

F. BOENZI (*)

OSSERVAZIONI SULL'EVOLUZIONE
GEOMORFOLOGICA QUATERNARIA
DELL'ALTA VALLE DEL FIUME SINNI (BASILICATA) (**)

Riassunto — Nel presente lavoro si è tentato di ricostruire l'evoluzione geomorfologica quaternaria dell'alta valle del Fiume Sinni, in Basilicata.

Essa comprende due aree con caratteri geologici e morfologici diversi fra loro: ad W il tratto meridionale dell'Appennino lucano, caratterizzato dalla presenza di sedimenti mesozoici e cenozoici e ad E il settore occidentale del cosiddetto «Bacino di S. Arcangelo» dove affiorano, in prevalenza, terreni pliopleistocenici.

Agli inizi del Pleistocene inferiore, nella regione considerata, possono distinguersi due zone: la prima occidentale, emersa, corrispondente all'area appenninica e la seconda orientale, occupata dal mare. La prima zona era, nel complesso, un'area di sollevamento, la seconda, invece, era interessata da un abbassamento relativo.

In questo periodo, e forse anche prima, in relazione a particolari condizioni e vicende climatiche, si sarebbe prodotta nella parte occidentale una superficie di spianamento, i cui lembi residui si osservano sugli attuali 1100-1200 metri di quota.

Verso la fine del Pleistocene inferiore si è manifestata una «fase» tettonica, che ha condotto ad un ulteriore e sensibile sollevamento di alcuni settori della zona occidentale, corrispondenti ai più elevati rilievi, come ad esempio il M. La Spina (1657 m), il M. Zaccana (1580 m) e il M. Alpi (1900 m). Il sollevamento di questi massicci si sarebbe realizzato per mezzo di un sistema di faglie periferiche a pre-

(*) Dipartimento di Geologia e Geofisica dell'Università degli Studi di Bari.

(**) Si ringraziano i Professori G.B. Castiglioni, F. Carraro e A. Valduga per la lettura del manoscritto e per i consigli dati, il Prof. M. Panizza per i suggerimenti riguardanti la cartografia geomorfologica; il Prof. L. Dell'Anna per le analisi mineralogiche eseguite sui campioni del paleosuolo ed i Professori G. Rodolfi e A. Magaldi per le indicazioni riguardanti il significato dello stesso.

Si ringraziano infine il Prof. F. Loiacono per le utili informazioni sui caratteri sedimentologici dei depositi continentali ed il Prof. Felice Tromba che più volte ha accompagnato chi scrive nelle indagini di campagna.

Il lavoro è stato eseguito con i contributi finanziari del Centro di Geomorfologia integrata per l'area del Mediterraneo (Potenza), del C.N.R. e del M.P.I.

valente direzione WNW-ESE, NW-SE e N-S, alcune delle quali si sono impostate su linee strutturali preesistenti.

Nel Pleistocene medio la zona orientale, che era in parte ancora occupata dal mare, si è sollevata fino alla completa emersione e si è quindi prodotta una estesa piana alluvionale formata dalle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta».

Nel corso di questo periodo la regione ha attraversato una fase climatica fredda ed i versanti sono stati soggetti ad azioni crioclastiche, con produzione di notevole quantità di detriti; alla base di alcuni massicci montuosi, come ad esempio la dorsale M. Zaccagna-M. La Spina e il più settentrionale M. Raparo (1764 m), si sarebbero generati *glacis* di accumulo posti sugli attuali 900-1000 metri di quota e costituiti in prevalenza da brecce. In relazione ai processi di gelificazione, i versanti calcarei avrebbero cominciato a regolarizzarsi.

Nel Pleistocene medio-superiore si è manifestata una nuova «fase» tettonica, durante la quale si sono riattivate e/o prodotte faglie variamente dirette ad andamento prevalente SW-NE, WNW-ESE e NNW-SSE.

In questo periodo la regione ha attraversato un'altra fase climatica fredda e sui versanti si sono nuovamente manifestate azioni crioclastiche con produzione di detriti. Alla base di alcuni dei rilievi sopra menzionati si sono formati altri *glacis*, ubicati alla stessa quota dei precedenti.

Durante il Pleistocene superiore l'area ha continuato a sollevarsi e si sono potute riattivare alcune faglie, come, ad esempio, quella che limita ad occidente il M. Alpi.

In questo periodo è subentrata una nuova fase fredda corrispondente all'ultima glaciazione.

Le parti più elevate di alcuni massicci, come il M. Sirino (2005 m) e il M. Alpi, sono state sede di masse glaciali ed il limite delle nevi persistenti, durante la fase di massima espansione, dovè stabilirsi sui 1700-1650 m s.l.m..

Sui fianchi ed alla base dei maggiori rilievi, in relazione a fenomeni di gelificazione e di soliflusso, si sono, a luoghi, prodotte colate di detriti, nonché falde detritiche stratificate, in alcuni casi con i caratteri degli *éboulis ordonnés*. Le forme ed i depositi sopra menzionati, alcuni dei quali abbastanza tipici dell'ambiente periglaciale, raggiungono, nella zona esaminata, 800-900 metri di quota.

Attualmente tutta l'area è sottoposta a intensi fenomeni di denudazione dei versanti, i cui effetti sono rappresentati da estesi movimenti di massa nonché da incisioni di varia lunghezza e profondità. Questi fenomeni sono favoriti dalle condizioni litologiche e climatiche, dal sollevamento, ancora in atto, e dalle azioni antropiche.

Summary — *Quaternary geomorphological evolution of the upper Sinni Valley (Basilicata)*. This present work is concerned with an attempt to reconstruct the Quaternary geomorphological evolution of the upper valley of the Sinni river in Basilicata.

The valley includes two areas each with its own geological and morphological characteristics: to the west the southern part of the Lucanian Apennines, characterised by the presence of Mesozoic and Cenozoic sediments, and to the east the western sector of the so-called «Bacino di S. Arcangelo», where the predominant outcroppings are of Pliopleistocene sediments.

At the beginning of the Lower Pleistocene Age we can distinguish two zones

in the region under examination: the first, uplifted, to the west, corresponding to the Apennine area, the second to the east, occupied by the sea. The first zone is, taken as a whole, an area of uplift, while the second was an area affected by a relative lowering.

In the western part, in this period, and perhaps even before, in relation to particular conditions and climatic phenomena, an erosion surface was produced the residual of which can be observed at around 1100-1200 m above sea level.

Towards the end of the Lower Pleistocene Age there was clearly a tectonic «phase» which led to further, marked uplifting in certain sectors of the western zone, corresponding to the highest reliefs of today, e.g. M. La Spina (1657 m), M. Zaccana (1580 m) and M. Alpi (1900 m). The uplift of these masses must have taken place by means of a system of peripheral faults prevalently in a WNW-ESE, NW-SE and N-S direction, some of which occurred on pre-existing structural lines.

In the Middle Pleistocene Age the eastern zone, which was still partly covered by the sea, was uplifted until it emerged completely thus producing a wide alluvial plain formed by the «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta».

During this period the region went through a cold climatic phase and the slopes were subject to congelifraction activity with the production of large quantities of debris; at the base of some of the mountainous masses, like for example the M. Zaccana - M. La Spina ridge and the more northern M. Raparo (1764 m), accumulations *glacis* must have been generated at around the present day height of 900-1000 m, predominantly constituted by breccia. As regards the congelifraction activity, the calcareous slopes must have started to grade.

In the Middle-Upper Pleistocene Age there was another tectonic «phase» during which faults were reactivated and/or produced in various directions, though predominantly SW-NE, WNW-ESE and NNW-SSE.

During this period the region went through another cold climatic phase and once again congelifraction activity took place on the slopes with the production of debris. At the base of some of the above-mentioned reliefs other *glacis* were formed, situated at the same height as the previous ones.

During the Upper Pleistocene Age the uplifting process in the area continued and some of the faults were reactivated, e.g. the one which delimits the M. Alpi to the west.

During this period there was a further cold phase corresponding to the last Ice Age.

The highest parts of certain masses, such as M. Sirino (2005 m) and M. Alpi, were covered by glacial masses, and the snow-line, during the phase of maximum expansion, established itself at around 1700-1650 m above sea level.

On the sides and at the base of the highest reliefs, relating to phenomena of congelifraction and flow, in places debris flow as well as stratified slope deposits, in some case with the characteristics of *éboulis ordonnés*, were produced. The above-mentioned forms and deposits, some of which are fairly typical of the periglacial environment, reach, in the zone examined, an height of 800-900 m.

At the moment the whole area is prone to intense phenomena of slope erosion, the effects of which are represented by extensive landslides as well as gullies of varying length and depth. These phenomena are favoured by the lithological and climatic conditions, by uplift which is still in progress and by antropic action.

1) Premessa

Il presente lavoro ha lo scopo di ricostruire l'evoluzione geomorfologica quaternaria dell'alta valle del Fiume Sinni, in Basilicata (fig. 1).

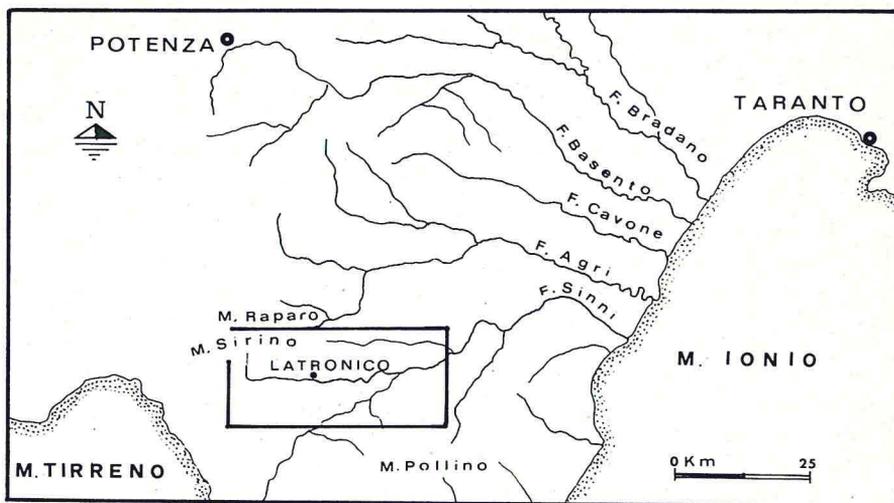


Fig. 1 - Ubicazione geografica dell'area studiata.

Essa comprende due zone con caratteri geologici e morfologici diversi fra loro: ad W, il tratto meridionale dell'Appennino lucano, caratterizzato dalla presenza di sedimenti mesozoici e cenozoici e, ad E, la parte occidentale del cosiddetto «Bacino di S. Arcangelo»⁽¹⁾ dove affiorano, in prevalenza, terreni pliopleistocenici.

Le indagini condotte dallo scrivente si sono protratte per tre anni ed hanno messo in evidenza una serie di problemi concernenti la cronologia dei sedimenti continentali quaternari, la paleoclimatologia, la neotettonica ecc., la cui soluzione richiederebbe ricerche specialistiche ed interdisciplinari.

Ai fini del presente lavoro sono stati sviluppati specialmente

⁽¹⁾ Con il termine «Bacino di S. Arcangelo» (VEZZANI 1967) viene indicata una vasta area, corrispondente ad un bacino pliopleistocenico, delimitato ai vertici dagli abitati di Oriolo, Latronico, Corleto Perticara e Stigliano e separato dalla «Fossa Bradanica» da una dorsale di terreni preplicenici estesa fra il F. Agri ed Oriolo.

gli argomenti riguardanti alcuni sedimenti continentali affioranti nella zona (cap. 4), nonché i caratteri geomorfologici della stessa (cap. 5).

In particolare, nel capitolo 4 sono descritti e interpretati geneticamente caratteristici sedimenti continentali, rappresentati da depositi detritici calcarei; un breve cenno poi vien fatto alle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta», che costituiscono il termine di chiusura della serie pliopleistocenica affiorante nel «Bacino di S. Arcangelo».

Nel capitolo 5, oltre ad essere descritti gli aspetti geomorfologici più significativi dell'area, vengono posti in evidenza i principali indizi di movimenti tettonici quaternari, che possono aver influito sull'evoluzione geomorfologica regionale e si fa cenno ai processi morfogenetici in atto.

Infine sulla base dei dati raccolti (cap. 6), si è tentato di tracciare un quadro dell'evoluzione geomorfologica della regione, proiettata nel corso del Pleistocene.

Naturalmente si tratta di una ricostruzione schematica, fra l'altro basata anche su osservazioni condotte in zone limitrofe, e che, comunque, andrebbe approfondita, oltre che verificata, estendendo il campo delle indagini.

Il lavoro è corredato di una carta geomorfologica schematica dell'area, in bianco e nero, nonché di stralci, a scala più grande, di alcune zone più significative. Le carte sono state disegnate su base di rilievi di campagna in scala 1:25.000 e di dati emersi dalla osservazione delle foto aeree.

2) Studi precedenti

L'area presa in considerazione e quelle limitrofe sono state oggetto di numerose ricerche geologiche; gli studi geomorfologici sono invece limitati a pochi lavori, la gran parte dei quali riguarda argomenti specifici.

Le prime notizie geomorfologiche sono di DE LORENZO (1892), di ALMAGIÀ (1910) e di DE LORENZO e DAINELLI (1923).

DE LORENZO segnala per la prima volta la presenza di tracce glaciali sul M. Sirino (2005 m). ALMAGIÀ, descrivendo i lineamenti morfologici della valle del F. Noce, fa cenno anche all'alta valle del F. Sinni.

DE LORENZO e DAINELLI riprendono lo studio delle tracce glaciali, in precedenza osservate dal primo autore sul M. Sirino, e descrivono alcuni aspetti dei versanti del rilievo.

Più di recente è uscita una serie di lavori (PANIZZA 1968, BOUSQUET e GUEREMY 1968, 1969, BOENZI e PALMENTOLA 1972, GUEREMY 1972, BOUSQUET 1973, BOENZI e PENNETTA 1982), riguardanti alcuni aspetti geomorfologici dell'area esaminata e delle zone limitrofe.

PANIZZA descrive la media valle del F. Sinni nel tratto compreso tra Colobrarò e S. Giorgio Lucano ed esamina, in particolare, le forme di erosione.

BOUSQUET e GUEREMY (1968, 1969) in due studi riguardanti l'alta valle del F. Sinni e il bordo meridionale del M. Pollino, descrivono vari tipi di scarpate, distinguono più generazioni di breccie crioclastiche e riconoscono tre «fasi» tettoniche quaternarie.

BOENZI e PALMENTOLA (1972) approfondiscono lo studio delle tracce glaciali presenti sui rilievi dell'Appennino lucano; in particolare, descrivono le forme glaciali osservate sul M. Sirino e sul M. Alpi e traggono conclusioni sugli effetti avuti dall'ultima glaciazione in questa parte dell'Appennino.

GUEREMY (1972) riprende sostanzialmente gli studi precedentemente condotti in collaborazione con BOUSQUET.

Nel 1973 BOUSQUET pubblica la sua tesi riguardante la neotettonica dell'Appennino Calabro-lucano: l'autore mette in evidenza alcune situazioni morfologiche, legate soprattutto a fatti neotettonici da lui notati in questa parte dell'Appennino.

BOENZI e PENNETTA (1982) conducono osservazioni sul M. Alpi ed espongono alcune considerazioni sull'evoluzione geomorfologica del rilievo.

VERSTAPPEN (1982), infine, ha svolto, recentemente, ricerche sulla valle del Fiume Agri elaborando una carta geomorfologica in scala 1:150.000.

3) Inquadramento geologico

Si descrivono i principali caratteri stratigrafici e strutturali della zona studiata, a cominciare dal rilievo appenninico; altre notizie saranno fornite nel corso della descrizione geomorfologica, quando si presenterà la necessità.

a) IL RILIEVO APPENNINICO

È costituito soprattutto da rocce sedimentarie di età secondaria e terziaria.

Presso il margine nord-occidentale del tratto considerato, in corrispondenza del M. Sirino affiorano diffusamente i sedimenti della «Serie calcareo-silico-marnosa» (SCANDONE 1967), di età compresa tra il Trias ed il Cretaceo; questi terreni, secondo SCANDONE (1972), sono riferibili all'Unità Lagonegrese I e sono rappresentati dal basso in alto dai «Calcari con selce», dagli «Scisti silicei» dal «Flysch galestrino». Su queste formazioni poggiano tettonicamente lembi di formazioni dell'Unità Lagonegrese II ai quali si sovrappongono terreni in facies di flysch, di natura prevalentemente argilloso-marnosa e marnoso-arenacea, distinti nelle seguenti unità: «Frido», «Silentine» e «Sicilidi» (D'ARGENIO, PESCATORE e SCANDONE 1973) (2).

La prima unità, di età cretacea, è costituita in prevalenza da argilloscisti; le seconde sono rappresentate dal basso in alto, dalle seguenti formazioni: «Crete nere», «Saraceno» e «Albidona». Tra queste, la prima è, in prevalenza, argillo-scistosa; le altre sono di natura marnoso-arenacea. L'età di tutte queste formazioni è compresa tra il Cretaceo e l'Eocene.

Le «Unità Sicilidi» sono rappresentate, soprattutto, dalle «Argille varicolori» di età cretaceo-oligomiocenica.

In questa parte dell'Appennino compaiono, inoltre, circoscritti affioramenti di rocce ignee e metamorfiche (ofioliti e gneiss), inglobate tettonicamente nei sedimenti appartenenti all'«Unità del Frido» (OGNIBEN 1969; VEZZANI 1968; DIETRICH e SCANDONE 1972).

Sotto l'aspetto strutturale il M. Sirino corrisponde ad un ampio anticlinorio, con asse diretto prevalentemente da N a S, vergente verso E (SCANDONE 1967).

In particolare, il versante orientale del rilievo è costituito da terreni del nucleo di una piega anticlinale, coricata verso E, la cui cerniera è stata erosa.

Per SCANDONE (1972) il piegamento si sarebbe prodotto dopo il Burdigaliano, cioè dopo l'arrivo delle coltri; secondo ORTOLANI

(2) Secondo i menzionati autori le Unità Lagonegresi ed i terreni in facies di flysch costituirebbero coltri alloctone traslate nel corso del Miocene inferiore-medio, esattamente fra il Burdigaliano e il Serravalliano.

(1978), le pieghe si sarebbero formate nel Miocene superiore ed esattamente nel Messiniano.

In qualsiasi periodo si sia prodotto il piegamento, sembra lecito pensare che la successiva fase di sollevamento, prolungatasi fino a tempi recenti, ha favorito i processi erosivi ed ha determinato la quasi totale asportazione delle coltri, che ricoprivano l'«Unità Lagonegrese I»; il M. Sirino, in definitiva, rappresenterebbe una finestra tettonica.

Nella parte sud-occidentale, affiorano terreni calcareo-dolomitici mesozoici, che fanno parte della «Unità Alburno-Cervati» (D'ARGENIO e SCANDONE 1970); questi sedimenti costituiscono la dorsale M. La Spina-M. Zaccana.

In particolare, per BONARDI (1967), la dorsale è costituita, in prevalenza, da dolomie triassiche sulle quali poggiano tettonicamente lembi di calcari e calcari dolomitici liassici e cretacei; il complesso carbonatico è sovrascorso sui terreni del flysch.

Secondo ORTOLANI (1978), la struttura della dorsale sarebbe, nel complesso, un'anticlinale con asse orientato da W ad E e con tendenza al ribaltamento verso N. I versanti settentrionale e meridionale della dorsale corrispondono a scarpate di faglie normali a direzione NW-SE, che a luoghi hanno abbassato gli stessi sedimenti calcareo-dolomitici mesozoici. Un altro affioramento di calcari e calcari dolomitici di età giurassica, a luoghi coperti in trasgressione da sedimenti marnoso-arenacei miocenici, è rappresentato dal M. Alpi. Questi sedimenti carbonatici, che, fra l'altro, sono completamente delimitati dai terreni del flysch, per D'ARGENIO e SCANDONE (1970) ed ORTOLANI e TORRE (1971), apparterebbero all'«Unità Matese-Monte Maggiore».

