

# L'UMBRIA: REGIONE DI CONTRASTI LITOLOGICI E MORFOLOGICI

*Lucilia Gregori*

Dipartimento di Scienze della Terra -Università di Perugia - lucilia @unipg.it  
Piazza Università, 1 06123 Perugia - 0755840305 - Fax 0755840304

L'Umbria è caratterizzata da una grande variabilità geologica che si traduce in una complessità morfologica all'interno di una superficie relativamente modesta come quella della regione (8600 Km<sup>2</sup> circa); procedendo da NE verso SW, sono pertanto individuabili, a grande scala specifiche "unità di paesaggio": quella delle strutture calcaree dell'Appennino (Jacobacci *et alii*, 1970); quella delle formazioni arenacee *s.l.* del preappennino e dell'area centrale; le aree depresse e/o ribassate che sono numerose nel territorio umbro (le "conche intermontane"; Cattuto *et alii*, 1992) e infine l'unità di paesaggio caratterizzata da rocce ignee, legate all'attività dell'apparato vulcanico di Bolsena. In realtà, il modellato superficiale è strettamente legato all'affioramento di rocce diverse, ma anche alle vicende tettoniche che hanno interessato l'area, dislocandola, e impostato la prima "impronta" topografica ed idrografica sui cui poi sono intervenuti, modificandola, gli agenti e i processi morfogenetici.

La storia geologica dell'Umbria comincia durante il Miocene superiore, quando in concomitanza con l'avvento di una fase tettonica compressiva, le prime rughe emerse dal mare, migrano da SW verso NE (dal Tirreno verso l'Adriatico; Cattuto *et alii*, in AA.VV., 1994). Si formano così le strutture della catena appenninica, attraverso dorsali allungate e pieghe est-vergenti, in direzione N-S e NW-SE ed i rilievi appena formati vengono aggrediti dagli agenti esogeni.

Alla fase tettonica compressiva segue una fase distensiva che, attraverso la riattivazione di faglie esistenti con andamento appenninico e antiappenninico o l'attivazione di nuove faglie (lungo *joints*), intercettano le strutture determinando un modellato articolato in *horst* e *graben*, con la genesi, quindi, di molte ed estese aree ribassate, disposte sempre con andamento grossomodo parallelo alle strutture rilevate. Le depressioni tettoniche durante la fase distensiva, migrano nel tempo e nello spazio da W verso E e si realizzano nell'area, come *graben* (Pian Grande nei M. Sibillini) o *semigraben* (conca di Gubbio), via via più recenti a ridosso dello spartiacque appenninico (Cattuto *et alii*, 2005).

Le vicende tettoniche che, in seguito, si sono succedute in Umbria, quindi, dividono il territorio a partire dal Pliocene in due ambienti: marino e continentale. La struttura Vaiano-Gioiella, a NW del Lago Trasimeno, seguita dall'allineamento di Città della Pieve-M. Peglia-M. Citerbella, infatti, segna il limite fra l'ambiente continentale, rappresentato a NE dal paleo-Lago Tiberino, e quello

marino e/o marino salmastro a SW, seguito dal più recente ambiente morfogenetico vulcanico, nella parte sud-occidentale dell'area umbra.

Questa grossolana differenziazione litologico-ambientale rende ragione, delle differenti rocce in affioramento, dei diversi processi morfogenetici, dell'andamento del modellato superficiale e quindi dell'evoluzione del territorio caratterizzato da un'evidente complessità litologica (geodiversità) e morfologica (morfostrutture e morfosculture).

### **Le strutture calcaree**

La parte più orientale della regione, infatti, in cui si riconosce l'allineamento delle strutture appenniniche più rilevate affiorano, prevalentemente, i litotipi calcarei della serie Umbro-Marchigiana che coprono, dal punto di vista cronostratigrafico, un intervallo che va dal Trias al Cretaceo, fino al Paleocene (AA.VV., 1994). Alcune di queste rocce (Calcere massiccio, Rosso Ammonitico, Scaglia *s.l.*, ecc.), particolarmente resistenti anche ai significativi processi di smantellamento da parte dei fenomeni di *weathering* e degli agenti esogeni, conferiscono al paesaggio una morfologia accidentata, con dislivelli importanti, dislocazioni e incisioni vallive profonde e quindi, l'organizzazione di una rete idrografica che risulta, a luoghi, molto scarsa in superficie, ma ben sviluppata come circolazione profonda (es.: M. Cucco/M. Catria nell'Appennino Umbro-Marchigiano) e fortemente controllata dalle strutture (sia in senso statico sia dinamico). All'interno dei massicci calcarei, infatti, lo sviluppo di sistemi carsici, evoluti e controllati dai fattori strutturali (fratture, faglie e assetto stratigrafico), articola una complessa rete di, condotte e gallerie con pozzi, cavità che, oltre a conferire alle strutture una significativa capacità di veicolare e immagazzinare l'acqua, scolpisce un suggestivo paesaggio sotterraneo con caratteristiche rilevanti, in ambito geomorfologico e geoturistico.

### ***Il Parco del M.Cucco (Appennino Umbro-Marchigiano)***

*La Grotta del M. Cucco è uno dei sistemi carsici più importanti d'Italia con oltre 30 km di sviluppo ed una profondità massima di 923 m. Lungo il versante nord-occidentale della struttura del M. Cucco, al confine Umbria-Marche, la Forra del Rio Freddo rappresenta uno spettacolare esempio di energica erosione lineare, con pareti a picco ed evidenti morfotipi di cavitazione fluviale (marmitte) in uno scenario geomorfologico e paesaggistico di grande valore scenico e scientifico. Morfotipi carsici epigei e ipogei nel massiccio carsico, sono meta di escursionisti e scienziati.*



Fig. 1 – Un suggestivo scorcio della Forra di Rio Freddo e della Grotta della Valle del Sasso, nell’area del M. Cucco/M Catria, a ridosso del confine Umbria-Marche (Girelli, 2004; foto L. Girelli).

Il M. Cucco, pertanto, svolge ruolo rilevante nella rappresentazione della morfogenesi carsica come le strutture calcaree ancora più occidentali. I monti di Gubbio-Gualdo, i massicci perugini (M. Malbe e M. Tezio), il M. Subasio, i M. Martani, i monti di Campello o gli imponenti rilievi dei M. Sibillini (M. Vettore) sono una significativa evidenza geologica e geomorfologica delle vicende tettoniche che hanno interessato il territorio umbro. I rilievi si presentano abbastanza elevati, talora interessati da importanti fratture sui versanti occidentali (M. Martani, M. Subasio) ed il raccordo con i fondovalle appare talora brusco, ma spesso il piede dei versanti, appare mascherato da depositi gravitativi, con estese fasce pedemontane e conoidi isolato e/o coalescenti.

