

A. COSTANTINI (*), R. MAZZANTI (**), F. SANDRELLI (*)

LA VAL D'AMBRA, APPENDICE DEL LAGO DEL VALDARNO SUPERIORE NEL PLEISTOCENE MEDIO E ATTUALE PUNTO DI CONTATTO INCERTO NELLO SPARTIACQUE TRA I BACINI DELL'ARNO E DELL'OMBRONE

Riassunto - Presentiamo i risultati di una ricognizione speditiva nella Val d'Ambra nel Valdarno superiore eseguita nell'intento di precisarne gli aspetti geomorfologici. Infatti questa valle presenta molte peculiarità:

- è nettamente suddivisibile in un ramo superiore, di Montebenichi a deflusso verso SW e aspetto «giovanile» e in un ramo centro-inferiore, di Ponticelli, a deflusso verso NE e aspetto «maturo»;

- il raccordo tra questi due rami avviene presso il Castello di Montalto con un braccio di cattura di 180° in corrispondenza della Sella di Rigo-Coggia dello spartiacque tra Ambra (tributaria dell'Arno) e Ombrone;

- la Sella di Rigo-Coggia originariamente è appartenuta alla valle dell'Ambra di Ponticelli e mostra la peculiarità di essere riempita dai sedimenti a quota maggiore sia del Pliocene inf. e medio marino e di transizione, verso SW, sia da quelli del Pleistocene medio palustre-fluviale, verso NE; essa fu dunque limite massimo della trasgressione dei primi verso NE e dell'espansione dei secondi verso SW all'interno della valle che ovviamente preesisteva.

La Val d'Ambra si presenta quindi come una località ideale nella ricerca dei relitti dell'idrografia precedente alle strutture distensive di grande componente verticale, databili in Toscana a partire dal Miocene sup.

Parole chiave - Geomorfologia, Rete idrografica, Valdarno superiore.

Abstract - *The Ambra Valley: an appendix of the Middle Pleistocene Upper Valdarno lake and present unstable part of the Arno basin - Ombrone watershed.* The results of geomorphologic fieldwork in the Ambra Valley (Upper Valdarno) are here presented.

We have chosen this area because it displays the following peculiarities:

- it can be sharply divided in a southwestward flowing upper branch at a youth stage (Montebenichi branch), and a northeastward flowing central-lower branch at a mature stage;

- the junction between these two branches occurs in the vicinities of Montalto Castle, through a diversion angle of 180° in correspondance of the Rigo-Coggia saddle which is located along the Ambra (tributary of the Arno river)- Ombrone watershed;

- the Rigo-Coggia saddle was originally part of the Ponticelli Ambra Valley; it displays lower-middle Pliocene marine to transitional deposits on the southern side, and Middle Pleistocene swamp to fluvial deposits on the northeastern side; during early-middle Pliocene hence the Rigo-Coggia saddle represented the maximum transgression boundary of the first toward northeast, whereas during Middle Pleistocene it was the southwestern edge of the expansion of the Valdarno lake along the preexisting valley.

The Ambra Valley therefore is the ideal location for further studies on the relicts of hydrographic features predating the extensional structures with high vertical throw, which in Tuscany are Late Miocene to Pleistocene in age.

Key words - Geomorphology, Drainage Network, Upper Valdarno.

LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI DELLA VAL D'AMBRA

Lo spartiacque tra i bacini fluviali dell'Arno e dell'Ombrone, in genere ben delineato per la presenza delle dorsali a direzione appenninica del Chianti e di Monte San Savino - Monte Cetona, appare invece incerto in corrispondenza dell'intersezione con la valle ad esso trasversale del Torrente Ambra. Qui si verifica un insellamento delle quote di circa 200 m e sono presenti due netti bracci di cattura che deviano le acque dell'Ambra nel Valdarno e quelle del Rio Coggia nella Valle dell'Ombrone (Fig. 1).

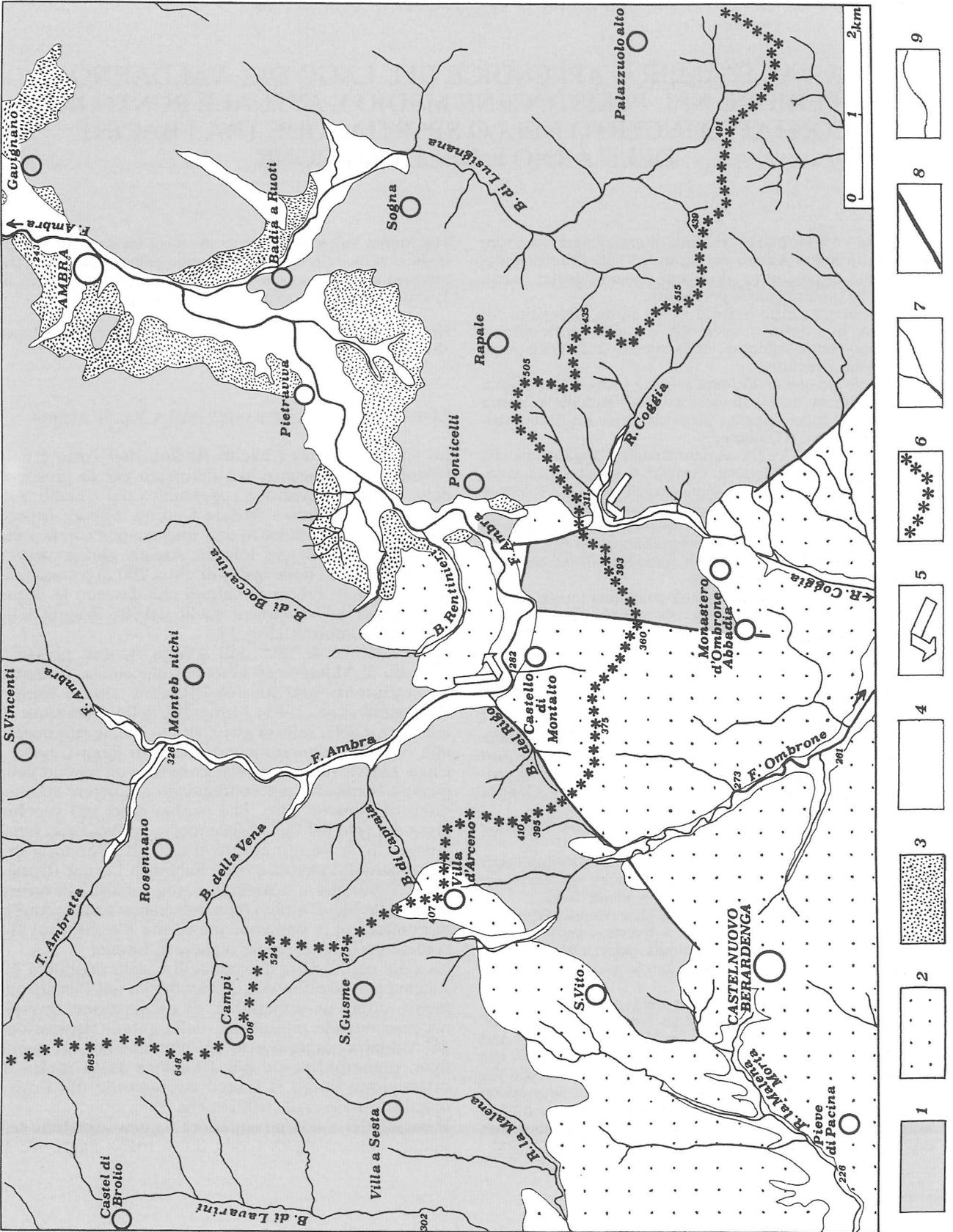
La deviazione di 180° dell'Ambra avviene presso il Castello di Montalto in alluvioni oloceniche incassate su sedimenti marini del Pliocene inf. e medio (Costantini *et al.*, 1987) 1 km a NE dello spartiacque di cui sopra e della sella di quest'ultimo che, in riferimento alla Figura 1, denominiamo «Sella di Rigo-Coggia». Circa 2 km a valle di questa deviazione all'altezza della località Ponticelli, pur continuando a scorrere su alluvioni oloceniche (Fig. 1) l'Ambra entra nel vecchio alveo del lago del Pleistocene medio del Valdarno superiore. Ciò è documentato dagli affioramenti dei Ciottolami di Laterina e delle Sabbie di Levane (Bossio *et al.*, 1992) che si trovano in destra e sinistra di questo tratto della Val d'Ambra (che indichiamo come «Ambra di Ponticelli»), a direzione prevalente SW-NE fino alla confluenza in Arno presso il paese di Levane.