Esula dagli scopi del presente lavoro discutere del significato paleotettonico del rilievo: sulla base degli studi precedenti, si può comunque desumere che il M. Alpi, dopo il Miocene medio superiore, a seguito di un sollevamento per faglie, ha cominciato ad essere modellato nei calcari dopo l'asportazione della coltre del flysch.

Nel complesso, sotto l'aspetto strutturale, il massiccio è costituito da due blocchi monoclinali principali, convergenti verso N. Tali monoclinali immergono a E e sono limitate ad W da ripide scarpate, corrispondenti a faglie.

La prima, più orientale, comprende la dorsale Serra Croce-Costa le Ghiaie; la seconda, più occidentale, è rappresentata dalla

dorsale M. Alpi-T. Carlone ed è limitata ad W da una scarpata, alta alcune centinaia di metri che costituisce il versante occidentale del rilievo. Le due strutture monoclinali, a loro volta, sono state dislocate in blocchi minori; in particolare, nella monoclinale più occidentale M. Alpi-T. Carlone, una faglia a direzione NW-SE ha prodotto il sollevamento del blocco corrispondente al M. Teduro.

Immediatamente ad W di Episcopia, sui tratti inferiori della valle del F. Sinni, affiorano sedimenti marnoso-argillosi, appartenenti al Tortonianiano (VEZZANI 1966c).

Come già si è accennato, le menzionate unità rappresentano una serie di coltri tettonicamente sovrapposte: l'«Unità Matese-Monte Maggiore» sarebbe quella più profonda; a questa seguirebbero, dal basso in alto, le Unità «Lagonegresi», «Alburno-Cervati», «Frido», «Silentine» e «Sicilidi» (SCANDONE 1972; D'ARGENIO, PESCATORE e SCANDONE 1973).

b) IL BACINO DI S. ARCANGELO

Nell'area corrispondente a questa unità paleogeografica strutturale affiorano quasi esclusivamente terreni pliopleistocenici, che si collegano con quelli della «Fossa Bradanica» attraverso la media valle del Fiume Agri.

Studi stratigrafici (VEZZANI 1966a, 1967a, b, LENTINI 1968) vi hanno dimostrato l'esistenza di due cicli sedimentari, il primo inframediopliocenico ed il secondo suprapliocenico-calabriano.

I sedimenti del primo ciclo, che affiorano in lembi poco estesi ai margini del Bacino (ad es. nella zona del T. Caliandro sulla destra del F. Agri), sono rappresentati, dal basso in alto, da conglomerati e sabbie, da argille marnose e sabbie e da conglomerati sabbiosi.

I sedimenti del secondo ciclo, che, a luoghi, poggiano in discordanza sui precedenti, sono rappresentati, dal basso in alto, da argille marnose azzurre, sabbie gialle («Sabbie di Aliano»), alternanza di sabbie e di conglomerati («Conglomerati di Castronuovo») con, al tetto, una potente serie sabbioso-conglomeratica, in alto profondamente alterata («Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta»).

Per VEZZANI (1979b), il «Bacino di S. Arcangelo» si sarebbe originato durante il Pliocene superiore-Pleistocene, a seguito del sollevamento della dorsale attualmente estesa fra il F. Agri e l'abitato di Oriolo.

Questo sollevamento avrebbe provocato la separazione del menzionato bacino della «Fossa Bradanica». Nella parte centrale del bacino, gli strati, che costituiscono la serie pliopleistocenica, hanno una giacitura suborizzontale; sui bordi, occidentale ed orientale, sono inclinati rispettivamente verso E o NE e verso W o SW.

4) Descrizione dei depositi continentali

Entro i limiti dell'area esaminata affiorano sedimenti continentali quaternari di vari ambienti e di diversa collocazione cronologica. Più estesi e diffusi sono le «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta», che costituiscono le sommità dei rilievi del «Bacino di S. Arcangelo»⁽³⁾, e gli accumuli detritici calcarei, sciolti o cementati, affioranti alla base dei versanti dei maggiori rilievi. Altri sedimenti continentali sono: i depositi alluvionali terrazzati, osservabili in lembi residui sui fianchi della valle del F. Sinni; i sedimenti alluvionali recenti e attuali, che colmano i fondivalle dei principali corsi d'acqua; i depositi glaciali presenti sulle parti più elevate del M. Sirino e, infine, i sedimenti della Valle Chiotto sullo stesso rilievo.

Qui di seguito, si fa brevemente cenno alle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta» e si descrivono gli accumuli detritici calcarei più significativi. Degli altri terreni continentali si parlerà nel corso della descrizione geomorfologica.

«SABBIE E CONGLOMERATI DI SERRA CORNETA»

Su questa formazione sono stati condotti, da FERRARA (1965) e da VEZZANI (1967b), studi di carattere stratigrafico e sedimentologico.

I menzionati autori sono concordi nel considerare questi depositi di ambiente continentale; in particolare, si tratterebbe di sedimenti fluviali deposti da un corso di acqua «con profilo di erosione piuttosto giovanile ed a breve corso» (FERRARA, 1965).

Le indagini compiute da chi scrive, pur basandosi su quanto osservato dai precedenti autori, ai quali si rimanda per notizie

⁽³⁾ Secondo recenti studi (LOIACONO 1983) una parte dei «Conglomerati di Castronuovo» è di ambiente continentale.

più particolari, hanno permesso di raccogliere altri dati che sembra utile riportare; va tuttavia precisato che questi sedimenti richiederebbero un attento e dettagliato studio sedimentologico, che esula dagli scopi del presente lavoro.

Schematicamente la formazione, sia pure con differenze variabili da luogo a luogo, può essere suddivisa, dal basso in alto, in due parti con caratteri fra loro diversi.

La prima parte, stratigraficamente più bassa, è rappresentata da una successione di strati e di letti di sabbie e di conglomerati, di spessore variabile, sia in senso verticale che orizzontale⁽⁴⁾. A luoghi, questa successione passa verso l'alto ad una fitta alternanza di strati di argille e di sabbie dello spessore di 10-15 metri, come può osservarsi in un recente scavo ubicato qualche chilometro a S di Serra Corneta. Nelle argille si rinvengono resti vegetali (radici) nonché sottili letti di concrezioni carbonatiche.

La parte più alta è rappresentata, in prevalenza, da conglomerati, in letti e lenti, ai quali si intercalano livelli sabbiosolimosi.

Questi ultimi sedimenti dovevano inizialmente costituire una piana alluvionale e sarebbero stati abbandonati da corsi d'acqua con regime variabile.

Va infine ricordato che, spostandoci ad W, presso il margine appenninico, le «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta» passano, a luoghi, a sedimenti conglomeratici grossolani, riferibili, per la forma del deposito e per i caratteri sedimentari, a conoidi di deiezione.

La parte superiore della «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta» appare profondamente alterata; a luoghi è possibile notare la presenza di lembi residui di un paleosuolo (es. sulla sommità di Serra della Cerrosa a circa 950 metri di quota).

Si tratta di un materiale limoso-argilloso di colore rosso o rosso bruno (10 R4/6), nel quale sono immersi ciottoli di varia natura e molto alterati; fra questi si riconoscono a malapena quelli di quarziti e di diaspri, mentre quelli calcarei sono scomparsi.

Allo scopo di avere notizie più precise, è stato raccolto un campione ed è stata eseguita una analisi chimica totale, della frazione sotto i 63 micron, i cui risultati sono i seguenti:

(4) Nella formazione sono frequenti le intercalazioni di strati e lenti sabbiosolimosi di colore rossastro provenienti, probabilmente, dalla erosione di paleosuoli.

SiO ₂	59,43%
TiO ₂	0,79%
Al ₂ O ₃	14,15%
Fe ₂ O ₃	7,54%
CaO	2,82%
MgO	0,67%
Na ₂ O	1,61%
K ₂ O	2,87%
H ₂ O	7,63%
CO ₂	1,79%
	<hr/> 99,30%

La composizione mineralogica percentuale della frazione inferiore ai 2 micron è risultata la seguente:

M. amorfo	illite	illite aperta	caolinite
30-35	~ 55	< 5	~ 5
clorite	quarzo-feldspati	carbonati	
tracce	< 5	tracce	

In definitiva, pur essendo necessarie specifiche ed approfondite indagini geopedologiche, si ha l'impressione di un suolo molto evoluto con processi di spinta alterazione.

Sulla base di un rinvenimento di resti di *Elephas meridionalis* Nesti (FLORES 1895, DE LORENZO e D)ERASMO 1927), VEZZANI (1967b) avanza l'ipotesi che la formazione menzionata possa essere riferita al «Siciliano»; per BOUSQUET e GUEREMY (1968) questi depositi dovrebbero, invece, appartenere al «Calabriano».

Recentemente BOENZI e CIARANFI (1982) hanno notato che i resti di *Elephas meridionalis* non furono rinvenuti nelle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta», ma in una formazione stratigraficamente inferiore, rappresentata dalle «Sabbie di Aliano» riferita da VEZZANI (1967b) e da LENTINI (1968) al Pleistocene inferiore.

«Le Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta», stratigraficamente più alti, dovrebbero essere quindi più recenti ed appartenere ad un generico Pleistocene medio (BOENZI e CIARANFI 1982).

La pedogenesi della parte sommitale del deposito dovrebbe essersi prodotta, a partire dalla fine di questo periodo.

I DEPOSITI DETRITICI CALCAREI

Come si è indicato, alla base, o su alcuni tratti di versante

dei maggiori rilievi dell'area studiata, affiorano diffusamente depositi detritici, di natura prevalentemente calcarea.

BOUSQUET e GUEREMY (1968, 1969) sono i primi autori, che hanno preso in esame questi sedimenti e li hanno, sia pur sommariamente, descritti.

Osservazioni più approfondite hanno consentito di notare che questi depositi posseggono caratteri sedimentologici abbastanza complessi.

Per avere maggiori informazioni sulla genesi e sull'età di questi sedimenti, si è ritenuto opportuno effettuare anche alcune osservazioni su depositi analoghi presenti in aree limitrofe. In particolare, è stato preso in considerazione l'affioramento osservabile alla base del versante orientale del M. Raparo (circa 4-5 km a N dell'area studiata); l'affioramento, per posizione ed esposizione, è infatti fra i più significativi.

Si espongono ora i principali risultati delle osservazioni condotte nell'area esaminata e nelle zone limitrofe.

M. La Spina - M. Zaccana

Gli accumuli detritici sono presenti tutt'intorno al rilievo; gli affioramenti meglio esposti si notano alla base dei versanti settentrionale, meridionale ed orientale fra i 900 e i 1000 metri di quota. Il primo si osserva fra M. Lanzino e Langra; il secondo ad E del T. Salice; il terzo fra Tempa Lago e M. Misciarolara.

1) Versante settentrionale

Si distinguono dal basso in alto tre differenti termini: «A», «B» e «C» (fig. 2).

A - Il deposito può suddividersi in due parti: quella inferiore è rappresentata da un accumulo di detriti calcarei eterometrici, poco elaborati con dimensioni comprese fra 10-20 cm³ fino oltre 1 m³; i detriti hanno disposizione caotica e sono immersi in una matrice sabbiosa.

Questa parte inferiore ha una forma, grosso modo, lenticolare e verso W diminuisce gradualmente di potenza fino a scomparire.

La parte superiore è costituita da strati di brecce, formati da elementi con dimensioni medie comprese fra i 2 e gli 8 cm³, alternati a strati formati da frammenti più grossolani, compresi fra i 10 e i 20-30 cm³. A luoghi, si notano letti costituiti da elementi di

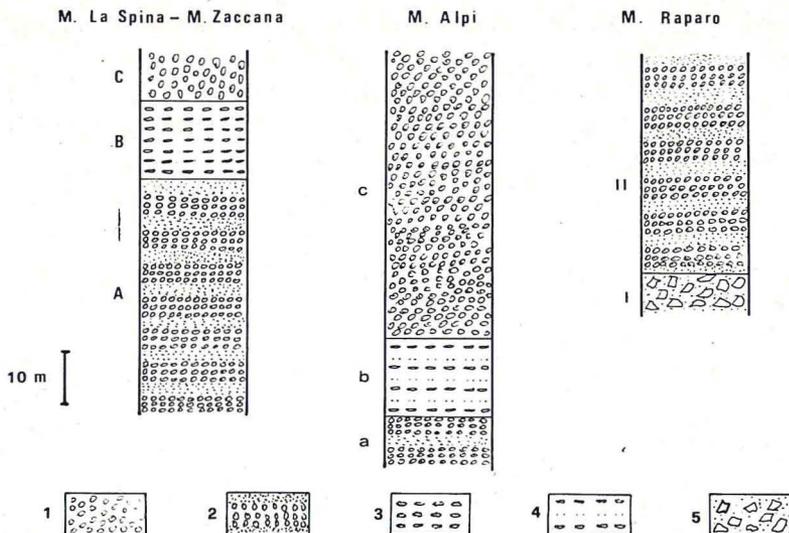


Fig. 2 - Sezioni stratigrafiche schematiche dei depositi detritici calcarei: 1) accumulo detritico sciolto costituito da elementi eterometrici ad assetto caotico (Termini «C» e «c»); 2) Breccie cementate in letti e strati (Termini «A», «a» e «II»); 3) Alternanza di sottili letti costituiti da elementi di piccole dimensioni (Termini «B»); 4) Letti detritici alternati a letti terroso-sabbiosi (Termini «b»); 5) Accumulo di blocchi calcarei spigolosi in prevalenza di grosse dimensioni (Termini «I»).

più piccole dimensioni dell'ordine di qualche cm^3 : fra strato e strato di breccia spesso si intercalano lenti sabbiose. Gli strati hanno uno spessore medio, compreso fra 1,50 e 50 cm ed in alcuni di essi si nota una gradazione verticale, sia normale che inversa (fig. 3). I maggiori elementi detritici sono legati fra loro da un cemento concrezionale di natura calcarea ed a luoghi sono embriciati. Lo spessore del sedimento descritto si aggira sui 40-50 metri.

B - Alternanze di sottili letti, costituiti da elementi di piccole dimensioni ($2-3 \text{ cm}^3$ in media) molti dei quali piatti ed immersi in una matrice sabbiosa, di natura calcarea (fig. 4). In superficie il deposito appare pedogenizzato; il suolo, il cui spessore è di circa 1 metro, è di colore rossastro (5Y R 3/4). Lo spessore di questo termine è di circa 15-20 metri.

C - Detriti sciolti, costituiti da elementi poco elaborati, riferibili per la forma del deposito a poco estese colate, oppure a conoidi di deiezione. Sui sedimenti descritti, a luoghi, poggiano detriti di falda recenti ed attuali.



Fig. 3 - Particolare delle breccie calcaree appartenenti al Termine «A» affiorante alla base del versante settentrionale della dorsale M. La Spina-M. Zaccana.

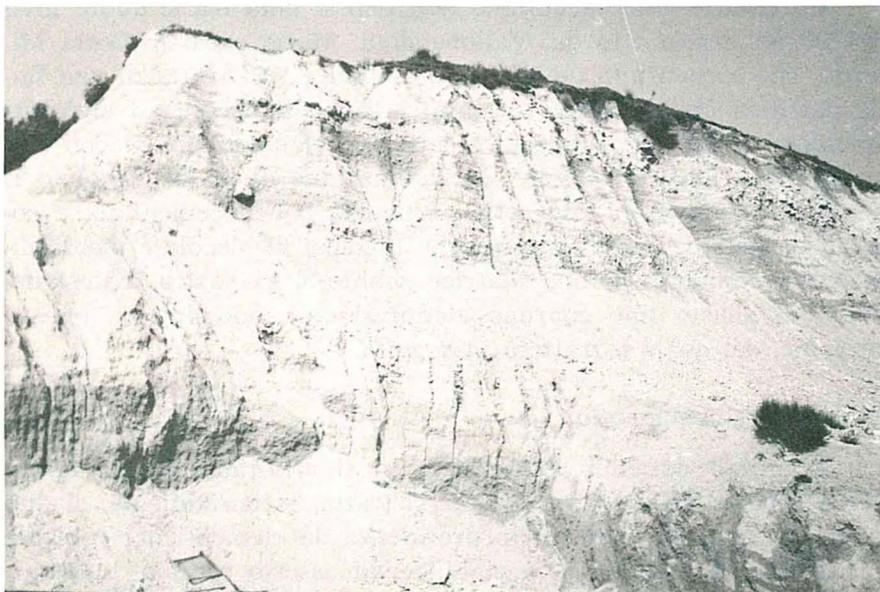


Fig. 4 - Un aspetto del termine «B» affiorante alla base del versante meridionale della dorsale M. La Spina-M. Zaccana.

II) Versanti orientale e meridionale

Alla base del versante orientale affiora un esteso deposito detritico, corrispondente al termine A precedentemente descritto. Il deposito può essere suddiviso, dal basso in alto, in tre parti: quella inferiore, costituita da strati di breccie ad elementi di grosse dimensioni; quella intermedia, da una successione di sottili letti ad elementi spigolosi di piccole dimensioni (1-2 cm³); la parte superiore, infine, è costituita da strati di breccie ad elementi dalle dimensioni comprese fra 2 e 4 cm³. In alcuni strati è possibile osservare una gradazione verticale, a luoghi, fra strato e strato, si intercalano lenti di sabbie.

Lo spessore totale del sedimento è dell'ordine di 60-70 metri.

Alla base del versante meridionale del rilievo si osservano depositi abbastanza simili a quelli descritti per il versante settentrionale (termini «A», «B» e «C»); la successione stratigrafica è la stessa.

M. Sirino

I) Versante orientale

Un caratteristico accumulo detritico si nota fra le quote 1300 e 1200 nel tratto alto del Vallone di S. Maria sotto la Costa Milordo, che è costituita da «Calcari con selce». Si tratta di una falda detritica stratigrafica, formata da letti di breccie ad elementi spigolosi di 3-4 cm³, alternati a letti con elementi più piccoli (1-2 cm³); i letti detritici hanno una inclinazione di 30-35° secondo il pendio. Il sedimento, che nella parte alta è ben cementato, è coperto da detriti sciolti ad elementi spigolosi di piccole e medie dimensioni, immersi in una matrice sabbiosa, giallastra. Estesi depositi di questo tipo coprono alcuni ripiani modellati su questo versante, dei quali si tratterà in seguito.

II) Versante occidentale

Accumuli detritici abbastanza estesi affiorano, fra le quote 800 e 1100, a NE del Lago Sirino: si tratta, essenzialmente, di due corpi sovrapposti costituiti in prevalenza da elementi dei «Calcari con selce», di dimensioni variabili e ad assetto caotico. I detriti, costituenti il corpo inferiore, formano lobi allungati verso valle. Il corpo superiore, meno esteso, ma ben definito, è formato da ele-

menti spigolosi di grosse dimensioni, spesso superiori al m^3 ; gli elementi più grossi sono nel tratto inferiore del corpo stesso.

M. Alpi

I più estesi affioramenti di detriti si osservano alla base del tratto settentrionale della scarpata, che limita ad occidente il massiccio in località Frusci, fra i 1000 e i 1100 metri s.l.m.. Altri sedimenti, discretamente conservati, si notano fra le quote 1050 e 1150 circa, nella incisione scavata sul versante sud-orientale del rilievo stesso.

In località Frusci e Piede d'Alpi si distinguono dal basso verso l'alto tre diversi termini (fig. 2):

a) brecce in letti e strati formati da elementi di medie dimensioni, legati da un cemento calcareo; lo spessore della parte affiorante è di 7-8 metri. Il sedimento è assimilabile, nel complesso, al termine A, descritto per il M. La Spina; data, tuttavia, la limitata estensione dell'affioramento, non si sono potute compiere più approfondite osservazioni.

b) È rappresentato da letti e lenti costituiti da elementi spigolosi, con dimensioni mediamente comprese fra 2-3 cm^3 e 5-6 cm^3 , immersi in una matrice dall'aspetto terroso che, a luoghi, può essere molto abbondante.

c) La parte alta costituisce un accumulo detritico sciolto, con elementi spigolosi o poco elaborati di varie dimensioni. Gli elementi più grossi superano il m^3 ; i ciottoli hanno una disposizione caotica. Il sedimento costituisce una serie di forme ad archi concentrici con la convessità rivolta verso valle. Lo spessore affiorante dei due ultimi termini è dell'ordine di 20-30 metri.

