

LA FORMAZIONE PLIO-PLEISTOCENICA DI SANTOPADRE (LAZIO, ITALIA CENTRALE)*

C. Carrara - C. Giraudi
ENEA-Casaccia, Roma

ABSTRACT - *The Plio-pleistocenica Santopadre Formation (Latium, central Italy)* - Il Quaternario *Italian Journal of Quaternary Sciences*, 8(2), 1995, 535-552 - The Santopadre Formation outcrops on a vast area - about 150 km² - of south-central Latium (central Italy) between the Ernico-Simbruini Mountains, Monte Cairo, and the middle Liri river valley. The sedimentation basin lies on a Meso-Cainozoic carbonate and terrigenous substratum, dislocated by tectonic structures oriented mainly NW-SE, E-W and N-S. The Formation, having a thickness up to about some hundred metres, consists of two members: the lower one is composed of coarse- to fine-grained silty sandstones and clayey siltstones, deposited in a fluvio-lacustrine and palustrine environment; the upper one is composed mainly of alluvial sediments, with facies from psephitic to psammitic and pelitic. The two members' lithological composition is strictly connected with the nature of the substratum, but scarce allogenic lithotypes also occur. Facies analyses of the upper member sediments allowed to distinguish four main lithofacies. i) Lithofacies A): heterometric matrix-supported breccias and conglomerates referred to high viscosity debris flows; ii) lithofacies B1): stratified alluvial clasts-supported conglomerates referred to sheet flood deposits; iii) lithofacies B2): cross-bedded conglomerates showing an erosional contact with stream channel deposits, iv) lithofacies C: alternating sandstones and siltstones of backswamp over-bank environment. On the whole, the upper member of the Formation represents a very large alluvial fan or rather several anastomosing alluvial fans fed by streams flowing mainly from NW and N as the paleocurrent pattern shows. In its distal part the fan grades into an alluvial braided streams plain. Grain-size analyses indicate that the deposits become finer and finer passing from the apical part - made up of mainly psephitic sediments - to the distal psammitic one. Morphometric analyses on pebbles indicate higher and higher roundness, sphericity and prolate indexes in the same direction. A reconstruction of the Formation depositional evolution suggests that the lower member was deposited in a fluvio-lacustrine environment at the valley outlet, characterized by moderate transport energy with flood episodes and formation of ponds and swamps, adjacent to mountains not yet affected by uplift movements. A strong and rapid uplifting of the mountain range, associated with extensional tectonic movements, caused the production of a huge quantity of detrital material, which would have been transported and deposited downstream, under favorable climatic conditions. Subsequently, the Formation was dislocated by extensional faults that often re-utilized older structures, mainly trending NW-SE to E-W and N-S and showing displacements of at least several tens of metres. The Formation was thus subdivided into tilted, uplifted and/or depressed blocks. The age of the Formation has not been determined; morphologic observations and the relationships with the underlying and overlying Plio-Pleistocene formations suggest that it could have been deposited under temperate climatic conditions during a long time interval in the Upper Pliocene-Lower Pleistocene period.

RIASSUNTO - *La formazione plio-pleistocenica di Santopadre (Lazio, Italia centrale)* - Il Quaternario *Italian Journal of Quaternary Sciences*, 8(2), 1995, 535-552 - La Formazione di Santopadre affiora estesamente in una vasta area del Lazio centro-meridionale, compresa tra i rilievi ernico-simbruini, il gruppo del Monte Cairo e la media valle del F. Liri. Detta area si configura come un bacino di sedimentazione entro rilievi carbonatici meso-ozoici, limitato da strutture tettoniche orientate prevalentemente NO-SE, E-W e circa N-S. La Formazione, che raggiunge uno spessore di alcune centinaia di metri, è costituita da due membri. Il membro inferiore è rappresentato principalmente da sedimenti arenaceo-limosi di ambiente fluvio-lacustre e palustre. Il membro superiore è costituito da sedimenti alluvionali che variano da termini psefittici a termini psammitico-pelittici, la composizione litologica dei quali è strettamente connessa con la natura delle rocce affioranti nel bacino, sebbene non manchino litotipi estranei alle serie locali. L'analisi di facies dei sedimenti del membro superiore ha permesso di distinguervi quattro litofacies principali: i) litofacies A) breccie e conglomerati eterometrici, *matrix-supported*, caotici, riferiti a colate di fango e detrito connesse con flussi di alta viscosità (*debris flow*); ii) litofacies B1) conglomerati alluvionali stratificati, clasto-sostenuti, depositi da lame di piena (*sheet flood*); iii) litofacies B2) conglomerati a contatto inferiore erosivo depositi da correnti incanalate (*stream channel*) e iv) litofacies C, costituita da alternanze di arenarie e siltiti, di ambiente fluviale di tracimazione. L'ambiente deposizionale del membro superiore risulta essere quello di un esteso conoide alluvionale o di un insieme di conoidi coalescenti, alimentati, come dimostrano le direzioni delle paleocorrenti, da corsi d'acqua provenienti prevalentemente da NO e N, passanti nella parte distale a una piana alluvionale a corsi d'acqua intrecciati (*braided streams*). L'analisi granulometrica indica che i sedimenti diventano via via più fini dalla parte apicale (psefitti) a quella distale (psammiti e pelitti); l'analisi morfometrica dei ciottoli indica un grado di rielaborazione via via crescente nella stessa direzione. È stata ricostruita la storia deposizionale della Formazione: il membro inferiore è stato sedimentato in ambiente fluvio-lacustre di sbocco vallivo, con energia di trasporto modesta, con episodi di esondazione e formazione di stagni e paludi, in un contesto di rilievi montuosi non ancora soggetti a sollevamento. Un rapido e brusco sollevamento di detti rilievi, associato a tettonica distensiva, ha dato luogo alla produzione di una enorme quantità di materiale detritico, che successivamente, in condizioni climatiche favorevoli, è stato trasportato e deposto a valle. Mentre nella parte apicale si depositavano facies di *debris flow* e facies alluvionali di alta energia, la parte mediano-distale doveva presentare carattere di piana alluvionale a canali intrecciati con energia minore. La Formazione è stata poi ulteriormente dislocata da faglie distensive, che spesso rappresentano vecchie strutture riattivate, ad andamento compreso tra NO-SE ed E-O e circa N-S; per effetto di detta tettonica la Formazione è stata suddivisa in blocchi tiltati, sollevati e/o depressi. Su alcune strutture con direzione E-O, rilevate in una larga fascia intorno all'allineamento Arpino-Casalvieri-Villa Latina, in base a ricerche di sismicità storica, sono ubicati gli epicentri di svariati terremoti. L'età della Formazione rimane indeterminata; sulla base di considerazioni fondate su dati sedimentologici e morfologici e sui rapporti con le formazioni plio-pleistoceniche affioranti nell'area, dovrebbe essersi deposita nel corso di un intervallo di tempo piuttosto lungo, corrispondente al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, in condizioni climatiche temperate.

Parole chiave: Litostratigrafia, analisi di facies, morfometria dei ciottoli, Plio-Pleistocene, Lazio centro-meridionale, Italia centrale
Key-words: Lithostratigraphy, facies analysis, pebble morphometry, Plio-Pleistocene, south-central Latium, central Italy

* Lavoro presentato al Convegno "Il significato del Villafranchiano nella stratigrafia del Plio-Pleistocene" (Peveragno - Villafranca d'Asti, 20-24 giugno 1994).

Paper presented to the Meeting "The significance of the Villafranchian in the Plio-Pleistocene stratigraphy" (Peveragno - Villafranca d'Asti, 20-24 June, 1994).

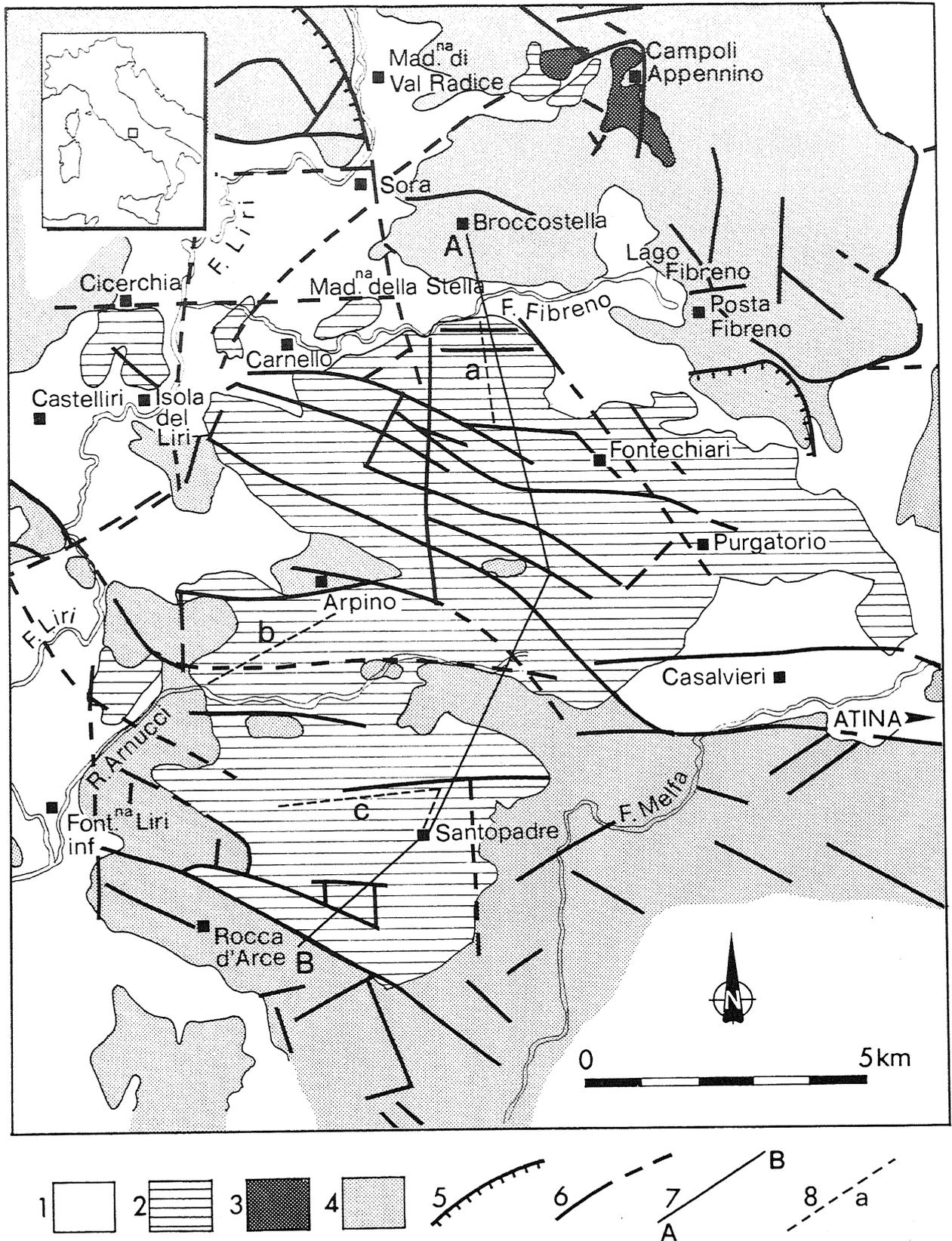


Fig. 1 - Areale di affioramento della Formazione di Santopadre. Legenda: 1. Depositi più recenti della Formazione di Santopadre (Travertini della Valle del Liri e di Casalvieri; alluvioni del Liri e del Melfa); 2. Formazione di Santopadre; 3. Breccie di Campoli Appennino; 4. Substrato carbonatico meso-cenozoico; 5. Sovrascorrimento; 6. Faglia certa e presunta; 7. Sezione geologica; 8. Colonne litostratigrafiche.

Outcropping area of the Santopadre Formation. Legend: 1. Deposits younger than the Santopadre Formation (Liri Valley and Casalvieri travertines, alluvial deposits of the Liri and Melfa Rivers); 2. Santopadre Formation; 3. Breccias of Campoli Appennino; 4. Meso-Cainozoic carbonate substratum; 5. Thrust; 6. Fault (certain and supposed); 7. Geological section; 8. Lithostratigraphic Columns.

