

**IL RUOLO DELLE ACQUE CORRENTI SUPERFICIALI:
ALCUNI ESEMPI DALL'AREA DELLA MONTAGNA DEI FIORI
(ABRUZZO NORD-ORIENTALE)**

INDICE

RIASSUNTO	”	93
1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO	”	93
2. FORME, DEPOSITI E PROCESSI LEGATI ALL'AZIONE DELLE ACQUE CORRENTI SUPERFICIALI	”	94
2.1. I depositi alluvionali	”	94
2.2. I travertini	”	99
2.3. I fenomeni di cattura fluviale	”	99
2.4. I processi carsici	”	100
BIBLIOGRAFIA	”	101

RIASSUNTO

Nella presente nota, attraverso lo studio e l'analisi di morfologie fluviali e sequenze deposizionali associate, viene illustrato il ruolo svolto dall'azione delle acque correnti superficiali nel modellamento del paesaggio.

L'area di studio, ricadente all'interno della fascia periadriatica dell'Abruzzo teramano, è quella compresa tra il versante orientale della Montagna dei Fiori ed il mare Adriatico, e delimitata a nord dal fiume Tronto ed a sud dal fiume Tordino.

La scelta di tale area è dovuta alla particolare concentrazione di processi, morfologie e depositi associati da ricondurre all'azione delle acque correnti superficiali che hanno permesso l'accumulo di potenti sequenze alluvionali e di estesi depositi travertinosi, la formazione di grotte e cavità, l'approfondimento del reticolo idrografico e la creazione di particolari anomalie del reticolo fluviale stesso.

Sulla base inoltre dell'analisi cronostratigrafica di tali sequenze alluvionali e dei processi di incisione è stata tentata una stima dell'entità dell'incisione del reticolo fluviale stesso, al fine di aumentare le conoscenze sull'evoluzione quaternaria dell'area periadriatica abruzzese.

1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

L'area esaminata, delimitata ad occidente dalla Montagna dei Fiori e ad oriente dal mare Adriatico, ed a nord e a sud rispettivamente dai fiumi Tronto e Tordino, ricade all'interno dell'avanfossa adriatica, comprendente il “pedeappennino marchigiano” e la “fascia periadriatica” (DEIANA & PIALLI, 1994).

La struttura della Montagna dei Fiori è costituita da una anticlinale, ad asse meridiano, caratterizzata da doppia terminazione periclinale, rovesciata e sovrascorsa verso est sui terreni del bacino della Laga (MATTEI, 1987).

Il “pedeappennino marchigiano” è caratterizzato essenzialmente dall'affioramento di sedimenti miocenici e dalla culminazione di terreni meso-cenozoici, dati dai termini della serie umbro-marchigiana a cui sono associati livelli provenienti dalla piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (PAROTTO & PRATURLON, 1975; GHISSETTI *et al.*, 1994).

La “fascia periadriatica” è invece costituita da una successione marina che si estende dal Pliocene inferiore p.p. al Pleistocene inferiore: vi affiorano infatti formazioni terrigene messiniano-pleistoceniche (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969; CANTALAMESSA *et al.*, 1986; CENTAMORE *et al.*, 1991) che rappresentano i sedimenti di riempimento di avanfosse migranti verso est o di bacini di tipo *piggy-back* (ORI *et al.*, 1986; ORI *et al.*, 1991) e/o depositi di chiusura (BIGI *et al.*, 1995).

Alcuni autori (CALAMITA *et al.*, 1991 e relativa bibliografia) hanno messo in evidenza come la strutturazione di questa area, articolatasi in diversi momenti, è interamente riferibile al Pliocene-Pleistocene inferiore secondo una deformazione che procede da ovest verso est.

Numerose sono anche le faglie dirette legate al sollevamento finale e pertanto condizionate, con ogni probabilità, da un fattore di origine gravitativa: queste hanno direzione da appenninica a prevalentemente N-S procedendo verso sud e rigetti solitamente non superiori a poche decine di metri (FARABOLLINI, 1995).

In base alle caratteristiche morfologiche è possibile riconoscere nell'area di studio due differenti settori: uno montuoso, con quote che si aggirano mediamente sui 1600-1800m s.l.m. (Montagna dei Fiori), e caratterizzato dall'affioramento delle litologie prevalentemente calcaree, mesozoico-paleogeniche, l'altro, dato invece da rilievi collinari, modellato su depositi terrigeni terziari e quaternari, che dal versante orientale della Montagna dei Fiori si estende fino alla costa.

Il primo di questi settori presenta una morfologia piuttosto aspra sulla quale le sequenze climatiche quaternarie hanno esercitato una influenza notevole, lasciando tracce molto evidenti, date da versanti regolarizzati e detriti stratificati di versante, quest'ultimi prodotti da gelificazione su versanti denudati dalla copertura vegetale e messi in posto da ruscellamento e movimenti di massa superficiali (DRAMIS *et al.*, 1982; FARABOLLINI, 1995).

(*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Camerino.

La gravità svolge un ruolo molto importante le cui evidenze più spettacolari si osservano sul versante orientale della Montagna dei Fiori, dove è possibile riconoscere corone di frana, soprattutto di crollo, a monte delle quali si sono prodotte fessure, gradini, trincee, ondulazioni ed una intensa fratturazione degli strati (FARABOLLINI *et al.*, 1994; FARABOLLINI, 1995).

Il piede del rilievo è coperto da potenti accumuli di frana e da vaste e potenti coltri di materiali detritici provenienti dalla rielaborazione degli stessi materiali franati che costituiscono ripiani blandamente contropendenti e spesso limitati verso monte da trincee ampie e poco profonde testimonianza della successiva riattivazione ad opera di nuovi movimenti di tipo rotazionale (Tav. 1).

In località Guazzano, ad una quota di circa 803 metri s.l.m., è possibile osservare due generazioni di detriti stratificati di versante, di cui quella intercalata all'interno del corpo di frana risulta basculata contro-monte, mentre la seconda, a copertura della prima, non presenta indizi di riattivazione. Al tetto della sequenza è rinvenibile un deposito vulcanico, tuttora in fase di studio, di colore brunastro, mediamente alterato e pedogenizzato, privo di strutture sedimentarie, e ricco in clasti calcarei delle dimensioni centimetriche e con abiti cristallini mal conservati (FARABOLLINI, 1995).

Fenomeni di varie dimensioni interessano anche la terminazione settentrionale dell'anticlinorio della Montagna dei Fiori in cui, su un'area di circa 16 kmq, sono presenti blocchi calcarei, allungati secondo la direzione del versante e separati da ampie trincee, provenienti dallo smembramento di una estesa placca di travertino ad opera di processi di "espansione laterale". Infine, nell'ampia fascia collinare, caratterizzata dall'affioramento dei depositi plio-pleistocenici, la franosità, molto diffusa ed intensa, è contraddistinta da fenomeni superficiali e profondi (FARABOLLINI *et al.*, 1994; FARABOLLINI, 1995).

