



**Catalogo
delle collezioni**

INTRODUZIONE ALLA GEOLOGIA DELL'APPENNINO NORDORIENTALE SULLE ORME DI SCARABELLI

Gian Battista Vai

Scarabelli si è occupato della geologia delle Alpi, della Pianura Padana, dell'Appennino Settentrionale (dalla famosa struttura di La Spezia fino al Riminese e al Monte Conero) e dell'Appennino Marchigiano, nell'Italia centrale. Di tutto ciò si trova concreta documentazione sia scritta, nelle opere, che materiale, nel suo Museo a Imola (v. altre sezioni di questo catalogo). Ma, per i contemporanei e fino ai primi del Novecento, Scarabelli è stato l'autorità indiscussa, il maggior esperto della geologia dell'Appennino di nord est: Romagna, Montefeltro e Marche.

In fondo, chiunque di noi si accinga a delineare una sintesi della geologia di queste aree, cosciente o meno che sia, farà qualche variazione e alcuni aggiornamenti su un tema che la sensibilità e l'occhio di Scarabelli hanno già estratto dal libro delle rocce e trattato con dovizia di particolari.

Ripercorriamo allora questo viaggio affascinante lungo le valli selvagge e i crinali abrupti, iniziato da Scarabelli quando i dissesti della Piccola Età Glaciale, il capillare insediamento montano e il sistematico disboscamento della prima rivoluzione industriale (fabbriche e ferrovie) avevano lasciato un Appennino assai più spoglio di vegetazione di quanto lo vediamo oggi.

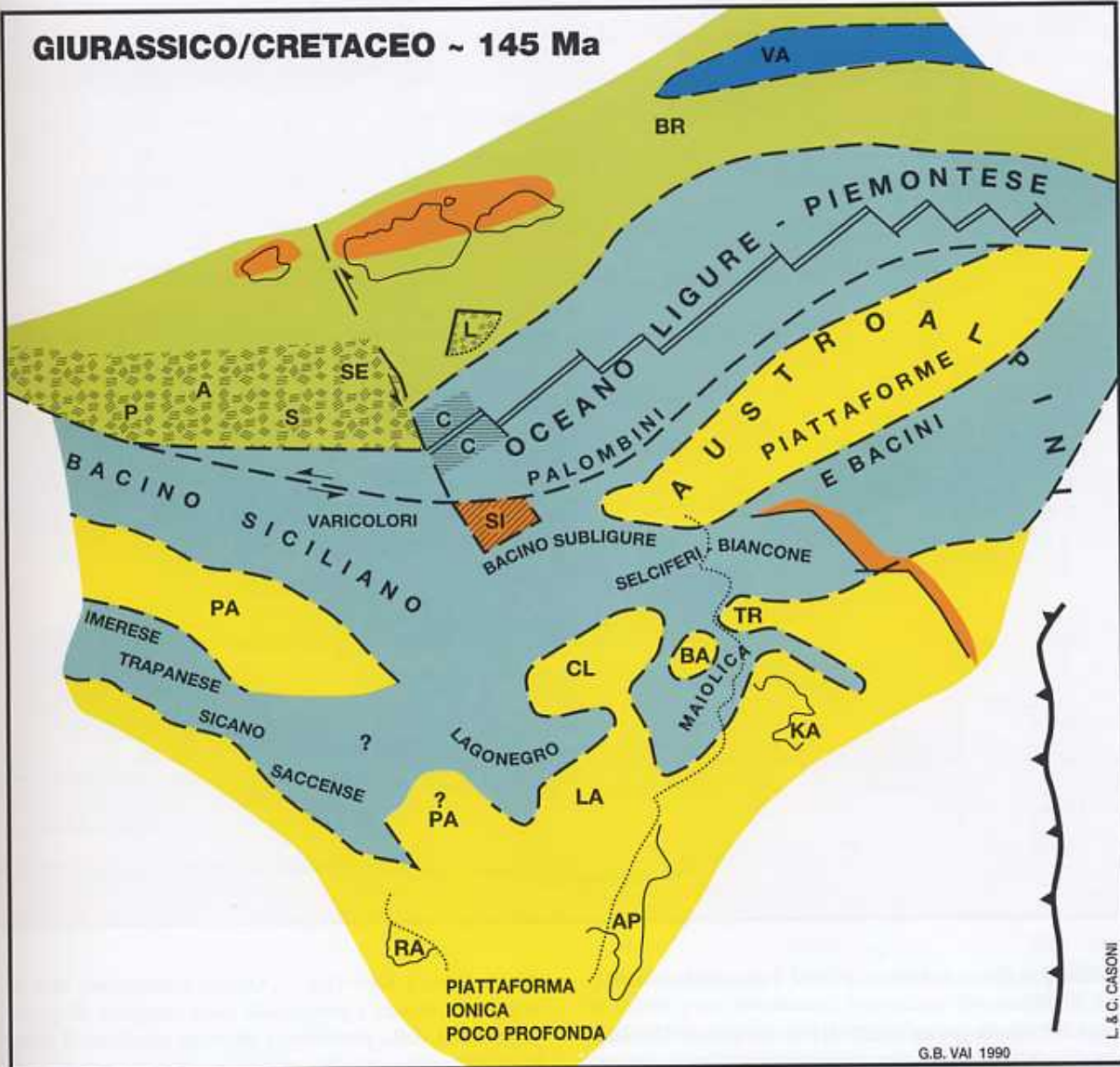
154

Barriere coralline al margine occidentale della Tetide triassica

La prima pagina si apre alla Gola della Rossa, o a quelle del Sentino o del Burano, oppure al Passo del Furlo, al fondo cioè dei grandi *canyons* marchigiani e, in particolare, in corrispondenza di quelle grandi strutture che i geologi chiamano anticlinali (dove gli strati al nucleo sono i più bassi nella successione e quindi i più antichi). Qui si trova la formazione più vecchia affiorante nell'Appennino di nord est: il *Calcere Massiccio* (fig. 2). Sono grandi bancate biancastre, formate dagli scheletri e dai detriti dei gusci di migliaia di specie diverse, dominate da alghe corallinacee e da altri organismi simili a quelli che oggi costruiscono le scogliere bordiere del Mar Rosso o della Florida. Una scogliera rigogliosa presuppone un collegamento più o meno diretto con l'oceano. E l'oceano, che allora, circa 200 milioni di anni (Ma) fa, si trovava a qualche centinaia di km dalle Marche, è quello che oggi identifichiamo con il nome di Tetide triassica. Con Tetide si indica un oceano a direzione est-ovest, che separava due supercontinenti, uno a sud (Terra di Gondwana) e uno a nord (Laurasia o Laurussia), oppure si insinuava fra questi ultimi da est quando essi erano fusi (Pangea) e in condizioni tali per cui non esisteva l'Oceano Atlantico, e la Tetide confluiva in un

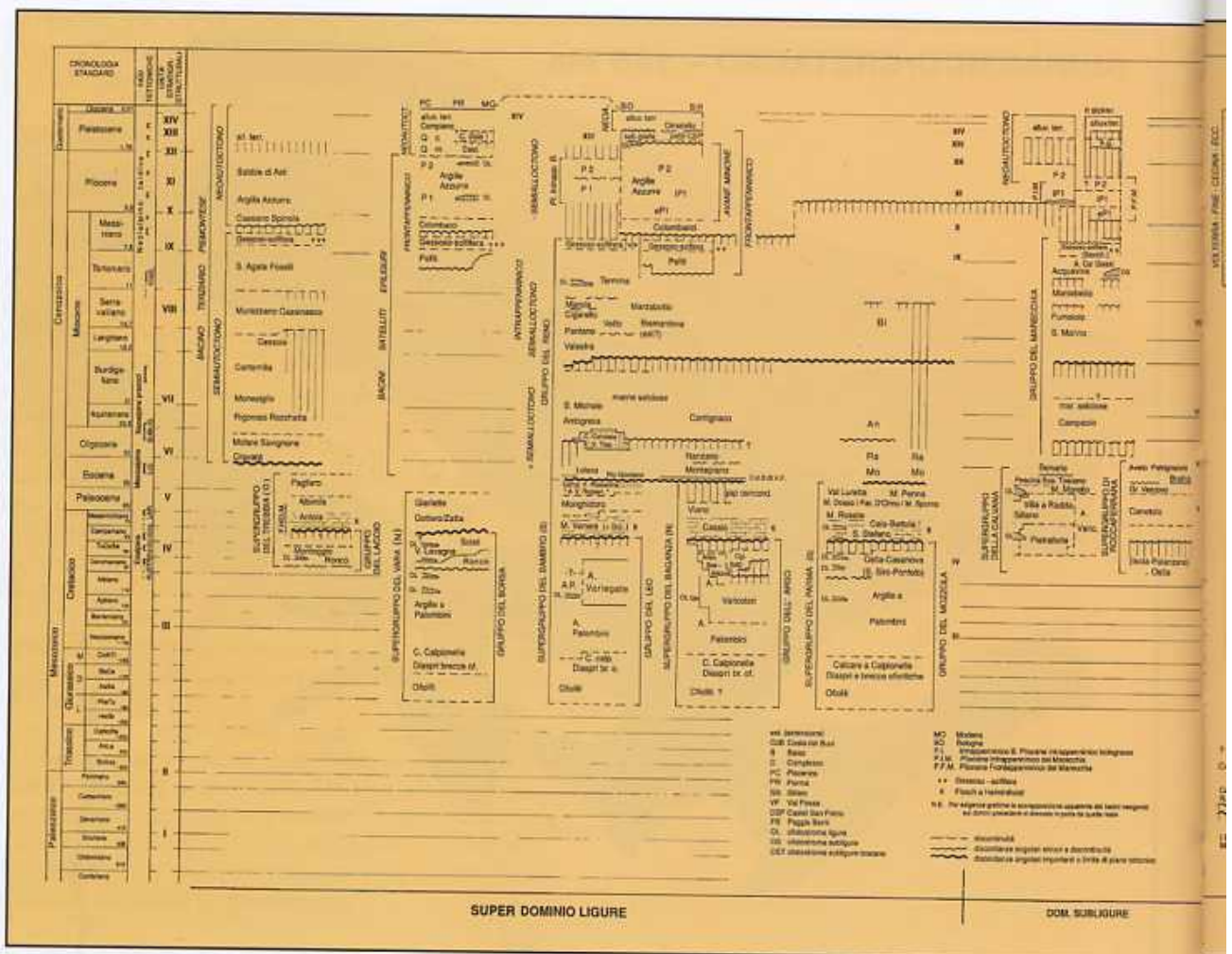
Fig. 1 - Schema paleografico delle aree italiane al passaggio Giura-Creta (da Vai, 1992). A Aspromonte AP Apulia, BA Bagnolo, BR Brianzone, C Catena Costiera, CL Campano-Lucana, KA Carso, L Longobucco, LA Laziale-Abruzzese, P Peloritani, PA Panormide, RA Ragusa, S Stilo, SE Serre, SI Sicilia, TR Trento, VA Vallese.