La valle dell'Ambra di Ponticelli è stata raggiunta dal sistema palustre-fluviale di Monticello nel Pleistocene medio come un'appendice, di escavazione fluviale necessariamente precedente, della grande depressione del Valdarno superiore in sprofondamento, in quella fase, principalmente per l'attività della faglia di distensione lungo il fianco occidentale del Pratomagno (Bossio *et al.*, 1992) (Fig. 2).

Il bacino del Valdarno superiore ha una superficie terminale conservata in lembi più o meno ampi, fra le

(*) Dipartimento di Scienze della Terra - Siena.

(**) Centro di studio per la Geologia strutturale e dinamica dell'Appennino, C.N.R. - Pisa.



quote di 280 e 260 m, corrispondenti al tetto del sistema palustre - fluviale di Monticello. Quest'ultimo nella valle dell'Ambra di Ponticelli raggiunge la quota massima di 293 m presso il Pod. Poggigiobbi, 1 km a Nord di Ponticelli, e presenta uno spessore di non più di 20 m in corrispondenza dell'asse centrale, (Merla e Abbate, 1967), come ben evidenziato dalla presenza, sul Macigno del substrato, della base dei Ciottolami di Laterina a quota 283 presso Ponticelli.

Circa 2,5 km a SW di quest'ultima località, lo spartiacque tra i bacini dell'Arno e dell'Ombrone raggiunge la quota minima di circa 360 m in corrispondenza della Sella di Rigo-Coggia, occupata in quel punto da sedimenti del Pliocene inf. e medio (Fig. 1). La differenza di quota tra il punto più alto di affioramento di depositi del Gruppo di Monticello e il punto inferiore di questo spartiacque nella zona è quindi di ben 67 m, per cui è inammissibile che la valle dell'Ambra di Ponticelli possa avere ospitato un emissario del Valdarno superiore secondo quanto ipotizzato in passato da alcuni Autori. Del resto questa ipotesi è già stata smentita da Sestini (1939), sulla base del fatto che i sedimenti del «lacustre villafranchiano» (attualmente attribuiti al Gruppo di Monticello e quindi da considerarsi più recenti del Villafranchiano) appaiono sovrapposti ai sedimenti marini pliocenici, per cui è evidente che gli strati del bacino valdarnese si sono depositi quando il mare si era già ritirato dall'attuale valle dell'Ombrone, in seguito a movimenti tettonici iniziati alla fine del Terziario. Anzi, i depositi del Pliocene inf. e medio che riempiono la valle dell'Ambra tra Ponticelli e il Castello di Montalto ed oltre, fino allo spartiacque attuale tra i bacini dell'Arno e dell'Ombrone, vanno considerati come l'ostacolo che ha impedito il riversarsi nel bacino dell'Ombrone alle acque del sistema palustre-fluviale di Monticello nella loro risalita, durante il Pleistocene medio, nella valle dell'Ambra di Ponticelli fino nei pressi di quest'ultima località.

Conseguenza importante della considerazione di cui sopra è che il tratto dell'Ambra a monte di Ponticelli è stato catturato dal tratto a valle di questa località non prima del Pleistocene medio. Solo verso la fine o dopo quest'ultimo intervallo cronologico e verosimilmente durante una fase di forte incremento erosivo dei corsi d'acqua corrispondente ad un anaglaciatale (Anaglaciatale di Würm I?), l'Ambra di Ponticelli può avere inciso i depositi del Gruppo di Monticello ed essere giunta ad intaccare anche i sottostanti depositi del Pliocene inf. e medio fin sotto la località dove è stato costruito il Castello di Montalto. In questa località, l'Ambra passa dalla direzione NE-SW, con verso di scorrimento a SW, alla direzione SW-NE, con verso di scorrimento a NE, secondo un braccio di cattura di ben 180°. Il tratto a monte del Castello di Montalto, che indichiamo come «Ambra di Monteбенichi», secondo questo modo di vedere è stato indipendente dall'Ambra di

Ponticelli almeno fino a gran parte del Pleistocene medio. E visto che i depositi del Pliocene inf. e medio intorno al Castello di Montalto sono in prevalenza costituiti da un conglomerato molto grossolano, riteniamo probabile che essi corrispondano ad un delta attraverso il quale l'Ambra di Monteбенichi scaricava i suoi materiali direttamente nel mare che lambiva il piede occidentale della dorsale del Chianti.

