

## EVOLUZIONE GEOLOGICA TARDO-PLEISTOCENICA ED OLOCENICA DEL CONOIDE COMPLESSO DI VALLE MAJELAMA (MASSICCO DEL VELINO, ABRUZZO)

M. Frezzotti - C. Giraudi

ENEA CRE Casaccia - Roma

**RIASSUNTO** - *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del conoide complesso di Valle Majelama (Massiccio del Velino, Abruzzo)* - Il Quaternario, 5(1), 1992, p. 33-50 - L'evoluzione tardo-pleistocenica ed olocenica del conoide complesso di Valle Majelama è stata ricostruita per mezzo di studi morfologici e stratigrafici, supportati da alcune datazioni col metodo del  $^{14}\text{C}$ . È stato stabilito che il corpo principale del conoide è costituito per lo più da sedimenti di origine fluvioglaciale, più recenti di eventi deposizionali ed erosivi posteriori a  $31.220 \pm 1.400$  anni e più antichi di  $14.580 \pm 800$  anni  $^{14}\text{C}$ . Di conseguenza, l'ultimo massimo glaciale del Pleistocene superiore, a cui tali sedimenti sono correlabili, deve essere inquadrato cronologicamente in tale periodo di tempo. I sedimenti fluvioglaciali formano una serie di cinque conoidi incastrati l'uno nell'altro: di questi il più antico è legato alle fasi di avanzata dei ghiacciai, e gli altri allo svolgimento delle fasi della deglaciazione. Vi sono poi conoidi alluvionali depositi dopo che sulla superficie del grande conoide si sono sviluppati bacini idrografici minori.

Sul fronte di numerose cave è stato notato che i depositi fluvioglaciali appoggiano su una serie stratigrafica costituita da: sedimenti fluviali più antichi di  $39.500$  anni  $^{14}\text{C}$ , sedimenti fluvioglaciali pedogenizzati più antichi di  $33.140 \pm 1.700$   $^{14}\text{C}$ , un paleosuolo sepolto nel periodo compreso tra  $33.140 \pm 1.700$  e  $31.220 \pm 1.400$  anni  $^{14}\text{C}$ , ed una serie di depositi fluviali e di superfici di erosione più recenti del paleosuolo. È stata rilevata anche la presenza di scarpate di faglia che interessano i depositi fluvioglaciali.

Nel complesso lo sviluppo del conoide sembra legato essenzialmente a cause climatiche ed ambientali: in base all'esame dei rapporti tra i sedimenti e le forme e tra i vari conoidi è stato possibile distinguere i seguenti eventi:

- Fase di resistasia: rappresenta un periodo in cui dovevano esservi corpi glaciali in Valle Majelama.
- Fase di biostasia: in questa fase si è sviluppato un suolo che, in base alle datazioni  $^{14}\text{C}$ , deve essere stato sepolto tra  $33.140 \pm 1.700$  e  $31.220 \pm 1.400$  anni fa; per le sue caratteristiche tale suolo deve essersi sviluppato nel corso di una fase climatica di tipo temperato-atlantico ed in presenza di forte copertura vegetale.
- Crisi bioclimatica: si verifica come conseguenza di un cambiamento climatico in senso freddo e arido.
- Fase di resistasia: nel corso di tale fase, databile tra il seppellimento del suolo e  $14.580 \pm 800$  anni fa, si ebbe l'ultimo massimo glaciale. È caratterizzata da tre periodi distinti: il primo periodo (d1) dovrebbe essere stato caratterizzato da un clima che ha favorito l'instaurarsi di ghiacciai nell'alta valle; un secondo periodo (d2) potrebbe essere stato dominato da un clima arido; un terzo (d3) in cui il clima deve aver favorito la massima espansione glaciale.
- Fase di prevalente biostasia: nel corso di tale fase il clima dovette essere temperato ed umido, ma interrotto da periodi aridi o caratterizzati da precipitazioni irregolari di forte intensità.

Tra la fase di resistasia "d" e la fase di prevalente biostasia "e", sembra esservi stata una sensibile fase di transizione.

**ABSTRACT** - *Late Pleistocene and Holocene geological evolution of the Majelama Valley alluvial fan (Velino Massif, Abruzzo)* - Il Quaternario, 5(1), 1992, p. 33-50 - The Velino Massif (approx.  $42^\circ$  N) with the Majelama Valley alluvial fan developing on its southern flank, consists mainly of meso-cenozoic carbonatic sediments.

The valley, dominated by peaks reaching altitudes of  $2,100$ - $2,200$  m, shows several clear glacial evidences; at its mouth, at  $1,100$ - $1,050$  m, there are remains of a morainic amphitheater attributable to the upper Pleistocene last glacial maximum. During the course of such period the Majelama Valley glacier could reach more than  $6$  km in length. In the upper part of the valley occur the remnants of the moraines deposited during the glacier's still-stands that took place on the Velino Massif during the stadial recessional phases known as Apennine I, II and III Stadials.

The fan at the valley outlet is complex and incised by a number of small water courses which in their turn have formed alluvial fans. At present there is no water flowing in their beds, except in very limited stretches, during exceptional rainfall events.

The Late Pleistocene evolution of the Majelama Valley fan has been reconstructed by means of morphological and stratigraphic studies, supported by a number  $^{14}\text{C}$  datings. It has been established that the main body of the fan is made up mainly of sediments of outwash fan origin, more recent than a sequence of depositional and erosive events after  $31,220 \pm 1,400$  years B.P. and likely older than  $14,580 \pm 800$  years B.P.  $^{14}\text{C}$ . They form a complex of five fans: the youngest of these is linked to the last of the three phases of the Apennine Stadial I. Then there are subsequent fluvial fans, the last two of which may date to Holocene times.

In several quarries it has been observed that the outwash fan deposits cover a sequence consisting of:

- fluvial sediments older than  $39,500$  years B.P.  $^{14}\text{C}$ ;
- pedogenized outwash fan deposits older than  $33,140 \pm 1,700$  years B.P.  $^{14}\text{C}$ ;
- a paleosol buried in a period between  $33,140 \pm 1,700$  and  $31,220 \pm 1,400$  years B.P.  $^{14}\text{C}$ ;
- a series of fluvial deposits and erosion surfaces more recent than the above mentioned paleosol.

Fault-scarps, which affected the outwash fan deposits but do not appear to have influenced the evolution of the fan, being more recent than the main deposition phases, have been observed.

On the whole the development of the fan seems to be linked to climatic and environmental causes. On the basis of the relationships between the sediments and the morphology and among the different fans, it has been possible to distinguish the following events:

- a rhexistasy phase: a period during which glacial bodies were established in the Majelama Valley.
- a biostasy phase: the soil developed and was buried between  $33,140 \pm 1,700$  and  $31,220 \pm 1,400$  years B.P. by  $^{14}\text{C}$ . For its characteristics, the soil could have developed during an Atlantic-temperate type climatic phase in presence of strong vegetal cover.
- a bioclimatic crisis; occurring as result of a cold and dry climatic change.
- a rhexistasy phase: datable between the burying of the soil and  $14,580 \pm 800$  years B.P. with  $^{14}\text{C}$  method, during which the last glacial maximum occurred. This phase is characterized by three distinct periods: a first period (d1) corresponding to the

establishment of glaciers in the upper valley; a second (d2) which could be of arid climate; a third period (d3) during which the climate fostered the maximum glacial expansion.

- e) a phase of prevalent biostasy: during this phase, the climate has been temperate and humid, but interrupted by relative arid phases or characterized by irregular rain fall events of strong intensity.

Among the "d" rhexistasy phase and the "e" prevalent biostasy phase, a transition period took place.

Parole chiave: Pleistocene superiore-Olocene, variazioni climatiche, sedimenti fluvioglaciali e fluviali, conoidi, Abruzzo, Italia

Key-words: Holocene-Upper Pleistocene; climatic change, outwash and fluvial deposits, fans, Abruzzo, Italy

## 1. INTRODUZIONE

Il conoide presente allo sbocco della Valle Majelama, sul versante meridionale del Massiccio del Velino (Abruzzo), è già stato oggetto di indagini, in tempi recenti, condotte da Raffy (1979 e 1980-81) e da Cassoli *et al.* (1986). Le indagini suddette hanno interessato il conoide ma nell'ambito di studi di carattere più generale riguardanti l'area. In tali lavori è stato considerato come formato da un unico deposito contemporaneo alle morene del Würm III presenti allo sbocco della Valle Majelama (Cassoli *et al.*, 1986) oppure come accumulo legato alle fasi di ritiro dei ghiacciai würmiani e datato alla fase iniziale dell'Olocene (Raffy, 1979 e 1980-81).

Da un esame più dettagliato emerge che il cosiddetto conoide di Valle Majelama è in realtà un conoide complesso costituito da una serie di conoidi fluvioglaciali e fluviali incastrati gli uni negli altri, di cui a volte si conservano solo parti relitte. Sulla superficie dei conoidi fluvioglaciali si sono poi impostati vari corsi d'acqua che hanno a loro volta originato altri piccoli conoidi.

Sul corpo dei conoidi sono presenti molte, estese e profonde cave per inertii, che hanno evidenziato una stratigrafia molto articolata relativa sia ai sedimenti il cui tetto forma la superficie dei conoidi stessi, sia a sedimenti più antichi.

## 2. METODI

Lo studio del conoide complesso è stato condotto, allo scopo di valutarne in dettaglio l'evoluzione e le cause che l'hanno condizionata, utilizzando sia indagini morfologiche, basate per lo più sull'uso della fotografia aerea, sia mediante il rilevamento di terreno delle litologie e delle serie stratigrafiche affioranti sui fronti di cava.

L'inquadramento cronologico dei vari conoidi che lo compongono e delle varie fasi di sedimentazione è stata ottenuta mediante correlazioni con le fasi glaciali tardo-pleistoceniche, mediante datazioni col metodo del  $^{14}\text{C}$  (le datazioni sono state effettuate dal CRAD di Udine), ed anche utilizzando informazioni storiche e preistoriche riguardanti l'area.

Come conseguenza della situazione geomorfologica e della presenza di cave, l'evoluzione del conoide complesso è stata ricostruita in base ai dati stratigrafici, per il periodo più antico, ed in base alla morfologia per le fasi più recenti.

## 3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

Il Massiccio del Velino, alle cui falde meridionali si sviluppa il conoide complesso di Valle Majelama (Fig. 1), è costituito geologicamente da sedimenti per lo più carbonatici meso-cenozoici (Servizio Geologico d'Italia, 1934, 1942; Accordi *et al.*, 1986). In particolare la valle è incisa per lo più in calcari dolomitici del Dogger-Cretaceo inferiore, ma anche in calcari, a volte dolomitici del Cretaceo superiore-Paleocene e in calcari a briozoi e litotamni del Miocene medio (Accordi *et al.*, 1986). La Valle Majelama, alla cui testata sono presenti cime alte in media 2.100+2.200 m, è stata sede di ghiacciai. Cassoli *et al.* (1986) evidenziano infatti alcune chiare caratteristiche morfologiche glaciali ed individuano la presenza di vari circhi glaciali nella porzione più elevata, il modellamento dei quali risalirebbe principalmente al Würm III. Secondo gli stessi Autori allo sbocco di Valle Majelama vi sono morene del Würm III, poste a quota 1.100 +1.050 m, contemporanee al conoide. Il ghiacciaio di Valle Majelama dovette avere perciò, nel corso del Würm III, una lunghezza di circa 6 km. In base alla morfologia, Cassoli *et al.* (1986) evidenziano che nella porzione media della valle lo spessore del ghiacciaio poteva essere valutabile a 130+150 m.

Al di sopra di 1.750 m è presente una serie di cordoni morenici attribuiti dagli stessi Autori al II Stadio Appenninico dello schema di Federici (1979); le suddette morene sbarrano la valle e risultano solo leggermente ritoccate dall'erosione. A monte di queste sono presenti alcuni piccoli cordoni morenici, che devono quindi essere ascritti al III Stadio Appenninico (*sensu* Federici, 1979). A quota 1.500 m circa sono presenti due lembi di cordoni morenici fortemente erosi, attribuibili, per essere ubicati tra le morene della massima espansione e quelle del II Stadio Appenninico, ad uno degli episodi stadiali indicati come I Stadio Appenninico da Federici (1979).

La superficie del bacino idrografico rappresentato dalla Valle Majelama è di circa 11,5 km<sup>2</sup>, mentre la superficie dell'insieme dei conoidi alimentati principalmente da tale bacino è di circa 28 km<sup>2</sup> (Fig. 1).

Il conoide di Valle Majelama potrebbe essere stato alimentato in parte anche da corsi d'acqua provenienti dal circo orientale di M. Caforina (2.409 m), costituito da rocce carbonatiche meso-cenozoiche (Accordi *et al.*, 1986) e dalla vasta area che comprende il versante sud-occidentale dei M.ti della Magnola (2.220 m) ed i versanti

occidentali e nord-occidentali dei M. Mallevona (1.400 m) e i tre Monti (1.398 m), costituiti sia da rocce carbonatiche sia da sedimenti terrigeni miocenici (Accordi *et al.*, 1986).

