

PAOLO ROBERTO FEDERICI - RENZO MAZZANTI

L'EVOLUZIONE DELLA PALEOGEOGRAFIA E DELLA RETE IDROGRAFICA DEL VALDARNO INFERIORE (*)

Introduzione. — L'Appennino settentrionale, che si estende con asse allungato in direzione NO-SE fra il Mare Tirreno, la pianura del Po e il Mare Adriatico, è solcato da una rete idrografica nettamente asimmetrica, in quanto nel versante tirrenico sono molto sviluppate, anche se non esclusive, le valli o i tronchi di valli longitudinali (cioè a direzione NO-SE), mentre in quello adriatico prevalgono nettamente le valli trasversali (a direzione SO-NE). Questa asimmetria nella rete idrografica è stata interpretata da Mazzanti e Trevisan (1978) come conseguenza della variazione strutturale fra il versante tirrenico, in distensione e interessato da una successione di fosse e di pilastri tettonici, e il versante adriatico, in compressione e modellato da una successione di pieghe e di sovrascorimenti: in merito a tali eventi, Boccaletti e altri (1983) hanno sostenuto essere prevalente l'azione delle linee trasversali di trascorrenza profonda.

Lo sprofondamento delle fosse del versante tirrenico è iniziato in corrispondenza dell'area attualmente occupata dal Mare Tirreno e dalla Toscana occidentale nel Tortoniano superiore e si è propagato verso est per giungere in epoca attuale immediatamente a ovest dello spartiacque appenninico principale, a oriente del quale la distensione non si è ancora manifestata e le strutture si stanno impilando e sollevando.

Lo schema di Mazzanti e Trevisan (fig. 1) mostra come la linea dei massimi rilievi, che è posta ad oriente di quella dello spartiacque principale, abbia migrato verso est, seguendo l'onda della formazione delle strutture di compressione. Contemporaneamente, a ovest della catena si accresceva l'area in distensione con uno sviluppo verosimilmente continuo, caratterizzato da un veloce infossamento ad ogni formazione di una nuova struttura, con conseguente spostamento dello spartiacque princi-

(*) Il lavoro è stato eseguito nell'ambito dei progetti nazionali di Ricerca «Genesi ed evoluzione geomorfologica delle pianure dell'Italia peninsulare e insulare» e «Morfoneotettonica» del Ministero della Pubblica Istruzione (fondi 40%), con il contributo del Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino (CNR).

pale poco ad est delle faglie del bordo orientale dell'ultima fossa che si formava.

È lecito ritenere che con la migrazione dello spartiacque verso est la formazione delle fosse abbia sottratto ai fiumi, in origine fluenti verso l'Adriatico, le porzioni più alte (originariamente più occidentali) dei loro corsi. Le aree in sprofondamento, corrispondenti alle fosse, hanno favorito la formazione di laghi tettonici, come si desume dal fatto che nella Toscana occidentale sono presenti sedimenti lacustri del Miocene superiore e in quella settentrionale e orientale sedimenti lacustri del Pliocene e del Pleistocene inferiore, secondo lo sviluppo delle strutture distensive. Lo schema in questione prevede che i laghi abbiano avuto emissari verso il Tirreno, perché la formazione in ciascuna fossa di un sistema che si accresce da ovest verso est si accompagna a una flessura generale con immersione appunto verso occidente, dove si trovano le strutture che, avendo iniziato a svilupparsi in precedenza, sono maggiormente sprofondate (fig. 1).

Nel versante adriatico i fiumi hanno andamento trasversale perché hanno iniziato a formarsi scorrendo su un piano leggermente inclinato costituito dai sedimenti più recenti che si sono depositi sopra le pieghe in formazione e in sollevamento, inizialmente sottomarino (fig. 1). Solo in un secondo tempo, quando i depositi più recenti inclinati verso l'Adriatico erano già ampiamente asportati dall'erosione, quelli profondi e più antichi, coinvolti nelle pieghe e nei sovrascorrimenti, sono affiorati in corrispondenza delle gole per un fenomeno di antecedenza, che ha tuttavia seguito i solchi sovrimposti durante l'erosione iniziale (fig. 1). Nel versante tirrenico i fiumi mostrano lunghi tratti longitudinali, in genere in coincidenza degli assi delle fosse, corrispondenti agli antichi alvei lacustri colmati, raccordati da tratti trasversali che tagliano i pilastri e che possono rappresentare relitti della più antica idrografia a deflusso adriatico. In questi ultimi le acque hanno invertito il senso di scorrimento quando sono entrati a far parte del versante tirrenico perché investiti dalla tettonica di distensione. L'insieme dei sedimenti depositi in fase distensiva viene comunemente indicato come «complesso neoautoctono», in riferimento al fatto che rappresenta la nuova deposizione in loco dopo l'arrivo da occidente dei complessi alloctoni, al quale corrisponde, in ogni località dell'Appennino settentrionale, lo sviluppo della fase tettonica parossismale.

La comprensione dello svolgimento di questi eventi si è fatta sempre più precisa con l'esame delle successioni stratigrafiche prevalentemente arenacee che si sono via via sedimentate man mano che l'avampaese progrediva verso oriente, al limite esterno delle unità in avanscorrimento e anche parzialmente in trasgressione sul dorso di queste ultime. La successione delle età di queste formazioni arenacee, ciascuna sedimentata immediatamente prima del corrugamento e del sollevamento orogenetico-

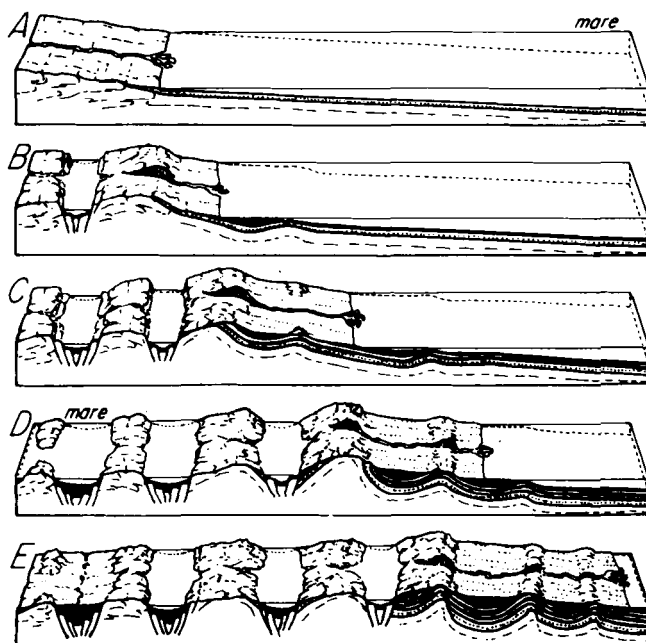


FIG. 1 — EVOLUZIONE MORFOLOGICA DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE IN CORRISPONDENZA DELLA TRASVERSALE LIVORNO-ANCONA (la spiegazione è nel testo; Mazzanti e Trevisan, 1978).

co principale di ogni località e delle rispettive aree di deposito, marca la deriva verso est del crinale appenninico. Quest'ultima è seguita dall'instaurarsi della distensione con la quale le strutture a pieghe e sovrascorimenti vengono tagliate profondamente dalle faglie dirette delineanti le fosse e i pilastri. Ciò secondo quanto illustrato in precedenza con particolare riguardo alle conseguenze sullo sviluppo della rete idrografica.

Attualmente la tettonica distensiva viene messa in relazione con la deriva verso est di tutto l'edificio dell'Appennino settentrionale (Giglia, 1974; Elter e altri, 1975). Essa fu caratterizzata inizialmente da un notevole assottigliamento crostale che si è realizzato con l'apertura di sistemi di faglie dirette delineanti, appunto, settori in ampio e veloce approfondimento (le fosse) e settori tettonicamente poco attivi o passivi (i pilastri), stabili o in lento sollevamento, nell'ambito del riequilibrio isostatico turbato dallo sprofondamento delle prime. In un secondo tempo ha contribuito alla compensazione isostatica della regione in distensione e in forte assottigliamento crostale anche la risalita, in profondità, di materiale a densità elevata. Infatti la struttura profonda dell'Appennino settentrionale, individuata con prospezioni geofisiche (Morelli e altri, 1967), mostra in corrispondenza dell'Arcipelago Toscano un'ascesa di questi

materiali fino a circa 20 km di profondità, mentre in corrispondenza dell'asse della catena gli stessi si trovano fin sotto i 40 km (fig. 2).

Va infine tenuto presente, nella valutazione delle forze regolanti gli sprofondamenti e i sollevamenti in una regione in distensione, l'azione di sostegno e di innalzamento di delimitate zone superficiali che possono esercitare i plutoni granitici nella loro risalita e messa in posto. Masse plutoniane sono note in affioramento nell'Arcipelago Toscano (Elba, Montecristo, Giglio) e nella Toscana marittima (Campiglia Marittima, Gavorrano); sono conosciute inoltre a non grande profondità più nell'interno (Castel di Pietra, Larderello); e non vanno dimenticati i numerosi affioramenti di rocce effusive (Campiglia Marittima, Orciatico, Montecatini Val di Cecina, Roccastrada, Radicofani, Amiata). Secondo gli studi più recenti, riepilogati da Giorgio Marinelli (1983), tutto il magmatismo anatettico recente toscano sarebbe iniziato alla fine del Messiniano e avrebbe avuto un importante sviluppo nel Pliocene e nel Quaternario e comunque ha seguito anch'esso un'evoluzione nel tempo da ovest verso est. Quanto sopra ricordato può giustificare la complessità delle successioni stratigrafiche depostesi nel Mare Tirreno e in Toscana in fase di distensione. A questa complessità nella sedimentazione ha corrisposto una notevole articolazione delle fasi erosive, come è ovvio in una regione sottoposta a vicende diverse di sprofondamenti e di sollevamenti e quindi di sommersioni e di emersioni.

Il Valdarno Inferiore e la bassa Val di Serchio. — Lo studio della rete idrografica del Valdarno Inferiore richiede di non trascurare anche quella della bassa Val di Serchio per l'incertezza dello spartiacque fra i due fiumi, sia nella zona di Bientina sia a nord di Pisa. Per uniformità con quanto effettuato per l'Arno, esaminato in dettaglio solo nel tratto inferiore, cioè a valle della gola della Gonfolina, abbiamo preferito non spingere l'esame del Serchio a monte della gola di Ponte a Moriano.

I tratti geomorfologici generali del Valdarno Inferiore sono stati tracciati nello stereogramma della fig. 1 della tavola e la loro evoluzione, parallelamente allo sviluppo paleogeografico, è stata rappresentata in quelli successivi. Converrà appunto esaminare la situazione attuale per poi passare all'esame delle successive figure a partire da quella dedicata al Miocene superiore nel quale è iniziata la tettonica di distensione.

Dal Monte Falterona (fig. 3) l'Arno, percorso verso SE un primo tratto longitudinale nella fossa del Casentino, giunge nella gola di Subbiano, che taglia trasversalmente tra Pratomagno e Catenaiola, si affaccia alla Val di Chiana (attraverso la quale in precedenza raggiungeva il Tevere) e si riversa nel Valdarno Superiore che percorre longitudinalmente verso NO fino a entrare per la gola di Pontassieve nella fossa di Firenze. Dopo averne percorso la metà meridionale raggiunge la gola della Gonfolina, attraverso la quale taglia trasversalmente il Monte Albano e si immette

nel Valdarno Inferiore che percorre con andamento grosso modo da est ad ovest.

Nella fig. 1 della tavola sono state rappresentate in marrone le rocce anteriori ai sedimenti del complesso neoautoctono. Fra questi sono stati rappresentati in giallo i sedimenti del Miocene superiore, Pliocene e Pleistocene inferiore, che hanno spessori almeno dell'ordine del centinaio di metri e la cui deposizione è collegata agli sprofondamenti determinati dalla tettonica distensiva. Sono stati segnati in verde-giallo i sedimenti del Pleistocene medio e superiore, i cui spessori raggiungono al massimo qualche decina di metri e la cui deposizione è dovuta alle variazioni collegate al glacioeustatismo, sia direttamente attraverso trasgressioni o regressioni marine, sia indirettamente con lo spostamento del livello di base dei fiumi. Sono stati infine segnati in verde-azzurro i sedimenti alluvionali olocenici e in azzurro le acque del mare e dei laghi.

Nel Valdarno Inferiore convergono da sud tre grosse fosse: quella orientale, fra il Chianti-Monte Albano e il Cornocchio, è percorsa longitudinalmente dal Pesa e dall'Elsa; quella centrale, fra il Cornocchio e i Monti di Casciana Terme, è solcata longitudinalmente dall'Era; quella occidentale, fra i Monti di Casciana Terme e i Monti Livornesi, è percorsa, ancora longitudinalmente, dal Tora (verso nord) e dal Fine (verso sud). Dei fiumi che solcano le fosse in sinistra confluiscono in Arno il Pesa, l'Elsa e l'Era, mentre il Tora, che si impaludava allo sbocco nella pianura di Pisa, è oggi canalizzato fino al mare nel tratto inferiore. Altri corsi d'acqua longitudinali di un certo rilievo sono l'Egola, che raggiunge l'Arno a partire dagli affioramenti pre-neoautoctoni a nord del Cornocchio, e il Cascina, che sembra raggiungesse direttamente l'Arno fino al Medioevo (Pasquinucci, Garzella e Ceccarelli Lemut, 1986; Della Rocca e altri, 1987) e che attualmente confluisce nell'ultimo tratto dell'Era.

A nord (in destra) il Valdarno Inferiore presenta due importanti fosse: una orientale fra il Monte Albano e il Monte Pisano; una seconda ad occidente di quest'ultimo. La seconda fossa in parte corrisponde alla Versilia e alla pianura di Pisa, in parte è sommersa dal mare e sembra sia delimitata ancora più a occidente dalla Dorsale di Viareggio, anch'essa sommersa e posta a circa 30 km ad ovest del Monte Pisano. La rete idrografica del versante destro del bacino dell'Arno è meno conseguente rispetto all'andamento della fossa di quella di sinistra. L'altopiano delle Cerbaie, costituito in superficie da terreni del Pleistocene medio per quanto oggi ne sappiamo, forma uno spartiacque poco rilevato all'interno della fossa orientale: ad est i corsi d'acqua si radunano semi-impaludandosi nella depressione di Fucecchio (il cui emissario, canalizzato, finisce in Arno con un percorso molto artificiale); a ovest confluiscono nella depressione di Bientina, occupata fino al 1859 da un lago-padule sbarrato dal sovralluvionamento dell'Arno e completamente prosciugato da un canale emissario che giunge fino al mare presso Livorno