Il Torrente Ambra attualmente nasce dal Monte Luco (834 m) nella dorsale del Chianti, incide gli strati del Macigno e della Scaglia del Dominio Toscano per circa 5 km fino al Molino della Macinaia, a quota 334, a valle del quale scorre sempre nelle sue alluvioni. I fianchi della valle sono nel Macigno e nella Scaglia fino alla confluenza col Borro Rigo (Fig. 1), che avviene a quota 286 dopo un percorso dell'Ambra di circa 4,5 km a partire dal punto precedente; nei depositi del Pliocene inf. e medio da quest'ultima confluenza fino a circa 500 m a WSW di Ponticelli dove l'Ambra raggiunge quota 274 dopo un percorso di circa 2 km dal punto precedente; nel Macigno o nei depositi del Gruppo di Monticello del Pleistocene medio da quest'ultima località fino 2 km a valle di Levane dove l'Ambra si getta in Arno in corrispondenza della quota 155 dopo un percorso di circa 20 km dal punto precedente.

La lunghezza totale dell'Ambra è quindi di circa 31,5 km, dei quali 10,5 spettano all'Ambra di Monteбенichi e 21 all'Ambra di Ponticelli. Nella prima la pendenza media è del 5% mentre nella seconda è dello 0,6%.

L'Ambra di Monteбенichi traversa una valle piuttosto stretta in un paesaggio relativamente rupestre; riceve i suoi affluenti principali sulla destra: il Torrente Ambretta, il Borro della Vena (entrambi a direzione appenninica), il Borro di Capraia e il Borro del Rigo (entrambi a direzione antiappenninica).

La valle dell'Ambra di Ponticelli ha un aspetto molto diverso per la presenza, oltre di un più largo fondo alluvionale, dei depositi del Gruppo di Monticello. Questi ne addolciscono i profili trasversali al di sopra dei fondi piatti alluvionali con due fasce, a questi laterali, nelle quali affiorano con superfici subpianeggianti al di sotto delle zone più alte di affioramento del Macigno. Ma anche in corrispondenza di queste ultime, in genere i versanti non sono molto ripidi di modo che la valle ha profili trasversali piuttosto larghi e con pendenze dolci. Gli affluenti di destra più importanti sono il Borro di Lusignana, il Borro dell'Asciana e il Torrente La Trove. Tutti presentano nel tratto inferiore i depositi del Gruppo di Monticello e quindi la loro escavazione è anteriore al Pleistocene medio, quando furono inondati dal sistema palustre-fluviale attivo in quell'intervallo cronologico. Gli affluenti di sinistra più significativi sono il Borro Rentinieri, che ha una valle per più della metà scavata nei depositi marini del Pliocene inf. e medio e che incontra quelli del sistema

Fig. 1 - Carta geomorfologica schematica dell'alta Val d'Ambra fra Ambra e Monteбенichi. 1 - Sedimenti del substrato preneogenico. 2 - Sedimenti marini e di transizione del Pliocene inf. e medio. 3 - Sedimenti palustro-fluviali del Gruppo di Monticello del Pleistocene medio. 4 - Sedimenti alluvionali dell'Olocene. 5 - Bracci di cattura fluviale. 6 - Linea spartiacque tra i bacini dell'Arno e dell'Ombrone. 7 - Alvei fluviali. 8 - Faglie. 9 - Contatti stratigrafici (da Merla *et al.*, 1967 e da Costantini *et al.*, 1987).

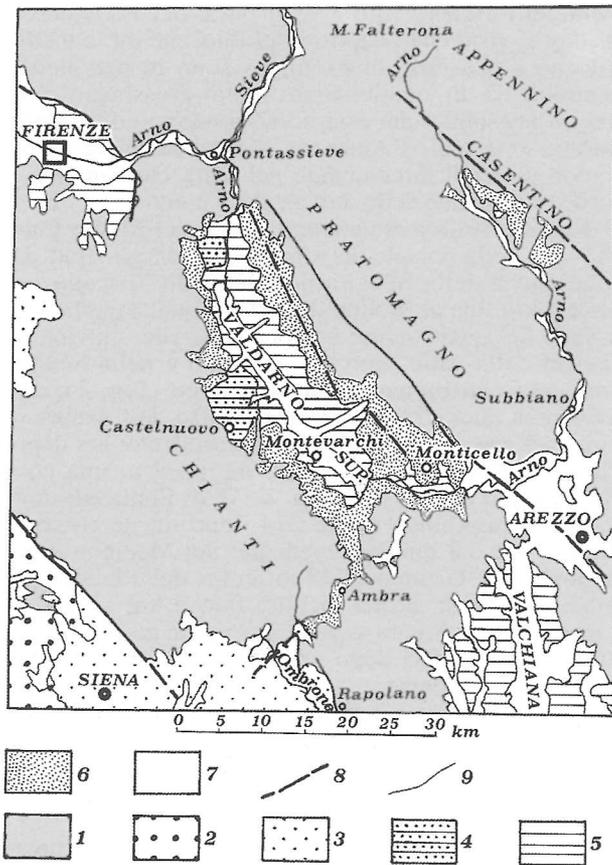


Fig. 2 - Carta geologica schematica dei dintorni della Val d'Ambra (da Bossio *et al.*, 1992 con piccole modifiche). 1 - Sedimenti del substrato preneogenico. 2 - Depositi fluvio-lacustri del Miocene sup. 3 - Depositi marini e di transizione del Pliocene inf. e medio. 4 - Depositi lacustri del Gruppo di Castelnuovo dei Sabbioni del Pliocene sup. 5 - Depositi lacustri del Gruppo di Monteverchi del Pleistocene inf. 6 - Depositi palustro-fluviali del Gruppo di Monticello del Pleistocene medio. 7 - Depositi alluvionali dell'Olocene. 8 - Faglie. 9 - Contatti stratigrafici.

palustre - fluviale solo poco prima della confluenza nell'Ambra, e il Borro di Boccarina, che ha una valle per più di due terzi incisa nel Macigno e che solo nel terzo inferiore presenta versanti scavati nei depositi del Gruppo di Monticello. Entrambe queste valli hanno i tratti superiori a scorrimento verso SW ma prima di immettersi nell'Ambra formano un'ampia curva fino a congiungersi con quest'ultima scorrendo verso NE. Poiché gli archi descritti dai corsi inferiori di questi borri sono rigorosamente paralleli a quello che l'Ambra descrive sotto il Castello di Montalto, non è improbabile che la loro formazione sia dovuta ad una causa comune e contemporanea.