Sul deposito «c» poggiano detriti di falda e coni detritici recenti ed attuali (fig. 5).

Indagini geoelettriche, effettuate per ricerche di acqua (GRECO A. 1981) sull'accumulo detritico delle menzionate località Frusci e Piede d'Alpi, hanno messo in evidenza una successione stratigrafica corrispondente a quella osservata in superficie e sopra descritta ⁽⁵⁾.

⁽⁵⁾ Le stesse indagini geoelettriche hanno rilevato che nella parte a monte questi sedimenti poggiano sopra calcari.



Fig. 5 - Versante occidentale del M. Alpi: si può osservare la colata detritica, costituente il termine «c», sulla quale poggiano detriti di falda più recenti.

Il deposito, infatti, risulta costituito in basso da detriti con livelli argillosi e sabbiosi ed in alto da detriti sciolti molto permeabili; lo spessore di questi sedimenti supera i 50-60 metri.

Alla base del settore meridionale di questo versante, poco a N della località Solarino, sui 1120 metri di quota, è osservabile un altro affioramento, poco esteso, di breccie cementate, riferibili al termine «a».

Nella incisione osservabile sul versante sud-orientale del rilievo, affiorano breccie appartenenti al termine «a» sulle quali poggia un accumulo detritico riferibile, per l'aspetto e per i caratteri sedimentari, al termine «c».

Infine, alcuni tratti di questo versante, estesi fra i 900 e 1100 metri s.l.m., sono coperti da lembi di falde detritiche stratificate.

M. Raparo

Un vasto affioramento di sedimenti detritici, posto sui 1000 metri di quota, costituisce la base del versante orientale del rilievo.

Questi depositi, osservati da CIARANFI (1967), da VEZZANI (1967b) e da BOUSQUET e GUEREMY (1968), sono stati recentemente studiati da BOENZI e CIARANFI (1982).

Questi ultimi autori hanno distinto tre diverse formazioni. Qui di seguito viene descritta quella stratigraficamente più bassa, sulla quale sono state condotte ulteriori osservazioni.

Il deposito in questione, il cui spessore è di 40-50 metri, è molto simile al termine A (descritto per il rilievo M. La Spina-M. Zaccana) e può suddividersi dal basso in alto in due termini (fig. 2): quello inferiore («I») è formato da un accumulo di blocchi calcarei spigolosi, per lo più di grosse dimensioni (molti superiori al m³); a luoghi si osservano addirittura interi pezzi di strato disarticolati. L'assetto dei blocchi è caotico ed essi sono legati da un cemento calcareo concrezionale rossastro.

Il termine superiore («II») è formato da strati di breccie di spessore variabile (fig. 6), costituiti da elementi di dimensioni comprese tra qualche cm³ e qualche dm³, alternati a strati formati da elementi più grossolani. In alcuni strati si nota una gradazione verticale diretta e/o inversa; a luoghi sono presenti intercalazioni di livelli e lenti sabbiose.

Avvicinandosi al rilievo può notarsi che agli strati sopra descritti, si sostituiscono particolari lingue detritiche, costituite, nella parte a monte, da elementi di dimensioni molto piccole, spigolosi e/o appiattiti e, nella parte a valle, da ciottoli spigolosi più grossolani.

Considerazioni sulla genesi e sull'età dei depositi detritici

Dalle descrizioni fatte appare evidente che i depositi posseggono caratteri diversi fra loro e ciò, ovviamente, in relazione alle cause ed alle modalità, che hanno portato alla loro deposizione.



Fig. 6 - Un aspetto delle breccie calcaree appartenenti al Termine II affiorante alla base del versante orientale del M. Raparo.

Questa diversità si riscontra spesso nell'ambito di una stessa sequenza, che pertanto può essere suddivisa in più parti. Qui di seguito si espongono alcune considerazioni sui depositi descritti, a cominciare da quelli stratigraficamente più bassi.

I) Il termine «A» (osservabile alla base dei versanti del M. La Spina-M. Zaccana), il deposito «a» (affiorante ai piedi del M. Alpi), nonché la parte superiore («II») del deposito detritico affiorante alla base del M. Raparo⁽⁶⁾ posseggono, nel complesso, caratteri sedimentari abbastanza simili fra loro.

Alcuni di questi caratteri, quali, ad esempio, la forma spesso lenticolare degli strati, l'intercalazione di lenti sabbiose, la gradazione verticale degli elementi, osservabile in alcuni strati, e la presenza di elementi di notevoli dimensioni, fanno ritenere che

⁽⁶⁾ La parte inferiore dello stesso deposito («I»), come hanno notato BOENZI e CIARANFI (1982), è costituita da materiale crollato dal sovrastante versante, che doveva essere intensamente fratturato: il crollo può essere stato provocato da scosse sismiche. In particolare il termine possiede i caratteri delle cosiddette «megabrecce» o «brecce di faglia» (DEMANGEOT 1965; DEMANGEOT 1973).

possa trattarsi di sedimenti trasportati da acque di ruscellamento con flussi di piena particolarmente violenti.

Circa le cause che hanno provocato la produzione degli elementi, che costituiscono i depositi in questione, la forma dei clasti, prevalentemente spigolosa, fa pensare al crioclastismo o a crolli legati direttamente o indirettamente a fatti tettonici. In altri termini, gli elementi detritici, prodottisi a seguito di fenomeni di gelifrazione o di crolli provocati, in alcuni casi, da sismi, si sarebbero accumulati alla base dei versanti e successivamente sarebbero stati trasportati dalle acque, producendo dei *glacis* di accumulo.

Per quanto concerne l'azione del crioclastismo, va notato che, almeno per l'affioramento del M. Raparo, gli strati di breccie, costituenti la parte superiore del sedimento, passano verso monte a depositi detritici in forma di colate che sembrano indicare un ambiente «periglaciale».

Per quel che riguarda il ruolo della tettonica, durante e dopo la sedimentazione, va rilevato che a luoghi esistono indizi, di cui si farà cenno, di movimenti tettonici, verificatisi mentre si depositavano questi sedimenti.

Deposit, abbastanza simili a quelli osservati nell'area studiata, sono stati riconosciuti alla base di molti rilievi calcarei della Grecia, da B. BOUSQUET (1976) e da PÉCHOUX (1974).

Per B. BOUSQUET, che ha condotto osservazioni sui rilievi dell'Epiro, le breccie stratificate e cementate, che ivi affiorano, sono soprattutto il risultato di processi di gelifrazione seguiti da ruscellamento e deposito. Comunque, secondo l'autore, non sono da trascurare tra le cause prime anche quella sismica, specie per l'origine dei blocchi più grossi.

Per PÉCHOUX, che ha studiato la Grecia centrale, «les lits les plus fins pourraient être assimilés à des groizes morphoclimatiques, les lits les plus grossiers exprimant les effets de la séismoclastie».

Lo stesso problema sorge quindi per i depositi osservati nella zona esaminata, dal momento che, come si è accennato, anche in questi si notano letti costituiti da elementi di piccole e/o medie dimensioni, alternati a letti grossolani.

In alcuni casi, specie quando i letti sono ben distinti, potrebbe esser presa in considerazione l'ipotesi proposta da PÉCHOUX, anche se tuttavia sembra difficile generalizzarla, date le complesse vicende climatiche e tettoniche che la regione ha attraversato.

II) Il termine «B» dell'affioramento settentrionale di M. La Spina-M. Zaccana, nonché l'analogo deposito, affiorante alla base del versante meridionale dello stesso rilievo, posseggono alcuni caratteri, quali, ad esempio, la forma lenticolare dei depositi e, a luoghi, l'embriciatura degli elementi, che fanno pensare ad un trasporto da parte di acque; a conferma di ciò, va ricordato che, nel deposito affiorante alla base del versante meridionale, si nota qualche lente costituita da ciottoli grossolani subarrotondati che denota l'azione delle acque.

Comunque il sedimento è costituito da elementi di medie e piccole dimensioni, per la maggior parte spigolosi e/o appiattiti, il che suggerisce una loro origine prevalentemente crioclastica.

A questo proposito, va ricordato che questi depositi formano dei *glacis*, che, come è noto, nei paesi nord-mediterranei sono forme, che si sono prodotte soprattutto in condizioni climatiche più fredde di quelle di oggi.

III) Il termine «c» del M. Alpi, nonché alcuni sedimenti di tipo «C» del M. La Spina-M. Zaccana, per l'assetto degli elementi che li costituiscono e per la loro configurazione, rappresentano sotto ogni aspetto delle colate. In proposito, di particolare interesse è il deposito del M. Alpi; esso forma una serie di archi concentrici, con la convessità rivolta verso valle. La colata, che fra l'altro poggia sopra un pendio debolmente inclinato, è il risultato di un lento movimento da parte di detriti, che originariamente erano posti ai piedi del versante. Il movimento potrebbe, fra l'altro, essere messo in relazione con processi di interazione fra l'acqua allo stato liquido e/o solido e gli elementi detritici, il che naturalmente presuppone condizioni climatiche più fredde di quelle attuali.

Come pure si è accennato nella descrizione, l'accumulo detritico affiorante sul versante occidentale del M. Sirino, è costituito da due colate sovrapposte. Quella stratigraficamente più bassa è abbastanza simile a quella descritta per il M. Alpi; infatti forma una serie di lobi che stanno ad indicare che il materiale detritico, ha subito, successivamente, dei lenti movimenti verso il basso, favoriti probabilmente, fra l'altro, dalla fusione di neve (7).

(7) Questo deposito, a sua volta, poggia su un accumulo detritico più vecchio, costituito, in prevalenza, da scisti silicei. Secondo alcuni autori (GUERRICCHIO e MELIDORO 1981) si tratterebbe di un corpo di frana sul quale si è prodotta una depressione di contropendenza, che attualmente ospita il Lago Sirino.

Comunque le colate detritiche del M. Sirino rappresentano accumuli di frane da scorrimento traslazionale prodottesi in tempi differenti (BOENZI e CHERUBINI 1983).

Le falde detritiche stratificate, osservabili su alcuni tratti dei versanti del M. Sirino e del M. Alpi, possono, per i loro caratteri sedimentari, essere assimilate agli *éboulis ordonnés*.

La datazione dei sedimenti descritti è molto difficile, soprattutto per mancanza di elementi paleontologici e/o archeologico-preistorici, che possano fornire indicazioni in tal senso.

Secondo BOUSQUET e GUEREMY (1968, 1969) e BOUSQUET (1973), le breccie a cemento rosso sarebbero di età «günziana» o «mindeliana», quelle a cemento grigio «rissiane» ed infine gli accumuli detritici sciolti, che, a luoghi, hanno l'aspetto degli *éboulis ordonnés*, apparterrebbero al «Würm».

Tali indicazioni cronologiche, come verrà specificato in seguito, vengono dedotte da alcune considerazioni stratigrafiche nonché dal grado di cementazione di questi depositi.

BOENZI e PENNETTA (1982), descrivendo i depositi detritici affioranti alla base del versante occidentale del M. Alpi, fanno riferimento alla cronologia proposta dagli autori francesi.

Pur riconoscendo che i sedimenti detritici si sono prodotti essenzialmente nel corso di periodi freddi pleistocenici, sembra difficile datarli, facendo riferimento alla tradizionale suddivisione dei periodi glaciali quaternari, utilizzata per le Alpi. Ciò prima di tutto perché, come si è detto, non si hanno elementi di datazione precisi e poi perché, come già è stato fatto rilevare (AMBROSETTI e CARRARO 1980), la suddivisione stessa può avere solamente significato locale.

Pertanto, sembra prudente basarsi su una datazione più generica, ma forse più consona alle attuali conoscenze ed ipotesi, che sembrano consentire una generalizzata suddivisione del Pleistocene nei soli termini inferiore, medio e superiore (RICHMOND 1982).

I dati, attualmente utilizzabili per tentare una datazione, sono i seguenti:

1) Le breccie, affioranti alla base del versante orientale del M. Raparo (termini «I» e «II»), passano lateralmente, verso E, alle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta».

BOUSQUET e GUEREMY (1968) riferiscono questa formazione al Calabriano e quindi hanno indicato come «günziane» le eteropiche breccie.

BOENZI e CIARANFI (1982), come si è detto, sulla base di considerazioni stratigrafiche, sono dell'opinione che le «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta» possano essere attribuiti al Pleistocene medio e di conseguenza le brecce, che sono in parte di origine crioclastica, apparterrebbero ad un periodo freddo mediopleistoceno.

Anche altre considerazioni di carattere generale concordano con la datazione proposta dai menzionati autori: secondo FRAKES (1979), i depositi riferibili alla «fasi» fredde del Pleistocene medio, ed, in particolare, quelli riferibili al «Mindel» sono in tutta Europa, compresa l'area mediterranea, molto estesi ed indicano un periodo di freddo molto intenso. Per quanto concerne le regioni mediterranee, le ricerche condotte in Grecia (B. BOUSQUET 1975, B. BOUSQUET et al. 1976) e in Marocco (BEAUDET et al. 1967) hanno messo in evidenza che il «Mindel» dovette essere caratterizzato da un clima più rude del precedente periodo freddo e tale quindi da permettere la produzione di una notevole quantità di detriti crioclastici⁽⁸⁾.

I termini «A» ad «a», affioranti alla base della dorsale M. Pa Spina-M. Zaccana e del M. Alpi, assimilabili come si è detto, al deposito detritico per il M. Raparo, possono, quindi, ragionevolmente, essere riferiti al menzionato periodo.

2) I depositi detritici, costituenti il termine «B», affiorante alla base dei versanti settentrionale e meridionale della dorsale M. La Spina-M. Zaccana, come già osservato da VEZZANI (1967c) e da BOUSQUET e GUEREMY (1968), passano lateralmente a sedimenti marnoso-siltosi, costituenti la parte alta della serie lacustre affiorante nel Bacino del Mercure. Questa serie, per il complesso dei reperti floristici e faunistici, secondo VEZZANI (1967c), si sarebbe sedimentata in un intervallo di tempo successivo al «Mindel» e precedente al «Würm». Basandosi su queste indicazioni cronologiche, considerando l'origine prevalentemente crioclastica degli elementi e tenendo conto della posizione stratigrafica del deposito, i

⁽⁸⁾ Fra l'altro, anche se una parte di questi detriti crioclastici dovesse essere più antica e quindi del Pleistocene inferiore, esiste una oggettiva difficoltà di distinguerla da quella più recente del Pleistocene medio.

Questo problema, che si è presentato a BLANC (1957) per il Lazio e a DEMANGEOT (1965) per gli Abruzzi, è comune a molte delle aree mediterranee sopra menzionate.

menzionati autori francesi sono dell'opinione che la formazione «B» possa essere riferita al «Riss».

Al momento attuale l'unica cosa, che chi scrive si sente di affermare, è che si tratta di depositi di prevalente origine crioclastica, che, in linea di massima, possono provvisoriamente essere riferiti ad un periodo freddo del Pleistocene medio-superiore.

3) I sedimenti tipo «C», presenti alla base del M. La Spina-M. Zaccana, il deposito «c», osservabile alla base occidentale del M. Alpi, nonché la colata detritica stratigraficamente più bassa, affiorante sul versante W del M. Sirino, per la loro posizione stratigrafica, per il loro stato di conservazione, e per alcuni caratteri sedimentologici e morfologici, possono essersi depositi nel corso dell'ultimo periodo freddo quaternario. A questo periodo potrebbero essere riferiti anche gli accumuli tipo *éboulis ordonnés*, osservati sul M. Sirino e su alcuni tratti di versante del M. Alpi.

5) I caratteri geomorfologici e gli indizi di neotettonica

Le forme del rilievo sono il risultato di fatti climatici e tettonici, prodottisi soprattutto durante il Pleistocene. Questi due fattori hanno, nel tempo e nello spazio, agito entrambi e, quindi, le azioni dell'uno, di volta in volta, hanno interferito con quelle dell'altro, modificando gli effetti.

Comunque, a luoghi, si sono riconosciute le tracce degli effetti dell'uno o dell'altro fattore, il che ha permesso di avere un'idea della successione degli eventi climatici e tettonici, che hanno interessato la regione nel corso del Quaternario.

Come si è accennato, l'area comprende il tratto inferiore dell'Appennino lucano, ad W, e la parte occidentale del «Bacino di S. Arcangelo», ad E.

La zona appenninica è caratterizzata dalla presenza di elevati massicci isolati, fra i quali si debbono menzionare: il M. Sirino (2005 m), il M. Alpi (1900 m), il M. La Spina (1652 m) ed il M. Zaccana (1580 m). Questi ultimi due rilievi costituiscono una dorsale che si allunga da W ad E.

I menzionati massicci emergono, con sbalzi di centinaia di metri, da un'area meno elevata, costituita da rilievi posti in media sui 1100-1200 metri di quota, sulle cui parti sommitali, a luoghi, sono distinguibili lembi più o meno estesi di una «superficie di

erosione» subpianeggiante, modellata in terreni fliscioidi, appartenenti soprattutto al «Flysch galestrino», nonché alle Unità «Frido» e «Silentine».

Questa superficie, oggi profondamente incisa dai corsi d'acqua, rappresenta un livello estesamente identificabile e di primario interesse morfologico.

Il «Bacino di S. Arcangelo» è caratterizzato da una serie di rilievi tabulari, allungati soprattutto da W ad E; la superficie sommitale di questi rilievi, ubicata sui 900-1000 metri s.l.m. si sviluppa sulle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta», che, come si è accennato, chiudono la serie plio-pleistocenica del menzionato bacino.

I corsi d'acqua hanno, nel complesso, un andamento rettilineo ed il più importante di questi è il F. Sinni; esso, nel tratto a monte, ha direzione N-S, poi devia bruscamente verso E.

I RILIEVI DELLA ZONA APPENNINICA

Il M. Sirino

I versanti ed i ripiani

Il rilievo ha, nel complesso, la forma di una estesa cupola, con versanti da mediamente a fortemente inclinati.

Il versante occidentale, in particolare, nel settore compreso tra la Valle del Chiotto a N e Costa del Capraro a S, può essere suddiviso, dal basso in alto, in due tratti: quello superiore ha una pendenza media di 30°-35°; vi affiorano «Calcari con selce» e «Scisti silicei» in strati complessivamente immersi a W, con un'inclinazione di 35°-40°. Il tratto inferiore corrisponde a una superficie di strato degli «Scisti silicei» e presenta, ovviamente, una inclinazione, pari a quella degli strati stessi, vale a dire 35°-40°.

Alla base del versante, in genere, si estende, fra i 900 e i 1000 metri di quota circa, una superficie inclinata verso E e modellata nel «Flysch galestrino».

Questa situazione morfologica è da mettersi in relazione con fenomeni di erosione selettiva, nel senso che le azioni erosive hanno operato più facilmente nella parte bassa e alla base del versante, costituite entrambe da «Flysch galestrino». Questi sedimenti sono stati gradualmente asportati ed è apparsa la superficie di strato degli «Scisti silicei» sui quali poggiava il menzionato

«Flysch galestrino»; a luoghi la superficie di strato può corrispondere ad una superficie di frana da scivolamento.

Il versante orientale del rilievo, in particolare nel settore compreso tra Valle Argentata a N e Vallone Niella a S, ha una pendenza dell'ordine di 30° - 35° ; vi affiorano soprattutto «Calcari con selce», in strati inclinati a W; questi, come si è osservato, costituiscono il nucleo di una anticlinale coricata verso E.

Un particolare morfologico di notevole interesse è rappresentato dalla presenza sui fianchi del rilievo di lembi di ripiani di erosione, disposti a varie quote.