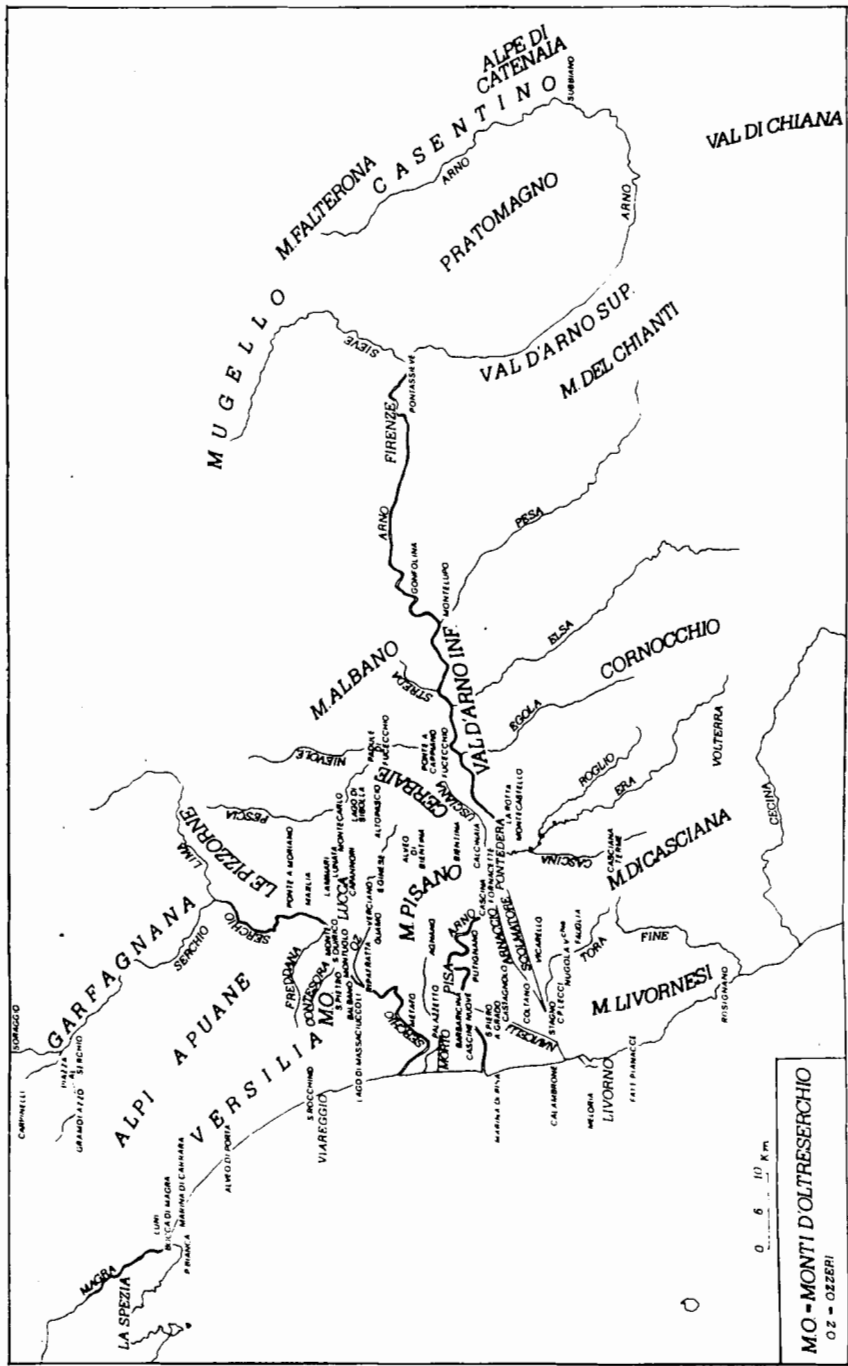


FIG. 3 — UBICAZIONE DELLE LOCALITÀ CITATE NEL TESTO.

dopo aver sottopassato l'Arno stesso in botte. Di tutti gli affluenti del versante destro l'unico ad essere stato lasciato nelle condizioni naturali è lo Streda, il primo a valle della Gonfolina.

Passando ad esaminare il Serchio, rileviamo che i tre rami principali si riuniscono presso Piazza al Serchio dopo aver drenato il bacino superiore: il ramo di Gramolazzo che discende da SO, il ramo di Soraggio che proviene da NE, il ramo di Carpinelli, il più corto, che giunge da NO ed è in asse con il successivo percorso del fiume, longitudinale fra le Alpi Apuane e la catena dell'Appennino fino alla confluenza con il Lima (fig. 3). A valle di quest'ultima, il Serchio percorre un tratto trasversale fino alla gola di Ponte a Moriano, che corrisponde di nuovo a un tratto longitudinale e immette nella pianura di Lucca. Oltre questa gola il fiume, completamente arginato e in gran tratti pensile, scorre dapprima lungo il margine NO della pianura di Lucca, al piede dei Monti d'oltre Serchio dove riceve in destra il Freddana, il Contesora e il San Pietro, e passa quindi nella diramazione più occidentale della stessa, a ovest di Montuolo, non più ampia conca ma valle che si stringe progressivamente fino alla gola di Ripafratta, fra i Monti d'oltre Serchio e il Monte Pisano. Nella gola di Ripafratta il Serchio riceve in sinistra l'Ozzeri, ampiamente canalizzato, e in destra il Balbano e si riversa quindi nella pianura di Pisa raggiungendo il mare con corso indipendente dall'Arno.

Lo spartiacque tra Arno e Serchio, ben stabile nel tratto corrispondente al Monte Pisano, può invece avere mutato ampiamente nelle pianure di Lucca e di Pisa. Nella prima, oggi corrisponde, grosso modo, con l'allineamento Ponte a Moriano-collina di San Ginese, anche se, scendendo nel dettaglio, si osserva che coincide con questo allineamento solo da Marlia, attraverso Lammari e Lunata, fino a Capannori ma poi devia bruscamente verso SO fino nei pressi di Verciano per raggiungere a Guamo il vicino Monte Pisano. Proprio in prossimità di Verciano il bordo meridionale della pianura di Lucca è solcato da un corso d'acqua, ampiamente canalizzato, nel quale vi è un punto in cui le acque divergono verso occidente nel tratto, chiamato Ozzeri, che si immette nel Serchio poco a monte di Ripafratta, e verso oriente nel tratto chiamato Roglio, che sfocia nel lago di Bientina prosciugato nel 1859, e che, da questa data, è stato collegato con i canali della bonifica. Queste acque finiscono quindi in mare poco distante da Livorno, dopo avere sottopassato in botte l'Arno e traversato la pianura di Pisa nel canale Arnaccio.

Oggi nella pianura di Pisa non si può parlare di un vero e proprio spartiacque fra Arno e Serchio in quanto questi due fiumi sono completamente arginati, pensili e non hanno scambi superficiali, se non durante le tracimazioni, con la fascia di territorio di circa 6 km che li separa. Questa, d'altra parte, è drenata da una complicata rete di canali confluenti nel Fiume Morto, verosimilmente antico alveo abbandonato del Serchio, che giunge indipendentemente al mare.

L'evoluzione paleogeografica e la rete idrografica. — *Miocene superiore.* — Col Miocene superiore la paleogeografia dell'Appennino settentrionale iniziava a dipendere, nell'area occidentale, dalla tettonica di distensione: si apriva il Mare Tirreno e si formavano i primi laghi tettonici. Il crinale appenninico si trovava più a occidente dell'attuale, verosimilmente in corrispondenza delle Alpi Apuane, ed anche il Mare Adriatico si estendeva assai più verso ovest. Quest'ultima circostanza è documentata dai sedimenti marini del Miocene superiore che nelle Marche si trovano fino a circa 60 km all'interno del litorale attuale e che sono in continuità di sedimentazione con le formazioni del Miocene medio del Dominio Umbro-Marchigiano.

Oltre queste indicazioni molto generali la ricostruzione paleogeografica del Miocene superiore nel Valdarno Inferiore presenta grandi incertezze. Infatti i sedimenti di questa età affiorano solo intorno ai Monti Livornesi, ai Monti di Casciana Terme, sul bordo occidentale del Cornocchio e nell'alta Val d'Elsa, vale a dire lungo gli orli meridionali delle fosse. Scompaiono sotto i sedimenti pliocenici o quaternari delle parti centrali di queste ultime, ma non riappaiono lungo gli orli settentrionali per cui non si può considerare nota la loro estensione nel sottosuolo. Altre difficoltà vengono poste dalla scarsa significatività della maggior parte delle microfaune del Miocene superiore, che rendono incerte le determinazioni cronologiche delle sempre rare successioni stratigrafiche studiate con sondaggi profondi. È questo il caso dei sondaggi, gli unici a disposizione, Cerbaie 1 (eseguito dalla Dalmine-Montecatini Edison), Certaldo 2 e 3 (eseguiti dall'AGIP mineraria) nei quali potenti successioni litologiche sono state attribuite al Miocene superiore (Ghelardoni e altri, 1968).

D'altra parte la presenza del mare, qualora si vogliano considerare anche le aree che nel passato a più riprese emersero in fronte all'attuale Valdarno Inferiore, oppone ulteriori difficoltà agli studi paleogeografici. È infatti noto che nelle prospezioni geofisiche, se è piuttosto agevole distinguere i sedimenti anteriori al complesso neoautoctono da quelli che ne fanno parte, è invece assai problematica la distinzione dei depositi del Miocene superiore da quelli del Pliocene e del Quaternario. Alle notevoli difficoltà di cui sopra si aggiunge la grande complicazione delle serie locali del Miocene superiore, nei dettagli certamente l'una diversa dall'altra, ricche di episodi particolari che si sono svolti nel contesto generale di un Mediterraneo che molti studiosi (Ruggieri, 1967; Cita, 1978, con bibl.) ritengono si sia venuto a trovare a sua volta in condizioni particolari, in quanto si sarebbero chiusi gli scambi idrici con gli oceani, nel quadro di una situazione paleoclimatica anch'essa assai mutevole, con punte di grande aridità.

Per i depositi del Miocene superiore in affioramento, mentre è sicura la presenza del Messiniano, rimangono incertezze nel riferire gli strati inferiori alla parte più alta del Tortoniano superiore. La serie del Mioce-

ne superiore è comunque suddivisibile in tre orizzonti: pre-evaporitico, evaporitico e del «lago-mare» (1). Tutti e tre compaiono, anche se con spessori molto diversi, negli affioramenti della parte meridionale del Valdarno Inferiore: durante il pre-evaporitico nel versante occidentale dei Monti Livornesi e nella fossa del Tora-Fine (più vicini al mare aperto) hanno avuto maggiore sviluppo le formazioni di scogliera, nelle fosse dell'Era e dell'alta Val d'Elsa quelle lacustri; nell'evaporitico si sono sviluppati sedimenti di ambiente ristretto e iperalino: ampiamente nelle fosse del Tora-Fine e dell'Era e appena in quella dell'alta Val d'Elsa; durante la fase di «lago-mare» si sono depositi abbondanti sedimenti salmastri e dulcicoli in tutte le fosse. Nella fig. 12 della tavola abbiamo scelto di rappresentare la fase paleogeografica del «lago-mare» in quanto più uniforme delle precedenti e quindi più facilmente ricostruibile anche se rimangono notevoli incognite per tutta l'area oggi occupata dal mare, per la zona compresa tra il Monte Pisano e i Monti di Casciana Terme e specialmente per la bassa Val d'Elsa col suo raccordo (ancora emerso o già sommerso?) con la parte alta della valle.

Va notato, ancora nella fig. 12 della tavola, come la ricostruzione della rete idrografica, in accordo con il modello di Mazzanti e Trevisan (1978), può indicare un deflusso verso l'Adriatico dei fiumi che si originavano ad oriente delle Alpi Apuane e del Monte Albano-Chianti in quanto ancora non si era sprofondata la fossa dell'alto Serchio-Garfagnana, né si erano aperte quelle di Firenze e del Mugello. A questo proposito, molto importante per gli sviluppi futuri è che la gola di Ripafratta fosse già stata incisa (Della Rocca e altri, 1987) da un corso d'acqua a deflusso adriatico in origine discendente dall'antica catena paleoappenninica che doveva occupare l'area tirrenica prima del Miocene superiore. Con la tettonica di distensione sviluppata durante quest'ultimo, il corso d'acqua in questione dovette perdere il tratto più occidentale, appunto a ovest della gola di Ripafratta, durante lo sprofondamento della fossa Pisano-Versiliese (2).

(1) Il termine «lago-mare» è usato correntemente per indicare l'ambiente con acque a debole salinità, instauratosi nel bacino mediterraneo nel Messiniano superiore dopo la deposizione delle evaporiti e prima della sedimentazione francamente marina pliocenica.

(2) Che la gola di Ripafratta sia stata scavata in origine da un corso d'acqua a scorrimento verso est si deduce da numerosi indizi, molti dei quali servono anche a indicare la necessità che questo corso fosse importante e avesse dietro di sé un notevole bacino imbrifero montano e non di pianura come l'attuale Serchio:

- tutte le valli che la circondano a nord (sui Monti d'oltre Serchio) e a sud (sul Monte Pisano) hanno ancora scorrimento verso est;
- lo spartiacque dei Monti d'oltre Serchio corre vicinissimo alla pianura della Versilia per cui il versante versiliese (occidentale) di questi monti è molto stretto e ripido mentre il versante lucchese (orientale) è ampio e ha corsi d'acqua poco inclinati;

Da un punto di vista geodinamico lo sviluppo della sedimentazione durante il Miocene superiore viene oggi spiegato in un modo piuttosto articolato: ai grandi sprofondamenti e all'apertura di tutte le fosse presenti nel Valdarno Inferiore con l'inizio della fase di distensione, coincidente con l'orizzonte pre-evaporitico, sono seguite due fasi nelle quali la sedimentazione è stata controllata principalmente da fenomeni generali riguardanti l'isolamento idrico di tutto il Mediterraneo e (probabilmente) il sopraggiungere di una crisi climatica in senso arido seguita da una ripresa di un clima più umido. La prima di queste ultime fasi è indicata dall'orizzonte evaporitico, durante il quale è difficile giudicare se la tettonica di distensione abbia continuato nei processi di sprofondamento delle fosse poiché il grande e veloce accumulo di sedimenti evaporitici ne ha comunque determinato il colmamento e l'interrimento, almeno parziale, con il riattivarsi nelle aree di loro pertinenza di reti fluviali (3).

Infine ricordiamo che verso la parte superiore dell'orizzonte evaporitico si devono essere messi in posto i plutoni più occidentali con sensibili cambiamenti paleogeografici (tutti però estranei all'area del Valdarno Inferiore), come è documentato, nella Maremma Toscana, dalla giacitura discordante dei sedimenti dell'orizzonte del «lago-mare» su quelli dell'orizzonte evaporitico stesso (Lazzarotto e Mazzanti, 1965) e dalla presenza, nei primi, di notevoli quantità di clasti di gesso e delle rocce dell'anello filoniano del plutone del Monte Capanne (Elba).

L'inizio della deposizione dell'orizzonte del «lago-mare», se è verosimile abbia coinciso con un ritorno a un clima più umido, segna comunque una generale ripresa degli sprofondamenti distensivi, con ritorno all'accumulo di notevoli quantità di clasti grossolani (conglomerati e sabbie).

Pliocene inferiore - inizio Pliocene medio. — La fig. 11 della tavola rappresenta la situazione paleogeografica caratterizzata dalla più ampia estensione della trasgressione marina collegata agli sprofondamenti tettonici dovuti all'assottigliamento crostale nella maggiore fase distensiva verificatasi. Lo spartiacque principale doveva cor-

-
- il piede dei Monti d'oltre Serchio lungo la pianura della Versilia corrisponde al fascio di faglie di distensione che ha provocato lo sprofondamento della fossa Pisano-Versiliese;
 - la gola di Ripafratta si allarga da ovest verso est come è normale per un solco vallivo scavato da un fiume a deflusso verso est.

(3) La ricostruzione dell'andamento di queste reti fluviali è veramente ardua, non fosse per altro perché in gran parte i sedimenti che le documentano si trovano sepolti da quelli dell'orizzonte del «lago-mare» e del Pliocene. Né, d'altra parte, è valido il criterio della ricerca di linee di scorrimento verso il mare perché verosimilmente le depressioni delle fosse ospitarono all'epoca numerosi bacini endoreici o, comunque, parzialmente indipendenti. È questo uno dei motivi per cui abbiamo preferito riferire la fig. 12 della Tavola all'orizzonte del «lago-mare» evitando eccessive interpretazioni prive di riscontri sul terreno che sarebbero state indispensabili per rappresentare la situazione nell'orizzonte evaporitico.

rese sulle Alpi Apuane-Monti d'oltre Serchio-Monte Pisano e sul Monte Albano-Chianti, poiché non si erano ancora formate le fosse dell'alto Serchio-Garfagnana, di Firenze e del Mugello. La gola di Ripafratta doveva corrispondere in questa fase a un tratto poco attivo, relitto di un fiume più grande privato sicuramente del corso a monte ma, ormai, molto probabilmente anche di quello a valle.

È opinione comune che la trasgressione del Pliocene inferiore non sia avvenuta in un'unica fase (Giannelli e altri, 1981), ma che risulti da una prima «sostituzione» delle acque dell'antico «lago-mare» con acque marine provenienti dal ripristino delle comunicazioni idriche fra Mare Mediterraneo ed Oceano Atlantico (Pliocene iniziale) e da un secondo episodio di ampliamento delle zone invase dal mare per approfondimento ed estensione delle fosse. Questo episodio, più evidente nelle successioni stratigrafiche della Maremma Toscana di quanto non sia in quelle del Valdarno Inferiore, è avvenuto in corrispondenza della Zona a *Globorotalia margaritae* e di quella a *G. puncticulata*.

