montuoso culmina nella vetta di Monte Petroso (2.249 m); tutto il versante orientale è occupato da una serie di circhi

esposti ad Est, i cui pavimenti sono ricoperti da materiale morenico caotico, disposto in piccoli dossi, che subisce un continuo rimaneggiamento per azione crionivale. Molto ben conservato è il circo immediatamente a Sud di Monte Petroso, che rappresenta la testata della Valle Cupella mediante la quale il ghiacciaio scendeva fino alla Valle del Sangro. Lungo il truogolo si rinvengono spesso rocce montonate e levigate, e sono frequenti le successioni di gradini, soglie, ombelichi. Degno di nota il Lago Vivo, impostatosi a monte di un piccolo arco stadiale di circa 20 m di spessore.

In tutto il complesso di circhi e valli glaciali a Sud della Valle del Sangro è stato calcolato un limite delle nevi permanenti a quota 1.600-1.650. Anche se non si hanno elementi diretti e probanti per la datazione di questa espansione glaciale, è opinione comune che essa vada ascritta al Würm, il che sarebbe confermato dall'alto grado di freschezza presente in tutte le morene.

I fenomeni carsici sono ovunque presenti in questa prima catena, ma non con l'evidenza che ci si potrebbe attendere. Da segnalare a questo proposito la struttura posta fra Campoli Appennino ed Alvito, ove compaiono sistemi di doline fra le quali l'imponente « Tomolo », sul cui bordo è situato lo stesso paese di Campoli Appennino. Qui il carsismo è impostato su una enorme placca di conglomerato quaternario (ZUCCARI 1966), mentre nel resto della struttura doline, grotte, campi carsici, ecc., si sono impostati nei calcari cretaci. Un imponente sistema di doline è presente inoltre sul versante occidentale di Serra Traversa (Tav. Alvito).

La seconda catena dei Marsicani ha inizio a Sud di Forca Caruso con un rilievo dalle forme spianate e con un'altezza che si aggira sui 1.500 metri, supera i 2.000 m con l'impervia dorsale della Montagna Grande (Monte Argatone m 2.149), continua a SE con Serra Campitello e Monte della Corte, per culminare da ultimo nel Monte Marsicano (m 2.245). Quest'ultimo massiccio è interessato da circhi esposti a Nord e ad Est. Tra quelli esposti a Nord uno dei più vistosi è quello che dà origine alla Valle di Corte, nella quale si rinvengono morene terminali a circa 1.500 m di altezza, mentre fra i circhi esposti ad Est vanno ricordati quelli che dominano la Valle Orsara e la Valle del Campitello,



nelle quali si rinvengono morene fino a quota 1.600. Per questi ghiacciai a Nord del Sangro e concentrati nei versanti orientale e settentrionale del Monte Marsicano, si ha un limite pleistocenico delle nevi a quota 1.850 circa.

I fenomeni carsici, anche se ovunque riscontrabili, non sono molto evidenti in questa catena. Da segnalare soprattutto l'imponente dolinamento della Montagna di Godi, ove i sistemi di doline mettono in evidenza il reticolo di faglie che interessa la struttura. Le fenomenologie carsiche del Parco Nazionale d'Abruzzo sono state oggetto di studi recenti (ASSORGIA, BENTINI & BIONDI 1966).

#### MONTE GENZANA

La morfologia del gruppo del Monte Genzana (m. 2.170) è notevolmente influenzata dai differenti tipi litologici che si succedono nella serie. Le formazioni liassiche danno morfologie abrupte, addolcite in corrispondenza del livello marnoso sommitale ad ammoniti; nei termini giurassici spiccano singolarmente le potenti cornici di materiale detritico intercalate nella serie; morfologie addolcite danno invece gli affioramenti delle facies tipo « maiolica » e « scaglia », nonchè i termini marnosi miocenici. Nell'insieme si ha un paesaggio degradante dolcemente, con una serie di rilievi minori, verso l'Altipiano delle Cinque Miglia. Numerosi, lunghi valloni, fortemente ingombri di detrito e di conglomerati antichi cementati, incidono largamente questo lato della struttura.

Alla frana di Scanno ed alla conseguente creazione dell'omonimo Lago si è accennato a proposito dell'Olocene (vedi Stratigrafia).

### VII — GEOLOGIA APPLICATA

#### 1) BAUXITI

In molte zone della Marsica e sul versante sinistro della Valle del Liri, al passaggio tra i calcari del Cretacico medio-inferiore a requienie ed i calcari a radiolitidi del Turoniano si hanno numerosi affioramenti di

bauxiti, che si presentano in lenti di varia estensione e potenza. Anche in epoca recente questi giacimenti sono stati oggetto di intense ricerche. Alcune cave, conosciute da lunghissimo tempo, furono coltivate a più riprese. La bauxite appare costituita da una massa fondamentale finemente oolitica, nella quale sono disseminate numerose pisoliti più o meno deformate. Le ooliti presentano per lo più struttura concentrica ed il materiale che le costituisce è della stessa natura della matrice che le cementa. Il colore è rosso-bruno ferruginoso ma tende a volte al rosso chiaro e al roseo. La bauxite appare più o meno compatta; talora, specialmente se non ricoperta da altre formazioni, il suo aspetto è terroso. Il peso specifico varia anche nelle diverse parti di uno stesso campione, in quanto il materiale non è perfettamente omogeneo; esso oscilla fra 3,22 e 3,45.