GIURASSICO/CRETACEO ~ 145 Ma



G.B. VAI 1990

- BACINO SU CROSTA OCEANICA
- BACINO PELAGICO PROFONDO
- BACINO PELAGICO
- BACINI DI AVANFOSSA SATELLITI, ESTENSIVI
- PIATTAFORMA CARBONATICA
- AREE EMERSE O ALTI SOTTOMARINI



antico Pacifico, a formare così l'oceano unitario (Panthalassa).

Nella mitologia greca Tetide era la moglie di Oceano. Ma quante mogli ha avuto Oceano, si è chiesto argutamente Celal Sengör, famoso geologo turco, se è vero che ne conosciamo almeno tre distinte e successive nel Permiano, nel Trias e nel Giura, e almeno altre due, aggiunto, nel Devoniano-Carbonifero e nel Precambriano superiore?

In effetti la Tetide triassica non separava completamente due continenti a nord e a sud, ma formava un immenso golfo sempre più largo e aperto verso est. Ce lo testimonia il fatto che già in Toscana le scogliere perioceaniche di età al passaggio tra Trias e Giura scompaiono, cedendo il passo a depositi desertici in Nordafrica, Spagna, Sardegna e Francia.

Annegamento delle barriere coralline e rift dell'Atlantico centrale

Ad un certo punto del Giura, poco prima di 180 Ma fa, in corrispondenza delle attuali Gole marchigiane, al di sopra del Calcare Massiccio si cominciano a depositare formazioni chiamate *Corniola*, *Marne del Sentino*, *Rosso*

Ammonitico e altre (fig. 2). Queste contengono resti di organismi vissuti a profondità assai maggiori di quelle superficiali della precedente barriera corallina. Il fatto, in sé, potrebbe apparire irrilevante, se non fosse già stato osservato, fin dai tempi di Scarabelli, che questo approfondimento delle condizioni di deposito avveniva contemporaneamente anche nelle Alpi, dal Veronese fino a Lugano, e anche in quelle aree della Toscana in cui prima c'erano condizioni continentali desertiche (*Verrucano*). Noi oggi possiamo mettere questo processo in relazione con un evento di scala assai maggiore: la nascita dell'oceano Atlantico centrale, e quella, ad essa strettamente collegata, di quell'oceano fossile (cioè ora scomparso, ma di cui si conservano resti) chiamato Oceano Ligure-Piemontese (fig. 1).

Come si può formare un oceano a partire da un originario continente? Mediante un *rift* o sistema di fosse tettoniche. Il più famoso, in atto oggi, è quello che dalla Dancalia (Eritrea), attraverso la depressione dell'Avfar e i laghi Rodolfo, Vittoria, Tanganica e Niassa, sta staccando un lungo pezzo dell'Africa Orientale dalla madre patria. Un *rift* simile ha staccato il grande blocco arabo dall'Africa circa 30 Ma fa, dando origine a una progressiva espansione del Mar Rosso. Dalle viscere della Terra, a poco meno di 200 km di profondità, si solleva una barriera

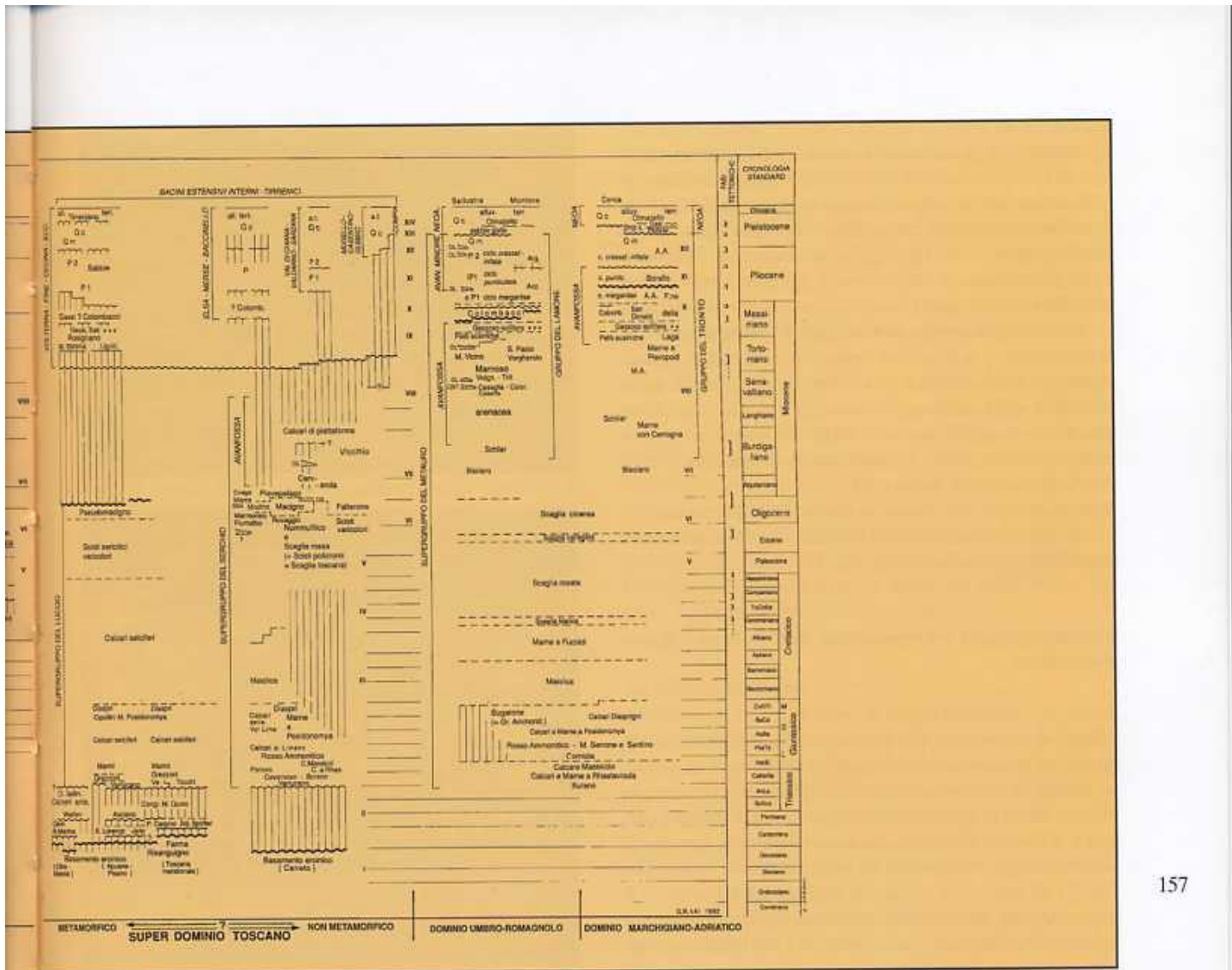
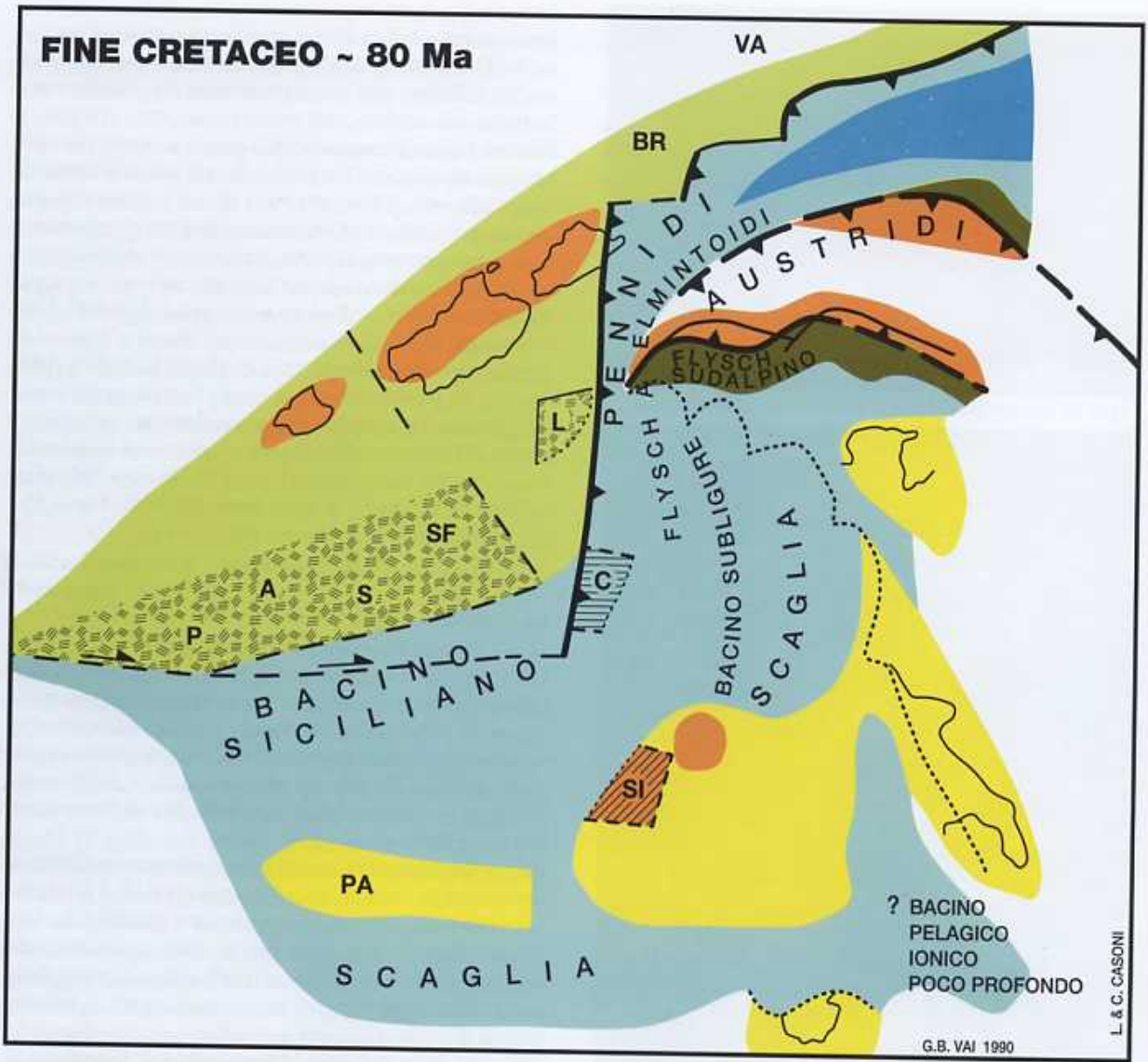