In fig. 11 della tavola si può anche notare come il versante adriatico dell'Appennino settentrionale — malgrado il Pliocene inferiore abbia corrisposto ad una generale espansione del mare — si sia ampliato per il progredire verso est della tettonica di compressione con relativo innalzamento dell'avampaese.

Pliocene superiore. — Sedimenti marini del Pliocene superiore non sono stati rinvenuti in Toscana malgrado le ricerche ormai siano state estese a quasi tutti gli affioramenti argillosi; inoltre la successione delle facies diventa regressiva già nei depositi dell'inizio del Pliocene medio per cui è stata proposta la totale emersione di questa regione nella parte medio-alta del Pliocene medio (Dallan e Salvatorini, 1967). Le faune a vertebrati e le flore villafranchiane della bassa Val di Magra rientrano nell'ambito del Pliocene superiore, e probabilmente nel Pliocene medio (Federici, 1973 e 1980), comunque in facies lacustre e quindi continentali. Ugualmente nel Pliocene superiore ricadono flore e faune continentali della Val di Serchio.

La presenza di un lago in Garfagnana è indizio che la tettonica di distensione aveva ormai raggiunto quella località e che il crinale appenninico, con lo spartiacque principale, si era spostato ad oriente della Garfagnana stessa in una posizione verosimilmente non lontana da quella attuale. Più a SE il crinale appenninico doveva permanere ancora in corrispondenza del Monte Albano in quanto non era iniziato lo sprofondamento della fossa di Firenze.

Accettata l'emersione di tutto il Valdarno Inferiore sulla base delle indicazioni paleontologiche di cui sopra, resta da definire fino a dove questa emersione si sia estesa verso ovest e quale sia stato l'andamento

della rete idrografica. Una risposta precisa al primo quesito sarebbe possibile solo qualora si rintracciassero sedimenti del Pliocene superiore in perforazioni eseguite in serie nel mare antistante il Valdarno Inferiore. Attualmente non esistono informazioni del genere che d'altra parte sono piuttosto irrealizzabili. Più indirettamente, la presenza di faune evolute nel Villafranchiano inferiore e passate in Corsica e Sardegna sarebbe ancora significativa di un'ampia regione emersa fra queste isole e la Toscana. Ma anche a questo proposito le più recenti revisioni (Azzaroli, 1971), operate nelle faune a vertebrati insulari, non sembrano indicative.

Il secondo quesito può ricevere risposte più circostanziate. Infatti i sedimenti del Pliocene inferiore-medio nel Valdarno Inferiore mostrano nell'insieme immersioni verso NO o N con inclinazioni che da un massimo (non superiore ai 25°) sul bordo meridionale delle fosse, dove raggiungono le quote maggiori (circa 500 m presso Volterra), diminuiscono progressivamente verso l'attuale corso dell'Arno, in corrispondenza del quale si trovano anche le quote minori. Ciò significa che l'emersione è avvenuta in seguito a un sollevamento da sud verso nord (o da SE verso NO), almeno fino alle vicinanze dell'attuale corso dell'Arno. Un simile sollevamento spiegherebbe molto bene il generale allineamento longitudinale degli affluenti di sinistra, tutti in prevalente incisione su sedimenti pliocenici e verosimilmente evolutisi in conseguenza del procedere di questo sollevamento. Secondo il modo di vedere di cui sopra la rete idrografica in sinistra del paleoArno nel Valdarno Inferiore durante il Pliocene superiore non doveva differire di molto da quella attuale.

In destra d'Arno la ricostruzione è più incerta per la copertura su vaste aree da parte di sedimenti quaternari. Tuttavia la presenza del lago di Garfagnana suggerisce che il suo emissario, vale a dire il paleoSerchio, doveva già giungere nella zona di Ponte a Moriano fino ai sedimenti pliocenici e, quindi, con corso ad est del Monte Pisano, congiungersi con il paleoArno (4). Ovviamente quest'ultimo fiume non poteva provenire da oltre il Monte Albano.

Dal punto di vista geodinamico la regressione del Pliocene medio-superiore indica l'inizio della prevalenza del sollevamento epirogenetico, indotto dalla risalita di materiali profondi ad alta densità, sugli sprofondamenti delle fosse causati dallo stiramento crustale.

(4) Siamo più propensi ad accettare questa ipotesi che non quella di un bacino endoreico per il lago della Garfagnana (di problematica persistenza in una zona intramontana di grandi precipitazioni) o l'altra — forse meno probabile anche se certamente non del tutto impossibile — di un emissario «settentrionale» di questo lago attraverso la zona dell'attuale spartiacque del Serchio di Gramolazzo con la Lunigiana e quindi con il bacino del Magra. La propensione verso la prima ipotesi deriva dal fatto che il Serchio si allinea lungo l'asse della fossa tettonica che ha determinato il lago di Garfagnana e la trasgressione marina nell'area a oriente del Monte Pisano fino in Val d'Elsa e che sembra si sia aperta con progressione da SE verso NO.

Pleistocene inferiore. — Nel Valdarno Inferiore il Pleistocene inferiore è ben rappresentato con depositi di facies marina corrispondenti ai piani Santerniano ed Emiliano nei dintorni di Livorno (Giannelli e altri, 1982), nelle Colline Pisane (Bossio e altri, 1981) e fino alle Colline di Monte Castello (Nencini, 1983), circa 30 km all'interno del litorale attuale. Si tratta di una serie molto omogenea che inizia con un livello trasgressivo di qualche metro di sabbie con ciottoli; segue con un livello di argille e argille sabbiose ad *Arctica islandica* di mare franco e di spessore uniforme (circa 50 m) in affioramento, ma che aumenta fortemente nel sottosuolo della parte occidentale della pianura di Pisa e della Versilia; infine si chiude con le sabbie regressive di Nugola Vecchia di circa 100 m di spessore e di facies di mare strettamente costiero, di spiaggia e di retrospiaggia.

La sedimentazione di questi depositi è senza dubbio imputabile a sprofondamenti tettonici dei bacini, ben documentati nell'area di Rosignano-bassa Val di Cecina e quindi esterni al Valdarno Inferiore (Giannini, 1962; Bartoletti e altri, 1985; Mazzanti e Sanesi, 1986). Ma sprofondamenti sono ragionevolmente ipotizzabili anche in quest'ultima zona, per i grandi spessori di depositi segnalati dalle prospezioni geofisiche, nel sottosuolo di Pisa e della Versilia (Ghelardoni e altri, 1968).

Ancora nel Valdarno Inferiore un'area in sprofondamento deve aver corrisposto, più o meno, all'attuale zona collinare in destra d'Arno fra il Monte Albano e il Monte Pisano (fig. 9 della tavola). In quest'area si è formata una depressione delimitata, verso sud, dalle colline plioceniche in sinistra d'Arno maggiormente sollevate. In questa depressione però il mare pleistocenico non è entrato e la sedimentazione ha avuto vicende esclusivamente di tipo lacustre e fluviale.

I depositi più profondi che affiorano di questo ciclo sedimentario sono delle argille, con livelli sia più grossolani sia torbosi, di ambiente lacustre, con associazione pollinica di clima freddo a dominanza di *Pinus* e con *Abies*, *Picea* e *Betula* (Trevisan e altri, 1971), dalle quali provengono anche i resti di *Equus stehlini* di Petroio. Sopra queste argille, in discordanza, giacciono dei conglomerati con sabbie, formati, nella zona di Montecarlo, da ciottoli prevalentemente quarziticci provenienti dal Monte Pisano e, più a NO, da ciottoli di provenienza appenninica (5). Questo sedimento è stato interpretato come la fase di colmamento fluviale del sistema lacustre rappresentato dalle argille sottostanti e comunque offre un'idea del grado di smantellamento del Monte Pisano intaccato fino alle formazioni del Verrucano triassico.

(5) Questa differenza litologica fra i clasti provenienti dall'Appennino e quelli provenienti dal Monte Pisano, è il primo documento dell'esistenza di un corso del Serchio defluente verso la depressione di Lucca e, al tempo stesso, di una intensa attività dei torrenti drenanti il Monte Pisano che hanno costruito i numerosi con di deiezione sul lato meridionale dell'antico lago.

Nel Valdarno Inferiore la ricostruzione paleogeografica vede così un'area meridionale emersa, corrispondente alle valli dei fiumi Pesa, Elsa ed Egola, che, con andamento analogo a quello rappresentato per il Pliocene superiore, solcavano i sedimenti ormai emersi delle fosse plioceniche in sinistra d'Arno raggiungendo non più la sponda sinistra di questo fiume ma il neoformato bacino lacustre del Pleistocene inferiore. Il paleo-Roglio, in seguito catturato dall'Era nel tratto inferiore, e il sistema dell'Era-Cascina raggiungevano direttamente il mare, nel profondo golfo (*Sinus Pisanus* di fig. 9 della tavola) che si insinuava tra il Monte Pisano e i Monti Livornesi e di Casciana Terme.

Intorno all'area del Valdarno Inferiore nel Pleistocene inferiore è continuata la sedimentazione nei bacini lacustri della bassa Val di Magra e della Garfagnana e si sono aperte le nuove fosse di Firenze e del Mugello, con relativa formazione di laghi; segno che il crinale e lo spartiacque principale appenninico erano ormai migrati ad est di quest'ultima struttura.

Da un punto di vista più generale, geodinamico, il Pleistocene inferiore ha corrisposto a un nuovo sviluppo verso est della tettonica di distensione dell'Appennino settentrionale, con il raggiungimento, in pratica, del crinale e dello spartiacque attuali. Più incerta rimane la valutazione degli sprofondamenti tettonici nelle aree più interne (lago in destra nel Valdarno Inferiore e ampio *Sinus Pisanus* fra Monte Pisano e Monti Livornesi e di Casciana Terme). Infatti in queste ultime località la tettonica di distensione aveva già avuto la sua fase di sprofondamento a partire dal Miocene superiore, con acme nel Pliocene inferiore e fase di sollevamento nel Pliocene superiore. Gli sprofondamenti subentrati nel Pleistocene inferiore, e dovuti all'attività di nuove faglie dirette o al rimovimento di quelle preesistenti (si consulti per il lacustre in destra dell'Arno la II ediz. del foglio 105, Lucca, della Carta Geologica d'Italia, 1969), possono essere dipesi da fenomeni indotti e subordinati ai nuovi processi sviluppatisi con l'apertura delle fosse più orientali, di Firenze e del Mugello. Possono pure essere stati collegati all'attività, nel sottosuolo della pianura di Pisa, fra il bordo settentrionale dei Monti Livornesi e quello meridionale del Monte Pisano, di una linea di dislocazione trasversale più sensibile, rispetto a quelle longitudinali degli orli delle fosse, alle «risonanze» dei movimenti tettonici generali, anche relativamente distanti, che si sono sviluppati nell'orogene appenninico con notevole intensità durante il Pleistocene inferiore.

Pleistocene inferiore - parte iniziale del Pleistocene medio. — Questa fase della ricostruzione paleogeografica e della rete idrografica del Valdarno Inferiore (fig. 8 della tavola) ha molti punti in comune con quella del Pliocene superiore (fig. 10 della tavola):

- mancanza di documentazione sedimentologica per totale emersione del Valdarno Inferiore;
- incertezza dell'estensione del continente verso la Corsica e la Sardegna;
- verosimile notevole attività erosiva dei fiumi per sollevamento epirogenetico in atto.

Va comunque notato che a questi punti comuni fra Pliocene superiore e Pleistocene inferiore-medio se ne accompagnano di differenti dovuti agli sviluppi tettonici intervenuti fra le due fasi:

- presenza di un bacino di Firenze in corrispondenza dello sprofondamento di una fossa attiva nel Pleistocene inferiore e che ormai sembra concluso o attenuato con sostituzione di una fase fluviale a quella lacustre e necessaria formazione di un emissario, verosimilmente attraverso la gola della Gonfolina;
- presenza del bacino del Mugello, corrispondente alla fossa più orientale e recente, con crinale e spartiacque principale dell'Appennino ormai sicuramente impostati nella posizione attuale.

Inoltre crediamo utile notare, anche se l'argomento non è strettamente pertinente alla materia trattata, che l'Arno sembra non avesse ancora superato la gola di Pontassieve e riversasse le sue acque nel Tevere attraverso la Val di Chiana (Bartolini e Pranzini, 1984).

Parte superiore del Pleistocene medio. — La fig. 7 della tavola rappresenta la situazione nella fase testimoniata, nel lato occidentale dei Monti Livornesi, dai Conglomerati di Villa Umberto I (Giannelli e altri, 1982), depositi con esigui spessori parte nei delta fluviali sull'orlo di questi monti e, in maggior parte, ma sempre con spessori modesti, sulla spianata marina, incisa da trasgressione glacioeustatica, che raggiunge i 120 m di quota (Terrazzo I o della Fattoria Pianacce). La fig. 7 della tavola rappresenta inoltre la superficie superiore, anch'essa terrazzata per incisione durante le fasi erosive posteriori, dei sedimenti prevalentemente fluviali, di piana di esondazione e palustri, detti Conglomerati, sabbie e limi di Casa Poggio ai Lecci (Barsotti e altri, 1974). Essi sono distribuiti sul terrazzo (continuazione verso nord del precedente) che lambisce il bordo settentrionale delle colline che dal piede dei Monti Livornesi raggiungono la Val d'Egola in sinistra d'Arno, ed inoltre sul grande terrazzo delle Cerbaie in destra d'Arno. La stessa figura rappresenta infine i depositi (ciottoli, sabbie e argille di facies fluviale e fluvio-lacustre) che si trovano a nord di Lucca, al piede delle prime pendici dei monti tra Ponte a Moriano e il Rio San Pietro nei Monti d'oltre Serchio (Trevisan e altri, 1971).

Premesso che è impensabile che tutti questi sedimenti, accomunati dal giacere su superfici raccordabili e da una netta prevalenza di clasti provenienti dal disfacimento delle quarziti ed anageniti del Monte Pisano, corrispondano rigorosamente ad una stessa età, si può tuttavia per

vari motivi ritenere che si siano depositi nell'interglaciale Mindel-Riss: sia un po' prima, sia durante, sia un po' dopo. Infatti se il modellamento della spianata del Terrazzo della Fattoria Pianacce nei dintorni di Livorno è attribuibile con buoni argomenti proprio al Mindel-Riss (Barsotti e altri, 1974), la presenza di sedimenti alterati in suoli a plintite nella zona di Montecarlo (*Plinthic Acrisols* riconosciuti da Magaldi e altri, 1983) denota una formazione in condizioni climatiche di tipo tropicale o subtropicale prolungatesi per tempi notevoli, quali, appunto, solo l'interglaciale Mindel-Riss sembra abbia presentato. Ciò significa che i sedimenti che ospitano i suoli a plintite erano già depositi e in affioramento durante quell'intervallo di tempo, in buon accordo col fatto che corrispondono a parte delle argille lacustri del Villafranchiano superiore e ai conglomerati ad esse sovrastanti in discordanza e finora attribuiti, come si è visto, alla chiusura fluviale del I ciclo lacustre della zona di Montecarlo «lago delle Pianore» di figura 9 della tavola.

Sedimenti posteriori all'interglaciale Mindel-Riss ma non più recenti del Riss, per la presenza di industrie acheuleane e clactoniane (Sabbie rosse di Villa Padula in Bossio e altri, 1981), sono stati riconosciuti sul Terrazzo della Fattoria Pianacce come accumuli eolici e colluviali, comunque continentali e quindi depositi a ciclo interglaciale marino concluso. La distinzione di questo tipo di sedimenti, agevole fino a quando giacciono su una morfologia di chiaro modellamento marino, diventa problematica quando, ammettendo pure che debbano essere presenti, si presume siano commisti a sedimenti fluviali o fluvio-lacustri come sembra si sia verificato da Casa Poggio ai Lecci verso l'interno.