#### ***“I mortari” del M. Subasio***

*La struttura del M. Subasio è costituita da una brachianticlinale fagliata lungo il versante occidentale (Venturi & Rossi, 2003). In corrispondenza della sua area di crinale, intorno ai 1.200 m quota, sono visibili alcune profonde doline chiamate localmente “mortai” o “mortari” (Fig.2; Gregori et alii, 2005). Tali depressioni costituiscono un rappresentativo esempio di morfogenesi carsica, con importante valenza scientifico-didattica e anche scenica (il “Mortaro grande” ha una lunghezza di circa 280 m e una profondità tra i 50 e i 70m).*



Fig.2 – Le doline, denominate “Mortari”, sulla superficie sommitale del M. Subasio (foto L. Gregori)

### ***Le Fonti del Clitunno***

*Le Fonti del Clitunno, nei pressi del piccolo centro di Campello sul Clitunno (Spoleto), sono riconducibili a “risorgive” di acque sotterranee emerse attraverso la coltre detritica, che ammantava la base dei versanti calcarei dei monti di Campello (M. Brunette/M. Serano). E’ possibile che tali emergenze idriche, ubicate al piede dei rilievi, si siano “aperta” una via di risalita all’interno delle “cavità imbutiformi” (chiamate localmente “vene”) tappezzate da rigogliosa vegetazione subacquea. Le cavità sono riferibili, probabilmente, a fenomeni di dissoluzione carsica (doline) impostate probabilmente sul bed-rock calcareo e poi “sommerse” dai depositi clastici di fondo-valle, a causa degli effetti della tettonica locale (basculamento dell’area verso E), funzionanti, “a rovescio”, come risorgive (Cattuto, Cencetti & Gregori, 1995; Fig. 3).*



Fig. 3 – Le depressioni “carsiche” delle Fonti del Clitunno, presso Spoleto (Gregori *et alii*, 2005; foto L. Gregori)

### **Le “conche intermontane”**

Morfostrutture caratteristiche nell’Appennino umbro sono le depressioni tettoniche e/o “conche intermontane” (Cattuto *et alii*, 1992). Morfosculature, inoltre, riconoscibili nelle strutture dell’area

umbra, sono spesso collegate alla tettonica (faccette triangolari) o conseguenza di fenomeni di morfoselezione che evidenziano un forte controllo strutturale. In particolare, lungo le ali delle anticlinali, sono stati modellati *flatirons* e *faccette* (piana di Gubbio e Gualdo Tadino), talora di grandi dimensioni che, attraverso litoselezione, articolano i versanti in un paesaggio molto interessante dal punto di vista morfogenetico e di grande suggestione.

Il centro abitato è ubicato al di sopra dell'ampio conoide edificato dal F.so S. Donato allo sbocco della conca di Gubbio.

#### ***La faglia bordiera della “conca di Gubbio”***



Fig.4 – Le “faccette triangolari” lungo il versante occidentale della struttura calcarea di Gubbio (foto C. Cencetti).

*La struttura anticlinale appenninica (Monteleto/M. Foce), alla cui base del versante occidentale sorge la città di Gubbio, è vistosamente incisa da profonde “spaccature” che isolano evidenti forme triangolari (faccette triangolari; Fig.4) evidenza morfologica della “faglia di Gubbio”, dislocazione tettonica a sviluppo regionale che ha permesso il “ribassamento” della zona occidentale e la formazione della “conca di Gubbio (Cencetti, 1990).*

#### **Le strutture arenacee**

Procedendo verso W, le rocce più diffuse nell'area sono appunto quelle arenacee *s.l.*; esse sono riferibili alle formazioni specifiche della Marnosa-Umbra e Marnoso-Arenacea distinte, da W verso E, in Successione Etrusca, Successione Centro-Umbra, Successione Eugubina (Jacobacci, 1970; AA.VV., 1994; Barchi *et alii*, 1999) che, per le loro caratteristiche mineralogico-petrografiche risultano particolarmente vulnerabili ai processi di degradazione. Il paesaggio che va dall'alta Val Tiberina, fino al Lago Trasimeno e proseguendo verso S, fino a Todi, pertanto presenta minori dislivelli ed il modellato si presenta articolato in allineamenti collinari con versanti poco acclivi e ben raccordati ai fondovalle. In queste rocce, inoltre, quando siano presenti livelli argillosi, talora di

rilevante spessore, i processi di degradazione e di erosione mobilitano i materiali innescando fenomeni gravitativi anche imponenti. Il paesaggio, quindi, si presenta morfologicamente dolce con modesta energia di rilievo, ondulazioni e/o discontinuità che denunciano locali fenomeni d'instabilità lungo i versanti (colle di Todi).



Fig. 5 – Morfosculature lungo l’alta Valle del F.Tevere, risultato di fenomeni di litofeselezione.

Nelle aree più rilevate delle strutture arenacee che bordano, ad esempio il versante orientale dell’alta valle del F.Tevere, le arenarie si presentano nettamente stratificate in banconi e permettono l’evoluzione di caratteristiche forme, attraverso fenomeni di morfoselezione (*flatirons*, costolature di strato, ecc.) e di erosione meteorica (morfotipi calanchivi) che scolpiscono un ambiente estremamente caratterizzato sotto il profilo morfologico.

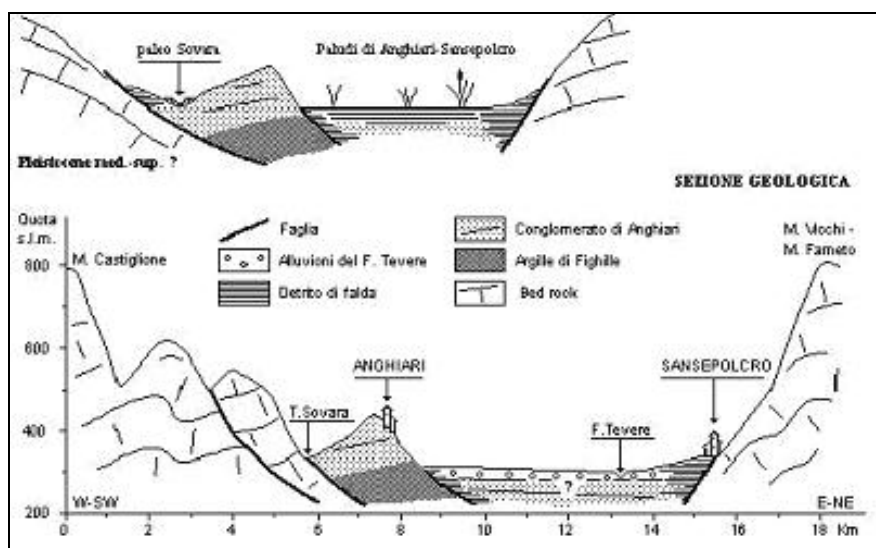


Fig. 6 – Schema dell’evoluzione paleo-geografica del “Bacino di Anghiari/Sansepolcro” (Cattuto, Cencetti & Gregori, 1995)

Questo tipo di paesaggio si riscontra, per esempio, lungo i rilievi antiformali che bordano il bacino di Anghiari nell'alta valle del Tevere (Fig. 5; tra Alpe di Poti/ Alpe di Catenari a W, Alpe della Luna/Serra di Burano, ad E. Quest'area rappresenta la più settentrionale delle depressioni del Lago Tiberino (Fig.6), legata alla fase tettonica distensiva che ha coinvolto l'Umbria e tutto il centro-Italia, dal Miocene superiore al Plio-Pleistocene.



Fig. 7 – Il Pian Grande nei M. Sibillini. Il *polye* presenta alcune depressioni carsiche doliniformi, il cui limite viene curiosamente “marcato” dalla fioritura primaverile (foto L. Gregori).

La fase tettonica compressiva e/o distensiva hanno permesso, pertanto, la formazione delle strutture appenniniche e realizzato le numerose conche ombre (Fig. 7); la loro genesi ed evoluzione hanno proceduto nello stesso senso della migrazione delle pieghe anticlinali/sinclinali e, sono via via cronologicamente più recenti procedendo da SW verso NE.