Fig. 2 - Schema di correlazione cronologica delle unità litografiche distinte nelle principali zone o domini paleogeografici dell'Appennino Settentrionale (da Vai, 1992a).

di calore che inarca l'involucro esterno rigido della Terra, lo lacera profondamente, facendone allontanare i due lembi e provocando una depressione in superficie. Il calore risale velocemente lungo la lacerazione, provoca fusione parziale di masse rocciose che formano serbatoi o camere magmatiche a profondità di alcuni km, da cui per esplosione e risalita di lava si originano i vulcani. Quando questi, per esaurimento dell'alimentazione profonda, collassano formando una depressione chiamata caldera, questa può riempirsi d'acqua, formando così i laghi. Qualcosa di simile avvenne nel Giura inferiore seguendo una lunga e irregolare fascia di lacerazione che, a partire dal Medio Oriente e Cipro a est, risaliva a nord attraverso la Serbia, aggirava le Alpi e proseguiva attraverso i Pirenei fino a intersecare la mezzera dell'Atlantico centrale; di là scendeva bruscamente a sud e, altrettanto bruscamente, deviava ancora a ovest attraverso i Caraibi. Si formavano così due blocchi, uno a nord, costituito da Nordamerica, Groenlandia e Eurasia, inclusa inizialmente anche l'Iberia, fusi tra loro senza oceani interposti; e l'altro a sud, costituito da Sudamerica, Africa, zona italo-balcanica, Arabia, India, Oceania e Antartide, pure fusi insieme. Il primo blocco era libero di muoversi verso NW, e il secondo verso SE. Si ponevano quindi le condizioni per la nascita e l'e-



160



Fig. 5 - Schema paleogeografico alla fine del Cretaceo (modificato da Vai, 1992).

te corsa ad ostacoli fra le rocce e i depositi dei vari domini dell'Appennino Settentrionale, come se essi fossero irresistibilmente spinti a raggiungere un traguardo posto a NE, nell'alto Adriatico (fig. 9). La zona più interna o ligure (rappresentata dai resti deformati delle rocce laviche e serpentinitiche, dai sedimenti dell'Oceano Ligure-Piemontese e delle sabbie torbiditiche soprastanti, e chiamata nell'insieme Coltre Liguride) viene spinta a sovrapporsi a quella intermedia toscana (fig. 2). Il processo avviene in condizioni sottomarine, per cui le rocce della Coltre Liguride, una volta trovate in posizione rialzata sul bordo del residuo bacino toscano, per il fatto di essere ricche di argilla tendono a franare nel bacino, intercalandosi a più riprese ai sedimenti sabbiosi (come il Macigno) in accumulo sul fondo.

Questa tendenza alla sovrapposizione, naturalmente, è un processo tettonico che si esplica tramite forze agenti parallelamente alla superficie terrestre. La fascia di applicazione delle stesse forze, col passare del tempo, tende a migrare verso nord est. Così, a sua volta, la zona toscana (fig. 2) si deforma e tende a sovrapporsi alla zona umbra, portandosi dietro sulle spalle le rocce della Coltre Liguride (Argille Scagliose) e ripetendo il processo di franamenti sottomarini (indicati col termine di olistostromi). E così via per la zona umbra su quella marchigiana e adriatica (fig. 2).

Questa migrazione temporale abbastanza regolare della deformazione tettonica, e quindi della crescita della catena appenninica verso nord est, è sottolineata da tre principali corpi di sabbie torbiditiche, a composizione quarzoso-micacea, che succedono nel tempo e nello spazio al Macigno, già visto: sono le *Arenarie del Cervarola*, la *Formazione Marnoso-arenacea* e la *Formazione della Laga* (fig. 2). La prima ha un'età del Miocene inferiore, la seconda del Miocene medio e la terza del Miocene superiore-Pliocene inferiore. Tutti questi corpi hanno spessori superiori a 3 km, estensione di varie centinaia di km e provenienza della sabbia dalle Alpi. Non vanno ritenuti come corpi rocciosi completamente distinti, ma piuttosto come incarnazioni temporali successive di un unico corpo per uno stesso ambiente genetico in migrazione discontinua verso nord est.

In maniera analoga, le intercalazioni di Argille Scagliose nei sedimenti (indicati con la sigla ol=olistostroma nella fig. 2) delle zone esterne hanno età di messa in posto sempre più recenti andando verso nord est. Proprio queste intercalazioni, difficili da distinguere dalle sovrapposizioni tettoniche, crearono problemi stratigrafici e strutturali a Scarabelli.

Ma torniamo al punto in cui avevamo interrotto la lettura della storia dell'Appennino nordorientale nelle valli marchigiane. All'inizio del Miocene, verso 24 Ma fa, sopra la Scaglia (fig. 2) si depositano calcari pelagici chiamati *Bisciaro* (non per essere ricettacolo privilegiato dei serpenti, ma perchè quelli che vi albergano risaltano per il colore chiaro dei calcari). Ai calcari si intercalano sottili livelli di ceneri vulcaniche, in parte alterate in argilla (bentonite) giallastra, che consentono precise datazioni numeriche di queste rocce. Al di sopra del Bisciaro si trovano marne di mare profondo chiamate *Schlier* (un



Fig. 6 – “Flysch a Elmintoidi” di M. Caio nel Parmense (con potenti megastrati torbiditici calcarei (foto Vai).