In definitiva la Val d'Ambra da un punto di vista geomorfologico presenta alcune peculiarità non comuni: 1 - la sua escavazione di origine fluviale è ovviamente precedente all'impaludamento collegato all'ultimo episodio sedimentario con il quale, nel Pleistocene medio, si concludeva la vita del lago del Valdarno superiore, di origine invece chiaramente tettonica;

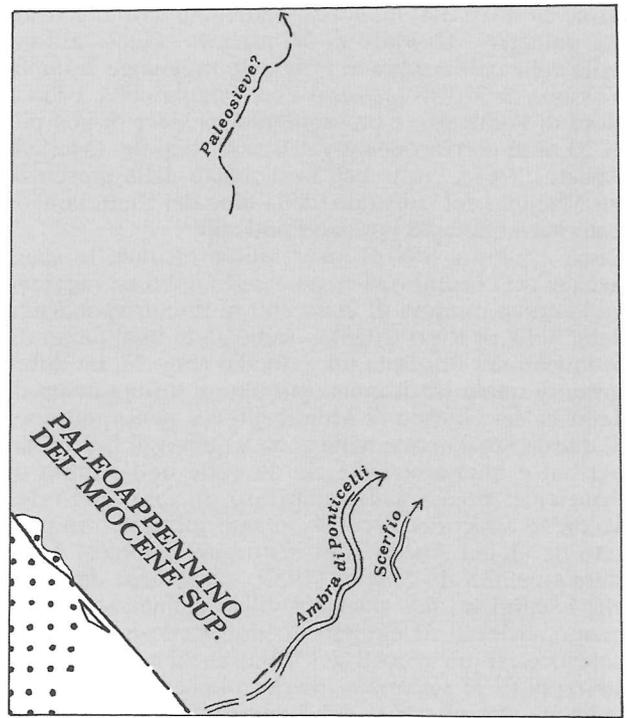


Fig. 3 - Ricostruzione paleogeografica schematica dell'area di Figura 2 nel Miocene sup.

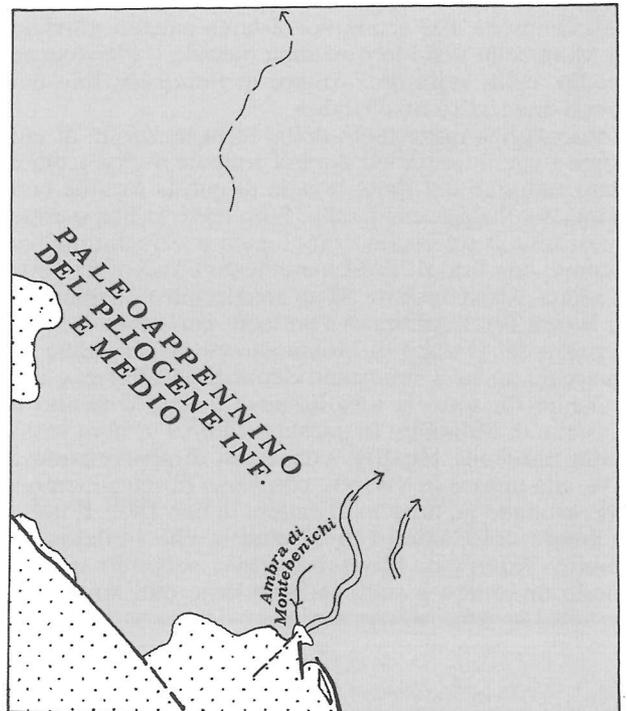


Fig. 4 - Ricostruzione paleogeografica schematica dell'area di Figura 2 nel Pliocene inf. e medio.

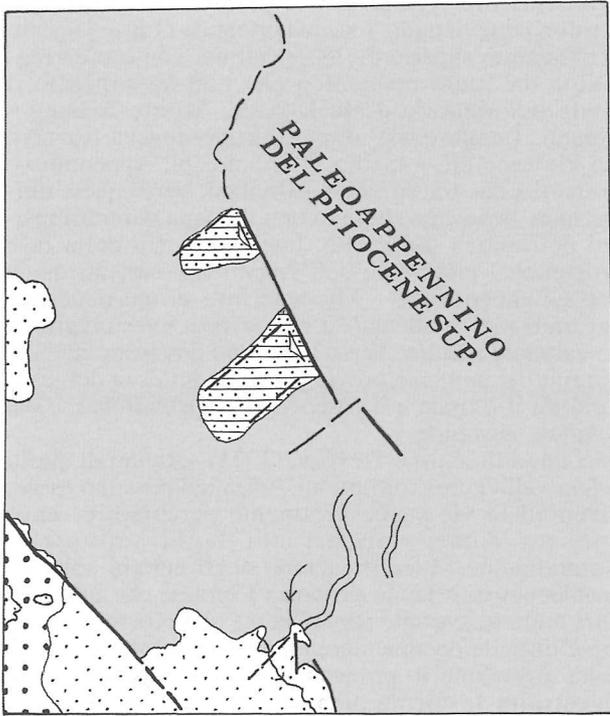


Fig. 5 - Ricostruzione paleogeografica schematica dell'area di Figura 2 nel Pliocene sup.