Lungo le valli dei fiumi principali, sono presenti quattro ordini di terrazzi alluvionali, disposti ad altezze decrescenti sul fondo valle (DRAMIS *et al.*, 1982; CENTAMORE *et al.*, 1983; FARABOLLINI, 1995), connessi alle fasi fredde pleistoceniche ed all'attività antropica (FARABOLLINI, 1995).

Alla sommità della dorsale della Montagna dei Fiori-Campoli (Tav. 1) sono stati riconosciuti, in limitati lembi di piccola estensione, i resti della paleosuperficie sommitale, la cui frammentazione e dislocazione a quote diverse è da attribuire alla tettonica distensiva ed al sollevamento dell'area, particolarmente intenso e generalizzato a partire dalla fine del Pleistocene inferiore (AMBROSETTI *et al.*, 1982; DRAMIS *et al.*, 1982; CENTAMORE *et al.*, 1983).

Alla base del rilievo calcareo, incassata nella superficie precedentemente descritta, è riconoscibile una seconda superficie di spianamento, attribuita dal DEMANGEOT (1965) al Villafranchiano. Essa è stata riconosciuta in tutta l'area esaminata, in corrispondenza dei depositi mio-plio-pleistocenici, dove è ben conservata in estesi lembi presenti sugli spartiacque dei principali fiumi, presentando ondulazioni di quota, comparabili con la superficie sommitale e con i depositi siciliano-crotoniani di chiusura (FARABOLLINI, 1995).

Ai piedi della Montagna dei Fiori (Tav. 1) tale paleosuperficie risale fino all'altezza dell'allineamento

San Nicola-Civitella del Tronto-Colle Purgatorio-Montesanto a quote di circa 560m s.l.m. (Pianacci di Campoli) per poi abbassarsi, in corrispondenza di Sant'Andrea a quote comprese tra 430m s.l.m. (Colle Purgatorio) e 380m s.l.m. (Masseria Farina). Questa brusca variazione altimetrica è dovuta ad una faglia orientata NW-SE che, oltre ribassare la paleosuperficie verso mare, interessa i depositi alluvionali del II ordine presenti alla base di Montesanto.

Sullo spartiacque tra il F. Tronto ed il F. Vibrata è possibile rinvenire la paleosuperficie villafranchiana solo in limitati lembi che in prossimità di Sant'Egidio alla Vibrata non sono più riconoscibili. Partendo da quest'ultima località, essi presentano un'altezza sul livello del mare che si mantiene sui 290m s.l.m. (297m nei pressi di Sant'Egidio alla Vibrata, 293m s.l.m. di Ancarano, 286m di Colle Fruscione, 290m di Controguerra). Procedendo ancora verso est, la superficie presenta un brusco gradino di 60m passando a quote di 230m s.l.m. (San Venanzio), in corrispondenza del quale il reticolo idrografico subisce una evidente deviazione, legato alla presenza di una faglia ad orientazione circa antiappenninica, congruente ai lineamenti riconosciuti per l'area marchigiana esterna (INVERNIZZI, 1992).

Variazioni altimetriche dei lembi di paleosuperficie tra Controguerra (290m) e Colle Porcino (240m) e analogamente le differenze riscontrabili tra i depositi alluvionali di I ordine (Colle San Savino, 230m e Il Colle, 182m), di II ordine (Pignotto, 164m e Accattapanè, 132m) mettono in evidenza la presenza una seconda faglia con andamento N-S che ribassa verso est.

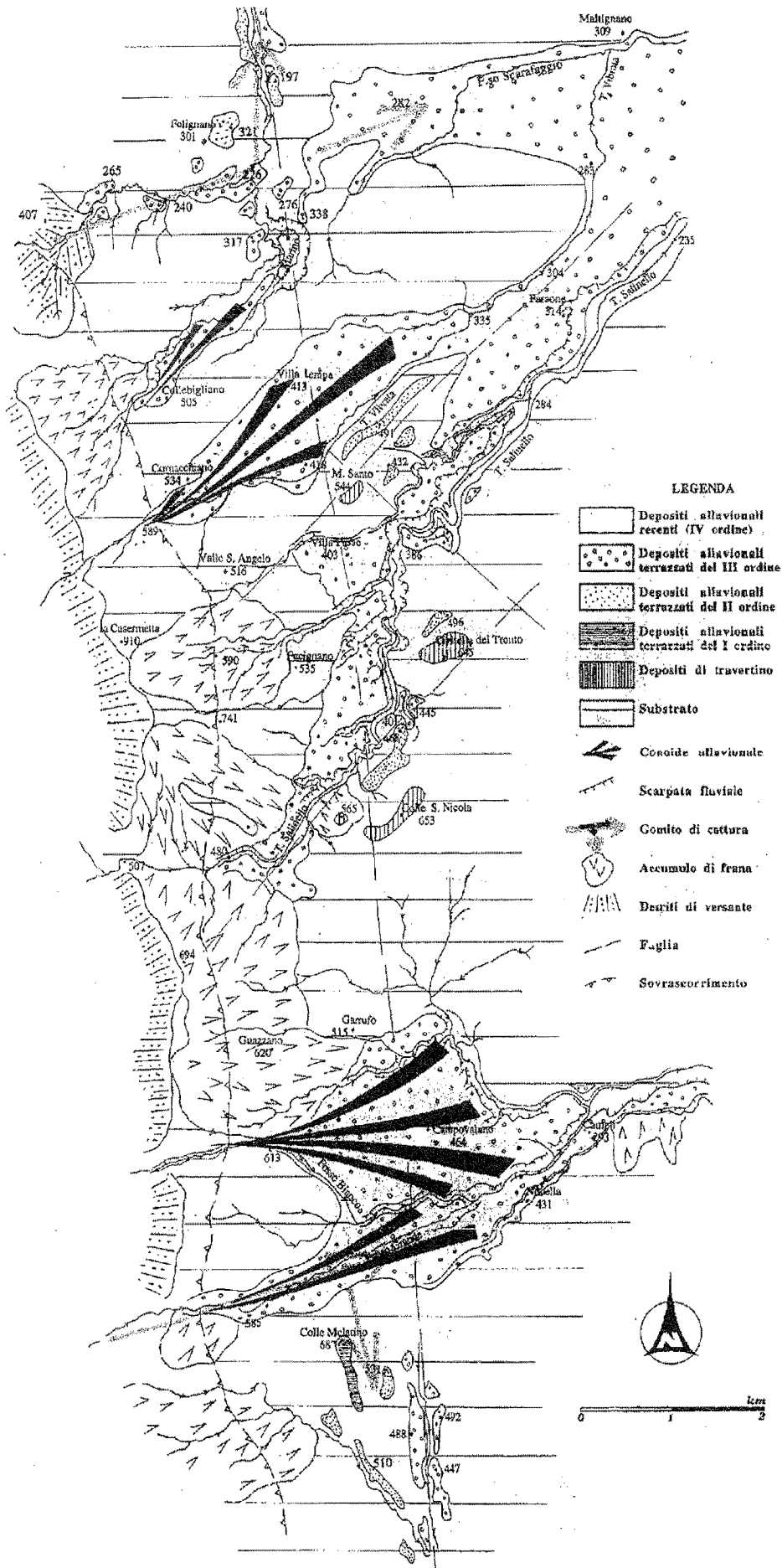
In generale tale superficie, lievemente inclinata verso sud, non è presente sullo spartiacque tra il F. Vibrata ed il F. Salinello, mentre invece è riconoscibile, ad altezze di poco superiori alle precedenti, tra il F. Salinello ed il F. Tordino, dove la quota più alta è rappresentata da Bellante (316m), ed è seguibile ad est con continuità fino a Montone (233m). Nella parte sud-orientale dell'area, in prossimità della costa, in corrispondenza di Tortoreto, la superficie villafranchiana sembra essere limitata ad un piccolo lembo riconoscibile a quote 220m s.l.m. e raccordarsi al tetto dei depositi deltizio-costieri ivi affioranti.