1. LAVORI PRECEDENTI

La Formazione di Santopadre è descritta da Cacciamali (1892) come un complesso alluvionale di arenarie e puddinghe dello spessore di almeno 100 m, attribuito al Villafranchiano. L'Autore cita il ritrovamento di resti di vertebrati (*Cervus cf. elaphus fossilis* e *Sus scrofa fossilis*), resti peraltro ritrovati, secondo l'Autore, anche nei travertini di Castelliri, incassati nella Formazione. Anche Alonzi (1965) ritiene pliocenica, probabilmente villafranchiana, la Formazione. Accordi *et al.* (1967) interpretano la formazione, che attribuiscono al Pleistocene inferiore, come un complesso fluvio-lacustre e fluviale che mostra passaggi eteropici con i travertini dell'area di Casalvieri-Roselli. Anche Praturon (1968) descrive passaggi eteropici tra le puddinghe e i limi argilloso-calcarei e i travertini. Secondo Accordi *et al.* (1969) la formazione è fluvio-lacustre e si è formata in coincidenza con il rapido sollevamento dei rilievi carbonatici nel Pleistocene. Angelucci (1970) istituisce per primo la Formazione di Santopadre, che rappresenta il naturale cono di deiezione del Fiume Liri allo sbocco della Val Roveto e si è formata per ringiovanimento dei rilievi calcarei. Ammesso che la determinazione dei resti citati dal Cacciamali (1892) sia valida, la formazione sarebbe posteriore al Villafranchiano. Sulla base del ritrovamento di una fauna di ostracodi, tra i quali *Metacypris cordata* BR. e ROBERT "notoriamente caratteristico di clima temperato caldo", la attribuisce dubitativamente al secondo o al terzo interglaciale. Raffy (1981-82) considera la formazione come un'antica "discarica" ciottolosa dei Fiumi Liri e Melfa e, considerandola coeva con altri conoidi e accumuli di breccie dell'area (Veroli, Fontanafratta, Balsorano), la attribuisce al Pleistocene medio sulla base del ritrovamento di *Cervus elaphus* del Cacciamali (1892). L'enorme quantità di detrito che la costituisce sarebbe stata prodotta da una fase tettonica distensiva della fine del Pleistocene inferiore o dell'inizio del Pleistocene medio. Un'altra fase tettonica precedente il Riss l'ha fortemente dislocata. La formazione di Santopadre rientra probabilmente nel complesso di breccie calcaree ad elementi delle serie locali descritto da Damiani (1982) e Damiani & Pannuzi (1982) ed affiorante estesamente e con notevoli spessori nell'Appennino centrale, successivo al rapido sollevamento dei rilievi carbonatici del Pliocene medio e superiore. Comeglio & Marelli (1983) descrivono in dettaglio la formazione, che viene attribuita a un ambiente fluviale e fluvio-lacustre di sbocco vallivo con apporti principali dalla Valle Roveto, e la attribuiscono dubitativamente al Pleistocene inferiore.

2. LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI

La Formazione di Santopadre occupa parti di una depressione strutturale che si estende per circa 15 km in larghezza e 12 km in lunghezza, compresa tra i Monti

della Marsica a Nord, i Monti Ernico-Simbruini ad Ovest, la Valle Latina a Sud e il rilievo del Monte Cairo, inciso dal Fiume Melfa, ad Est (Fig. 1). Il bacino che ospita la Formazione è controllato da faglie distensive ad andamento NO-SE (faglia regionale a trascorrenza sinistra della Val Roveto-Atina-Roccamonfina), N-S (faglie della media valle del Liri e del Melfa) ed E-W o WNW-ESE (faglia del Melfa-Atina-Villa Latina-Fiume Mollarino).

La Formazione poggia in discordanza, tramite una superficie molto incarsata e spesso regolarizzata da depositi colluviali rossastri, sul substrato calcareo cretaceo-paleocenico (Fig. 2), su flysch e sedimenti prevalentemente arenitici del Miocene medio e superiore e su puddinghe poligeniche ad elementi allotigeni attribuiti al Pliocene inferiore (Damiani, 1982).

Nella Formazione, interessata da intensa tettonica distensiva, sono incassati depositi di conoidi alluvionali (Veroli, S. Giorgio), accumuli di breccie più o meno organizzate e altri depositi di conoide (Scifelli-Fontanafratta, S. Giorgio, Val Roveto) del Pleistocene inferiore (Carrara *et al.*, in stampa), depositi lacustri contenenti intercalazioni piroclastiche (bassa Val Roveto, bacino di Sora-Castelliri e Val Comino, bacino di Strangolagalli) del Pleistocene medio (Carrara *et al.*, in stampa) e corpi più o meno sviluppati di travertino, attribuiti al Pleistocene medio e superiore (Carrara, 1991).

La parte settentrionale della Formazione, compresa tra le quote 280+290 m sul l.m. (quota media corrispondente alla piana del Fiume Fibreno) e 788 m, presso C.se Col Limitone, 4 km circa a E di Arpino, affiora in un'area caratterizzata da dorsali a direzione appenninica, suddivise da valli profonde e strette, con versanti acclivi, drenanti principalmente verso NW, verso i Fiumi Fibreno e Liri. Dette dorsali presentano generalmente superfici sommitali più o meno rimodellate, ma abbastanza regolari e piane. In quest'area la Formazione rag-

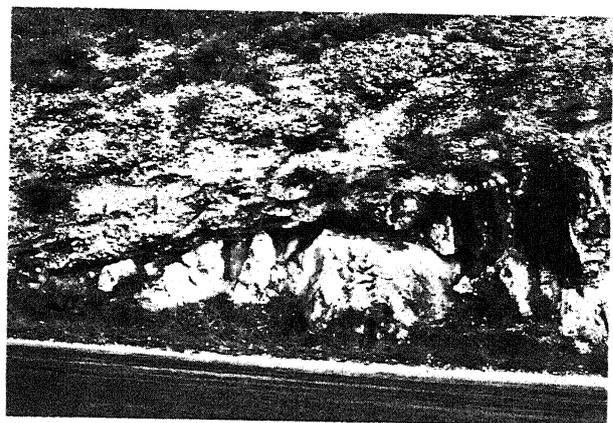


Fig. 2 - Conglomerati di Santopadre (nella parte superiore della fotografia) poggianti in discordanza sul substrato calcareo cretaceo-paleocenico incarsato, con cavità riempite di colluvio rossastro, presso Arpino.

Conglomerates of the Santopadre Formation (upper part of the photo) unconformably resting on the Cretaceous-Paleogenic carbonate substratum with karst caves filled with reddish clayey colluvium.

giunge lo spessore massimo di 300-400 m. Solo nell'estrema porzione nord-orientale dell'area sono presenti piccole e basse dorsali, molto rimodellate, ad andamento antiappenninico, divise da valleciole drenanti verso il Fibreno o i suoi affluenti di sinistra.

La parte mediana della Formazione è compresa grosso modo tra la linea congiungente Isola del Liri con Fontechiari e quella di Arpino-Casalvieri. Qui la potenza della Formazione è molto variabile, poiché il substrato calcareo è rialzato dalla tettonica ed affiora in più lembi (Arpino, Montenero, Fontana Liri). L'area è caratterizzata da una morfologia collinare molto irregolare, che presenta ampie vallate dai versanti non troppo acclivi, drenanti prevalentemente verso il Liri in direzione W o WNW. Tra Arpino, C.se Col Limitone e Forglieta la potenza della Formazione è ridotta ad alcune decine di metri a causa di un alto strutturale del substrato. In tale zona si registra la presenza di fenomeni carsici (inghiottitoi e doline, generalmente non più attive), con forme di dimensioni variabili da poche decine ad alcune centinaia di metri, sviluppatasi nei depositi grossolani della Formazione. La parte meridionale della Formazione si addossa ai rilievi calcarei di Monte Nero, Rocca d'Arce, Monte S. Nicola e a quelli che formano il versante destro del Fiume Melfa, che hanno costituito probabilmente un baluardo al progredire della Formazione verso la Valle Latina. L'area presenta una morfologia collinare accidentata ed alquanto irregolare, con sviluppo di valleciole, aventi direzione E-O, drenanti ora verso il Liri (ad Ovest), ora verso il Melfa (ad Est) e N-S, drenanti verso la Valle Latina.

3. LITOSTRATIGRAFIA ED ANALISI DI FACIES

La Formazione è costituita da due membri (Fig. 3). Il membro inferiore, affiorante esclusivamente nella parte settentrionale dell'area, lungo le incisioni del Fiume Fibreno e nei modestissimi rilievi di Viscogliosi e C.se Colle d'Arte, è rappresentato da arenarie siltoso-argillose e calcareniti giallastre, ben cementate, massive o stratificate, in strati da decimetrici fino a metrici, mostranti talora una tessitura laminare piano-parallela. Raramente si osservano stratificazioni incrociate, planari, a *sets* decimetrici; localmente contengono lenti irregolari di ghiaietto. Lo spessore visibile varia da alcuni metri ad alcune decine di metri. Le litofacies presenti e i caratteri sedimentologici piuttosto uniformi e costanti sembrano indicare un ambiente deposizionale fluvio-lacustre.

Il membro superiore della Formazione, che poggia su quello inferiore tramite una superficie di erosione, è costituito principalmente da psafiti e psammiti, alle quali si associano subordinatamente litofacies pelitiche. Vi si possono distinguere quattro litofacies principali che si differenziano per i caratteri sedimentologici, per la geometria e per i rapporti reciproci. Esse sono rappresentate da: Litofacies A) depositi di breccie e conglomerati, in genere non stratificati o con stratificazione poco eviden-

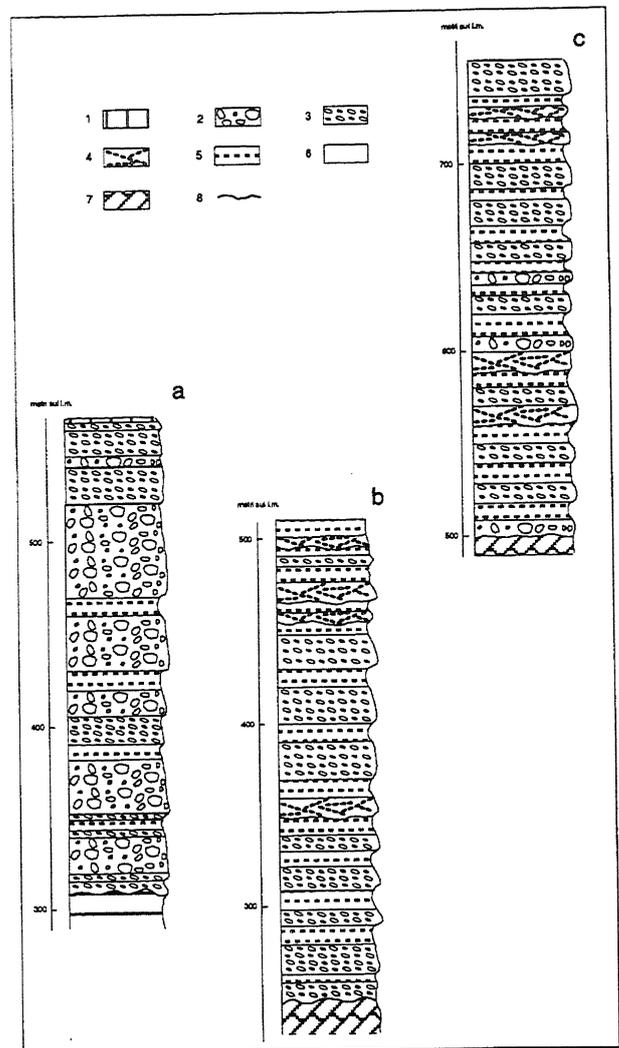


Fig. 3 - Colonne litostratigrafiche: a) parte apicale; b) parte mediana e c) parte distale. Legenda: 1. Suolo; 2. Litofacies A (colate di fango e detriti); 3. Litofacies B1 (conglomerati fluviali); 4. Litofacies B2 (depositi di correnti incanalate); 5. Litofacies C (depositi fluvio-lacustri e palustri e di tracimazione); 6. Membro inferiore arenaceo-siltitico; 7. Substrato calcareo cretaceo-paleocenico; 8. Superficie di erosione.

Lithostratigraphic columns: a) apical part; b) middle part; c) distal part. Legend: 1. Soil; 2. Lithofacies A (debris flow deposits); 3. Lithofacies B1 (flood sheet deposits); 4. Lithofacies B2 (stream channel deposits); 5. Lithofacies C (fluvio-lacustrine and overbank deposits); 6. Lower member of the Formation made up of low energy fluvio-lacustrine sandstones and siltstones; 7. Cretaceous-Paleocene carbonatic substratum; 8. Erosional surface.

te; formano corpi di spessore variabile, da alcuni metri fino a parecchi metri, a struttura caotica, eterometrica, matrice-sostenuti, con clasti legati da una matrice arenaceo-argillosa, che mediamente si aggira intorno al 10-20% della roccia, ma talora, localmente, può prevalere sui clasti stessi. Raramente vi si osservano strutture embricate dei ciottoli lamellari e accenni di gradazione normale. Spesso i corpi sono separati da superfici di erosione, nelle depressioni delle quali si può notare la presenza di colluvi di suolo rossastri. Gli elementi delle breccie e dei conglomerati, angolosi o subangolosi, han-



Fig. 4 - Depositi della litofacies A (colate di fango e detriti) della parte apicale della Formazione. I massi in primo piano hanno diametro maggiore di 50 cm. Cava di Carnello.

Lithofacies A deposits (mud and debris flows) in the apical part of the Formation. Boulders in the foreground have a diameter > 50 cm. Carnello quarry.

no dimensioni molto variabili, da alcuni centimetri a oltre 1 m (Fig. 4). Questa litofacies, interpretata come il prodotto di colate di fango e detriti (*debris flow deposits*) connesse con flussi ad alta viscosità (Bull, 1972), è diffusa soprattutto nella parte più settentrionale della Formazione, nell'area di Cicerchia e nella porzione medio-alta del membro superiore. In questa litofacies sono stati compresi anche termini conglomeratici molto grossolani con caratteri di transizione tra *debris flow* e *sheet flood deposits* (litofacies B1). Si tratta probabilmente di sedimenti ripresi e rielaborati in ambiente acquoso.

La seconda litofacies (B1) è rappresentata da conglomerati prevalenti generalmente meno grossolani e più organizzati di quelli descritti precedentemente e da subordinate litofacies arenitiche. I conglomerati, clasto-sostenuti, presentano stratificazione distinta in banchi regolari ed estesi, dello spessore variabile da alcuni decimetri a 1 m, e sono spesso caratterizzati da gradazione



Fig. 5 - Conglomerati clasto-sostenuti della litofacies B1 con ciottoli embricati e ben rielaborati. Cava di Rio Armucci.