Questo modellato, articolato negli importanti allineamenti montuosi interrotti da estese aree ribassate, è nell'insieme è un paesaggio abbastanza esclusivo che interessa, in modo così accentuato e caratterizzante, le regioni della Toscana ed in particolare, dell'Umbria. Le aree depresse sono state, attraverso il tempo, sede di sedimentazione lacustre, palustre e/o fluvio-lacustre determinando paleo-ambienti di cui, ancora oggi, sono riconoscibili le evidenze sedimentologiche e morfologiche.

### **I “Piani” dei M. Sibillini**

La tettonica distensiva plio-pleistocenica ha lasciato, come accennato, un'impronta sul territorio umbro, con la formazione di ampie depressioni che hanno soprattutto interessato i versanti occidentali delle strutture appenniniche.

Nel caso siano stati coinvolti terreni a scarsa permeabilità si sono costituiti, evoluti e poi vuotati, i grandi bacini lacustri oggi percorsi dal sistema drenante tirrenico con l'erosione e l'allontanamento dei depositi di colma; quando invece le depressioni hanno interessato terreni calcarei, i bacini lacustri-palustri non sono rimasti tali per molto, ma sono stati vuotati, abbastanza velocemente, dalle acque superficiali, attraverso un deflusso sotterraneo, lasciando praticamente inalterata la forma tettonica iniziale di depressione chiusa: "polje" (Fig.15).

Basti citare il Pian Grande del Castelluccio e i Piani di Colfiorito (Gregori, 1990) per segnalare esempi tra i più caratteristici di depressioni tettoniche, in parte modellate dall'azione carsica (Cattuto *et alii* in AA.VV., 1994).



Fig. 15 - Il Polje del Pian Grande; visibile l'andamento a meandri del F. so del Mergani (particolarmente evidente, quando il piano è innevato) diretto verso l'inghiottitoio (sulla sinistra della foto; foto L. Gregori).

Queste conche chiuse hanno spesso funzionato come bacini lacustri, poichè il dilavamento e la corrosione dei calcari lungo i versanti e i piani delle conche, infatti, hanno accumulato materiale detritico e depositi residuali (terra rossa) che hanno “impermeabilizzato” il fondo, permettendo il ristagno delle acque e la formazione di paludi temporanee di scarsa profondità. Le acque, infatti, condizionate nel loro livello da un substrato calcareo fessurato, trova numerose vie di fuga lungo fratture o lungo gli stessi piani di faglia che hanno formato la conca, in corrispondenza dei quali spesso sono localizzati gli inghiottitoi (es. l’inghiottitoio del Mergani, nel Pian Grande del Castelluccio, alimentato dalla rete idrica superficiale, che si presenta incisa nei depositi argillosi della pianura; Fig. 15).

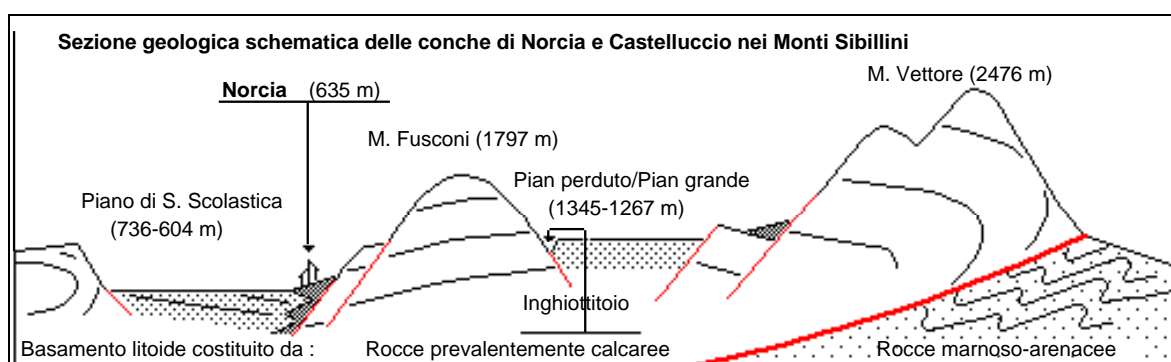


Fig. 16 – L’evoluzione delle “conche intermontane” in corrispondenza dell’area di spartiacque Umbria-Marche (disegno C. Cattuto)

La rete idrografica si identifica, pertanto, come “sistema drenante” delle conche lacustri nel momento in cui il taglio delle soglie che le separano, ha permesso il loro vuotamento con la formazione di un collettore unico (Cattuto *et alii*, in AA.VV., 1994; Fig.16).

### **Il lago Tiberino e/o i laghi umbri**

La depressione più grande che ha interessato tutto il territorio umbro, da N verso S, è quella del Lago Tiberino (*sensu* Lotti, 1926) ed è chiaramente individuabile non solo dall’analisi delle caratteristiche topografiche e morfologiche del paesaggio, ma anche attraverso l’osservazione delle carte topografiche, geologiche, ecc. o tematiche *s.l.*

Questa grande conca tettonica ospita, a partire dal Pliocene un grande lago a forma di Y rovesciata (Cattuto *et alii*, 1992) che da Città di Castello si orienta con direzione NW-SE parallelamente agli allineamenti tettonici del pre-appennino e, all’altezza di Perugia, si divide in due “rami”: uno più orientale che arriva, aggirando la struttura di Brufa-Torgiano/M. Martani, fino a Spoleto e l’altro occidentale che ospiterà la valle del F. Tevere.

Nella zona più meridionale del paleo-lago orientale presso Spoleto, gli spessori dei depositi lacustri sono piuttosto potenti e le faune ritrovate molto antiche (*Mastodon*, *Tapyrus*). Le ligniti estratte dalle miniere di Morgnano risalgono al Pliocene e in questa parte dell’ex-lago, tuttavia, solo nel

secolo scorso sono state del tutto bonificate le aree palustri relitte, ancora presenti nell'area pianeggiante tra Spoleto e Foligno.

Il braccio occidentale del paleo-lago tiberino, invece, arriva fino a Todi e, con il profondo ed incassato tratto vallivo del Tevere della “*stretta del Forello*”, attraversa la struttura del M. Peglia fino alla confluenza con il F. Paglia, dopo l'invaso di artificiale di Corbara.

La parte più meridionale della depressione tiberina si apre nella conca di Terni, limitata verso il mare pliocenico dalla struttura Narnese-Amerina. La “conca ternana” è percorsa dal F. Nera in cui si gettano le acque del F. Velino che, in corrispondenza della confluenza realizzano il salto della nota “*Cascata della Marmore*” (Fig.8) che, per le caratteristiche morfogenetiche e sceniche, viene identificato come *geomorfosito* (Gregori, 2005).

Nell'area al di sopra della cascata (Pian di Marmore) e, a monte del salto, si realizzano spettacolari esempi di morfogenesi in atto (le “fosse”, doline, incrostazioni travertinosi sulla vegetazione, ecc.).