Spesso nella parte alta le lenti bauxitiche sfumano in sottili letti argillosi rossi o gialli. Si notano talora filoni sedimentari di piccole dimensioni, riempiti da una ganga di materiale giallo-grigiastro, contenente pisoliti rosso-brune, analoghe a quelle della bauxite incassante. Il tenore medio in allumina varia dal 55 al 60%; il sesquiossido di ferro è molto abbondante, essendo la sua percentuale media del 28%; la percentuale della silice si aggira di solito sul 4-5%; l'ossido titanico è presente in misura di circa il 2% e si trova probabilmente sotto forma di rutilo.

L'alta percentuale di silice (quando supera il 3%) e del sesquiossido di ferro è senz'altro nociva per l'impiego delle bauxiti nell'industria dell'alluminio. Anche per tale motivo tutte le cave marsicane sono attualmente abbandonate.

Molti sono gli affioramenti di bauxite sia nella Marsica che nel versante sinistro della Valle del Liri. Solo alcuni di essi sono di entità tale da poter essere presi in considerazione dal punto di vista economico. I più importanti si trovano nel Comune di Villavallelonga (Costa Ramalda, Coppo dell'Orso, La Ferriera, Miniera Gitova, Colle Leardo) e nel Comune di Lecce dei Marsi (località Mandrilli). Un altro affioramento importante è sul versante sinistro della Valle del Liri, nei pressi di Pescosolido.

*Costa Ramalda* (Valle Ciafassa) — Esistono tre affioramenti sul versante sinistro della Valle Ciafassa a quota 1.280. In quello più a valle

fu coltivato un affioramento bauxitico della potenza di circa 6 metri e lungo 25 metri con tenore in idrossido di alluminio del 65%. La bauxite è localizzata nei calcari del Cretacico che presentano giacitura orizzontale.

*Coppo dell'Orso* — Lungo la Valle Fossate, sul versante NE del Monte Tre Confini, a quota 1.300 circa si hanno tasche bauxitiche della potenza di metri 4,50. I calcari hanno giacitura suborizzontale.

*La Ferriera* — In Valle Martina si sono individuate tre tasche di bauxite nelle quali il banco di minerale presenta una potenza di circa tre metri. Il tenore in idrossido d'alluminio è del 60%. La stratificazione è suborizzontale.

*Miniera Gitova* (a quota 1.200 di Costa di Fonte Astuni) — Il banco bauxitico presenta una lunghezza di circa 800 metri ed una potenza di 5 metri. Esso immerge nei calcari del Cretacico con inclinazione di 45°.

*Colle Leardo* — Sul versante destro del Fossato di Rose, in località Antonitto, a quota 1.180 si hanno vari affioramenti su una estensione di circa 200 metri. Gli strati inclinano di pochi gradi verso Ovest.

*Località Mandrilli* — A Sud della località Il Campo furono sfruttate per lungo tempo cinque lenti di bauxiti che si estendono orizzontalmente per lunghezze che vanno dai 20 ai 50 metri, con una potenza variabile da 8 metri ad 1,50. Il tenore in allumina varia dal 55 al 60%, la percentuale degli idrossidi e ossidi di ferro è di circa il 28%. La stratificazione è suborizzontale. Questo giacimento della Marsica è il più noto e fu coltivato in più riprese.

*Pescosolido* — Nelle vicinanze di Pescosolido si ha un altro giacimento che fu coltivato per lungo tempo; gli strati calcarei inclinano a SW di circa 50° e racchiudono una lente di bauxite che raggiunge a tratti lo spessore di 5 metri.

## 2) CAVE

Nell'area di S. Donato Valcomino esiste alla base dei calcari bioclastici bianchi del Cretacico superiore una breccia di trasgressione ad ele-

menti poligenici e a cemento verde, che viene largamente impiegata come « marmo » ornamentale, essendo suscettibile di lucidatura. Sono state aperte due cave, una al Km 22 della strada S. Donato-Opi (Tav. Alvito), l'altra a Colle Castellone, al Km 17 della medesima strada.

Numerose sono le cave di pietrisco sparse un po' dappertutto nell'area del Foglio Sora. In genere vengono sfruttate le miloniti in prossimità di disturbi tettonici. Tra le principali ricorderemo le cave aperte nelle dolomie giuresi di Vicalvi, quelle nei calcari giuresi di Tre Ponti inferiore (strada S. Donato-Opi), le cave nei calcari giuresi presso la funivia di Pescasseroli. Importanti cave di ghiaie recenti sono inoltre sfruttate lungo il tratto del Liri compreso nella tav. Monte Cornacchia.

Per la costruzione di laterizi viene sfruttata l'argilla lacustre del Fucino, nei pressi di Venere.