Clast-supported conglomerates of the lithofacies B1 showing imbricate structures. Rio Arimucci quarry.

normale e da un grado di classazione dei clasti da medio a buono. Vi si osservano comunemente diverse strutture sedimentarie, quali la stratificazione incrociata a sets planari ben sviluppati, la struttura embricata dei ciottoli lamellari e, nelle porzioni più fini, laminazioni parallele e/o convolute, con sporadici *ripple marks* e strutture di trazione (Fig. 5). Questa litofacies è riconducibile a depositi fluviali di lame di piena (*sheet flood*) ed è ben rappresentata nella parte centro-meridionale della Formazione.

La terza litofacies (B2) è rappresentata da corpi irregolari di modeste dimensioni (alcuni metri di larghezza, alcuni decimetri fino a qualche metro di spessore) di conglomerati clasto-sostenuti ad elementi non molto grossolani (centimetrici) che mostrano contatti netti ed erosivi con le litofacies sottostanti, nelle quali sono chiaramente canalizzati (Fig. 6). Non presentano stratificazione regolare e distinta, mentre si osservano spesso strutture incrociate a sets planari decimetrici, gradazione normale e buona classazione dei clasti, mediamente ben elabora-



Fig. 6 - Conglomerati fini della litofacies B2 (depositi di correnti incanalate) canalizzati nei sedimenti arenaceo-siltitici della litofacies C (depositi di tracimazione). Da notare il contatto chiaramente erosivo e le strutture incrociate. Presso Santopadre.

Conglomerates of the lithofacies B2 (stream channel deposits) channeled into sandy and silty overbank deposits of lithofacies C. The lower erosional contact and cross-bedded structures can be noted. Near Santopadre.

ti. La geometria e la struttura di detti corpi conglomeratici sono evidenti soprattutto quando sono canalizzati entro sedimenti più fini. La litofacies è riconducibile a depositi di correnti incanalate (*stream channel*) ed è frequente nella parte centro-meridionale della Formazione.

La quarta litofacies (C), infine, è rappresentata da corpi tabulari ed estesi di calcareniti, arenarie da grossolane a fini e da siltiti più o meno argillose, ben stratificate, in strati decimetrici massivi o con sottile laminazione piano-parallela. Sporadicamente mostrano strutture incrociate planari e strutture di fondo, quali *ripple marks*. Questa litofacies, che si osserva prevalentemente nella parte centro-meridionale della Formazione, contiene sottili intercalazioni, regolari ed estese, di siltiti argillose brune, ricche di materia organica, contenenti molluschi terrestri (elicidi probabilmente del genere *Coepea*) in



Fig. 7 - Sedimenti arenaceo-siltitici con intercalazioni calcarenitiche della litofacies C (depositi fluvio-lacustri e di tracimazione) sui quali giacciono conglomerati fini canalizzati (litofacies B2). In corrispondenza del martello si nota un livello bruno di 20 cm circa di spessore, ricco di materia organica e con gasteropodi terrestri.

Sandy and silty sediments with calcarenitic intercalations of lithofacies C (fluvio-lacustrine and overbank deposits) in which fine-grained conglomerates of lithofacies B2 are channelled. The hammer indicates a 20 cm thick brown silty level rich in organic matter and terrestrial gastropods.

frammenti o in individui molto deformati per compressione (Fig. 7). La litofacies C è attribuibile ad un ambiente fluvio-lacustre e palustre (*backswamp*), caratterizzato da episodi di tracimazione (*overbank*).

Nella parte settentrionale della Formazione sono stati osservati corpi poco estesi e di modesto spessore, di conglomerati clasto-sostenuti, costituiti da elementi subangolosi, abbastanza classati, assolutamente privi di matrice. Detti sedimenti potrebbero essere ricondotti a una litofacies denominata da Hooke (1967) "*sieve deposit*" che si depone in condizioni particolari, quando il mezzo di trasporto scorre su un substrato grossolano molto permeabile, che assorbe immediatamente non solo l'acqua, ma anche la porzione detritica più fine.

L'analisi di facies dei sedimenti della Formazione indica che essa rappresenta il prodotto della deposizione dapprima (membro inferiore) di sedimenti di ambiente fluvio-lacustre di sbocco vallivo compreso in un paesaggio costituito da modesti rilievi, poi di un esteso conoide alluvionale (membro superiore) o, per meglio dire, di conoidi coalescenti, la deposizione dei quali ha avuto luogo in un ambiente fortemente differenziato, tettonicamente attivo, con rilievi montuosi in rapido sollevamento. La parte apicale del conoide coincide grosso modo con la porzione settentrionale della Formazione, profondamente erosa lungo la valle del Fiume Fibreno; in quest'area prevalgono sedimenti della litofacies A (*debris flow sediments*) e di transizione, associazione questa caratteristica delle parti apicali dei conoidi (Bluck, 1964; Bull, 1972; Miall, 1981). La parte mediana, compresa grosso modo tra Isola del Liri, Fontechiari, Arpino e Casalvieri, è costituita prevalentemente da sedimenti della litofacies B1 (*sheet flood*), con corpi irregolari di litofacies B2 (*stream channel*) ed alternanze tabulari della litofacies C

(sedimenti fluvio-lacustri e di tracimazione). La parte distale è composta anch'essa prevalentemente da sedimenti delle litofacies B1 e B2 meno grossolani, tuttavia, dei precedenti e della litofacies C.

Nella parte mediana della Formazione, dove il gradiente topografico del conoide si andava progressivamente attenuando, si instaurava verosimilmente il passaggio a un ambiente di piana alluvionale con corsi d'acqua a carattere di canali intrecciati (*braided streams*), soggetti a piene ed inondazioni, con formazione sempre più frequente di modesti bacini lacustri, stagni e paludi, testimoniati dalla presenza della litofacies C.

4. CARATTERI COMPOSIZIONALI

Le breccie e i conglomerati che costituiscono buona parte del membro superiore della Formazione sono formati prevalentemente (90-95%) da clasti delle facies calcaree del substrato meso-cenozoico; sono rappresentate, tuttavia, anche le facies arenitiche e siltitiche dei flysch collegati con la Piattaforma laziale-abruzzese e le formazioni terrigene mioceniche, affioranti nell'area. Vi compaiono anche clasti di rocce estranee alle serie locali (calcarei siliciferi, pietra paesina, alberese, ecc.) derivate dallo smantellamento delle puddinghe poligeniche del Pliocene inferiore o di lembi di "sicilidi", presenti generalmente nella serie miocenica sotto forma di colate gravitative. Gli elementi derivanti dalle formazioni mioceniche sono presenti in discreta quantità nella parte settentrionale della Formazione, dove possono raggiungere anche il 35% della roccia, mentre diminuiscono notevolmente nella parte centrale (10÷20%) e in quella meridionale (da pochi percento al 10%). Si osserva anche una tendenza alla diminuzione dei clasti non calcarei dalla parte basale a quella sommitale della Formazione. Dette variazioni dei clasti non calcarei sono dovute non solo allo stretto rapporto compositivo che si osserva tra le ruditi e il substrato sul quale affiorano (nella parte settentrionale, apicale, sono molto diffuse le formazioni mioceniche della Val Roveto, di Broccostella e Gallinara), ma anche al più veloce processo di disaggregazione che subiscono i litotipi arenacei durante il trasporto.

E' stato effettuato l'esame microscopico di numerose sezioni sottili ricavate sia dalla matrice arenacea delle litofacies A e B, sia dalle arenarie e dalle siltiti della litofacies C.

Le prime, in generale, sono costituite da frazione clastica arenacea prevalente (90% della roccia) immersa in una matrice più fine (siltoso-argillosa) a cemento calcitico. Solo sporadicamente la matrice e il cemento prevalgono sulla frazione clastica.

I clasti sono rappresentati principalmente da frammenti di rocce calcaree appartenenti alle diverse facies affioranti nell'area di alimentazione e subordinatamente (fino al 15%) da frammenti di rocce non calcaree, sino a extrabacinali (selce prevalente, siltiti e arenarie micacee,

Tabella 1 - Minerali pesanti presenti nei sedimenti della Formazione (valori espressi in %).

Heavy minerals in the sediments of the Santopadre Formation (values in %).

N. Camp.	55	56	64	65	67	69	72	75	77	79
Distene	4	6	7	6	5	3	4	4	4	7
Epidoto	19	18	30	35	20	18	12	18	17	18
Fluorite	-	tr	-	-	-	tr	-	-	-	-
Glaucofane	5	2	2	-	5	5	2	-	4	2
Granato	19	19	19	25	18	21	21	12	25	21
Magnetite	-	4	5	-	-	4	4	-	-	-
Pirrosseno	-	-	-	tr	tr	-	-	-	-	-
Rutilo	9	3	3	3	7	2	8	3	4	5
Staurolite	29	28	22	17	25	29	17	31	17	31
Tormalina	6	9	3	6	8	6	7	8	7	8
Zircone	3	4	3	2	3	4	5	4	2	2
Indeterm.	6	7	6	6	9	8	20	20	20	6

quarziti minute, scisti filladici e micrograniti). E' presente anche una frazione monominerale, che può raggiungere il 10% della roccia, costituita da quarzo prevalente, da feldspati (K-feldspato peritico, plagioclasio acido e mediamente acido e microclino) e miche (muscovite prevalente e biotite).

I clasti calcarei sono per lo più subarrotondati o arrotondati e presentano una sfericità medio-alta; i clasti di altre rocce e quelli monominerali sono subangolosi ed hanno sfericità medio-bassa. In alcuni campioni arenitici si è osservata una tessitura bimodale, con clasti calcarei di 2+3 mm e clasti non calcarei con dimensioni medie di 0,5+0,6 mm. La maturità tessiturale e composizionale delle areniti varia da bassa a discreta. La matrice argillosa è poco ricristallizzata. Il cemento è rappresentato da microsparite e sparite calcitica con struttura a mosaico equidimensionale. Spesso si accresce sulla matrice argillosa e la sostituisce.

I litotipi calcarenitici sono composti da una pasta di fondo micritica molto torbida che può raggiungere l'85% della roccia ed è spesso ricristallizzata in plaghe microcristalline limpide; la parte rimanente è costituita da frazione clastica con clasti di 0,1+0,2 mm di diametro, rappresentati da rocce calcaree, da selce e quarziti, da quarzo, da scarso feldspato, da mica muscovite (prevalente) e biotite e da ossidi e idrossidi di Fe. I clasti sono generalmente poco rielaborati. La maturità mineralogica e tessiturale è medio-bassa.

Sono stati determinati i minerali pesanti presenti in dieci campioni di arenarie e siltiti prelevati in diverse parti della Formazione. L'associazione mineralogica predominante è quella costituita da epidoto, granato e staurolite (Tab. 1); non sono presenti minerali o materiale vulcanico, attribuibile al vulcanismo medio-pleistocenico diffuso nell'Appennino centrale.

La composizione mineralogica delle rocce studiate indica che detti sedimenti si sono depositi in un bacino la cui area di alimentazione era costituita da rilievi calcarei meso-cenozoici, da flysch e formazioni arenacee mioceniche e, in minor misura, da terreni "sicilidi" (coltri alloctone di argille scagliose varicolori di provenienza più interna).

5. ELEMENTI DIMENSIONALI

Sugli affioramenti meglio esposti e di dimensioni maggiori sono stati misurati: l'asse medio del ciottolo maggiore e gli assi medi dei 10 e dei 50 ciottoli maggiori secondo il metodo descritto da Canuti & Sagri (1974) e da Salvati (1979). La Figura 8 mostra che i ciottoli maggiori, con asse medio > 75 cm, sono presenti nella parte apicale del conoide presso Broccostella, Carnello e Isola del Liri; le dimensioni dei ciottoli decrescono poi rapidamente verso la parte distale, dove mediamente il ciottolo maggiore ha un asse medio inferiore a 5 cm. Gli assi medi dei dieci e dei cinquanta ciottoli maggiori (Figg. 9 e 10) misurano rispettivamente 40±50 cm e 20±30 cm nella parte apicale, mentre in quella distale sono inferiori a 5 cm. E' stata osservata anche una tendenza dell'asse medio dei clasti ad aumentare passando dalla base alla sommità della parte apicale della Formazione.

Le dimensioni medie dei 10 e 50 ciottoli maggiori confrontate con quelle riportate da Cailleux & Tricart (1963) indicano velocità medie di trasporto dell'ambiente fluviale intorno a 2+3 m/sec con punte di 3+4 m/sec per la parte apicale, mentre per quella distale si hanno valori di 1+1,5 fino a 1,5+2 m/sec. Comparando i valori di Santopadre con le curve di Hjulstrom (1934-35) si ottengono grosso modo gli stessi valori di corrente. Nel diagramma binario Velocità della corrente/Dimensioni delle particelle trasportate di Novak (1981), basato non solo sui dati di molti corsi d'acqua e di piene catastrofiche pleistoceniche e recenti, ma anche sulle curve di Hjulstrom citate precedentemente, si ricavano i seguenti valori di velocità: nella parte apicale da 0,6 a 2,4 m/sec con punte di 3 m/sec e oltre; nella distale essi variano da 0,3 a 1,8 m/sec e oltre. Dal Cin (1967) riporta le seguenti velocità medie di propagazione della piena del Piave del 1926: per il tratto montuoso la velocità di propagazione varia da 14,63 a 11,14 km/h, vale a dire da circa 4 a 3 m/sec; per il tratto compreso tra Nervesa e Priula, che misura alcuni chilometri ed è ubicato allo sbocco in pianura, la velocità è di 3,40 km/h, cioè di circa 0,94 m/sec.