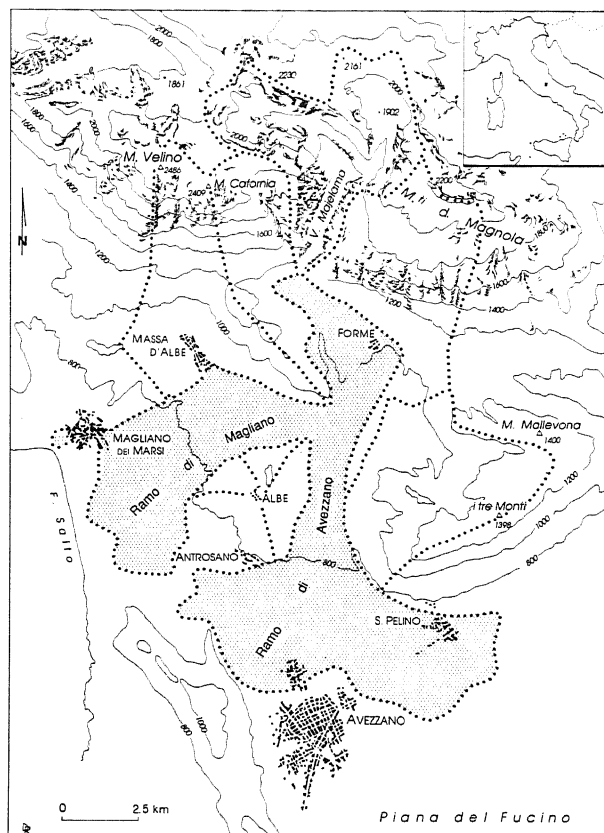


Fig. 1 - Inquadramento geografico e bacini idrografici affluenti nell'area occupata dal conoide di Valle Majelama (in grigio la superficie del conoide complesso; i bacini idrografici sono delimitati dalla linea punteggiata).

*Topographic sketch of the studied area; the drainage basins of the streams running on the Majelama Valley fan (colored in grey) are shown by dotted lines.*

Il bacino imbrifero che fa capo a quest'ultima zona (Fig. 1) è più esteso del bacino di Valle Majelama; tuttavia la morfologia della porzione apicale dei conoidi fluvioglaciali indica un'alimentazione prevalente da parte di quest'ultima. Nel corso della fase più recente dell'evoluzione dei conoidi, la zona M.ti della Magnola, M. Mallevona e i tre Monti ha poi alimentato i corsi d'acqua di Valle Solegara e di Valle di Peschio Cervaro, i quali hanno contribuito al modellamento post-glaciale della porzione orientale del conoide complesso.

La serie dei conoidi potrebbe essere stata alimentata anche da un tratto di versante compreso tra il M. Velino (2.486 m) ed il M. Cafornia (2.409 m), costituito da rocce carbonatiche meso-cenozoiche (Accordi *et al.*, 1986); quest'area, nella cui parte alta si riconosce un evidente circo glaciale, drenava verso Massa d'Albe e quindi verso la parte distale del conoide di Valle Majelama. Tuttavia anche in questo caso la morfologia dei

conoidi principali sembra non essere stata sensibilmente influenzata dagli apporti provenienti dall'area suddetta.

In grande, la serie dei conoidi in oggetto forma un piano inclinato, inciso da un alveo principale e da alcune valleciole, che a partire dai circa 1.100 m dello sbocco della Valle Majelama scende verso Sud dividendosi in due rami ed inglobando il rilievo di Albe-Antrosano; il ramo orientale scende fino ad Avezzano ed alla Piana del Fucino, a quota 670 m circa, il ramo occidentale si sviluppa verso Magliano dei Marsi, fino a circa 700 m di quota<sup>(1)</sup>. Cassoli *et al.* (1986) e Raffy (1979, 1980-81) hanno rilevato che al momento della formazione del ramo diretto ad Avezzano la stessa valle faceva parte del bacino del Fucino, mentre ora la Valle Majelama farebbe parte del bacino del F. Salto.

La Valle Varone (Tav. 1), una profonda incisione posta sul corpo principale del conoide e che si dirige verso il ramo di Magliano dei Marsi, costituisce il prolungamento della Valle Majelama; essa termina in una piccola depressione chiusa, presente tra il corpo principale del conoide ed il versante montuoso, presso Massa d'Albe, prodottasi per sovralluvionamento ad opera dei sedimenti del conoide. Attualmente il bacino idrografico facente capo a Valle Majelama non sembra quindi essere collegato al bacino del F. Salto.

Al giorno d'oggi non scorre acqua negli alvei che incidono la zona, se non localmente, nel corso di sporadici eventi di precipitazioni eccezionali. Fa eccezione il corso d'acqua della Valle di Peschio Cervaro che, nella estrema porzione a valle, risulta alimentato da sorgenti carsiche.

Come evidenziato nell'introduzione, sulla porzione intermedia del ramo del conoide che scende verso Avezzano e nella parte bassa di quello che scende verso Magliano dei Marsi, sono ubicate cave di inerti molto estese; nei tagli delle cave è stato possibile rilevare la stratigrafia dei sedimenti.

### 3.1 Situazione morfologica

Il cosiddetto conoide di Valle Majelama, come detto in precedenza, è un conoide complesso, costituito da vari conoidi componenti che possono essere parti relitte di conoidi e conoidi incastrati in forme di erosione.

La morfologia del conoide complesso è influenzata per lo più dalla presenza di estesi conoidi fluvioglaciali incastrati l'uno nell'altro, che devono essersi formati (vedasi oltre) nel corso dell'ultimo massimo glaciale del Pleistocene superiore.

Dopo la formazione di tali conoidi fluvioglaciali si svilupparono vari corsi d'acqua, alimentati da bacini imbriferi diversi da quello di Valle Majelama (descritti al cap. 3), che incisero il corpo principale del conoide complesso

(1) Da questo punto il ramo orientale del conoide verrà indicato come ramo di Avezzano mentre quello occidentale come ramo di Magliano.

(Valle di Peschio Cervaro, Valle Solegara, Il Fossato e le incisioni poste ad Est di Magliano dei Marsi). Tali corsi d'acqua diedero luogo essi stessi a conoidi, generalmente di estensione limitata ma ben riconoscibili, presenti al margine del conoide complesso.

L'evoluzione dei conoidi può essere ricostruita per mezzo dello studio morfologico, partendo dall'esame dei rapporti tra i conoidi e le morene (Tav. 1); nel periodo trascorso tra la formazione delle morene e l'Attuale si incontrano ben sette conoidi alimentati dalla Valle Majelama, quattro dalla Valle Solegara, tre dall'incisione Il Fossato, due dalla Valle di Peschio Cervaro e dalle incisioni poste presso Magliano dei Marsi. Verranno prima descritti i conoidi formati dal corso d'acqua proveniente da Valle Majelama, quindi quelli legati ai bacini minori<sup>(2)</sup>.

### 3.1.1 Conoidi di valle Majelama

I conoidi alimentati dalla Valle Majelama (indicati con la sigla M), ben evidenti all'esame morfologico, sono sette e, ad eccezione dei due più recenti, sono i più estesi presenti nell'area studiata. Essi verranno descritti a partire dal più antico (Tav. 1).

**Conoide 1M** - Si tratta di un conoide, in parte smembrato, la cui inclinazione media è del 5,5% verso SE; anche se in parte erosa, la porzione apicale di tale conoide è collegata ai rilievi morenici presenti allo sbocco di Valle Majelama e da luogo ad una morfologia tipo *apron* (*sensu* German, 1968). Non sono stati rinvenuti affioramenti di sedimenti appartenenti a tale conoide, ma la superficie è costituita per lo più da ciottoli o blocchi eterometrici in matrice sabbiosa la cui granulometria diminuisce verso SE. La litologia della superficie della porzione apicale del conoide non appare in generale molto dissimile dalla litologia delle adiacenti morene.

**Conoide 2M** - Si tratta di un conoide che costituisce la maggior parte del ramo di Avezzano e solo una piccola parte della porzione superiore del ramo di Magliano, le cui dimensioni (16,5 km<sup>2</sup> circa) sono maggiori di quelle della superficie del bacino di alimentazione (11,5 km<sup>2</sup> circa). La pendenza media è del 4% verso Avezzano e del 5% verso Magliano. Il conoide risulta incastrato nelle morene; è inoltre incastrato nel conoide 1M a monte, ma lo copre ad unghia a valle.

A monte delle morene, poste appena al di fuori dello sbocco della valle, si rinvengono lembi di superfici correlabili altimetricamente al conoide 2M; l'apice di tale conoide, non più conservato, doveva situarsi perciò all'interno della Valle Majelama.

Litologicamente, la superficie del conoide 2M risulta costituita per lo più da ghiaie in matrice sabbiosa, le cui

(2) All'interno della Valle Varone e dell'incisione di Valle Solegara, sono presenti numerosi terrazzi (verosimilmente di erosione), posti a quote diverse, difficilmente correlabili tra di loro e con le fasi di sviluppo dei conoidi. Tali terrazzi non sono stati esaminati, ma sono segnalati in Tavola 1.

dimensioni medie diminuiscono da monte a valle. Sulla superficie del conoide 2M sono spesso presenti accumuli colluviali costituiti da alternanze di limi argillosi e da ghiaietto in matrice limoso-argillosa. Ai margini della Piana del Fucino il conoide in oggetto è incastrato in un terrazzo lacustre databile, in base ad indicazioni di carattere archeologico, a circa 18+20.000 anni fa (Giraudi, 1988). Ai margini della estrema porzione orientale della Valle di Peschio Cervaro, Michetti A. (com. pers., 1991) ha rilevato che le ghiaie che costituiscono il conoide fluvio-glaciale 2M risultano coperte da colluvi limosi; all'interno di tali colluvi era presente un livello di *tephra* nerastro, spesso pochi centimetri, ben conservato, tanto da essere considerato in giacitura primaria. Il *tephra* potrebbe essere correlabile, per le sue caratteristiche litologiche e per la posizione stratigrafica, a quello che si rinviene in molte grotte presenti ai margini dell'adiacente Piana del Fucino. In una di tali grotte il *tephra* copre un focolare datato a 14.580 ± 800 anni col metodo del <sup>14</sup>C (Radmilli, 1979).

Il conoide 2M è perciò più antico dell'inizio del periodo di deposizione dei colluvi che contengono il *tephra* suddetto e potrebbe essere più antico di circa 14.580 ± 800 anni B.P.

**Conoide 3M** - Si tratta di un conoide presente solo nel ramo di Magliano, incastrato nel conoide 2M, la cui pendenza media è del 4,8% verso SW. Litologicamente la sua superficie risulta costituita da ghiaie in matrice sabbiosa, del tutto analoghe a quelle che costituiscono il conoide 2M.

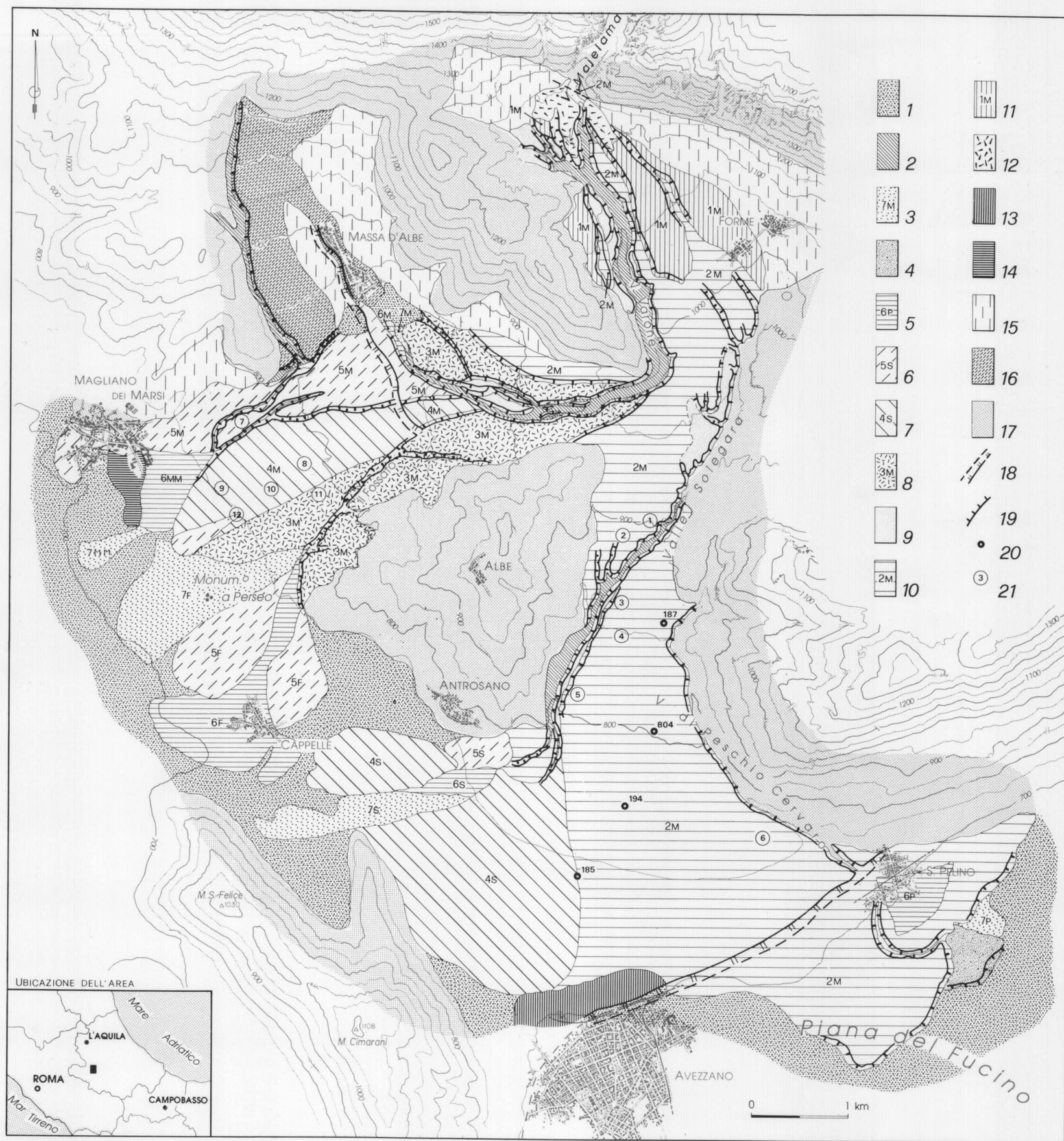
**Conoide 4M** - E' presente solo nel ramo di Magliano ed ha inclinazione media del 3,7%. L'apice è incastrato nel conoide 3M mentre la parte distale lo copre ad unghia. La litologia superficiale del conoide 4M risulta del tutto analoga a quella dei conoidi 2M e 3M.