Fig. 8 – Lo spettacolare salto di 160 m circa, della “*Cascata delle Marmore*, vicino a Terni (foto C. Troiani)

### ***La cascata delle Marmore***

*La “cascata delle Marmore”, una delle cascate più alte d’Italia (circa 160m; Fig. 9), rappresenta uno scenografico esempio di morfogenesi in atto. Il fiume Velino proviene da un’ampia pianura “travertinosa” ubicata all’incirca alla quota 370m, da cui tracimano le sue acque nella sottostante valle del F. Nera. In corrispondenza della pianura del F. Velino, infatti, si trovano forme interessanti, anche se meno note, come le “fosse”. La spianata strutturale del Piano di Marmore è caratterizzata, infatti, dalla presenza di numerose doline e/o “fosse” anche molto profonde, bordate da spettacolari incrostazioni travertine a “cavolfiore” (Fig. 10; Mattioli, 1971; Gregori & Troiani, 2005).*



Fig. 9 – La “Fossa Tiberiana – Cuor delle Fosse”, la più grande delle depressioni “pseudocarsiche” (Mattioli, 1971) del Piano di Marmore (da Gregori & Troiani, 2005).



Fig. 10 – Particolare della precedente; le scenografiche concrezioni “a cavolfiore” prodotte dalla tracimazione, nelle fosse, delle acque travertinose del Piano di Marmore (da Gregori & Troiani, 2005).

## Area meridionale del Lago Tiberino

Un elemento esclusivo sotto il profilo paleogeografico e paleontologico si trova nella porzione più meridionale e lungo la paleo-costa, del lago Tiberino. In questa zona, infatti, si sviluppava, nel Pliocene, una rigogliosa foresta a *Taxodiaceae* (Foresta di Dunarobba; Gregori *et alii*, 2005) e tale emergenza paleontologica rappresenta un raro esempio di paleo-ambiente, non del tutto fossilizzato.

### La “foresta fossile” di Dunarobba

La Foresta Fossile di Dunarobba (Fig. 11) è uno dei più interessanti geomorfositi umbri ed unico al mondo per alcune e singolari caratteristiche. Nei primi anni 70, durante alcuni scavi per l'estrazione di argilla, in una cava nei dintorni di Dunarobba (Montecastrilli), sono stati rinvenuti alcuni resti di alberi in posizione di vita ed identificati come una conifera estinta, del genere *Taxodioxylon Gypsaceum*, simile alle attuali sequoie (Ambrosetti *et alii*, 1992). La dimensione del diametro dei tronchi raggiunge circa 1,5/2m, mentre le altezze sono comprese tra i 5 e i 10m. La foresta era, probabilmente, ubicata sulle rive del Lago Tiberino ed è riferita al Pliocene (AA.VV., 1994). L'eccezionalità del sito è legata anche allo stato di conservazione del paleoambiente esistente al momento del seppellimento dei tronchi (forse a causa di un repentino evento franoso e/o di inondazione). I tronchi degli alberi, inoltre, non hanno subito il processo di mineralizzazione e sono ancora lignei. La foresta fossile di Dunarobba è sottoposta a vincolo come Bene Ambientale della Regione Umbria e di Interesse Paleontologico per i Beni Culturali (Gregori *et alii*, 2005; Gregori & Famiani, 2007).



Fig. 11 – La “Foresta fossile di Dunarobba” con i monumentali esemplari di *Taxodioxylon Gypsaceum*, in posizione di vita, paralleli e uniformemente inclinati (Gregori *et alii*, 2005; foto L. Gregori).

Sulla base di studi più recenti (Cattuto *et alii*, 1992; in AA.VV., 1994), è possibile ipotizzare che il Lago Tiberino, non sia mai stato un'unità continua e definita, bensì articolato in più depressioni lacustri in parte collegate, ma con forma ed evoluzione autonome: i depositi lacustri ad esso ascritti possono essere riferiti all'evoluzione, in tempi e spazi diversi, di fiumi, stagni e paludi indipendenti tra loro.

Basti pensare alla “Conca di Bastardo” (Gregori, 1988), presso Montefalco nella Valle Umbra (ramo orientale del L. Tiberino) sempre considerato un antico golfo, ma in realtà un bacino a sè stante, con una genesi ed evoluzione indipendente da quella del Tiberino; ai bacini di Pornello, Ripalvella e S. Fortunato (in destra al F. Tevere; Gregori, 1989) e al Bacino di Tavernelle/Pietrafitta (a S del L. Trasimeno; Ambrosetti *et alii*, 1989) caratterizzato da un ambiente morfo-climatico e floro-faunistico di grande interesse scientifico e di rilevante ruolo didattico.

### ***Il Lago di Tavernelle - Pietrafitta***

La Miniera di Pietrafitta, infatti, nella media valle del F. Nestore, a sud del Lago Trasimeno, è un importante sito per la sua particolare evoluzione paleo-geografica e per la ricchezza dei reperti fossili. A partire dagli anni '60 sono stati rinvenuti numerosi esemplari di Mammalofaune nel bacino lacustre Pleistocenico di Tavernelle/Pietrafitta. Tale depressione lacustre (Ambrosetti *et alii*, 1989) si è formata a ridosso del paleo-delta del F. Nestore che, nel Pliocene sfociava nel mare verso ovest, nei pressi dell'attuale Città della Pieve. Nel Pleistocene inferiore, un generale sollevamento e basculamento verso est del territorio, ha provocato l'inversione del senso di scorrimento del Nestore ed ha creato le condizioni per l'evoluzione di un nuovo bacino lacustre e lo sviluppo di una ricca vegetazione (ligniti) e di fauna ad elefanti, rinoceronti, castori, tartarughe, ecc. (*Archidiskodon meridionalis*, *Dicerorhinus etruscus*, *Castor fiber*, *Emys orbicularis*, *Leptobos*, *Allophaiomys*, ecc.; Fig. 12; Ambrosetti, Faraone & Gregori, 1987) i cui resti oggi visibili presso la Miniera di Pietrafitta (Enel).



Fig.12 - Esemplare di elefante fossile rinvenuto nelle ligniti della Miniera di Pietrafitta (a S del Lago Trasimeno) e recuperato durante la campagna di scavo 1980/81 (Gregori *et alii*, 2005; foto L. Gregori)

La genesi di questo bacino è, quindi, legata al sollevamento tettonico, verificatosi all'inizio del Pleistocene inferiore, che induce l'idrografia di tutta l'area a adattarsi rapidamente alle nuove linee

di massima pendenza, talora invertendo il senso di deflusso dei fiumi lungo lo stesso alveo (Fig.13; il F. Nestore, da Città della Pieve a Tavernelle o il T. Fersinone dalla paleo-costa alla confluenza con il Nestore). Nelle zone ribassate si sono instaurate e conservate per qualche tempo le condizioni palustri, mentre l'antica superficie deposizionale sommitale è stata intercettata da fratture in sequenza e/o gradinata, realizzando una conformazione di "laghi-cascata" (laghi di Tavernelle e di Pietrafitta). Situazione analoga si verifica nel delta del paleo-Fersinone che, dopo aver edificato il suo edificio deltizio verso W, defluisce verso NE vuotando il bacino pleistocenico di Pornello-Frattaguida (Cattuto *et alii*, 1992).