Ricci Lucchi (1980), considerando la messa in posto di colate subaeree con dati valori di densità, di contenuto in acqua, ecc., riporta velocità massime intorno a 1+3 m/sec, mentre per colate di fango-sabbia-detrito grossolano (*debris flow* misto) a flusso laminare "turbolento per basso contenuto in argilla = 5+10%", alle quali possono essere ricondotti alcuni depositi della litofacies A della Formazione di Santopadre, indica una velocità di 2+5 m/sec.

Costa (1983) elenca velocità medie di trasporto in paleoalluvioni comprese tra 3 e 5 m/sec per ciottoli di 40-50 cm (asse medio dei 10 ciottoli maggiori nella parte apicale) e intorno a 1 m/sec per ciottoli minori di 5 cm e velocità comprese tra 2 e 4 m/sec per ciottoli di 20-30 cm (asse medio dei 50 ciottoli maggiori nella parte apicale).

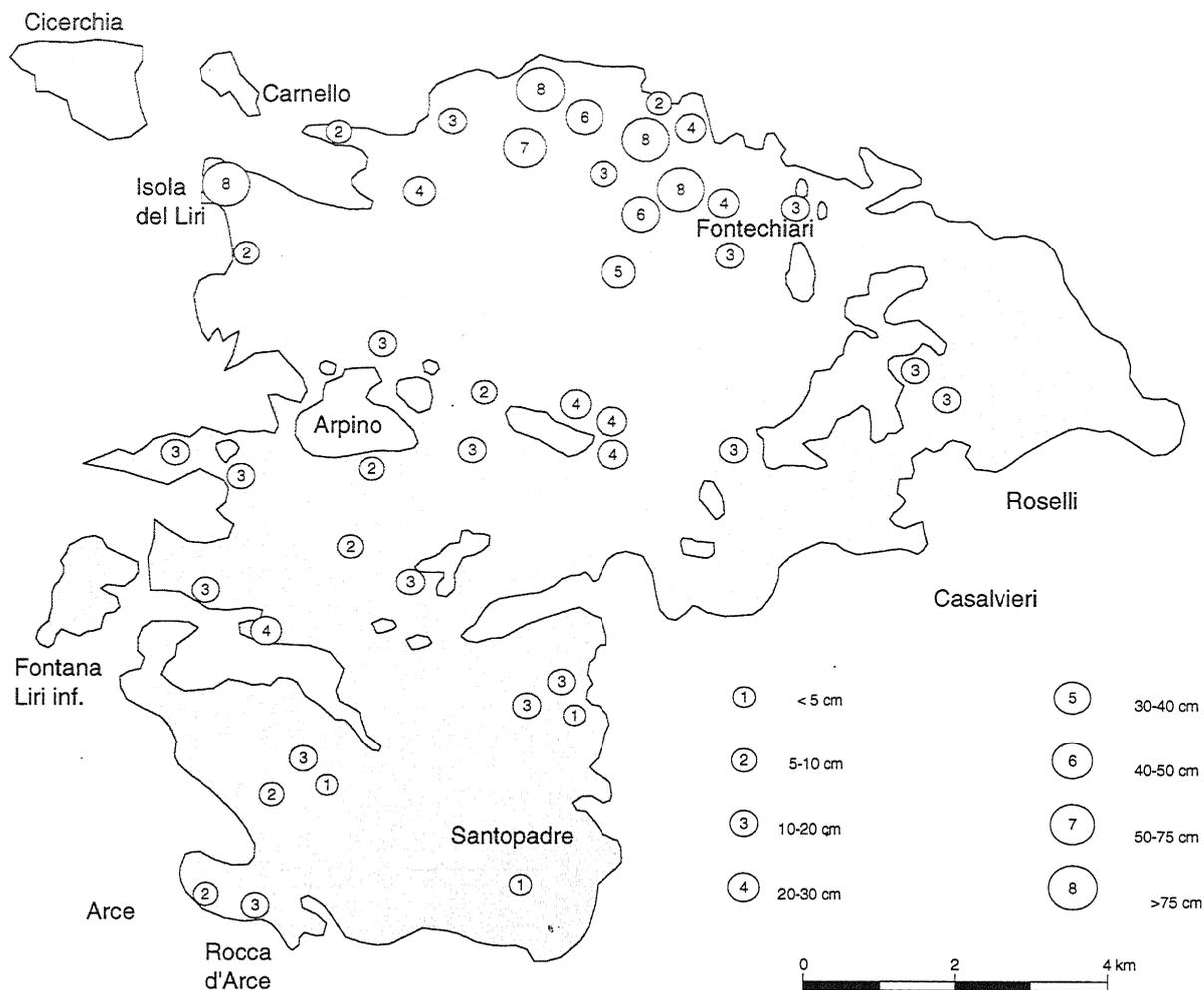


Fig. 8 - Distribuzione del clasto maggiore. I cerchi rappresentano la dimensione in centimetri dell'asse medio del clasto maggiore.
Distribution of the largest clasts. Circles indicate the size in centimetres of the largest clast middle axis.

6. PALEOCORRENTI DEPOSIZIONALI

Nelle facies ruditiche della Formazione, in particolare nelle litofacies B1 e B2, sono piuttosto diffuse le strutture embricate dei ciottoli lamellari, talora addensati in *clusters*, e strutture di *cross-bedding* planari. Il rilevamento sistematico delle suddette strutture ha permesso la ricostruzione dell'andamento delle paleocorrenti deposizionali, illustrate in Figura 11. Nella parte apicale e mediana della Formazione le paleocorrenti indicano direzioni di trasporto prevalenti da NO e da N; anche nella parte distale prevalgono le correnti da N e NO, ma compaiono anche direzioni anomale da ONO e da SO, connesse con i vicini rilievi carbonatici di Fontana Liri e Rocca d'Arce.

Il conoide è stato alimentato, quindi, da apporti abbastanza costanti, connessi con corsi d'acqua provenienti dai rilievi carbonatici a NO e N del bacino di deposizione, in particolare con la Val Roveto (Paleoliri) e subordinatamente con quelli dell'area di Campoli Appennino

e di Posta Fibreno. Nella parte mediano-distale le paleocorrenti, più differenziate, sembrano suggerire un andamento più irregolare, connesso con corsi d'acqua a canali intrecciati (*braided streams*).

7. ELEMENTI DI MORFOMETRIA DEI CIOTTOLI

In 17 località distribuite uniformemente nella Formazione sono state effettuate misure morfometriche dei ciottoli, in accordo con le indicazioni metodologiche illustrate in Carrara (1981). La classe granulometrica 128+256 mm non è stata considerata, poiché è poco significativa ed è presente solo sporadicamente nelle facies più grossolane. Delle 17 stazioni morfometriche 6 sono relative a litofacies A della parte apicale, le rimanenti sono relative a litofacies B affioranti nella parte mediana e distale della Formazione. I parametri considerati sono: appiattimento, smussamento e dissimetria di Cailleux & Tricart (1963); sfericità, arrotondamento e indice OP (*oblate/prolate*) di Dobkins & Folk (1970).

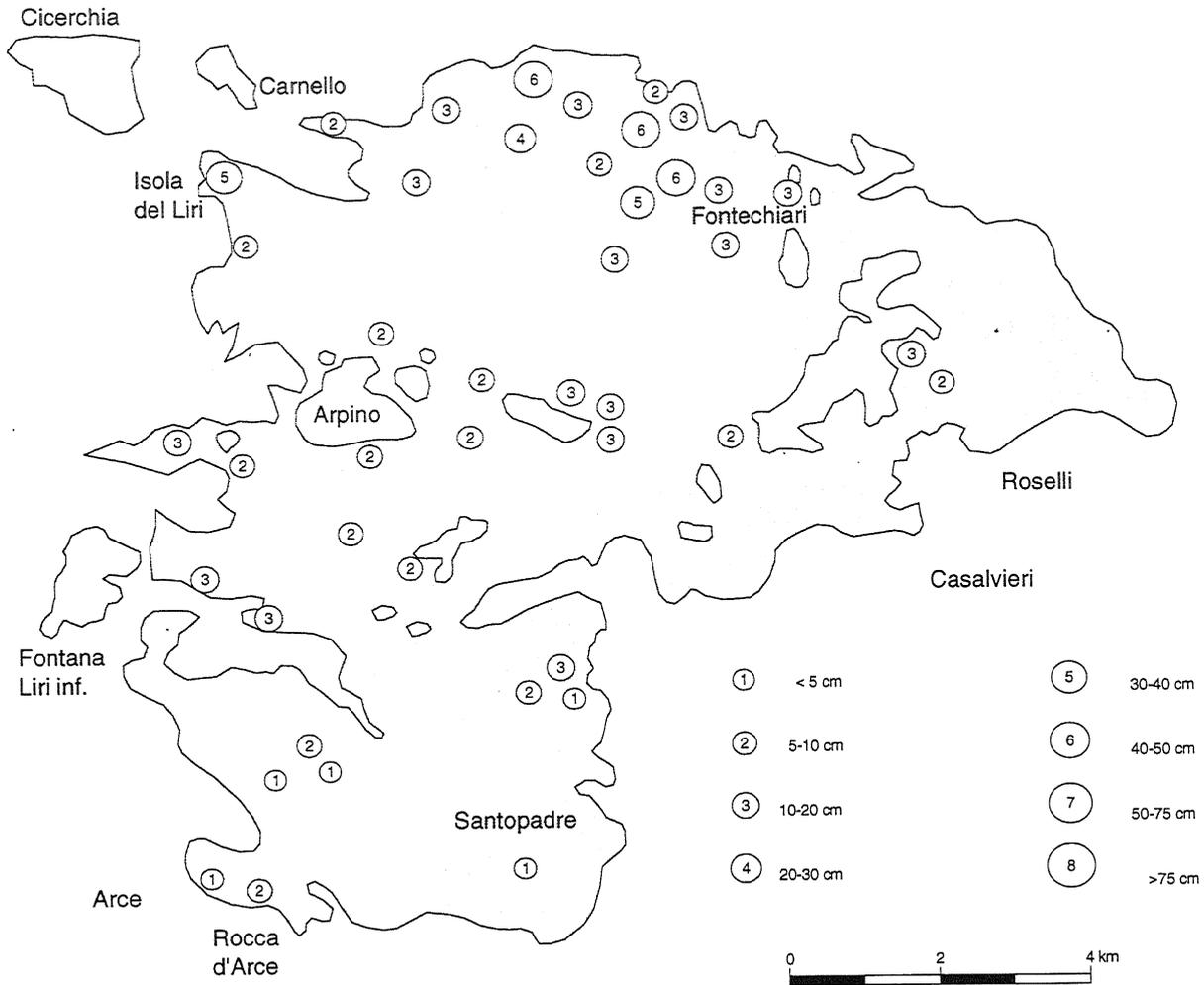


Fig. 9 - Distribuzione dei 10 clasti maggiori. I cerchi rappresentano la media aritmetica espressa in centimetri degli assi medi dei 10 clasti maggiori. *Distribution of the ten largest clasts. Circles indicate the mean size in centimetres of the 10 largest clasts middle axes.*

Indice di appiattimento

Dal diagramma di Figura 12A si nota che i valori medi sono compresi tra 1,6 e 1,83. Detti valori sono tipici dell'ambiente fluviale e risultano inferiori a quelli medi dei fiumi italiani (Carrara, 1981). In particolare, sono leggermente inferiori a quelli riscontrati nei ciottoli dell'alto corso del Piave e del Tevere. L'indice di appiattimento medio delle litofacies A è leggermente superiore a quello delle litofacies B; quello delle litofacies B mediane (1,72) è leggermente superiore a quello delle litofacies B distali (1,66).

Indice di smussamento

Varia da 186 a 373 (Fig. 12B). Le litofacies A (valore medio = 248) hanno indici notevolmente inferiori a quello medio dei fiumi italiani e a quelli delle litofacies B (valore medio = 318), che sono paragonabili per grado di smussamento alla media dei fiumi italiani. In particolare le litofacies A presentano indici di smussamento simili a quelli riscontrati nelle alluvioni dell'alto corso del Piave e del Tevere, mentre le litofacies B hanno indici vicini a quelli del corso medio del Piave e del basso Tevere. Le

litofacies B mediane hanno un indice medio di smussamento (321) molto vicino a quello delle distali (315).

Indice di dissimetria

Questo indice, come già osservato in Carrara (1981), non sembra essere discriminante (Fig. 12C). Il valore medio delle litofacies A (0,578) praticamente coincide con quello delle litofacies B (0,580); non si discriminano neppure le litofacies mediane (0,581) da quelle distali (0,579).

Indice di sfericità

I valori di questo indice (Fig. 13A), compresi tra 0,673 e 0,735, sono superiori a quelli medi dei fiumi italiani. Il valore medio di sfericità delle litofacies A è pressoché coincidente con quello delle litofacies B.