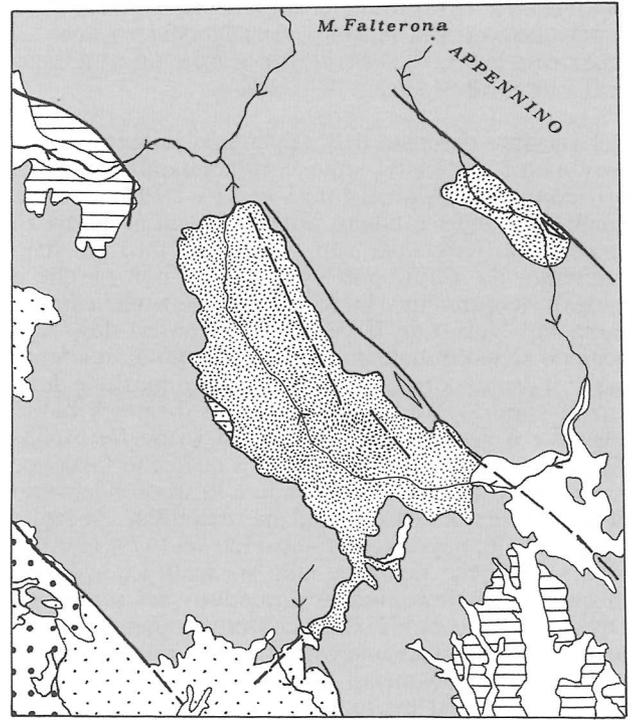


Fig. 7 - Ricostruzione paleogeografica schematica dell'area di Figura 2 nel Pleistocene medio.

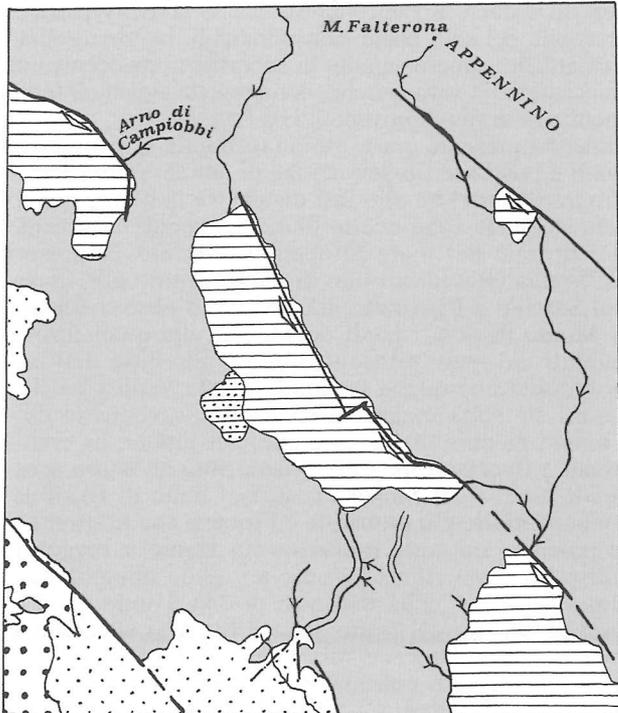


Fig. 6 - Ricostruzione paleogeografica schematica dell'area di Figura 2 nel Pleistocene inf.

2 - vi si possono riconoscere due tronconi: l'Ambra di Monteбенichi a scorrimento verso SW, con caratteristiche di torrente montano, e l'Ambra di Ponticelli a scorrimento verso NE con caratteristiche di corso maturo;

3 - i due tronconi sono raccordati da un braccio di cattura a 180°, posto quasi in corrispondenza di una linea spartiacque di notevole importanza, in quanto separa i bacini imbriferi dell'Arno e dell'Ombrone, e che si abbassa di circa 200 m a formare la Sella di Rigo-Coggia, poco più di 1 km a SW della posizione di questo braccio di cattura;

4 - la Sella di Rigo-Coggia si prolunga a NE della linea spartiacque, in quanto corrisponde alla continuazione della valle dell'Ambra di Ponticelli a SW di quest'ultima località che è un punto di grande interesse perché, ripetiamo, corrisponde al limite superiore della deposizione nella valle dei sedimenti del Gruppo di Monticello ed anche al limite superiore della deposizione nella stessa valle dei sedimenti della trasgressione marina del Pliocene inf. e medio;

5 - dalle osservazioni esposte nel punto 4 la valle dell'Ambra di Ponticelli, essendo riempita per circa 3 km da sedimenti del Pliocene inf. e medio, deve essere stata scavata prima di questo intervallo cronologico;

6 - il braccio di cattura con il quale l'Ambra di Ponticelli si è annesso il ramo di Monteбенichi è impostato su depositi del Pliocene inf. e medio e il suo sviluppo di conseguenza è posteriore.

I MOVIMENTI TETTONICI PIÙ RECENTI NELL'APPENNINO SETTENTRIONALE E IL LORO COLLEGAMENTO CON LA POSIZIONE DELLO SPARTIACQUE E CON LO SVILUPPO DELLA RETE IDROGRAFICA IN TOSCANA

Nel versante tirrenico dell'Appennino settentrionale i movimenti distensivi sono cominciati alla fine del Miocene inf. (Carmignani *et al.*, 1994; Elter e Sandrelli, 1995) e hanno interessato un'area che in precedenza (Oligocene sup. - Miocene inf.) era stata corrugata da movimenti compressivi con pieghe e falde di ricoprimento. La forte distensione che caratterizza nel Neogene il versante tirrenico dell'Appennino settentrionale porta allo sviluppo di due fenomeni: il primo corrisponde ad una delaminazione della crosta superiore ad opera di faglie dirette a basso angolo e a geometria complessa, del tipo *flat-ramp-flat*, e con estensione di almeno il 60% che favorisce lo sviluppo di dorsali; il secondo è lo sprofondamento di un sistema di fosse tettoniche, delimitate da faglie dirette ad alto angolo con estensione del 6-7% (Bertini *et al.*, 1991) che favorisce moti verticali. Lo sviluppo di questi due fenomeni è proceduto nel tempo da Ovest ad Est e non è stato contemporaneo così che ogni località è stata interessata in una prima fase dal primo e successivamente dal secondo.

In una nota sull'evoluzione della rete idrografica nell'Appennino centro-settentrionale, Mazzanti e Trevisan (1978) hanno messo in evidenza la relazione tra progressivo sviluppo verso Est della tettonica di distensione (oggi possiamo precisare della seconda fase a prevalenti movimenti verticali) e migrazione dello spartiacque appenninico con uno scatto a ogni formazione di una nuova fossa tettonica.