## 3) SORGENTI

Nell'area del Foglio Sora si rinvennero numerose sorgenti di varia importanza che possono essere raggruppate in due principali categorie: a) sorgenti di trabocco, che sono le più numerose e le più importanti, dovute al contatto tettonico fra i terreni calcareo-dolomitici mesozoici o terziari ed il complesso argilloso-arenaceo miocenico, impermeabile; b) sorgenti di versamento dovute alla presenza di livelli impermeabili intercalati nel complesso calcareo. Non mancano inoltre, localmente, piccole sorgenti di terrazzo o di detrito.

*Sorgenti di trabocco*: come si è detto, a questo gruppo appartiene la maggior parte delle sorgenti dell'area esaminata e le più importanti vengono captate per gli acquedotti.

Nel bacino del Liri hanno particolare importanza la sorgente Mainome, situata lungo la linea di sovrascorrimento degli Ernici, nel versante occidentale della Val Roveto, che viene captata per l'acquedotto di Rindinara, e la sorgente in località S. Francesco, situata alla base della faglia del versante orientale della Val Roveto, che viene captata per l'acquedotto di Civita d'Antino. Degne di nota inoltre, al bordo orientale della conca di Sora, le numerose sorgenti del Fibreno.

Nel bacino del Fossato di Rosa vengono captate per l'acquedotto di Villavallelonga e Collelongo le sorgenti di Fonte Astuni e di S. Totaro, ambedue situate lungo la linea di sovrascorrimento dei calcari mesozoici sulle argille mioceniche.

Nel bacino del Sangro hanno notevole importanza le sorgenti situate lungo la linea del Profluo, caratterizzata dal contatto tettonico fra le dolomie basali della Montagna di Godi e la formazione argilloso-arenacea di fondovalle. Queste sorgenti vengono captate dall'acquedotto di Villetta Barrea. Sempre nel bacino del Sangro, si incontrano numerose sorgenti lungo il contatto fra i termini argilloso-arenacei e le dolomie liassiche del Monte Marsicano e lungo la linea di sovrascorrimento Pelusare-Monte Amaro-Monte Sterpi d'Alto (fra quest'ultime hanno una portata notevole le sorgenti della Val Fondillo e della Camosciara).

Nell'area di Sperone vengono captate per l'acquedotto di Gioia dei Marsi e di Venere le sorgenti Corrufo e della Quercia, poste al contatto tra i calcari di Monte Pelo ed il complesso argilloso-arenaceo miocenico.

Nel bacino del Giovenco, nel versante orientale della struttura calcarea del Morrone del Diavolo, vengono sfruttate per l'acquedotto di Bisegna, S. Sebastiano, Ortona dei Marsi, le sorgenti in località Il Campo, Fonte Pidocchio e la Sorgente, ed inoltre vengono captate le sorgenti di Fonte Valle, Fonte Cerasa e Sorgente Pulciana, poste al contatto fra i calcari mesozoici di Monte Miglio-Monte Argatone e la formazione argilloso-arenacea.

Nel bacino del Sagittario da segnalare la Sorgente Segna, in corrispondenza dello sbarramento per il convoglio sotterraneo dell'acqua alla Centrale di Anversa, e la Sorgente Cavulo, nei pressi della stessa Anversa degli Abruzzi.

*Sorgenti di versamento* — Sono tutte di scarsa importanza, essendo per lo più di portata inferiore ad 1 l/s. I livelli impermeabili che sono all'origine di queste sorgenti sono il livello marnoso-argilloso del Lias superiore e i livelli detritici con marne a fucoidi dell'Albiano (zona di transizione di Monte Genzana), nonché il livello diasprino del Cretacico medio-inferiore nella zona dei Monti della Meta. Tra le sorgenti appartenenti all'area di Monte Genzana ricorderemo Sorgente Rufigno, Sorgente delle

Mandrie, Sorgente di Pietra Libertina, Fontana dell'Acero, Fonte Frevana (legata a disturbi tettonici), Fonte La Spina. Nei Monti della Meta appartengono a questo gruppo di sorgenti: Fonte Chiariglio, Fonte Casalorda, Fonte delle Vergnole e Fonte della Rocca.