Indice di arrotondamento

Varia tra 0,334 e 0,575 (Fig. 13B). Le litofacies A (valore medio = 0,443) sono meno "arrotondate" delle litofacies B (media = 0,505). I valori sono vicini a quelli dei fiumi italiani; in particolare, le litofacies A sono para-

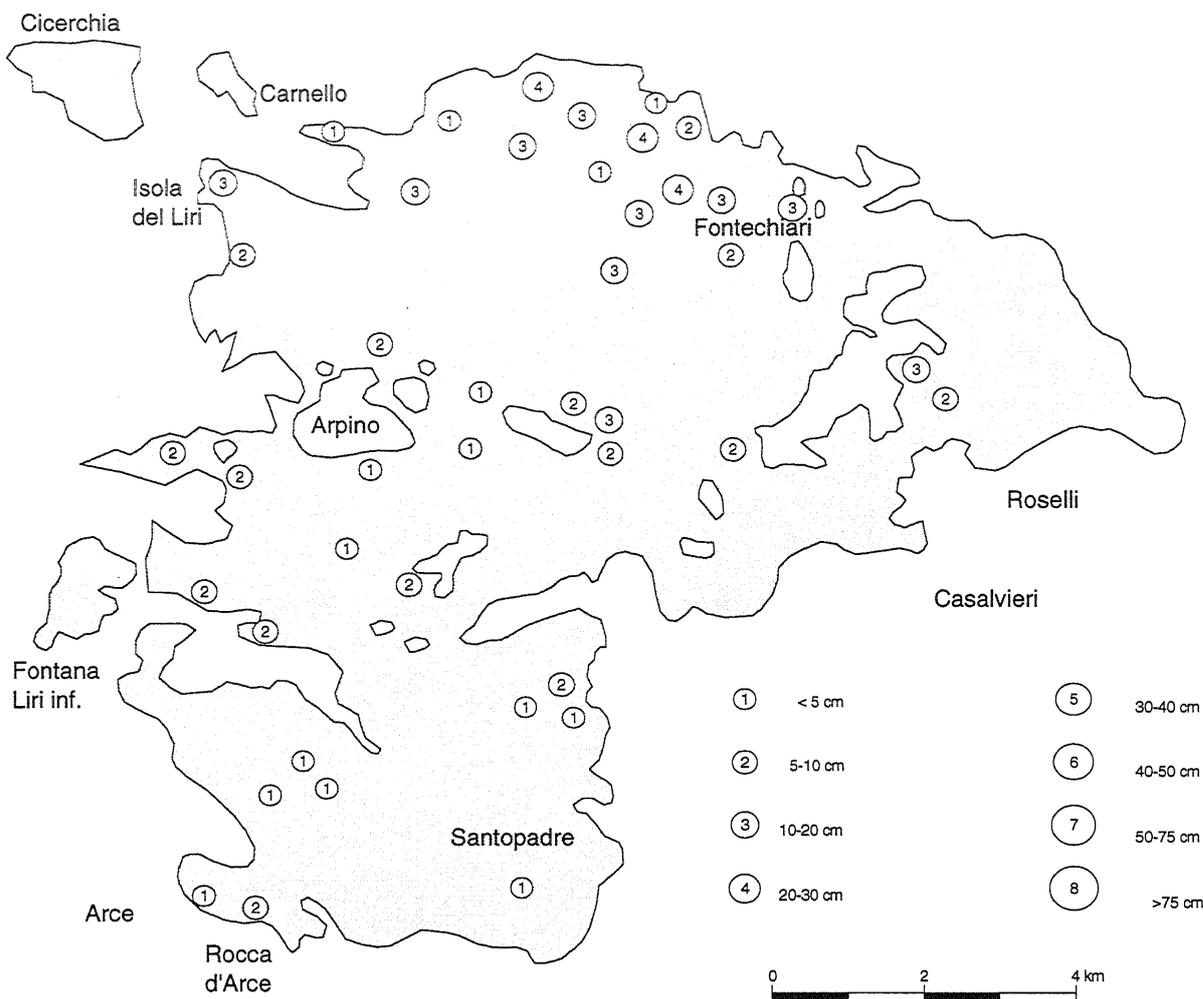


Fig. 10 - Distribuzione dei 50 clasti maggiori. I cerchi rappresentano la media aritmetica in centimetri dagli assi medi dei 50 clasti maggiori. *Distribution of the fifty largest clasts. Circles indicate the mean size in centimetres of the 50 largest clasts middle axis.*

gonabili per grado di arrotondamento alle alluvioni dell'alto Piave e dell'alto Tevere, mentre le litofacies B sono simili a quelle del medio corso del Piave. Le litofacies B mediane (0.498) sono leggermente meno "arrotondate" di quelle distali (0.507).

Indice OP (Oblate: forma tabulare, Prolate: forma a bastone)

I valori medi delle litofacies A e B (Fig. 13C), rispettivamente uguali a 0,567 e 0,053, sono simili a quelli dei fiumi italiani. I ciottoli delle litofacies A sono mediamente più "prolate" di quelli delle litofacies B; le litofacies della parte mediana (-0.3) sembrano discostarsi di poco da quelle della parte distale (1.1).

Se si considerano i diagrammi binari appiattimento/smussamento, arrotondamento/sfericità e sfericità/oblate-prolate (rispettivamente Fig. 14A, B e C), le discriminazioni osservate precedentemente risultano più evidenti.

E' interessante comparare gli indici di appiattimento e di smussamento ottenuti con quelli di Cailleux & Tricart (1963), di Dal Cin (1967) e di Salvati (1979).

Le litofacies A cadono nel campo di sedimenti con-

glomeratici che Salvati (1979) considera depositi da corsi d'acqua a regime fluvio-torrentizio con elevato potere erosivo, con punte estreme simili a facies di "detrito di falda o alluvioni montane". Hanno inoltre valori simili a quelli misurati da Dal Cin (1967) nella stazione N.1 del Piave, che dista 4,6 km dalla sorgente del fiume. Le litofacies B si addensano invece presso i valori del Piave "localizzati tra il 13° e il 71° km del suo corso" (Dal Cin, 1967).

Nel diagramma binario appiattimento/smussamento di Figura 15, si può osservare che i ciottoli con diametro intorno a 50 mm, appartenenti a tutte le litofacies prese in esame, sono contenuti in un campo compreso tra i valori 1,6 e 1,7 di appiattimento e 240 e 320 di smussamento e cadono nel rettangolo riportato nella parte centro-inferiore del diagramma, nell'ambiente Fluviale temperato caldo, sovrapponendosi parzialmente all'ambiente Morenico e al limite con quello Fluvio-glaciale. Gli ultimi due ambienti possono essere esclusi per mancanza di presupposti geologici e morfologici.

Il membro superiore della Formazione di Santopadre, quindi, in accordo con le indicazioni "climatiche" di

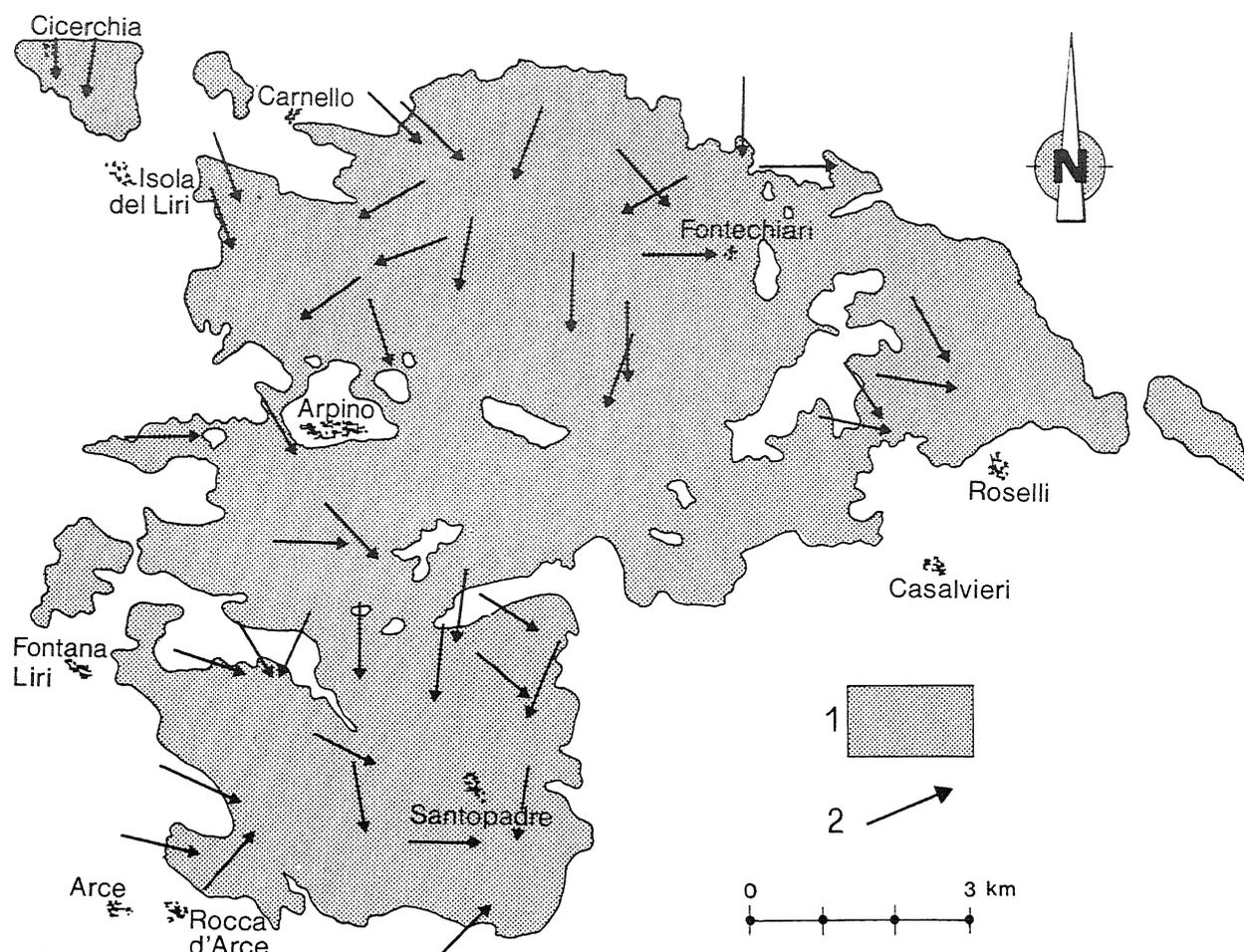


Fig. 11 - Direzioni delle paleocorrenti deposizionali ricavate dalle strutture embricate dei ciottoli lamellari.
Depositional paleocurrent directions obtained from imbricate structures.

Cailleux e Tricart (1963), si sarebbe depositato in condizioni di clima temperato-caldo.

8. ELEMENTI DI TETTONICA

La Formazione di Santopadre presenta una giacitura relativamente uniforme e regolare, con strati immergenti prevalentemente verso SO e SE, con angoli generalmente compresi tra 5 e 10-15° ed è in relazione con un paesaggio i cui elementi principali sono ancora attualmente riconoscibili.

La Formazione è stata dislocata e dissecata da tettonica distensiva, prevalentemente verticale. E' suddivisa, quindi, in blocchi più o meno tiltati, più o meno sollevati o depressi (Fig. 16). Le principali faglie che dislocano la Formazione (Fig. 1), investigate con l'ausilio della fotogrammetria e successivamente controllate sul terreno, hanno direzioni NO-SE fino a ONO-ESE, E-O e circa N-S ed interessano generalmente anche il sub-

strato. Tra le faglie a direzione circa "appenninica" le principali si osservano nelle parte centro-settentrionale della Formazione, dove sono evidenziate non solo da contatti anomali tra substrato carbonatico e i depositi della Formazione, con notevoli esempi di piani di faglia a strie verticali, ma anche dalla presenza di indizi geomorfologici non altrimenti spiegabili, quali scarpate allineate anche di notevole altezza, valli rettilinee dai versanti ripidi, ecc. (area di Arpino e tra Arpino e Fontechiari). Il rigetto, di difficile determinazione, data la mancanza di *markers* evidenti, varia apparentemente da pochi metri a parecchie decine di metri. Nell'area tra Arpino e Fontechiari, per esempio, faglie parallele a direzione circa "appenninica" dislocano, con rigetti di parecchie decine di metri, una superficie relativamente piana e regolare che potrebbe essere assunta come superficie sommitale rimodellata della Formazione.

Una faglia supposta a direzione NO-SE, suggerita dalla presenza di indizi geomorfologici, è presente lungo l'allineamento Fontechiari-Casalvieri nella parte orientale

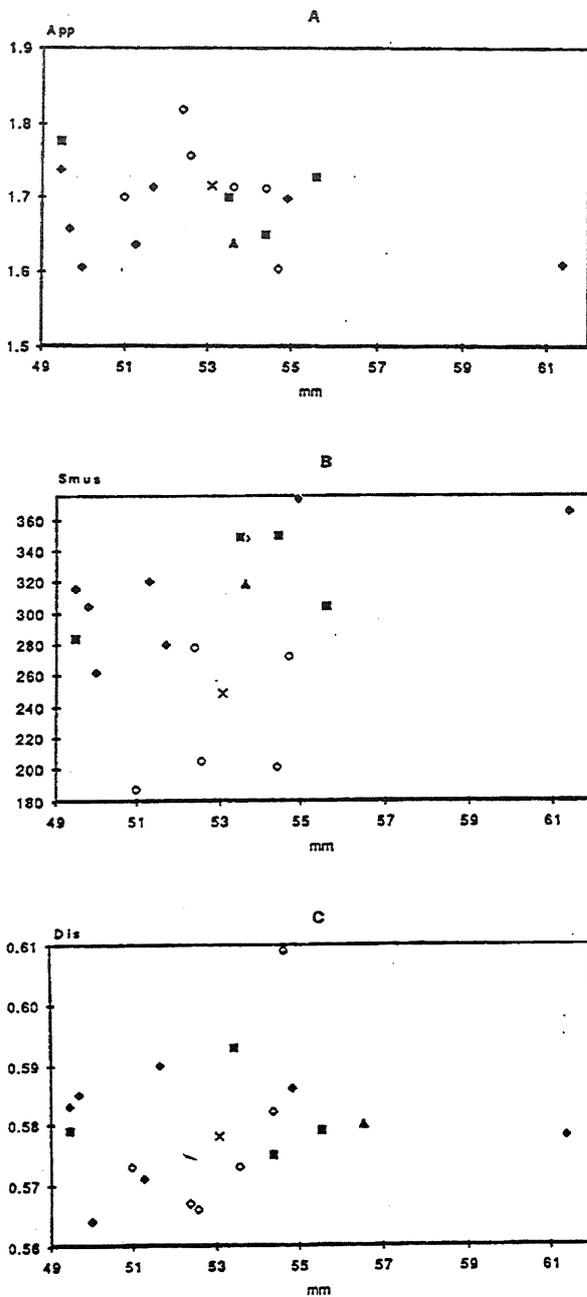


Fig. 12 - Indici di appiattimento (A), smussamento (B) e dissimmetria (C) (Cailleux & Tricart) dei ciottoli. Legenda: rombi vuoti: litofacies A della parte apicale; quadrati pieni: litofacies B della parte mediana; rombi pieni: litofacies B della parte distale; croce: valore medio delle litofacies A; triangolo pieno: valore medio delle litofacies B mediane e distali.