Fig. 7 – La Formazione Scaglia nelle Marche presso la Gola del Furlo (si noti la faglia diretta evidenziata dagli strati biancastri finemente torbiditici) (foto Vai).



162

Fig. 8 – La Formazione di Monte Morello o “Alberese” (parete SW del M. Carpegna con imponenti megastrati calcarei alternanti con più sottili torbiditi arenacee scure) (foto Vai).

nome austriaco per una formazione molto simile e coeva del Bacino di Vienna).

Mentre nelle Marche la Formazione dello Schlier continua per quasi tutto il Miocene, in Umbria (una zona più interna), dopo pochi metri di marne pelagiche dello Schlier (fig. 2), compaiono le prime potenti intercalazioni di sabbie torbiditiche quarzoso-micacee che caratterizzano la Formazione Marnoso-arenacea, che perdura per tutto il Miocene medio (Langhiano e Serravalliano) e parte di quello superiore (Tortoniano). Questa formazione, potente oltre tre km, forma i tre quarti dell'Appennino Romagnolo, di cui rappresenta anche la formazione più antica affiorante (escludendo le rocce trasferite in quest'area a seguito di una lunga storia deformativa, come le Argille Scagliose ricordate prima). Questa caratteristica della Romagna è anch'essa frutto di quelle forze tettoniche che hanno spinto i sedimenti della zona umbro-romagnola a sovrapporsi a quelli della zona marchigiano-adriatico-padana verso la fine del Miocene (circa 6 Ma fa).

Però, fra Umbria e Romagna c'è stata una differenza. In Umbria vari pezzi della successione, a partire dalla Scaglia o dalla Maiolica o, addirittura, dal Massiccio, si sono staccati dal loro substrato e, accatastandosi fra di loro (come maialini che si accavallano uno sull'altro quando vengano spinti in uno spazio troppo angusto), si sono sovrapposti sulla successione marchigiana. In Romagna, invece, dove la Formazione Marnoso-arenacea aveva uno spessore più alto, il distacco principale è avvenuto proprio alla base della stessa formazione. In questo modo, i pezzi accatastati sopra la zona adriatico-padana sono esclusivamente formati dalla Marnoso-arenacea stessa, che così nascondono i blocchi di successioni con formazioni più antiche. Come possiamo fare queste affermazioni? Le perforazioni petrolifere fino a cinque km di profondità lo hanno dimostrato chiaramente.

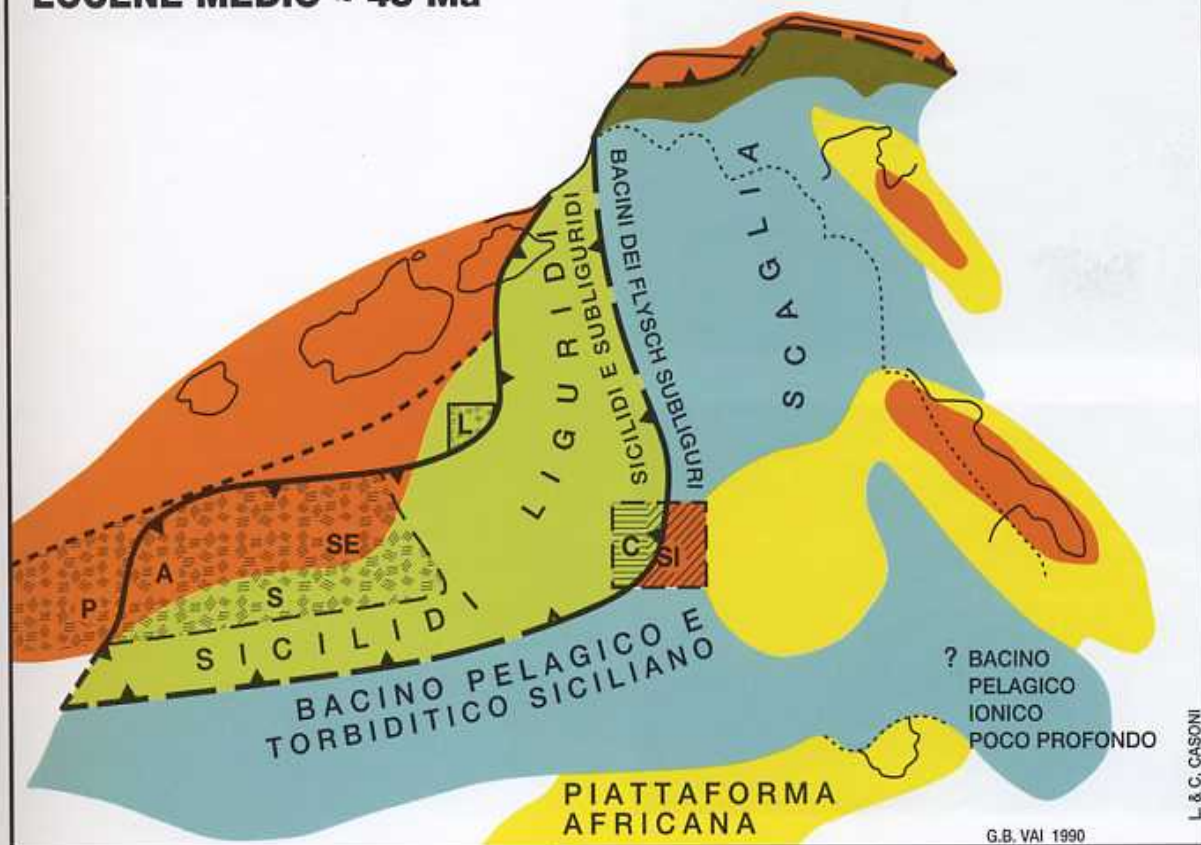
La storia della Marnoso-arenacea

Gli strati alterni di marna e arenaria della Marnoso-arenacea in Romagna o delle Arenarie del Cervarola nel Mugello o del Macigno a Firenze o nel Chianti devono aver colpito la fantasia di Leonardo (particolarmente attento ai fenomeni ritmici o ciclici) se è vero che li ha rappresentati in maniera perfetta nel basamento su cui poggiano i piedi di S. Anna, nel celebre quadro con la Madonna, il Bambino e S. Giovannino al Louvre.

A partire da quelle prime osservazioni sulla dinamica dei fluidi e dei sedimenti, la Marnoso-arenacea è stata un banco di prova e di documentazione dei più spettacolari processi di sedimentazione e di tettonica saltuaria e improvvisa oppure occulta e continua che li accompagna. Le eccellenti esposizioni della sua pila di strati, nelle valli romagnole soprattutto, ne hanno fatto una palestra per escursioni e discussioni internazionali (Figg. 10-14). Vi appare l'evidenza che il bacino che l'ha progressivamente ospitata era più ripido e subsidente sul lato appenninico e più dolce e sottile verso l'Adriatico.

Le sabbie delle singole torbide che lo venivano riempiendo mentre continuava ad approfondirsi, per lo più veni-

EOCENE MEDIO ~ 45 Ma



BACINO SU CROSTA OCEANICA



BACINO PELAGICO PROFONDO



BACINO PELAGICO



BACINI DI AVANFOSSA
SATELLITI, ESTENSIVI



PIATTAFORMA CARBONATICA



AREE EMERSE
O ALTI SOTTOMARINI

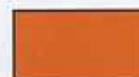


Fig. 9 - Schema paleogeografico nell'Eocene medio (modificato da Vai, 1992).



164

Fig. 10 – La Formazione Marnoso-arenacea alle Scalacce, alto Forlivese. Una pila interminabile di torbiditi, piatte come il fondo del bacino in cui si accumulavano (foto Vai).

Fig. 11 – Controimpronte di fondo del tipo a becco di flauto alla base dello Strato Contessa (foto Vai).

Fig. 12 – Controimpronte di fondo di vari tipi alla base degli strati arenacei ruotati in posizione verticale (foto Vai).

Fig. 13 – Strato calcareo biancastro o *colombina* e (sopra) megastrato arenaceo nella Marnoso-arenacea presso Tredozio (foto Vai).

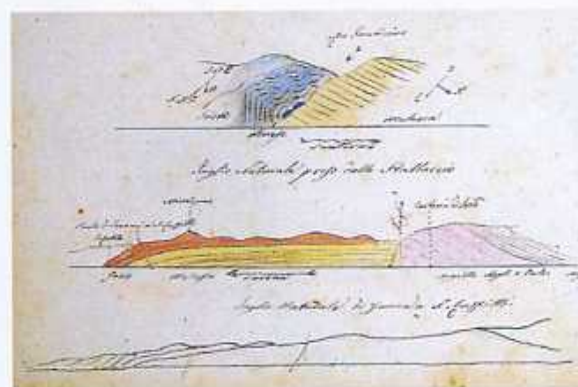


Fig. 14 – Increspature provocate dalla corrente sulla superficie del sedimento sabbioso in fondo al bacino marino della Marnoso-arenacea. Strato Confessa alla confluenza Diaterna/Santerno (foto Vai).