**Conoide 5M** - E' presente solo nel ramo di Magliano ed ha inclinazione media del 3,5%. Il suo apice è incastrato nel conoide 4M mentre la parte distale lo copre ad unghia. Nella parte distale risulta anche difficile porre un limite tra i due conoidi. La litologia superficiale del conoide 5M appare del tutto analoga a quella dei conoidi 2M, 3M e 4M<sup>(3)</sup>.

(3) Le forme indicate come conoidi 3M, 4M, 5M, sono costituite da materiali analoghi a quelli che compongono il conoide 2M; tale constatazione potrebbe anche indurre a sospettare che le forme suddette possano essere terrazzi di erosione sui sedimenti che formano il conoide 2M. Tale ipotesi, inizialmente presa in esame, è stata ritenuta improbabile in seguito alle seguenti considerazioni:

- l'andamento altimetrico della superficie di tali forme è simile a quello delle superfici dei conoidi.
- l'evoluzione di tali forme è da correlare (Fav. 1 e Fig. 2) ad una migrazione del corso d'acqua proveniente dalla Val Varone-Majelama, che si è spostato dalla porzione SE a quella NW del ramo di Magliano dei Marsi. Tale migrazione ha dato luogo a forme la cui pendenza diminuisce gradualmente dalla più antica (conoide 3M, pendenza media 4,8%) alla più recente





Tav. 1 - Carta geologica del Conoide di Valle Majelama. Legenda: 1) sedimenti colluviali, alluvionali e lacustri, Olocene recente; 2) sedimenti del fondo delle valli Varone e Sologara, Olocene; 3) sedimenti dei conoidi fluviali della settima fase (la lettera identifica il bacino di alimentazione), Olocene; 4) sedimenti lacustri terrazzati del margine della Piana del Fucino, Olocene; 5) sedimenti dei conoidi fluviali della sesta fase (la lettera identifica il bacino di alimentazione), Olocene; 6) sedimenti del conoide fluvioglaciale di ritiro 5M e dei conoidi fluviali 5F e 5S, Pleistocene superiore; 7) sedimenti del conoide fluvioglaciale di ritiro 4M e del conoide fluviale 4S, Pleistocene superiore; 8) sedimenti del conoide fluvioglaciale di ritiro 3M, Pleistocene superiore; 9) depositi terrazzati interni alle valli Varone e Sologara, Pleistocene superiore; 10) sedimenti del conoide fluvioglaciale di ritiro 2M, Pleistocene superiore; 11) sedimenti del conoide fluvioglaciale 1M, Pleistocene superiore; 12) morene dell'ultimo massimo glaciale, Pleistocene superiore; 13) sedimenti fluvio-lacustri, Pleistocene superiore; 14) sedimenti lacustri, Pleistocene medio-superiore; 15) coltri ed accumuli detritico-colluviali, Pleistocene superiore; 16) breccie cementate, Pleistocene medio ?; 17) sedimenti pre-quadernari; 18) scarpate di faglia e probabile ubicazione delle faglie ad attività postglaciale; 19) scarpata di terrazzo; 20) ubicazione dei sondaggi; 21) ubicazione delle cave: 1) Torelli, 2) Mascitti, 3) Iannotti, 4) Frani, 5) Fossato, 6) Discarica, 7) Frigorilli, 8) Conte Stabile, 9) Palma, 10) Celi, 11) Rosa Ranieri, 12) Graziani.

Geological map of the Majelama Valley fan. Legend: 1) colluvial, alluvial and lacustrine deposits, late Holocene; 2) Varone and Sologara Valleys alluvial fill, Holocene; 3) alluvial fans of the seventh phase (the letters indicate the relative drainage basins), Holocene; 4) lacustrine terraced deposits of the Fucino Plain edge, Holocene; 5) alluvial fans of the sixth phase (the letter indicate the relative drainage basins), late upper Pleistocene; 6) 5M outwash fan and 5F, 5S alluvial fan deposits, late upper Pleistocene; 7) 4M outwash fan and 4S alluvial fan deposits, late upper Pleistocene; 8) 3M outwash fan deposits, late upper Pleistocene; 9) terraced deposits located in the inner Sologara and Varone Valleys, late upper Pleistocene; 10) 2M outwash fan deposits, late upper Pleistocene; 11) 1M outwash fan deposits, upper Pleistocene; 12) last glacial maximum till, upper Pleistocene; 13) fluvio-lacustrine deposits, upper Pleistocene; 14) lacustrine deposits, upper-middle Pleistocene; 15) debris and colluvial deposits, upper Pleistocene; 16) cemented breccia, middle Pleistocene?; 17) pre-quadernary deposits; 18) fault scarps and location of the faults active in postglacial times; 19) terrace slope; 20) borehole locations; 21) quarry locations :1) Torelli, 2) Mascitti, 3) Iannotti, 4) Frani, 5) Fossato, 6) Discarica, 7) Frigorilli, 8) Conte Stabile, 9) Palma, 10) Celi, 11) Rosa Ranieri, 12) Graziani.

Conoide 6M - Si tratta di un piccolo conoide posto presso Massa d'Albe, allo sbocco del tratto terminale della Valle Varone, incastrato nel conoide 5M. Litologicamente la sua superficie è costituita da ghiaie medio-piccole in matrice terrosa.

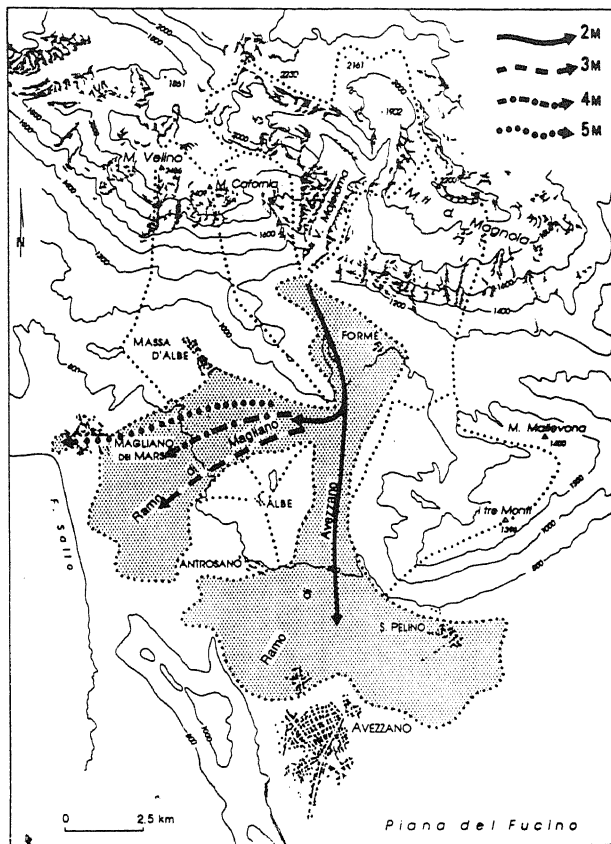


Fig. 2 - Variazioni delle direzioni principali di deflusso nei conoidi fluvioglaciali 2M, 3M, 4M, 5M, alimentati dal ghiacciaio di Valle Majelama.

Main stream variations on the 2M, 3M, 4M, 5M Majelama Valley outwash fans.

Conoide 7M - E' un piccolissimo conoide incastrato nel 6M la cui superficie è costituita da ghiaie minute in abbondante matrice terrosa.

In base ai rapporti con le morene ed alla morfologia

(conoide 5M, pendenza media 3,5%). Il corso d'acqua è quindi migrato verso un'area sbarrata a valle da una soglia costituita dal rilievo di Magliano dei Marsi. L'ultima fase di migrazione del corso d'acqua ha portato addirittura la Val Varone a confluire in una depressione chiusa marginale rispetto alle precedenti direzioni di drenaggio.

Quanto in precedenza esposto sembra incompatibile con l'ipotesi che le forme in esame possano essere terrazzi di erosione; non sembra logico che corsi d'acqua in erosione abbandonino direzioni di deflusso con pendenza maggiore assumendo direzioni di deflusso con pendenze minori.

Le varie fasi di migrazione del corso d'acqua che ha prodotto le forme suddette sono, al contrario, facilmente spiegabili se si ammette che tali forme siano di accumulo, cioè conoidi; l'accumulo di sedimenti, specialmente nella porzione apicale dei conoidi fluvioglaciali, avrebbe costretto il corso d'acqua a migrare verso i bordi più depressi degli stessi conoidi ed a defluire in zone a minore pendenza o in depressioni chiuse.

di tipo *apron*, è possibile ipotizzare un'origine fluvioglaciale per il conoide 1M ed una sua contemporaneità con l'ultima fase di massima espansione glaciale. Il conoide 2M è incastrato nelle morene e nel conoide 1M. I conoidi successivi al 2M sono alimentati da un'incisione (la Valle Varone) posteriore ad 2M. L'insieme costituito dai conoidi e dall'incisione assume una morfologia assimilabile alle *trumpet valleys* dello schema di Penck (1909) (in German, 1968); interpretati secondo tale schema i conoidi 2M, 3M, 4M, 5M corrisponderebbero a forme e depositi fluvioglaciali formati in quattro diverse fasi nel corso del ritiro glaciale. Tale ipotesi sembra confermata dalle analoghe caratteristiche dei sedimenti che formano i quattro conoidi. I conoidi 6M e 7M, per le loro caratteristiche devono essere di origine fluviale. Una rappresentazione schematica delle variazioni delle principali direzioni di deflusso nell'ambito dei conoidi fluvioglaciali 2M, 3M, 4M, 5M, è riportata in Figura 2.

Un'ultima nota di carattere geomorfologico riguarda la presenza di una scarpata molto rimodellata orientata circa SE-NW, alta fino a 2,5 m, che interessa i conoidi 4M e 5M nell'area a SSE di Massa d'Albe. La scarpata interessa anche il limite tra i due conoidi, è trasversale ad alcune tracce di alvei ancora evidenti sugli stessi conoidi e per un certo tratto è anche trasversale alla direzione di massima pendenza della superficie. La scarpata suddetta è posta sul prolungamento di un'altra scarpata che interessa il banco di brecce cementate su cui è situato l'abitato di Massa d'Albe; questa risulta a sua volta ben allineata con l'imponente versante condizionato dalla faglia che borda a SW il Massiccio del Velino (Accordi *et al.*, 1986).

Si ipotizza quindi che la scarpata che interessa la superficie dei conoidi 4M e 5M sia una scarpata di faglia.

Un'altra scarpata di faglia, orientata SW - NE, alta fino a 10 m, segnalata da Giraudi (1988) interessa il conoide 2M a NE di Avezzano.

### 3.1.2 Conoidi legati ad altri bacini

Come indicato al § 3.1, fanno parte del conoide complesso anche conoidi alluvionali alimentati da bacini imbriferi diversi dalla Valle Majelama (Fig. 1). Tali conoidi, formati da corsi d'acqua che hanno inciso i conoidi fluvioglaciali, sono rinvenibili nelle seguenti località:

- nella zona di Magliano dei Marsi; l'alimentazione di tali conoidi (siglati MM) è legata ad un corso d'acqua il cui bacino comprende una parte dei conoidi fluvioglaciali 4M e 5M, la zona di Massa d'Albe e le aree comprese tra le cime dei monti Velino e Cafornia;
- nella zona di Cappelle; l'alimentazione di tali conoidi (siglati F) è legata ad un corso d'acqua che scorreva nell'incisione detta Il Fossato; il bacino imbrifero di tale corso d'acqua comprende una parte dei conoidi 3M e 4M ed il versante NW del rilievo di Albe, costituito per lo più da sedimenti terrigeni miocenici (Accordi *et al.*,