Flatness (A), Roundness (B) and Dissimmetry (C) indexes (Cailleux & Tricart) of pebbles. Legend: open rhombuses: lithofacies A of the apical part; solid squares: lithofacies B of the middle part; solid rhombuses: lithofacies B of the distal part; cross: mean value of lithofacies A; solid triangle: mean value of the lithofacies B of the middle and distal parts.

della Formazione, che appare globalmente ribassata rispetto al lembo occidentale.

Le faglie con direzione N-S ed E-O schietta sembrano controllare rispettivamente il limite occidentale

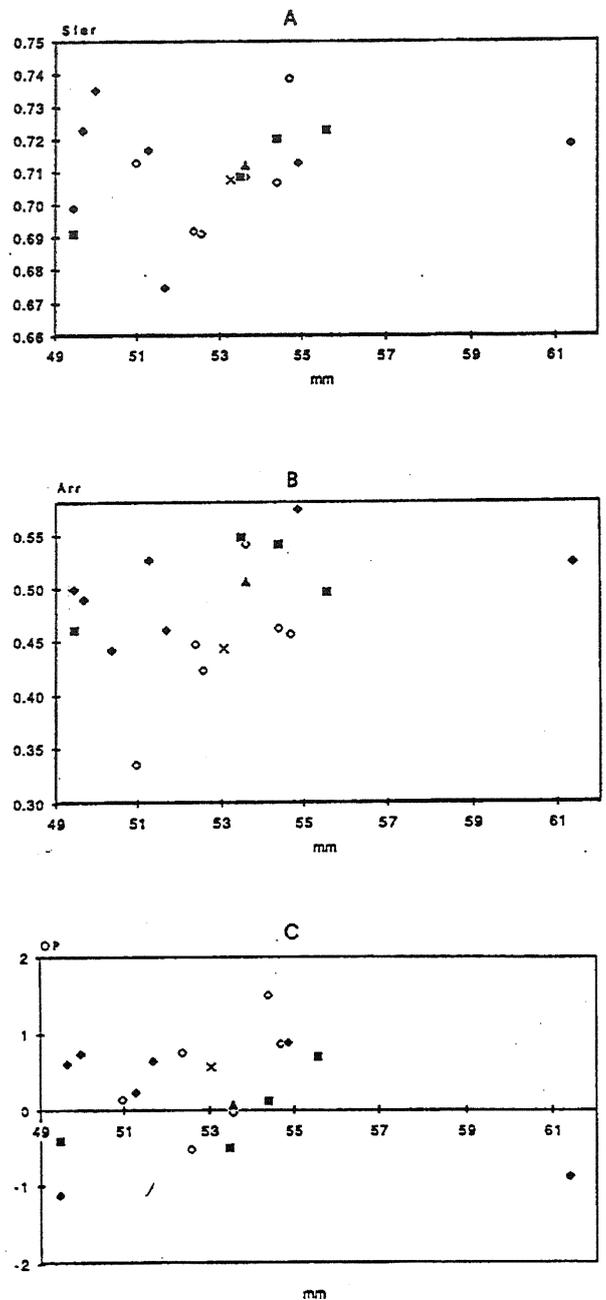


Fig. 13 - Indici di sfericità (A), arrotondamento (B) e oblate/prolate OP (C) (Dobkins & Folk). Legenda come in Fig. 12.

Sphericity (A), Roundness (B) and Oblate/Prolate (C) indexes (Dobkins & Folk). Legend as in Fig. 12.

della depressione colmata dalla Formazione, coincidente grosso modo con la media Valle del Liri (che assume qui una manifesta direzione N-S) e quello settentrionale che da Cicerchia, dove la faglia è evidenziata da una scarpata affiorante per diverse centinaia di metri con un'altezza di 30-40 m, si prolunga in direzione E-O lungo la valle del Fibreno. Anche la parte sud-orientale della depressione compresa tra Santopadre e Casalvieri è controllata da faglie N-S ed E-O, che hanno interessato i rilievi carbonatici di Monte Cairo, determinando il corso del Fiume

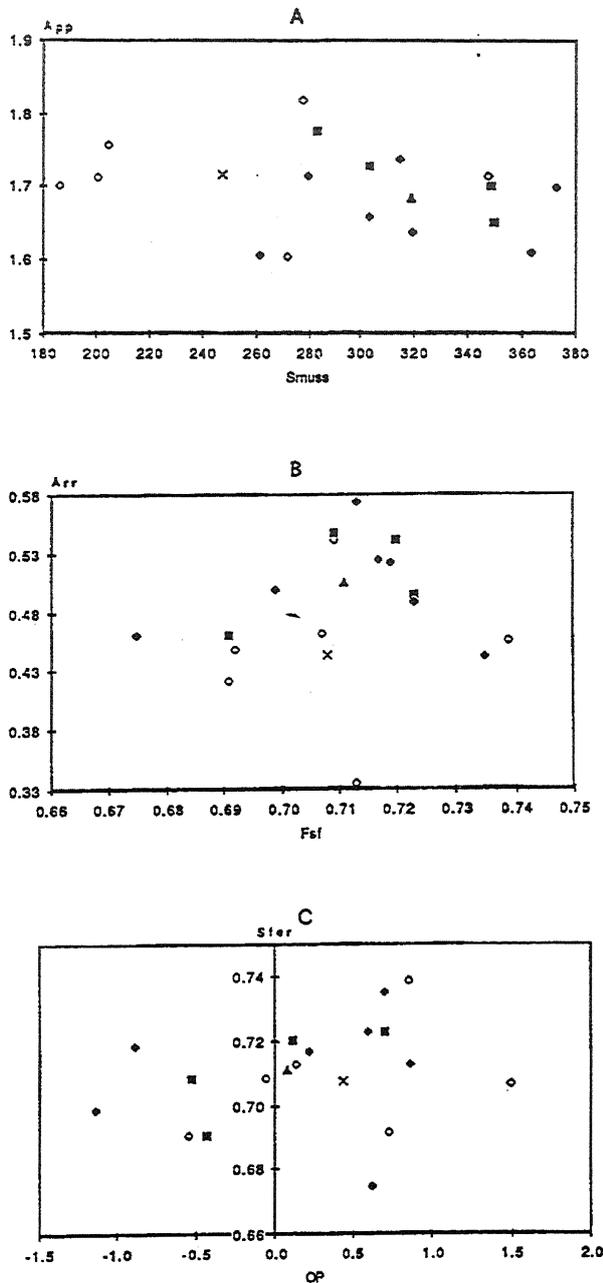


Fig. 14 - Diagrammi binari appiattimento/smussamento (A) (Cailleux & Tricart), arrotondamento/sfericità (B) e sfericità/oblata-prolate (C) (Dobkins & Folk). Legenda come in Fig. 12.

Flatness vs Roundness (A) (Cailleux & Tricart), Roundness vs Sphericity (B) and Sphericity vs Oblate/Prolate indexes (C) (Dobkins & Folk). Legend as in Fig. 12.

Melfa nelle rispettive direzioni.

Alcune delle faglie descritte interessano anche depositi più recenti incassati nella Formazione, in particolare i limi lacustri con livelli piroclastici del Pleistocene medio, i travertini del Pleistocene medio e superiore (?) affioranti nella media valle del Liri (Carrara, 1991) e quelli affioranti nell'area di Casalvieri.

In una vasta area comprendente l'areale di affioramento della Formazione di Santopadre è stato condotto uno studio delle mesostrutture di tipo fragile (faglie con

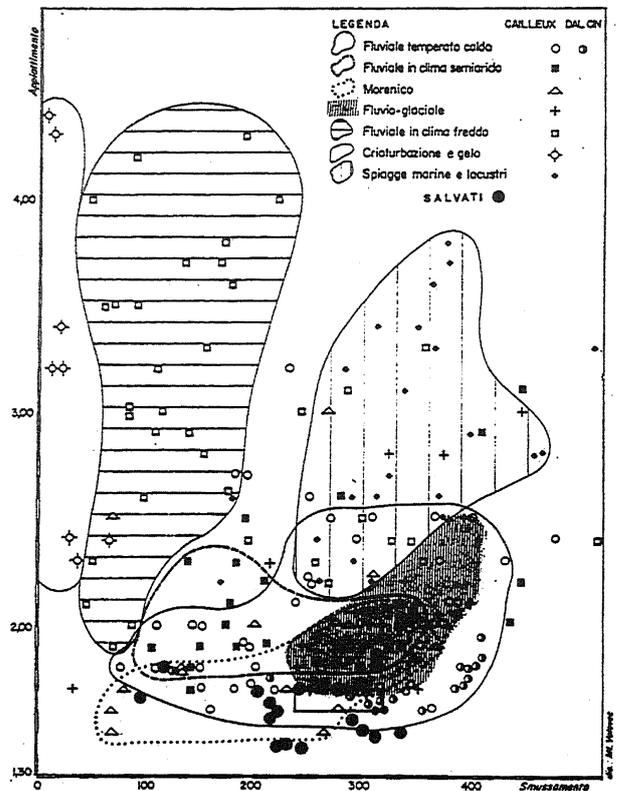


Fig. 15 - Diagramma binario appiattimento/smussamento (Cailleux & Tricart) in relazione a vari ambienti deposizionali e di elaborazione dei clasti, riferiti a clasti aventi asse maggiore intorno a 50 cm (da Salvati, 1979, modificato). Il rettangolo riportato nella parte centro-inferiore della figura rappresenta l'area in cui cadono i valori di appiattimento e smussamento di tutti i ciottoli con asse maggiore intorno a 50 cm misurati nei depositi della Formazione.

Flatness vs Roundness (Cailleux & Tricart) related to different depositional and pebble reworking environments for all the clasts with greatest axis around 50 cm (from Salvati, 1979 modified). Rectangle in the central-lower part of the figure includes flatness and roundness values of Santopadre Formation pebbles.

strie, fratture), distinguendo quelle presenti nel substrato pre-pleistocenico da quelle presenti nei depositi continentali plio-quadernari (Serafini & Vittori, 1988 e in stampa). Lo studio delle mesostrutture nei terreni pre-pleistocenici ha messo in evidenza una successione di fasi compressive e distensive neogeniche ad andamento appenninico, antiappenninico e circa N-S. L'analisi delle mesostrutture nei depositi continentali plio-pleistocenici (rappresentate, peraltro, prevalentemente da sistemi di fratture presenti in maggior numero nella Formazione di Santopadre) mostra un picco di addensamento dei piani intorno alla direzione E-O, che si ritiene rappresentativo del campo tensionale nell'area; molto subordinate sono le direzioni NE-SO e NO-SE (quest'ultima sostituita dal sistema E-O). La direzione N-S, ben rappresentata, sembrerebbe complementare al sistema E-O.

Le mesostrutture presenti nei sedimenti continentali plio-pleistocenici sembrano suggerire che almeno dal Pliocene superiore si è instaurato un regime prevalentemente tensionale con direttrice appenninica ruotata da NO-SE in direzione E-O e direttrice circa N-S (N10-20E).