Fig. 15 – Materiali delle Argille Scagliose a contatto con la Marnoso-arenacea (“molassa”) presso lo Stallaccio (l’attuale Rimessa, vicino ai ponti di Coniale sul Santerno), nell’interpretazione di Scarabelli. Inedito da un libretto di campagna.

Fig. 16 – Corpo arenaceo che riempie un largo canale sottomarino inciso nelle argille del Tortoniano. Formazione Marnoso-arenacea, Rio del Prato, Fontanelice (foto Vai).

Fig. 17 – La Formazione Gessoso-solfifera nella Vena del Gesso romagnola (foto Pacciarelli).





vano da nord, e si incanalavano nel bacino, lungo almeno 350 km e diretto all'incirca nord-sud allora. Questo senso di trasporto è documentato da impronte, spesso eleganti e anche marcate, che ognuno può vedere ancor oggi, come fossero impronte come bassorilievi sulla base degli strati (figg. 11 e 12). In realtà esse sono per lo più modelli o calchi di incisioni avvenute sulla sommità dello strato sottostante. A conferma di questo senso di trasporto, la composizione delle sabbie, e dei più rari corpi di ghiaie, indica una provenienza dalle Alpi Venete e Lombarde.

Improvvisamente, però, nella successione di oltre 5000 strati torbiditici esposti e misurati, ne compaiono alcuni (meno di una decina), isolati, ma continui per centinaia di km da valle a valle, più chiari, composti da sabbia in parte o esclusivamente calcarea (fig. 13), proveniente dal bordo toscano e abruzzese-adriatico. Eventi così episodici ma imponenti, come mostra lo spessore gigantesco di questi strati, si spiegano come effetto di terremoti di magnitudo eccezionale, che ogni tanto colpivano il bordo più ripido e mobile di questo bacino d'avanfossa. Al bordo del bacino milioni di metri cubi di rocce e sedimenti ancora intrisi di acqua si sgretolavano e collassavano, producendo una nuvola di detriti capaci di estendersi in breve tempo sul fondo dell'intero bacino.

Di recente sono state trovate prove indipendenti e coeve di questa intensa attività paleosismica sotto forma di *conetti o vulcanetti di sabbia*, che sono strutture tipiche dovute alla fluidificazione di strati di sabbia sepolta sotto terreno o argilla, e che si formano in superficie o sul fondo marino nella zona epicentrale di grandi terremoti. In corrispondenza di queste imponenti crisi sismiche, dal margine appenninico dell'avanfossa della Marnoso-arenacea si sono staccate grandi frane di materiale argilloso ligure (Argille Scagliose), che hanno formato strati linguiformi (cioè grossi fino a 100 m verso il margine e sottili fino a scomparire verso il centro del bacino). Questi strati spiccano, per il loro assetto caotico e per il colore rosso, verde, nero e bianco dei componenti, all'interno della monotona successione di strati torbiditici. Uno dei più imponenti di questi antichi corpi franati in fondo al mare (chiamati, come già detto, *olistostromi* o corpi di scivolamento) era già stato cartografato (inconsiamente?), e rappresentato in sezione geologica da Scarabelli nel 1853 e in un suo libretto di campagna (fig. 15), presso Coniale-Visignano, nell'alto Santerno.

Mentre in Umbria e Romagna si stava riempiendo l'avanfossa della Marnoso-arenacea, le Marche e l'Adriatico costituivano il margine orientale dell'avanfossa non ancora raggiunto dalla tendenza alla flessione. Questa porzione del sistema, chiamata *avampaese* e in genere poco profonda, era infatti ancora rappresentata da sedimenti marnoso-pelagici della Formazione Schlier.

La Gessoso-solfifera: catastrofe evaporitica e rivoluzione messiniana

Circa 8 Ma fa si interrompe rapidamente la sedimentazione sabbioso-torbiditica nella grande avanfossa della

Fig. 18 - Gesso balatino nella Romagna orientale (foto Vai).

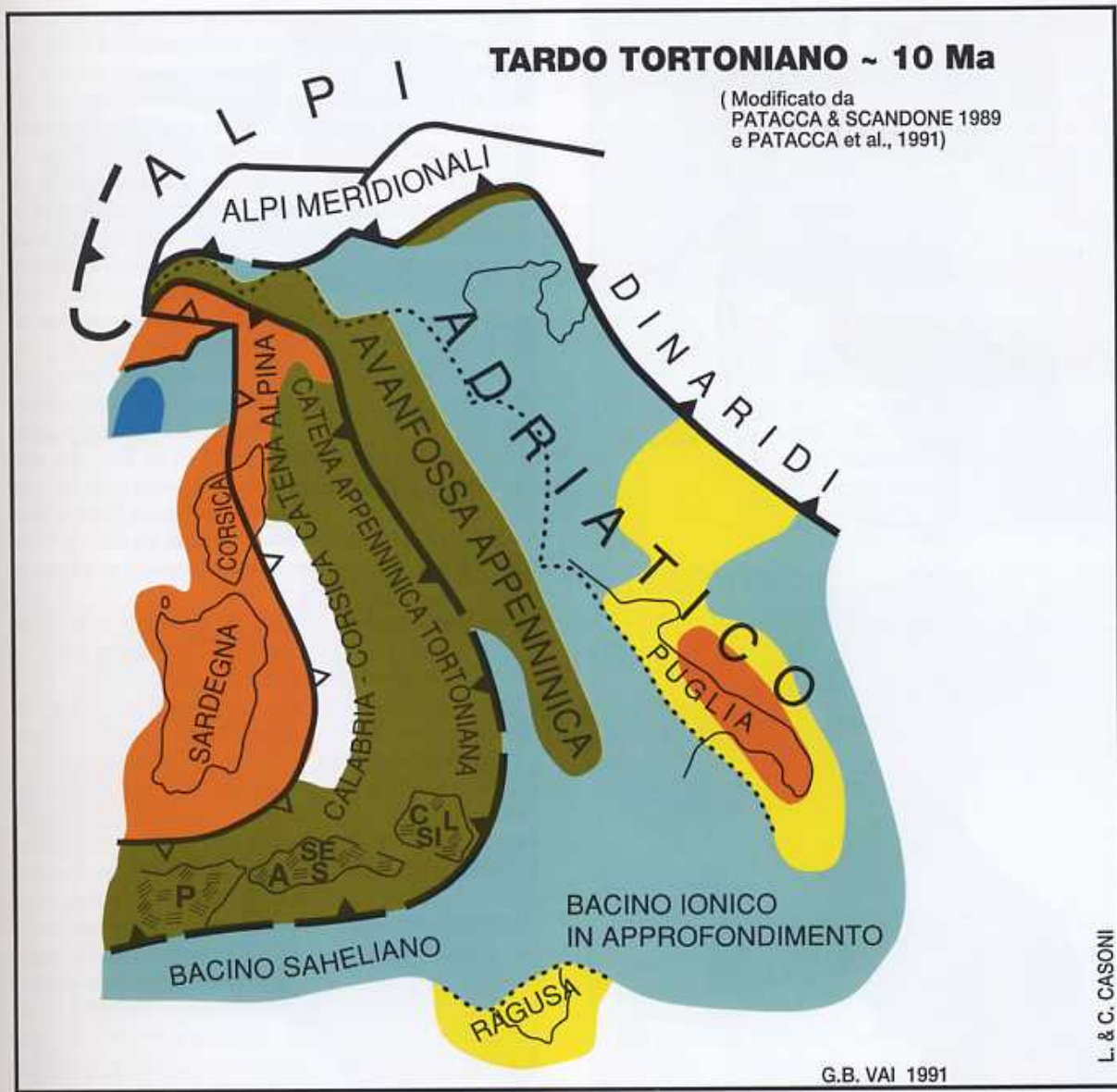


Fig. 19 - Schema paleografico nel tardo Tortoniano (modificato da Vai, 1992).



Fig. 20 – Una delle prime sezioni stratigrafico-geologiche della Gessoso-solfifera in Romagna. Inedito di L.F. Marsili, risalente forse agli inizi del '700, pubblicato da T. Lipparini nel 1930.

Fig. 21 – Paleogeografia dell'Italia settentrionale nel Miocene inferiore su base attuale (da Vai, 1988).

Fig. 22 – Paleogeografia dell'Italia settentrionale nel Tortoniano (da Vai, 1988).

Fig. 23 – Paleogeografia dell'Italia settentrionale nel Messiniano (da Vai, 1988).

Fig. 24 – Paleogeografia dell'Italia settentrionale nel tardo Messiniano (da Vai, 1988).