Sul versante occidentale, alcuni di questi si osservano sui

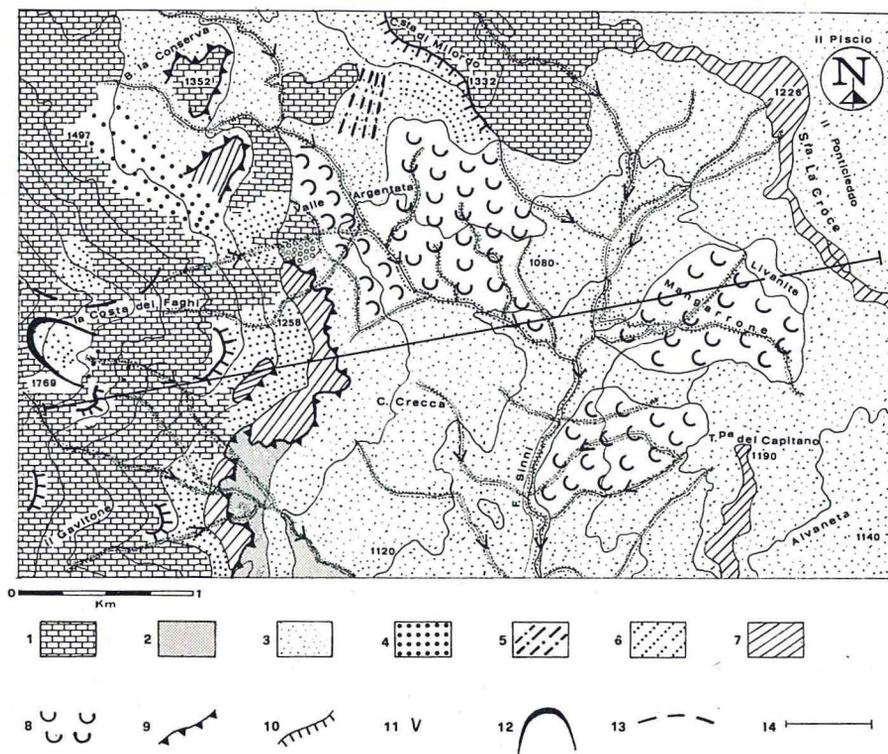


Fig. 7 - Carta geomorfologica schematica del versante orientale del M. Sirino. 1) «Calcari con selce» (Trias); 2) «Scisti silicei» (Giurassico); 3) Flysch galestrino (Cretaceo); 4) Depositi glaciali (Pleistocene superiore); 5) Falde detritiche stratificate (Pleistocene medio-superiore o Pleistocene superiore); 6) Detriti di falda (Olocene); 7) Lembi di ripiani di erosione; 8) Principali frane; 9) Orli di scarpate di degradazione; 11) Vallecole a V; 12) Orli di circhi glaciali; 13) Orli di circhi glaciali mal conservati; 14) traccia di sezione.

1200 e sui 1300 metri di quota, in località Bramafarina. Un altro lembo di ripiano, poco esteso e posto a quota 1200, si nota, sia pure non bene, a N di Madonna del Brusco. Quivi il ripiano separa i due tratti del versante, che hanno, come si è accennato, acclività diversa.

Sul versante orientale (fig. 7), lembi di ripiani si notano all'incirca sulle quote precedentemente indicate; quelli posti sui 1200 metri s.l.m. sono osservabili immediatamente a S di Valle Argentata (fig. 8) e si estendono per alcune centinaia di metri.



Fig. 8 - Ripiani modellati alla base del versante orientale del M. Sirino.

A segnalare per primi la presenza di queste forme sul M. Sirino furono DE LORENZO e DAINELLI (1923); questi autori ipotizzarono che le forme stesse potevano essere di età pliocenica, tuttavia non dettero alcuna interpretazione genetica.

A questo proposito potrebbe essere presa in considerazione l'ipotesi che i ripiani rappresentino i lembi di superfici di erosione connesse a processi di spianamento delle aree periferiche del rilievo, seguiti da sollevamenti dello stesso: in altri termini essi

rappresenterebbero specie di *Piedmonttreppen*, intesi, naturalmente, nel senso più largo del termine.

A tale proposito sembra interessante notare che i ripiani posti sui 1200 metri di quota sul versante orientale del rilievo (fig. 9) si collegano abbastanza bene con la «superficie di erosione» modellata nei sedimenti di flysch, della quale si è fatto cenno e di cui si parlerà più diffusamente in seguito.

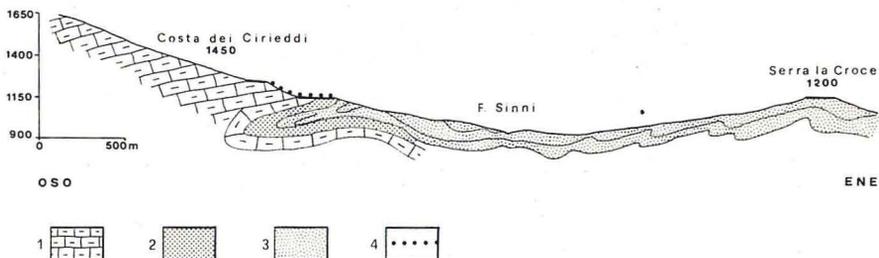


Fig. 9 - Sezione geologica schematica del versante orientale del M. Sirino (traccia della sezione nella fig. 7): 1) «Calcari con selce» (Trias); 2) «Scisti silicei» (Giurassico); 3) «Flysch galestrino» (Cretaceo); 4) Detriti di falda (Olocene).

In definitiva, i ripiani, ubicati sulla menzionata quota, non sarebbero altro che la prosecuzione di questa superficie, che avrebbe inciso la base del rilievo.

Le incisioni

Una serie di incisioni, alcune delle quali si sono impostate lungo linee di frattura, solca i fianchi del M. Sirino. Sui versanti orientale e sudorientale del massiccio, le valli più lunghe e più profonde sono il Vallone S. Maria ed il Vallone Niella; sul versante occidentale la Valle del Chiotto.

Per quanto riguarda l'età di queste incisioni, DE LORENZO e DAINELLI (1923) e BOENZI e PALMENTOLA (1972) sono dell'opinione che queste dovessero esistere prima dell'ultimo periodo glaciale. Questa idea deriva dal fatto che la parte alta del Vallone Niella è stata colmata da depositi glaciali riferibili quanto meno all'ultima espansione glaciale. Questi depositi sono stati a loro volta incisi e l'incisione ha raggiunto il substrato roccioso, approfondendosi in questo.

La Valle del Chiotto (fig. 10) merita una descrizione più particolareggiata: la valle corrisponde ad una depressione di origine tettonica, delimitata da due faglie ad andamento NNE-SSW. Sul

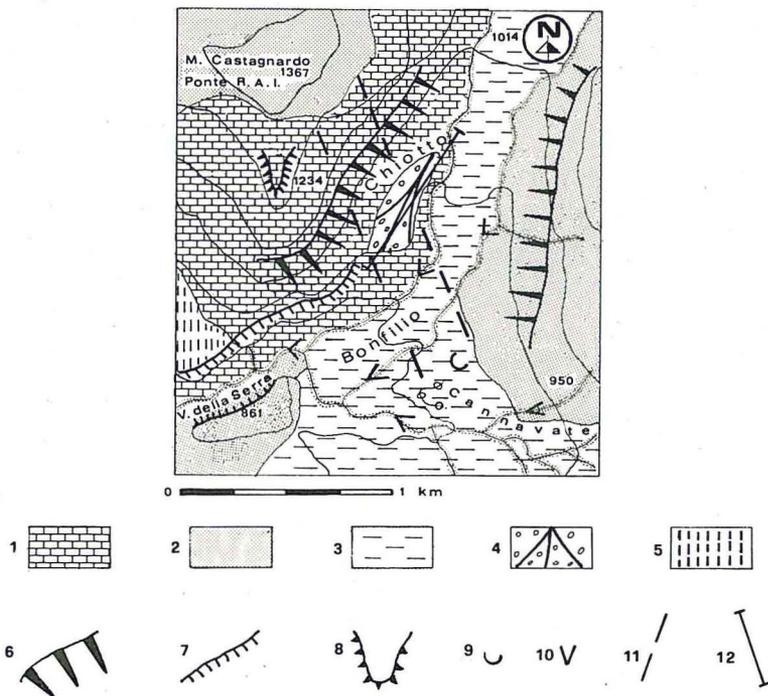


Fig. 10 - Schizzo geomorfologico della Valle del Chiotto. 1) «Calcari con selce» (Trias); 2) «Scisti silicei» (Giurassico); 3) «Flysch galestrino» (Cretaceo); 4) Sabbie e conglomerati costituenti un conoide (Pleistocene superiore?); 5) Detriti di falda in sottili letti (Pleistocene s.l.); 6) Scarpate di origine tettonica; 7) Ripe di erosione fluviale; 8) Orli di scarpate di degradazione; 9) Soliflusso generalizzato; 10) Vallecole a V; 11) Faglie probabili; 12) Traccia di sezione.

fianco destro della valle, alla base del versante orientale del M. Castagnareto, si nota un terrazzo (fig. 11) ben conservato, posto sui 920 metri s.l.m., delimitato verso S da una ripida scarpata di molto probabile origine tettonica e corrispondente, probabilmente, ad una faglia a direzione NNW-SSE. Nella parte inferiore del corpo terrazzato affiorano «Calcari con selce», in quella superiore sedimenti detritici, il cui spessore è dell'ordine di 13-20 metri (fig. 12).



Fig. 11 - Il terrazzo della Valle del Chiotto visto da NE.

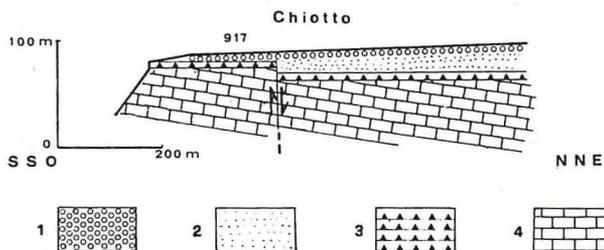


Fig. 12 - Sezione geologica schematica del terrazzo della Valle del Chiotto (traccia della sezione nella fig. 10). 1) Conglomerati (Pleistocene superiore?); 2) Sabbie (Pleistocene superiore?); 3) Breccie calcaree cementate (Pleistocene medio?); 4) «calcarei con selce» (Trias).

Questi depositi sono rappresentati, dal basso in alto, da due termini: quello inferiore è costituito da breccie ben cementate ed, a luoghi, arrossate; quello superiore può, invece, suddividersi in due parti.

La parte stratigraficamente più bassa è costituita da sabbie e limi disposti in letti suborizzontali, fra i quali si intercalano sottili lenti ciottolose ad elementi di piccole dimensioni; quella supe-

riore è rappresentata da conglomerati ad elementi, poco elaborati, di medie e grosse dimensioni (qualcuno superiore a 50 cm³).

Le breccie, in base ai caratteri sedimentari, potrebbero essere di origine, prevalentemente, crioclastica. La parte bassa del termine superiore sembra rappresentare, invece, un sedimento fluvio-lacustre, mentre, i conglomerati, appartenenti alla parte alta dello stesso termine, costituiscono un conoide di deiezione, come, fra l'altro, si deduce dalla tipica forma a ventaglio del deposito.

Circa l'età di questi sedimenti, non si hanno elementi in proposito; a scopo indicativo, si può ipotizzare che le breccie cementate, per analogia con depositi simili, possano appartenere ad una fase fredda del Pleistocene medio e, di conseguenza, il termine superiore potrebbe essere riferito al Pleistocene medio-superiore, ma non è escluso, dato lo stato di conservazione dei sedimenti, che possa addirittura essere più recente.

La sezione descritta si osserva nella parte a monte del terrazzo. Procedendo verso valle, appare un'altra sezione interessante. In essa si nota, infatti, che le breccie sono state dislocate da una faglia, di modesto rigetto, diretta da NNW a SSE e pertanto si trovano alcuni metri più in alto di quelle affioranti nella parte a monte (fig. 12).

Le breccie sono coperte dai conglomerati, dello spessore di qualche metro, appartenenti al conoide, che, come si è detto, costituisce la parte alta della sezione di monte.

L'esame delle due sezioni, nonché dell'intero terrazzo, induce a pensare che, dopo la deposizione delle breccie, in questa parte della Valle del Chiotto, due faglie ad andamento NNW-SSE, di cui una corrisponde alla scarpata, che limita a S il terrazzo, hanno prodotto una soglia, a monte della quale, durante il Pleistocene medio-superiore o anche il Pleistocene superiore, si è formata una piccola depressione, che, gradualmente, è stata colmata. Successivamente, la soglia e i sedimenti detritici, depositatisi nella depressione, sono stati incisi e terrazzati dal corso d'acqua. L'incisione, che ha una profondità di 20-30 metri, ha raggiunto il substrato roccioso.

Le tracce glaciali

Sul M. Sirino le forme glaciali sono evidenti e diffuse; esse sono state descritte e studiate da DE LORENZO e DAINELLI (1923) e, più recentemente, da BOENZI e PALMENTOLA (1972).

Le forme, ritenute dagli autori citati di età «würmiana» per il loro stato di conservazione, sono rappresentate da numerosi circhi e da archi morenici.

I circhi sono ampi e ben conservati, si estendono, mediamente, tra i 1800 e i 1900 metri di quota, come già rilevato da BOENZI e PALMENTOLA (1972) e si sono prodotti in seguito al modellamento di testate di valli preesistenti, ad opera di masse glaciali.

Il circo di Spalla d'Imperatrice e quello della conca del Lago Remmo, scavati sul versante settentrionale del rilievo, sono da considerarsi per i menzionati autori circhi di monte, che non hanno alcun rapporto con valli preesistenti. Il notevole grado di evoluzione, raggiunto da questi due ultimi circhi, e in particolare da quello del Lago Remmo, ha fatto pensare (BOENZI e PALMENTOLA 1972) che queste forme potessero, forse, essere già state in parte modellate nel corso di glaciazioni precedenti quella «würmiana» e poi rielaborate da ghiacciai del «Würm».

I depositi glaciali sono rappresentati da ciottoli, in gran prevalenza levigati e striati, caoticamente immersi in un limo grigio. Gli accumuli morenici meglio conservati sono quelli affioranti sul versante settentrionale del rilievo e nella parte alta del Vallone Niella, sul versante sud-orientale.

I depositi glaciali formano cordoni e piccoli archi posti su tre quote differenti, che corrispondono ad altrettante fasi stadiali.

Sul versante settentrionale le morene sono poste, in media, rispettivamente, sulle quote 1300, 1440 e 1550; su quello orientale sui 1300, 1400 e 1460 metri s.l.m. e su quello meridionale sui 1480, 1700 e 1800.

Tenendo conto di queste quote, BOENZI e PALMENTOLA (1972) hanno calcolato che, nel corso della fase di massima espansione dell'ultima glaciazione, il limite nivale doveva essere mediamente situato sui 1700-1650 metri di quota, non tenendo conto dell'entità dei movimenti verticali nel Postglaciale⁽⁹⁾.

(9) Recentemente FEDERICI (1979) ha ipotizzato che la fase di massima espansione dei ghiacciai würmiani nell'Appennino centrale sia avvenuta durante il Würm III (fra i 21.000 e i 18.000 anni fa); dopo sarebbe cominciato il graduale ritiro dei ghiacciai, caratterizzato da tre fasi stadiali. Nel corso della fase di massima espansione del Würm III, secondo l'autore citato, il limite nivale andrebbe posto, in media sui 1750 metri di quota, con valori più bassi verso il M. Tirreno.

Per quanto riguarda il M. Sirino, la quota raggiunta dal limite nivale durante la fase di massima espansione (1650-1700 metri) e la presenza di depositi glaciali

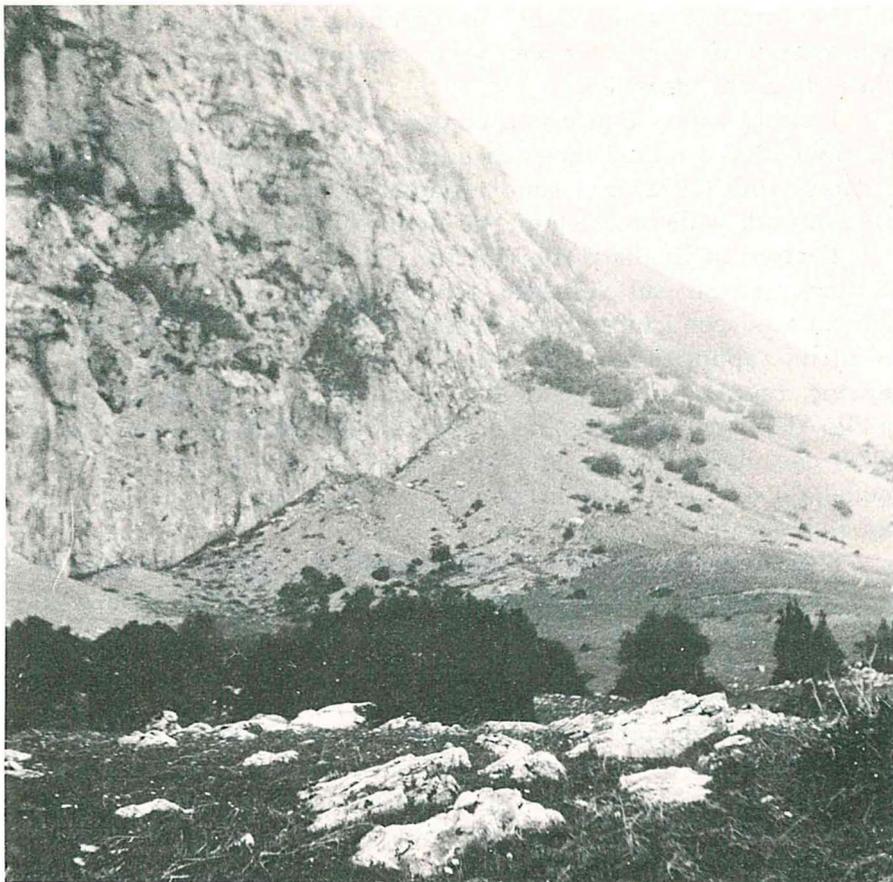


Fig. 13 - Un aspetto del versante settentrionale del M. Alpi; si può osservare il tratto inferiore del versante, corrispondente ad un piano di faglia, coperto da detriti recenti ed attuali.

Il M. Alpi

I versanti

Nel complesso, il massiccio è modellato in due monoclini immerse ad E e convergenti verso N. I versanti del rilievo sono

testimonianti tre successive fasi stadiali farebbero pensare, in accordo con FEDERICI (1979), che la fase di massima espansione sul detto rilievo possa corrispondere al periodo indicato dal menzionato autore.

piuttosto acclivi; quello che lo delimita ad occidente è il più ripido ed è rappresentato da un'alta e ripida scarpata, con dislivello decrescente da N a S. Il settore settentrionale della scarpata è, infatti, alto circa 800 metri, quello intermedio 500-400 e quello meridionale 200. Il tratto inferiore del versante è rappresentato da una superficie verticale, alta circa 10 metri, che corrisponde ad un piano di faglia; il tratto superiore ha un'inclinazione di 40°-45° (fig. 13).

Secondo BOUSQUET (1973), l'intera scarpata, compreso il tratto coincidente con il piano di faglia, corrisponderebbe ad una forma esumata per asportazione graduale, ad opera dell'erosione, dei terreni flisciodidi, che originariamente si sarebbero estesi verso W con distribuzione altimetrica confrontabile con quella dei calcari.

BOENZI e PENNETTA (1982), che hanno condotto osservazioni geomorfologiche sul rilievo, in linea generale sono d'accordo con l'opinione degli autori francesi; tuttavia, non escludono la possibilità che la scarpata di linea di faglia possa essere stata «ringiovanita» nel corso del Pleistocene, per una ripresa del movimento.