*Roma, 23 maggio 1967*

*Ultime bozze restituite il: 26-3-68.*

VIII — BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B., 1962, *Il Centro di Studio per la Geologia dell'Italia Centro-Meridionale, Roma. Attività svolta durante gli anni 1960-1961*, « Suppl. a La Ric. Scient. », Vol. 1, n. 5, p. 199-224, 8 figg., Roma.
- ACCORDI B., 1963, *Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionale*, « Mem. Soc. Geol. It. », Vol. 4, n. 1, p. 595-633, 9 figg., Bologna.
- ACCORDI B., 1965, *Centro di Studio per la Geologia dell'Italia Centro-Meridionale, Roma. Attività scientifica svolta nel triennio 1962-1964*, « Suppl. a La Ric. Scient. », Vol. 4, n. 4, p. 155-162, 3 figg., Roma.
- ACCORDI B., 1966, *La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino Laziale-Abruzzese*, « Geol. Rom. », Vol. 5, p. 355-406, 33 figg., 1 carta tettonica, Roma.
- ACCORDI B., DEVOTO G., LA MONICA G. B., PRATURLON A., SIRNA G., ZALAFFI M., 1967, *Il Neogene nell'Appennino Laziale-Abruzzese*, « Atti IV Congr. Intern. Comit. Neogene Mediterraneo (Bologna, 19-30 settembre 1967) », in corso di stampa.
- AICHINO G., 1902, *La bauxite*, « Rass. Mineraria », Vol. 15, nr. 15/18, p. 6-46, 10 tabb., Torino.
- ALBERTI A., 1950, *Osservazioni sul Miocene medio e superiore nell'Appennino centrale (bacini Umbro-Marchigiano e Abruzzese)*, « Boll. Serv. Geol. d'It. », Vol. 72, n. 1, p. 101-110, 2 tavv., Roma.
- ALMAGIÀ R., 1919, *Tracce glaciali nei Monti Marsicani*, « Boll. Soc. Geol. It. », Vol. 38, p. LXV-LXVII, Roma.
- ALMAGIÀ R., 1933, *Il Parco Nazionale d'Abruzzo. Orografia e morfologia*, « Collane di monografie del C.A.I., Sez. di Roma », n. 2, p. 27-36, Roma.
- ASSORGIA A., BENTINI L., BIONDI P., 1966, *Note sul carsismo nel Parco Nazionale d'Abruzzo*, « Speleologia Emiliana », Anno 2, n. 3, p. 129-168, 4 figg., 6 tavv., Bologna.
- BEHRMANN R. B., 1936, *Die Faltenbögen des Apennins und ihre paläogeographische Entwicklung*, « Abh. Ges. d. Wiss. zu Göttingen », 3 Folge, Heft 15, IV+125 pp., 45 figg., 10 tavv., Berlin.
- BENEO E., 1936, *La formazione miocenica e la tettonica della Valle Roveto (alta Valle del Liri), con appendice paleontologica del Prof. C. F. PARONA*, « Boll. R. Uff. Geol. d'It. », Vol. 61, n. 7, p. 1-19, 2 tavv., Roma.
- BENEO E., 1938, *Insegnamenti di una galleria a proposito della tettonica nella Valle del Sagittario (Appennino Abruzzese)*, « Boll. R. Uff. Geol. d'Ital. », Vol. 63, n. 6, p. 1-10, Roma.
- BENEO E., 1939a, *Sezione geologica della Penisola Italiana dal Tirreno all'Adriatico attraverso l'Appennino laziale ed abruzzese*, « Boll. R. Uff. Geol. d'It. », Vol. 64, n. 4, p. 1-6, 1 tav., Roma.