I sedimenti e i tratti morfologici residui risalenti al Mindel-Riss e al Riss vanno considerati tutti più o meno dislocati tettonicamente. Per quelli lungo la costa sono significative le quote intorno ai 120 m raggiunte dal Terrazzo della Fattoria Pianacce (Barsotti e altri, 1974) che non sono compatibili con una trasgressione eustatica che al massimo può raggiungere quote di 50-60 m (Fairbridge, 1966; Pattullo, 1966); di conseguenza ne va ammesso un notevole sollevamento tettonico posteriore al modellamento, del resto ampiamente riscontrato su tutta la Toscana costiera e in gran parte dell'Arcipelago (Mazzanti, 1983). Per quelli dell'interno è significativa la giacitura della superficie superiore della Formazione di Casa Poggio ai Lecci che mostra un'inclinazione da sud a nord in sinistra d'Arno (dai circa 100 m di Fauglia ai circa 30 m delle colline più prossime allo stesso Arno) e una seconda inclinazione da SE a NO in destra d'Arno (di nuovo dai circa 100 m dell'orlo meridionale delle Cerbaie ai circa 30 m dei limiti occidentale, verso l'ex lago di Bientina, e settentrionale, nella zona di Altopascio). Questa dislocazione della Formazione di Casa Poggio ai Lecci è evidentemente da collegare con l'attività di una faglia, la cui esistenza è stata già supposta da Trevisan e altri (1971). Essa correrebbe sotto i sedimenti alluvionali al piede dell'orlo meridionale

delle Cerbaie, più o meno in corrispondenza del canale Usciana, e potrebbe proseguire nel sottosuolo della pianura di Pisa, dove avrebbe sbloccato il Monte Pisano (in sollevamento almeno parziale come dimostrato dalla grande quantità di ciottoli che ha fornito alle circostanti formazioni del Pleistocene medio); un'altra faglia sarebbe necessaria, in questa ricostruzione, per spiegare l'abbassamento delle Cerbaie verso NO e potrebbe trovarsi sotto i sedimenti recenti che bordano il fianco orientale del Monte Pisano (secondo quanto già supposto da Federici, *Il Territorio del Bientina...*, 1987) (6).

La figura 7 della tavola rappresenta la situazione anteriore all'attività o alla ripresa di attività di queste faglie, con l'area oggi occupata dal

(6) Interrotta la descrizione dei calcoli di cui sopra nel testo al punto fino al quale li abbiamo ritenuti discretamente attendibili, proseguiamo in nota un «gioco matematico» su congetture alquanto ipotetiche, o comunque assai mediate, che ne rendono ovviamente molto più incerto il grado di validità.

Una prima considerazione può essere fatta sulla notevole uniformità delle quote massime raggiunte dal Terrazzo eustatico della Fattoria Pianacce (120 m realmente massimi perché corrispondenti all'unglia di trasgressione al piede dell'antica falesia) e dal Terrazzo fluvio-lacustre della Formazione di Casa Poggio ai Lecci (circa 100 m, ragionevolmente riconducibili ai 120 del precedente, visto che non si tratta di una quota massima perché coincidente con un limite di erosione). E considerato che le quote minime cui affiorano i sedimenti di questi terrazzi sono di circa 30 m è «matematicamente» corretto calcolare in 90 m la componente verticale del rigetto delle faglie che li hanno dislocati. Constatiamo, inoltre, che, poiché il livello del mare sembra non possa innalzarsi oltre un massimo di circa 60 m rispetto all'attuale, almeno 60 m della quota 120 alla quale sono state dislocate alcune parti dei terrazzi in questione sono stati raggiunti per sollevamento epigenetico e che lungo le faglie di cui sopra almeno 60 m della componente del rigetto verticale sembrano dovuti a innalzamento del labbro sollevato.

Una seconda considerazione riguarda alcune quote significative in corrispondenza della gola di Ripafratta che, se l'incisione risale a prima del Miocene superiore, ovviamente esisteva nel Pleistocene medio e poteva costituire un emissario al bacino fluvio-lacustre della zona di Lucca-Cerbaie.

Attualmente alla sommità di questa gola il materasso alluvionale è di 57 m a partire da quota 15 (Furbetta e Lapucci, 1969), ciò che significa che il substrato roccioso si trova a quota -42. Dato che è stato ammesso che i sedimenti fluvio-lacustri della Formazione di Casa Poggio ai Lecci (o il episodio lacustre della piana di Lucca - Cerbaie) abbiano raggiunto circa quota 120, si può valutare in circa 160 m il dislivello attualmente esistente fra la superficie superiore di questi ultimi e il substrato roccioso nella gola di Ripafratta. In queste condizioni la gola non poteva certo offrire uno sbarramento per la formazione di un lago per cui si deve dedurre o che la sua incisione sia posteriore al Mindel-Riss (età del lago) o che il suo substrato abbia subito uno sprofondamento tettonico in età posteriore.

A parte le considerazioni svolte in precedenza sulla possibilità che la gola di Ripafratta corrisponda a un tratto di paleovalle anteriore al Miocene superiore scavata da un fiume a deflusso verso NE, rimangono, a nostro avviso, forti dubbi che un'erosione posteriore al Mindel-Riss abbia potuto incidere uno spessore di almeno 160 m di roccia in una situazione nella quale il corso d'acqua che avrebbe dovuto compiere l'opera, ovviamente il paleoSerchio, doveva più a monte aprirsi a ventaglio, superata la gola di Ponte a Moriano. Comunque, il paleoSerchio non era forzato a scavare la gola di Ripafratta potendo riversarsi nella più facilmente raggiungibile depressione di Bientina a oriente del Monte Pisano.

Sulla base di quanto sopra riteniamo più verosimile l'ipotesi di un abbassamento tettonico dei dintorni della gola di Ripafratta, vale a dire dell'orlo nord-occidentale del Monte Pisano. Questo abbassamento potrebbe essere messo in relazione con un contemporaneo innalzamento dell'orlo nord-orientale dello stesso monte al limite della pianura di Pisa e della depressione di Bientina. Questo movimento a bascula sarebbe in accordo con quello contemporaneo ed analogo che avrebbe interessato il terrazzo delle Cerbaie innalzandolo lungo le faglie dei lati meridionale e occidentale. Ovviamente la supposizione della possibilità di un abbassamento tettonico molto recente (fine del Pleistocene medio — inizio del Pleistocene superiore) dei dintorni della gola di Ripafratta è favorevole al superamento di quest'ultima da parte del Serchio in tempi anch'essi assai recenti, senza necessità tuttavia che siano addirittura storici come riportato dal Masini (1956) e toglie ogni senso all'impostazione, per il I episodio lacustre (villafranchiano) di calcoli analoghi a quelli qui sopra tentati per il II episodio lacustre.

basso rilievo delle Cerbaie, non ancora individuato come tale, ampiamente «ingombra» di sedimenti fluviali tra i quali possono essersi formati ristagni di zone umide prevalentemente palustri, rientranti nel II episodio fluvio-lacustre già indicato da Trevisan e altri (1971).

La discordanza che è visibile tra i sedimenti del Pleistocene inferiore appartenenti al I episodio lacustre e quelli, sovrastanti, del II episodio indica che i primi hanno subito anche una dislocazione anteriore alla deposizione dei secondi e verosimilmente corrispondente con la parte iniziale del Pleistocene medio della quale non si conoscono sedimenti. Questa dislocazione può essere responsabile del formarsi di una zona morfologicamente più depressa, spostata verso il piede orientale del Monte Pisano, nella quale possono inizialmente essersi formate aree lacustri sul principio del II episodio, comunque presto interrate dagli abbondanti apporti fluviali dei corsi d'acqua provenienti dalla Garfagnana, dalle alte valli del Pescia, del Nievole e del Monte Albano, ma, maggiormente, dal Monte Pisano (7).

La figura 7 della tavola mostra, infine, una zona di ricostruzione incerta lungo gli orli occidentali del Monte Pisano, dei Monti d'oltre Serchio, delle Alpi Apuane, per i quali mancano informazioni. Si nota comunque un abbondante alluvionamento di tutti i corsi fluviali conseguente al sollevamento eustatico del livello del mare (8). La figura 7 indica anche la possibilità che il corso dell'Arno provenisse ormai da oltre il bacino di Firenze, attraverso la gola di Pontassieve.

I n t e r g l a c i a l e R i s s - W ü r m . — La mancanza di documenti stratigrafici attribuibili al Riss è l'elemento più negativo dello stato attuale delle ricerche sul Quaternario nel Valdarno Inferiore. Ciò non solo nel tentativo di precisare l'evoluzione della rete fluviale ma perché, come indicato in precedenza, durante il Riss devono essere state attivate le faglie perimetrali delle Cerbaie e quelle del sottosuolo della pianura di Pisa. In quest'ultima possono essersi sommati gli effetti di sprofondamento collegati alla loro attività con quelli di incisione fluviale dovuti all'abbassamento del livello di base dell'Arno per glacioeustatismo marino negativo.

L'interglaciale Riss-Würm è documentato molto bene lungo il litorale a sud di Livorno dalla spianata di abrasione dovuta al sollevamento

(7) Come già indicato per la chiusura fluviale del ciclo sedimentario lacustre del Villafranchiano, questo II episodio lacustre mostra un colmamento operato, nella zona settentrionale, dai conici di deiezione provenienti dall'Appennino (e dal Serchio) e, nella zona centro-meridionale, dal Monte Pisano. Ciò risulta dal tipo litologico dei ciottoli che hanno formato questi conici di deiezione (Lotti, 1910).

(8) Un residuo di questo ampio alluvionamento intravallivo si è verosimilmente conservato, risparmiato dalle incisioni fluviali posteriori, nel terrazzo in sinistra del Tora a 30 m sul l.m.m. presso Postignano a SO di Fauglia, nel quale Dani (1982) ha rinvenuto industrie clactoniane e protolevalloisiane da riferirsi alla parte finale del Pleistocene medio.

glacioeustatico marino (Tirreniano) che raggiunge al massimo 15 m di quota e sulla quale poggiano sottili paleo-spiagge con faune caratterizzate dalla presenza di forme fossili per il Mediterraneo di provenienza afrotlantica, come *Strombus bubonius* e *Conus testudinarius* (Barsotti e altri, 1974; Mazzanti, 1983). Questa spianata e questi sedimenti, incisi lateralmente dai fiumi a partire dalle fasi würmiane e frontalmente smantellati al piede dall'erosione marina della trasgressione (versiliana) in atto, formano un terrazzo molto evidente ed esteso fino a circa 6 km nel retroterra di Livorno.

All'evidenza di queste morfologie dell'ultimo interglaciale al piede dell'orlo occidentale dei Monti Livornesi non corrispondono altri documenti né lungo il piede occidentale del Monte Pisano, né dei Monti d'oltre Serchio, né delle Alpi Apuane (9). Di nuovo forme spianate, verosimilmente attribuibili all'interglaciale Tirreniano, compaiono nel golfo della Spezia (Federici, 1980).

Allontanandosi dal litorale i documenti sicuramente riferibili all'interglaciale Riss-Würm scompaiono quasi del tutto, anche se è verosimile che molti dei terrazzi fluviali entrovallivi, che bordano un poco tutti i corsi d'acqua principali del Valdarno Inferiore, abbiano avuto la fase di accumulo sedimentario in corrispondenza di questo interglaciale e quella di erosione, ovviamente, durante le fasi würmiane. Tuttavia va osservato che sopra l'ampio terrazzo delle Cerbaie i sedimenti sabbiosi e conglomeratici, corrispondenti verosimilmente alla Formazione di Casa Poggio ai Lecci, non presentano suoli a plintite perché dovevano essere in deposizione durante il Mindel-Riss e quindi non trovarsi nelle condizioni adatte a subire l'alterazione pedologica. In essi compare invece una *pedogenesi spinta* con formazione di *Acrisols* senza plintite, riferibile a una fase corrispondente all'interglaciale Riss-Würm (Magaldi e altri, 1983) e verificatasi quando ormai erano emersi e in condizioni adatte a riceverla.

La figura 6 della tavola rappresenta il Valdarno Inferiore durante il Riss-Würm sulla base di quanto esposto sopra e tenendo conto, anche se mancano del tutto documenti stratigrafici concreti al riguardo, che il sovralluvionamento, dovuto all'innalzarsi del livello di base dell'Arno collegato alla notevole risalita del l.m.m., è avvenuto all'interno di valli che devono in precedenza essere state profondamente incise durante le fasi glaciali rissiane per abbassamento del livello di base.

Dal punto di vista geodinamico le quote massime raggiunte dal terrazzo del Tirreniano nell'orlo occidentale dei Monti Livornesi e quelle,

(9) Questo fatto può essere dovuto a diversi motivi: sprofondamento nel sottosuolo per subsidenza dei depositi tirreniani; seppellimento di questi ultimi da parte dei con di deiezione würmiani; asportazione di eventuali solchi di battigia al piede dei monti calcarei ad opera dell'intensa attività di cava.

relativamente ben confrontabili, rintracciate un poco su tutte le coste alte della Toscana, dell'Arcipelago e del golfo della Spezia, indicano stabilità nell'ordine di grandezza, fornito dai mezzi di indagine impiegati, valutato sensibile solo per sollevamenti superiori a 1-2 mm al secolo (Federici, 1980; Mazzanti, 1983). È ovvio, invece, che non abbiamo elementi per valutare se la pianura di Pisa e la Versilia siano state in sprofondamento durante l'interglaciale Riss-Würm, vista la mancanza di documenti attribuibili al Tirreniano.

W ü r m I I. — La figura 5 della tavola rappresenta la situazione paleogeografica e idrografica corrispondente alla fase iniziale del Würm II (10), caratterizzata da una posizione del livello del mare di almeno 60 m più bassa di quella attuale per glacioeustatismo negativo, con le pianure di Pisa e della Versilia che dovevano di conseguenza essere emerse molto più sul lato occidentale, anche se non disponiamo di indicazioni precise a questo riguardo.

La fase di massima incisione dei fiumi deve avere approfondito notevolmente tutte le valli affluenti del paleoArno che correva, nell'ultimo tratto, radente alle Colline Pisane e Livornesi, come indicato dalle stratigrafie di una grande quantità di pozzi della pianura di Pisa. Nel sottosuolo di questa pianura la base del Conglomerato dell'Arno e Serchio da Bientina, secondo la denominazione adottata da Segre (1955), marca questa fase di profonda incisione fluviale, che si è spinta fino a circa -57m (Gioli, 1894) nel sottosuolo di Stagno, a partire da quota -23 nel sottosuolo di Calcinaia, in corrispondenza del quale il paleoArno era raggiunto dal paleoSerchio che scorreva ad est del Monte Pisano.

Nel materasso alluvionale della gola di Ripafratta sono stati ben individuati tre livelli di ghiaia (Furbetta e Lapucci, 1969): da quota -42 a -34 , da quota -25 a -10 , da quota 3 a 8. La quota della base del secondo di questi livelli, caratterizzato, fra l'altro, dallo spessore maggiore, coincide molto bene con i -23 m della quota della confluenza del paleoSerchio nel paleoArno allo sbocco del primo nella pianura di Pisa, presso Calcinaia, durante il Würm II. Sembra così possibile parallelizzare questi due livelli di ghiaia, la cui deposizione risalirebbe al Würm II, durante il quale si sarebbe manifestata localmente la maggiore attività fluviale würmiana (11).

(10) Non abbiamo rappresentato la situazione corrispondente al Würm I perché, pur possedendo numerosi dati per il terrazzo di Livorno, non ne abbiamo alcuno per la pianura di Pisa e riteniamo che per la Versilia i dati a disposizione siano ancora frammentari.

(11) Attribuito, sia pure con riserva, il secondo livello di ghiaia del materasso alluvionale della gola di Ripafratta al Würm II. Più problematica è l'attribuzione del primo, da non escludere al Würm I, anche in relazione ai recenti dati emersi attraverso sondaggi nel sottosuolo della Versilia (Federici, 1987). Infatti

Nella pianura di Pisa alla deposizione del Conglomerato dell'Arno e Serchio da Bientina, ben riconoscibile per la grande quantità di ciottoli di quarziti, filladi, calcari cristallini ecc., portati dal paleoSerchio che riceveva oltre quelli apuani gran parte dei torrenti drenanti il Monte Pisano, e indicante un forte trasporto fluviale in una fase climatica molto umida, anaglaciale, è seguita la deposizione di limi fluvio-palustri che corrispondono a un netto calo del trasporto fluviale. Successivamente, la deposizione delle Sabbie dell'Isola di Coltano e di Vicarello (Fancelli e altri, 1986), di ambiente misto di duna e di retroduna, ancora da considerare nell'ambito cronologico del Würm II in quanto contengono industrie musteriane (Menchelli, 1984).