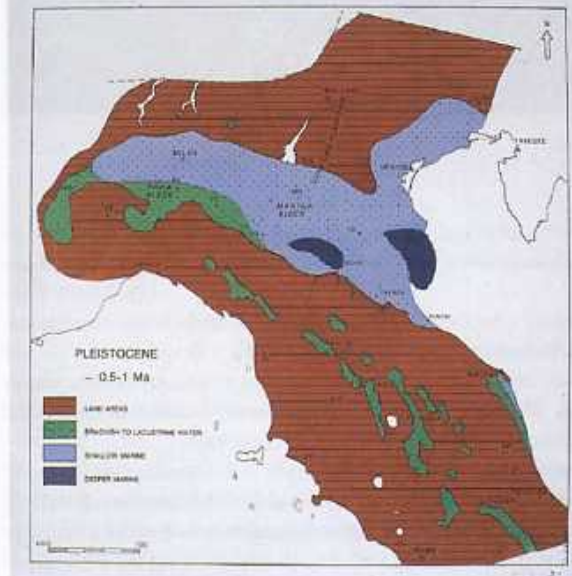
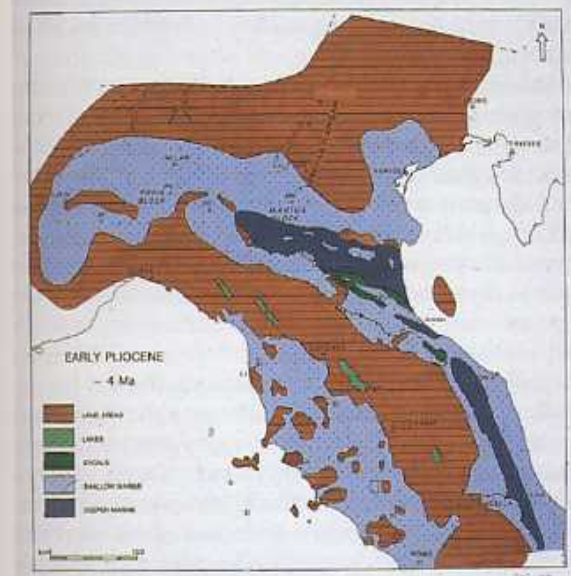
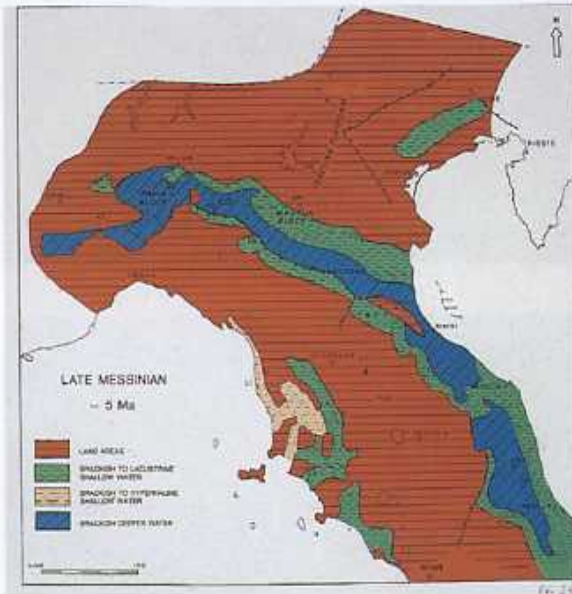
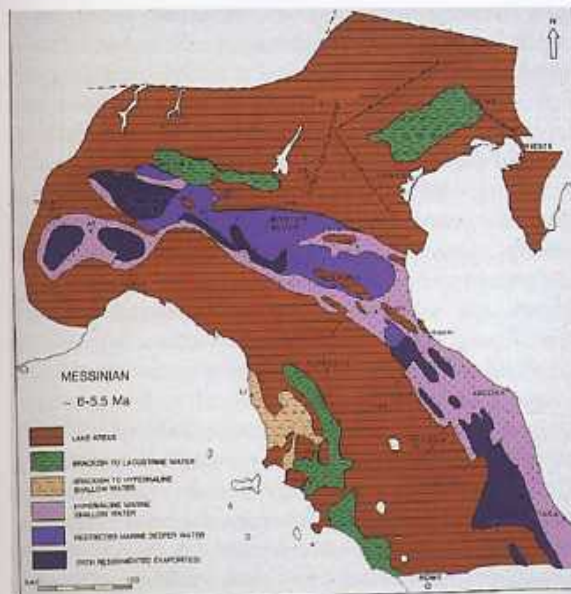
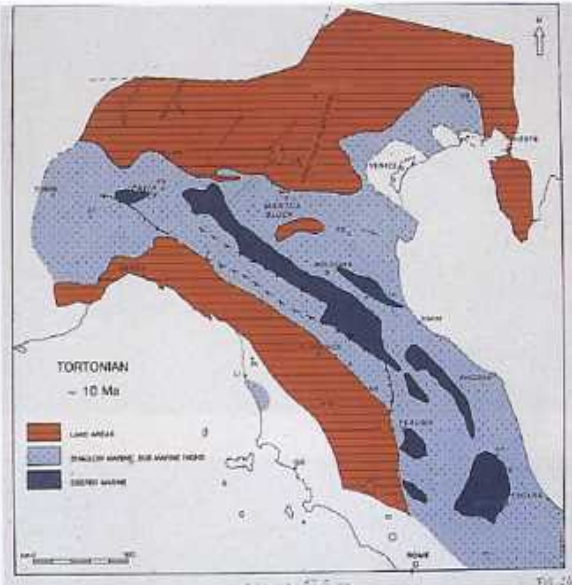
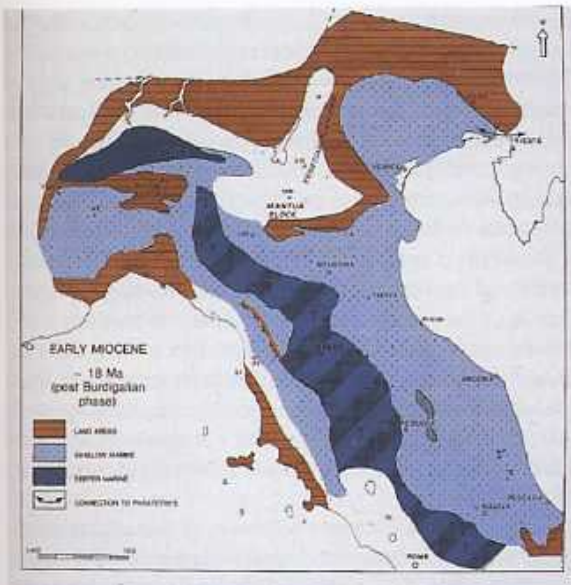
Fig. 25 – Paleogeografia dell'Italia settentrionale nel Pliocene inferiore (da Vai, 1988).

Fig. 26 – Paleogeografia dell'Italia settentrionale nel Pleistocene (da Vai, 1988).

Marnoso-arenacea e in quelle coeve di altre parti dell'Appennino e di altre catene mediterranee. Contemporaneamente si innalza ovunque il livello del mare e per circa un milione di anni si hanno condizioni di sedimentazione pelagica argillo-marnosa in molti ambienti marini che prima registravano depositi assai diversi. Verso la fine di questo periodo si incontrano spesso in molte aree del Mediterraneo da trenta a quaranta strati bituminosi neri (detti *sapropel*) oppure leggerissimi e bianchi (chiamati *tripoli*) che, nonostante il contrasto quasi manicheo, sono la rappresentazione di uno stesso processo: sovrapproduzione di materia organica (eutrofia), esplosioni algali (soprattutto diatomee, che costituiscono il 90% del tripoli), mancanza di ossigeno, e quindi impedimento di vita sul fondo. Ci sono cioè le condizioni favorevoli alla fossilizzazione di pesci o di altri organismi delicati, i cui resti sono facili a trovarsi in questi strati. Pare che queste condizioni eutrofiche e anoossiche siano state favorite da un periodo di abbassamento del livello marino (fino a un centinaio di metri) per effetto di un ciclo glaciale che ha comportato un incremento cospicuo di ghiacci in Antartide.

Il lettore si chiederà come, a questo punto della nostra storia, possiamo essere così precisi nel datare entro un milione di anni eventi che prima approssimavamo entro cinque o dieci Ma. Due sono i motivi. Primo perchè disponiamo, proprio nell'Appennino Romagnolo, di orizzonti di cineriti vulcaniche che ci hanno fornito per questo intervallo di tempo molte datazioni basate sul decadimento radioattivo naturale del potassio contenuto in minerali vulcanici come le miche. Questi ci consentono per ora approssimazioni di circa 200 mila anni. Secondo perchè, ormai, negli ultimi 10 Ma disponiamo di tali e tanti strumenti cronologici, per cui datare con precisione una roccia o un evento, siamo in grado di estrapolarne l'età sopra e sotto. Questo è agevole soprattutto quando i sedimenti adiacenti ad un livello datato mostrino caratteri ciclici particolari che si ritengono collegati o controllati dai cicli astronomici fondamentali come precessione, obliquità e eccentricità dell'orbita (di durata rispettiva di circa 20, 40 e 100 o 400 mila anni).