- BENEDETTI E., 1939b, *Le terrazze quaternarie della regione Fucense ed i loro rapporti con i fenomeni orogenetici nella Marsica (Appennino Abruzzese)*, « Boll. Soc. Geol. It. », Vol. 58, p. 77-104, 14 figg., 2 tavv., Roma.
- BURRAGATO F., 1964, *Analisi mineralogica e confronto fra alcune Bauxiti dell'Italia centrale e meridionale*, « Period. di Mineralogia », Vol. 33, n. 2-3, p. 501-514, 3 tavv., 1 fig., 3 tabb., Roma.
- CASSETTI M., 1897, *Sul rilevamento geologico di alcune parti dell'Appennino, eseguito nel 1896*, « Boll. R. Com. Geol. d'It. », Vol. 28, n. 4, p. 347-371, 1 tav., Roma.
- CASSETTI B., 1898, *Rilevamento geologico nell'Abruzzo Aquilano e in Terra di Lavoro, eseguito nel 1897*, « Boll. R. Com. Geol. d'It. », Vol. 29, p. 122-138, 3 figg., Roma.
- CASSETTI M., 1900, *Rilevamenti geologici eseguiti l'anno 1899 nell'alta valle del Sangro e in quelle del Sagittario, del Gizio e del Melja*, « Boll. R. Com. Geol. d'It. », Vol. 31, n. 2, p. 255-277, 3 figg., Roma.
- CASSETTI M., 1901a, *Dalla valle del Liri a quelle del Giovenco e del Sagittario. Rilevamento geologico eseguito nell'anno 1900*, « Boll. R. Com. Geol. d'It. », Vol. 32, n. 2, p. 164-178, 1 fig., Roma.
- CASSETTI M., 1901b, *La bauxite in Italia*, « Rass. Mineraria », Vol. 15, n. 2, p. 17-18, Torino.
- CASSETTI M., 1902, *Dal Fucino alla valle del Liri. Rilevamento geologico fatto nel 1901*, « Boll. R. Com. Geol. d'It. », Vol. 33, n. 2, p. 168-177, 3 figg., Roma.
- CATENACCI E., DE CASTRO P., SGROSSO I., 1963, *Complessi-guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del massiccio del Matese*, « Mem. Soc. Geol. It. », Vol. 4, 20 pp., 6 tavv., Bologna.
- CHELUSSI I., 1901, *Alcuni fenomeni carsici e glaciali dell'Appennino Aquilano*, « Atti Soc. It. Sci. Nat. », Vol. 40, p. 95-109, Milano.
- CHIAPPELLA Vg., 1962, *Saggi di scavo in Val Radice (Sora) e rinvenimenti di abbondante fauna pleistocenica con pachidermi*, « Quaternaria », Vol. 5, p. 301-302, Roma.
- COLACICCHI R., 1964, *La facies di transizione della Marsica Nord-Orientale. I. - Serie della Serra Sparvera e della Rocca di Chiarano*, « Geol. Rom. », Vol. 3, p. 93-124, 17 figg., 2 tavv., Roma.
- COLACICCHI R., 1966, *Le caratteristiche della facies abruzzese alla luce delle moderne indagini geologiche*, « Mem. Soc. Geol. It. », Vol. 5, n. 1, p. 1-18, 2 figg., Pisa.
- COLACICCHI R., 1967a, *La facies di transizione a livello del Lias nella Marsica orientale. II. - Sezione della Serra Rufigno*, « Riv. Ital. Paleont. », Vol. 73, n. 3, 51 p., 19 figg., 1 tav., Milano.
- COLACICCHI R., 1967b, *Geologia della Marsica orientale*, « Geol. Rom. », Vol. 6, p. 189-316, 72 figg., Roma.
- COLACICCHI R., DEVOTO G., PRATURLON A., 1967, *Depositi messiniani oligoliti al bordo orientale del Fucino e descrizione di *Tyrrhenocythere ruggierii* DEVOTO, nuova specie di ostracode*, « Boll. Soc. Geol. It. », Vol. 86, p. 21-37, 8 figg., Roma.
- COLACICCHI R., PRATURLON A., 1965a, *Il problema delle facies nel Giurese della Marsica Nord-Orientale*, « Boll. Soc. Geol. It. », Vol. 84, n. 1, p. 55-66, 3 figg., Roma.
- COLACICCHI R., PRATURLON A., 1965b, *Stratigraphical and paleogeographical investigations on the Mesozoic shelf-edge facies in Eastern Marsica (Central Apennines, Italy)*, « Geol. Rom. », Vol. 4, p. 89-118, 11 figg., 3 tavv., Roma.
- CREMA C., 1919, *Sull'espansione glaciale quaternaria nella Conca del Fucino*, « Boll. Soc. Geol. It. », Vol. 38, p. 141-143, Roma.