In Versilia è probabile che alla fase anaglaciale di grande trasporto fluviale abbia corrisposto la costruzione della maggior parte dei coni di deiezione allo sbocco in pianura dei torrenti apuani e dei Monti di oltre Serchio (Federici, *Stato attuale delle conoscenze...*, 1987).

Würm III. — La situazione paleogeografica ed idrografica del Würm III (fig. 4 della tavola) è molto simile a quella del Würm II. Tuttavia è stata rappresentata in una figura indipendente perché per essa esistono specifici riferimenti:

— la linea di riva è ricostruibile (Segre, 1955) sulla base del rilievo dei paleoalvei sommersi dal mare presenti fino su fondali di circa 110 m al largo delle Secche della Meloria (12);

— i percorsi dell'Arno e Serchio da Bientina e del Serchio da Ripafratta sono rintracciabili sulla base delle incisioni vallive, presenti in corrispondenza della pianura di Pisa, nelle Sabbie dell'Isola di Coltano e di Vicarello.

Nella pianura di Pisa l'Arno e Serchio da Bientina doveva ancora avere un percorso simile a quello tracciato per il Würm II; solo spostato di 3-4 km più a nord in corrispondenza di Vicarello; molto simile nella zona di Stagno, dove passava a sud di Coltano; praticamente identico a nord delle Secche della Meloria, salvo probabilmente un differente approfondimento verso mare, diversità, d'altra parte, non precisabile per la mancata conoscenza della linea di riva del Würm II.

È possibile che il ramo del Serchio da Ripafratta, traversata la pianura di Pisa fino alla zona dove oggi si trova la città e scavato il tratto di valle che separa gli affioramenti di Sabbie dell'Isola di Coltano fra Castagnolo e Coltano, raggiungesse il mare indipendentemente o dopo essersi unito col ramo dell'Arno e Serchio da Bientina a nord delle Secche della

ti potrebbe indicare sia il momento in cui il paleoSerchio ha iniziato a riversarsi anche attraverso quella gola, dopo aver sovralluvionato la pianura di Lucca, sia, addirittura, corrispondere a una fase alluvionale più antica riferibile all'ipotizzato fiume a decorso verso NE.

(12) L'esistenza di un'ampia pianura emersa fino, ed oltre, alle Secche della Meloria, è confermata dal dragaggio dal loro fondale di corna di cervidi e di una difesa elefantina (Targioni in Savi, 1859).

Meloria (13).

Nel sottosuolo del lago di Massaciuccoli alcune perforazioni (Blanc, 1934) hanno evidenziato la presenza di argille lacustri con intercalazioni torbose che da circa —70 m di quota risalgono fino a —26 m in corrispondenza del lato «a mare» e fino a —13 m di quello «a terra» del lago. Misure radiometriche eseguite su frammenti di torba, provenienti come grossi clasti dalle sabbie marine sovrapposte in trasgressione a questo livello argilloso, hanno dato risultati intorno a 18.000 anni (Broecker e altri, 1956; Alessio e altri, 1964) attribuibili all'acme dell'episodio glaciale di Würm III.

II - I secolo a. C. — Il riferimento alla situazione paleogeografica e idrografica del II-I secolo a.C., offerto dalla figura 3 della tavola, è stato scelto per una maggiore disponibilità di dati archeologici e perché in essa si svolse la centuriazione triumvirale-augustea, con estesi interventi in campo agricolo, idraulico e forestale che possono avere contribuito, o avere posto le premesse, a notevoli cambiamenti nelle possibilità erosive e di trasporto della rete idrica nel Valdarno.

L'evento più importante che ha caratterizzato l'evoluzione geomorfologica posteriore all'acme del Würm III è il forte cambiamento climatico che ha portato allo scioglimento di gran parte dei ghiacciai polari e montani nell'emisfero boreale e alla risalita del livello del mare. Quest'ultimo fenomeno, misurato in circa 1 mm all'anno come media dalla fine del secolo scorso quando sono entrati in funzione i moderni mareometri, è comunque documentato, secondo quanto già osservato, dalle molte paleovalli sommerse che si trovano sul fondo di tanti mari costieri e, nel mare prospiciente la Toscana, fino a profondità di circa 110 m. È noto inoltre che è stato valutato in circa 1 m dal periodo romano ad oggi (Schmiedt, 1972). Questa trasgressione glacioeustatica, i cui sedimenti in Italia sono indicati come «versiliani» perché studiati per la prima volta nel sottosuolo della Versilia (Blanc, 1934), dovrebbe avere avuto un massimo in corrispondenza dell'«optimum» climatico di circa 6000 anni o sono. È continuata, non è chiaro se con qualche pausa e qualche parziale ritiro, fino ai giorni nostri.

Lungo tutto il litorale livornese e pisano-versiliese non sono conosciuti sedimenti marini attribuibili a questa trasgressione che giacciono a quote più alte di quella del l.m.m. attuale. Ciò è convalidato dai dati delle perforazioni che mostrano la base della trasgressione da circa quota —10 fino quasi alla superficie nella pianura a nord di Livorno (Galletti

(13) Questa ricostruzione tiene conto del riconoscimento recente (Della Rocca e altri, 1987), attraverso immagini da satellite, di un alveo sepolto del ramo del Serchio da Ripafratta che dalla gola omonima si spinge fino nei pressi di Pisa.

Fancelli, 1978; Mazzanti, 1984) e da quota —26, nel sottosuolo della riva occidentale del Lago di Massaciuccoli, a quota —13 in quello della riva orientale (Blanc e altri, 1953), mentre gli strati marini di tetto non si elevano oltre i —10 m in quest'ultima area e sono comunque al di sotto del l.m.m. nelle bassure a nord di Livorno.

Come sviluppo nell'interno questa trasgressione ha il suo massimo coincidente con la linea di riva attuale nei litorali rocciosi di Livorno e dei dintorni della Spezia. Nella pianura pisano-versiliese i dati dei sondaggi hanno messo in evidenza che essa si è spinta fino nei pressi dell'orlo occidentale degli affioramenti delle würmiane Sabbie dell'Isola di Coltano (a Coltano, Castagnolo e Palazzetto); inoltre che si è spinta fino a lambire il piede occidentale dei Monti d'oltre Serchio nella zona del Lago di Massaciuccoli; infine che ha risalito parte dei coni di deiezione dei torrenti apuani, in alcuni dei quali ha inciso una caratteristica ripa (Mazzanti, 1983).

Nel litorale pisano-versiliese il progredire verso l'interno della trasgressione versiliana è stato ostacolato, oltre che dalle barriere sopra ricordate, dalla grande quantità di sedimenti trasportati principalmente dall'Arno, dal Serchio e dal Magra. Questi sedimenti, disposti con i meccanismi della dinamica marina secondo una lunga falcatura, facente perno sul terrazzo di Livorno e sul promontorio roccioso di Punta Bianca presso Bocca di Magra, hanno permesso la costruzione di una serie di bagre e di un primo lido che ha isolato, sul retro, alcune depressioni nelle quali si sono formati il Lago di Massaciuccoli e altre zone umide minori.

La datazione di questo primo lido, di ardua precisazione con i metodi naturalistici, è stata affrontata di recente con una ricerca interdisciplinare naturalistico-archeologica (Mazzanti e Pasquinucci, 1983). L'inseguimento di San Rocchino, sul bordo occidentale dell'area palustre collegata con il Lago di Massaciuccoli, indica che già nel VII-V secolo a.C. lo specchio d'acqua doveva essere almeno parzialmente separato dal mare. Ma è con il II-I secolo a.C. che i reperti archeologici si fanno più frequenti ed è quindi possibile tracciare l'andamento della linea di riva con maggiore precisione. La sua distanza da quella attuale doveva essere di circa 2 km all'interno del litorale versiliese fino a Viareggio per aumentare progressivamente poco oltre 6 km, in corrispondenza dell'Arno, e diminuire a circa 4 km, in corrispondenza di Stagno.

Se la precisazione della linea di riva del II-I secolo a.C. sembra ricostruibile con buona affidabilità, più difficile è la ricostruzione dei particolari della rete idrografica e ancora più quella delle dimensioni e caratteristiche delle aree umide.

Strabone (5, 2, 5) ha descritto, in età augustea, l'unione in Pisa di un corso d'acqua che ingrossava di tanto le acque dell'Arno da non permettere di distinguere le persone fra le due sponde nella confluenza. I meandri abbandonati, riconosciuti di recente (Della Rocca e altri, 1987) con le

fotografie aeree a valle della gola di Ripafratta in direzione di Pisa nella pianura, avvalorano questa antica descrizione, tanto più che altri meandri, questi sepolti, sono stati individuati con le immagini da satellite (ancora Della Rocca e altri, 1987) nello stesso tratto di pianura e diretti ancora verso Pisa.

A parte le dotte disquisizioni se il termine usato da Strabone, che ha scritto in greco, possa correttamente tradursi in «Serchio», ci sembra ormai chiaro che questo fiume dovesse scendere verso Pisa, tanto più che, unito all'Arno, poteva proseguire, in asse con la sua direzione precedente, fino a sfociare in mare presso San Piero a Grado. Ciò secondo quanto parzialmente rintracciabile sulle fotografie aeree, nella logica che lo scalo di quest'ultima località, dove appunto la pia tradizione indica negli stessi anni sia avvenuto lo sbarco dell'apostolo Pietro, fosse alla foce di un fiume e nell'ipotesi che l'antico canale dei Navicelli, inspiegabilmente curvo tra San Piero a Grado e Pisa, sia stato tracciato su un alveo abbandonato.

Ancora Strabone accenna a un corso diviso in tre rami dell'ultimo tratto dell'Arno. Questa informazione, nella sua genericità, dà adito a interpretazioni opinabili salvo, ovviamente, quella del passaggio di uno di questi rami per Pisa. Un secondo ramo sembra logico passasse per Stagno, provenendo dalla zona di Cascina, sulle orme dell'antico tracciato seguito nel Würm. Il terzo ramo, di ubicazione ancora più problematica, poteva forse passare nel solco che divide le Sabbie dell'Isola di Coltano fra Castagnolo e Coltano.

Recentemente Pascucci Garzella e Ceccarelli Lemut (1986) hanno in modo convincente ricostruito, attraverso la precisazione delle località miliari (Quarto, Quinto, Sesto, Settimo, Ottavo, Nono) il corso della strada romana che risaliva la valle dell'Arno con un andamento tanto tortuoso da indicare chiaramente di seguire i meandri di questo fiume. Tra Pisa e Cascina l'Arno romano correva quasi del tutto più a sud di quello attuale.

Le notizie di cui sopra, cui se ne aggiungeranno molte altre, anche se alquanto frammentarie, per la situazione riguardante il Medioevo, e la constatazione dell'esistenza attuale del Fiume Morto, antico alveo abbandonato poco a sud del Serchio, indicano la facilità dei cambiamenti di corso dei fiumi in pianura. Nell'impossibilità di seguire le vicende minute di questi cambiamenti cerchiamo di tracciarne i lineamenti generali.

Un primo punto fermo, ben documentato, è l'antico corso (Würm II) dell'Arno e Serchio da Bientina lungo il bordo meridionale della pianura di Pisa (fig. 5 della tavola). Nel Würm III (fig. 4 della tavola) questo corso era senza dubbio ancora attivo in quanto è documentato il suo prolungamento fino oltre le Secche della Meloria e radente al terrazzo di Livorno. In questa situazione ci è sembrato arbitrario indicare una divergenza presso Cascina per tracciare un ramo di questo fiume fino a Pisa secondo l'andamento attuale. Molto probabile è invece che nell'area pisana pas-

sasse il ramo del Serchio da Ripafratta secondo l'asse che avrebbe mantenuto fino al II-I secolo a.C. (fig. 3 della tavola).

Secondo la ricostruzione di cui sopra non sarebbe stato tanto il Serchio a raggiungere l'Arno dove in seguito fu costruita Pisa, bensì un nuovo ramo di quest'ultimo a gettarsi nel primo. Questo nuovo ramo dell'Arno si sarebbe separato nelle vicinanze di Cascina dal più antico e meridionale che doveva trovarsi in progressiva diminuzione di attività man mano che il ramo del Serchio da Bientina perdeva potenza in favore di quello da Ripafratta o, ancora, per un lentissimo basculamento verso nord della pianura di Pisa sotto l'azione della presunta faglia del bordo meridionale del Monte Pisano. Questa ricostruzione, che ovviamente proponiamo come ipotesi, giustificherebbe anche la presenza di divergenze fluviali, attive solo in occasione delle piene durante le quali il corso più recente, divenuto principale, avrebbe scaricato parte delle acque negli alvei più antichi normalmente semiabbandonati.

Passando ad occuparsi delle zone umide, quella maggiore, cioè il sistema del lago-padule di Massaciuccoli, presenta in superficie sedimenti torbosi ben oltre l'attuale specchio del lago: per circa 8 km verso NO e 4 km verso sud. Nel sottosuolo lo spessore maggiore di torba si trova fino a circa 10 m in corrispondenza della riva orientale; lungo l'asse centrale un sondaggio a NO ed uno a SE hanno incontrato torba per i primi 2-3 m e, al di sotto, argilla lacustre torbosa a pollini di *Abies*, *Alnus*, *Pinus*, *Picea* fino a circa -10 m di quota; lungo la riva occidentale non compare l'argilla lacustre e lo strato di torba superficiale si assottiglia fino a non essere più presente nei pressi di Viareggio. Questa argilla lacustre è stata riferita all'episodio di rinfrescamento del clima seguito all'optimum post glaciale (Federici, 1987), cioè all'inizio della fase Sub-Boreale dell'Olocene. Quale sia stata l'estensione del Lago di Massaciuccoli nel II-I secolo a.C. non è ricostruibile nel dettaglio con i documenti attualmente a disposizione. La continuità dello strato di torba messo in evidenza dalle perforazioni lascia supporre la presenza di uno specchio d'acqua forse più ampio dell'attuale, ipotesi che tuttavia contrasta con quella di un livello del mare più basso di almeno un metro. D'altra parte il fatto che la centuriazione romana non sembra sia stata estesa in corrispondenza dell'area oggi occupata dal lago e dai terreni torbosi è favorevole ad una notevole estensione della zona sommersa.

A NO delle rovine di Luni, in sinistra dell'estuario del Magra, fra il cono di deiezione sul quale fu costruita la città e il lido antico, alcuni carotaggi hanno messo in evidenza qualche metro di torba ricoperta da un sottile strato di argille grigie di estuario con frammenti ceramici e di anfore posteriori all'età augustea, a loro volta sepolti da depositi alluvionali recenti. Ciò è stato interpretato con l'esistenza di uno specchio d'acqua riparato, di tipo lagunare-palustre, invaso in età post-augustea dal-

l'estuario del fiume (Pasquinucci e Mazzanti, 1987), vagante fin da tempi pleistocenici (Federici, 1973).

L'analisi pollinica delle carote di alcuni sondaggi della zona di Stagno ha messo in evidenza che quell'area è stata occupata da un sistema lagunare-palustre fino da epoca precedente la fase Atlantica, durante quest'ultima e in quelle Sub-Boreale e Sub-Atlantica (Galletti Fancelli, 1978). Il riconoscimento da parte della Menchelli (1984) di tracce di centuriazione in una zona marginale dell'area sicuramente palustre in epoca posteriore e indicata all'interno del sistema di cui sopra anche dal sondaggio S-2, studiato da Galletti Fancelli (1978), lascia intravedere la possibilità di un temporaneo ritiro naturale, almeno parziale, delle acque di questo sistema a meno che non ci sia stato un intervento bonificatorio romano.