Secondo questo modello, gli spostamenti della fascia del crinale appenninico comportano gli spostamenti dello spartiacque principale Tirreno-Adriatico, che passa poco a monte delle faglie del bordo orientale delle fosse tettoniche, attualmente il Mugello e il Casentino apertesi per ultime, appunto a ridosso dell'area di catena. Con la migrazione verso Est dello spartiacque le strutture distensive hanno sottratto progressivamente ai fiumi, in origine fluenti verso l'Adriatico, le parti più a monte dei loro corsi. Nelle depressioni corrispondenti alle fosse tettoniche, inizialmente si sono formati dei laghi: successioni lacustri del Miocene sup. della Maremma toscana; del Pliocene sup. del I episodio lacustre del Valdarno superiore; del Pleistocene inf. del II episodio lacustre nel Valdarno superiore e del I nel bacino di Firenze, nel Mugello e nel Casentino; del Pleistocene medio del III episodio palustre-fluviale nel Valdarno superiore e del II nel Mugello e Casentino.

Queste depressioni lacustro-palustri, strette tra pilastri tettonici ad orientazione appenninica, sono state invase dal mare fin dal Messiniano sup. nell'area più occidentale ad Ovest della Dorsale Medio Toscana (Monte Pisano - Montagnola Senese - Monte Leoni) e dal Pliocene inf. nell'area centro-toscana fino, alla Dorsale Monte Albano - Chianti (Bossio *et al.*, 1993). Con il Pliocene medio inoltrato il generale sollevamento epirogenetico portava all'emersione di tutta l'area della Toscana occidentale e centrale mentre al

Pliocene sup. risalgono le prime indicazioni di sprofondamenti nella Toscana orientale (I fase lacustre del Valdarno superiore). Quest'ultima non è stata raggiunta dal mare neogenico che non ha superato il piede occidentale della Dorsale Monte Albano - Chianti. Lungo quest'ultima dorsale doveva trovarsi, nel Pliocene inf. e medio, il crinale dell'Appennino e lo spartiacque tra Tirreno e Adriatico. Verso quest'ultimo mare dovevano fluire i corsi d'acqua dei tratti residui dell'antica idrografia, installatasi fin dalla fase orogenetica principale dell'Appennino settentrionale nell'Oligocene sup. - Miocene inf., ormai decurtata dei tratti più occidentali e che doveva aver raggiunto un carattere maturo. Verso il Tirreno dovevano gettarsi torrenti dal percorso breve, per la ristrettezza del territorio tra il litorale e il paleocrinale appenninico, e dal carattere giovanile.

Secondo Mazzanti e Trevisan (1978) «Alcuni di questi solchi vallivi così sottratti all'Adriatico possono essere diventati le vie successivamente percorse in senso opposto come emissari dei laghi tettonici... Naturalmente l'identificazione degli antichi solchi è problematica; è facile proporre l'ipotesi che questo o quel tratto trasversale appartenesse alla rete miocenica, ma è difficile documentare tale affermazione. Le difficoltà dipendono in primo luogo dalla impossibilità di ricostruire le forme precedenti alla fase tettonica distensiva; inoltre, nella complicata storia geologica e morfologica del versante tirrenico, bisogna tener conto della trasgressione del mare pliocenico... Con la regressione testimoniata dalle classiche «sabbie gialle» la rete di depressioni invasa dal mare pliocenico riemerse in forma di superficie pianeggiante (con varie deboli inclinazioni) creata dai sedimenti argillosi e sabbiosi deposti durante il Pliocene. Su questa nuova superficie si stabilì, nei suoi lineamenti principali, la rete idrografica attuale; rimase sepolta la superficie precedente col tracciato delle valli antiche, comprese le eventuali testimonianze di fiumi provenienti da Ovest».

Tenendo presente quest'ultima difficoltà le zone nelle quali è possibile l'osservazione di antichi relitti dell'idrografia anteriore alle fasi distensive dell'Appennino settentrionale sono quelle immediatamente ad oriente del litorale del mare pliocenico toscano. Mazzanti (1988) ha individuato uno di questi relitti nella stretta del Serchio a Ripafratta, tra i Monti d'oltre Serchio e il Monte Pisano, i piedi occidentali dei quali furono lambiti dal mare pliocenico. Ciò sulla base dell'impossibilità che quella profonda stretta valliva tra due monti sia stata incisa da un fiume proveniente dall'ampia pianura di Lucca e che, per giunta, ha continuato a riversarsi in Arno almeno fino al Würm scorrendo ad Est del Monte Pisano nel ramo di Bientina. Dunque molto più probabile è l'ipotesi che la stretta di Ripafratta sia stata incisa da un fiume a vergenza adriatica e sia rimasta come un alveo abbandonato dopo l'innesco della tettonica di distensione che l'avrebbe privata del tratto superiore; solo successivamente, nel Pleistocene sup. le acque del Serchio, che intanto avevano colmato la depressione di Lucca, avrebbero raggiunto e iniziato a percorrere questo paleoalveo in senso inverso a quello delle acque che lo modellarono.

Sempre allo scopo di rintracciare tratti residui della antica rete idrografica miocenica, Mazzanti (in stampa) espone l'ipotesi dell'esistenza di una soglia, verosimilmente di erosione fluviale, nel sottosuolo della pianura olocenica del Valdarno inferiore, tra il Monte Pisano e i Monti di Casciana Terme. Gli argomenti a sostegno di questa ipotesi provengono dalle stratigrafie di tre sondaggi profondi di quell'area (Ghelardoni *et al.*, 1968) che non hanno incontrato i gessi del Messiniano sup., e dalla presenza di ciottoli di provenienza dal Calcere cavernoso del Trias sup., verosimilmente del Monte Pisano, in conglomerati del Messiniano sup. del bacino della Val di Tora (Bartolini *et al.*, 1975). Questa soglia sarebbe stata sommersa solo durante l'ultima fase sedimentaria del Messiniano sup., nella quale si deposero i sedimenti della facies detta di «lago-mare» (Bossio *et al.*, 1993).

Da quanto esposto in precedenza la Val d'Ambra di Ponticelli presenta tutti i requisiti per venire considerata un tratto residuo dell'antica idrografia Adriatico-vergente miocenica, le cui acque sono finite nel sistema lacustre del Valdarno superiore solo dopo che lo spartiacque Tirreno-Adriatico si è spostato sulla Dorsale del Pratomagno durante il Pliocene sup., per lo spostamento del crinale dell'Appennino settentrionale.