- CREMA C., 1926a, *A proposito dei carreggiamenti supposti nella parte alta del Sangro e nelle valli limitrofe*, « Boll. Soc. Geol. It. », Vol. 45, p. 8-12, 3 figg., Roma.
- CREMA C., 1926b, *Relazione al Presidente dell'Ente Autonomo per il Parco Nazionale d'Abruzzo sui Bacini di Opi e Barrea*, « Manoscritto », Roma, 20 aprile.
- CREMA C., 1926c, *Esame geologico degli alvei dei progettati laghi di Opi e di Barrea nella valle dell'alto Sangro*, « Manoscritto », con 1 tav., Roma, 1 marzo.
- CREMA C., 1926d, *I giacimenti bauxitici della Vallelonga nel bacino di Avezzano*, « La Min. Italiana », Anno 10, n. 11, p. 333-334, Roma.
- CREMA C., 1928, *Sezioni geologiche nella Conca del Fucino e nell'alto bacino del Liri*, « Boll. Soc. Geol. It. », Vol. 47, p. 303-306, 3 figg., Roma.
- CREMA C., 1933, *Il Parco Nazionale d'Abruzzo. III. - Geologia*, « Collezione di monografie del C.A.I., Sez. di Roma », n. 2, p. 39-53, Roma.
- CRESCENTI U., 1966a, *Sulla biostratigrafia del Miocene affiorante al confine marchigiano-abruzzese*, « Geol. Rom. », Vol. 5, p. 1-54, 9 figg., 4 tabb., Roma.
- CRESCENTI U., 1966b, *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche*, « Boll. Soc. Geol. It. », Vol. 85, p. 541-579, 3 figg., Roma.
- CRESCENTI U., SARTONI S., 1964, *Sintesi biostratigrafica del Mesozoico dell'Italia meridionale*, « Mem. Soc. Geol. It. », Vol. 4, 8 pp., Bologna.
- DAINELLI G., 1933, *Sulle condizioni geologiche dei bacini di Opi e di Barrea (Alto Sangro) in relazione con i progettati laghi artificiali*, « Tip. Colombo », 179 pp., cartine varie del bacino, Roma.
- DAL PIAZ G., 1926, *Relazione geologica sui progettati laghi artificiali di Opi e di Barrea redatta su richiesta della Società progettista dei due laghi*, « Manoscritto », Roma, 9 maggio.
- D'ARGENTO B., DE CUNZO T., 1963, *Sulla presenza di pollini e resti d'insetti nelle bauxiti della Marsica (Appennino centrale)*, « Rend. Acc. Sc. Fis., Mat. della Soc. Naz. Sc., Lett., Arti in Napoli », Ser. 4, Vol. 30, p. 353-365, 2 tavv., Napoli.
- DE CASTRO P., 1962, *Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della Valle dell'Irno e della Piana di Montoro*, « Boll. Soc. Nat. Napoli », Vol. 71, p. 1-34, 5 figg., 19 tavv., Napoli.
- DEMANGEOT J., 1965, *Géomorphologie des Abruzzes adriatiques*, « Mém. et Documents, Centre Rech. et Docum. Cartogr. et Géogr. », num. h. s., 403 pp., 83 figg., 64 fotog., 68 tabelle, 1 carta, Edit. C.N.R.S., Paris.
- DE STEFANI C., 1915, *Ambiente geologico del terremoto della Marsica (13 Gennaio 1915)*, « Rend. R. Acc. Lincei », Ser. 5, Vol. 24, 1<sup>a</sup> sem., p. 391-398, Roma.
- DEVOTO G., 1964, *Zone ad Alveolinidae nel Cretacico e Paleocene del Lazio ed Abruzzo centro-meridionali*, « Geol. Rom. », Vol. 3, p. 405-414, 2 tavv., Roma.
- DONDI L., PAPETTI I., TEDESCHI D., 1966, *Stratigrafia del Pozzo Trevi 1 (Lazio)*, « Geol. Rom. », Vol. 5, p. 249-262, 15 figg., Roma.
- FANCELLI R., GHELARDONI P., PAVAN G., 1966, *Considerazioni sull'assetto tettonico dell'Appennino calcareo centro-meridionale*, « Mem. Soc. Geol. It. », Vol. 5, n. 4, p. 67-90, 8 figg., Pisa.
- FARINACCI A., 1964, *Sulla posizione sistematica e stratigrafica di *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, 1950 (Foraminifera)*, « Geol. Rom. », Vol. 3, p. 41-48, 5 figg., Roma.
- FARINACCI A., 1965, *« *Laffiteina marsicana* » nuova specie di Rotalide nel calcare*