Le nuove indagini, condotte in occasione del presente lavoro,

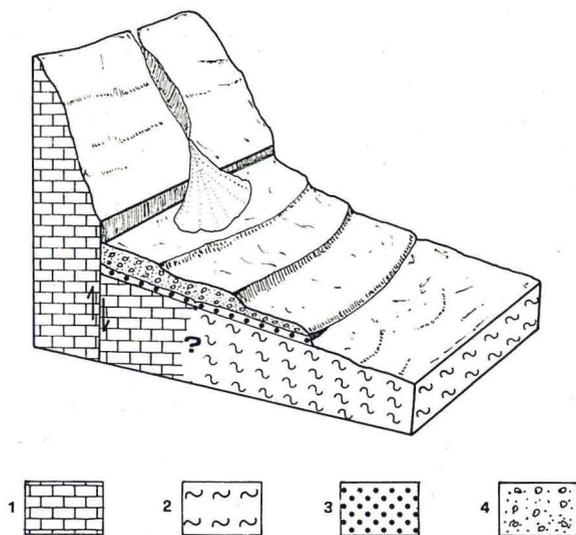


Fig. 14 - Stereogramma schematico del versante occidentale del M. Alpi (settore settentrionale). 1) Calcari e calcari dolomitici (Giurassico); 2) Flysch in prevalenza argilloso-marnoso (Cretaceo-Eocene); 3) Breccie calcaree cementate appartenenti al termine «a» (Pleistocene medio?); 4) Detriti calcarei sciolti appartenenti al termine «c» e costituenti una colata (Pleistocene superiore).

hanno messo in evidenza che l'evoluzione del versante risulta più complicata di quanto possa apparire a prima vista; i dati più significativi, che hanno permesso di avere indicazioni sull'evoluzione dello stesso, sono i seguenti (fig. 14):

1) il versante non appare «regolarizzato»;

2) le breccie costituenti il termine «a» riferibile, probabilmente, ad una «fase» fredda del Pleistocene medio, a luoghi (ad es. in località Solarino), vengono a diretto contatto con il tratto inferiore della scarpata, rappresentato da un piano di faglia;

3) a N della menzionata località Solarino, le stesse breccie sono inclinate ad E e quindi immergono verso la scarpata⁽¹⁰⁾;

4) in località Frusci e Piede d'Alpi, alla base del settore settentrionale del versante, gli accumuli detritici costituenti il termine «c», riferibile, come si è detto, ad una estesa colata prodottasi nell'ultimo periodo freddo, vengono bruscamente a contatto con il piano di faglia;

5) in questo stesso luogo i depositi detritici pleistocenici, sopra menzionati, poggiano, nella parte a monte, sopra sedimenti calcarei, come hanno rilevato le indagini geoelettriche.

Da quanto esposto, possono farsi le seguenti considerazioni: prima di tutto è evidente che la parte alta della scarpata doveva già esistere nel Pleistocene medio, dal momento che alla sua base affiorano breccie riferibili, probabilmente, a questo intervallo di tempo.

In questo periodo si sarebbe avuta una ripresa del movimento della faglia stessa, per cui le breccie mediopleistoceniche furono sensibilmente dislocate.

Infine, non si può escludere che una rimobilitazione della faglia poté verificarsi nel corso del Pleistocene superiore, come indicherebbe il brusco accostamento dei depositi detritici (termine «c»), appartenenti a questo periodo al piano di faglia⁽¹¹⁾.

⁽¹⁰⁾ Nel settore settentrionale del versante lembi poco estesi di breccie, riferibili probabilmente al termine «a», affiorano anche in corrispondenza del tratto alto del versante stesso. Queste breccie sono dunque separate da quelle osservabili alla base della scarpata dal tratto basso della stessa, che, come si è detto corrisponde ad un piano di faglia.

⁽¹¹⁾ Su questi sedimenti del Pleistocene superiore poggiano detriti attuali e recenti, costituenti dei con, che hanno coperto il tratto inferiore della scarpata.

In conclusione, sembra potersi dedurre che, dal Pleistocene medio al Pleistocene superiore, la faglia abbia attraversato diversi momenti di attività. Di conseguenza, il versante, che rappresenta l'espressione morfologica della faglia, essendo stato modellato su una massa rocciosa in continuo sollevamento ed essendo stato perciò sottoposto a continuo rimodellamento, non ha assunto l'aspetto «regolarizzato» di altri versanti (es. M. La Spina, M. Raparo).

A questo punto, sembra opportuno rilevare, che, a luoghi, in località «Piede d'Alpi», sul termine «c» riferibile al Pleistocene superiore, poggia un deposito costituito da blocchi calcarei di notevoli dimensioni, crollati dalla parte alta del versante; il crollo può essere, forse, messo in relazione con eventi sismici relativamente recenti.

Da uno studio di MAGRI e MOLIN (1979) sui terremoti verificatisi in Italia Meridionale dal 1845 al 1861, si rileva che nella zona del M. Alpi, fra il 1857 e il 1859, si ebbero terremoti con intensità del VI grado MCS, il cui epicentro era nelle immediate vicinanze del rilievo; inoltre si ha notizia che, in conseguenza del disastroso terremoto che colpì la Basilicata nel 1857, dal versante occidentale del menzionato rilievo, si staccarono e crollarono verso il basso masse rocciose⁽¹²⁾.

Il versante sud-orientale del M. Alpi è interessato da una profonda incisione, a direzione NNW-SSE, delimitata ad occidente da Tempa Carlone ed a oriente dalla dorsale Serra Croce-Coste le Ghiaie.

Il fianco orientale dell'incisione è più ripido di quello occidentale e corrisponde ad una scarpata subverticale.

Questa situazione è da porsi in relazione con le condizioni strutturali del rilievo, di cui si è fatto cenno nell'inquadramento geologico. Il lato orientale dell'incisione corrisponde alla scarpata di linea di faglia, diretta NNW a SSE, che limita ad occidente il blocco monoclinale Serra Croce-Coste le Ghiaie; il lato occidentale corrisponde invece al versante E, meno inclinato, della monoclinale M. Alpi-Tempa Carlone.

Va notato, come si è accennato, che l'incisione è stata in parte colmata da breccie mediopleistoceniche, riferibili al termine

(12) Non si hanno elementi per dire quali o se tutti i grossi blocchi oggi osservabili alla base del versante siano connessi al menzionato sisma.

«a», le quali, successivamente, sono state coperte da sedimenti detritici sciolti, correlabili al deposito «c», costituente una colata prodottasi, presumibilmente, nell'ultimo periodo glaciale.

I menzionati sedimenti sono stati, in tempi recenti, incisi da un corso d'acqua, che ha raggiunto il substrato formato, in prevalenza, dai terreni marnoso-arenacei miocenici, poggianti in trasgressione sui calcari mesozoici.

Le parti sommitali

Sulle parti più alte del M. Alpi si possono notare alcune forme carsiche e due depressioni circoidi, di origine glaciale (BOENZI e PALMENTOLA 1972).

Le forme carsiche più comuni sono rappresentate da alcune doline e da campi solcati; le doline, pur non essendo diffuse, si osservano, in particolare, a N di M. Teduro, fra i 1700 e i 1600 metri di quota; i campi solcati sono presenti un poco dovunque. Alcune doline hanno contorno perfettamente circolare, un diametro di 40-50 metri ed una profondità di 10 metri circa; altre depressioni carsiche, piuttosto mal conservate, hanno forma più o meno circolare e sono larghe un centinaio di metri.

Per quanto riguarda le forme circoidi, la più caratteristica è quella incisa nella parte alta del versante settentrionale del rilievo, tra M. Alpi e Serra Croce.

Si tratta di una depressione estesa fra le quote 1825 e 1740 a forma di anfiteatro, aperto verso NW, con fondo inclinato verso questa stessa direzione.

Il profilo longitudinale è caratterizzato da una contropendenza con una soglia, a valle della quale è presente una ripida scarpata; per BOENZI e PALMENTOLA (1972), ai quali si rimanda per maggiori dettagli, la forma si sarebbe prodotta nell'ultimo periodo freddo pleistocenico.

M. La Spina-M. Zaccana

Si tratta di una dorsale che si allunga da W ad E, con versanti di inclinazione variabile da settore a settore.

Il versante settentrionale (figg. 15, 16), nel settore occidentale, presenta una inclinazione media di 30-35°; alla base del versante affiorano, come si è accennato, depositi detritici rappresentati, dal basso verso l'alto, dai termini «A», «B» e «C». I depositi apparte-

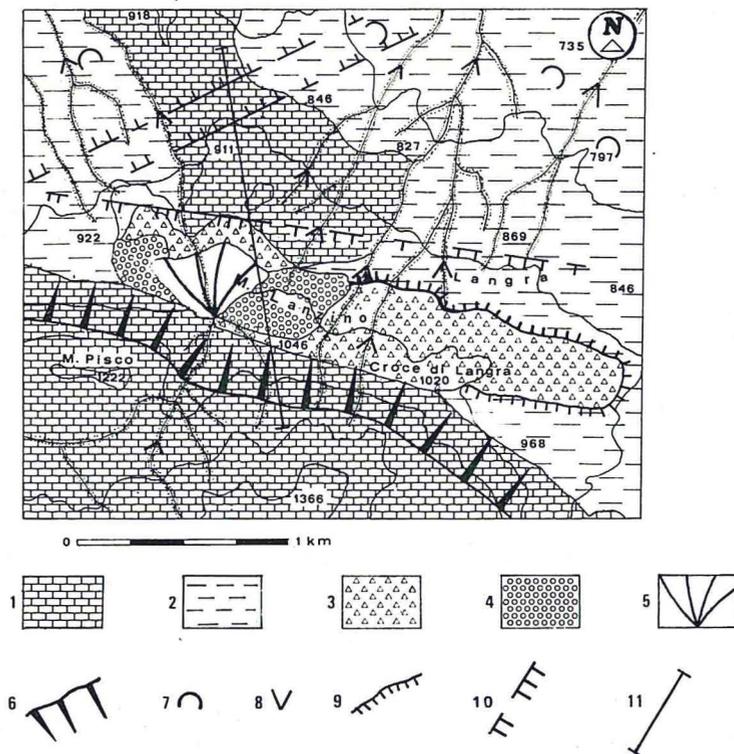


Fig. 15 - Carta geomorfologica schematica del versante settentrionale della dorsale M. La Spina-M. Zaccana. 1) Dolomie e calcari (Triassico-Cretaceo); 2) Flysch in prevalenza argilloso-marnoso (Cretaceo-Eocene); 3) Breccie calcaree cementate (Termine «A») costituenti un *glacis* (Pleistocene medio); 4) Alternanza di sottili letti formati da elementi di piccole dimensioni (Termine «B») costituenti un *glacis* (Pleistocene medio-superiore); 5) Conoide di deiezione (Pleistocene superiore); 6) Scarpate di origine tettonica; 7) Soliflusso generalizzato; 8) Vallecole a V; 9) Orli di scarpata di frana e di degradazione; 10) Faglie (le barbette indicano il tratto abbassato); 11) Traccia di sezione.

nenti al primo termine, in località Langra, costituiscono un *glacis* debolmente inclinato a N e limitato da una scarpata subverticale, che si è prodotta in seguito a successivi crolli.

In superficie, l'affioramento appare carsificato: si notano numerosi *lapiés*, nonché alcune depressioni interpretabili come valli morte o doline di modeste dimensioni. I depositi appartenenti al termine B costituiscono un *glacis*: questo è inclinato verso N, appare inciso e le incisioni sono state riempite di detriti, appartenenti al termine «C».

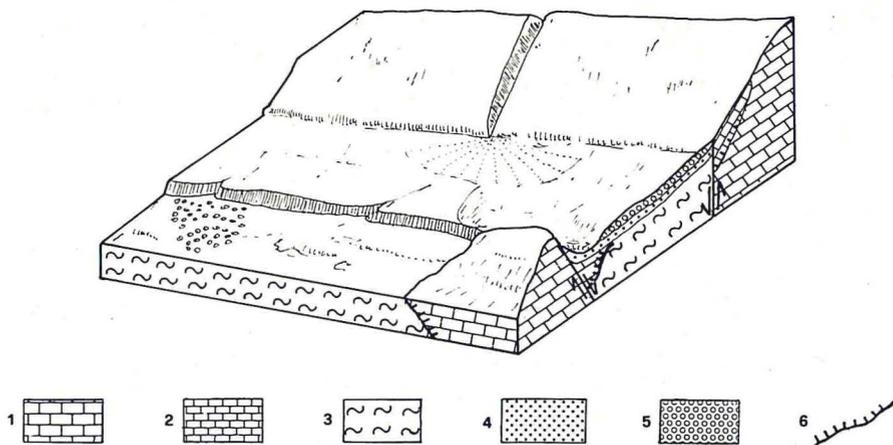


Fig. 16 - Stereogramma schematico del versante settentrionale della dorsale M. La Spina-M. Zaccana. 1) Dolomie e calcari dolomitici (Trias); 2) Calcari (Cretaceo); 3) Flysch prevalentemente argilloso-marnoso (Cretaceo-Eocene); 4) Breccie calcaree cementate costituenti il termine «A» (Pleistocene medio); 5) Detriti calcarei disposti in letti sottili, costituenti il Termine «B» (Pleistocene medio-superiore); 6) Sovrapposizione tettonica.

Il tratto inferiore di questo settore del versante, a luoghi (es. sul fianco sinistro del T. Arena Bianca), è rappresentato da un piano di faglia subverticale, ad andamento WNW-ESE.

In questa località si nota un interessante particolare: presso il piano di faglia gli strati di breccie, costituenti la parte inferiore del deposito «A», sono sensibilmente inclinati (35° - 40° verso N), mentre gli strati, appartenenti alla parte alta dello stesso deposito, lo sono molto meno e poggiano quindi in discordanza su quelli stratigraficamente più bassi (figg. 17, 18).

Sembra quindi evidente che durante la deposizione delle breccie possa essersi prodotta una riattivazione della faglia.

Poco a N del versante esaminato, si estende, tra M. Lanzino a S e Tempa Arena Bianca a N, un piccolo rilievo, posto sui 1000 metri di quota, costituito da dolomie e da calcari dolomitici, intensamente fratturati (fig. 19).

Questa situazione morfologica, secondo BOUSQUET e GUEREMY (1968), si sarebbe prodotta in seguito al movimento di una faglia quaternaria, a direzione WNW e ESE e con piano immerso verso S. La faglia, come hanno notato i menzionati autori, ha sensibilmente dislocato gli strati di breccie del Pleistocene medio, riferibi-



Fig. 17 - Breccie calcaree (Termine A) affioranti alla base del versante settentrionale della dorsale M. La Spina-M. Zaccana. Presso il versante le breccie appaiono dislocate.

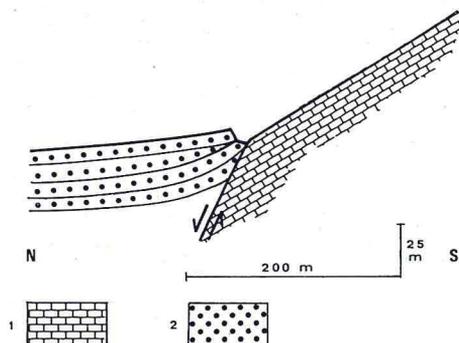


Fig. 18 - Sezione geologica schematica della fig. 17. 1) Calcari; 2) Breccie calcaree (Termine A).

li al termine «A» e ne ha modificato l'originaria immersione verso N. Al contatto con la faglia, infatti, questi sedimenti, oltre ad avere una inclinazione di 40° - 45° , immergono verso S, cioè in senso opposto al versante (fig. 20).

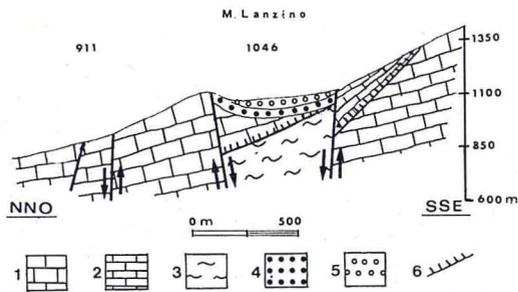


Fig. 19 - Sezione geologica schematica del versante settentrionale della dorsale M. La Spina-M. Zaccana (traccia della sezione nella fig. 15). 1) Dolomie e calcari dolomitici (Trias); 2) Calcari e calcari dolomitici (Cretaceo). 3) Flysch in prevalenza argilloso-marnoso (Cretaceo-Eocene); 4) Breccie calcaree cementate: Termine «A» (Pleistocene medio); 5) Detriti calcarei in sottili letti: Termine «B» (Pleistocene medio superiore); 6) Sovrapposizione tettonica.



Fig. 20 - Breccie calcaree del Pleistocene medio sensibilmente dislocate presso M. Lanzino alla base del versante settentrionale della dorsale M. La Spina-M. Zaccana (v. fig. 19). Gli strati di breccie immergono verso S in direzione del versante.

Lo scrivente è d'accordo con quanto osservato dagli studiosi francesi; tuttavia è dell'opinione che il detto rilievo corrisponda ad un blocco calcareo-dolomitico, poggiante sul flysch, sollevatosi

in relazione a due faglie principali. La prima, meridionale, corrisponde a quella descritta da BOUSQUET e GUEREMY (1968); la seconda, più settentrionale, ha direzione SW-NE ed immerge, con una inclinazione di 60°-70°, verso NW. Quest'ultima faglia è testimoniata da un piano, lungo il quale si notano lembi di breccie medio-pleistoceniche fortemente dislocate.

Il versante meridionale di M. La Spina, in alcuni tratti, può, dall'alto in basso, suddividersi in tre settori. Quello alto è rappresentato da una superficie subverticale corrispondente ad una cornice residuale; quello intermedio, che è il più esteso, ha una inclinazione di 30°-35° ed infine quello basso è rappresentato da una superficie molto inclinata, corrispondente ad un piano di faglia ad andamento NW-SE. Questo piano, tuttavia, non sempre è esposto, dal momento che, nella maggior parte dei casi, è stato coperto da breccie mediopleistoceniche appartenenti al termine «A» e/o da depositi appartenenti al termine «B», riferibili, cronologicamente, al Pleistocene medio-superiore.

A luoghi, lungo il contatto con la faglia, le breccie appartenenti al termine «A» appaiono sensibilmente deformate, la qual cosa indicherebbe che la faglia deve essersi riattivata.

I sedimenti riferibili al deposito «B», come alla base del versante settentrionale dello stesso rilievo, formano un *glacis* di accumulo abbastanza esteso; questo è stato profondamente inciso e l'incisione è stata colmata da altri depositi, costituenti un conoide che GUEREMY (1972) ritiene essere di età «würmiana»; il conoide, comunque, in tempi recenti ed attuali, è stato a sua volta reinciso dal T. Salice.

IL BACINO DI S. ARCANGELO

I bordi del bacino

Entro i limiti dell'area esaminata, il bordo occidentale del bacino corrisponde, nel settore settentrionale, alla dorsale M. Asprello-M. Pallareta ed, in quello meridionale, al versante orientale del M. La Spina. Il bordo meridionale è rappresentato nella parte occidentale dalla dorsale, che separa il bacino in esame dal più meridionale «Bacino del Mercure» e in quella orientale dal M. Caramola.

Cominciando la descrizione morfologica del bordo occidentale, ad E del M. Asprello (esattamente poco a SE di Tempa Cupo-

ne), si nota un lembo, poco esteso, di una superficie modellata in sedimenti del flysch, posto sui 1050 metri di quota, coperto da un sottile spessore di conglomerato a elementi di dimensioni variabili, molti dei quali alterati, immersi in una matrice sabbiosa rossastra.

La superficie è posta 40-50 metri più in alto della superficie sommitale delle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta» che chiudono la serie pliopleistocenica del «Bacino di S. Arcangelo» ed è separata da quest'ultima da una scarpata, costituita da sedimenti fliscioidi. È molto probabile, dunque, che si tratti di una unica superficie, successivamente dislocata da una faglia, diretta all'incirca da N a S e corrispondente alla scarpata.