2. FORME, DEPOSITI E PROCESSI LEGATI ALL'AZIONE DELLE ACQUE CORRENTI SUPERFICIALI

2.1. I depositi alluvionali

I bacini del fiume Salinello e del torrente Vibrata (Tavv. 1 e 2) si estendono ai confini delle Marche con l'Abruzzo su un'area rispettivamente di circa 190 kmq e 115 kmq. Entrambi i fiumi nascono dalla dorsale della Montagna dei Fiori e scorrono, per il loro tratto iniziale in direzione NE, fino all'altezza di Maltignano, per poi dirigersi all'interno di una unica ampia vallata.

All'altezza di Garrufo i due fiumi si dividono: il Vibrata, con una ampia curva, si dirige verso il Mare Adriatico con direzione all'incirca EW, mentre il Salinello, dopo aver deviato bruscamente verso sud, riprende, all'altezza di Sant'Omero, una direzione anch'essa EW che mantiene fino al mare. Mentre il torrente Vibrata, il cui profilo longitudinale si mantiene



Tav. 1 - Schema geomorfologico del versante orientale della Montagna dei Fiori.

piuttosto ripido con una pendenza media del 3,72%, nasce dalle pendici orientali della dorsale, il fiume Salinello attraversa la struttura tramite gole che si sono formate per precedenza e presenta una pendenza media di 1,52%.

Le brusche variazioni di pendenza del *talweg*, che si incontrano lungo il suo tracciato sono state messe in relazione alla forte antropizzazione del territorio (briglie, cave, canali artificiali, ecc.) che interessa le vallate già a ridosso della dorsale (FARABOLLINI, 1995). Di altra origine sembra invece il dislivello presente all'altezza di Garrufo, molto più marcato nei depositi alluvionali terrazzati che non sul profilo attuale, dove il fiume Salinello devia bruscamente verso sud abbandonando la sua valle.

Lungo il bacino del F.Vibrata, sono stati evidenziati quattro ordini di terrazzi alluvionali, disposti ad altezze decrescenti sul fondovalle (Tav. 2). Partendo dai terrazzi del Pleistocene medio, essi sono presenti solo in sinistra idrografica, in una ristretta area di 6km di lunghezza (Sant'Euticchio-Case Cardelli), a quote di circa 243m s.l.m. (Colle Sant'Euticchio) fino a quote di 166m s.l.m. (nei pressi di Corropoli), andando verso il mare, con un dislivello medio sul *talweg* compreso tra 85-60m. Evidenze di faglie a direzione antiappenninica sono rappresentate dalle dislocazioni dei lembi di Colle Sant'Euticchio e Parignano alto (219m s.l.m.), ribassati di circa 20m, mentre se ne osserva una a direzione circa N-S ad ovest di Corropoli che ribassa verso est (dislivello massimo di circa 50m) il terrazzo di Colle San Savino.

I depositi del I ordine di terrazzamento hanno dimensioni areali molto ridotte e spessore dell'ordine di alcuni metri, sono composti da ghiaie medio-grossolane di dimensioni superiori ad alcuni dm, massive (*facies* Gm di MIALI, 1978) o con debole stratificazione evidenziata a luoghi dall'ossidazione dovuta alle oscillazioni della falda, immerse in una matrice sabbiosa grossolana. I clasti sono ben arrotondati, poligenici, con una prevalenza di quelli calcarei. Localmente si possono notare lenti sabbiose a laminazione piano-parallela (*facies* Sh).

I terrazzi alluvionali del II ordine, posti mediamente a 20 metri sotto i terrazzi più antichi, sono stati riconosciuti, procedendo lungo la valle, in estesi affioramenti posti a quote progressivamente minori: Torri, 219m s.l.m.; Nereto, 180m s.l.m.; Corropoli, 140m s.l.m.; Casa Vallesi, 101m s.l.m. vicino la costa. L'altezza tra questi terrazzi e l'alveo attuale si mantiene sui 60 metri circa, con una brusca variazione in corrispondenza del deposito di Montesanto, sospeso a 483m s.l.m., con un dislivello sul fondovalle di 100 metri.

In generale si tratta di ghiaie massive medie e fini (*facies* Gm-Gms), in cui i clasti hanno dimensioni comprese tra 2 e 5cm o maggiori, soprattutto alla base dei depositi. I clasti sono poligenici, prevalentemente ben arrotondati e discretamente appiattiti. All'interno si rinvencono lenti e/o livelli di sabbie a laminazione piano-parallela (*facies* Sh) con delle intercalazioni ghiaiose in cui i clasti sono isoorientati o embriicati.

I depositi alluvionali riferibili al Pleistocene superiore sono quelli che presentano l'estensione maggiore e sono meglio rappresentati in tutta l'area sia in destra che in sinistra idrografica: sia a ridosso della Montagna Fiori che verso est, nelle bassa valle essi si sovrappongono a quelli coevi del fiume Salinello. Le quote variano tra

501m s.l.m., all'apice della grossa conoide alluvionale di Villa Lempa, a circa 20m nei pressi di Alba Adriatica, mentre sul *talweg* sono sospesi di circa 15-20 metri. Dai piedi della Montagna dei Fiori, fino al mare, tali depositi terrazzati costituiscono lo spartiacque tra il F.Vibrata ed il F.Salinello, e analogamente, anche lo spartiacque con il Fosso Marino, che drena le sue acque nel F.Tronto. Essi sono composti da ghiaie medio-grossolane massive o a stratificazione incrociata a basso angolo (*facies* Gm-Gt) con clasti ben arrotondati, poligenici con prevalenza di quelli arenacei, immersi in una matrice sabbiosa-limoso. Localmente si rinvencono livelli decimetrici costituiti da sabbie medio-fini, con caratteristica laminazione piano-parallela (*facies* Sh).