Nella zona di Bientina a una prima fase lacustre-palustre indicata da due imbarcazioni della tarda età del bronzo o della prima età del ferro (Canestrelli, 1909), rinvenute in uno strato di torba, è seguita un'emersione, almeno parziale, intorno al VI-V secolo a.C., indicata da sepolture (Ghirardini, 1893) nell'area dell'alveo. Non è chiaro se questa emersione può essersi protratta fino al II-I secolo a.C., età di dodici tombe (Neppi Modona, 1930) rintracciate nelle alluvioni che si sovrappongono al primo strato di torba. Notevoli variazioni di dimensioni del sistema lacustre-palustre di Bientina sono del resto facilmente spiegabili dipendendo il suo sbarramento a valle dal sovralluvionamento operato dall'Arno, sottoposto verosimilmente a frequenti cambiamenti di portata solida e di percorso.

In una regione di antica, intensa e continua antropizzazione come il Valdarno, è fuori di dubbio che, a un certo punto, gli interventi umani siano entrati con notevole peso a far parte delle forze agenti sulla conformazione del paesaggio. Con ogni probabilità poco incisivi durante le prime esperienze di agricoltura e pastorizia neolitiche, non fosse per altro per l'esiguità numerica di quelle popolazioni (Deevey, 1960), questi interventi devono essere divenuti sensibili nella prima metà del I millennio con l'introduzione degli aratri a chiodo, l'intensificazione della metallurgia e il sinecismo, in specie etrusco, che devono avere comportato uno sfruttamento più in profondità dei suoli e più ampio delle foreste. È comunque con la conquista romana che il paesaggio del Valdarno ha ricevuto la maggiore antropizzazione e, particolarmente, con la diffusa centuriazione del II-I secolo a.C. Intanto era aumentata la richiesta di legname per usi domestici, edilizi e dell'artigianato, in conseguenza dell'incremento della popolazione e delle tecniche produttive. Ma fu specialmente con lo sviluppo dei commerci che i disboscamenti del Valdarno subirono grandi incrementi, come è indicato dal fatto che Pisa fu nel I secolo a.C. un grande mercato di legname che, ricevuto per via fluviale, veniva im-

barcato a Porto Pisano (in prossimità della laguna-padule di Stagno) e spedito principalmente a Roma (Cherubini e altri, 1987).

È noto che i Romani furono abili idraulici e, anche in mancanza di una documentazione archeologica strettamente puntuale, riteniamo di poter affermare che, specialmente nelle numerose aree centuriate del Valdarno, dovettero eseguire molte opere di arginamento, canalizzazione e regolazione delle acque. Tutte queste opere possono avere spostato la deposizione dei materiali detritici, trasportati dai corsi d'acqua (con notevole incremento per l'accentuazione dei disboscamenti), dai bacini di raccolta interni (pianure alluvionali) verso gli sbocchi fluviali in mare. I delta dei fiumi e, di conseguenza, i litorali sabbiosi iniziarono così ad avanzare malgrado il livello del mare continuasse, mediamente, a salire.

1830. — La figura 2 della tavola è tratta dalla carta corografica dell'Inghirami (1830) (fig. 4), utilissima negli studi sul territorio perché, pur essendo la prima a rappresentare in modo geometricamente corretto il Granducato di Toscana, si riferisce a una situazione anteriore alle opere che maggiormente hanno modificato l'assetto che questa regione aveva ricevuto durante quasi due millenni. La somma degli effetti degli ultimi eventi naturali e dei numerosi interventi umani risalenti a questi due ultimi millenni, a parte quelli ancora non esattamente conosciuti operati dai Romani, è ben lontana dall'aver procurato i cambiamenti determinati a partire dalla seconda metà del secolo scorso.

Il confronto con la linea di riva della figura 3 della tavola (II-I secolo a.C.) mette in evidenza la grande progradazione del litorale pisano-versiliese, in modo particolare in corrispondenza del delta dell'Arno. Mazzanti e Pasquinucci (1983) hanno puntualizzato, attraverso indicazioni fornite da fonti letterarie, epigrafiche, archeologiche, cartografiche e naturalistiche, le tappe di questa progradazione. Di essa ci limitiamo a ricordare che la linea di riva del 1830 corrisponde quasi al massimo protrondimento dell'apparato apicale del delta dell'Arno mentre a sud e a nord l'avanzamento è proseguito, anche se con minore velocità, fino a tempi molto recenti e, in alcuni tratti sempre più limitati, continua tuttora.

La rete idrografica del 1830 è caratterizzata dal corso del Serchio che ha ormai abbandonato il ramo di Bientina e che, raggiunta la gola di Ripafratta passando a nord di Lucca, si dirige indipendentemente al mare; dal corso dell'Arno divenuto unitario e dalla presenza di numerose zone umide: il Lago di Porta, il sistema lacustre-palustre di Massaciuccoli, il Padule di Agnano al piede meridionale del Monte Pisano, il sistema di Stagno-Castagnolo-Coltano, il piccolo Lago di Sibolla e i grandi sistemi lacustro-palustri di Bientina e di Fucecchio. Nella fascia litoranea esistevano poi moltissime «lame» palustri interdunari che nella figura 2 della Tavola non è stato possibile rappresentare per motivi di scala ma la cui localizzazione è risultata evidente dall'esame dei prodotti cartografici



FIG. 4 — PARTICOLARE RIGUARDANTE IL VALDARNO INFERIORE DELLA «CARTA GEOMETRICA DELLA TOSCANA RICAVATA DAL VERO NELLA PROPORZIONE DI 1/200.000 E DEDICATA A S.A.I. E R. LEOPOLDO II DI G. INGHIRAMI DEL 1830».

pregeodetici e della *Pianta guida della Reale Tenuta di Tombolo per uso dei cacciatori* (Mazzanti e altri, 1984) (fig. 5).

Gli interventi umani che hanno portato alla situazione del 1830, da considerarsi pressoché «naturale» nei confronti di quella odierna risultante dalle operazioni posteriori ben più drastiche e decisive, sono tuttavia moltissimi e non per tutti disponiamo di informazioni esaurienti. Cercheremo di renderne conto nelle linee generali senza entrare, vista la natura di questa nota, nel merito di particolari che non siano assolutamente indispensabili alla comprensione degli eventi, tanto più che esistono attualmente pubblicazioni specialistiche in merito (Della Rocca e altri, 1987, con bibl.; Federici, *Il territorio del Bientina...*, 1987).

Per quanto riguarda il cambiamento del corso dei fiumi la tradizione rimanda al «miracolo di San Frediano», vescovo di Lucca che, secondo quanto riportato in un'omelia di papa Gregorio Magno, nel 575 tracciò un solco con il pastorale e il Serchio, obbediente, seguì la direzione indicatagli. C'è ancora incertezza se questa operazione, o verosimilmente le molte conseguenti ad una certa linea di tendenza bonificatoria, servì a condurre il Serchio, nella Pianura di Lucca, a nord della città nel corso attuale da uno più antico che scorreva a est fino a congiungersi con l'Ozzeri oppure se, nella Pianura di Pisa, servì a deviare direttamente verso il mare il ramo che finiva in Arno in Pisa, favorendo così il drenaggio della pianura lucchese.

Molte sono state le operazioni di taglio di meandri di fiumi per accelerare lo scorrimento delle piene; per l'Arno i due tagli delle Cascine Nuove risalenti al 1338 (Redi, 1986), quello vicino a Calcinaià eseguito fra il 1563-1564 (Mazzoni e Pardini, 1980), quello di Barbaricina risalente al 1771-1774 (Fiaschi, 1938) ed altri nei pressi della Rotta e vicino a Montelupo Fiorentino (sempre nel Valdarno Inferiore); per il Serchio quello di Metato operato nel 1579 (Pardini, *Taglio di Serchio e Metato*, 1980).

Pure note sono molte operazioni alle foci dei fiumi eseguite nell'intento di favorire lo scorrimento in mare delle acque di piena fluviale onde evitare il ripetersi di disastrose esondazioni che si propagavano fino a Pisa e oltre: per la foce d'Arno quella del 1606 (Pardini, *Taglio della foce d'Arno*, 1980) con deviazione di alcuni chilometri verso NO per evitare gli effetti tampone della traversia di libeccio; per la foce del Fiume Morto nel Serchio, risalenti al 1560 e al 1612, e direttamente in mare, risalenti al 1588 e al 1623 (Pardini, *Foci del Fiume Morto e del Serchio*, 1980); per la foce del Calambrone (probabilmente antico ramo d'Arno di Stagno) nel 1716 (Mazzanti, 1984).

Un'altra operazione ripetutamente effettuata per cercare di salvare Pisa dalle frequenti disastrose alluvioni fu quella di immettere sull'argine sinistro dell'Arno dei canali, a monte della città, per farvi defluire parte delle acque di piena che venivano riversate nello Stagno e quindi al mare. Sembra che nel XIV secolo se ne volesse scavare uno in comune di

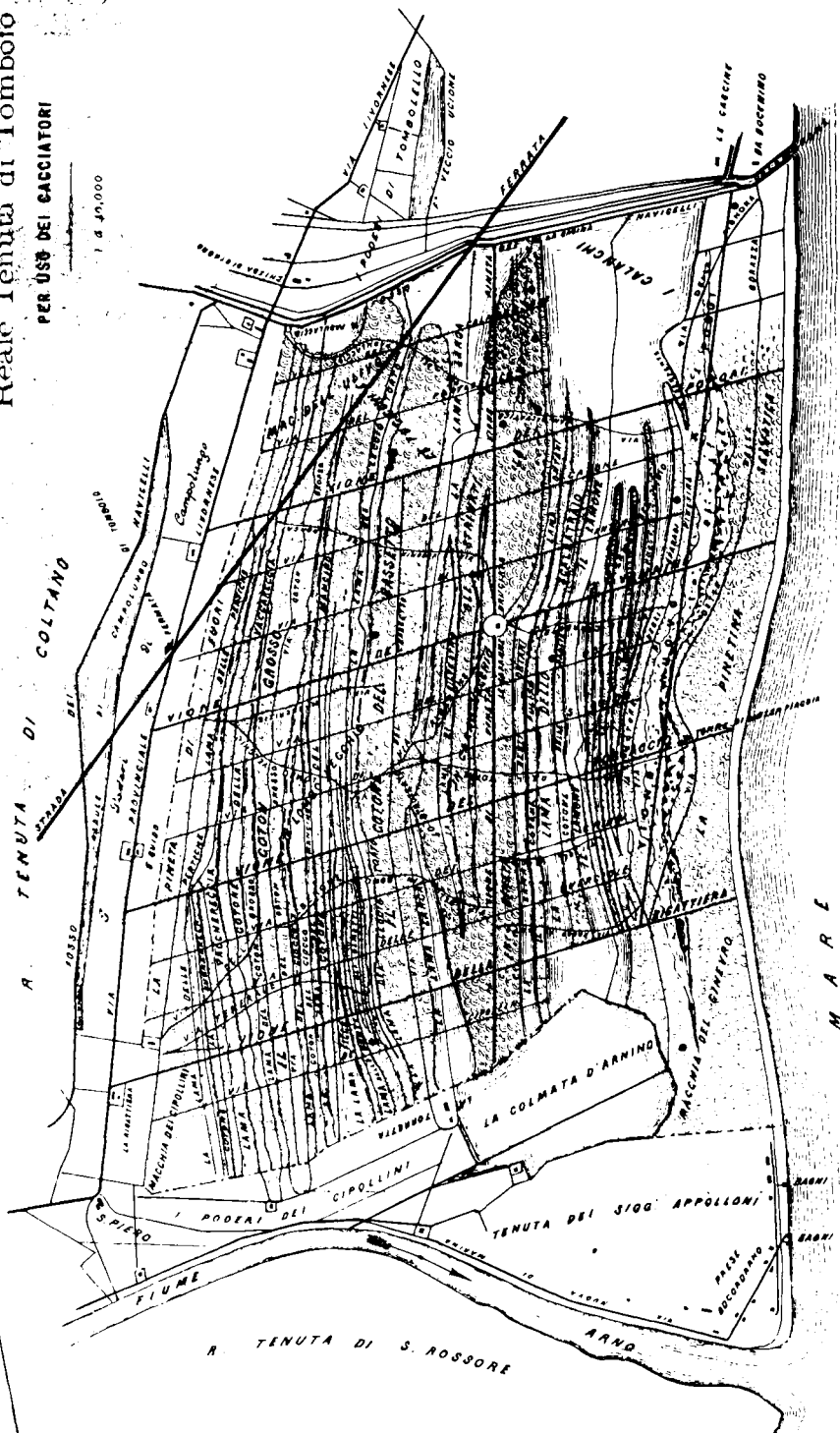
PIANTA GUIDA

DELLA

Reale Tenuta di Tombolo

PER USO DEI CACCIATORI

1:100,000



T O S C A N O

M A R E

• Saggio G. Fascina

FIG. 5 — PIANTA GUIDA DELLA REALE TENUTA DI TOMBOLO PER USO DEI CACCIATORI MOSTRANTE CON GRANDE DETTAGLIO I LIDI E LE LAME
(Autore ignoto, s.d., probabilmente 1903).

Fasciano dove ne era esistito un altro (Redi, 1986); sicuramente realizzati furono quelli di Putignano nel 1558 (Pardini, *Trabocco di Putignano*, 1980) e di Fornacette nel 1568 (Morelli, 1980).

Ma Pisa per tutto il Medioevo e l'era moderna non solo dovette provvedere a difendersi dalle alluvioni dell'Arno e, talvolta, del Serchio, bensì anche dai ristagni delle acque che avevano difficoltoso scolo in mare dalla sua pianura alluvionale. Questa talora era più bassa del l.m.m. e comunque chiusa dalla diga operata dalla fascia, più elevata e col tempo sempre più allargantesi, dei cordoni sabbiosi del litorale. Il ristagno delle acque era estremamente nocivo per un'agricoltura ancora estensiva e fu ritenuto fino al XIX secolo il veicolo dell'endemia malarica, secondo una credenza, rivelatasi solo in parte errata, in quanto la zanzara *Anopheles*, portatrice del morbo, depone le uova solo in acque semi-ferme o stagnanti.

Per i motivi di cui sopra fu scavata una elaborata rete di canali di scolo che in epoca comunale (XI-XV secolo) si può considerare già molto simile (Della Rocca e altri, 1987) a quella rielaborata in epoca moderna inizialmente sotto il granducato dei Medici e, in seguito, dei Lorena, dopo le grandi devastazioni conseguenti ai due disastrosi assedi di Pisa da parte dell'esercito fiorentino agli inizi del XV e del XVI secolo.

Servendosi di questa fitta rete di canali già nel medioevo il Comune di Pisa era riuscito a liberare dai paduli i dintorni più immediati della città e a prosciugare il padule di Agnano (Redi, 1986), ma rimanevano le grandi aree umide di Stagno e di Coltano con le loro pessime esalazioni condotte in città dai venti meridionali. Poiché molte di queste aree erano più basse del l.m.m. e non potevano essere prosciugate servendosi esclusivamente di canali, sembra che già nel XII secolo (Targioni Tozzetti, 1761) furono fatti i primi tentativi di innalzarne il fondo con il metodo delle colmate attraverso le torbide condotte dai canali scolmatori d'Arno.

Il metodo delle colmate fu impiegato con maggiore frequenza nei secoli XVI e XVII sotto il principato dei Medici e all'inizio del XIX sotto quello dei Lorena. Fu adatto al prosciugamento di molte aree minori ma, malgrado gli enormi sforzi fatti, la situazione nel 1830 vedeva ancora l'esistenza di molte e vaste zone umide.

In modo particolare i lucchesi effettuarono numerosi tentativi di prosciugare le paludi intorno alla depressione del Massaciuccoli; furono anche introdotti ingegnosi sistemi idraulici, ma i tempi non erano ancora maturi per le soluzioni definitive. Nel 1741 per separare le acque salmastre da quelle dolci furono costruite le chiuse mobili, dette «Zendrini», allo sbocco in mare di alcuni emissari del lago.

A nord di Bientina l'ampio sistema lacustre-palustre, ingrossato a quanto sembra all'inizio del XVI secolo (Paderi, 1932), era mal drenato dai canali emissari che scaricavano con difficoltà le loro acque in Arno (Fe-

derici, *Il territorio del Bientina...*, 1987) e gonfiava spesso inondando e devastando la campagna lucchese fin sotto le mura della città.