Questo stesso abbassamento del livello del mare, che ha raggiunto il suo culmine circa 6 Ma fa, ha innescato un processo catastrofico di dimensioni colossali, quale mai era avvenuto nelle ere precedenti. Immagini il lettore di estendere le attuali condizioni del Mar Morto (circa 10 x 50 km) all'intero Mediterraneo. Il Mar Morto è una depressione con un minimo di -394 m sotto il livello del mare, tappezzata da un velo di acqua sovrassalata, di gesso e di sale. Ebbene, 6 Ma fa il Mediterraneo era in condizioni analoghe, cioè era pressochè disseccato, perchè le ultime soglie di comunicazione con l'oceano Atlantico e quello Indiano erano state bruscamente interrotte per l'abbassamento del livello dell'oceano. La testimonianza di questa enorme salina sono i poco meno di 20 cicli di gessi e sali che costituiscono la *Formazione Gessoso-solfifera* in Appennino (Figg. 17 e 18) (soprattutto in Romagna e in Sicilia) e in molte aree circummediterranee. Inoltre questa formazione compare anche nel sottofondo di quasi tutti i mari del Mediterraneo, co-





170

Fig. 27 – La Formazione a Colombacci nella facies condensata della Romagna occidentale (foto Vai).

Fig. 28 – La Formazione Argille Azzurre (così denominata da Leonardo) nell'alto Rio Mescola (foto Vai).

Fig. 29 – La formazione "sabbie gialle" nel Faentino, Cava Salita di Oriolo (si apprezza la discordanza delle peliti continentali sovrastanti) (foto Vai)

me hanno documentato le perforazioni profonde delle navi Glomar Challenger e Joides Resolution.

Diversamente dalle idee diffuse vent'anni fa, oggi si ammette che i disseccamenti del Mediterraneo siano stati numerosi e intercalati, ciclo dopo ciclo, da una nuova inondazione (fig. 23). Ci sono prove recenti, proprio in Romagna, che le inondazioni venivano da est, ad eccezione della inondazione definitiva che ha ristabilito le condizioni normali di collegamento con l'Atlantico tramite il precursore dell'attuale stretto di Gibilterra. Ancora una volta, una delle formazioni così accuratamente cartografate e descritte per la prima volta da Scarabelli (senza dimenticare anche la priorità di Marsili a questo riguardo, come si vede in fig. 20), acquisisce interesse internazionale perchè comporta riferimenti genetici diretti a eventi e a processi sovrainposti di portata globale.

Alla Formazione Gessoso-solfifera, in Romagna, seguono gli *strati a Paludina e Congerie*, essi pure distinti per la prima volta da Scarabelli e inclusi successivamente nella *Formazione a Colombacci s.l.* Questa formazione è caratterizzata da depositi con faune che indicano acque salmastre in tutto l'Appennino, la Sicilia orientale e l'intero Mediterraneo orientale. In Sicilia occidentale, aree tirreniche toscane e nel Mediterraneo occidentale, invece, sono persistite le condizioni gessose sovrasalate. Si immagina, allora, che la soglia siciliana e la Catena Appenninica primordiale separassero un Mediterraneo occidentale sovrasalato e evaporitico da uno orientale (che comprendeva l'Adriatico) collegato direttamente con i grandi laghi salmastri che da Vienna raggiungevano il Mare d'Aral e Cipro a formare il cosiddetto Lago-Mare o Paratetide, di cui oggi restano in quelle condizioni il Mar Caspio e il Mare d'Aral.

In gran parte della Romagna la Formazione a Colombacci appare discordante sopra i depositi precedenti (fig. 27). Con ciò in geologia si intende che i depositi sottostanti ad essa sono stati deformati da quelle forze compressive in migrazione verso nord est, di cui abbiamo detto sopra. E solo dopo una prima stasi in questo processo di liberazione di energia, sui gessi o sulle arenarie piegate e fagliate si è depositata la Formazione a Colombacci.

Invece la Romagna più orientale, le Marche e l'Abruzzo teramano hanno continuato a restare indenni dalle tensioni tettoniche compressive. Anzi in essi le torbiditi sabbiose micacee, indici dello sviluppo dell'avanfossa, hanno cominciato a depositarsi solo dopo gli strati anossici sommitali delle Marne a Pteropodi, dando luogo all'ultimo grande corpo torbiditico dell'Appennino Settentrionale: la *Formazione della Laga* (Miocene terminale-Pliocene inferiore) che al suo interno contiene anche torbiditi a sabbie gessifere, derivate da bacini evaporitici meno profondi circostanti questa avanfossa (fig. 2).

Al lettore che sia anche un escursionista attento e amante del libro della natura e delle rocce posso consigliare una passeggiata comoda alla ex-cava situata presso il Santuario del Monticino, a Brisighella (che sta per essere attrezzata a parco-museo geologico) o una scarpinata in allegra compagnia lungo qualche calanco prossimo al-

la Vena del Gesso. Qui, a qualche metro dagli strati più alti di gesso, scavando con una zappetta la scorza argillosa del calanco troverà argille verdastre o nerastre (soprattutto), con belle conchigliette rosate, che all'improvviso lasciano il posto a argille chiare o azzurrine (a seconda della stagione secca o umida) assai più omogenee e punteggiate di sferulette biancastre lucenti del diametro di mezzo millimetro: le famose *Argille Azzurre*. Famose perchè la prima descrizione concisa e completa e lo stesso nome di questa formazione risalgono addirittura a Leonardo che le osservò attentamente lungo la Valle del Lamone (come egli scrive nei suoi inestimabili fogli di appunti di campagna, nel caso specifico il codice Hammer, ex-Leicester, oggi appena divenuto Gates, dal nome del magnate dell'informatica) (fig. 2).

Le Argille Azzurre del Pliocene e Pleistocene inferiore costituiscono, con i Gessi, le formazioni geologiche più familiari ad ogni livello della popolazione romagnola e in ogni campo della civiltà, per il largo uso che ne è stato fatto come materia prima nella ceramica, nelle malte da presa rapida e nell'edilizia come materiale da costruzione e da rivestimento. Ma anche sul piano immaginifico e estetico le argille, coi loro fantasmagorici calanchi e i gessi con le loro pareti svettanti e lucenti, nell'azzurro della luce solare o nelle penombre argentee delle notti di luna, hanno lasciato un'impronta indelebile in chi li ha guardati anche per una sola volta (fig. 28).