- maastrichtiano a « *Rhapydionina liburnica* » di M. Turchio (Marsica), « Riv. Ital. Paleont. », Vol. 71, n. 4, p. 1251-1262, 3 tavv., Milano.
- FARINACCI A., RADOIČIĆ R., 1964, *Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne*, « La Ric. Scient. », Anno 34, (II-A), n. 2, p. 269-284, 15 tavv., Roma.
- FRANCHI S., 1920, *Sviluppo relativo dei ghiacciai pleistocenici nei Monti Simbruini e nell'adiacente Appennino Abruzzese*, « Boll. R. Com. Geol. d'It. », Vol. 47 (1919), p. 229-257, 1 tav., Roma.
- FRANCHI S., 1922, *Relazione al Ministero dei Lavori Pubblici in data 22 maggio del Geologo Capo Ing. Secondo Franchi sui bacini di Opi e di Barrea*, « Manoscritto », Roma.
- GORTANI M., 1930, *Sui ghiacciai quaternari dell'Italia centrale*, « Atti XI Congr. Geograf. It. », Vol. 2, p. 11, Napoli.
- GORTANI M., 1931, *Sulla glaciazione quaternaria nell'Appennino Abruzzese*, « Rend. R. Acc. Sc. Bologna », N. S., Vol. 35, p. 34-39, Bologna.
- GORTANI M., 1932, *Relazione geologica sulle conche di Opi e di Barrea nei riguardi dei progettati laghi artificiali*, « Tip. Colombo », 22 pp., 6 figg., Roma.
- HASSERT K., 1900, *Tracce glaciali negli Abruzzi. Note preliminari*. « Boll. Soc. Geograf. Ital. », Vol. 37, n. 7, p. 620-628, 6 tavv., Roma.
- JACOBACCI A., 1950, *Alcune notizie sulla tettonica dei quadranti III e IV del F° 153 « Agnone » (Appennino Abruzzese)*, « Boll. Serv. Geol. d'It. », Vol. 72, n. 2, p. 25-30, Roma.
- LIPPARINI T., 1954, *Relazione sui rilevamenti geologici per l'anno 1954 (foglio 87 Bologna, foglio 153 Agnone)*, « Boll. Serv. Geol. d'It. », Vol. 76, n. 2, p. 503-510, Roma.
- LOTTI B., 1915, *Contributo allo studio del terremoto del 13 gennaio 1915*, « Boll. Soc. Geol. It. », Vol. 34, p. 283-296, 1 fig., Roma.
- MANFREDINI M., 1953, *Relazione preliminare sui lavori di rilevamento geologico (foglio 159 Frosinone, foglio 153 Agnone, foglio 139 L'Aquila)*, « Boll. Serv. Geol. d'It. », Vol. 75, p. 735-737, Roma.
- MANFREDINI M., 1954a, *Approvvigionamento idrico di Pescasseroli (L'Aquila). Relazione geotecnica*, « Manoscritto », Roma.
- MANFREDINI M., 1954b, *Relazione preliminare sul rilevamento geologico eseguito nel 1954 (foglio 153 Agnone)*, « Boll. Serv. Geol. d'It. », Vol. 76, p. 529-532, Roma.
- MANFREDINI M., 1956, *Relazione preliminare sui rilevamenti geologici eseguiti durante il 1955 nel foglio 153 Agnone (Appennino abruzzese)*, « Boll. Serv. Geol. d'It. », Vol. 78, p. 347-351, Roma.
- MANFREDINI M., 1963, *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisano-sannitica (Italia meridionale)*, « Mem. Soc. Geol. It. », Vol. 4, 15 pp., 1 tav., Bologna.
- MANFREDINI M., 1964, *Schema dell'evoluzione tettonica della penisola italiana*, « Boll. Serv. Geol. d'It. », Vol. 84, p. 101-130, 3 tavv., Roma.
- MANFREDINI M., 1966, *Sui rapporti fra facies abruzzese e facies umbra nell'Appennino centro-meridionale*, « Boll. Serv. Geol. d'It. », Vol. 86 (1965), p. 87-112, 1 tav., Roma.
- NOVARESE V., 1920, *Relazione geologica sull'alta Valle del Sangro*, « Manoscritto », Roma.
- NOVARESE V., 1920, *Seconda relazione per incarico della Società progettista dei laghi artificiali, in risposta ad un atto di opposizione del Comune di Pescasseroli*, « Manoscritto », Roma.
- PARADISI A., SIRNA G., 1965, *Osservazioni geologiche e paleontologiche sulla struttura compresa tra la Vallelonga e la Valle del Sangro (Marsica occidentale)*, « Geol. Rom. », Vol. 4, p. 145-160, 13 figg., 2 tavv., Roma.
- PARONA C. F., 1911, *Nuovi studi sulle Rudiste dell'Appennino (Radiolitidi)*, « Mem. R. Acc. Sci. Torino », Ser. 2, Vol. 62 (1910-11), p. 273-292, 7 figg., 2 tavv., Torino.
- PARONA C. F., 1918, *Prospetto delle varie facies e loro successione nei calcari a Rudiste dell'Appennino*, « Boll. Soc. Geol. It. », Vol. 37, p. 1-12, 1 tav., Roma.
- PARONA C. F., 1926, *Fauna a rudiste, ed una sua nuova forma, di Villavallelonga in Abruzzo*, « Atti R. Acc. Sci. Torino », Vol. 61, p. 743-748, 3 figg., Torino.
- PENTA F., PIEPOLI P., 1943, *Relazione geotecnica sulla conca di Barrea (F. Sangro) ai fini di uno sbarramento di ritenuta nella stretta omonima*, « Manoscritto », Napoli, 10 giugno.
- PESCATORE T., 1964, *Rapporti tra depressione molisano-sannitica ed Appennino calcareo*, « Boll. Soc. Natural. in Napoli », Vol. 72, p. 213-228, Napoli.
- PIERI M., 1966, *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale*, « Geol. Rom. » Vol. 5, p. 407-424, 3 figg., Roma.
- PIERONI P. G., 1965, *Lepidocyclina and Miogyssina from Opi, Sangro Valley (Central Apennines)*, « Geol. Rom. », Vol. 4, p. 161-180, 10 figg., 3 tavv., Roma.
- PIRINI C., 1966, *Presenza di Orbitopsella praecursor (Gümbel) nella zona di Monte Marsicano (Abruzzo)*, « Riv. Ital. Paleont. », Vol. 71, n. 4, p. 1169-1178, 2 tavv., Milano.
- PRATURLON A., 1963, *Una nuova specie di Teutloporella (alga calcarea) nel Giurese superiore di M. Corno (Parco Nazionale d'Abruzzo)*, « Geol. Rom. », Vol. 2, p. 199-206, 1 fig., 1 tav., Roma.
- PRATURLON A., 1964, *Calcareous algae from Jurassic-Cretaceous limestone of Central Apennines (Southern Latium-Abruzzi)*, « Geol. Rom. », Vol. 3, p. 171-202, 34 figg., Roma.
- PRATURLON A., 1965, *A new Linoporella (Dasycladaceae) from Middle Cretaceous of Marsica (Central Apennines)*, « Geol. Rom. », Vol. 4, p. 3-6, 3 figg., Roma.
- PRATURLON A., 1966, *Algal Assemblages from Lias to Paleocene in Southern Latium-Abruzzi: a Review*, « Boll. Soc. Geol. It. », Vol. 85, p. 167-194, 16 figg., 1 tab., Roma.
- RADMILLI A. M., 1956, *Il Paleolitico superiore nella grotta Clemente Tronci a Venere dei Marsi territorio del Fucino*, « Boll. Soc. Geol. It. », Vol. 75, n. 2, p. 94-116, 12 figg., Roma.
- RADMILLI A. M., 1965, *Abruzzo preistorico*, « Sansoni Editore », 117 pp., 49 tavv., cartine varie, Firenze.
- RICCARDI R., 1929, *Il lago di Scanno (Abruzzo)*, « Boll. R. Soc. Geograf. It. », Ser. 6, Vol. 6, n. 3, p. 162-182, 7 figg., 1 carta batimetrica, Roma.
- SACCO F., 1907, *Gli Abruzzi, schema geologico*, « Boll. Soc. Geol. It. », Vol. 26, p. 377-460, 1 tav., 1 carta tettonica, Roma.
- SACCO F., 1927, *Relazione geologica sui progettati laghi artificiali di Opi e di Barrea*, « Manoscritto », Roma, 8 settembre.
- SACCO F., 1928, *Il diluvio glaciale nell'alta valle del Sangro (Abruzzi)*, « Atti R. Acc. Sci. Torino », Vol. 63, p. 133-144, Torino.
- SACCO F., 1941, *Il glacialismo sull'Appennino*, « L'Universo », Anno 22, n. 9, p. 569-602, 7 figg., 1 carta, Firenze.
- SARTONI S., CRESCENTI U., 1959, *La zona a Palaeodasycladus mediterraneus (PIA) nel Lias dell'Appennino meridionale*, « Giorn. di Geol. », Ser. 2, Vol. 27 (1956-57), p. 115-139, 2 figg., 3 tavv., Bologna.
- SARTONI S., CRESCENTI U., 1963, *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Ap-*