EVOLUZIONE PALEO GEOGRAFICA DELLA VAL D'AMBRA DALL'INIZIO DELLA TETTONICA DI DISTENSIONE A PREVALENTI MOVIMENTI VERTICALI

I dati esposti in precedenza consentono di tracciare un abbozzo di ricostruzione paleogeografica (Figure 3-7 da confrontarsi per i riferimenti geografici con la Figura 2). Nel Miocene sup. il Paleoappennino doveva corrispondere alla Dorsale del Chianti, la cui faglia bordiera provocava il deposito di sedimenti lacustri nella fossa tettonica di Siena e verosimilmente operava l'affossamento del tratto superiore dell'Ambra di Ponticelli, corso d'acqua che, nel tratto non sprofondato, doveva continuare a scorrere verso l'Adriatico come probabilmente il corso d'acqua nella Valle di Scerfio, parallelo all'Ambra di Ponticelli ma del tutto sproporzionato al rigagnolo che la percorre attualmente, dopo l'inversione del flusso. Molto più incerta è l'esistenza di una Paleosieve a decorso adriatico, che è stata ipotizzata solo perché non si conoscono terrazzi fluviali di antichi corsi di questo fiume al di fuori della valle attuale (Fig. 3).

Nel Pliocene inf. e medio il crinale appenninico si era spostato verso NE, ancora nella Dorsale del Chianti il cui versante occidentale veniva in parte raggiunto dai sedimenti marini o di transizione. Questi ultimi formavano un cono deltizio, verosimilmente ad opera dell'Ambra di Montebenichi, che riempiva la Sella di Rigo-Coggia nella parte più alta dell'Ambra di Ponticelli. Quest'ultima è probabile che fosse ancora tributaria dell'Adriatico; certamente il flusso delle sue acque dovette essere molto diminuito per la perdita della parte superiore. Importante è, a nostro avviso, la considerazione che la linea di costa marina del Pliocene inf. e medio si è spostata lungo un gradino

determinato dall'attività del sistema di faglie a direzione appenninica di Rapolano (Fig. 2). Questo gradino ha richiamato il deposito di un cono di deiezione dall'Ambra di Montebenichi il cui accumulo è stato favorito dall'esistenza della paleovalle dell'Ambra di Ponticelli. In corrispondenza della Sella di Rigo-Coggia la presenza di questo cono di deiezione può avere contribuito ad impedire alle acque del mare pliocenico di inondare la valle dell'Ambra di Ponticelli che si approfondiva verso NE (Fig. 4).

Nel Pliocene sup. il crinale appenninico si trovava nel Pratomagno, al piede occidentale del quale erano in attività faglie di sprofondamento che determinarono la deposizione dei sedimenti del Gruppo di Castelnuovo dei Sabbioni, con spessori di circa 280 m e la loro probabile distribuzione in due laghi separati (di Castelnuovo e di Palazzolo). In questo intervallo cronologico l'Ambra di Montebenichi poteva far parte del bacino idrografico dell'Ombrone ma non disponiamo di elementi concreti che avvalorino questa possibilità (Fig. 5).

Nel Pleistocene inf. il crinale appenninico raggiunge la posizione attuale e sono in attività le faglie del bordo orientale del Casentino e degli analoghi bordi del bacino di Firenze, del Valdarno superiore (nel quale si depositano i sedimenti del Gruppo di Montevarchi con spessori fino a circa 300 m) e della Val di Chiana. Più a NE si era formato un lago anche nel Mugello, che aveva come emissario il Fiume Sieve. Questo raggiungeva il lago del Valdarno superiore al suo limite NW. L'emissario di quest'ultimo era presso il limite SE e raggiungeva l'Arno negli attuali dintorni di Arezzo. In questo intervallo cronologico, il corso superiore dell'Arno era già analogo a quello attuale, salvo la funzione di immissario e di emissario del lago del Casentino mentre, a valle della confluenza dell'emissario del Valdarno superiore, entrava nella depressione della Val di Chiana oltre la quale raggiungeva il Tevere. La Figura 6 rappresenta questa situazione nella quale sono anche indicate le valli dell'Ambra di Ponticelli e dello Scerfio, a tratto doppio per sottolineare le ampiezze di queste valli nei confronti degli attuali corsi d'acqua che le percorrono con portate verosimilmente molto minori delle loro possibilità. Sono inoltre segnalati due rivi in destra dell'Ambra di Ponticelli ad indicare un'attività erosiva che condurrà alla cattura dello Scerfio da parte di quest'ultima. È infine indicato l'«Arno di Campiobbi», tra il lago di Firenze e la Sieve, come piccolo torrente destinato per erosione regressiva a catturare quest'ultima e a divenire l'emissario del Valdarno superiore.

Nel Pleistocene medio nel Valdarno superiore si depositano i sedimenti del Gruppo di Monticello, con spessori di non oltre 30 m, che riempiono la Val d'Ambra fino all'altezza di Ponticelli. L'Arno sovralluviona la depressione di Arezzo fino a riversarsi nel Valdarno superiore, secondo quanto dimostrato da ciottoli provenienti dai Calcari a Briozoi della Verna nella parte inferiore dei depositi del Gruppo di Monticello (Bossio *et al.*, 1992). In tutto il Valdarno superiore la direzione di scorrimento delle acque si inverte per la cattura della Sieve da parte dell'Arno di Campiobbi che permette alle acque provenienti dal Valdarno supe-

riore di riversarsi nel bacino di Firenze nel quale la fase lacustre era ormai terminata (Bartolini e Pranzini, 1981). È possibile che la cattura dell'Ambra di Montebenichi da parte di quella di Ponticelli presso il Castello di Montalto rientri nell'ambito di questo intervallo cronologico, probabilmente in conseguenza dell'inversione di flusso in tutto il Valdarno superiore. Tuttavia, per quanto già osservato, non può essere avvenuta prima della deposizione dei sedimenti del Gruppo di Monticello. Ne consegue che o è avvenuta in una fase finale del Pleistocene medio o risale al Pleistocene sup. (Fig. 7), nel qual caso il momento più adatto sembra essere un Anaglaciale di Würm (1).