I depositi alluvionali olocenici si rinvencono all'interno della incisione della piana del Pleistocene superiore, con quote che scendono progressivamente da 220m s.l.m. fino al livello del mare, e sono presenti sia in destra che in sinistra idrografica.

La geometria delle scarpate evidenzia un tracciato meandriforme (Tav. 2) che, in analogia con quanto evidenziato nella maggior parte dei fiumi abruzzesi ed adriatici (FARABOLLINI, 1995; FARABOLLINI *et al.*, 1997; DI CELMA *et al.*, 1998), testimonia la fase di incisione dell'Olocene antico.

Inoltre, all'interno di questa fase, è possibile riconoscere come il tracciato dell'alveo attuale non corrisponda con l'andamento delle scarpate che bordano il terrazzo pleistocenico, a testimonianza della fase di incisione a meandri che ha caratterizzato quasi tutti i fiumi marchigiani durante l'Olocene antico (FARABOLLINI, 1995).

L'assenza di depositi alluvionali terrazzati del Pleistocene medio (Tav. 2), in destra idrografica, e l'abbondanza di depositi degli ordini successivi, è imputabile alla presenza del "paleo-Salinello" che con le proprie alluvioni ricopriva quelle del Vibrata, determinando lo spartiacque tra i due fiumi (CASTIGLIONI, 1933).

All'interno delle coltri colluviali, che solitamente costituiscono il raccordo tra i vari ordini di terrazzo, sono stati rinvenuti diversi manufatti litici che vanno dall'Acheuleano al Protolevalloisiano, ma la loro posizione sicuramente non "*in situ*", non ne permette l'utilizzo come termini archeometrici. Analogamente anche i ritrovamenti di manufatti litici ad opera del RADMILLI (1977) non possono essere utilizzati in quanto non si ha una esatta ubicazione dei materiali né dei depositi in cui essi sono stati rinvenuti.

Lungo il torrente Vibrata, tra Folignano e Maltignano, inoltre, le alluvioni del II e III ordine affiorano praticamente sullo spartiacque con il fiume Tronto, a quote superiori a quelle del I e II ordine di quest'ultimo fiume stesso, affioranti sul versante opposto. Come evidenziato anche da CENTAMORE *et al.* (1983), tale particolare distribuzione potrebbe essere attribuita alla presenza di una faglia, ubicata lungo il versante destro del fiume Tronto, che avrebbe disarticolato il blocco del torrente Vibrata-fiume Salinello, con sollevamenti differenziali maggiori in questo settore che non nella valle del fiume Tronto, successivi alla deposizione dell'unità terrazzata del II ordine.

Come per i depositi del torrente Vibrata, anche il fiume Salinello ha lasciato quattro ordini di terrazzi fluviali, a quote decrescenti sul *talweg* (Tav. 2). Il corso pre-

senta un andamento alquanto irregolare, caratterizzato da un primo tratto dato da meandri incassati, fino all'abitato di Faraone, e da un secondo con deviazioni e gomiti fluviali, fino alla foce.

Il brusco cambiamento di direzione che ha costretto il fiume a deviare verso nord-est, all'uscita dalla dorsale, è verosimilmente da riferire agli effetti della tettonica quaternaria, con movimenti differenziali tra il settore centrale della dorsale rispetto ai settori periclinali, come evidenziato anche dalle osservazioni a carattere strutturale dei motivi trasversali che interessano la dorsale della Montagna dei Fiori (MATTEI, 1987).

La vallata risulta abbondantemente sovralluvionata nel suo tratto iniziale a monte di Garrufo: nei pressi di Civitella del Tronto, lo sbancamento effettuato per l'estrazione di inerti, ha permesso di evidenziare come i depositi alluvionali del III ordine poggino direttamente su quelli del II ordine tramite una superficie di erosione su cui è sviluppato un paleosuolo fersiallitico simile a quello presente alla sommità dei depositi del Pleistocene medio finale dei fiumi marchigiani.

Nel tratto che segue, dopo una seconda brusca deviazione verso sud, che costringe il fiume Salinello ad abbandonare la valle del torrente Vibrata, la valle si presenta priva delle alluvioni riferibili al Pleistocene, ad eccezione dell'area prossima alla foce dove, in limitatissimi lembi, si riconoscono nuovamente i quattro ordini alluvionali.

I depositi alluvionali del I ordine sono presenti, in sinistra idrografica, solamente nei pressi della foce, ad una quota di circa 100 metri sul *talweg*, a Pagliarete (140m s.l.m.) e a Case Rasucci (133m s.l.m.). Essi sono costituiti da ghiaie medio-grossolane, con dimensioni variabili, ma mai superiori ad alcuni dm, massive (*facies Gm*) o con una debole parvenza di stratificazione, immerse in una matrice sabbiosa grossolana (*facies Gms*). I clasti solitamente sono subangolosi o subarrotondati, poligenici, con una prevalenza di quelli calcarei. Localmente si possono notare lenti sabbiose a laminazione piano-parallela (*facies Sh*). La loro deposizione sembra dovuta a corsi d'acqua a canali intrecciati.

Il II ordine di terrazzamento, che si rinviene anch'esso solamente in sinistra idrografica, è presente in due limitate aree. La prima è situata a pochi km dalla costa, ad una quota variabile tra 100m e 80m s.l.m. e di circa 70-80m sul *talweg*, mentre la seconda a ridosso della Montagna dei Fiori, dove gli affioramenti di tale unità si trovano a quote di circa 490m s.l.m. (Monte Santo, 480m s.l.m.; Civitella del Tronto, 496m s.l.m.; Colle San Nicola, 500m s.l.m.), con un dislivello sul *talweg* che decresce procedendo verso valle e valutabile mediamente attorno ai 50m.

I depositi in questione sono dati da ghiaie massive medie e fini (*facies Gm-Gms*), in cui i clasti hanno dimensioni uguali o maggiori di 4cm ma che solitamente aumentano alla base della sequenza alluvionale. I clasti, generalmente poligenici, sono prevalentemente ben arrotondati e discretamente appiattiti. All'interno si rinvencono lenti e/o livelli di sabbie a laminazione piano-parallela (*facies Sh*) con delle intercalazioni ghiaiose, i cui clasti si presentano appena embriciati.

L'affioramento presente a Monte Santo è dislocato da una faglia ad andamento trasversale che ne ribassa il

lato meridionale. Esistono anche evidenze di una seconda faglia, con direzione all'incirca SE-NW, che dà origine ad una brusca variazione di quota tra lembi della "paleosuperficie villafranchiana" posti ad oriente di Civitella del Tronto e che interessa i depositi alluvionali di Monte Santo.