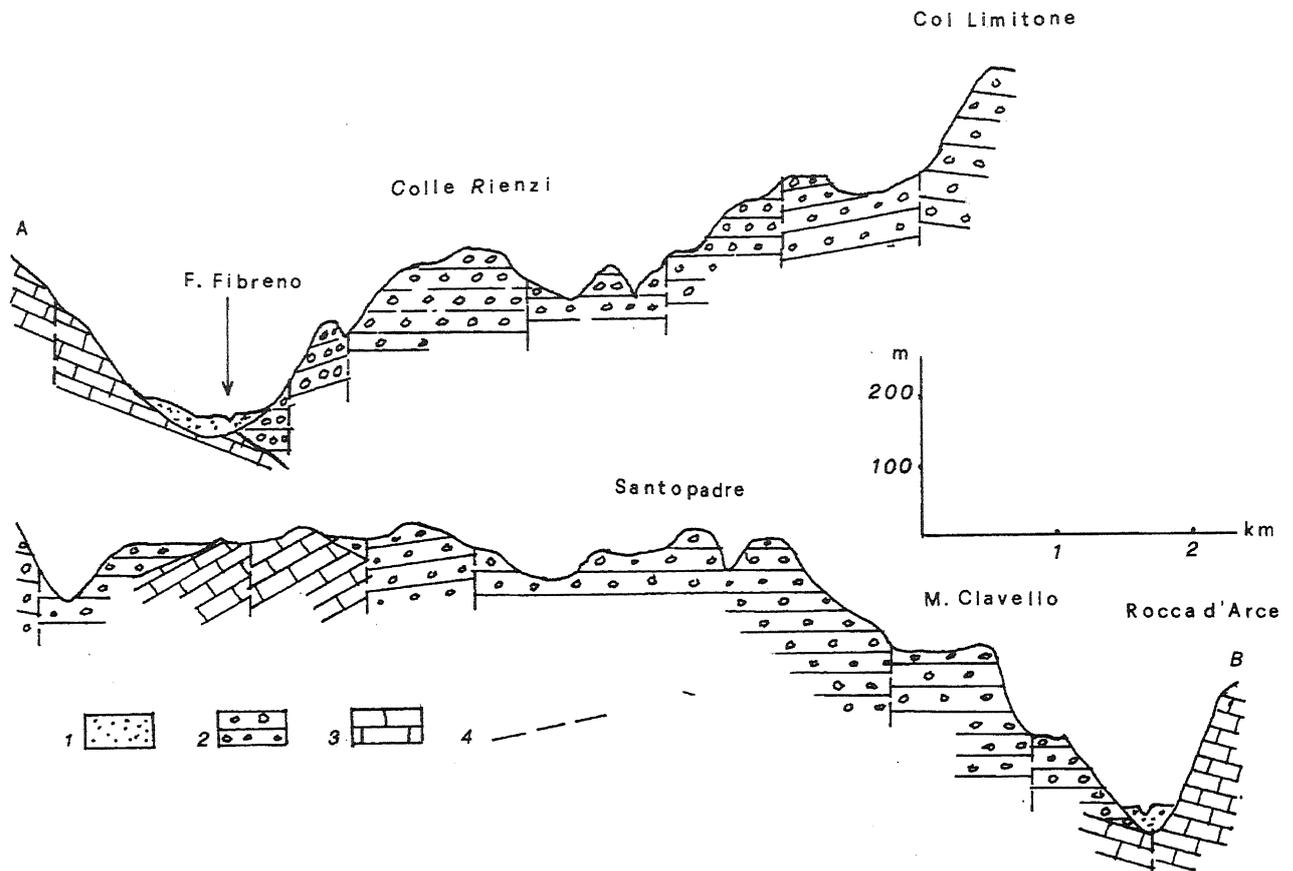


Fig.16 - Profilo geologico AB da Broccostella a Rocca d'Arce. Legenda: 1. Depositi alluvionali recenti ed attuali dei fondovalle; 2. Depositi del membro superiore della Formazione; 3. Substrato carbonatico cretaceo-paleoceno; 4. Faglie.

Geological section AB from Broccostella to Rocca d'Arce. Legend: 1. Recent and present-day alluvial deposits of valley floor; 2. Deposits of the upper member of the Formation; 3. Cretaceous-Paleocene carbonatic substrate; 4. Faults.

9. ETÀ DELLA FORMAZIONE

L'età della Formazione rimane indeterminata; nei sedimenti della stessa, infatti, nonostante le ricerche di dettaglio, non sono stati trovati resti faunistici e/o floristici. Gli unici fossili presenti nelle peliti ricche di materia organica che si intercalano nella litofacies C sono rappresentati da gasteropi terrestri (probabilmente del genere *Coepea*) di nessun significato stratigrafico. Alcune analisi di epimerizzazione degli aminoacidi su detti gusci hanno dato valori medi di D/L uguali a 0,86±0,88, che, secondo P. Hearty, autore delle analisi (com. pers.), suggeriscono un'età maggiore di 1 Ma (Pleistocene inferiore).

In ogni caso, l'età relativa della Formazione può essere dedotta dai rapporti stratigrafici che essa presenta con le formazioni sottostanti e sovrastanti. Le formazioni più recenti sulle quali poggia sono rappresentate dalle puddinghe ad elementi allotigeni attribuite al Pliocene inferiore (Damiani, 1982; Damiani & Pannuzi, 1982) e da depositi di breccie geneticamente connesse con un deterioramento climatico avvenuto tra 3 e 2,4 Ma, corrispondente alla parte inferiore del Pliocene

superiore (Carrara *et al.*, in stampa). I depositi più antichi incassati nella Formazione sono rappresentati da breccie e sedimenti alluvionali a loro volta più antichi di depositi fluvio-lacustri del Pleistocene medio (Carrara *et al.*, in stampa). La Formazione si sarebbe deposta in un intervallo di tempo compreso tra Pliocene superiore e Pleistocene inferiore, in accordo con altri autori (Alonzi, 1965; Accordi *et al.*, 1967; Damiani, 1982; Damiani & Pannuzi, 1982; Comeglio & Marelli, 1983).

Non sembra valida l'attribuzione della Formazione a un Pleistocene post-Villafranchiano, "secondo o terzo interglaciale", di Angelucci (1970) e al Pleistocene medio di Raffy (1981-82) sulla base del ritrovamento in sedimenti della Formazione di resti di *Cervus cf. elaphus* e *Sus scropha* da parte di Cacciamali (1892). Il luogo del ritrovamento e i sedimenti entro i quali sono stati rinvenuti detti resti, infatti, non sono chiaramente ubicati e descritti. Il Cacciamali stesso, del resto, afferma che resti di detti mammiferi sono stati rinvenuti nei limi calcarei e nei travertini diffusi nell'area, incassati nella Formazione e datati al Pleistocene medio-superiore (Carrara, 1991).

10. EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA

Il membro inferiore della Formazione di Santopadre si è depositato in un ambiente fluvio-lacustre di sbocco vallivo in un contesto di modesti rilievi montuosi non ancora soggetti a forte sollevamento ed erosione. Il membro superiore della Formazione rappresenta invece il risultato della sedimentazione di estesi conoidi coalescenti passanti verso Sud a una piana alluvionale a corsi d'acqua intrecciati; la messa in posto di questa grande quantità di materiale detritico ha parzialmente "lisciato" la topografia preesistente.

La brusca variazione dell'ambiente di deposizione al passaggio tra i due membri della Formazione, documentata dai dati granulometrici e dall'analisi di facies, è stata verosimilmente causata non solo da un rapido sollevamento dei rilievi montuosi adiacenti il bacino di sedimentazione (evidenziato peraltro dagli autori che si sono interessati di problemi di sedimentazione e tettonica, quali Bull, 1972; Mitchell & Reading, 1980; Miall, 1981; Mack & Rasmussen, 1984; Blair, 1987) ma anche da una variazione delle condizioni climatiche. Il sollevamento ha innestato una fase tettonica distensiva, prevalentemente verticale, che ha suddiviso il substrato mesozoico in blocchi limitati da fasce di rocce fortemente cataclastate. In particolare, il sollevamento dei rilievi retrostanti il bacino di sedimentazione della Formazione può essere stato condizionato dall'attività della struttura tettonica Val Roveto-Atina-Roccamonfina, che rappresenta la più importante "linea" tettonica profonda dell'Appennino centrale. Detta linea, che separa l'area sud-occidentale tirrenica a crosta assottigliata da quella nord-orientale a crosta ispessita dell'avanpaese (Locardi, in stampa), ha giocato un ruolo trasversivo sinistro almeno fin dopo la formazione delle brecce di Campoli Appenninico (Serafini & Vittori, 1988 e in stampa) sottostanti la Formazione di Santopadre, depostesi tra 3 e 2,4 Ma (Carrara *et al.*, in stampa). Non si può escludere, peraltro, che la linea summenzionata sia stata attiva anche durante e dopo la deposizione della Formazione; purtroppo questa ipotesi non può essere verificata, poiché la parte settentrionale del membro superiore della Formazione, corrispondente alla porzione apicale direttamente collegata con i rilievi affioranti nella fascia di attività della struttura menzionata, è stata completamente demolita dall'erosione, che ha raggiunto il substrato (Fig. 17).

Se l'attività tettonica ha causato la formazione di grande quantità di materiale cataclastico, la variazione delle condizioni climatiche ha condizionato il trasporto e la deposizione di detto materiale detritico, anche molto grossolano, che costituisce gran parte della Formazione. Indicazioni di clima temperato o temperato caldo durante la deposizione della Formazione sono suggerite dall'analisi morfometrica e dal ritrovamento in alcune parti psammitiche di una fauna ad ostracodi con *Metacypris cordata* BR. e ROBERT "notoriamente caratteristico di clima tem-

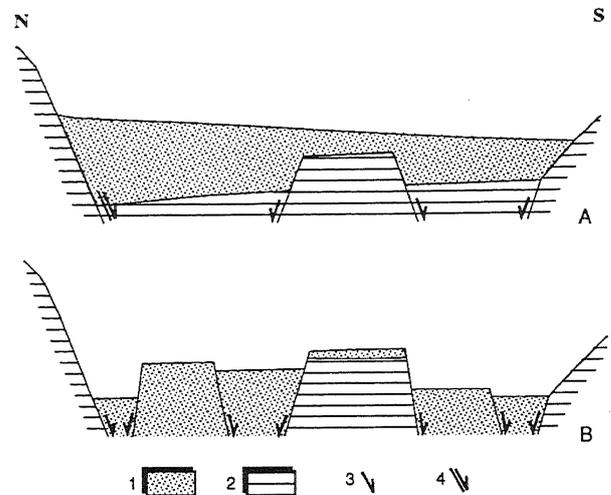


Fig. 17 - Rappresentazione schematica del conoide prima e dopo lo smembramento dovuto alla fase tettonica distensiva. Legenda: 1. Conoide; 2. Substrato carbonatico cretaceo-paleocenoico; 3. Faglie; 4. Struttura tettonica Val Roveto-Atina-Roccamonfina caratterizzata dapprima da trascorrenza sinistra, poi da movimenti distensivi.

Sketch of the Santopadre alluvial fan before and after the extensional tectonic phase. Legend: 1. Alluvial fan; 2. Cretaceous-Paleocene carbonatic substrate; 3. Faults; 4. Val Roveto-Atina-Roccamonfina tectonic structure, first characterized by left lateral movements, then by extensional movements.

perato caldo" (Angelucci, 1970). Inoltre, l'intervallo di tempo (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore), al quale si riferisce la deposizione della Formazione, è caratterizzato da un clima "globalmente" temperato, documentato dai dati climatici e dalla curva isotopica dell'ossigeno relativamente uniforme, con sporadiche brevi punte fredde, successivo a un periodo più freddo compreso tra 3 e 2,4 Ma (Cita & Ryan, 1973; Cita *et al.*, 1973; Rio *et al.*, 1990; Thunell *et al.*, 1990; Azzaroli, 1991).

Proprio questa variazione climatica in senso temperato (e probabilmente più umido) ha instaurato le condizioni favorevoli alla deposizione della Formazione di Santopadre.

Dopo la deposizione, la Formazione è stata soggetta a una fase tettonica distensiva, descritta precedentemente, che ha in parte riattivato vecchie strutture, e l'ha ulteriormente suddivisa in blocchi tiltati, più o meno sollevati.

Alcune strutture tettoniche a direzione E-O presenti in una larga fascia compresa grosso modo tra Arpino, Casalvieri e Santopadre (Fig. 1) ed estendendosi ad Est fino nella valle del F. Mollarino (Villa Latina) sono caratterizzate dalla presenza di evidenti piani di faglia e contatti tettonici tra le rocce del substrato e quelle della Formazione. Nei tratti in cui attraversano la stessa non presentano, invece, chiari segni della dislocazione, ma solo indizi geomorfologici, che suggeriscono la presenza del disturbo tettonico, quali scarpate e valli strette allineate in direzione E-O, ripiani e superfici apparentemente dislocate nello stesso senso, ecc. Nella fascia descritta, peraltro, viene localizzato un centro sismico, convenzio-

nalmente denominato "centro sismico di Arpino", messo in evidenza da ricerche di sismicità storica (Molin & Paciello, in stampa), costituito da un addensamento di epicentri che si dispongono in direzione E-O, coincidendo con l'andamento delle strutture menzionate.

11. CONCLUSIONI

La Formazione di Santopadre, affiorante estesamente nel Lazio centro-meridionale, occupa un bacino nel substrato meso-cenozoico, costituito prevalentemente da calcari della Piattaforma laziale-abruzzese e dai flysch miocenici ad essa collegati, limitato da strutture tettoniche orientate prevalentemente NO-SE, E-W e N-S. La Formazione, che mostra uno spessore di alcune centinaia di metri, è costituita da due membri. Il membro inferiore, dello spessore visibile di alcune decine di metri, affiora esclusivamente nella parte settentrionale dell'area ed è composto da sedimenti arenaceo-limosi di ambiente fluvio-lacustre e palustre. Il membro superiore è costituito da sedimenti alluvionali che variano da termini psefitici a termini psammitici, ai quali si associano in via subordinata sedimenti pelitici. La composizione dei ciottoli delle facies grossolane è strettamente connessa con la natura del substrato affiorante nel bacino di sedimentazione, sebbene non manchino litotipi estranei alle serie locali. La composizione della matrice dei termini psefitici e psammitici e delle arenarie e siltiti ad essi associate è rappresentata prevalentemente da clasti delle diverse facies calcaree affioranti nell'area di alimentazione e subordinatamente (fino al 15%) da frammenti di rocce non calcaree, quali selce prevalente, siltiti e arenarie micacee, quarziti minute, scisti filladici e micrograniti. È presente anche una frazione monominerale, che può raggiungere il 10% della roccia, costituita da quarzo prevalente, da feldspati (K-feldspato peritico, plagioclasio e microclino) e miche (muscovite prevalente e biotite). Tra i minerali pesanti riconosciuti nei sedimenti i principali sono rappresentati da epidoto, granato e staurolite. Non è stato osservato alcun frammento litico e monominerale, attribuibile al vulcanismo pleistocenico diffuso nell'area. Il materiale "cristallino" proviene dallo smantellamento di lembi "sicilidi" (argille caotiche e variegiate ad olistoliti anche cristallini), presenti nell'area.