OSSERVAZIONI FINALI

Il Valdarno superiore si può ben definire una palestra per gli studi morfologici, idrologici, paleontologici, stratigrafici, sedimentologici, minerali di ricercatori italiani e stranieri dalla seconda metà del secolo scorso a tutt'oggi. Rimandiamo per brevità alle pubblicazioni di Principi (1956), di Merla e Abbate (1967), di Bossio *et al.* (1992) per la conoscenza bibliografica dell'evoluzione di queste ricerche e a quest'ultimo lavoro come al punto più recente dei risultati ai quali sono giunte.

D'altra parte il netto contrasto tra l'origine chiaramente fluviale dell'escavazione della Val d'Ambra, nei confronti della formazione sicuramente tettonica del resto della depressione del Valdarno superiore, finora non era stato messo in evidenza. Comunque sia, con questa ricerca riteniamo di esserci solo affacciati a un campo molto vasto di possibilità di studi che riguardano la ricostruzione degli andamenti delle paleoidrografie precedenti lo sviluppo delle fasi distensive a forte sbalzo verticale in Toscana.

BIBLIOGRAFIA

- Bartolini, C., Bernini, M., Carloni, G.C., Costantini, A., Federici, P.R., Gasperi, G., Lazzarotto, A., Marchetti, G., Mazzanti, R., Papani, G., Rau, A., Sandrelli, F., Vercesi, P.R., Castaldini, D. e Francavilla, F., 1983. Carta neotettonica dell'Appennino Settentrionale. Note illustrative. Boll. Soc. geol. ital., 101 (1982), 523-549.
- Bartolini, C. e Pranzini, G., 1981. Quaternary evolution of the Arno basin drainage. Z. Geomorph., Suppl. Bd. 40: 77-91.
- Bartolini, C., Berlato, S. e Bortolotti, V., 1975. Upper Miocene shallow-water turbidites from western Tuscany. Sedim. geol., 14: 15-28.
- Bertini, G., Cameli, G.M., Costantini, A., Decandia, F.A., Di Filippo, M., Dini, I., Elter, F.M., Lazzarotto, A., Liotta, D., Pandeli, E., Sandrelli, F. e Toro, B., 1991. Struttura geologica tra i Monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana Meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche. Stud. geol. Camerti, (vol. spec.), 1991/1: 155-178.
- Bossio, A., Costantini, A., Lazzarotto, A., Liotta, D., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G. e Sandrelli, F., 1993. Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del neautoctono toscano. Mem. Soc. geol. ital., 49 (Scritti in onore di L. Trevisan), 17-98.
- Bossio, A., Cerri, R., Costantini, A., Gandin, A., Lazzarotto, A., Magi, M., Mazzanti R., Mazzei, R., Sagri, M. e Salvatorini, G., 1992. I bacini distensivi neogenici e quaternari della Toscana. 76a Adun. estiva Soc. geol. ital., Guida alle escursioni, 1-168.
- Carmignani, L., Decandia, F.A., Fantozzi, P., Lazzarotto, A., Liotta, D. e Meccheri, M., 1994. Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy). Tectonophysics, 238: 295-315.
- Costantini, A., Lazzarotto, A., e Sandrelli, F., 1987. Geologia. In: P. Barazzuoli, A. Costantini, S. Grassi, A. Lazzarotto, M., Micheluccini, F. Piantelli, M. Solleoni, F. Sandrelli, P. Squarci, L. Taffi, G. Veronesi, L'energia geotermica in Provincia di Siena. Siena, 1-201.
- Elter, F.M. e Sandrelli, F., 1995. La fase *post-nappe* della Toscana meridionale: nuova interpretazione sull'evoluzione dell'Appennino Settentrionale. Atti ticin. Sci. Terra (1994) 37: 173-193.
- Ghelardoni, R., Giannini, E. e Nardi, R., 1968. Ricostruzione paleogeografica dei bacini neogenici e quaternari nella bassa valle dell'Arno sulla base dei sondaggi e dei rilievi sismici. Mem. Soc. geol. ital., 7: 91-106.
- Mazzanti, R., 1988. Il contesto geomorfologico. In: O. Banti, G. Biagioli, S. Ducci, M.A. Giusti, R. Mazzanti, M. Pasquinucci, F. Redi, Il fiume la campagna il mare, reperti documenti immagini per la storia di Vecchiano. Pontedera, 21-46.
- Mazzanti, R., in stampa. Lineamenti di geomorfologia. In: A. Cecchella, M. Pinna, La Pianura di Pisa studio economico e territoriale. Centro Studi Economico Finanziari, Pisa.
- Mazzanti, R. e Trevisan, L., 1978. Evoluzione della rete idrografica nell'Appennino centro-settentrionale. Geogr. fis. dinam. quat., 1: 55-62.
- Merla, G. e Abbate, E., 1967. Foglio 114 - Arezzo. Note illustrative C.G.I., scala 1:100000, Serv. geol. Ital., Roma 52.
- Merla, G., Abbate, E., Conedera, C., Lazzeri, L., Maffi, G., Micheli, P., Valduga, A., 1967. Carta Geologica d'Italia, F° 114 - Arezzo. Serv. geol. Ital.
- Principi, P., 1956. La genesi del bacino dell'Arno. In: Il bacino dell'Arno. Accad. economico-agraria Georgofili. Firenze, 3-26.
- Sestini, A., 1939. Il lago pliocenico del Valdarno superiore. Mem. valdarnesi del Poggio. Monteverchi, 1-45.

(ms. pres. il 22 aprile 1996; ult. bozze il 20 giugno 1996)

(1) - Un argomento che non è stato ancora trattato riguarda un eventuale ruolo della Linea dell'Arbia (Bartolini *et al.*, 1983 *cum bibl.*) nella formazione della valle dell'Ambra di Ponticelli. In effetti la faglia del Borro del Rigo (figg. 1-7) si allinea perfettamente con la Linea dell'Arbia. Questa faglia interseca i sedimenti del Pliocene inf. e medio fino all'altezza del Castello di Montalto e non oltre verso NE. Va anche precisato che nei depositi del Pleistocene medio del tratto superiore dell'Ambra di Ponticelli, pur essendo grosso modo allineati nella direzione della Linea dell'Arbia, non sono state segnalate finora dislocazioni da faglie.