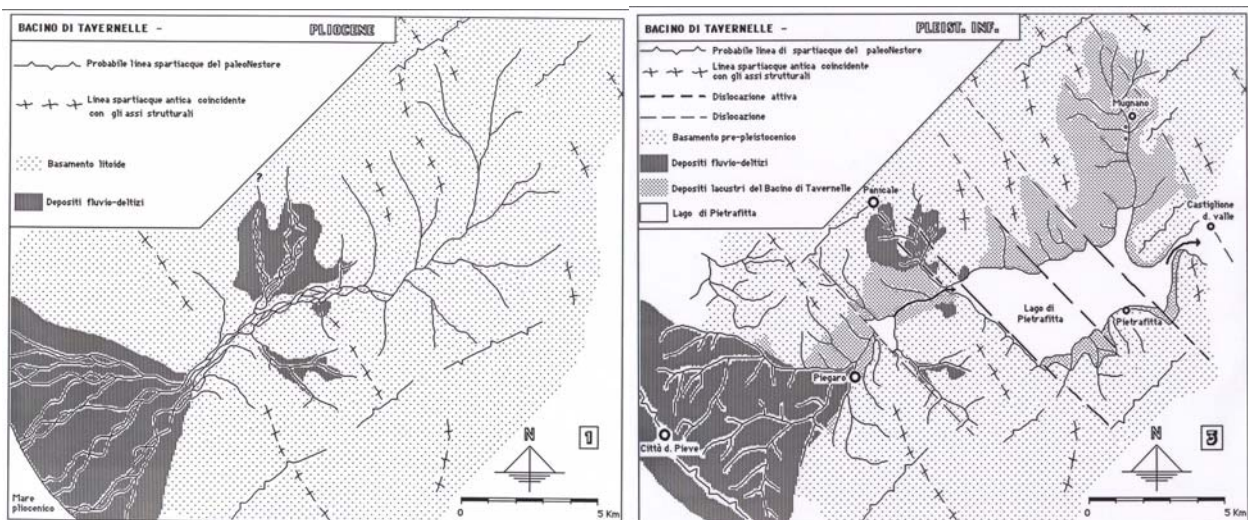


Fig. 13 - Genesi ed evoluzione del lago di Tavernelle-Pietrafitta, a seguito del basculamento dell'area ad E del paleo-delta del F. Nestore (Ambrosetti, Cattuto & Gregori, 1989).

Anche la storia geologica del Lago Trasimeno, lago di origine tettonica, uno dei più grandi in Italia e sicuramente il più vecchio, è legata all'emersione e al basculamento verso E dell'area occidentale della regione, che segnerà il graduale allontanamento del mare, decretando la definitiva continentalizzazione del territorio umbro.

### ***Il Lago Trasimeno***

*Una caratteristica geografico-fisica saliente dell'Umbria, è rappresentata appunto dal Lago Trasimeno sito, descritto anche da poeti e pittori sia del passato sia contemporanei.*

La configurazione morfologica del Trasimeno è stata condizionata dall'attività di una faglia trasversale che, con direzione NE-SW taglia in due il lago con un movimento "a forbice" che, lungo la sponda orientale, solleva l'area di Monte del Lago mentre, a Ovest, innalza l'area di Castiglione del Lago (Fig.14). A questa faglia si deve l'attuale forma a "8" del Lago Trasimeno; a Nord del

piano di faglia, infatti, lo specchio d'acqua è avanzato verso Est formando il golfo di Torricella mentre, a Sud di Castiglione, si è spostato verso Ovest (Cattuto & Gregori, 2007).

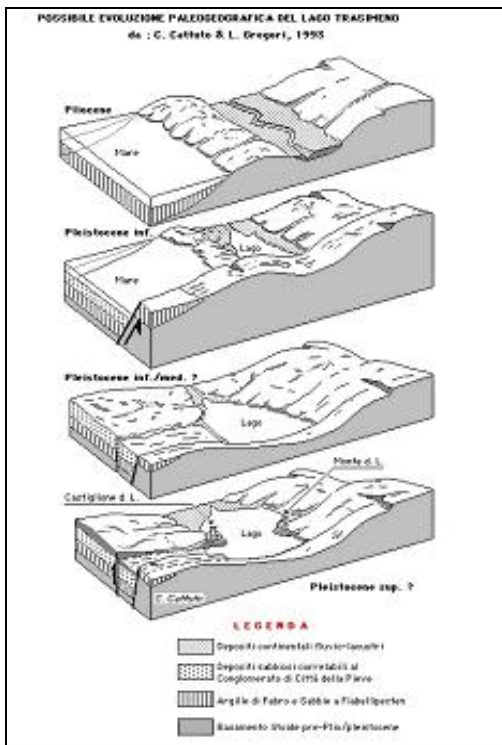


Fig. 14 - Evoluzione paleo-geografica de Lago Trasimeno e veduta panoramica dell'Isola Polvese, la più grande isola del lago (foto L. Gregori)

*Uno dei più grandi laghi laminari della penisola, poco profondo (circa 6 m a centro lago) ed alternativamente soggetto a crisi idriche, usato da sempre come risorsa per la pesca e “serbatoio” per l’irrigazione è, attualmente, un importante punto di riferimento sotto l’aspetto ambientale, paesaggistico e storico-culturale.*

*Tale lago, definito storicamente lago alluvionale è in realtà un lago tettonico, il più vecchio d’Italia (Cattuto et alii, 1992; Gregori, 2005; Cattuto & Gregori, 2007) la cui genesi è legata alla fase distensiva che ha interessato il centro-Italia a partire dal Pliocene. Si tratta quindi di una depressione tettonica (Fig.14) di età antecedente ai laghi glaciali o vulcanici del territorio italiano.*

*Percorsi turistici (passeggiate guidate, piste ciclabili lungo il perimetro del lago, visite a Isola Maggiore e all’Isola Polvese ecc.,...), legati anche alla leggendaria frequentazione di Annibale in questi luoghi (battaglia del Trasimeno) e alla rappresentazione del paesaggio locale da parte del Perugino (1450), vengono effettuati nell’area del Parco del Trasimeno, dove sono riconoscibili interessanti singolarità storiche, geologiche e/o floro-faunistiche, oltre ai significativi valori ambientali e panoramici.*

## **Conoidi e delta.**

L’area compresa fra le strutture appenniniche e la valle del F. Tevere è caratterizzata dal maggior numero di conoidi, mentre nell’area occidentale prevalgono i paleo-conoidi e/o delta.

Le dimensioni, inoltre, tra quest'ultimi e quelli attuali, sono diverse e la maggior superficie degli antichi apparati è riconducibile o a diverse condizioni climatiche o all'evoluzione della rete drenante pleistocenica impostata in strutture in rapido sollevamento.

Le ingenti quantità di detrito proveniente soprattutto dai versanti occidentali dei rilievi (in corrispondenza delle faglie distensive a più elevato rigetto) andavano formando conoidi alluvionali e delta-conoidi che, talora, si interdigitavano con depositi limoso-argillosi più francamente palustri, colmando gradualmente le depressioni (Cattuto *et alii*, 205).

Ampi conoidi coalescenti sono, infatti, un motivo abbastanza ricorrente lungo i versanti delle strutture, il cui raccordo con le sottostanti pianure è mascherato, appunto, dai depositi detritici, colluviali ed alluvionali. E' possibile identificare i numerosi antichi conoidi e/o delta-conoidi che progradavano nel lago Tiberino o in mare e quelli attualmente in aggradazione, lungo il versante occidentale delle strutture.

Estesi conoidi si rilevano, attualmente, anche nell'alta valle del Tevere, dove la sinistra idrografica al fiume è il risultato di ampi conoidi coalescenti a basso angolo che, progradando verso W, hanno sollecitato nella stessa direzione, il tracciato del F. Tevere, addossandolo in destra idrografica.