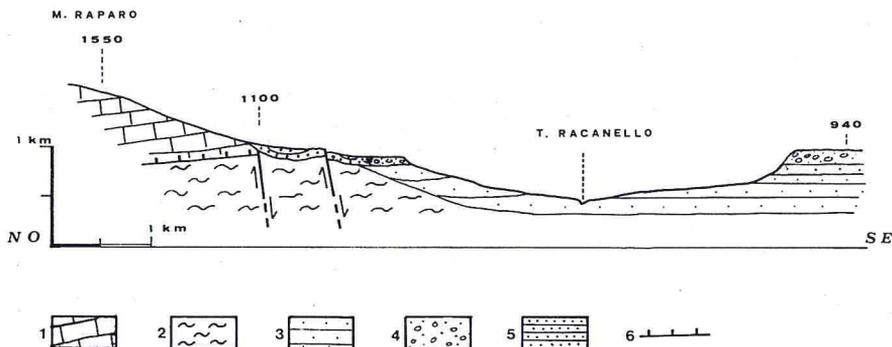


Fig. 21 - Sezione geologica schematica del versante orientale del M. Raparo. 1) Calcarei (Cretaceo); 2) «Scisti silicei» e «Flysch galestrino» (Giurassico-Cretaceo); 3) «Conglomerati di Castronuovo» (Pleistocene inferiore-medio); 4) «Sabbie e conglomerati di Serra Corneta» (Pleistocene medio); 5) Breccie calcaree costituenti i Termini I e II (Pleistocene medio); 6) Sovrascorrimento.

Una analoga situazione (fig. 21) si osserva alla base del versante orientale del M. Raparo, ubicato più a N dell'area studiata. Quivi si nota una superficie debolmente inclinata verso E ed incisa in breccie medio-pleistoceniche, che, come si è detto, passano verso oriente, alle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta». La superficie, posta sui 1100 metri s.l.m., tronca chiaramente una struttura piegata che ha interessato le breccie ed è limitata ad E da una scarpata, corrispondente ad una faglia (BOENZI e CIARANFI 1982). La superficie stessa è più alta di un centinaio di metri di

quella sommitale delle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta», alla quale si raccordava prima che la faglia la dislocasse⁽¹³⁾.

Il bordo meridionale, come si è detto, nel settore occidentale corrisponde alla dorsale, che separa il «Bacino di S. Arcangelo» da quello del Mercure, che, come è noto, è una depressione tettonica (VEZZANI 1967c, BOUSQUET e GUEREMY 1968).

La dorsale, a sommità subpianeggiante, è posta sui 900-1000 metri di quota ed è coperta da lembi di «Conglomerati di Castronuovo» e di «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta»⁽¹⁴⁾.

⁽¹³⁾ Recentemente GHISSETTI e VEZZANI (1981) hanno individuato nell'Appennino meridionale una importante zona di taglio profonda, che in superficie, lungo l'allineamento Civita-M. Raparo, si manifesta con faglie inverse e pieghe.

Lo scrivente è d'accordo con gli autori menzionati; inoltre è dell'opinione, come può notarsi da quanto è stato scritto, che a luoghi, lungo alcuni tratti di questo allineamento, in particolare quelli corrispondenti al bordo occidentale del «Bacino di S. Arcangelo», si sono prodotte anche faglie dirette, che, in alcuni casi, hanno interessato le strutture da compressione. Naturalmente i meccanismi, che hanno portato alla sovrapposizione di queste differenti strutture, vanno spiegati.

⁽¹⁴⁾ Secondo BOUSQUET e GUEREMY (1968), durante il Pliopleistocene, l'area, oggi corrispondente al «Bacino del Mercure», sarebbe stata sede di un golfo comunicante a SW con il mare. Questo golfo era separato dal «Bacino di S. Arcangelo» dalla menzionata dorsale, che era emersa.

Il collegamento fra i due bacini si sarebbe realizzato nel Pleistocene inferiore; di conseguenza, sulla dorsale che li separava e sui depositi marini che si erano in precedenza sedimentati nel «Bacino del Mercure» si depositarono i «Conglomerati di Castronuovo», cui seguirono, via via che l'area emergeva, «Le Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta».

In seguito, un sistema di faglie a direzione prevalente WNW-ESE generò la depressione del Mercure, nella quale, dopo una fase erosiva, che determinò la quasi completa distruzione dei depositi pliopleistocenici, si sedimentarono tra il «Mindel-Riss» ed il «Riss» i terreni lacustri.

L'ipotesi degli studiosi francesi, circa l'esistenza nel «Bacino del Mercure» di un bacino marino pliopleistocenico, si basa soprattutto sul fatto che le indagini condotte dalla GEMINA (1962), per ricerche di lignite, hanno rilevato nei sedimenti lacustri più profondi la presenza di fossili marini rimaneggiati, che sono stati indicati, genericamente, come Globigerine. Tuttavia, a parte il fatto che non si conosce con precisione la parte più profonda della serie lacustre, i microfossili menzionati non danno alcuna indicazione, dal momento che le Globigerine rimaneggiate possono provenire da sedimenti miocenici affioranti sui bordi del bacino che, in effetti, le contengono (VEZZANI 1966b). Il problema richiederebbe una specifica ricerca; comunque, per il momento, si può prendere in considerazione l'ipotesi, più semplice, che nel Pleistocene inferiore, al posto del «Bacino del Mercure», si estendeva una terra emersa. Nel Pleistocene medio la parte settentrionale di quella terra, oggi corrispondente alla dorsale che separa i due bacini, subì un momentaneo abbassamento per cui su di essa si sedimentarono i «Conglomerati di Castronuovo» ai quali seguirono «Le Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta».

Sulle parti sommitali della dorsale stessa, dove l'erosione ha asportato i terreni di copertura pleistocenici, nonché sui versanti che la delimitano, affiorano diffusamente i sedimenti della «Unità del Frido».

In questi terreni, come si è detto, sono inglobate masse di ofioliti e di gneiss; queste rocce, laddove sono poco alterate, vengono messe in evidenza da fenomeni di erosione selettiva; dove invece si presentano profondamente sfatte, in particolare questo è il caso delle ofioliti, morfologicamente non si distinguono dai circostanti sedimenti fliscioidi ed, al più, in alcuni casi, assumono forme mammellonari.

La dorsale, inoltre, è solcata dal T. Peschiera, che ha inciso i sedimenti pleistocenici ed ha raggiunto il substrato, approfondendosi in esso.

Il menzionato corso d'acqua, nel tratto alto, ha direzione W-E, in quello intermedio e basso è diretto da SW a NE; in quest'ultimo tratto riceve le acque del T. Frido e, dopo averne assunto il nome, confluisce nel F. Sinni. Nella parte alta di questo stesso tratto il torrente scorre incassato fra pareti ripide, costituite da gneiss. Questa situazione morfologica si può spiegare ammettendo che il corso d'acqua, durante il graduale approfondimento, ad un certo momento, ha incontrato una massa rocciosa più resistente, rappresentata da gneiss.

In corrispondenza di questo affioramento si è prodotto quindi un gradino, che è stato eliminato via via che il corso d'acqua inci-

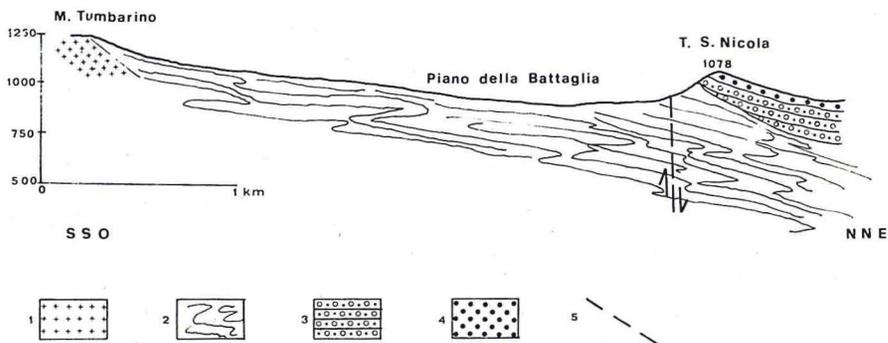


Fig. 22 - Sezione geologica schematica del tratto compreso tra M. Pietrasasso-M. Tumbarino e Tempa S. Nicola. 1) Rocce ofiolitiche (Mesozoico); 2) Flysch argilloso-marnoso appartenente all'Unità Frido (Cretaceo); 3) «Conglomerati di Castronuovo (Pleistocene inferiore-medio); 4) «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta» (Pleistocene medio); 5) Faglia probabile.

deva e ciò, fra l'altro, per effetto di un fenomeno di erosione regressiva.

Proseguendo verso E, si incontra, come si è detto, il M. Caramola, ad E del quale può notarsi una interessante particolarità morfologica, nel tratto compreso tra M. Tumbarino-M. Pietrasasso a SW e Tempa S. Nicola a NE (fig. 22).

Il M. Tumbarino è un rilievo alto 1249 metri, costituito da diabasi (Carta Geologica d'Italia F° 211 «S. Arcangelo») inglobati tettonicamente nei sedimenti, in prevalenza argilloscistosi, appartenenti alla «Unità del Frido».

La roccia diabasica appare fortemente fratturata ed emerge dalla circostante area, oltre che per fenomeni di erosione selettiva, anche per fatti tettonici. In questa zona il M. Tumbarino non è comunque un caso isolato; infatti, nelle immediate vicinanze dello stesso, si possono notare altri rilievi simili per costituzione litologica e per forma, come ad esempio il M. Pietrasasso.

A NE del M. Tumbarino si estende prima una sella concava Piano della Battaglia, posta mediamente sui 950 metri s.l.m. e costituita da sedimenti fliscioidi; poi, Tempa S. Nicola, alta 1078 metri, dove affiorano «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta».

Il versante sud-occidentale di questo rilievo è rappresentato da una scarpata alta 15-20 metri, quello nord-orientale è una superficie debolmente inclinata verso NE, costituita dalla menzionata formazione.

Va rilevato che questi sedimenti a Tempa S. Nicola, oltre ad essere posti ad una quota fra le più elevate del bacino, presentano una non trascurabile inclinazione che non sembra essere originaria, ma potrebbe mettersi in relazione con una dislocazione che avrebbe prodotto un innalzamento dell'area estesa a SO di Tempa S. Nicola.

Successivamente parte di quest'area, corrispondente al settore rialzato della faglia, è stata distrutta dall'erosione e si è prodotta la sella di Piano della Battaglia.

L'area centrale

È caratterizzata da due dorsali a sommità pianeggianti: la prima, più settentrionale, si allunga da W ad E ed è limitata a N dal T. Serrapotamo ed a S dal F. Sinni; essa digrada, da occidente ad oriente, passando dai 956 metri s.l.m. in località «La Montagnola» a 792 metri s.l.m. presso Chiaromonte.

La seconda dorsale, più meridionale, si estende tra Tempa S. Nicola a S e Tempa Difesa (581 m) a N.

Su queste dorsali, a causa delle condizioni litologiche e giaciture dei terreni, si sono prodotte forme di erosione differenziata.

Le superfici sommitali sono infatti limitate da scarpate abbastanza ripide, spesso corrispondenti ad orli di distacco di frana, costituite da «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta» e da «Conglomerati di Castronuovo», alle quali seguono verso il basso tratti meno inclinati, dove affiorano terreni in prevalenza sabbiosi interessati da fenomeni di rapida erosione (fig. 23).

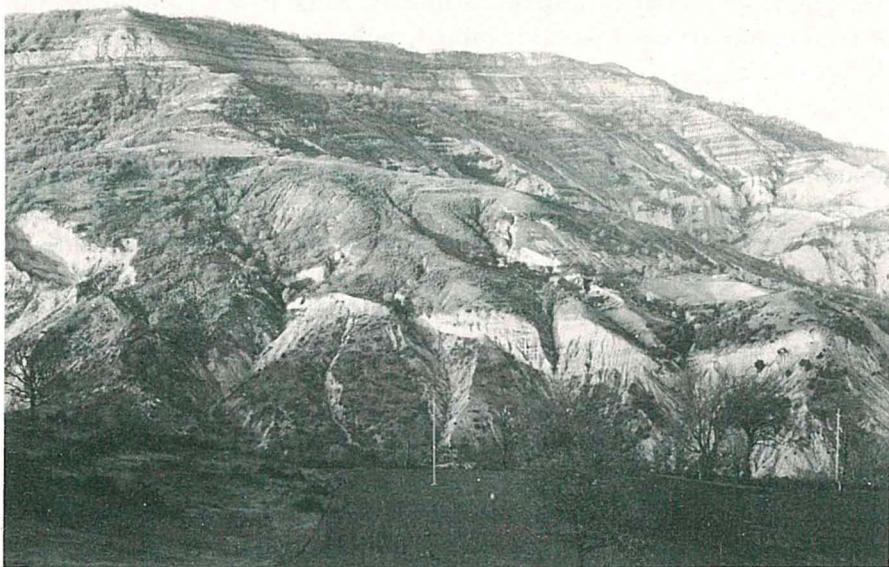


Fig. 23 - Un aspetto del versante sinistro della valle del F. Sinni tra Episcopia e Fardella. Si noti la dorsale a sommità subpianeggiante costituita in alto da «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta» e dai «Conglomerati di Castronuovo» ed in basso dalle «Sabbie di Aliano».

Sulla dorsale settentrionale, fra gli abitati di Fardella ad W e di Chiaromonte ad E, si estende una sella che suddivide il rilievo in due parti. Nella parte occidentale le «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta», affioranti sulle aree sommitali, sono posti un centinaio di metri più in alto di quelli osservabili nella parte orientale.

La differenza di quota si può forse spiegare con l'azione di

una faglia diretta da NNW a SSE, che ha determinato l'innalzamento della parte occidentale della dorsale.

Lungo queste dislocazioni avrebbero facilmente agito i processi erosivi e si sarebbe prodotta la sella.

Ad W di Fardella, la superficie sommitale della dorsale, che si va descrivendo, è incisa da una valle abbastanza larga «Fosso Cannalia», diretta da W ad E. L'incisione suddivide la dorsale in due rilievi: quello settentrionale è rappresentato da Serra del Moreto, quello meridionale da Serra della Cerrosa.

Le sommità dei due rilievi, subpianeggianti, sono costituite da «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta»; a Serra Cerrosa la menzionata formazione è posta sui 950 metri s.l.m., mentre a Serra del Moreto sta ad 800 m s.l.m.. Anche in questo caso la differenza di quota può essere spiegata con la presenza di una faglia ad andamento SW-NE, che avrebbe abbassato la parte settentrionale della dorsale; su questa dislocazione si sarebbe impostato il Fosso Cannalia. Il fondo di questo fosso, a luoghi piatto, è posto sui 750 metri di quota ed è più alto, di oltre 350 metri, del fondovalle del F. Sinni.

Sul versante sinistro del F. Sinni, dove il T. Serrapotamo confluisce in questo corso d'acqua, sono osservabili lembi di depositi alluvionali terrazzati, posti su due differenti quote.

Il terrazzo più alto e quindi più antico, osservabile in località Visceglia e Chiaruzzi, si eleva da valle a monte, passando da 270 a 350 metri di altitudine, mentre, rispetto all'alveo attuale, si solleva da 40 a 100 metri circa.

Il terrazzo è costituito da conglomerati poligenici, gli elementi sono di dimensioni variabili ed abbastanza arrotondati, lo spessore del sedimento alluvionale è dell'ordine di 4-5 metri; in superficie il deposito appare alterato ed arrossato.

Il terrazzo più basso, elevato di circa 15-20 metri rispetto all'alveo attuale, è rappresentato da lembi poco estesi dei quali quello meglio conservato si osserva poco a S della località Porcile, ad una quota di 250 metri; anche questo terrazzo è costituito da conglomerati poligenici ed in superficie appare debolmente pedogenizzato.

LA SUPERFICIE DI EROSIONE

Nella parte occidentale della regione esaminata, i più alti massicci montuosi si elevano, come si è detto, da una zona più

bassa, costituita da rilievi sulle cui parti sommitali sono riconoscibili lembi, più o meno estesi, di una superficie subpianeggiante, posta in media sui 1100-1200 metri di quota e modellata in sedimenti di flysch fortemente piegati (fig. 24).



Fig. 24 - Lembi della «superficie di erosione» osservabili tra il M. Sirino ed il M. Alpi.

Si tratta di una antica «superficie di erosione», che appare profondamente incisa e dissecata dai corsi d'acqua.

Resti di questa superficie si notano, abbastanza bene, ad E del M. Sirino, sulla sommità della dorsale che separa il F. Sinni dal T. Cogliandrino, estesa tra Serra La Croce-Tempa La Pinta a N e Madonna della Croce a S. I lembi più settentrionali si collegano abbastanza bene con i ripiani osservabili a S di Valle Argentata, incisi sul fianco orientale del M. Sirino ed è quindi ragionevole pensare che questi rappresentino la continuazione della «superficie di erosione» che veniva ad incidere la base del rilievo.

Un altro lembo, poco esteso, di questa superficie si osserva poco ad W del tratto meridionale della scarpata, che limita ad occidentale il M. Alpi.

Più problematico risulta il riconoscimento di queste forme nella zona estesa ad E del menzionato rilievo: qui si osserva una lunga dorsale, diretta da N a S, compresa tra M. Asprello e M. Pallareta.

Come ha rilevato RICH (1938) nel suo studio sulle superfici di erosione, e, più di recente, ha sottolineato BARTOLINI (1980), è improbabile che i crinali di dorsali possano rappresentare il residuo di una vecchia superficie di erosione.

Per quel che riguarda la zona esaminata, va comunque rilevato che sulla sommità della dorsale menzionata, sia pure a tratti, si nota una superficie subpianeggiante nettamente distinta dai versanti.

Circa l'età di questa forma, l'unico dato è rappresentato dalla sua attuale posizione rispetto alla superficie sommitale delle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta», che, come si è detto, costituiscono la parte più alta dei sedimenti pleistocenici affioranti nel «Bacino di S. Arcangelo», e che sono riferibili cronologicamente al Pleistocene medio.

Poiché la «superficie di erosione» sta dai 100 ai 200 metri più in alto della superficie sommitale della menzionata formazione, è ovvio che è più antica e quindi potrebbe essersi prodotta nel Pleistocene inferiore.

La formazione di siffatta «superficie di erosione», la sua dislocazione ed incisione sono legate certamente ad una serie di eventi climatici e tettonici complicati. Come è noto, perché possano essersi verificati dei processi di spianamento, sono necessari un periodo di relativa calma tettonica e particolari condizioni climatiche, come concordano più autori per varie regioni d'Italia: DEMANGEOT (1965) per gli Abruzzi, MARCHETTI et al. (1979), BARTOLINI (1980) per la Toscana e DRAMIS et al. (1982) per zone umbromarchigiane.

Circa le condizioni climatiche, che hanno potuto favorire la genesi di questa forma, non si hanno dati che possono fornire precise indicazioni in tal senso. Comunque, la superficie per vasti tratti appare perfettamente piana e, come è noto, l'ambiente bioclimatico, dove i processi di spianamento si producono più facilmente, è caratterizzato da precipitazioni spasmodiche, con processi di erosione laterale da parte delle acque, e da assenza e discontinuità della copertura vegetale.

Infine va ricordato, anche se il problema va approfondito,

che sul bordo occidentale del «Bacino di S. Arcangelo» si osserva, a luoghi, un interessante particolare morfologico, che andrebbe meglio studiato estendendo le indagini. Si tratta di lembi poco estesi di una «superficie di erosione» posta in media sui 1050 metri s.l.m., modellata nei terreni fliscoidi (SE di M. Cupone) o sulle brecce mediopleistoceniche (versante orientale di M. Raparo).

Come già si è osservato, questa superficie (e ciò è abbastanza chiaro al M. Raparo) sta dai 50 ai 100 metri più in alto della superficie sommitale delle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta», ubicata sui 900-1000 metri s.l.m. ed, inoltre, è separata da quest'ultima da una scarpata di probabile origine tettonica.

Ciò induce a pensare che originariamente, prima che si producesse la faglia (fig. 21), questi lembi di superficie si collegavano alla superficie sommitale delle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta» che, di conseguenza, può corrispondere ad una «superficie di erosione»⁽¹⁵⁾ posta, tuttavia, a quote più basse rispetto alla superficie osservata più a W nella zona più occidentale, dove, come si è detto, si nota sui 1200 metri s.l.m..

CENNI SUI PROCESSI MORFOGENETICI IN ATTO

Come già si è osservato e come, del resto, può rilevarsi dalla lettura del lavoro, lo scopo dello studio è quello di ricostruire l'evoluzione geomorfologica quaternaria dell'area esaminata.