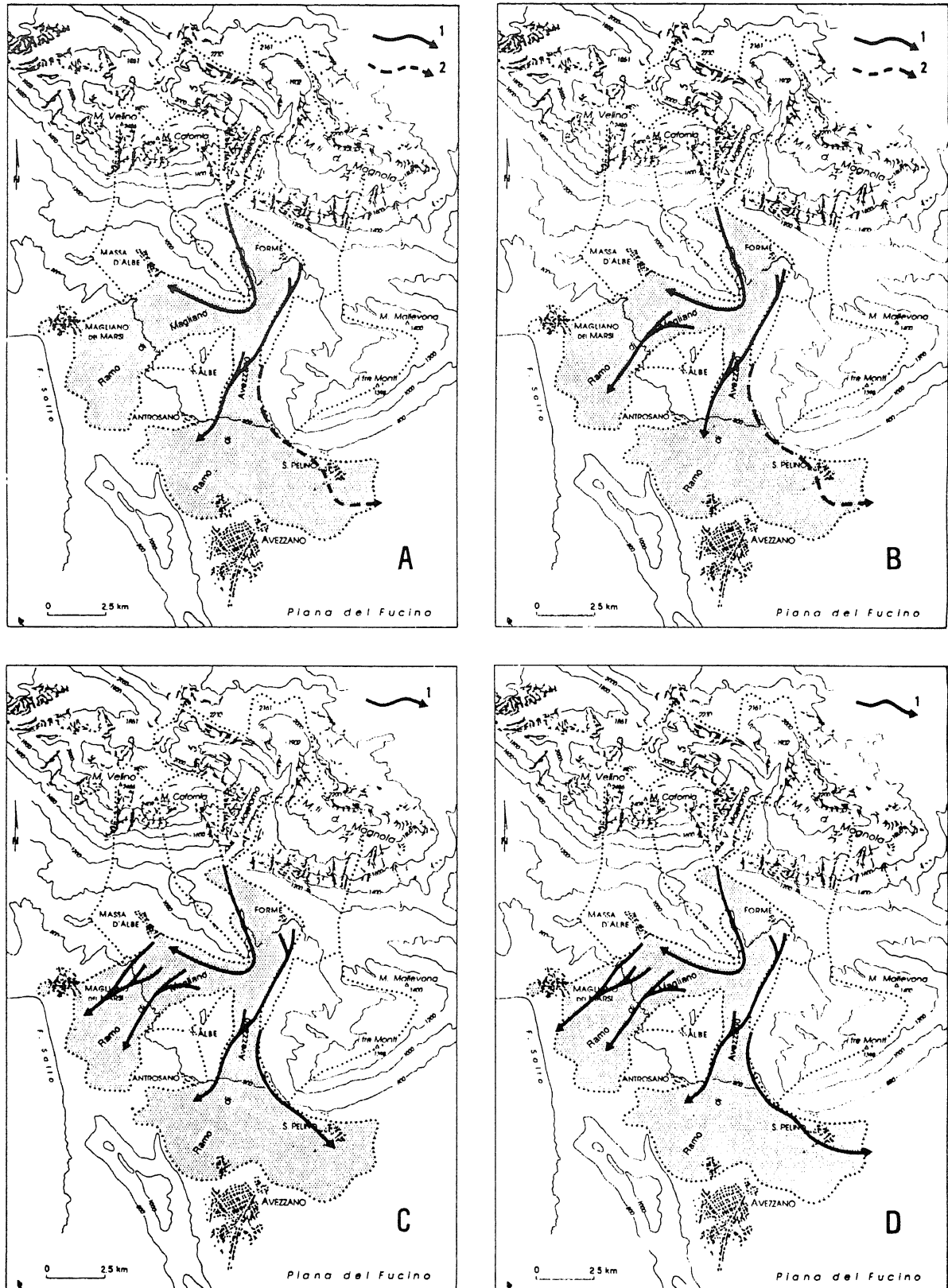


Fig. 3 - Evoluzione del reticolo idrografico posteriore alla formazione dei conoidi fluvio-glaciali. Legenda: 1) corsi d'acqua; 2) corsi d'acqua ipotizzabili; A: situazione al momento della formazione del conoide alluvionale 4S; B: situazione al momento della formazione dei conoidi 5F, 5S; C: situazione al momento della formazione dei conoidi 6M, 6MM, 6P, 6S; D: situazione al momento della formazione dei conoidi 7F, 7M, 7MM, 7P, 7S.

*Evolution of the hydrographic network subsequent to the deposition of the outwash fans. Legend: 1) Streams; 2) Hypothetical streams; A- condition during the 4S alluvial fan deposition; B- condition during the 5F 5S alluvial fans deposition; C- condition during the 6F, 6M, 6MM, 6P, 6S alluvial fans deposition; D- condition during the 7F, 7M, 7MM, 7P, 7S alluvial fans deposition.*



1986);

- nella zona di Antrosano; l'alimentazione di tali conoidi (siglati S) è legata ad un corso d'acqua che scorreva nell'incisione della Valle Solegara. Tale incisione, posteriore al conoide 2M, ha un bacino imbrifero piuttosto esteso che comprende una parte dei conoidi 1M e 2M ed i versanti meridionale del M. Magnola e occidentale del M. Mallevena, costituiti litologicamente sia da rocce carbonatiche meso-cenozoiche sia da sedimenti terrigeni miocenici (Accordi *et al.*, 1986).
- nella zona di San Pelino; l'alimentazione di tali conoidi (siglati P) è legata ad un corso d'acqua che scorreva nella Valle di Peschio Cervaro, un'incisione posteriore al conoide 2M; il bacino imbrifero di tale corso d'acqua, abbastanza esteso, comprende il versante NW e Ovest dei tre Monti, costituito per lo più da rocce carbonatiche meso-cenozoiche (Accordi *et al.*, 1986).

Il più antico conoide, tra quelli alimentati dai bacini indicati, dovrebbe essere il 4S, alimentato da un' incisione posteriore ad un corpo sedimentario incastrato nella superficie del conoide 2M (vedasi oltre). L'inclinazione della sua superficie è del 3% circa.

Più recenti risultano i conoidi 5F e 5S, che sono stati alimentati da incisioni posteriori a 4M e 4S; in generale essi sono costituiti litologicamente da ghiaie medie in matrice sabbiosa e/o terrosa, la cui inclinazione varia tra il 3,3% ed il 3,5%.

I conoidi che coprono o che sono alimentati da incisioni posteriori ai conoidi 5F, 5M e 5S sono stati indicati come 6F, 6MM e 6S. La loro composizione litologica è piuttosto omogenea in quanto risultano composti, nella porzione superficiale, da ghiaie piuttosto fini in matrice terrosa. L'inclinazione della superficie di tali conoidi è compresa tra il 2,6 ed il 4%. A questa serie di conoidi è stato associato, per analogia di composizione litologica, il conoide 6P.

Sono stati indicati come 7F, 7MM, 7P e 7S i conoidi che coprono o che sono alimentati da incisioni che interessano i conoidi 6F, 6MM, 6P e 6S. La composizione litologica di tali conoidi è molto omogenea in quanto essi risultano sempre costituiti da alternanze di ghiaie prevalentemente fini in matrice terrosa e di limi argillosi di colore scuro, la cui inclinazione varia tra il 2% ed il 2,8%. Inoltre l'esame morfologico di tutti i conoidi di questa serie sembra indicare che i corpi sedimentari, di cui i conoidi sono l'espressione morfologica, non sono molto potenti.

I conoidi descritti, o per le caratteristiche lito-morfologiche o perché alimentati da bacini imbriferi di bassa quota, in cui non si rinvenivano tracce glaciali, dovrebbero essere tutti di origine fluviale.

Sono da notare due fatti:

- i conoidi nei cui bacini di alimentazione sono presenti consistenti porzioni di sedimenti terrigeni miocenici (conoidi F e S) hanno mediamente dimensioni maggiori;

- i corsi d'acqua nel cui bacino di alimentazione sono presenti sedimenti terrigeni miocenici (Valle Solegara e Il Fossato) hanno deposto un numero di conoidi più elevato rispetto a quelli alimentati da bacini in cui sono presenti solo rocce carbonatiche e sedimenti fluvio-glaciali (Valle di Peschio Cervaro e incisioni a Est di Magliano dei Marsi).

E' probabile che i conoidi indicati con lo stesso numero d'ordine, legati a bacini diversi dalla Valle Majelama, siano pressoché contemporanei. Ciò sembra accettabile in particolare per i conoidi 6 e 7, i quali presentano anche caratteristiche morfologiche e litologiche molto simili. L'evoluzione del reticolo idrografico posteriore alla formazione dei conoidi fluvio-glaciali è schematizzata in Figura 3.

Per quanto riguarda l'età di tali conoidi, l'unico elemento di datazione diretta riguarda il conoide 7F, che risulta più antico di alcuni monumenti funerari e di strade romane presenti sulla sua superficie, segnalati da Merthens (1969).

Come elemento di datazione si evidenzia che il conoide denominato 7P, sito al margine della Piana del Fucino, è incastrato in una spianata di abrasione lacustre; la genesi di tale spianata, rinvenuta anche in altre zone del Fucino, è stata datata, grazie ad indicazioni archeologiche, al periodo compreso tra circa 6.500 e 5.000 anni fa da Giraudi (1988).

Sembra perciò possibile ipotizzare che i conoidi 7F, 7MM, 7P e 7S, siano più antichi dei tempi romani e più recenti di 5.000 anni fa.

Per i conoidi indicati come 6, non si hanno elementi di datazione diretta; si può stimare che, essendosi depositi dopo una serie di eventi erosivi e sedimentari posteriori ai conoidi fluvio-glaciali, la loro età sia pienamente olocenica.

Occorre tenere presente che anche altrove, in Abruzzo (Piano di Aremogna, Piano di Ovindoli, Piano di Pezza), corsi d'acqua alimentati da bacini impostati in rocce carbonatiche hanno dato luogo a due serie di conoidi posteriori a depositi fluvio-glaciali che potrebbero essere correlabili cronologicamente a quelli di Valle Majelama (Frezzotti & Giraudi, 1989; Giraudi, 1989). In particolare al Piano di Aremogna, potendo usufruire di date  $^{14}\text{C}$ , è stato possibile stabilire che i conoidi sono databili entrambi all'Olocene, il primo ad un periodo precedente a circa 6.500+7.000 anni fa, il secondo ad un periodo compreso tra circa 4.700 e 2.500 anni fa.

La coincidenza tra quest'ultima datazione e l'inquadramento cronologico ottenuto per i conoidi 7 dell'area oggetto del presente studio ed il numero di conoidi posteriori ai depositi fluvio-glaciali, permette di ipotizzare che anche i conoidi 6 dell'area in studio siano sostanzialmente coevi con i più antichi conoidi olocenici presenti al Piano di Aremogna e che quindi i conoidi 6 abbiano età superiore a 6.500+7.000 anni.

Anche i corsi d'acqua nel cui bacino di alimenta-



zione sono presenti sedimenti terrigeni miocenici (Valle Solegara, Il Fossato) hanno deposto conoidi correlabili a quelli numerati 6 e 7 degli altri bacini, quindi di età olocenica, ma hanno anche dato luogo a conoidi fluviali più antichi (4S, 5F e 5S). Essendo precedenti ai conoidi 6, questi ultimi potrebbero anche essere pre-olocenici. Non si hanno elementi per stabilire se il conoide 4S possa essere contemporaneo al conoide fluvioglaciale 4M ed i conoidi 5F e 5S contemporanei al conoide fluvioglaciale 5M. Gli unici dati certi sono le datazioni relative:

- il conoide 4S è più recente di un corpo sedimentario (FA3 - vedasi oltre) incastrato nel conoide 2M;
- i conoidi 5F e 5S sono posteriori ai conoidi 4M e 4S;
- i conoidi 6F, 6MM, 6P e 6S sono più recenti dei conoidi 5F, 5M e 5S.

### 3.2 Situazione stratigrafica

La stratigrafia dei sedimenti presenti al di sotto della superficie dei conoidi principali è messa in evidenza in numerose ed estese cave di inert, che sfruttano principalmente la parte superiore di un corpo di sedimenti ghiaiosi e sabbiosi, con intercalazioni più fini, che arriva a più di 75 m di potenza (Tav. 1; sondaggio n. 187, Ente per la Valorizzazione del Fucino, 1969). Il fondo delle cave è posizionato generalmente in corrispondenza di intercalazioni fini non interessanti dal punto di vista estrattivo: paleosuoli, colluvi di suolo, limi calcarei, ghiaie con colluvi.

Sono state rilevate le serie stratigrafiche affioranti

in quasi tutte le cave (fanno eccezione due cave site nel Ramo di Avezzano per le quali non è stato autorizzato l'accesso) e sono stati individuati elementi di correlazione tra le varie serie.

La correlazione fra le stratigrafie rilevate sui fronti delle varie cave e quelle fornite da alcuni sondaggi è stata possibile grazie alla presenza di un *marker* caratteristico; si tratta di un accumulo di materiale vulcanico e del paleosuolo sviluppatosi su questo. La datazione del paleosuolo col metodo del  $^{14}\text{C}$  in vari siti ha fornito date paragonabili, comprese tra  $33.140 \pm 1.700$  e  $31.220 \pm 1.400$  anni.

I rapporti tra i vari corpi sedimentari individuati mettono in evidenza alcune superfici di erosione; in generale, però la presenza di grandi spessori di ghiaie senza evidente stratificazione e l'uniformità del colore non sono favorevoli all'identificazione di eventuali superfici di erosione che mettano a contatto diversi corpi ghiaiosi.

Nel corso del paragrafo seguente verrà dapprima illustrata la stratigrafia rilevata nelle cave ubicate nel ramo di Avezzano ed in seguito quella delle cave ubicate nel ramo di Magliano dei Marsi.

#### 3.2.1 Ramo di Avezzano

Lo studio dei fronti di cava e dei sondaggi che interessano il ramo di Avezzano del conoide complesso di Valle Majelama ha messo in evidenza la serie stratigrafica descritta qui di seguito (Fig. 4).