Nella Valle Umbra gli apparati deltizi del paleo-Tescio/Chiascio e paleo-Topino hanno avuto nel passato, un grande ruolo nell'evoluzione del Lago Tiberino, anche se attualmente non hanno una grande evidenza morfologica, si spingevano fino alla base del rilievo di Montefalco, dalla parte opposta della valle.

Il F. Tevere, a Perugia, con il suo paleo-delta ha realizzato un esteso corpo sedimentario, su cui oggi si trova la città, il cui profilo longitudinale è ancora ben identificabile nel paesaggio. Riconoscibili, anche, sotto il profilo litologico e morfologico, gli apparati deltizi del paleo-Nestore e paleo-Fersinone, lungo l'antica linea di costa del mare pliocenico, nell'area sud-orientale dell'Umbria.

### ***Il paleo-delta di Perugia***

*L'acropoli di Perugia sorge sul top set del paleo-delta del F. Tevere (Fig.17; Cattuto & Gregori, 1988) che, nel Plio-Pleistocene, sfociava nel L. Tiberino nei pressi dell'attuale Ponte S. Giovanni.*

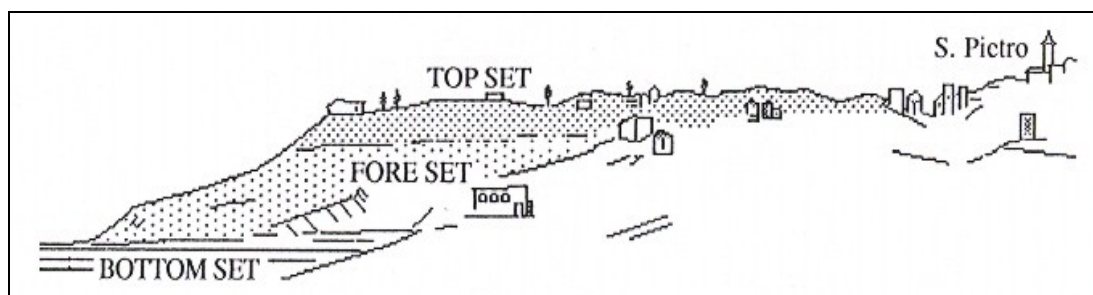


Fig. 17 – Schema del profilo longitudinale del paleo-delta di Perugia, visto da P.S. Giovanni (Cattuto & Gregori, 1988; Cattuto, Cencetti & Gregori, 1995)

In varie zone della città (ad esempio lungo scarpate stradali o di sotto alle mura storiche) sono visibili i depositi conglomeratici grossolani che, man mano che si procede dal centro di Perugia verso la sottostante pianura umbra passano, intercalandosi, a sabbie ed argille. Il profilo longitudinale caratteristico di tale apparato deltizio, dal top set al bottom set, è riconoscibile scendendo lungo il raccordo stradale Perugia-Bettolle, all'altezza della galleria dei Volumi. Le caratteristiche geo-meccaniche dei depositi conglomeratici del paleo-delta, che si presentano cementati, hanno permesso, pertanto, lo scavo delle ampie "stanze funebri" che ospitano le urne cinerarie di travertino, della famiglia Volumni (Ipogeo dei Volumni; Fig. 18).



Fig. 18 – I depositi sabbioso-conglomeratici del paleo-delta di Perugia, visibili all'interno delle tombe etrusche dell'Ipogeo dei Volumni, presso P. S. Giovanni. (Gregori, 2007; foto L. Gregori). Ipogeo dei Volumni-Soprintendenza per i beni archeologici dell'Umbria (Cencioli, 2007)

### **Idrografia e controllo strutturale**

Come accennato, dal punto di vista strutturale l'area umbra è caratterizzata da un sistema di pieghe, con vergenza orientale, disposte grossomodo in senso meridiano, separate da strette sinclinali, spesso mal definite, prodotte durante la fase compressiva della tettonica mio-pliocenica.

La rete drenante in Umbria segue l'evoluzione tettonica e morfologica del territorio e si presenta con un *pattern* a grande scala angolare, controllato dalle vicende tettoniche e da fattori strutturali.

Il deflusso è stato fortemente condizionato dalla genesi ed evoluzione delle depressioni tettoniche per cui spesso il tracciato fluviale ha seguito le linee delle fratture bordiere delle depressioni e le discontinuità dei *joints* che le intercettano trasversalmente. Il *pattern* assume, così, un andamento segnato da brusche variazioni nella direzione di deflusso (gomiti), ed il disegno finale è quasi sempre riconducibile allo stesso modello, costituito da tratte fluviali parallele agli assi strutturali, entro le conche intermontane, con tratte spesso profondamente incise attraverso le strutture (Gola

del Forello presso Todi). Il reticolo idrografico del bacino del Tevere e della valle Umbra, si è formato seguendo questo modello evolutivo, raggiungendo l'attuale configurazione, solo dopo il vuotamento delle ultime paludi, avvenuto in epoca storica (il Lago di Assisi era piuttosto esteso ancora in epoca romana; Cattuto *et alii*, in AAVV., 1994).

### **Manifestazioni vulcaniche**

Nell'estremo lembo sud-occidentale dell'Umbria, infine, sono presenti le rocce vulcaniche legate alle eruzioni dell'apparato di Bolsena; queste rocce oltre a segnare uno straordinario evento geologico e morfologico hanno permesso, attraverso i successivi fenomeni di erosione, la genesi di scenografici morfotipi strutturali. Il rilievo isolato su cui è ubicata la città etrusca di Orvieto costituisce, infatti, il risultato di fenomeni gravitativi e di "morfoselezione" sui depositi piroclastici, che hanno isolato la "mesa" dall'Altipiano di Alfinia di cui faceva parte, come propaggine più settentrionale delle colate piroclastiche dell'apparato Vulsino, messe in posto (a partire da circa 800.000 fa; Giacomelli & Scandone, 2002) al di sopra delle argille marine.

Processi morfogenetici fluviali e/o fenomeni gravitativi, più o meno spinti e prolungati nel tempo, hanno permesso il graduale crollo e demolizione della cornice della copertura tufacea, isolando la più ridotta superficie strutturale di Orvieto (Fig.18).



Fig. 19 - Lo skyline della mesa di Orvieto, isolata da processi gravitativi e fenomeni di morfoselezione, dal Plateau Alfinio. Al di sopra della superficie strutturale svetta il profilo del famoso Duomo di Orvieto (foto L. Gregori).

### **Geomorfositi e Geoturismo**

La storia geologica dell'Umbria, pertanto, si evince dalle caratteristiche geologiche, ma specialmente, da quelle geomorfologiche del paesaggio. Come già accennato, i processi morfogenetici hanno modellato su litotipi molti diversi, particolari evidenze morfologiche che, sia a grande che a piccola scala, possono assumere il ruolo di geomorfositi. Le grandi depressioni intermontane ad esempio, come quella dei Sibillini hanno un ruolo scientifico e un impatto scenico comparabile con gli spettacolari calanchi di Ficulle, i *Mortari* del Subasio o la mesa di Orvieto.