I depositi alluvionali del Pleistocene superiore sono presenti, quasi esclusivamente in sinistra idrografica, lungo tutta la valle, con una altezza media sull'alveo che si mantiene sui 45-50m s.l.m., fino all'altezza di S. Reparata, e diminuisce a circa 25m in corrispondenza di Garrufo. Nel tratto compreso tra questi due abitati, i terrazzi sono bordati da scarpate ad andamento pressoché rettilineo che spesso raggiungono i 15 metri di altezza; nel tratto a monte di Santa Reparata esse invece presentano un andamento più sinuoso. A valle di Garrufo affioramenti dell'unità alluvionale del III ordine non sono più rinvenibili se non nei pressi della costa, in due piccoli lembi posti a circa 25-30 metri s.l.m. (C. Ciafardini, 32m s.l.m.; M. Roscoli, 25m s.l.m.).

Le incisioni operate dal fiume Salinello e la presenza di numerose cave per l'estrazione di inerti, hanno permesso di osservare che i depositi alluvionali di questa unità terrazzata presentano caratteristiche sedimentologiche simili ai coevi depositi fluviali presenti all'interno delle valli marchigiane. Solitamente essi poggiano su un substrato mio-pliocenico e più raramente al di sopra delle alluvioni del II ordine, con una superficie di contatto variamente articolata (elementi CH di MIAL, 1985). Generalmente sono costituiti da livelli decimetrici dati da sedimenti ciottolosi alternati a livelli e/o lenti, anch'essi decimetrici, di sedimenti fini. I sedimenti ciottolosi presentano stratificazione massiva o con evidenti embriciature (*facies Gm*), talora alternati a sedimenti sabbiosi (*facies Sh*) o siltosi (*facies Fcf*), con clasti ben arrotondati, poligenici con prevalenza di quelli arenacei, immersi in una matrice sabbioso-limosa. A luoghi i clasti presentano dimensioni maggiori di 15cm.

Sono anche presenti canali di pochi metri di estensione laterale e di spessore decimetrico riempiti da ghiaie a stratificazione incrociata (*facies Gt*). I livelli costituiti da sedimenti fini generalmente sono dati da sabbie limoso-argillose massive o laminate (*facies Fcf* e *Fsc*) a cui si intercalano frequenti livelli di sabbie massive (*facies Sh*) o a stratificazione incrociata (*facies Ss* e *Sp*).

Nella sezione presente a Cava Ricci è possibile riconoscere, al di sopra di un paleosuolo fersiallitico riferibile all'ultimo interglaciale e deposto all'interno di un ampio canale scavato nelle alluvioni del II ordine, un orizzonte decimetrico siltoso-argilloso ricco in torbe (C di MIAL, 1985) e malacofauna (DE SANCTIS & FREGONESE, 1980) a cui fa seguito un livello, di spessore di circa 30cm che si chiude lateralmente, di sabbie limoso-argillose. La sequenza continua con circa 15 metri di depositi tipicamente fluviali, attribuibili al Pleistocene superiore.

L'associazione malacologica e l'analisi pollinica del livello argilloso ha permesso di evidenziare il passaggio da una fase climatica temperata calda, testimoniata dal paleosuolo fersiallitico, ad una fase più fredda che, per la presenza di torbe, in analogia con quanto verificato in sequenze alluvionali simili delle Marche e degli Abruzzi (CALDERONI *et al.*, 1991; FARABOLLINI, 1995;

FARABOLLINI *et al.*, 1997), può essere attribuito all'interstadiale di Hengelo, che confermerebbe pertanto l'avvento del II Pleniglaciale.

I depositi alluvionali olocenici, infine sono presenti lungo tutta la valle del fiume Salinello e si rinvencono a circa 5-8 metri sull'alveo attuale in fase di forte incisione.

Nell'estrema fascia orientale (Tav. 2), parallelamente alla costa, si rinvencono brevi tratti spianati, ad altezze variabili tra 75m e 50m s.l.m. (Colle San Martino, 74m; Colle di Marzio, 65m; Masseria Marziali, 57m; Villa Rosa, 70m; Case Migliori, 53m), che si raccordano con i terrazzi fluviali del II ordine presenti lungo la valle, che sono stati interpretati come terrazzi di origine marina (FARABOLLINI, 1995). La loro limitata estensione, la mancanza di affioramenti e la presenza di spesse coltri di depositi eluvio-colluviali che ne obliterano la superficie, non permettono di attribuirli con certezza alla morfogenesi marina.

2.2. I travertini

Una delle caratteristiche principali dell'area in esame è rappresentata dall'affioramento di una spessa sequenza travertinosa, riconoscibile in tre affioramenti (Tav. 1), che da nord verso sud sono Monte Santo (544m), Colle San Nicola (671m) e Civitella del Tronto (645m). Tali depositi, il cui spessore varia in modo molto brusco tra 50 e 5 metri, si presentano in forma di placche, con pareti a picco e con geometria vagamente cuneiforme in direzione all'incirca N-S. Nel complesso le tre placche sembrano avere una forma lenticolare, in cui il maggior spessore della parte centrale, disposta secondo la direzione del corso fluviale del Salinello, si trova in corrispondenza dell'abitato di Civitella del Tronto.

La placca travertinosa poggia su una superficie di erosione che taglia il substrato arenaceo-pelitico della Laga, come nel caso di Civitella del Tronto, o su ciottoli grossolani arrotondati e subarrotondati di origine fluviale, con una parvenza di embriacitura (Gm di MIALI, 1985) che sembra indicare una corrente con direzione circa N-S, come nel caso di Montesanto o di Colle San Nicola.

Superiormente, si rinvencono sabbie e ghiaie travertinose (Sh e Gp di MIALI, 1985) a cui sono associate *facies* tipicamente fluviali quali stratificazioni, gradazioni, ecc., per uno spessore variabile tra i 20-30cm, che passano gradualmente ad una associazione data da alternanze di sabbie travertinose e travertini fitoermali che stanno ad indicare un ambiente palustre con frequenti incursioni di acque calcarifere (*litofacies* 2 di D'ARGENIO & FERRERI, 1992; GOLUBIC *et al.*, 1993).

Lateralmente ed anche al di sopra di questa associazione, ne è riconoscibile una seconda formata da travertino microermale, travertino stromatolitico e fitoermale. Al loro interno è possibile osservare piccoli canali riempiti da ciottoli travertinosi arrotondati e/o da pisoliti con diametro a volte superiore ai 2-3cm. Tale associazione, che secondo gli autori prima citati, è tipica di ambiente di pendio più o meno acclive (*litofacies* 3 e 4), solitamente riveste i pendii contribuendo ad accrescerne l'acclività.