La serie inizia con limi e argille stratificate (sigla LS)

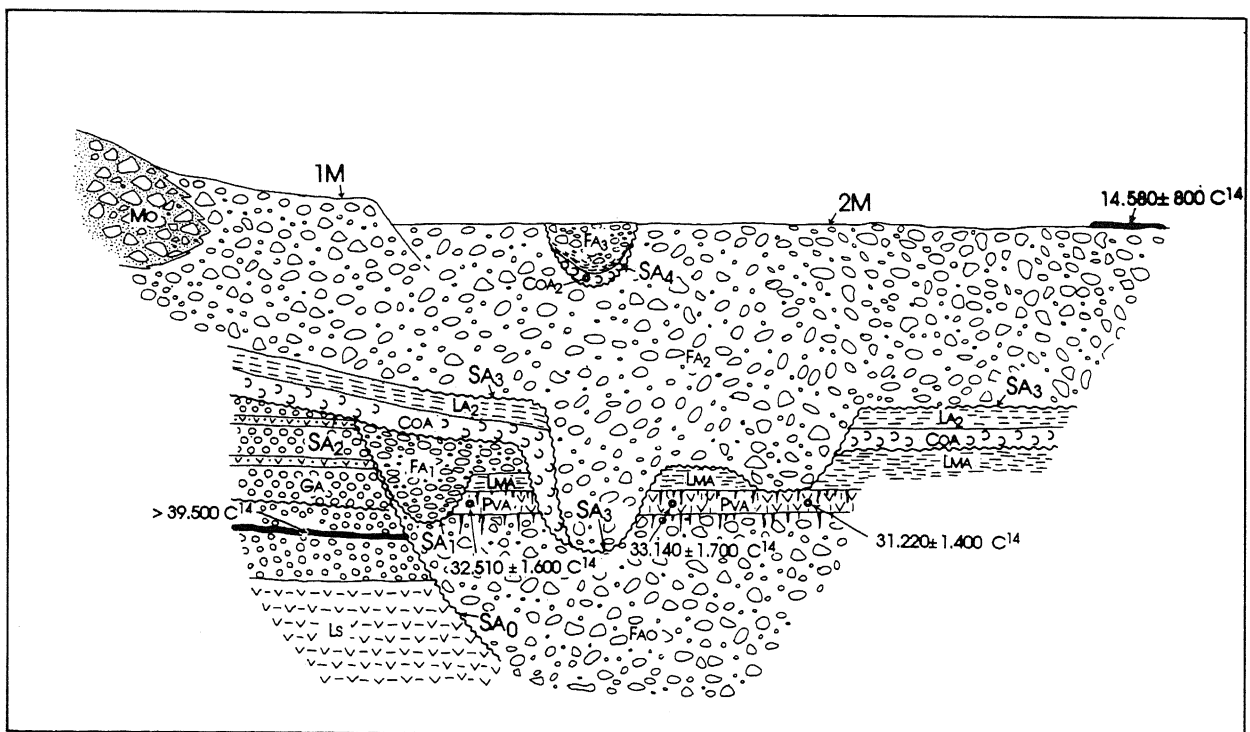


Fig. 4 - Schema dei rapporti stratigrafici del Ramo di Avezzano del conoide di Valle Majelama; per le sigle fare riferimento al testo.

*Stratigraphic sketch of the main lithological and morphological units in the Avezzano arm of the Majelama fan. For abbreviations see the text.*

contenenti abbondanti minerali vulcanici. Su questi poggiano ghiaie con intercalazioni fini (sigla GA). Le ghiaie, di dimensione da centimetrica a decimetrica, localmente cementate in banchi, potenti circa 30 m, sono mal classate, a volte stratificate, con una matrice calcarea da bianca a ocrea. Tra le ghiaie sono presenti varie intercalazioni fini, potenti al massimo 30 cm, costituite da limi e sabbie che possono contenere abbondante materiale vulcanico. Nella porzione centrale della successione ghiaiosa è stato rinvenuto un livello di argille ad alto contenuto di sostanza organica coperto da limi calcarei contenenti gasteropodi; una datazione con il  $^{14}\text{C}$  sulla sostanza organica del livello ha fornito un'età  $> 39.500$  anni B.P. (UD-313). Sulle ghiaie GA è impostata una superficie di erosione (SA0).

La successione dei depositi che appoggia sulla superficie di erosione SA0 è quella maggiormente indagata nel corso del presente lavoro poiché affiora in varie cave ed è costituita da:

- ghiaie calcaree (FA0), non stratificate, mal classate, in matrice sabbiosa calcarea, che risultano interessate da pedogenesi nella parte alta. Al tetto delle ghiaie sono stati rinvenuti alcuni manufatti di selce; l'esame di questi, effettuato da Radmilli (com. pers., 1987) non ha fornito indicazioni utili trattandosi di esemplari atipici;
- sulle ghiaie (FA0) poggia, con contatto netto e rettilineo, un paleosuolo potente circa 1,5 m; tale paleosuolo, date le sue peculiari caratteristiche, è stato utilizzato per la correlazione tra le serie stratigrafiche affioranti nei vari fronti di cava. Il paleosuolo (PVA) presenta due orizzonti pedologici: un'orizzonte A, molto scuro (5 YR 2/2), potente circa 40+50 cm con il 5% di sostanza organica ed un'orizzonte B<sub>w</sub>, colore 7.5 YR 3/2, potente circa un metro, con una struttura prismatica grande; il limite fra i due orizzonti è graduale e ondulato. L'analisi micromorfologica delle sezioni sottili del paleosuolo (camp. 86/2 e 86/3) ha messo in evidenza che questo si è formato a spese principalmente di vetri vulcanici (totalmente o in parte alterati), k-feldspati, pirosseni, alcuni plagioclasti, raro quarzo policristallino associato a muscovite e rarissimi granati (camp. 86/3). Nell'orizzonte B<sub>w</sub> è possibile osservare sulle superfici degli aggregati patine di FeMn e argille di neoformazione. L'analisi granulometrica dell'orizzonte B<sub>w</sub> (camp. 86/3) mette in evidenza che questo risulta composto per l'85% da limo, con un coefficiente di classamento discreto (Fig. 5). I frammenti vegetali contenuti nell'orizzonte A del paleosuolo sono stati datati con il metodo del  $^{14}\text{C}$  a  $33.140 \pm 1.700$  anni B.P. (UD-314) nella Cava Mascitti (camp. 87/11),  $32.510 \pm 1.600$  anni B.P. (UD-310) nella Cava Torelli (camp. 86/2) e a  $31.220 \pm 1.400$  anni B. P. (UD-311) nel sondaggio di quota 804 m (camp. 87/1);
- Il paleosuolo è coperto, tramite un contatto netto e lineare, da limi-argillosi calcarei (LMA), non stratificati,

potenti fino a 2 m e risultati sterili all'esame paleontologico;

- il deposito precedente è coperto da ghiaie calcaree, decimetriche, mediamente classate, con matrice sabbiosa calcarea a volte stratificate potenti 6 metri circa (FA1). Queste ghiaie stratificate a volte vengono a contatto, tramite una superficie di erosione (SA1), con le sottostanti ghiaie pedogenizzate (FA0). Le ghiaie stratificate sono interessate al tetto da una superficie di erosione (SA2) che taglia anche il paleosuolo e i depositi più antichi;
- su quest'ultima superficie di erosione poggia un colluvio di suolo (COA) di spessore variabile da 1,5 a 0,5 m, acalcareo, con minerali vulcanici, avente un profilo uniforme senza orizzonti, di colore 7.5 YR 3/4, struttura poliedrica media, contenente scarsi ciottoli calcarei decarbonatati. L'analisi granulometrica indica che il colluvio è composto per il 75% di limo, che ha un discreto coefficiente di classamento, con un largo picco nella frazione del limo grossolano;

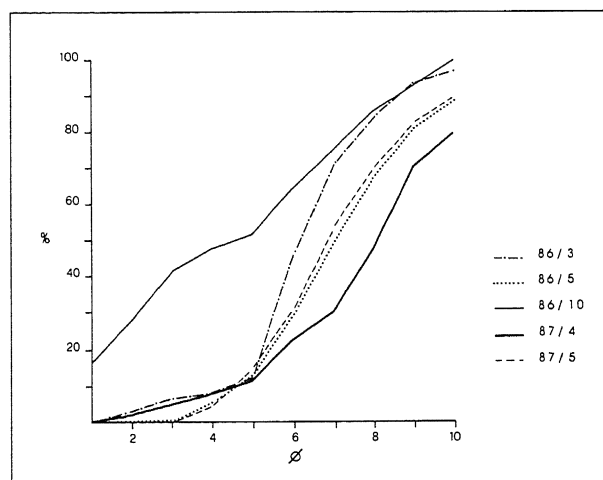


Fig. 5 - Curve granulometriche di: paleosuoli PVA e PVM (86/3 e 86/10), colluvi COM (86/5 e 87/4) e matrice delle ghiaie terrose GCM (87/5).

*Grain size curves concerning: paleosols PVA and PVM (samples 86/3 and 86/10), colluvia COM (samples 86/5 and 87/4) and matrix of the GCM gravels (sample 87/5).*

- il colluvio (COA) è sepolto da limi calcarei (LA2), non stratificati, che passano a ghiaie calcaree (FA2) a volte tramite una superficie di erosione (SA3);
- le ghiaie FA2 sono potenti fino a 20 m, a volte stratificate nella parte inferiore; i ciottoli che costituiscono lo scheletro sono di dimensioni da centimetriche a decimetriche, mal classati, ben arrotondati, in matrice sabbiosa-limoso calcarea. All'altezza di Forme, circa 2,5+3 km a monte dell'area dove è presente la maggior parte delle cave, i ciottoli delle ghiaie (FA2) hanno dimensioni maggiori e risultano molto più eterometrici. Con l'eccezione della cava Mascitti le ghiaie FA2 chiu-

dono la serie stratigrafica;

- nella cava Mascitti la parte superiore di queste ghiaie (FA2) è localmente interessata da una superficie di erosione (SA4);
- sulla superficie di erosione poggia un colluvio di suolo di colore 7.5 YR 3/4 (COA2);
- su tale colluvio poggiano limi calcarei stratificati con componente ghiaiosa e livelli colluviali nella parte alta, coperti da ghiaie calcaree (FA3) molto simili a quelle in cui è incisa la superficie di erosione.

### 3.2.2 Ramo di Magliano

La successione dei depositi presenti nel ramo di Magliano (Fig. 6) è la seguente:

- ghiaie calcaree in matrice sabbiosa calcarea, non stratificate, osservabili per 2 m (sigla GS);

- le ghiaie calcaree sono coperte da un deposito vulcanico (camp. 86/12) di spessore variabile, a volte pedogenizzato (sigla VM), al cui tetto è presente una superficie di erosione (SM0);
- sulla superficie di erosione poggiano ghiaie calcaree in matrice sabbiosa, mal classate, non stratificate, pedogenizzate nella parte superiore (FM0), potenti circa 2 m. Nella parte bassa di queste ghiaie è presente una superficie di erosione colmata a volte da materiale fine stratificato;
- le ghiaie (FM0) sono coperte, mediante un contatto netto e rettilineo, da un paleosuolo (PVM) potente circa 1,5 m. Il paleosuolo è troncato, poiché è assente l'orizzonte A; esso è caratterizzato da un orizzonte C potente circa 90 cm, di colore 7.5 YR 3/6 che passa con un limite diffuso e ondulato ad un orizzonte B<sub>t</sub> potente circa 60 cm, di colore 5 YR 3/3, avente

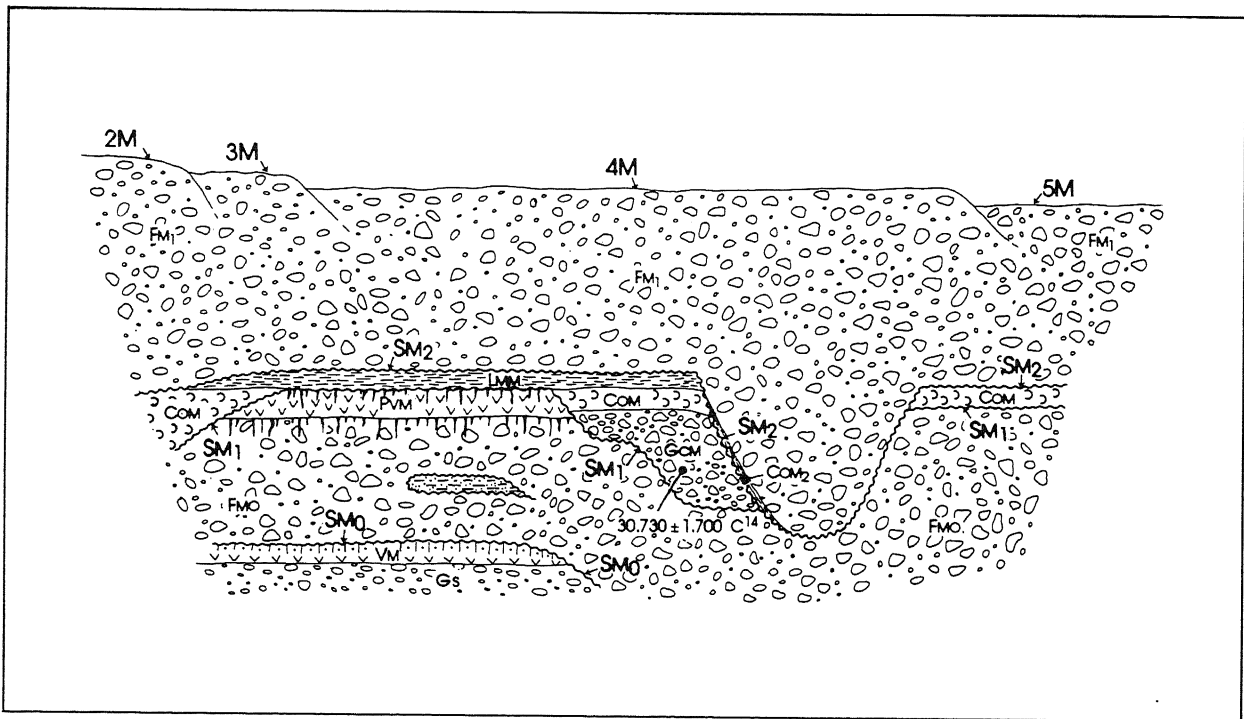


Fig. 6 - Schema dei rapporti stratigrafici del Ramo di Magliano del conoide di Valle Majelama; per le sigle fare riferimento al testo  
*Stratigraphic sketch of the main lithological and morphological units in the Magliano arm of the Majelama Valley fan. For abbreviations see the text.*

struttura poliedrica media e *cutans* sulle facce degli aggregati. L'analisi mineralogica dei due orizzonti B<sub>t</sub> e C (camp. 86/9, 86/10) mette in evidenza che il paleosuolo si è formato a spese di vetro vulcanico (da poco a molto alterato), pirosseni, k-feldspato, plagioclasio e rarissimi granati. Al contatto con il paleosuolo, i ciottoli delle sottostanti ghiaie pedogenizzate sono decarbonatati. L'analisi granulometrica (Fig. 5) dell'orizzonte C (camp. 86/10) mette in evidenza uno scarso classamento con un uguale percentuale di limo

e sabbia. Il paleosuolo (PVM) è interessato da una superficie di erosione (SM1) che incide anche le ghiaie pedogenizzate (FM0);