Le “*singolarità geologiche-geomorfologiche*” presenti e numerose nel territorio umbro e, identificate come Geositi e/o Geomorfositi (Panizza & Piacente, 2002a, b; Panizza & Piacente, 2003; Gregori, 2005; Gregori & Troiani, 2005; Gregori *et alii*, 2005) rappresentano, pertanto, i “valori aggiunti” alla fruizione turistica e culturale della regione sotto il profilo scientifico e geoturistico.

### **La Successione dei terreni in Umbria**

Nel territorio umbro affiorano le formazioni prevalentemente calcaree della “*Serie Umbro-Marchigiana*” e ne vengono brevemente richiamati i caratteri salienti:

#### **Successioni di piattaforma dal Trias al Lias Inferiore**

Le rocce più antiche nell’Appennino umbro-marchigiano appartengono al Trias superiore e sono rappresentate dalle

- *Anidriti del Burano* e dalla *Formazione del M. Cetona*. Le anidriti erano visibili in affioramento in località Cenerente (*Calcare Cavernoso del M. Malbe*) presso una cava di gesso poi utilizzata come discarica di inerti e oggi tombata. Affiora come alternanze di gesso e dolomia o come brecce calcaree residuali (*Calcare cavernoso di M. Malbe*).

- La formazione del *Cetona* (*Calcari a Rhaeticula contorta*; affiora a M. Malbe e ai M. Martani) è seguita dal *Calcare Massiccio* costituito da calcari micritici di colore grigio-biancastro, corrispondenti ad un ambiente di piattaforma di acqua bassa, disposti generalmente in banchi molto potenti (es. al Sasso di Pale) con aspetto appunto massivo e questo litotipo costituisce l’ossatura delle strutture appenniniche umbre realizzando il paesaggio caratteristico dell’Umbria orientale.

#### **Le successioni pelagiche del Giura**

- *Corniola*, costituita da calcari micritici, di ambiente pelagico, colore grigio-avana con stratificazione decimetrica (20-40cm) netta e regolare.

*Marne di M. Serrone/Rosso Ammonitico*, calcareniti e calcilutiti marnose che, verso l’alto, passano a marne ed argille rossastre e lembi di *Rosso Ammonitico*, parzialmente eteropico con le *Marne di M. Serrone*, che talvolta lo possono sostituire totalmente (Pialli, 1969), è costituito da marne e marne argillose rossastre (con intercalazioni carbonatiche) ricche in fossili, Ammoniti che abbondano nella formazione e facilmente visibili in campagna.

*Calcari a Posidonia*, formazione di calcari micritici rosati, con componente marnosa prevalente verso il basso, caratterizzati dalla presenza di lamellibranchi fossili (*Posidonia*). Sia alla base, sia al tetto si possono trovare intercalazioni detritiche e banconi di calcareniti.

- *Calcari Diasprigni* e *Calcari ad Aptici*, calcari e calcari marnosi sottilmente stratificati, di colore grigio-verde, con selce policroma.

#### **Successioni pelagiche dal Creta al Paleocene.**

La formazione della *Maiolica*, risale al Cretaceo ed è costituita da calcilutiti biancastre, ben stratificate, con liste e noduli di selce scura. Verso l’alto sono frequenti sottili intercalazioni di peliti scure che segnano il passaggio alla formazione sovrastante.

- *Marne a Fucoidi*, costituite da marne ed argille marnose di vario colore e, subordinati livelli di calcari e calcari marnosi.

- La formazione della *Scaglia s. l.*, comprende la potente pila stratificata di calcari e/o calcari-marnosi e viene distinta in *Sc. bianca* (in basso, rappresentata da calcari micritici biancastri, ben stratificati, con intercalati livelletti di selce nera; nella parte alta è presente il “Livello Bonarelli” costituito da argilliti, siltiti nere) e *Sc. rossa* (in alto rappresentata da calcari micritici rosati e rossi con intercalazioni di marne e di selce, con stratificazione sottile e regolare). Il paesaggio naturale e antropico umbro, in particolare quello del M. Subasio e Assisi, è legato a questo litotipo calcareo ed al suo colore.

- *Scaglia variegata* come calcari marnosi e marne stratificate.

*Scaglia cinerea*, costituita da calcari marnosi e marne (che tendono a divenire prevalenti verso l’alto) sottilmente stratificati, con intercalazioni di argilliti fogliettate, di colore grigio o grigio-verdastro.

### **Miocene**

- *Bisciaro*, marne alternate a calcari marnosi di colore grigio e grigio-verdastro ben stratificati. Nella parte inferiore della formazione sono localmente presenti selce nera e livelli di cineriti.

- *Marnoso-arenacea*, conclude la sedimentazione mesozoico-terziaria e consiste in un’associazione pelitico-arenacea con rare intercalazioni di calcari.

Le rocce arenacee della Formazione Marnosa Umbra e Formazione Marnoso-Arenacea sono differenziate in Successione Umbra o dell’Umbria occidentale che si rileva nell’Alta valle umbra e tra Todi e Corbara; Successione Centro-Umbra tra il F. Tevere e la pianura di Gubbio; Successione Eugubina o dell’Umbria orientale.

Le formazioni fin’ora descritte costituiscono l’*ossatura* del territorio (*bedrock*) localmente coperto e/o mascherato da depositi clastici continentali di età plio-pleistocenica.

Da questo periodo, la storia geologica dell’Umbria passa da ambiente prevalentemente marino a continentale.

### **Pliocene e Pleistocene -Quaternario**

- *Depositi marini* della serie pliocenica di Argille di Fabro; sabbie a Flabelliopecten; Conglomerato di Città della Pieve.

- *Depositi colluviali*, sono frequenti su gran parte dei versanti e spesso sfumano nello strato d’alterazione superficiale.

- *Depositi eluviali (Terra rossa)*, presenti nelle ampie depressioni o nelle piccole conche di prevalente natura carsica

- *Detrito di falda*, presente al piede dei versanti più acclivi in coltri di spessore variabile, talora considerevole. Si tratta di frammenti rocciosi a spigoli vivi, di taglia centimetrica, in una matrice rossastra talora prevalente, localmente cementati.

Al piede dei versanti sono presenti i con di detrito che raccordano i rilievi ai fondovalle come quelli lungo il versante occidentale del M. Subasio e delle strutture appenniniche in genere.

- *Conoidi di deiezione*, accumuli frequenti in tutta l’area umbra e che, in alcuni casi, assumono un ruolo morfogenetico e morfologico molto significativo.

- *Depositi fluvio-lacustri e lacustri e/o palustri* sono i sedimenti, tipici delle aree depresse e delle “conche intermontane”, riferiti al Plio-Pleistocene e costituiti da limi sabbiosi con orizzonti di ghiaie e conglomerati.

- *Alluvioni recenti*, depositi incoerenti, generalmente di taglia granulometrica medio-grossolana, limitati alle aree golenali dei corsi d’acqua principali.

- *Travertini*, rocce carbonatiche continentali, disposte in letti e/o in banchi, in parte litoidi e in parte incoerenti alternati con limi calcarei, frequenti sull’intero territorio (dai travertini di S. Sabina presso Perugia, a quelli della Cascata delle Marmore e del salto, alto circa 200 m, che il F. Menotre forma presso l’abitato di Pale e infine, i travertini di Acquasparta e Grotti S. Terenziano, nella catena dei M. Martani).

## BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1994) – *Guide Geologiche Regionali.15 Itinerari. Appennino Umbro-Marchigiano*. Soc. Geol. Italiana, BE-MA Editore, 301pp.
- AMBROSETTI P., FARAONE A., GREGORI L. (1987) - *Pietrafitta: un museo di paleontologia in Umbria*. Museologia Scientifica, IV, 81-2, 99-118, 16 ff.
- AMBROSETTI P., CATTUTO C., GREGORI L. (1989) -*Lineamenti geomorfologici dell'area a sud del L. Trasimeno: bacino di Tavernelle/ Pietrafitta*. Il Quat., 2, 57-64, 1 tav.f.t.
- AMBROSETTI P., BASILICI G., GENTILI S., BIONDI E., CERQUAGLIA Z., GIROTTI O. (1992) - *La foresta fossile di Dunarobba*. A cura di Z. Cerquaglia, Ediart, 90pp., 48ff.
- BARCHI M.R., PAOLACCI S., PAUSELLI C., PIALLI G. & MERLINI S. (1999) - *Geometria delle deformazioni estensionali recenti nel bacino dell'Altavall Tiberina fra S. Giustino Umbro e Perugia: evidenze geofisiche e considerazioni geologiche*. Boll.Soc. Geol. It. 118, 617-625, 6ff.
- CATTUTO C., GREGORI L. (1988) - *Il colle di Perugia: note di geologia, idrogeologia e geomorfologia*. Boll. Soc. Geol. Ital. 107, 131-140, 7 ff.
- CATTUTO C. CENCETTI C.& GREGORI L. (1992) - *Il Plio-Pleistocene nell'area meridionale del bacino del F.Tevere: possibile modello morfotettonico*. Studi Geol. Camerti, 1, p.103-108, 3ff, 1 tav.f.t.
- CATTUTO C. CENCETTI C.& GREGORI L. (1995) – *Guida all'escursione Perugia-Spoleto-Todi-Orvieto*. Perugia 27-29 Aprile, 1995, 16pp.
- CATTUTO C., CENCETTI C., FISAULI M. & GREGORI L. (1995) - *I bacini pleistocenici di Anghiari e Sansepolcro nell'alta valle del F.Tevere*. Il Quaternario, 8, 119-128.
- CATTUTO C. GREGORI L. (2007) – *Evoluzione geomorfologica del Lago Trasimeno*. Convegno AIGEO in memoria di A. Biancotti, Torino, marzo, 2007.
- CATTUTO C. GREGORI L., RAPICETTA S., BIZZARRI C., GIONTELLA C. & STOPPONI S. (2002) - *GIS e geoarcheologia in località Campo della Fiera presso Orvieto (TR)*. Atti della 6<sup>a</sup> Conferenza Naz. ASITA - Geomatica per l'ambiente, il territorio e il Patrimonio Culturale. 2, 705-714, 9ff.
- CATTUTO C., GREGORI L., MELELLI L., TARAMELLI A. & BROSO D. (2005) – *I conoidi nell'evoluzione delle conche intermontane umbre*. Geogr. Fis. Dinam. Quatern. Suppl. VII, 2005, 89-95, 3ff.
- CENCETTI C. (1990) - *Morfogenesi fluviale, tettonica ed evoluzione del paesaggio appenninico nel Plio-Pleistocene*. Tesi di Dottorato di Ricerca - Dipartimento di Scienze della Terra / II Ciclo Quadriennale.
- CENCIAIOLI L: (2007) – *Ipogeo dei Volumni. Necropoli del Palazzone. Il banchetto degli etruschi*. Ministero per i beni e le attività culturali, Soprintendenza per i beni archeologici dell'Umbria. Tip. S.L.M. P.te Valleceppi Pg, 30pp.
- GIACOMELLI L. & SCANDONE R. (2002) - *Vulcani e eruzioni*. Pitagora Editrice, Bologna, 278pp.
- GIRELLI L. (2004) - *Le aree carsiche di Monte Nerone, Corno di Catria e Monte Cucco (App. Umbro-Marchigiano): morfogenesi e ricostruzione paleoambientale*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Geologia Applicata e Geomorfologia, Università di Perugia, XVII Ciclo.
- GREGORI L. (1988) - *Il Bacino di Bastardo: genesi ed evoluzione nel quadro della tettonica recente* Boll. Soc. Geol. It., 107, 141-151.
- GREGORI L. (1989) - *Evoluzione paleogeografia del territorio umbro alla confluenza Tevere-Nestore (bacini di S. Fortunato e di Ripalvella)*. Geogr.Fis. e Dinam. Quat.,12 (2), 117-130,1tav.f.t.
- GREGORI L. (1990) - *Geomorfologia e neotettonica dell'area di Colfiorito (Umbria)*. Geogr. Fis. e Dinam. Quat., 13, 43-52, 4ff., 1 tav.f.t.
- GREGORI L. (2005) - *Il Lago Trasimeno: dalla carta storica al DEM*, Boll.Ass. Ital. di Cartografia, n.123-124, 69-95.
- GREGORI L. (2007) – *Hypogeum of the Volumni (Perugia-Umbria): a collaboration between liberal art and science*. Rimini, Geoitalia 2007, Epitome 2, 410-411. ISSN 1972-1552.
- GREGORI L. & FAMIANI F. (2007) – *Il Geosito di Dunarobba: occasione scientifica e geoturistica*. Atti del Convegno Naz. di G & T, marzo 2007.
- GREGORI L., MELELLI L., RAPICETTA S. & TARAMELLI A. (2005) - *Principal Geomorphosites in Umbria Region*. Il Quaternario, Vol. speciale a cura di Piacente & Coratza, Geomorph. Sites and Geodiversity, 18, 1, 93-101.
- GREGORI L.& TROIANI C. (2005) – *La cascata delle Marmore (Terni/Umbria): storia ed evoluzione di un "geomorfosito"*. Boll. Ass. Italiana Cartografia, 123-124, 69-95.
- JACOBACCI A., BERGOMI C., CENTAMORE E., MALATESTA A., MALFERRARI N., MARTELLI G., PANNUZZI L.& ZATTINI N. (1970) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, alla scala 1: 100.000. Fogli 115 "Città di Castello" 122 "Perugia" 130 "Orvieto"*. Servizio Geologico d'Italia. 151pp.
- PIALLI G. (1969) - *Un episodio marnoso del Lias superiore nel Bacino Umbro-marchigiano: le marne di M. Serrone*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 78, 1-23 pp., 9 ff.
- LOTTI B. (1926) - *Descrizione geologica dell'Umbria*. Mem. Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 21, 320 pp., 65 ff., 6 tavv., 2 carte.
- MATTIOLI B. (1971) - *Fenomeni speleogenici nei travertini di Marmore*. L'Universo.

- PANIZZA M. PIACENTE S (2002a) - *Geositi nel paesaggio italiano. ricerca, valutazione e valorizzazione. un progetto di ricerca per una nuova cultura geologica*. Geologia dell' Ambiente, SIGEA, (2) 2002, 3-4.
- PANIZZA M. PIACENTE S. (2002b) - *The geomorphosites between scientific research, cultural integration and artistic suggestion*. Workshop Geomorphological sites: research, assessment and improvement, Modena (Italy) 19 -22 June 2002.
- PANIZZA M. & PIACENTE. (2003) - *Geomorfologia culturale*. Pitagora Editrice Bologna, 350pp.
- VENTURI F. & ROSSI S. (2003) – *Subasio. Origine e vicende di un monte appenninico*. Tipolito Properzio snc, Assisi/PG, 112pp.