- pennino meridionale, « Giorn. di Geol. », Ser. 2, Vol. 29 (1960-61), p. 161-302, 42 tavv., Bologna.
- SCARSELLA F., 1957, *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici e il flysch nell'Appennino centro-meridionale*, « Boll. Soc. Geol. It. », Vol. 75 (1956), n. 3, p. 115-126; e discussione: p. 127-137, Roma.
- SEGRE A., 1948, *I fenomeni carsici e la speleologia nel Lazio*, « Pubbl. Ist. Geograf. Univ. Roma », Ser. A, n. 7, 239 pp., 8 tavv., 1 carta speleologica, Roma.
- SEGRE A., 1950, *Sulla struttura dell'arco abruzzese interno*, « Contrib. Sci. Geol. », Vol. 1, p. 98-111, 5 figg., Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1928, *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000; F° 152 « Sora »*, Roma.
- SIGNORINI R., 1946, *Autoctonia e alloctonia dei terreni dell'Appennino centrale e settentrionale*, « Rend. Acc. Naz. Lincei », Ser. 8, Vol. 1, n. 1, p. 99-106, Roma.
- SIGNORINI R., DEVOTO G., 1962, *Il Paleogene nell'Alto Molise*, « Mem. Soc. Geol. It. », Vol. 3, p. 461-514, 3 tavv., Pavia.
- SIRNA G., 1966, *Lamellibranchi nelle dolomie del Lias inferiore di Villetta Barrea (Abruzzo)*, « Geol. Rom. », Vol. 5, p. 157-164, 6 figg., Roma.
- STELLA R., 1926, *Relazione geologica sui progettati laghi artificiali di Opi e di Barrea redatta su richiesta della Società progettista dei due laghi*, « Manoscritto », Roma, 9 maggio.
- SUTER K., 1940, *La glaciation quaternaire de l'Apennin Central*, « Rev. Géogr. Alpine », Vol. 28, p. 491-510, 1 fig., 2 tavv., Grenoble.
- VESPASIANI T., 1904, *L'Abruzzo e le miniere di alluminio*, « Riv. Abruzzese », Anno 19, n. 2, p. 1-6, Teramo.
- ZACCAGNA D., 1926a, *Sulla costituzione geologica delle valli di Opi e di Barrea e sul risultato delle trivellazioni eseguite*, « Ufficio Geologico », 14 pp., Roma.
- ZACCAGNA D., 1926b, *Sui laghi artificiali progettati dalla Società « CARBURO » ora « TERNI », nell'alta valle del Sangro. Relazione al Presidente della Commissione Reale per la Provincia di Aquila*, « Manoscritto », Roma, 14 marzo.
- ZACCAGNA D., 1927, *Replica alle perizie dei Professori Stella e Dal Piaz sul risultato delle trivellazioni nelle valli di Opi e di Barrea*, « Manoscritto », Roma, 22 Marzo.
- ZALAFFI M., 1963, *Segnalazione di un livello con piccole coproliti fosfatiche e glauconite nel Miocene del Lazio meridionale*, « Geol. Rom. », Vol. 2, p. 331-341, 9 figg., Roma.
- ZUCCARI A., 1966, *Fenomeni carsici nei conglomerati di Campoli Appennino*, « Atti V Congr. Speleologi Italia centro-meridionale (Terracina 1963) », 24 pp., 9 figg., Roma.
- ZUFFARDI P., 1913, *Escursione alle gole del Sagittario e a Scanno*, « Boll. Soc. Geol. It. », Vol. 32, p. CIX-CXXX, 6 figg., Roma.
- ZUFFARDI-COMERCI R., 1926, *Sui generi Chaetetes Fischer e Pseudochaetetes Haug*, « Boll. Soc. Geol. It. », Vol. 45, p. 149-166, 3 tavv., Roma.