- su tale superficie di erosione poggiano, con contatto netto e ondulato, ghiaie calcaree in matrice terrosa (GCM), potenti fino a 1,5 m. All'interno di queste depositi sono presenti sacche costituite di materiale fine, probabilmente suolo colluviato, di aspetto identico a quello del materiale che costituisce la matrice del suolo, potenti circa 20 cm, di colore 5 YR 2/2. L'analisi

granulometrica (Fig. 5; camp. 87/5) indica che si tratta di un limo discretamente classato. L'analisi mineralogica della frazione sabbiosa mette in evidenza la presenza di vetro vulcanico (alterato), k-feldspato, quarzo policristallino, plagioclasio polisintetico, muscovite e pirosseni. Una datazione con il metodo del  $^{14}\text{C}$  sui resti vegetali presenti ha fornito un'età di  $30.730 \pm 1.700$  anni B.P. (UD-312);

- le ghiaie in matrice terrosa (GCM) sono coperte, con contatto netto e rettilineo, da limi argillosi (COM). Questi hanno un profilo uniforme senza orizzonti, spessore variabile che può raggiungere i 5 m; colore 5 YR 3/3, una struttura poliedrica da media a forte, screziature di FeMn sulle facce degli aggregati e *slikenside*. L'analisi granulometrica (Fig. 5; camp. 86/5 e 87/4) mette in evidenza che si tratta di un limo discretamente classato. L'analisi mineralogica (camp. 86/5 e 87/4) ha indicato che esso è formato da vetro vulcanico (alterato), pirosseni, feldspati, quarzo policristallino, biotite e rarissimi granati. L'assenza di orizzonti e di stratificazione del deposito, la composizione mineralogica, fanno supporre che si tratti di un suolo colluviato. Al contatto fra quest'ultimo e le ghiaie in matrice terrosa (CGM) sono presenti piccole lenti costituite da materiale vulcanico (camp. 87/6), l'analisi mineralogica

di tale materiale ha indicato trattarsi di vetro vulcanico (in parte alterato), pirosseni, plagioclasio, k-feldspato, anfiboli e rarissimi granati. Il livello limoso argilloso (COM) poggia a volte direttamente sulla superficie di erosione SM1;

- il colluvio descritto in precedenza è coperto da limi sabbiosi potenti fino a 2 m (LMM), a volte stratificati. La componente organogena, determinata macroscopicamente, di questo deposito (LMM) è scarsa ed è rappresentata da rari frammenti di gusci di grossi gasteropodi terrestri *Helicidae* e di gasteropodi di ambiente terrestre arido *Pupilla sp.* (Esu D., com. pers. 1990). Al tetto di tali limi è presente una superficie di erosione (SM2);
- sulla superficie di erosione (SM2) poggiano, chiudendo la serie stratigrafica, ghiaie calcaree, di dimensioni da centimetriche a decimetriche, non stratificate, mal classate, in matrice sabbiosa limosa calcarea, potenti fino a 15 m circa (FM1). Localmente tali ghiaie possono venire a contatto tramite la superficie di erosione (SM2) con le ghiaie pedogenizzate (FM0). Nella parte basale delle ghiaie ed intercalate a vari livelli è possibile osservare livelli di materiali colluviati (COM2) che si originano direttamente dai materiali che costituiscono il colluvio (COM) descritto in precedenza.

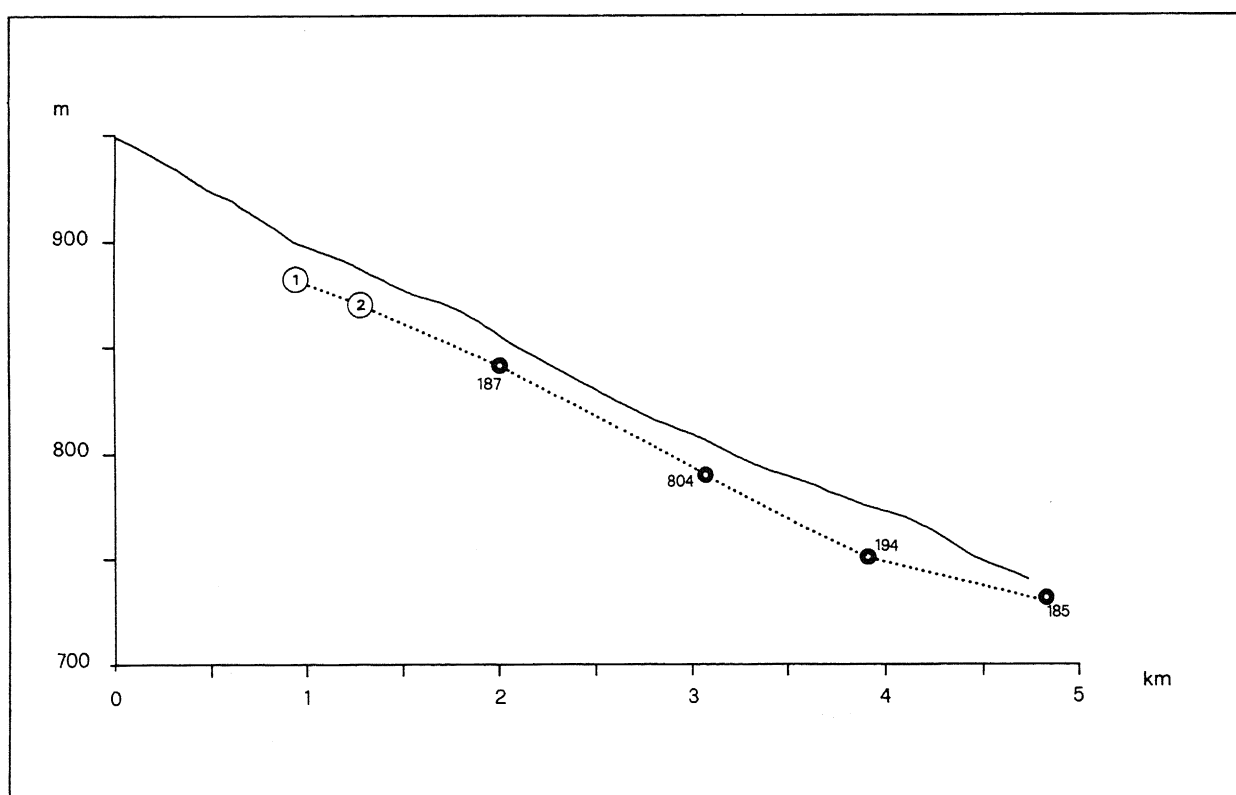
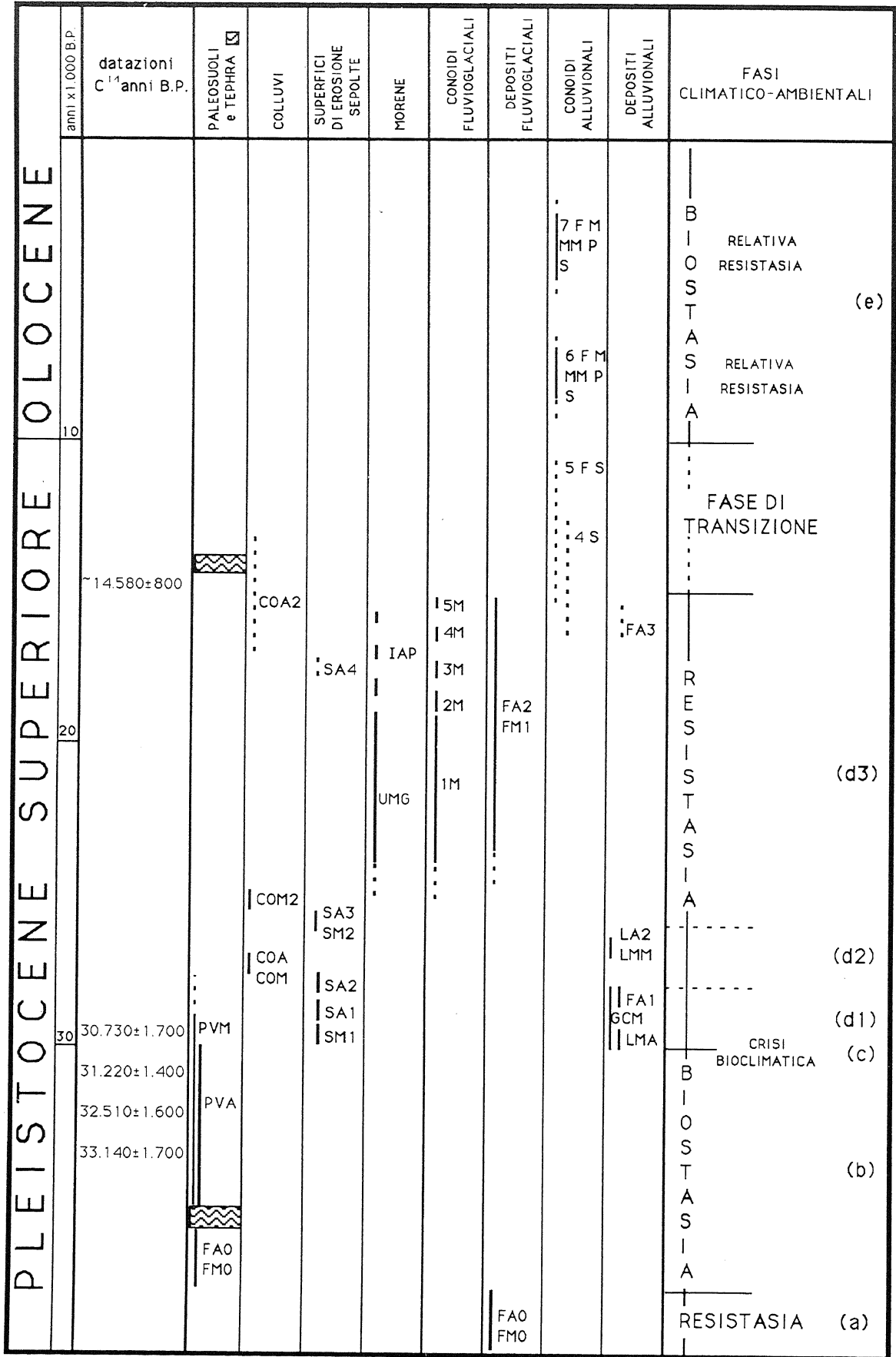


Fig. 7 - Profilo topografico del Ramo di Avezzano del conoide di Valle Majelama e ricostruzione della paleomorfologia del tetto del corpo ghiaioso (FAO) coperto dal paleosuolo (PVA); i simboli indicano cave e sondaggi ubicati in Figura 2.

Topographic section of the Avezzano arm of the Majelama Valley complex fan and inferred morphology of the (FAO) gravel deposit covered by (PVA) paleosol; abbreviations refer to quarries and boreholes of Figure 2.





#### 4. CORRELAZIONI STRATIGRAFICHE TRA I RAMI DI AVEZZANO E MAGLIANO DEI MARSII ED INTERPRETAZIONE DEI DEPOSITI

Trascurando la successione dei depositi più antichi, costituiti da alternanze di ghiaie e livelli fini ed inquadrabili in un generico Pleistocene di età maggiore di 39.500 anni  $^{14}\text{C}$ , possiamo tentare di correlare i depositi dei rami di Avezzano e di Magliano e di valutarne la genesi e l'inquadramento cronologico:

##### *Ghiaie pedogenizzate*

L'assenza di stratificazione, classamento e embriamento delle ghiaie pedogenizzate (FA0 e FM0) fanno attribuire la sedimentazione del deposito ad un meccanismo tipo *debris flow*.