Date la notevole diffusione e varietà dei processi morfogenetici in atto sui versanti, non si può comunque fare a meno di accennare ad essi.

Si tratta di una descrizione succinta, che è sembrata opportuna solamente per completare il quadro dell'evoluzione morfologica della zona.

Sulle parti più elevate dei maggiori rilievi, quali, ad esempio, su quelle del M. Alpi e del M. Sirino, si possono notare alcune forme crionivali attuali; secondo KELLETAT (1978), che ha condotto ricerche in proposito, sul M. Sirino gli effetti di fenomeni «peri-

⁽¹⁵⁾ Nella carta geomorfologica della Valle dell'Agri (VERSTAPPEN 1982), a luoghi, la superficie sommitale delle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta» corrisponde ad un *glacis*.

Nella carta geomorfologica allegata, per il momento, si è ritenuto opportuno tener conto soprattutto dei caratteri sedimentari della menzionata formazione; quindi la superficie sommitale delle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta» viene considerata una piana alluvionale.

glaciali» si osservano al di sopra dei 1800 metri di quota e sono rappresentati da «suoli a ghirlanda» nonché da forme legate al geliflusso.

Le osservazioni, condotte da chi scrive, hanno rilevato che azioni crioclastiche abbastanza significative e tali da influire sulle forme del terreno cominciano a manifestarsi sui 1500-1600 metri di quota.

Sul versante occidentale del M. Alpi, alle quote sopra indicate, si nota, ad esempio, una serie di piccole nicchie, forse anche preformate in corrispondenza di fratture, nelle quali, durante l'inverno, i fenomeni di gelifrazione sono tutt'oggi attivi.

I coni detritici recenti e attuali, disposti alla base del versante fra i 1200 e i 1100 metri di quota, sono alimentati da queste nicchie; la distribuzione e l'allontanamento degli elementi prodotti sono, fra l'altro, dovuti anche alle acque di fusione della neve.

Su tutto il resto dell'area dominano processi di degradazione (erosione lineare e movimenti di massa) favoriti dalle condizioni climatiche e dalle caratteristiche litologiche dei terreni affioranti.

Gli effetti dell'erosione lineare sono rappresentati da incisioni di varia ampiezza e profondità, gli altri da forme di soliflusso e da frane.

I solchi, isolati o in serie, sono presenti su tratti di versante assai variamente inclinati, specialmente dove questi sono privi di una copertura vegetale.

Alcuni di questi solchi si sono approfonditi notevolmente e nelle zone di sfocio hanno prodotto conoidi di deiezione variamente estesi.

Una serie di incisioni di varia lunghezza e profondità interessa il versante sinistro del F. Sinni, tra Episcopia e Chiaromonte.

Piccole forme calanchive sono visibili nei tratti bassi dei versanti della valle del menzionato corso d'acqua, ad W di Episcopia, in particolare dove affiorano i sedimenti marnoso-argillosi del Miocene.

Gli effetti del soliflusso compaiono, soprattutto, sulle aree di affioramento dei sedimenti argillosi con caratteri di flysch e interessano parti più o meno superficiali del terreno, manifestandosi con ondulazioni e gobbe.

Le frane, diffusissime ed estese su vasti tratti di versante, sono riconducibili a tre tipi fondamentali (VARNES 1958): colamento, scorrimento e crollo; a luoghi si notano fenomeni franosi di tipo misto, ad esempio da scorrimento e colamento.

Le frane da colamento si manifestano, essenzialmente, nei terreni fliscioidi, quelle da crollo e da scorrimento nei sedimenti sabbioso-conglomeratici pleistocenici.

Tra le frane da colamento più estese possono ad esempio essere menzionate quelle che interessano la parte alta del Fosso Rubbio o il versante occidentale del M. Armizzone.

Una serie di frane da crollo e da scorrimento si è manifestata lungo il tratto inferiore del versante sinistro del F. Sinni, ad E di Episcopia; i movimenti franosi sono da collegarsi all'azione erosiva operata dal corso d'acqua, che ha scalzato la base del versante stesso (fig. 25). Su questo fianco della valle si notano, inoltre, tre colate fangose, due delle quali raggiungono addirittura il fondovalle e sono limitate a monte da una nicchia di distacco incisa nelle «Sabbie di Aliano»; il fronte ha una forma, grosso modo, a ventaglio (fig. 26).

Le colate, il cui movimento è lento e continuo, si sono incanalate in depressioni preesistenti, e sono il risultato di un fenomeno franoso di tipo complesso, legato ad uno scorrimento seguito da colamento.

Gli effetti di altri movimenti complessi si notano, più ad W,

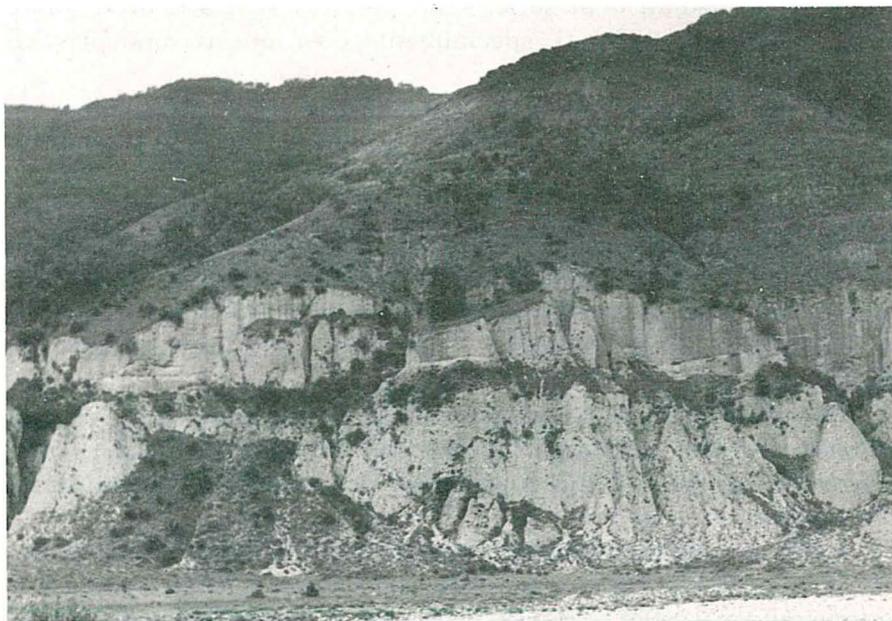


Fig. 25 - Frane da crollo sulla sponda sinistra del Fiume Sinni.



Fig. 26 - Colata sul versante sinistro del F. Sinni.

sul fianco destro del F. Sinni, alla base del versante settentrionale del M. La Spina. I fenomeni franosi hanno interessato, come già si è accennato, le brecce calcaree pleistoceniche. In questo caso il movimento può essere messo in relazione con infiltrazioni di acque. Queste, penetrando nelle brecce, fratturate e carsificate, e raggiungendo il substrato di flysch, favoriscono movimenti di massa, che coinvolgono le sovrastanti brecce le quali crollano a blocchi.

6) Tentativo di ricostruzione dell'evoluzione geomorfologica quaternaria

In questo capitolo viene tracciato uno schema della evoluzione geomorfologica dell'area esaminata, a cominciare dal Pleistocene inferiore, sulla base dei dati raccolti.

Agli inizi del Pleistocene inferiore, nella regione considerata, possono distinguersi due zone: la prima occidentale emersa, corrispondente all'area appenninica, e la seconda orientale, occupata dal mare. La prima zona era, nel complesso, un'area di solleva-

mento, la seconda era interessata da un abbassamento relativo (BOENZI e al. 1980). In questo periodo, e forse anche prima, in relazione a particolari condizioni e vicende climatiche, si sarebbe prodotta nella parte occidentale una «superficie di erosione» di cui lembi relitti si osservano sugli attuali 1100-1200 m s.l.m..

Poiché questa superficie può collegarsi altimetricamente con i ripiani più bassi, modellati sui versanti del M. Sirino, e ciò può in particolare notarsi sul versante orientale del detto rilievo, si può pensare che i processi di spianamento abbiano interessato la base del Massiccio, il quale, ovviamente, doveva essere già abbastanza elevato rispetto all'area circostante.

Verso la fine del Pleistocene inferiore si è manifestata una «fase» tettonica comunemente riconosciuta nell'Appennino meridionale (BOUSQUET 1973, CIARANFI et al. 1981), che ha condotto ad un ulteriore sensibile sollevamento di alcuni settori corrispondenti ai rilievi della zona, come, ad esempio, la dorsale M. La Spina-M. Zaccana e il M. Alpi.

Il sollevamento di questi massicci si è realizzato per mezzo di un sistema di faglie periferiche a prevalente direzione WNW-ESE, NW-SE e N-S; alcune di queste si son dovute impostare su linee strutturali preesistenti. Faglie dirette da WNW-ESE corrispondono, ad esempio, ai versanti settentrionale e meridionale della dorsale M. La Spina-M. Zaccana, mentre il versante occidentale del M. Alpi corrisponde ad una faglia con direzione N-S⁽¹⁶⁾.

Nel Pleistocene medio la zona orientale, che in parte, era occupata dal mare, ha cominciato a sollevarsi fino alla completa emersione; si è quindi prodotta una estesa pianura alluvionale, costituita dalle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta». Nel corso di questo periodo la regione ha attraversato una fase climatica fredda particolarmente intensa ed i versanti, spesso corrispondenti a scarpate di faglia, di alcuni fra i più elevati rilievi sono stati soggetti ad azioni crioclastiche, con la conseguente produzione di una notevole quantità di detriti.

Questi si sarebbero prima accumulati alla base dei versanti e poi sarebbero stati trasportati e depositati più a valle, fino a zone

⁽¹⁶⁾ Come si è accennato, GHISETTI e VEZZANI (1982) hanno individuato nell'Appennino meridionale una zona di taglio profonda. Al retro di questa prendono sviluppo strutture in prevalenza tensionali, i cui meccanismi, dal Miocene ad oggi, sarebbero stati guidati dall'attività lungo la zona di taglio profonda.

I menzionati rilievi ricadono appunto nell'area ubicata dietro questa zona.

attualmente situate sui 900-1000 metri di quota ad opera di acque di ruscellamento connesse con precipitazioni e/o con la fusione di masse nevose.

Alla base di alcuni massicci montuosi, come ad esempio la dorsale M. Zaccana-M. La Spina e il più settentrionale M. Raparo, si sarebbero quindi prodotti *glacis* costituiti in prevalenza da breccie. Questi sedimenti (rappresentati dai termini «A», «II» e «a» precedentemente descritti), a luoghi, passano gradualmente verso oriente alle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta».

In relazione ai processi di gelificazione, i versanti calcarei avrebbero cominciato a «regolarizzarsi» ed in alcuni casi il tratto inferiore dell'originario piano di faglia sarebbe stato coperto dai detriti crioclastici.

Va tuttavia rilevato che la faglia corrispondente al versante occidentale del M. Alpi si è potuta riattivare, ostacolando, localmente, i processi di «regolarizzazione» che si avevano, nel contempo, sui versanti di altri rilievi calcarei.

Nel Pleistocene medio-superiore, comunque, dopo la deposizione delle breccie crioclastiche e delle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta», si è manifestata una nuova «fase» tettonica (CIARANFI e al. 1981, BOENZI e CIARANFI 1982), durante la quale si sono prodotte e riattivate faglie variamente dirette.

In particolare, nella zona occidentale, alla base del versante settentrionale della dorsale M. La Spina-M. Zaccana (tra M. Lanzino a S e Tempa Arena Bianca a N), due faglie, ad andamento SW-NE e WNW-ESE, hanno sollevato un blocco calcareo, dislocando breccie mediopleistoceniche e producendo un poco elevato rilievo, posto sui 1000 metri di quota.

Nella parte orientale faglie dirette da NNW-SSE e SW-NE hanno interessato le «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta».

Fra le prime può essere menzionata quella che passa fra Fardella e Chiaromonte e la cui espressione morfologica è rappresentata dalla sella che separa i due centri abitati; fra le seconde, quella che corre lungo il Fosso Cannalia, fra Serra Cerrosa a S e Serra Moreta a N.

In questo periodo in relazione al sollevamento, il Fiume Sinni si è sensibilmente approfondito nei sedimenti pleistocenici.

Nel Pleistocene medio-superiore la regione ha attraversato un altro periodo freddo e sui versanti si sono nuovamente manifestate azioni crioclastiche con produzione di detriti. Questi, come nel

precedente episodio freddo, sarebbero stati trasportati e depositi più a valle ad opera di acque correnti.

Alla base di alcuni massicci, come ad esempio il M. La Spina-M. Zaccana, si sarebbero quindi formati altri *glacis* di accumulo, costituiti, in prevalenza, da elementi di piccole dimensioni per lo più appiattiti e disposti in sottili letti.

Questi sedimenti, che corrispondono al termine «B», affiorano fino ai 900-1000 metri di quota.

Nel corso del Pleistocene superiore l'area ha continuato a sollevarsi, in relazione a ciò si è potuta riattivare la faglia, che delimita ad occidente il M. Alpi⁽¹⁷⁾.

In questo periodo la regione ha attraversato una nuova fase fredda, corrispondente all'ultima glaciazione.

Le parti più elevate di alcuni massicci, come il M. Sirino ed il M. Alpi, sono state sede di masse glaciali ed il limite delle nevi persistenti, durante la fase di massima espansione dei ghiacciai, dovè stabilirsi sugli attuali 1700-1650 m s.l.m..

Sui fianchi e alla base dei maggiori rilievi, in relazione a fenomeni di gelifrazione e di geliflusso, si sono prodotti colate di detriti, a luoghi abbastanza estese, nonché falde detritiche stratificate, in alcuni casi con caratteri degli *éboulis ordonnés*, e coni di deiezione.

Le forme ed i depositi sopra menzionati, alcuni dei quali sono abbastanza tipici dell'ambiente «periglaciale», nell'area esaminata, raggiungono i 900 metri di quota⁽¹⁸⁾.

Va anche notato che in altre regioni nord-mediterranee, poste alla stessa latitudine della Basilicata, gli effetti dei fenomeni «periglaciali», nel corso dell'ultima glaciazione, si sono manifestati all'incirca fino alle stesse quote di questa parte dell'Italia meridionale.

Nella Grecia nord-occidentale, ad esempio, i fenomeni «periglaciali» si spinsero fino agli attuali 800 m s.l.m. (BOUSQUET B. 1975); nella Spagna centro-settentrionale fino a 400 metri (SALA 1978, BOMER 1978).

In definitiva, in questa parte della penisola, i periodi freddi sembrano essere stati tendenzialmente di tipo freddo-umido.

⁽¹⁷⁾ BOUSQUET (1973) ritiene che nel «Bacino del Mercure» questa «fase» tettonica abbia interessato i sedimenti lacustri.

⁽¹⁸⁾ In altre zone dell'Appennino lucano *éboulis ordonnés*, abbastanza tipici e riferibili all'ultimo periodo freddo, si osservano ad una altitudine di 600-700 metri (es. Valle del Melandro).

Comunque durante questi periodi dovevano localmente verificarsi delle pulsazioni fredde più intense di quelle che comunemente si avevano nelle aree pluviali nord africane. Infatti, in primo luogo, va notato che nella regione esaminata le manifestazioni «periglaciali» si sono spinte a quote più basse rispetto a quelle del Nord-Africa (19).

In secondo luogo va rilevato che, almeno per l'ultima glaciazione, durante la fase di massima espansione delle masse glaciali, localmente, il limite delle nevi persistenti era posto sugli attuali 1700-1650 metri di quota, quindi non era eccessivamente elevato.

Attualmente tutta l'area è sottoposta a intensi processi di denudazione dei versanti, i cui effetti sono rappresentati da estesi movimenti di massa nonché da incisioni di varia lunghezza e profondità.

Questi fenomeni sono favoriti dalle condizioni litologiche e climatiche, nonché dal sollevamento ancora in atto; a luoghi, comunque, sui processi erosivi hanno avuto notevole influenza i vasti disboscamenti effettuati soprattutto nel secolo scorso.

BIBLIOGRAFIA

- ALMAGIÀ (1910) - Osservazioni morfologiche sull'alto bacino del Noce (Tirreno). *R. Acc. Naz. Lincei, Cl. di Sc. Fis. Mat. Nat.*, **19**, 283-291.
- AMBROSETTI P.L., AZZAROLI A., BONADONNA F.P., FOLLIERI M. (1972) - A scheme of Pleistocene chronology for the Tyrrhenian side of the Central Italy. *Boll. Soc. Geol. It.*, **91**, 169-184, 2tt..

(19) A questo proposito non vanno trascurate alcune probabili forme da crioturbazione segnalate da BOENZI e PALMENTOLA (1975) più a ovest della zona esaminata.

In un recente studio (BRÜCKNER 1980) l'autore del lavoro si meraviglia della presenza di questi fenomeni a tale latitudine e contesta l'interpretazione degli autori italiani. Tuttavia, a parte il fatto che le forme osservate non sembrano legate ad alcun fatto sedimentario o tettonico, lo studioso tedesco non fornisce alcuna spiegazione alternativa del fenomeno. Inoltre lo stesso BRÜCKNER non dovrebbe stupirsi della presenza di forme del genere, fra l'altro di modeste dimensioni, dal momento che, come si può rilevare dalle comunicazioni degli atti del colloquio sul periglaciale delle aree mediterranee (1978), in queste regioni effetti di crioturbazioni, sia pure rari, possono esistere e sono spiegabili «con un gelo stagionale e non forzatamente con un permafrost» (Intervento di RAYNAL pag. 199). Indubbiamente si tratta di un problema interessante, che per altre zone (es. Spagna) ha sollevato discussioni (es. JOHNSON 1960, BROSCHE 1972, BOMER 1978) e che va pertanto approfondito e non risolto con dogmatiche affermazioni.