L'analisi di facies ha permesso di distinguere quattro litofacies principali, riferite a colate di fango e detrito connesse con flussi di alta viscosità (litofacies A, *debris flow*), depositi alluvionali grossolani depositi da lame di piena (litofacies B1, *sheet flood*) e da correnti incanalate (litofacies B2, *stream channel*) e da depositi fluviali più fini, di tracimazione (litofacies C, *overbank*).

Il membro superiore della Formazione rappresenta un esteso conoide alluvionale o un insieme di conoidi coalescenti depositi da corsi d'acqua provenienti prevalentemente da NO e N e passanti nella parte distale a un ambiente di piana alluvionale a corsi d'acqua intrecciati

(*braided streams*).

L'analisi granulometrica indica chiaramente che i sedimenti diventano via via più fini passando dalla parte apicale, dove predomina la litofacies A, alla parte distale, dove predominano le facies B e C alternate; l'analisi morfometrica dei ciottoli delle psefiti e delle psammiti indica un grado di smussamento, arrotondamento e sfericità via via crescente dalla parte apicale a quella distale. Nei sedimenti della Formazione non sono stati rinvenuti, nonostante i numerosi campioni analizzati, resti faunistici o floristici, ad eccezione di gusci deformati di ga-steropodi terrestri (del genere *Coepea*?) in siltiti ricche di materia organica della litofacies C.

La storia deposizionale della Formazione può essere così riassunta: il membro inferiore è stato depositato in un ambiente fluvio-lacustre di sbocco vallivo, caratterizzato da bassa energia di trasporto, in un contesto di modesti rilievi montuosi non ancora soggetti a forte sollevamento. Successivamente si è instaurato un rapido e brusco sollevamento di detti rilievi, condizionato probabilmente dalla struttura tettonica regionale della Val Roveto-Atina-Roccamonfina e accompagnato da un'intensa fase tettonica distensiva che ha variamente dislocato il substrato, dando luogo alla produzione di grande quantità di materiale detritico. In condizioni climatiche favorevoli, detto materiale è stato trasportato a valle e depositato a creare la Formazione. Mentre nella parte settentrionale della stessa si depositavano litofacies di fango e detrito e alluvioni di alta energia che formavano grossi conoidi, nella parte distale si sedimentavano prevalentemente litofacies fluviali di lame di piena e di tracimazione che creavano una piana alluvionale a corsi d'acqua intrecciati.

L'età presunta della Formazione, basata sui rapporti stratigrafici della stessa con le formazioni sottostanti e su indicazioni fornite dall'analisi dell'epimerizzazione degli aminoacidi di gusci di gasteropodi terrestri, potrebbe corrispondere all'intervallo Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. Gli indici di appiattimento e smussamento dei ciottoli, comparati con quelli di Cailleux & Tricart (1963), il ritrovamento in alcune parti psammitiche di una fauna ad ostracodi con *Metacypris cordata* BR. e ROBERT "notoriamente caratteristico di clima temperato caldo" (Angelucci, 1970) e la curva isotopica dell'ossigeno, che, nell'intervallo di tempo al quale è attribuita la Formazione, è piuttosto uniforme e caratterizzata da un clima complessivamente temperato, con sporadiche brevi punte fredde, suggeriscono che la Formazione si sia depositata in condizioni climatiche temperate.

La Formazione è stata interessata successivamente da tettonica distensiva con faglie, rappresentate talora da vecchie strutture riattivate, ad andamento NO-SE, E-O e N-S. L'analisi mesostrutturale delle faglie e dei sistemi di frattura nei depositi plio-quadernari dell'area (rappresentati in gran parte dai sedimenti della Formazione) mostra peraltro un picco di addensamento dei piani intorno alla direzione E-O, che si ritiene rappresen-

tativo del campo tensionale nell'area; molto subordinate sono le direzioni NE-SO e NO-SE (quest'ultima sostituita dal sistema E-O). La direzione N-S, ben rappresentata, sembrerebbe complementare al sistema E-O. L'analisi mesostrutturale sembra suggerire che, dopo la deposizione della Formazione, nell'area si è instaurato un regime prevalentemente tensionale con direttrice appenninica tendente a ruotare in direzione E-O e direttrice circa N-S (N10-20E).

Le ricerche sulla sismicità storica dell'area hanno evidenziato l'esistenza di un importante centro sismico, costituito da un addensamento di epicentri allungato in direzione E-O, in corrispondenza del fascio di strutture tettoniche orientate E-O, nell'area compresa tra Arpino, Santopadre, Casalvieri e la valle del F. Mollarino (Villa Latina).

AUTORI CITATI

- Accordi B., Angelucci A. & Sirna G., 1967 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Fogli 159 Frosinone e 160 Cassino*. Roma.
- Accordi B., Angelucci A., Avena G.C., Bernardini F., Boni C.F., Bruno F., Cercato M., Coppola B., Fiore G., Funicello R., Giglio G., La Monica G.B., Lupia Palmieri E., Mattioli B. & Parotto M., 1969 - *Idrogeologia dell'alto bacino del Liri (Appennino centrale)*. Geol. Romana, **8**, 187-217.
- Alonzi A., 1965 - *Notizie sul Quaternario della Valle del Liri (Sora-Cassino)*. Quaternaria, **7**, 271-277.
- Angelucci A., 1970 - *Formazione di Santopadre*. Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia: Formazioni geologiche, **4**, 149-155, Roma.
- Azzaroli A., 1991 - *Major events at the transition from Early to Middle Pleistocene*. Il Quaternario, **4**(1a), spec. issue, 5-11.
- Blair T.C., 1987 - *Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-Lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico*. J. Sedim. Petrol., **57**(5), 845-862.
- Bluck B.J., 1964 - *Sedimentation of an alluvial fan in Southern Nevada*. J. Sedim. Petrol., **34**(2), 395-400.
- Bull W.B., 1972 - *Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., **16**, 63-83, Tulsa.
- Cacciamali G.B., 1892 - *Geologia arpinata*. Boll. Soc. Geol. It., **11**, 293-333.
- Cailleux A. & Tricart J., 1963 - *Initiation a l'etude des sables et des galets*. Centre de documentation universitaire, Paris.
- Canuti P. & Sagri M., 1974 - *Ambiente di sedimentazione e provenienza dei clasti nelle anageniti del Verrucano (Appennino settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 661-704.
- Carrara C., 1981 - *Morphometric data on beach and river pebbles in Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 393-413.
- Carrara C., 1991 - *Travertine deposits of the middle Liri Valley (Central Italy): Geomorphological, Sedimentological and geochemical study. Palaeoenvironmental and palaeoclimatic implications*. Il Quaternario, **4**(1a), 55-84.
- Carrara C., Frezzotti M. & Giraudi C. (in stampa) - *Stratigrafia plio-quadernaria dell'area compresa tra la Valle Latina e la Valle Roveto*. In: "Lazio Meridionale" - Sintesi delle ricerche geologiche multidisciplinari. Volume in via di pubblicazione a cura del Dipartimento Ambiente dell'ENEA.
- Cita M.B. & Ryan W.B.F., 1973 - *Time scale and general synthesis*. In: Ryan W.B.F. et al. (Eds.), *Initial Reports of the DSDP*, **13** (part 2), 1405-1415.
- Cita M.B., Chierici M.A., Ciampo G., Moncharmont Zei M., d'Onofrio S., Ryan W.B.F. & Scorziello R., 1973 - *The Quaternary record in the Tyrrhenian and Ionian basins of the Mediterranean Sea*. In: Ryan W.B.F. et al. (Eds.), *Initial Reports of the DSDP*, **13** (part 2), 1263-1297.
- Comeglio C. & Marelli C., 1983 - *Carta geologica, note illustrative e profili geologici della "Formazione di Santopadre"*, 1-7. In: Carrara C. - *Compilazione di una carta morfostratigrafica dell'area campione nel Lazio meridionale*. Rapporto di progresso N. 1, Appendice N. 1. Rapporto inedito per l'ENEA, Roma, 1-119.
- Costa J.E., 1983 - *Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range*. Geol. Soc. Am. Bull., **94**, 986-1004.
- Dal Cin R., 1967 - *Le ghiaie del Piave: morfometria, granulometria, disposizione e natura dei ciottoli*. Mem. Museo Trid. Sc. Nat., **16**(3), 1-177.
- Damiani A.V., 1982 - *Ipotesi di lavoro per l'inquadramento neotettonico dell'area Lepino-Simbruino-Ernico-Marsicana (Lazio-Abruzzo)*. In: *Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Parte I*. C.N.R., P.F.G., Sottoprogetto "Neotettonica", Pubbl. N. 506, 53-65.
- Damiani A.V. & Pannuzi L., 1982 - *Osservazioni neotettoniche nei fogli 151 Alatri e 152 Sora*. In: *Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Parte I*. C.N.R., P.F.G., Sottoprogetto "Neotettonica", Pubbl. N. 506, 37-51.
- Dobkins J.E. & Folk R.L., 1970 - *Shape development on Tahiti-nui*. J. Sedim. Petrol., **40**(4), 1167-1203.
- Hjulstrom F., 1934-35 - *Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris*. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, **25**, 221-527, Upsala.
- Hooke R. Le B., 1967 - *Processes on arid-region alluvial fans*. J. Geol., **75**, 438-460.
- Locardi E. (in stampa) - *Strutture profonde e loro dinamica*. In: "Lazio Meridionale" Sintesi delle ricerche geologiche multidisciplinari. Volume in via di pubblicazione a cura del Dipartimento Ambiente dell'ENEA.
- Mack G.H. & Rasmussen K.A., 1984 - *Alluvial-fan sedimentation of the Cutler Formation (Permo-Pennsylvanian) near Gateway, Colorado*. Geol. Soc. Am. Bull., **95**, 109-116.

- Miall A.D., 1981 - *Sedimentation and tectonics in Alluvial Basins*. Geol. Ass. Canada, Spec. Paper N. 23, 1-272.
- Mitchell A.H.G. & Reading H.G., 1980 - *Sedimentation and tectonics*. In: Reading H.G. (Ed.) - *Sedimentary environments and facies*. Blackwell's Scientific Publications, Oxford, 1-546.
- Molin D. & Paciello A. (in stampa) - *Caratteri della sismicità storica*. In: "Lazio Meridionale" *Sintesi delle ricerche geologiche multidisciplinari*. Volume in via di pubblicazione a cura del Dipartimento Ambiente dell'ENEA.
- Novak I.D., 1981 - *Predicting coarse sediment transport: the Hjulstrom curve revisited*. In: Morisawa M. (Ed.) - *Fluvial Geomorphology*. The Binghamton Symposium in Geomorphology, Intern. Series, N. 4, London.
- Praturlon A., 1968 - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 152 Sora*. Napoli, 1-76.
- Raffy J., 1981-82 - *Orogenese et dislocations quaternaires du versant tyrrhenien des Abruzzes (Italie centrale)*. Rev. Geol. Dynam. et de Geogr. Phys., **23**(1), 55-72.
- Ricci Lucchi F., 1980 - *Sedimentologia*. CLUEB, Bologna, 1-545.
- Rio D., Sprovieri R., Thunell R., Vergnaud- Grazzini C. & Glaçon G., 1990 - *Pliocene-Pleistocene paleoenvironmental history of the Western Mediterranean: a synthesis of ODP Site 653 results*. In: Kastens K.A., Mascle J. et al. (Eds.) Proc. ODP, Sci. Results, **107**, 695-704.
- Salvati L., 1978 - *Studio litologico, dimensionale e morfometrico dei conglomerati neogenici affioranti a SW del Monte Amiata (Toscana)*. Boll. Serv. Geol. It., **99** (1979), 311-352.
- Serafini S. & Vittori E., 1988 - *Caratteri tettonici desunti da dati mesostrutturali nell'area compresa tra Sora e le Gole di Atina (Lazio meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1191-1199.
- Serafini S. & Vittori E. (in stampa) - *Analisi di mesostrutture tettoniche di tipo fragile nella Valle Roveto, nella Piana di Sora e nella Valle di Comino*. In: "Lazio Meridionale" *Sintesi delle ricerche geologiche multidisciplinari*. Volume in via di pubblicazione a cura del Dipartimento Ambiente dell'ENEA.
- Thunell R., Williams D., Tappa E., Rio D. & Raffi I., 1990 - *Pliocene-Pleistocene stable isotope record for Ocean Drilling Program Site 653, Tyrrhenian Basin: implications for the paleoenvironmental history of the Mediterranean Sea*. In Kastens K.A., Mascle J. et al. - Proc. ODP, Sci. Results, **107**, 387-399.

Ms. ricevuto: Ottobre 1994
 Inviato all'A. per la revisione: Novembre 1995
 Testo definitivo ricevuto: Dicembre 1995

Ms received: October, 1994
 Sent to the A. for a revision: Novembre 1995
 Final text received: December, 1995