Il tetto delle ghiaie FA0 è individuabile nelle stratigrafie di vari sondaggi (Tav. 1 n. 185, 187, 194, 197, 201, Ente per la valorizzazione del Fucino, 1969) che interessano il ramo di Avezzano del conoide di Majelama in quanto sito al di sotto del paleosuolo (PVA). Utilizzando la quota di rinvenimento del tetto delle ghiaie nei sondaggi e nelle cave è possibile ricostruire in modo approssimativo l'andamento della paleomorfologia del corpo ghiaioso. Tracciando una sezione lungo il ramo di Avezzano del conoide (Fig. 7), e riportando le quote dell'attuale superficie e della proiezione delle quote del tetto delle ghiaie (FA0), è possibile notare che le due superfici a grandi linee sono parallele e che il tetto sepolto delle ghiaie (FA0) sembra presentare una superficie abbastanza continua che mostra pendenza discretamente omogenea. La superficie delle ghiaie pedogenizzate (FA0) potrebbe perciò corrispondere a quella di un conoide attualmente sepolto, avente caratteristiche non molto dissimili da quelle del conoide 2M.

L'analogia tra il tipo di sedimentazione delle ghiaie pedogenizzate (FA0 e FM0) e delle ghiaie FA2 e FM1 (vedi oltre), sommato alle analogie morfologiche tra le superfici al tetto delle stesse ghiaie, fanno ipotizzare una possibile origine fluvio-glaciale dei depositi FA0 e FM0. L'espansione glaciale responsabile della sedimentazione delle ghiaie fluvio-glaciali dovrebbe essere databile (essendo queste state pedogenizzate prima dell'arrivo del materiale vulcanico su cui si è sviluppato il paleosuolo il cui seppellimento è datato tra  $33.140 \pm 1.700$  e  $31.220 \pm 1.400$  anni B.P.) a un periodo compreso nella porzione centrale del Pleistocene superiore o più antico.

I paleosuoli del ramo di Avezzano e Magliano (PVA, PVM) sono correlabili per l'analogia posizione stratigrafica, per le caratteristiche pedologiche e per il comune *parent material*, costituito principalmente da materiale vulcanico di caduta. La presenza in questo materiale di minerali non vulcanici (quarzo policristallino, muscovite ecc.) e la curva granulometrica (Fig. 5) sigmoidale e unimodale con un largo picco nella frazione del limo grossolano fanno ipotizzare un possibile parziale rimaneggiamento eolico del deposito su cui il paleosuolo si è sviluppato. L'abbondante componente organica dell'orizzonte A del paleosuolo (PVA), e l'alterazione dell'orizzonte B<sub>w</sub> indicano un suolo con caratteristiche andiche con fenomeni di brunificazione: questo tipo di pedogenesi è correlabile con condizioni climatiche temperate atlantiche (Duchaufour, 1982; Lulli *et al.*, 1990).

Le datazioni radiometriche, comprese tra  $33.140 \pm 1.700$  e  $31.220 \pm 1.400$  anni fa, dei resti vegetali contenuti nell'orizzonte A del paleosuolo (PVA) indicano l'età approssimata del suo seppellimento da parte dei limi-argillosi (LMA) e delle ghiaie stratificate (FA1) nel ramo di Avezzano. Mentre la datazione  $^{14}\text{C}$  di  $30.730 \pm 1.700$  anni della sacca di colluvio contenuta all'interno delle ghiaie terrose (GCM) dovrebbe indicare l'età del troncamento da parte della superficie di erosione (SM1) del paleosuolo (PVM) nel ramo di Magliano.

##### *Ghiaie terrose*

Le ghiaie terrose appoggiano sulla superficie di erosione SM1 che incide il paleosuolo descritto in precedenza. Le caratteristiche pedologiche e mineralogiche della matrice delle ghiaie permettono di ipotizzare che questo materiale sia il prodotto di azioni erosive e colluviali che hanno portato al troncamento dell'orizzonte A del paleosuolo PVM. I resti vegetali contenuti in una sacca di colluvio intercalato alle ghiaie GCM sono stati datati a  $30.730 \pm 1.700$  anni B.P.

Le datazioni  $^{14}\text{C}$  del colluvio presente all'interno delle ghiaie terrose (GCM) e del paleosuolo (PVA) indicano età radiometriche molto prossime. L'analogia posizione stratigrafica e cronologica permette di ipotizzare una contemporaneità fra i fenomeni di seppellimento del paleosuolo PVA nel ramo di Avezzano e quelli di erosione/colluviamento del paleosuolo PVM nel ramo di Magliano.

##### *Limi-argillosi e ghiaie stratificate*

I limi-argillosi (LMA) e le ghiaie stratificate, che seppelliscono il paleosuolo (PVA), sono presenti solo nel ramo di Avezzano. Le caratteristiche sedimentologiche suggeriscono che la deposizione potrebbe essere avvenuta in un ambiente fluviale.

##### *Colluvio di suolo*

In entrambi i rami è possibile osservare, al di sopra di una superficie di erosione (SA2, SM1), un deposito di colluvio

Fig. 8 - Rappresentazione schematica dell'evoluzione geologica del conoide complesso di Valle Majelama e indicazioni climatico-ambientali. Per le sigle fare riferimento al testo.

*Schematic representation of the geological evolution of the Majelama Valley alluvial fan and climatic-environmental indications. For abbreviations see the text.*

di suolo (COA e COM) formatosi a spese degli orizzonti B dei paleosuoli (PVM, PVA). Questo colluvio di suolo presenta spessori nettamente superiori nel ramo di Magliano ed in corrispondenza delle cave più vicine ai versanti. L'assenza nel deposito di stratificazione e di ciottoli di calcare, la curva granulometrica sigmoideale e unimodale (Fig. 5) con un largo picco nella frazione del limo grossolano, fanno ipotizzare una parziale origine eolica del deposito e un suo successivo rimaneggiamento per colluviamento collegato a fenomeni di solifluzione.

#### *Ghiaie non stratificate*

In entrambi i rami del conoide di Valle di Majelama il colluvio (COA e COM) è sepolto da limi-sabbiosi (LMM, LA2) e da ghiaie (FA2, FM1) messe in posto con un meccanismo di sedimentazione tipo *debris flow*. Queste sono più recenti di una serie di eventi avvenuti in un periodo posteriore a 30.000 anni fa circa e sono probabilmente precedenti a circa  $14.580 \pm 800$  anni B.P. Le ghiaie FA2-FM1 presentano uguali caratteristiche sedimentologiche anche se formano conoidi distinguibili morfologicamente (2M, 3M, 4M, 5M) via via più recenti.

In base alle caratteristiche sedimentologiche ed a quanto esposto nel § 3.1.1 le ghiaie dovrebbero avere origine fluvioglaciale e rappresentare perciò anche i depositi corrispondenti al conoide 1M.

Formando una serie di cinque conoidi, le ghiaie fluvioglaciali potrebbero corrispondere a depositi di cinque diversi momenti: l'uniformità litologica e la mancanza di stratificazione delle ghiaie impedirebbe di riconoscere in affioramento le varie fasi di sedimentazione.

Tra le fasi suddette, la più antica sarebbe coeva alle morene presenti allo sbocco della Valle Majelama. La seconda sarebbe invece più recente di un terrazzo datato a circa  $18+20.000$  anni fa e più antica della deposizione di colluvi nel corso della quale venne messo in posto un *tephra* databile probabilmente a poco meno di  $14.580 \pm 800$  anni fa col metodo del  $^{14}\text{C}$ .

I sedimenti fluvioglaciali dovrebbero perciò essere legati a quella fase glaciale che raggiunse il suo acme attorno a 18.000 anni fa, le cui morene sono state indicate come Würm III anche in Appennino e sul Massiccio del Velino da Federici (1979), Raffy (1979 e 1980-81) e da Cassoli *et al.* (1986). Accettando che il conoide 1M, la cui porzione apicale è disposta ad *apron* attorno alle morene suddette, si sia formato pressoché contemporaneamente alle morene, la serie di conoidi fluvioglaciali successivi potrebbe trovare la seguente spiegazione. Secondo Federici (1979) il ritiro dei ghiacciai del Würm III si verificò gradualmente ed a stadi. L'Autore ha individuato, anche sul Massiccio del Velino, tre Stadi Appenninici. Morene ascrivibili a tali stadi sono presenti alla testata ed in Valle Majelama (Cassoli *et al.*, 1986). Tuttavia le morene presenti alla testata della valle attribuibili al III ed al II Stadio Appenninico, quest'ultime co-

stituite da una evidente serie di cordoni addossati gli uni agli altri, non presentano né apparati fluvioglaciali né tracce di incisioni dovute a scaricatori glaciali; ciò lascerebbe supporre che l'acqua di scioglimento dei piccoli ghiacciai legati alle fasi stadiali che produssero tali morene, sia stata assorbita dai depositi molto grossolani e non abbia prodotto ruscellamento superficiale né tantomeno fenomeni di grande trasporto solido e deposizione di grandi quantità di sedimenti con meccanismi tipo *debris flow*.

I sedimenti fluvioglaciali (FA2, FM1) sarebbero quindi precedenti al II Stadio Appenninico. Federici (1979) correla tale stadio allo stadiale Bühl - Schlern alpino, che, secondo gli schemi cronologici riportati in Panizza (1985) potrebbe essere datato al periodo compreso tra circa 16.000 e 13.000 anni fa. La serie di quattro conoidi di origine fluvioglaciale (2M, 3M, 4M e 5M), sarebbe quindi più recente della espansione glaciale che raggiunse il massimo attorno a 18.000 anni fa e più antica del II Stadio Appenninico, e dovrebbe perciò rappresentare la fase di ritiro glaciale corrispondente al I Stadio Appenninico. Tale stadio corrisponderebbe agli Halts-tadien alpini e sarebbe, sempre secondo Federici (1979), costituito da diversi episodi.

A questo proposito occorre osservare quanto segue: sul versante orientale del M. Magnola (2.220 m) appena al di là dello spartiacque che limita il bacino idrografico di Valle Majelama, nel tratto vallivo posto a monte delle morene della massima espansione glaciale ed a valle di quelle attribuibili al II Stadio Appenninico, vi sono tre archi morenici stadiali; questi se pure posti a quote diverse, sarebbero attribuibili al I Stadio Appenninico (*sensu* Federici, 1979). Tale stadio, sul Velino, sarebbe stato caratterizzato perciò da tre stasi, ma le morene relative non sono, se non parzialmente, conservate in Valle Majelama. Sembra possibile a questo punto tentare una spiegazione della presenza delle quattro fasi di sviluppo dei conoidi fluvioglaciali posteriori ad 1M (Fig. 8). Il conoide 2M, il più esteso, sarebbe conseguente alla fase di ritiro più cospicua, compresa tra il massimo glaciale e la prima stasi del I Stadio Appenninico; il conoide 3M sarebbe conseguente al ritiro glaciale compreso tra la prima e la seconda stasi dello stesso Stadio Appenninico; il conoide 4M sarebbe legato al ritiro glaciale compreso tra la seconda e la terza stasi; il conoide 5M sarebbe legato al ritiro posteriore alla terza stasi del I Stadio Appenninico.

Una così complessa evoluzione dei conoidi in un periodo di tempo relativamente breve (tra circa 18.000 e probabilmente un momento non meglio precisabile più antico di  $14.580 \pm 800$  anni fa) sembra giustificabile con alcune osservazioni simili a quelle riportate da Seret (1968) riguardanti il versante meridionale dei Pirenei. A causa del limitato volume di ghiaccio, l'inerzia del ghiacciaio di Valle Majelama doveva essere piuttosto limitata. Per tale motivo il ghiacciaio poteva risentire in maniera

drastica delle fasi meno fredde successive alla massima espansione glaciale: le varie fasi di arretramento e la scomparsa dei ghiacciai poterono quindi essere rapide.

Potrebbero essere stati la fusione rapida del ghiaccio e la presenza di grandi quantità di detrito morenico a produrre i grandi *debris flows* che hanno formato i conoidi fluvioglaciali.

## 5. DISCUSSIONE

Nel presente paragrafo si intende discutere sulle cause che hanno condizionato l'evoluzione tardo pleistocenica e olocenica del conoide complesso di Valle Majelama. Trattandosi di un'area sismicamente e tettonicamente attiva (Postpischl, 1985) è lecito chiedersi quale possa essere l'influenza della tettonica sull'evoluzione dei conoidi che sono composti per lo più da sedimenti fluvioglaciali legati perciò a cause climatiche.

Iniziando dalla presenza delle scarpate di faglia che dislocano i conoidi 2M, 4M e 5M, è possibile osservare che queste, oltre ad essere posteriori alla fase principale di modellamento della superficie dei conoidi, non sembrano avere avuto un'influenza sull'evoluzione dei conoidi più recenti di 5M; la genesi di questi sembra correlabile cronologicamente con quella di altri conoidi presenti in aree vicine non interessate da uguali processi tettonici. In teoria, movimenti lungo le stesse faglie contemporanei alla deposizione dei conoidi più estesi, possono avere comportato variazioni di potenza dei sedimenti a monte o a valle delle dislocazioni, l'instaurarsi di superfici di erosione e di accumulo di interesse prevalentemente locale; tuttavia è improbabile che, in particolare per i depositi a cui è stata attribuita una genesi fluvioglaciale, abbiano prodotto cambiamenti di *facies*.

Rimane da discutere la possibile influenza esercitata dalla tettonica sull'evoluzione della porzione apicale del conoide complesso. Qualche interferenza potrebbe essere ipotizzabile solo nel caso che la faglia (Tav. 1), segnalata in Accordi *et al.* (1986), che in tempi geologici ha prodotto il notevole sollevamento del M. Velino rispetto all'area in cui è ubicato il conoide, fosse stata fortemente attiva anche nel tardo Pleistocene superiore e nell'Olocene.