A nord di Fucecchio era ancora presente l'ampio sistema prevalentemente palustre malgrado nel 1780 Leopoldo I di Lorena avesse definitivamente fatto aprire la pescaia di Ponte a Cappiano, che teneva alte le acque del padule e per la quale si era trascinata una contesa plurisecolare tra le popolazioni dei dintorni, che mal sopportavano i disagi della vicinanza del padule, e i regnanti fiorentini, che godevano dei diritti della pesca (Repetti, 1833-46).

E p o c a a t t u a l e. — Tornando ad esaminare lo stereogramma della figura 1 della tavola, dopo avere preso visione di tutti i precedenti, siamo in grado di comprendere come la situazione attuale sia il frutto di un'evoluzione molto complessa nella quale ha agito sia la componente naturalistica sia quella antropica.

Per quanto riguarda il litorale dal 1830 ad oggi risulta evidente la demolizione dell'apice del delta dell'Arno, cominciata nella seconda metà del secolo scorso e fermata, non senza notevoli difficoltà e solo in corrispondenza dell'abitato di Marina di Pisa, da opere di difesa iniziate dal 1899 e continuamente rinnovate e ampliate (Toniolo, 1927; Albani, 1940; Rapetti e Vittorini, 1974).

La costruzione delle dighe dei porti di Viareggio e di Marina di Carrara ha interrotto la deriva litoranea e ha comportato notevoli squilibri nella falcatura originaria con ampie erosioni sottoflutto e avanzamenti sopraflutto. La drastica diminuzione nel rifornimento di ghiaia e sabbia alle spiagge per l'enorme incremento dei dragaggi nel letto dei fiumi, il decadimento della flora litoranea pioniera e del bosco dunare per eccesso di frequentazione antropica e per inquinamento hanno portato, soprattutto negli ultimi 30 anni, ad accentuare l'erosione a partire dai punti nei quali i fenomeni si erano già manifestati in precedenza: Bocca di Magra, zona a sud del porto di Carrara, zona a nord del porto di Viareggio, delta d'Arno sia in sinistra che in destra, malgrado siano state aumentate ed estese le difese con pennelli di vari tipi e siano stati effettuati in alcuni punti notevoli versamenti di sabbia.

Per quanto riguarda la rete idrica è possibile raggruppare in tre periodi l'esecuzione delle opere di maggiore rilevanza che sono state eseguite dopo il 1830.

Un primo periodo risale ancora ai tempi del Granducato di Toscana, sotto l'impulso di Leopoldo II di Lorena e l'impostazione tecnica di Manetti, direttore dell'Ufficio di Acque e Strade. Fu allora ideato e realizzato (1859) lo svuotamento del lago-padule di Bientina con l'escavazione di un nuovo emissario sottopassante l'Arno in «botte» e raggiungente il mare attraverso il Calambrone, dopo aver percorso la pianura meridionale di Pisa nel canale Arnaccio, rimodellato su fossi più antichi.

Un secondo periodo vide le realizzazioni maggiori negli anni '30 del XX secolo e lo scavo del Nuovo Canale dei Navicelli da Livorno a Pisa, con funzioni non solo commerciali ma di asse drenante la nuova rete di fossi minori di bonifica nell'ampia area palustre ad ovest di Coltano. Si procedette inoltre all'escavazione del Fiume Morto Nuovo, canale delineato intorno all'antico ramo abbandonato del Serchio per drenare tutta l'area compresa fra Arno e Serchio a nord di Pisa.

Il terzo periodo è iniziato negli anni '50, con l'avvento di tecniche rivoluzionarie per gli scavi e i movimenti di terra. In esso è stato programmato e, per ora, solo in parte realizzato, il Nuovo Canale Scolmatore da Pontedera al mare, ancora con foce nel Calambrone, per deviare parte delle acque di piena dell'Arno e scongiurare le alluvioni in Pisa e nella tanto abitata campagna intorno al fiume a valle di Pontedera.

Gli anni posteriori al 1830 hanno visto il prosciugamento di tutte le zone umide del Valdarno Inferiore e della Versilia ad eccezione del Lago di Massaciuccoli, però ridotto in seguito a bonifiche (Pedreschi, 1956), del piccolo Lago di Sibolla e di qualche altra porzione piccolissima e del tutto insignificante dei sistemi maggiori. Dal punto di vista programmatico ciò è stato possibile con l'adozione di piani che si sono avvalsi dei grandi progressi dell'idraulica — che ebbe nell'Università di Pisa maestri di altissimo livello — e della cartografia, che permise una più puntuale conoscenza dei terreni e delle loro quote. Tecnicamente l'impresa è divenuta realizzabile quando, a una sempre più efficiente rete di canali di scolo, è stata aggiunta l'azione delle idrovore. Operazioni di questo tipo, già iniziate al tempo degli ultimi granduchi di Toscana e in genere abbandonate nei primi decenni dell'Unità d'Italia, sono state riprese con maggiore impegno negli anni '20 e '30 e condotte a termine prima dell'avvento delle grandi escavatrici e delle macchine per il movimento di terra che hanno reso enormemente più agevoli e rapide le operazioni di scavo.

Un'analisi geomorfologica del Valdarno Inferiore, sia pure per ovvi motivi estremamente schematica, non può trascurare almeno un accenno all'evolversi delle condizioni forestali e agricole che tanta importanza hanno sulla stabilità dei versanti, sul regime dei corsi d'acqua e quindi sul pericolo delle esondazioni e sulla dinamica del trasporto solido dei fiumi anche in pianura. A questo proposito uno sguardo alla carta dell'Inghirami del 1830 può essere utile per conoscere le condizioni della Toscana pre-industriale, nella quale le città erano ancora racchiuse nelle eleganti cinte «stellate» cinquecentesche, le strade erano scarse, malgrado le nuove realizzazioni operate a partire dalla seconda metà del secolo precedente, e l'agricoltura era la risorsa maggiore, dopo la grave crisi delle produzioni della lana, della seta e del cuoio che erano state alla base della ricchezza dei comuni medievali. Proprio questo interesse da parte di vecchi e, specialmente, di nuovi proprietari e imprenditori, che anche le leggi liberistiche emanate da Pietro Leopoldo di Lorena avevano

risvegliato per l'agricoltura, ha condotto, sulla fine del XVIII e sul principio del XIX secolo, ad importanti cambiamenti fondiari. Contemporaneamente, nel mondo culturale si era ravvivato il dibattito sui problemi agricoli e forestali sia all'Università di Pisa sia nelle varie accademie, fra le quali spicca quella fiorentina dei Georgofili.

In quegli anni si assiste così, da una parte, a una ripresa di coscienza degli effetti benefici del bosco e della necessità della sua tutela e incremento, dall'altra, all'espansione delle aree coltivate a discapito dei boschi, per i quali la liberistica, ma improvvida, disposizione del libero taglio ad arbitrio dei proprietari, concessa nel 1780 da Pietro Leopoldo, è stata causa di insensate distruzioni dopo tanti anni di tutela da parte dei principi di casa Medici. E se il dibattito culturale e le esperienze pratiche hanno suggerito l'introduzione di nuove metodologie agricole, proprio nei terreni collinari del Valdarno con l'aratura a giropoggio e la condanna di quella a traversopoggio (detta a «rittochino») ed hanno portato alle teorizzazioni della «bonifica di collina» e della «bonifica integrale», l'incremento demografico e i problemi di mercato hanno spinto invece allo sviluppo della cerealicoltura anche in tanti terreni di collina e di montagna addirittura a scapito degli oliveti e dei boschi di castagno, ottimi protettori del suolo (Vecchio, 1974).

La prima vera industrializzazione del Valdarno, seguita all'Unità d'Italia, non ha apportato modifiche essenziali alla conduzione delle campagne collinari e montane, che sono state fornite di maggiori vie di comunicazione in specie con l'avvento delle ferrovie. Si è verificata così l'espansione dei centri di raccolta e smistamento del legname, in precedenza condotto principalmente per fluitazione, con il conseguente incremento del taglio dei boschi. Tanto più che l'aumento continuo della popolazione ha sostenuto l'espansione delle colture cerealicole e la richiesta di legname per usi industriali e domestici. Tutto questo accadeva mentre veniva organizzato il Corpo Forestale dello Stato e nell'ambito culturale si continuava sempre più a puntualizzare l'utilità e la necessità dei rimboschimenti e della bonifica integrale.

I primi lavori di sistemazione montana erano stati avviati quando l'ultimo conflitto mondiale negli anni '40 ha provocato una quantità ingente di dissesti, sia direttamente per la diffusione delle operazioni belliche sul territorio, sia indirettamente per l'interruzione dei finanziamenti alle opere di bonifica.

Nel dopoguerra è iniziato ed è andato sempre più aumentando lo sviluppo industriale della Toscana legato a un'espansione urbanistica senza precedenti delle città e di tanti centri minori, specialmente di pianura — sempre per l'impianto di nuove industrie — oppure del litorale, della montagna o della collina in conseguenza della diffusione del turismo e della seconda casa. Ciò, malgrado, nella montagna e in molte zone di collina si è accentuato lo spopolamento per il richiamo di manodopera più

rimunerata nelle aree industrializzate. L'agricoltura montana e gran parte di quella collinare, assolutamente non più al passo con i tempi, furono abbandonate o tirarono avanti malamente con grandi pericoli d'innesto di processi erosivi dovuti al decadimento di una grandissima quantità di piccole opere di trattenimento del suolo agrario che secoli di duro lavoro delle popolazioni locali avevano creato e mantenuto. Forse non è stata completamente colta l'occasione per un più massiccio rimboschimento dei terreni abbandonati, tanto più che l'introduzione degli idrocarburi e loro derivati nella produzione energetica industriale e civile aveva procurato il calo netto della richiesta di legname. Intanto la diffusione della meccanizzazione in agricoltura permetteva scassi molto profondi e favoriva la reintroduzione dell'aratura a traversopoggio, già condannata come inopportuna nel XVIII secolo, con conseguenze deleterie per la tenuta dei versanti collinari e montani. Così da una parte l'abbandono dei terreni, dall'altra l'introduzione di tecniche agricole tutt'altro che conservative, hanno creato pericolosi squilibri in un paesaggio ormai quasi completamente antropizzato e quindi dipendente in modo ampio dagli impulsi economici e politici. E se il ripristino delle operazioni collegate alla bonifica integrale ha permesso notevoli lavori di regimazione dei versanti con la costruzione di briglie, traverse, terrapieni, ecc. e ha condotto a un certo incremento del rimboschimento, l'estensione della rete stradale fino nelle zone più impervie e la diffusione della motorizzazione ha permesso a una sempre crescente massa di cittadini, non abituati alle esigenze di una buona condotta in campagna, di raggiungere ogni parte del territorio con le conseguenti spoliazioni (piante del sottobosco, animali selvatici, ecc.) e con continui sviluppi di incendi.

Conclusioni. — Da quanto sopra appare un quadro estremamente contraddittorio, ma non certo confortante, dello stato attuale delle colline e delle montagne toscane. È comunque evidente l'esigenza di una razionalizzazione e uniformizzazione degli interventi bonificatori, al di sopra delle proprietà o delle gestioni dei vari terreni. Però non sembra che i legislatori abbiano avvertito questa esigenza in passato, né che la avverano attualmente.

La non buona condizione delle montagne e delle colline non può non ripercuotersi nelle pianure, occupate in gran parte da centri abitativi e industriali che hanno sottratto all'agricoltura molti dei terreni più fertili. Inoltre è stato costruito anche in quelle aree dove fino all'inizio del secolo i fiumi in piena spandevano le loro esondazioni e depositavano i materiali detritici, innalzandone la superficie e compensandone la tendenza alla subsidenza, naturale per terreni di pianura non compattati e ricchi d'acqua. Oggi tutto scorre nei ristretti letti dei fiumi, privati da tempo anche delle aree golenali e spesso pensili sulle campagne circostanti, e quindi privi di scambi sotterranei con esse.

L'enorme incremento del fabbisogno idrico, dovuto all'industrializzazione, irrigazione, aumento demografico e dei consumi pro capite per usi civili, ha portato i prelievi d'acqua dal sottosuolo a un punto tale che le falde difficilmente si ricaricano fino alla saturazione. Si sono venuti così a formare dei serbatoi «di sicurezza» sotterranei che riescono ad evitare o ad attenuare le piene fluviali, salvo in casi, che sembrano divenuti più rari, come quello della grande rotta del Serchio del 1949 o quello del 1966 che ha visto l'ultima esondazione dell'Arno.

Oggi semmai il pericolo da inondazione deriva dagli improvvisi interventi sui fiumi, come abbiamo visto, dalle incessanti impermeabilizzazioni di superfici e dagli effetti barriera creati dalle grandi infrastrutture urbane e viarie.

BIBLIOGRAFIA

- ALBANI D., *Le spiagge della Toscana dalla foce del Fiume Magra ai Monti Livornesi*, Roma, CNR, 1940 (Coll. «Ricerche sulle variazioni delle spiagge italiane, le spiagge toscane», 2).
- AIELLO E. e altri, *Il trasporto litoraneo lungo la costa toscana fra la foce del fiume Magra e i Monti dell'Uccellina*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1976, pp. 1519-1571.
- ALESSIO M., BELLA F. e CORTESI C., *University of Rome Carbon 14 dates II*, in «Radiocarbon», New Haven, 1964, n. 6, pp. 77-90.
- AZZAROLI A., *Il significato delle faune insulari quaternarie*, in «Le Scienze», Milano, 1971, n. 6, pp. 84-93.
- BARSOZZI G. e altri, *Studio del Quaternario livornese con particolare riguardo alla stratigrafia e alle faune delle formazioni del Bacino di carenaggio della Torre del Fanale*, in «Mem. Soc. Geol. Ital.», Pisa, 1974, pp. 425-495.
- BARTOLETTI E. e altri, *Studio geologico del territorio comunale di Rosignano Marittimo, in relazione alla carta geologica in scala 1:25.000*, in MAZZANTI R. (a cura di), *La scienza della Terra, nuovo strumento per lettura e pianificazione del territorio di Rosignano Marittimo*, in «Quad. Mus. St. Nat. Livorno», Livorno, 1965, Suppl. 1, pp. 33-127.
- BARTOLINI C. e altri, *Carta neotettonica dell'Appennino Settentrionale. Note illustrative*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1982, pp. 523-549.
- BARTOLINI C. e PRANZINI G., *L'antecedenza dei corsi d'acqua che attraversano la dorsale M. Albano-Poggiana nel quadro dell'evoluzione Plio-Quaternaria del Valdarno*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1984, pp. 271-278.
- BLANC A.C., *Formazioni pleistoceniche nel sottosuolo della Versilia*, in «Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Proc. Verb.», Pisa, 1934, pp. 129-143.