- AMBROSETTI P.L., CARRARO F. (1980) - Pliocène et Quaternaire. 26^o Congrès Géologique International, Paris, Introduction à la géologie générale d'Italie, 77-82; 3 ff..
- BARTOLINI C. (1980) - Su alcune superfici sommitali dell'Appennino settentrionale (Prov. di Lucca e di Pistoia). *Geogr. Fis. e Din. Quat.*, 2, 3, 42-60, 27 ff..
- BEAUDET G., MAURER G., RUELLAN A. (1967) - Le Quaternaire marocain. Observations et hypothèses nouvelles. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, 4, 9, 269-310, 5 ff..
- BLANC C.A. (1957) - On the Pleistocene sequence of Rome. Paleocologic and archeologic correlations. *Quaternaria*, 95-109, 1 ff..
- BOENZI F. (1971) - Aspetti geomorfologici dell'area fra Matera e Ferrandina (Lucania). *Boll. Soc. Nat., Napoli*, 80, 363-378, 7 ff..
- BOENZI F., PALMENTOLA G. (1972) - Nuove osservazioni sulla tracce glaciali dell'Appennino lucano. *Boll. Com. Glac. It.*, ser. 2, 20, 9-52, 16 ff..
- BOENZI F., PALMENTOLA G. (1975) - Effetti di fenomeni periglaciali quaternari nella Calabria nord-occidentale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94, 871-875, 3 ff..
- BOENZI F., CIARANFI N., MAGGIORE M., PIERI P., WALSH N. (1980) - Osservazioni sulla neotettonica dei fogli 211 «S. Arcangelo» e 212 «Montalbano Ionico». *Contr. prel. Real. Carta Neotett. It.*, pubbl. 356 del P.F. Geodinamica, 155-172, 6 ff..
- BOENZI F., CIARANFI N. (1982) - Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sui depositi continentali pleistocenici del versante orientale del M. Raparo (Appennino meridionale). *Geogr. Fis. Dinam. Quater.*, 5, 174-178, 4 ff..
- BOENZI F., PENNETTA L. (1982) - Observations sur l'évolution géomorphologique du Mont Alpi (Apennins Lucaniens - Italie Méridionale). *Méditerranée*, 2, 47-52, 4 ff..
- BOENZI F., CHERUBINI C. (1983) - Frane in roccia sul versante occidentale del Monte Sirino in Basilicata. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, Ser. A, 90 (in corso di stampa).
- BOMER B. (1978) - Les phénomènes périglaciaires dans le Bassin de l'Ebre (Espagne Septentrionale). *Colloque sur le periglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords*. Strasbourg Univ. Louis Pasteur 12-24 mai 1977, pp. 169-176.
- BONARDI G. (1966) - Osservazioni geologiche sui monti di Lauria. *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, 75, 181-200, 2 ff..
- BOUSQUET B. (1975) - La Grèce occidentale. These, Librairie Honore Champion, Paris, pp. 585.
- BOUSQUET B., DUFAYRE J.J., KERAUDREN B., PÉCHOUX P.Y., PHILIP H., SAUVAGE J. (1976) - Essai de corrélations stratigraphiques entre le faciès marins, lacustres et continentaux du Pléistocène de Grèce. *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, 413-418.
- BOUSQUET J.C. (1973) - La tectonique récente de l'Apennin Calabro-Lucanien dans son cadre géologique et géophysique. *Geol. Romana*, 12, 103 pp., 57 ff..
- BOUSQUET J.C., GUEREMY P. (1968) - Quelques phénomènes de néotectonique dans l'Apennin Calabro-Lucanien et leurs conséquences morphologiques. I - Bassin du Mercure et haute vallée du Sinni. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 2, 10, 225-238, 9 ff..
- BOUSQUET J.C., GUEREMY P. (1969) - Quelques phénomènes de néotectonique dans

- l'Apennin Calabro-Lucanien et leurs conséquences morphologiques. II - L'escarpement méridional du Pollino et son piedmont. *Rev. Géogr. Phys., Géol. Dyn.*, 2, 11, 223-235, 5 ff..
- BRANCACCIO L., CINQUE A., SGROSSO I. (1979) - L'analisi morfologica dei versanti come strumento per la ricostruzione degli eventi neotettonici. *Mem. Soc. Geol. It.*, 19, 620-626, 2 ff..
- BROSCHÉ K.V. (1972) - Vorzeitliche Periglazialerscheinungen im Ebrobecken in der Umgebung von Zaragoza. *H. Poser Festschrift Göttinger Geographische Abhandlungen*, 60, 293-316.
- BRÜCKNER H. (1980) - Marine Terrassen in Süditalien Eine quartärmorphologische Studie über das Küstentiefland von Metapont. *Düsseldorfer Geographische Schriften*, 14, 235 pp..
- BUTZER K.W. (1972) - Environment and Archeology. Methuen, London, 703 pp..
- CALAMITA F., COLTORTI M., DEIANA G., DRAMIS F., PAMBIANCHI G. (1981) - Evoluzione neotettonica e geomorfologia delle conche di Norcia e Cascia. Escursione del Gruppo informale di Geografia Fisica, Ist. di Geologia Univ. di Camerino, ottobre 1981, 26 pp.
- CIARANFI N., CINQUE A., LAMBIASE S., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G., SGROSSO I., TORTORICI L. (1981) - Proposta di zonazione sismotettonica dell'Italia meridionale. *Atti Conv. La sismicità in Italia: stato delle conoscenze e qualità della normativa. Rend. Soc. Geol. It.*, 4, 493-496, 3 ff..
- D'ARGENIO B., SCANDONE P. (1970) - Jurassic facies pattern in the southern Apennines (Campania-Lucania). *Colloq. on the Mediterranean Jurassic*, 27 pp..
- D'ARGENIO B., PESCATORE T., SCANDONE P. (1973) - Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania). *Acc. Naz. dei Lincei, Atti Conv. Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*, 49-72, 5 ff..
- DE LORENZO G. (1892) - Avanzi morenici di un antico ghiacciaio nel gruppo montuoso del Monte Sirino nei dintorni di Lagonegro (Basilicata). *Rend. R. Acc. Naz. Lincei Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.*, Sez. 5, 1.
- DE LORENZO G., DAINELLI G. (1923) - Il glaciale nei dintorni di Lagonegro in Basilicata. *Mem. R. Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli*, 17, 1-17.
- DE LORENZO G., D'ERASMO G. (1927) - L'Elephas Antiquus nell'Italia meridionale. *Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli*, 17, 104 pp., 21 ff., 10 tt..
- DEMANGEOT J. (1965) - Géomorphologie des Abruzzes adriatiques. Ed. du Centre National de la Recherche Scientifique, 403 pp..
- DEMANGEOT J. (1973) - Néotectonique et dépôts quaternaires dans l'Apennin. *Acc. Naz. dei Lincei; Atti conv. moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*, 215-223, 6 ff..
- D'ERASMO G. (1931) - L'Elephas meridionalis nell'Abruzzo e nella Lucania. *Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli*, 18, 25 pp..
- DIETRICH D., SCANDONE P. (1972) - The position of the basic and ultrabasic rocks in the Tectonic Units of the Southern Apennines. *Atti Acc. Pont. in Napoli*, 21, 61-75.
- FEDERICI P.R. (1979) - Una ipotesi di cronologia glaciale würmiana, tardo e postwürmiana nell'Appennino centrale. *Geogr. Fis. e Din. Quat.*, 2, 196-202, 2 ff..

- FERRARA V. (1965) - Granulometria e morfoscopia dei sedimenti quaternari di Fardella (Potenza). *Ricerca Scientifica*, 2, 8, 1158-1169, 6 ff., 1 t..
- FLORES E. (1895) - Catalogo dei mammiferi fossili nell'Italia meridionale continentale. *Atti Acc. Pont. in Napoli*, 25, 47 pp..
- FRAKES L.A. (1979) - *Climates through the time*. Elsevier, Amsterdam, 310 pp..
- GEMINA (1962) - Ligniti e torbe dell'Italia continentale. ILTE, Torino, 320 pp., 102 ff..
- GHISETTI F., VEZZANI L. (1982) - Strutture tensionali e compressive indotte da meccanismi profondi lungo la linea del Pollino (Appennino Meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 101, 385-440, 23 ff..
- GRECO A. (1981) - Indagini geognostiche mediante prospezioni geofisiche per ricerche di acqua nella località Frusci-Piede d'Alpi (Latronico - Potenza). Relazione inedita, 4 pp., 7 ff..
- GUEREMY P. (1972) - La Calabre centrale et septentrionale guide d'excursion géomorphologique. *Trav. Inst. Geogr. Reims*, 10, 128 pp., 77 ff..
- GUERRICCHIO A., MELIDORO G. (1981) - Movimenti di massa pseudotettonici nell'Appennino dell'Italia meridionale. *Geol. Appl. Idrogeol.*, 16, 251-294, 41 ff..
- JOHNSON G. (1960) - Cryoturbation at Zaragoza, northern Spain. *Zeitschrift für Geomorph.*, 4, 74-80.
- KELLETAT D. (1969) - Verbreitung und Vergesellschaftung rezenter Periglazialscheinungen im Apennin. *Göttinger geogr. Abhandl.*, 48, 114 pp., 36 ff..
- LENTINI F. (1968) - Stratigrafia e micropaleontologia dei terreni plio-pleistocenici di S. Arcangelo (Potenza). *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania* 6, 19, 435-763, 173 ff., 2 tt..
- LOIACONO F. (1983) - Facies di conoide alluvionale nei depositi pleistocenici del Bacino di S. Arcangelo (Alta Valle del F. Sinni). *Geogr. Fis. Din. Quater.*, 6, 31-39.
- MAGRI G., MOLIN D. (1979) - Attività macrosismica in Basilicata, Campania e Puglia dal 1847 al 1861. CNEN, 100 pp..
- MARCHETTI G., PEROTTI C., VERCESI P.L. (1979) - Possible significance of the paleosurfaces with reference to the geomorphological plioquaternary evolution of the Piacenza Apennine. *IGU, Proceedings of the 15th Plenary meeting, Modena-Catania*, 79, 151-164, 7 ff..
- OGNIBEN L. (1969) - Schema introduttivo alla geologia del confine Calabro-Lucano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 8, 453-763, 183 ff., 2 tt..
- ORTOLANI F. (1978) - Alcune considerazioni sulle fasi tettoniche mioceniche e plioceniche dell'Appennino meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 97, 609-616, 1 f., 1 t..
- ORTOLANI F., TORRE M. (1971) - Il Monte Alpi (Lucania) nella paleogeografia dell'Appennino meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 90, 213-248, 22 ff..
- PANIZZA M. (1968) - Carta e lineamenti geomorfologici del territorio di S. Giorgio Lucano e Colobraro (Lucania orientale). *Riv. Geogr. It.*, 75, 437-480, 19 ff., 1 t..
- PÉCHOUX P.Y. (1977) - Nouvelles remarques sur les versants quaternaires du secteur de Delphes. *Revue Géogr. Phis. Géol. Dyn.*, 1, 19, 83-92, 2 ff..
- PÉCSI M. (ed.) (1970) - Problems of relief planation. *Proc. Int. Symp. Geomorph. and termin. problems of mountains and their forelands, The pediments*, 151 pp..

- PUGLISI S. (1978) - Il ruolo delle sistemazioni idraulico-forestali in aree soggette a processi erosivi e franosi. *Geol. Appl. e Idrogeol.*, **14**, parte III.
- RAYNAL R. (1978) - Intervento in «Ensemble des communications sur les régions pyreneo-iberiques». *Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords*. Strasbourg Université Louis Pasteur 12-14 Mai 1977, pp. 199-202.
- RAYNAL R. (1973) - Quelques vues d'ensemble à propos du périglaciaire pléistocène des régions riveraines de la Méditerranée occidentale. *Biul. Perygl.*, **22**, 249-255.
- RAYNAL R., TRICART J. (1963) - Comparaisons des grandes étapes morphogénétiques du Quaternaire dans le Midi méditerranéen français et au Maroc. *Bull. Soc. Geol. de France*, **7**, 5, 587-596.
- RICCI LUCCHI F. (1978) - Sedimentologia. Parte III. Coop. Libr. Univ. Ed. Bologna, 504 pp..
- RICH J.L. (1938) - Recognition and significance of multiple erosions surfaces. *Bull. Geol. Soc. Americ.*, **49**, 1695-1722.
- RICHMOND G.M. (1982) - Lettera in relazioni sul tema «Il Pleistocene medio in Italia». *Geogr. Fis. Din. Quaternaria*, **5**, 242-243.
- SALA M. (1978) - Présence de formes et formations périglaciaires dans le Massif du Montnegre (Chaîne côtière catalane). *Colloque sur les périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen*, Strasbourg Université Louis Pasteur 12-14 Mai 1977, 161-167.
- SCANDONE P. (1967) - Studi di geologia lucana: La Serie Calcarea-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino Calcarea. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, **76**, 175 pp., 68 ff., 17 tt..
- SCANDONE P. (1972) - Studi di geologia lucana: carta dei terreni della serie calcarea-silico-marnosa e note illustrative. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, **81**, 225-299, 3 ff., 1 t..
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - Carta Geologica d'Italia: Foglio 211 «S. Arcangelo».
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - Carta Geologica d'Italia: Foglio 210 «Lauria».
- VARNES D.J. (1958) - Landslide types and processes. In: *Landslides and Engineering practice*, Highway Research Board, Special Report, 29, 20-47.
- VERSTAPPEN H. TH. (1982) - Carta geomorfologica del Bacino dell'Agri (Basilicata). Dip. di Cartografia dell'ITC Enschede. Centro di Geomorfologia integrata per l'area del Mediterraneo (Potenza).
- VEZZANI L. (1966a) - La sezione stratigrafica di Caliendo nel Pliocene medio-inferiore della Val d'Agri (Lucania). *Riv. It. Pal. Strat.*, **72**, 191-229, 7 ff., 1 tt..
- VEZZANI L. (1966b) - La formazione trasgressiva supraocenica di Castelluccio Superiore (Potenza). *Boll. Soc. Geol. It.*, **85**, 287-297, 2 ff..
- VEZZANI L. (1966c) - La sezione tortoniana di Perosa sul Fiume Sinni presso Episcopia (Potenza). *Geol. Romana*, **5**, 263-290, 18 ff., 1 t..
- VEZZANI L. (1967a) - La sezione stratigrafica pleistocenica di Castronuovo S. Andrea (Potenza). *Riv. It. Pal. Strat., Mem.*, **13**, 13-59, 21 ff..

- VEZZANI L. (1967b) - Il bacino plioleistocenico di S. Arcangelo (Lucania). *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania*, **18**, 207-227, 2 ff., 2 tt..
- VEZZANI L. (1967c) - Osservazioni sul bacino lacustre del Fiume Mercure. *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania*, **18**, 229-235, 1 f..
- VEZZANI L. (1967 d) - Stratigrafia della formazione Tortonianiana di Oriolo (Cosenza). *Geol. Romana*, **6**, 87-120.
- VEZZANI L. (1968) - Rapporti tra ofioliti e formazioni sedimentarie nell'area compresa tra Viggianello, Francavilla sul Sinni, Terranova del Pollino e S. Lorenzo Bellizzi. *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania*, **19**, 109-144, 15 ff., 6 tt..
- WASHBURN A.L. (1979) - Geocronology. Edward Arnold, 406 pp.

(ms. pres. il 31 gennaio 1984; ult. bozze il 15 settembre 1984)

TAVOLA I
CARTA GEOMORFOLOGICA SCHEMATICA DELL'ALTA VALLE DEL FIUME SINNI

Litologia del substrato: 1) Rocce prevalentemente conglomeratiche: «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta» (Pleistocene medio), «Conglomerati di Castronuovo» (Pleistocene inferiore); 2) Rocce prevalentemente sabbiose: «Sabbie di Aliano» (Pleistocene inferiore); 3) Rocce prevalentemente arenaceo-marnose: Unità trasgressive mioceniche del M. Alpi; «Formazione di Albidona» (Eocene); 4) Rocce prevalentemente marnoso-argillose: «Successione di Perosa» (Miocene), «Argille varicolori» (Cretaceo-Oligomiocene), «Formazione delle Crete Nere» (Cretaceo), «Flyscht galestrino» (Cretaceo), «Unità del Frido» (Cretaceo); 5) Diabasi e serpentine (Giurassico-Cretaceo?); principali affioramenti a luoghi messi in evidenza dall'erosione differenziata; 6) Gneiss (Mesozoico); principali affioramenti; 7) Calcari, calcari dolomitici e dolomie (Trias-Cretaceo); 8) «Scisti silicei» (Giurassico), «Calcari con selce» (Triassico).

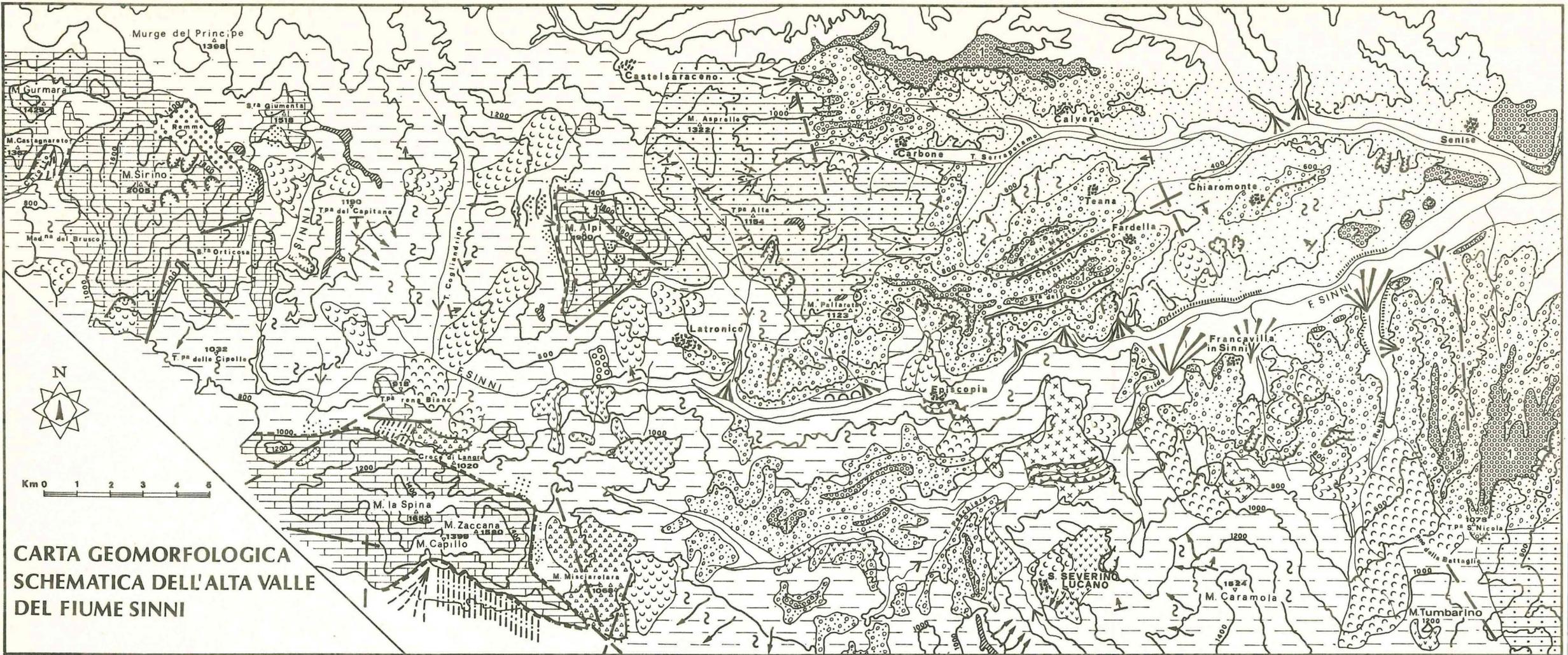
Depositi superficiali: 9) Detriti di falda (Olocene); 10) Depositi alluvionali (Olocene); 11) Depositi morenici (Pleistocene superiore); 12) Travertini (Pleistocene medio-superiore); 13) Detriti calcarei, costituenti *glacis* (Pleistocene medio-superiore); 14) Breccie calcaree in strati e letti costituenti *glacis* (Pleistocene medio); 15) Depositi alluvionali costituenti lembi di piane alluvionali (1, 2, 3); 1 (tetto delle «Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta»: Pleistocene medio); 2, 3 (Pleistocene medio-superiore e superiore). *Forme e processi di versante:* 16) Orli di distacco di frana o di degradazione (Olocene); 17) Erosione a solchi (Olocene); 18) Erosione a solchi concentrata (Olocene); 19) Forme tipo calanchi (Olocene); 20) Principali accumuli di frana (Olocene); 21) Colate (Olocene); 22) Deformazioni plastiche (Olocene); 23) Coni di detrito (Olocene); 24) Colate di detriti da gravità e da geliflusso (Pleistocene superiore); 25) Lembi di «Superficie di erosione» (Pliopleistocene).

Forme e processi fluviali e torrentizi: 26) Ripe di erosione fluviale (Olocene); 27) Valli a V (Olocene); 28) Coni di deiezione (Olocene); 29) Tratti di corsi d'acqua incassati (Pleistocene medio-Olocene); 30) Coni di deiezione (Pleistocene).

Forme glaciali: 31) Orli di circo (Pleistocene superiore).

Forme carsiche: 32) Depressione (Pleistocene).

Dati e forme strutturali: 33) Scarpate di origine prevalentemente tettonica; 34) Faglie e loro probabili prolungamenti; 35) Giacitura degli strati.



**CARTA GEOMORFOLOGICA
SCHEMATICA DELL'ALTA VALLE
DEL FIUME SINNI**

LEGENDA

LITOLOGIA DEL SUBSTRATO

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8

FORME E PROCESSI DI VERSANTE

- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25 (PLEISTOCENE)

DATI E FORME STRUTTURALI

- 33
- 34
- 35

DEPOSITI SUPERFICIALI

- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15

FORME E PROCESSI FLUVIALI E TORRENTIZI

- 26
- 27
- 28 (OLOCENE)
- 29
- 30 (PLEISTOCENE)

FORME GLACIALI

- 31 (PLEISTOCENE SUP)

FORME CARSIICHE

- 32 (PLEISTOCENE)