Per valutare l'attività di tale faglia possono essere utili le seguenti osservazioni. Allo sbocco di Valle Majelama si può notare che un lembo continuo di morena attribuito all'ultimo massimo glaciale è posto trasversalmente alla faglia suddetta; nella porzione a monte (labbro sollevato della faglia) la morena è potente alcuni metri, nella porzione a valle (labbro ribassato della faglia), nonostante le precarie condizioni di affioramento non permettano una valutazione precisa, la potenza stimabile della stessa morena è decisamente superiore.

La superficie della morena presenta una rottura di pendenza ad andamento trasversale proprio in corri-

spondenza della proiezione sulla superficie del piano di faglia, rottura che può forse essere interpretata come una scarpata di faglia alta pochi metri.

La faglia disposta trasversalmente allo sbocco della Val Majelama sembra quindi essere stata attiva prima e nel corso della deposizione delle morena stessa e forse in tempi successivi.

Riassumendo, si possono esprimere le seguenti considerazioni:

- gli ultimi movimenti tettonici sicuri della faglia trasversale allo sbocco della Valle Majelama sembrano quelli contemporanei alla formazione delle morene dell'ultimo massimo glaciale. Tali movimenti e gli esigui, eventuali movimenti successivi, non avrebbero, a nostro giudizio, potuto influenzare in modo decisivo la successiva evoluzione del conoide;
- nel caso che i movimenti tettonici non fossero avvenuti soltanto lungo faglie ma avessero interessato tutta l'area, è da osservare che la *facies* ed il meccanismo di deposizione dei sedimenti fluvioglaciali e la morfologia dei conoidi, non sembrano essere stati determinati solo dagli effetti della tettonica sulla sedimentazione. Data la potenza dei corpi sedimentari e la loro deposizione in un periodo di tempo piuttosto ristretto, corrispondente alle fasi di espansione glaciale, è necessario ammettere una decisiva influenza climatica.

In pratica, anche se la tettonica è stata attiva nel corso dello sviluppo dei conoidi fino a circa 18.000 anni fa, non sembra che possa essere stata in grado di determinare l'evoluzione del conoide complesso; questa deve essere perciò legata principalmente alle variazioni climatiche e ambientali.

In base ai dati ed alle interpretazioni relativi alla serie dei sedimenti ed ai rapporti morfologici tra i conoidi fluvioglaciali e le morene e tra conoidi fluvioglaciali e fluviali, è possibile distinguere varie fasi nell'evoluzione geologica e morfologica dell'area indagata; la ricostruzione di queste fasi permette di risalire alle variazioni climatiche ed ambientali che le hanno provocate. Una rappresentazione schematica degli eventi deposizionali ed erosivi e delle variazioni climatiche ed ambientali che le hanno provocate è riportata in Figura 8.

La descrizione delle fasi più antiche è basata essenzialmente sulla stratigrafia, quella delle fasi più recenti sulla morfologia.

Vengono distinte le seguenti fasi di resistasia, biostasia, ed un periodo di crisi bioclimatica<sup>(4)</sup>.

(4) Da Castiglioni (1979):

- *Biostasia*: situazione in cui il suolo, sotto copertura vegetale durevole e densa, ha tempo di formarsi e di conservarsi, e dove le trasformazioni morfologiche sono scarse o scarsissime.
- *Resistasia*: situazione in cui si hanno scarsa protezione del suolo, fenomeni di erosione generalizzata e frequente frantumazione meccanica delle rocce: essa caratterizza le zone a clima sub-arido e arido, sfavorevoli alla vegetazione, le zone sub-polari e d'alta montagna.
- *Crisi bioclimatica*: è la fase in cui si instaura una situazione di

I concetti di biostasia, resistasia, ecc., sembrano più adatti, rispetto alla semplice distinzione in fasi climatiche, a descrivere le cause dell'evoluzione geologica e morfologica dei conoidi, che è legata a complesse cause ambientali e non solo climatiche.

- a) *Fase di resistasia*. E' rappresentata da ghiaie fluviali e fluvioglaciali (FA0 e FM0). Questa fase dovrebbe rappresentare un lasso di tempo in cui il clima permetteva l'esistenza di corpi glaciali in Valle Majelama.
- b) *Fase di biostasia*. E' rappresentata prima dallo sviluppo del suolo su ghiaie e poi sul deposito vulcanico. Le date ottenute sui resti vegetali contenuti nel paleosuolo (PVA) hanno fornito età di  $33.140 \pm 1.700$ ,  $32.510 \pm 1.600$  e  $31.220 \pm 1.400$  anni B.P., che sono molto simili. Tali date indicherebbero una età prossima al momento del seppellimento. Lo sviluppo del suolo con le caratteristiche descritte al § 3.2.1 deve essere legato ad una fase climatica di tipo temperato-atlantico (Duchafour, 1982; Lulli *et al.*, 1990) nel corso della quale doveva essere presente una estesa copertura vegetale.
- c) *Crisi bioclimatica*. Il verificarsi di una crisi bioclimatica sembra indicata dai seguenti elementi: sviluppo di superfici di erosione (SA1 e SM1); copertura del paleosuolo (PVA) ad opera di limi argillosi (LMA) e ghiaie stratificate (FA1); erosione e colluviamento dell'orizzonte A del paleosuolo (PVM) datato a  $30.730 \pm 1.700$  anni B.P. e deposizione delle ghiaie terrose (CGM). L'erosione ed il seppellimento del suolo sembrano legate alla ripresa della capacità di trasporto solido dei corsi d'acqua conseguente ad una forte variazione climatica in senso freddo e arido.
- d) *Fase di resistasia*. E' rappresentata dalla serie di sedimenti posteriori alle superfici di erosione SA1 e SM1, aventi al tetto i conoidi fluvioglaciali. All'interno di questa fase possono essere distinti tre periodi.
- d1) Nel periodo più antico, nel corso del quale si sono deposte le ghiaie stratificate (FA1) ed i limi argillosi (LMA), i corsi d'acqua avevano capacità di trasporto solido. Visti l'inquadramento cronologico e stratigrafico e le caratteristiche del bacino di alimentazione da cui provengono, i sedimenti suddetti potrebbero indicare l'instaurarsi di piccoli apparati glaciali nella parte alta della Valle Majelama e quindi l'evoluzione verso un clima freddo.
- d2) In un secondo periodo si ebbe il modellamento di una blanda superficie di erosione (SA2) seguito dalla messa in posto di colluvi di suolo (COA, COM), e dalla sedimentazione di limi calcarei (LA2, LMM); questi colluvi subirono, probabil-

mente, rimaneggiamento eolico. In questa fase la capacità di trasporto solido dei corsi d'acqua dovette nuovamente diminuire, ed il clima doveva essere arido e probabilmente freddo.

- d3) Il terzo periodo inizia con l'incisione della notevole superficie di erosione SA3 e SM2, che incide la serie fino alle ghiaie di cui al punto "a", e comprende la deposizione delle ghiaie fluvioglaciali (FA2, FM1). La base delle ghiaie di origine fluvioglaciale è posteriore ad una serie di eventi più recenti del paleosuolo di cui al punto "b" (il cui seppellimento è databile tra  $33.140 \pm 1.700$  e  $31.220 \pm 1.400$  anni B.P.) ed il loro tetto è probabilmente più antico di  $14.580 \pm 800$  anni B.P. In questa fase, corrispondente all'ultimo massimo glaciale del Pleistocene superiore (UMG) ed il I stadio Appenninico (IAP), il clima dovette favorire lo sviluppo ed il mantenimento di estesi corpi glaciali: il ghiacciaio di Valle Majelama poté raggiungere la lunghezza di circa 6 km.
- e) *Fase di prevalente biostasia*. La fine della deposizione delle ghiaie fluvioglaciali sembra segnare l'inizio di una fase di biostasia, probabilmente databile ad un momento appena precedente a  $14.580 \pm 800$  anni B.P.

Per questa fase è forse necessario introdurre una distinzione tra la situazione dei corsi d'acqua alimentati dalla Valle Majelama e dai bacini impostati totalmente in rocce carbonatiche meso-cenozoiche e quella dei corsi d'acqua nel cui bacino sono presenti sedimenti terrigeni miocenici.

I corsi d'acqua del primo tipo hanno formato, nel periodo posteriore alla deposizione delle ghiaie fluvioglaciali, i conoidi 6 e 7 (databili all'Olocene), di estensione piuttosto limitata. Se ne può dedurre un'attività morfogenetica complessivamente piuttosto bassa e quindi l'esistenza di due momenti di relativa resistasia olocenici, compresi un una fase di prevalente biostasia. Nei bacini di alimentazione in cui affiorano i sedimenti terrigeni miocenici il ritorno a condizioni di prevalente biostasia posteriore alla deposizione dei conoidi fluvioglaciali potrebbe essere stato più articolato; sono infatti presenti i conoidi fluviali 4S, 5S e 5F, non ben databili, precedenti ai conoidi 6 e 7 (F, M, MM, P, S) e successivi ai conoidi fluvioglaciali. La deposizione dei conoidi 4S, 5S e 5F potrebbe testimoniare un periodo di transizione tra la fase di resistasia e quella di prevalente biostasia; tale transizione sarebbe stata risentita maggiormente nelle aree in cui affiorano i sedimenti terrigeni miocenici.

Il clima della fase di prevalente biostasia dovette essere per lo più temperato e umido, tanto da permettere la stabilità morfologica, interrotto da fasi più aride o caratterizzate da precipitazioni irregolari di forte intensità, nel corso delle quali si formavano i conoidi 6 e 7 (F, M, MM, P, S).

---

resistasia, e quindi di forte attivazione dei processi erosivi dopo un più o meno lungo periodo di biostasia.

## BIBLIOGRAFIA

- Accordi G., Carbone F., Civitelli G., Corda L., De Rita D., Esu D., Funicello R., Kotsakis T., Mariotti G. & Sposato A. (1986) - *Lithofacies map of the Latium-Abruzzi and neighbouring areas*. C.N.R., P.F.G. Geodinamica, Sottoprogetto 4.
- Cassoli A., Corda L., Lodoli C., Malatesta A., Molaroni M. V. & Ruggeri A. (1986) - *Il glacialismo quaternario del gruppo Velino-Ocre-Sirente*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 855-867, 5 ff.
- Castiglioni G. B. (1979) - *Geomorfologia*. 436 pp, U.T.E.T. Torino.
- Duchafour P. (1982) - *Pedology*. Translated by T. R. Paton. 448 pp, G. Allen & Unwin Ed., London.
- Ente per la Valorizzazione del Fucino (1969) - *Ricerca di acque sotterranee effettuate nel territorio del Fucino negli anni 1954-1959*. Inedito. 1 carta e 5 tavv.
- Federici P. R. (1979) *Una ipotesi di cronologia glaciale würmiana, tardo e post-würmiana nell'Appennino Centrale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **6**, 196-202.
- Frezzotti M. & Giraudi C. (1989) - *L'evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del Piano di Aremogna (Roccaraso - Abruzzo): implicazioni climatiche e tettoniche*. Convegno su Morfologia e stratigrafia dell'Olocene, Bari. Mem. Soc. Geol. It., **42**, in stampa.
- German R. (1968) - *Moraines*. In *Encyclopedia of Geomorphology*, Fairbridge R. W. Ed., 710-717. Stroudsburg, Pennsylvania.
- Giraudi C. (1988) - *Evoluzione geologica della Piana del Fucino (Abruzzo) negli ultimi 30.000 anni*. Il Quaternario 1(2), 131-159.
- Giraudi C. (1989) - *Datazione con metodi geologici delle scarpate di faglia post-glaciali di Ovindoli - Piano di Pezza (Abruzzo - Italia Centrale): implicazioni*. Conv. Morfologia e Stratigrafia dell'Olocene, Bari. Mem. Soc. Geol. It., **42**, in stampa.
- Lulli L., Bidini D., Lorenzoni P., Quantin P., Raglione M., De Carolis G., Madonna M., Marchetti M., Paolanti M. & Piccolo A (1990) - *I suoli caposaldo dell'apparato vulcanico di Vico*. Ist. Sper. Stud. Dif. Suolo, Min. Agr. For., Firenze, 159 pp.
- Merthens J. (1969) - *Alba Fucens. Rapports et Etudes. Etudes de Philologie, d'Archéologie et d'Histoire Anciennes*. L'Institut Historique de Rome, Tome XII. Wetteren (Belgique).
- Panizza M. (1985) - *Schemi cronologici del Quaternario*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **8**, 44-48.
- Postpischl D. Ed. (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. C.N.R. Progetto Finalizzato Geodinamica. Quad. de "La ricerca scientifica", **114**, 2B, Bologna.
- Radmilli A. M. (1979) - *Storia dell'Abruzzo dalle origini all'Età del Bronzo*. 455 pp, Giardini Ed., Pisa.
- Raffy J. (1979) - *Le versant tyrrhénien de l'Apennin central: étude geomorphologique*. Thèse inédite, 705 pp.
- Raffy J. (1980-81) - *Orogenèse et dislocations quaternaires du versant tyrrhénien des Abruzzes (Italie Central)*. Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phis., **23**, 371-387.
- Seret G. (1968) - *Fluvioglacial processes*. In: *Encyclopedia of Geomorphology*, Fairbridge R.W. Ed., 362-365. Stroudsburg, Pennsylvania.
- Servizio Geologico d'Italia (1934) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio n. 145 Avezzano*.
- Servizio Geologico d'Italia (1942) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio n. 146 Sulmona*.

Manoscritto ricevuto il 29.9.1991  
 Inviato all'Autore per la revisione il 21.10.1991  
 Accettato per la stampa l'8.1.1992