Alla sommità è presente un livello di spessore notevole (circa 20 metri a Civitella del Tronto) caratterizzato da travertino fitoermale (*litofacies* 6) che indica rotture di pendio importanti e la progredazione verso valle delle *facies* di cascata. Tra la *litofacies* 2 e 4 è stato rinvenuto

un livello vulcanico giallastro, seguibile per una distanza di circa 50 metri, che presenta uno spessore di 10cm, dall'aspetto alquanto fresco. All'analisi al microscopio ottico, esso risulta ricco di concrezioni e frammenti di origine carbonatica, ed i minerali (biotite, sanidino, olivina, pirosseni, magnetite, granato di tipo andraditico, quarzo, calcite e ossidi di ferro), di cui alcuni presentano abiti cristallini in buono stato di conservazione, mostrano fratture, segni di corrosione e di alterazione superficiale.

Le associazioni presenti nella parte alta sembrano continuare fino alla sommità con le *litofacies* 4 di pendio, ma con un carattere marcatamente massivo. Nei pressi della sommità, all'interno di una cavità presente nel corpo della placca di Civitella del Tronto, è stato possibile rinvenire un limitatissimo affioramento di argille grigio-azzurre torbose (*facies* Fsc). Non è possibile studiare i rapporti con il resto della placca in quanto le coperture eluvio-colluviali, anche di spessori notevoli, e l'intensa urbanizzazione impediscono di rinvenire altri affioramenti.

Lo studio isotopico effettuato sui travertini (PREITE MARTINEZ *et al.*, 1990) di Colle San Nicola, di Civitella del Tronto e di Montesanto mette in evidenza che la loro deposizione è avvenuta a temperature proprie di ambienti superficiali da acque di origine meteorica.

Nella placca di Colle San Nicola inoltre è stato differenziato un livello sommitale più poroso, assente negli altri due depositi, che presenta il rapporto tra gli isotopi del carbonio nettamente differente, anche se le altre caratteristiche si mantengono all'incirca simili.

Lo studio, a carattere palinologico (DE SANCTIS & FREGONESE, 1981), ha messo in evidenza che la deposizione dei travertini, nel complesso sembra essere avvenuta in un contesto climatico tipicamente interglaciale, in cui i materiali più porosi (che gli autori sopra citati indicano come più recenti) sarebbero riferibili ad un ambiente di clima temperato caldo, mentre quelli più massivi, si sarebbero depositati in condizioni climatiche più fredde.

Le evidenze geomorfologiche, come la presenza di un lembo di terrazzo alluvionale II ordine, posto a circa 50 metri più a valle, attribuito alla fase finale del Pleistocene medio, la posizione topografica delle placche rispetto a questo deposito, la presenza alla base delle placche di travertino di clasti calcarei arrotondati di chiara origine fluviale che marcano un antico fondovalle pre-II ordine (FARABOLLINI, 1995), testimoniano che la deposizione dei travertini è più antica della fase alluvionale del Pleistocene medio finale e può essere indicativamente riferita al penultimo interglaciale.

2.3. I fenomeni di cattura fluviale

L'assetto tettonico-strutturale ha, in quest'area, condizionato notevolmente il reticolo idrografico, creando numerose ed evidenti gomiti fluviali, brusche deviazioni del reticolo idrografico e fenomeni di cattura (Tav. 1 e 2). Al maggior sollevamento della porzione centrale della periclinale della Montagna dei Fiori, rispetto ai settori terminali, è da imputare l'anomala deviazione verso NE del F. Salinello, del T. Vibrata, del T. Marino e di altri torrenti secondari, quali il fosso Goscio e il fosso Goscio di Floriano (FARABOLLINI, 1995). Già precedentemente diversi Autori (SACCO, 1930; CASTIGLIONI, 1933; LIPPARINI, 1939; GIROTTI, 1969), studiando i terrazzi fluviali e le loro anomalie, segnalano nell'area a ridosso

della Montagna dei Fiori un vistoso fenomeno di cattura del Salinello ad opera del Vibrata.

Depositi terrazzati del III ordine sono presenti lungo tutta l'ampia valle in cui scorrono il T. Vibrata e, fino a Garrufo, anche il F. Salinello, a costituire un blando spartiacque tra i due fiumi. Verso valle tali alluvioni risultano incise dal T. Vibrata, che presenta una profonda incisione, e dal fosso Riglio, molto meno approfondito del precedente. Da evidenziare inoltre che lungo la valle del "neo-Salinello" non sono presenti depositi alluvionali attribuibili a questa unità (Tav. 2).

Durante il Pleistocene superiore l'unità terrazzata del III ordine si sarebbe depositata lungo l'ampia valle del Vibrata ad opera del "paleo-Vibrata" (dove attualmente scorre il fosso Riglio) e del "paleo-Salinello" (dove attualmente scorre il torrente Vibrata), i cui lembi residui si rinvergono, in destra idrografica tra Garrufo e Alba Adriatica, mentre in sinistra idrografica lungo l'allineamento Nereto-Piani di San Donato-Villa Rosa, e lungo la valle dove attualmente scorre il Salinello, ad opera di un corso d'acqua marginale, quale il fosso Goscio. Lungo quest'ultima valle infatti i depositi riferibili a questa unità si rinvergono solamente nei pressi della foce, a testimonianza che il fosso Goscio presentava un corso d'acqua minore.

La presenza di alluvioni terrazzate del III ordine, costituite da ghiaie prevalentemente calcaree, sullo spartiacque che divide il torrente Vibrata dal fiume Salinello induce a pensare ad un fenomeno di sovralluvionamento, che ha portato alla tracimazione del Salinello nel fosso di Goscio, lasciando una vallecchia poco incisa, ad oriente di Garrufo, dove precedentemente scorreva il Salinello.

La successiva erosione regressiva ha portato all'approfondimento di tutti i corsi d'acqua presenti nell'area, favorendo dapprima la cattura del fosso Gallarice-fosso Riglio sul "paleo-Vibrata", poi quella del Vibrata sul "paleo-Salinello".

Procedendo a sud dell'area a ridosso della Montagna dei Fiori, in corrispondenza degli abitati di Nocella e Campli, è possibile riconoscere un analogo fenomeno di quelli fin qui illustrati, coevo pertanto ai precedenti e anch'esso dovuta all'erosione regressiva, operata in questo caso, dal F. Bianco a spese del F. Grande, che oggi giorno confluisce sul T. Vezzola (Tav. 1).

La presenza, lungo il F. Vena Corvo, che attualmente non è più alimentato da corsi d'acqua provenienti dalla dorsale, di depositi alluvionali terrazzati di conoide alluvionale prossimali, dati da ghiaie arrotondate massive (Gm) o a stratificazione incrociata concava a basso angolo (Gt), in abbondante matrice sabbiosa che tende ad ostruire i pori, e riferibili al Pleistocene medio (Colle Melatino, 687m per il I ordine; Garrano, 531m; Le Piane 515m e Ponte Corvo, 480m per il II ordine) e superiore (Garrano basso 488m; nei pressi di Rupo, 447m), indicano che tali depositi, fino al Pleistocene superiore, erano depositati da corsi d'acqua che con ogni probabilità era rappresentato dal F. Grande. Durante il Pleistocene superiore doveva funzionare anche il drenaggio lungo il Fosso Bianco-F. Fiumicino che depositava grossi apparati di conoide, di cui uno ancora riconoscibile a Campovalano (Tav. 1), e che lungo la valle lasciava alluvioni come quelle di Nocella, Campli e Castelnuovo per poi confluire molto più a valle nel F. Tordino.