- BLANC A.C., SETTEPASSI F. e TONGIORGI E., *Excursion au Lac de Massaciuccoli (Plaine côtière de la Basse Versilia)*, in «Atti IV Congr. Int. INQUA, Roma-Pisa», Pisa, 1953.
- BOCCALETTI M. e altri, *The Umbria-Marche Apennine: an example of thrusts and wrenching tectonics in a model of ensialic Neogenic-Quaternary deformation*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1983, pp. 581-592.
- BOSSIO A. e altri, *Gli strati alti del Messiniano, il passaggio Miocene-Pliocene e la sezione plio-pleistocenica di Nugola nelle colline a NE dei Monti Livornesi*, in «Atti IX Conv. Soc. Paleont. Ital., Pisa, 1981», pp. 55-90.
- BROECKER W.S., KULP J.L. e TUCEK C.S., *Lamont natural radiocarbon measurements. III*, «Science», Washington, 1956, pp. 154-165.
- CANESTRELLI G., *Le regioni a spartiacque incerto od indeterminato dei bacini dell'Arno e del Serchio*, in «Memorie Geografiche di Giotto Dainelli», Firenze, 1909, vol. I, pp. 123-214.
- CARMIGNANI L. e altri, *Guida all'escursione sul complesso metamorfico delle Alpi Apuane*, Pisa, CNR, 1987.
- CHERUBINI L., DEL RIO A. e MAZZANTI R., *Sviluppo e prosciugamento dei paduli nella Provincia di Livorno*, in PRANZINI G. (a cura di), *La gestione delle risorse idriche*, Roma, Le Autonomie, 1987, pp. 149-209.
- CITA M.B., *La crisi di salinità nel Mediterraneo e le sue implicazioni geodinamiche e biodinamiche*, in «Cultura e Scuola», Milano, 1978, n. 68, pp. 21-26.
- DEEVEY E.S., *The human population*, in «Scientific America», New York, 1960, pp. 25-37.
- DELLA ROCCA B., MAZZANTI R. e PRANZINI E., *Studio geomorfologico della Pianura di Pisa (Toscana)*, in «Geogr. Fis. Din. Quatern.», Torino, 1987, n. 10 (in stampa).
- DALLAN L. e SALVATORINI G., *Biostratigrafia del Pliocene della Toscana Marittima*, in «Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem.», 74, Pisa, 1967, pp. 570-578.
- ELTER P. e altri, *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the Northern Apennines*, in «Boll. Geof. Teor. Appl.», Udine, 1975, n. 17, pp. 3-18.
- FAIRBRIDGE R.W., *Mean sea level changes, long-term-eustatic and other*, in FAIRBRIDGE R.W. (a cura di), *The Encyclopedia of Oceanography*, New York, Reinhold, 1966, pp. 1021.
- FANCELLI R. e altri, *Il contesto geomorfologico*, in MAZZANTI R. e altri (a cura di), *Terre e paduli, reperti, documenti, immagini per la storia di Coltano*, Pontedera, Comune di Pisa, 1986, pp. 23-39.
- FANUCCI F. e FIRPO M., *Application de la sismique reflection à l'étude de la marge continental de la Mer Ligure: quelques exemple*, in «Boll. Geof. Teor. Appl.», Udine, 1981, n. 23, pp. 145-157.
- FEDERICI P.R., *La tettonica recente dell'Appennino. I. Il bacino villafranchiano di Sarzana e il suo significato nel quadro dei movimenti distensivi a Nord-Ovest delle Alpi Apuane*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1973, pp. 287-301.

- FEDERICI P.R., *Note illustrative della neotettonica del Foglio 95 — La Spezia e del margine continentale del Foglio 84 — Pontremoli*, in «Contr. Prel. Realizz. Carta Neotett. It., Prog. Fin. Geod.», Roma, CNR, 1980, n. 356, pp. 1345-1364.
- FEDERICI P.R., *Dal Calambrone alla Burlamacca: lineamenti geografici e geomorfologici*, in *Guida alla natura del Parco Migliarino-S. Rossore-Massaciuccoli*, Pisa, Lischi, 1983, pp. 3-12.
- FEDERICI P.R., *Il territorio del Bientina: dalla Geologia alla Storia*, Pisa, Pacini, 1987, pp. 25-54.
- FEDERICI P.R., *Stato attuale delle conoscenze geomorfologiche e geologiche del bacino di Massaciuccoli in Versilia (Toscana)*, in *Il bacino del Massaciuccoli, III*, Pisa, Pacini, 1987, pp. 27-52.
- FEDERICI P.R. e RAU A., *Note illustrative della neotettonica del Foglio 104 Pisa*, in «Contr. Prel. Realizz. Carta Neotett. It., Prog. Fin. Geod.», Roma, CNR, 1980, n. 356, pp. 1383-1398.
- FIASCHI R., *Magistrature pisane delle acque*, Pisa, Nistri-Lischi, 1938.
- FURBETTA F. e LAPUCCI P.L., *Il bacino del Serchio ed il Nuovo Acquedotto di Filtelle*, Livorno, Comune di Livorno, 1969.
- GALLETTI FANCELLI M.L., *Sulla subsidenza della Pianura Pisana. Analisi polliche di sedimenti quaternari della pianura costiera tra Pisa e Livorno*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1978, pp. 197-245.
- GHELARDONI R., GIANNINI E. e NARDI R., *Ricostruzione paleogeografica dei bacini neogenici e quaternari della bassa valle dell'Arno sulla base dei sondaggi e dei rilievi sismici*, in «Mem. Soc. Geol. Ital.», Pisa, 1968, pp. 91-106.
- GHIRARDINI G., *Di una tomba etrusca scoperta nel padule di Bientina*, in «Atti R. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Mat. Fis. Nat.», Roma, 1893, pp. 403-418.
- GIANNELLI L. e altri, *Breve quadro stratigrafico e paleogeografico del Neogene e del Quaternario del Valdarno inferiore, della Val di Fine e della Val di Cecina*, in «Atti IX Conv. Soc. Paleont. Ital.», Pisa, 1981, pp. 10-19.
- GIANNELLI L. e altri, *Nuove osservazioni sul Quaternario di Livorno*, in *Studi sul territorio livornese*, Livorno, Nocerino, 1982, pp. 30-61.
- GIANNINI E., *Geologia del bacino della Fine (province di Pisa e Livorno)*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Pisa, 1962, pp. 99-224.
- GIGLIA G., *L'insieme Corsica-Sardegna e i suoi rapporti con l'Appennino Settentrionale. Rassegna di dati cronologici e strutturali*, in «Rend. Sem. Fac. Sc. Cagliari», Cagliari, 1974, n. 43, pp. 245-275.
- GIOLI G., *Il sottosuolo delle pianure di Pisa e Livorno*, «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1894, pp. 210-233.
- INGHIRAMI G., *Carta geometrica della Toscana ricavata dal vero nella proporzione di 1:200.000 e dedicata a S.A.S. Leopoldo II*, Firenze, 1830.
- LAZZAROTTO A. e MAZZANTI R., *Sulle caratteristiche di alcune strutture tettoniche frequenti nelle formazioni neoautoctone delle alte valli dei fiumi Cecina, Cornia e Milia*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Pisa, 1965, pp. 177-186.

- LOTTI B., *Geologia della Toscana*, Roma, 1910, (Coll. «Mem. Descr. Carta Geol. Ital.», 13).
- MAGALDI D. e altri, *Geomorfologia, suoli e valutazione del territorio tra la piana di Lucca e il padule di Fucecchio*, in «Ann. Ist. Sperim. St. Difesa Suolo», Firenze, 1983, n. 14, pp. 21-108.
- MARINELLI G., *Il magmatismo recente in Toscana e le sue implicazioni minero-genetiche*, in «Mem. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1983, pp. 111-124.
- MASINI R., *L'idrografia del Serchio nell'epoca preistorica e storica*, in «Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem.», Pisa, 1956, n. 63, pp. 41-70.
- MAZZANTI R., *Il punto sul Quaternario della fascia costiera e dell'arcipelago di Toscana*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1983, pp. 419-556.
- MAZZANTI R., *Il Capitanato nuovo di Livorno (1606-1808) — Due secoli di storia del territorio attraverso la cartografia*, in «Mem. Soc. Geogr. Ital.», XXXV, Pisa, 1984.
- MAZZANTI R. e PASQUINUCCI M., *L'evoluzione del litorale lunense-pisano fino alla metà del XIX secolo*, in «Boll. Soc. Geogr. Ital.», Roma, 1983, pp. 605-628.
- MAZZANTI R., PASQUINUCCI M. e SALGHETTI DRIOLI U., *Il sistema Secche della Meloria-Porto Pisano: Geomorfologia e biologia marina in relazione ai reperti archeologici, in 1284. L'anno della Meloria*, Pisa, ETS, 1984, pp. 7-54.
- MAZZANTI R. e SANESI G., *Geologia e morfologia della bassa Val di Cecina*, in MAZZANTI R. (a cura di), *Note di Geologia, Paleopedologia e Morfologia del territorio costiero tra Castiglioncello e San Vincenzo in Provincia di Livorno*, in «Quad. Mus. St. Nat. Livorno», Livorno, 1986, n. 7, Suppl. 1, pp. 1-27.
- MAZZANTI R. e TREVISAN L., *Evoluzione della rete idrografica nell'Appennino centro-settentrionale*, in «Geogr. Fis. Din. Quat.», Torino, 1978, n. 1, pp. 55-62.
- MAZZONI P. e PARDINI P., *Taglio di Calcinaia*, in *Livorno e Pisa: due città e un territorio nella politica dei Medici*, Pisa, Pacini, 1980, p. 48.
- MENCHELLI S., *Contributo allo studio del Territorio Pisano: Coltano e l'area dell'ex Padule di Stagno*, in «Studi Classici e Orientali», Roma, 1984, pp. 225-270.
- MORELLI C. e altri, *Preliminary Depth Contour Maps of the Conrad and Moho Discontinuities in Europe*, in «Boll. Geof. Teor. Appl.», Udine, 1967, n. 9, pp. 142-157.
- MORELLI P., *Trabocco di Fornacette e Arnaccio*, in *Livorno e Pisa: due città e un territorio nella politica dei Medici*, Pisa, Pacini, 1980, pp. 63-64.
- NENCINI C., *Il passaggio Plio-Pleistocene e i sedimenti pliocenici e pleistocenici delle colline di M. Castello (Pisa)*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1983, pp. 391-398.
- NEPPI MODONA A., *Tombe preromane e romane nel Padule di Bientina*, in «Rendiconti R. Acc. Naz. Lincei Cl. Sc. Stor. Mor.», Roma, 1930, p. 513.
- PADERI E., *Variazioni fisiografiche del bacino del Bientina e della pianura lucchese durante i periodi storici*, in *Scritti vari sulla Geografia fisica ed antropica dell'Italia*, in «Mem. Soc. Geogr. Ital.», XVII, Roma, 1932 pp. 89-118.

- PARDINI P., *Taglio di Serchio a Metato*, in *Livorno e Pisa: due città e un territorio nella politica dei Medici*, Pisa, Pacini, 1980, pp. 71-72.
- PARDINI P., *Taglio della Foce d'Arno*, in *Livorno e Pisa: due città e un territorio nella politica dei Medici*, Pisa, Pacini, 1980, p. 69.
- PARDINI P., *Foci del Fiume Morto e del Serchio*, in *Livorno e Pisa: due città e un territorio nella politica dei Medici*, Pisa, Pacini, 1980, pp. 62-63.
- PARDINI P., *Trabocco di Putignano*, in *Livorno e Pisa: due città e un territorio nella politica dei Medici*, Pisa, Pacini, 1980, pp. 61-62.
- PASQUINUCCI M., GARZELLA G. e CECCARELLI LEMUT M.L., *Cascina II dall'antichità al medioevo*, Pisa, Pacini, 1986, p. 182.
- PASQUINUCCI M. e MAZZANTI R., *La costa tirrenica da Luni a Portus Cosanus*, in «Atti Colloques Internat. CNRS», Aix en Provence, 1987, pp. 95-106.
- PATTULLO J.G., *Mean sea level*, in FAIRBRIDGE R.W. (a cura di), *The Encyclopedia of Oceanography*, New York, 1966.
- PEDRESCHI L., *Il Lago di Massaciuccoli e il suo territorio*, Roma, 1956, pp. 225 («Memorie Soc. Geogr. Ital.», XXIII).
- RAPETTI E. e VITTORINI S., *Osservazioni sulle variazioni dell'ala destra del delta dell'Arno*, in «Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem.», Pisa, 1974, n. 81, pp. 25-88.
- REDI F., *L'intervento dell'uomo*, in *Terre e paduli, reperti, documenti, immagini per la storia di Coliano*, Pontedera, Comune di Pisa, 1986, pp. 200-202.
- REPETTI E., *Dizionario Geografico Fisico Storico della Toscana*, Firenze, Tofani, 1833-1846.
- RUGGIERI G., *The Miocene and later evolution of the Mediterranean sea*, in *Aspects of Tethyan biogeography*, New York, 1967.
- SCHMIEDT G., *Il livello antico del Mar Tirreno. Testimonianze dei resti archeologici*, in *Arte e Archeologia, Studi e Documenti*, Firenze, Olschki, 1972.
- SEGRE A.G., *Note sulla idrografia continentale e marina*, in «Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 111 Livorno, Serv. Geol. d'Ital.», Roma, 1955, pp. 20-26.
- SESTINI A., *Appunti morfologici sulla regione «Le Cerbaie» in Toscana*, in «Boll. R. Soc. Geogr. Ital.», Roma, 1929, pp. 318-325.
- SESTINI A., *Un'antica ripa marina nella pianura costiera apuana*, in «Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem.», Pisa, 1957, n. 57, pp. 1-5.
- TARGIONI TOZZETTI G., *Ragionamento... dell'insalubrità d'aria della Valdinievole*, Firenze, Cambiagi, 1761.
- TONGIORGI M., *La subsidenza nelle basse pianure dell'Arno e del Serchio: una prima valutazione quantitativa dei fenomeni osservati, in rapporto ai problemi della difesa del suolo*, in «Atti Convegno "I problemi della subsidenza nella politica del territorio e della difesa del suolo"», Pisa, Comune di Pisa, 1978, pp. 3-14.
- TONIOLO A.R., *Modificazioni storiche del litorale toscano fra l'Arno e la Magra*, in «Atti X Congr. Geogr. Ital.», Milano, 1927, vol. I, pp. 314-330.

TREVISAN L. e altri, *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 105 Lucca*, Roma, Serv. Geol. d'Ital., 1971.

VECCHIO B., *Il bosco negli scrittori italiani del Settecento e dell'età napoleonica*, Torino, Einaudi, 1974.

THE EVOLUTION OF THE PALEO GEOGRAPHIC FEATURES AND OF THE DRAINAGE PATTERN IN THE LOWER ARNO VALLEY (ITALY). — The paper illustrates the evolution of the paleogeographic features and of the drainage pattern in the lower regions in the Arno and Serchio river valleys, within the wider geomorphological configuration of the Northern Apennines.

The Northern Apennines trend NW-SE, stretching from the Tyrrhenian Sea to the Po Valley and the Adriatic Sea. Their drainage pattern is clearly asymmetric. On the Tyrrhenian side the longitudinal valleys (or valley trunks) that trend NW-SE are generally well developed, whereas on the Adriatic side the valleys tend to be mainly, transversal, trending SW-NE. This asymmetry in the drainage pattern has recently been interpreted as the consequence of structural differences between the Tyrrhenian region, which is undergoing extension, and the Adriatic region, which is being compressed. There is a horst and graben complex in the former region, whereas in the latter there is a sequence of folds and overthrusts. The line of maximum relief, which is slightly E of the principal divide, has shifted eastward as the wave of compressive structure formation has migrated eastward. This eastward migration of the divide may have been caused by the subsidence of the grabens, which diverted the upper, more westerly parts of the rivers which originally flowed towards the Adriatic. The subsiding grabens formed tectonic lakes. In fact, there are Upper Miocene lacustrine sediments in western Tuscany, and Pliocene and Early Pleistocene lacustrine sediments in northern and eastern Tuscany, where extensional structures formed later. The lakes drained toward the Tyrrhenian Sea because the formation for each new graben in the E was accompanied by a general flexure dipping westward, where the grabens were older and had subsided further.

In the Tyrrhenian area, the rivers have long straight stretches that generally follow the graben axes, coinciding with the filled, early lacustrine beds. These stretches are jointed by transversal segments which cut through horsts, and which may be relics of the former Adriatic runoff. The direction of flow in these segments was reversed when they became part of the Tyrrhenian side because of tectonic extension.

The general geomorphological features of the lower Arno valley are shown in Block 1 of the foldout plate insert entitled «Paleogeographic and paleohydrographic reconstruction of the lower Arno valley and the Serchio valley» and their evolution (together with the paleogeographic evolution of the area) is shown in the other figures, starting with the one that refers to the Late Miocene, the period in which extensional tectonic processes began to affect the lower Arno valley.

The reconstruction of the paleogeographic features of the Lower Arno valley in the Miocene, Pliocene, Pleistocene and Olocene is developed in this survey. Fi-

nally also the evolution of the geographic features of the region in the Roman times, in the Middle Ages and in the Modern time is here reported. It is noticeable that the present situation is outcome of a very complex process of evolution in which both naturalistic and anthropic (human) forces have played a decisive role.

Università di Pisa, Dipartimento di Scienze della Terra. Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino (CNR).