Con la fine della deposizione delle alluvioni del terzo ordine inizia una fase di incisione che porta al forte approfondimento lungo il F. Fiumicino, probabilmente più rapidamente del F. Grande, provocandone così la sua cattura ed isolando il sistema deposizionale del F. Vena Corvo.

2.4. I processi carsici

Le rocce calcaree sono caratterizzate da una attività carsica molto sviluppata e legata sia alle condizioni litostutturali della roccia (litologia, motivo tettonico, fratturazione, fessurazione, ecc.) che alla forte incisione dei corsi d'acqua, che hanno dato origine a inghiottitoi, doline, cavità e grotte.

I fenomeni più vistosi, già oggetto di numerosi studi (ROSA, 1871; RUSSO, 1968; RADMILLI, 1977; FREGONESE, 1979 e 1982, DE SANCTIS & FREGONESE, 1980; AGOSTINI & ROSSI AGOSTINI, 1981; CAI TERAMO, 1981), si rinvergono principalmente sulla Montagna dei Fiori e sono strettamente legati alla fratturazione della roccia secondo un sistema circa NW-SE e SW-NE.

La possibilità di rinvenire al loro interno manufatti e resti antropici non sempre però permette di inquadrare cronologicamente i processi di incisione valliva: in molti casi infatti non si hanno indicazioni sufficienti né sulla stratigrafia del deposito né dei reperti litici in essi contenuti, in altri casi non è più possibile studiare "in situ" i depositi in questione.

Tale è infatti il caso delle numerose grotte e cavità presenti lungo la Gola del Salinello che, nonostante le approfondite ricerche realizzate dal RADMILLI (1977), non presentano riferimenti cronologici adeguati ad una valutazione precisa dei tempi di approfondimento del fiume.

Tra le cavità studiate, praticamente solo la Grotta Salomone (590m s.l.m.) permette di trarre considerazioni sull'entità dell'inforramento del fiume Salinello. Al suo interno, al di sopra di un deposito argilloso con resti di Chinotteri poggianti sul substrato, è stata riconosciuta (RADMILLI, 1977) la presenza di alcuni manufatti tipicamente aurignaciani posti ad un livello corrispondente alla crescita di una stalagmite che ha dato una età radiometrica compresa tra 22.000 e 25.000 B.P. (FORNACA RINALDI & RADMILLI, 1968). I depositi sovrastanti, costituiti da argille con abbondanti resti di chinotteri, orso delle caverne, stambecco e camoscio (RADMILLI, 1977), danno indizi di un clima più freddo verosimilmente attribuibile al Pleniglaciale superiore.

Prendendo come riferimento il primo livello di argille contenente manufatti aurignaciani, databili a circa 28.000 B.C., l'età radiometrica della stalagmite e il dislivello di circa 83m tra la grotta ed il fondovalle, si ricava un tasso di approfondimento di circa 0,3cm/anno.

In mancanza di elementi cronostratigrafici certi, all'interno delle altre cavità, si può tentare di correlare i diversi piani carsici presenti lungo la gola del Salinello ai terrazzi alluvionali presenti all'esterno della gola, interpretando i suddetti ordini come momenti di stasi della falda di base nel corso dell'approfondimento (FARABOLLINI, 1995) e calcolare approssimativamente l'entità dell'incisione del fiume.

Partendo dalla cavità presente a quote più alte verso quelle a quote più basse, la prima grotta che si incontra è la grotta Santa Maria Maddalena (1260m s.l.m.) con un

dislivello sul fondovalle di circa 580m. Superfici terrazzate a quote comparabili a quelle della grotta Santa Maria Maddalena non sono state riconosciute, ad eccezione di alcune piccole spianate attribuibili alla paleosuperficie "villafranchiana", a quote di circa 590m s.l.m. (Colle Tufo, 590m; Pagliariccio, 570m).

La Grotta dei Banditi e la Grotta San Francesco (rispettivamente a quota 730m e 680m s.l.m. e dislivello sul talweg di 130m e 120m) sono verosimilmente da associare all'incisione dell'unità terrazzata del II ordine che presentano dislivelli comparabili (100m a Colle San Nicola e Civitella del Tronto). Tra queste ultime grotte e quella di Santa Maria Maddalena, è stata segnalata (AGOSTINI & ROSSI AGOSTINI, 1981) la presenza di ulteriori cavità che non è stato possibile correlare per la mancanza di evidenze crono- e morfostratigrafiche attribuibili alla fase di terrazzamento del Pleistocene medio.

La Grotta Sant'Angelo e la Grotta Salomone (rispettivamente a quote 600m e 590m s.l.m. e dislivello sul fondovalle di 93m e 83m), sulla base del rinvenimento, all'interno di quest'ultima, di depositi argillosi con faune fredde, sono da associare al Pleniglaciale superiore, periodo al quale può essere attribuita la deposizione delle alluvioni del III ordine, riconosciute a Le Ripe (498m s.l.m.), Colle San Nicola (450m s.l.m.) e Civitella del Tronto (437m s.l.m.).

Il dislivello presente tra la Grotta dei Banditi-Grotta San Francesco ed il fondovalle, valutabile in circa 125m, e tra i depositi del II ordine ed il fondovalle (circa 100m), risulta comparabile con quello calcolato per le cavità e gli ordini terrazzati superiori (Grotta Sant'Angelo-Grotta Salomone, 87m; alluvioni III ordine, 68m), presentando uno scarto entrambe di circa 20m.

L'entità di incisione pertanto, che per le cavità più basse è indicativamente di circa 0,3cm/anno, per le cavità del Pleistocene medio finali corrisponde a circa 0,1cm/anno, valori largamente comparabili con quelli riscontrati nella maggior parte dei fiumi marchigiani (FARABOLLINI, 1995).

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia il dott. Delfino Fregonese della EcoGeo di Teramo per le utili discussioni in campagna.

BIBLIOGRAFIA

- AGOSTINI S. & ROSSI AGOSTINI M.A. (1981) - *Il carsismo della Montagna dei Fiori (Teramo) per una ricostruzione paleogeografica*. Quaderni Museo di Speleologia, L'Aquila, **VII**(13-14), 25-36.
- BIGI S., CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DIDASKALOU P., DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B., INVERNIZZI C., MICARELLI A., NISIO S., PAMBIANCHI G. & POTETTI M. (1995) - *La fascia periadriatica marchigiano-abruzzese dal Pliocene medio ai tempi attuali: evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/1.
- CAI TERAMO - GRUPPO GROTTA (1981) - *Rapporti esplorativi su alcune grotte della Montagna dei Fiori*. Relazione inedita.
- CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1991) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbromarchigiano alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP 03, 295-314.
- CALDERONI G., COLTORTI M., DRAMIS F., MAGNATTI M. & CILLA G. (1991) - *Sedimentazione fluviale e variazioni climatiche nell'alto bacino dell'Esino durante il Pleistocene superiore*. In: "Fenomeni di erosione e alluvionamento degli alvei fluviali", Ancona, 1991, 171-190.
- CANTALAMESSA G., CASNEDI R., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., CRESCENTI U., MICARELLI A., NANNI T., PASINI M., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F. (1986) - *Il Plio-Pleistocene marchigiano-abruzzese*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. "La geologia delle Marche" - Guida all'escursione, 43pp.
- CASTIGLIONI B. (1933) - *Valli sovralluvionate e deviazioni fluviali in Abruzzo e Piceno*. Boll. R. Soc. Geogr. It., ser.6, **10**, 642-660.
- CENTAMORE E., COLTORTI M., DRAMIS F., CANTALAMESSA G., D'ANGELO S., DI LORITO L., SACCHI L. & SPOSATO A. (1983) - *Aspetti neotettonici e geomorfologici del Foglio 133-134, Ascoli Piceno-Giulianova*. Pubbl. n.513 del P.F. Geodinamica, 371-386.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., BERTI D., BIGI S., MORELLI C. & RIDOLFI M. (1991) - *Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiano-abruzzese e delle zone limitrofe*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP **11**, 125-131.
- D'ARGENIO B. & FERRERI V. (1992) - *Ambienti di deposizione e litofacies dei travertini quaternari dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 861-868.
- DEIANA G. & PIALLI G. (1994) - *The Structural Provinces of the Umbro-Marchean Apennines*. Soc. Geol. It., **48**, 473-484.
- DEMANGEOT J. (1965) - *Geomorphologie des Abruzzes adriatiques*. CNRS, Memoires et Documents, Paris, 403pp.
- DE SANCTIS L. & FREGONESE D. (1980) - *Aspetti di preistoria teramana e ricerche sull'evoluzione del clima*. Notizie dell'Economia Teramana, CCIAA Teramo, **9-11**, 1-39.
- DE SANCTIS L. & FREGONESE D. (1981) - *I travertini di Civitella del Tronto*. Geo-archeologia, 51-60.
- DI CELMA C., FARABOLLINI P. & MOSCATELLI U. (1999) - *Landscape, settlement and roman cadastres in the lower Sangro valley (Italy)*. Prooc. Geoarchaeology of the Landscape of classical antiquity, International Colloquium Gent, 23-24 October 1998.
- DRAMIS F., AGOSTINI S., COLTORTI M., CRESTA S., D'ANGELO S., PANTEALONE A., PICA A., ROSSI A., SACCHI L. & SPOSATO A. (1982) - *Aspetti fisiografici e morfogenesi in atto nei bacini dei fiumi Salinello e Vibrata*. Antropologia Contemporanea, **5**(1/2), 183-188.

- FARABOLLINI P. (1995) - *Evoluzione geomorfologica quaternaria della fascia periadriatica tra Ancona e Vasto*. Tesi di dottorato inedita, Università di Perugia.
- FARABOLLINI P., CILLA G., COLTORTI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1997) - *Stratigrafia del Pleistocene superiore e dell'Olocene continentale nella regione marchigiana*. Abs. Conv. Geotitalia, 1° Forum FIST, **2**, 238-239.
- FARABOLLINI P., FOLCHI VICI D'ARCEVIA C., GENTILI B., LUZI L., PAMBIANCHI G. & VIGLIONE F. (1994) - *La morfogenesi gravitativa nelle formazioni litoidi dell'Appennino centrale*. Mem. Soc. Geol. It., 123-136.
- FORNACA RINALDI G. & RADMILLI A.M. (1968) - *Datazione con il metodo Th230/U238 di stalagmiti contenute in depositi musteriani*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **75**(2).
- FREGONESE D. (1979) - *La grotta di Sant'Angelo presso Le Ripe di Civitella del Tronto*. Notizie dell'Economia Teramana, **3-4**, 61-72.
- FREGONESE D. (1982) - *Le grotte della Montagna dei Fiori*. La Voce Pretuziana, anno XI, 75-82.
- GHISSETTI F., FOLLADOR U., CASNEDI R. & VEZZANI L. (1994) - *Assetto tettonico delle zone esterne dell'Appennino abruzzese: elementi di analisi stratigrafico-strutturali*. Atti Tic. Sc. Terra, ser. spec., **2**, 5-43.
- GIROTTI O. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Fogli 133-134 Ascoli Piceno-Giulianova*. Serv. Geol. d'It., 50pp.
- GOLUBIC S., VIOLANTE C., FERRERI V. & D'ARGENIO B. (1993) - *Algal control and early diagenesis in Quaternary travertine formation (Rocchetta a Volturno, Central Apennines)*. Boll. Soc. Paleont. It., vol. spec., **1**, 231-247.
- LIPPARINI T. (1939) - *I terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn. Geol., ser.1, **13**, 5-22.
- MATTEI M. (1987) - *Analisi geologico-strutturale della Montagna dei Fiori (Ascoli Piceno, Italia centrale)*. Geol. Romana, **26**, 327-347.
- MIALL A.D. (1978) - *Fluvial sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol., Mem. 5, 1-47.
- ORI G.C., ROVERI M. & VANNONI F. (1986) - *Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic-adriatic foredeep (Central Adriatic Sea, Italy)*. Spec. Pubbl. IAS, **8**, 183-198.
- ORI G.C., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M.L. & MOSNA S. (1991) - *The Plio-Pleistocene adriatic foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology*. 3rd E.A.P.G. Conf., Florence, 85pp.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines*. In: OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (EDS.) - *Structural model of Italy. Maps and explanatory notes*. Quaderni Ric. Sci., C.N.R., **90**, 257-311.
- PREITE MARTINEZ M., SEVERA F., TURI B. & FREGONESE D. (1990) - *I travertini di Civitella del Tronto. Aspetti geochimici e giacimentologici*. Rend. Fis. Acc. Lincei, ser.9, **1**, 15-24.
- RADMILLI A.M. (1977) - *Storia dell'Abruzzo dalle origini all'età del Bronzo*. Ed. Giardini, Pisa, 457pp.
- ROSA C. (1871) - *Ricerche di archeologia preistorica nella valle del Vibrata*. Arch. Antrop. Etnol., 457-516.
- RUSSO L. (1968) - *Annali del Gruppo Grotte dell'Ass.ne XXX Ottobre*. Sez. di Trieste del CAI, **2**, 53-57.
- SACCO F. (1930) - *La captazione della Vibrata dal Salinello*. L'Universo, **11**(9), 4pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Foglio n.133-34 - Ascoli Piceno - Giulianova*.