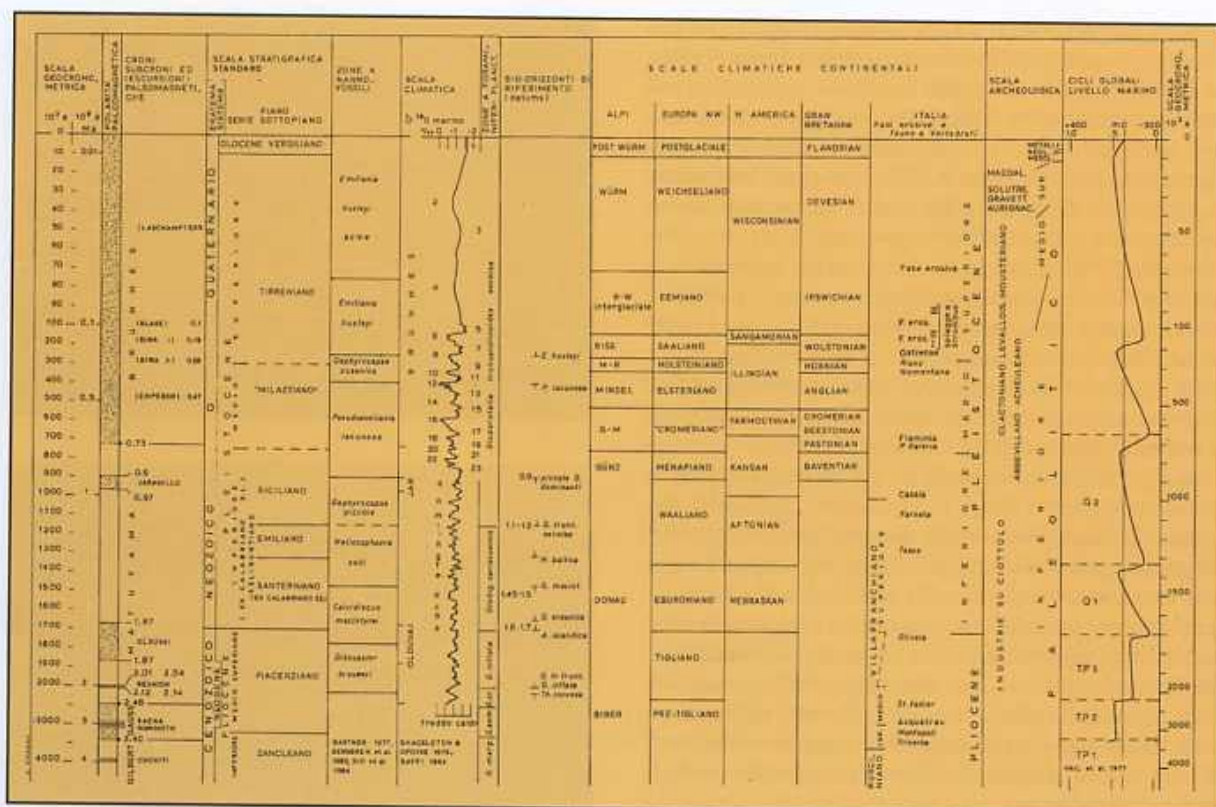
Già Leonardo rimarcava il ricco contenuto di conchiglie e altri organismi marini in queste argille e ne faceva argomento di interpretazione della loro origine. Noi sappiamo oggi che queste argille plio-pleistoceniche, estese a coprire oltre 1/3 della attuale superficie della penisola italiana e e il sottosuolo dell'intera Pianura Padana (fig. 25), sono, in parte, una risposta a un innalzamento del livello marino, con l'improvvisa inondazione del Mediterraneo; ma soprattutto rappresentano l'effetto sedimentario conseguente allo sprofondamento di vaste aree sudeuropee e mediterranee, di cui la nascita del Mar Tirreno e del Bassopiano Pannonico sono gli esempi più appariscenti. Il primo è un vero mini-oceano per profondità e caratteri crostali; nel secondo il processo di *rift* e apertura oceanica è abortito alla fine del Pliocene. Quasi a metà strada fra queste due zone di espansione e assottigliamento crostale, nella Pianura Padana, al fronte della Catena Appenninica in gran parte ancora sommersa, c'è stata ancora inflessione crostale e sviluppo di piccole avanfosse con sabbie torbiditiche al posto delle Argille Azzurre. E così, fino a quasi 1 Ma fa, al fronte dell'Appennino di nord est e in Pianura Padana si sono esplicate forze e spinte tangenziali che hanno provocato gli ultimi piegamenti anche nella zona più esterna marchigiana e adriatico-padana. Questa data intorno a 1 Ma fa (naturalmente questo è un valore medio per i vari segmenti dell'Appennino Settentrionale e approssimato per carenza di buoni affioramenti) è critica e rappresenta in sostanza la data d'inizio dell'emersione dal mare della metà esterna dell'Appennino (più vecchia in Piemonte e progressivamente più recente andando dal bordo padano dell'Emilia giù giù fino in Puglia e Sicilia).



Fig. 30 – La Formazione di Oلماتello nel Faentino (trincea del metanodotto algerino presso il calanco dove si trova lo stratotipo) (foto Vai).

Fig. 31 – Terrazzo di Cà Pradella (unità morfostratigrafica), media valle del Senio (si noti l'imponente spessore della porzione pelitico sabbiosa) (foto Vai).

Fig. 32 – Il Paleosuolo di S. Martino nell'alta pianura faentina. La deformazione a imbuto è prodotta da fuoriuscita di gas che determina un lento infossamento dei sedimenti fini per lo spazio liberato dal gas (foto Vai).



Il sollevamento dell'Appennino

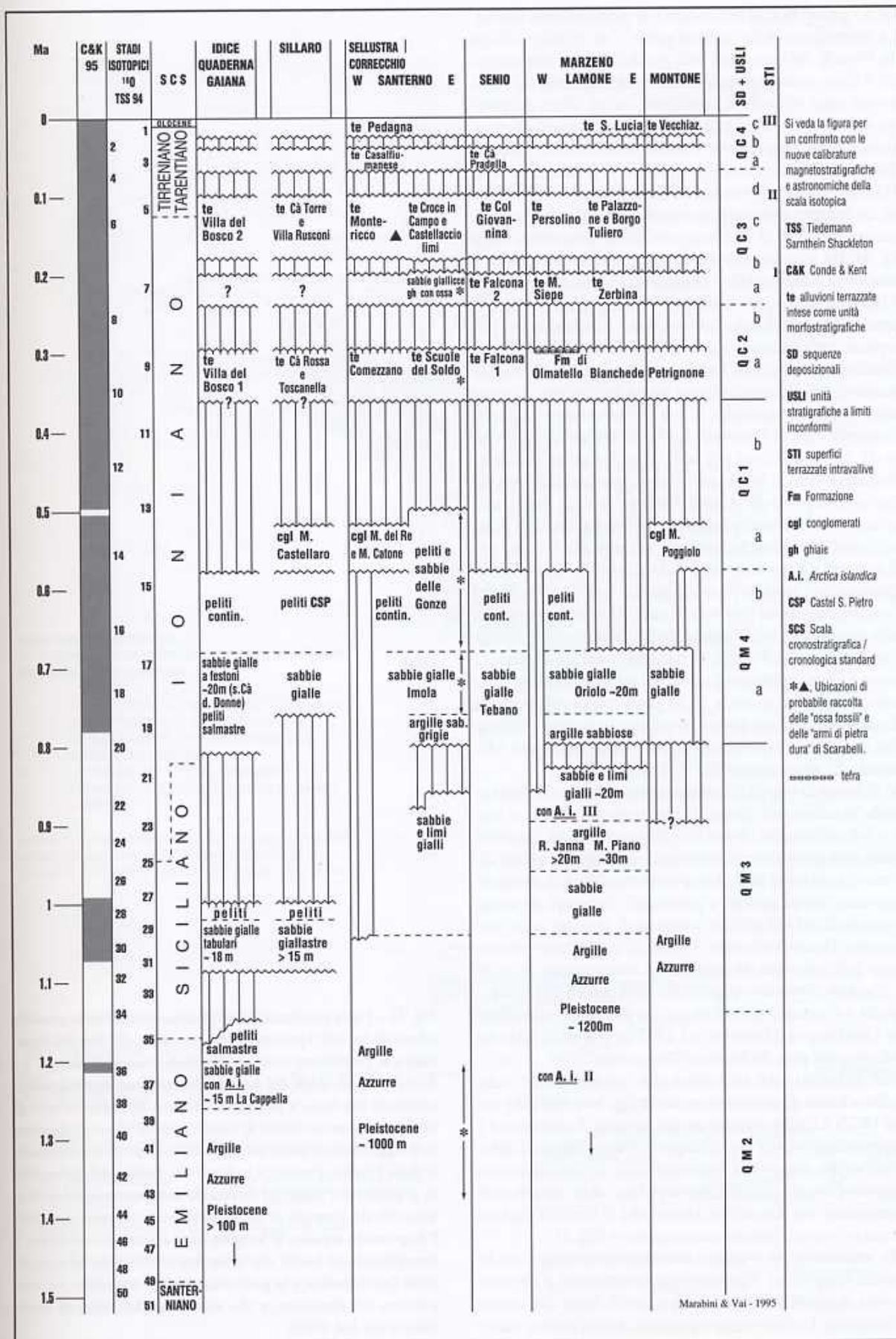
172

Forze attive sul piano verticale, responsabili dell'emersione, si sono potute sviluppare appena quelle precedentemente attive sul piano orizzontale (tangenziali) si sono affievolite. Questo fatto implica che la migrazione verso nord est delle forze che hanno piegato e accavallato le une sulle altre le rocce dell'Appennino è stata seguita da migrazione del sollevamento nello stesso senso. Contemporaneamente nel retro, sempre nello stesso senso, si stava espandendo lo sprofondamento legato all'espansione tirrenica. Il risultato finale di questa rincorsa di processi diversi (compressione, sollevamento e collasso) nello spazio e nel tempo ha fatto sì che un elemento fisiografico ben individuato e efficace come il crinale fra i versanti tirrenico e adriatico dell'Appennino si sia progressivamente spostato verso nord est. Ebbene, meno di 1 Ma fa (fig. 26), quando nel Faentino e nell'Imolese sopra le Argille Azzurre piegate si depositavano in discordanza le *sabbie gialle* con fossili marini di spiaggia e resti di grandi mammiferi continentali trasportati dai fiumi (fig. 29), il crinale appenninico si trovava probabilmente sull'attuale dorsale M. della Calvana-Pratolino-M. Senario, a ridosso della piana di Firenze-Pistoia. Dove oggi c'è la depressione del Mugello e quella del Casentino c'erano forse le testate di valli larghe e piatte, percorse da fiumi pigri e sabbiosi che alimentavano le spiagge dorate della Romagna di allora. Il paesaggio era molto meno aspro e rilevato di oggi, e a lunghi intervalli più caldi dell'attuale (qui vivevano rinoceronti, elefanti e ippopotami) cominciavano ad alternarsi periodi decisamente più freddi, che avrebbero poi sostituito ai querceti o alla sa-

Fig. 33 - Quadro di correlazione stratigrafica del Pliocene e Quaternario (da Vai, 1984).

Fig. 34 - Tentativo semplificato di correlazione crono- e ciclostratigrafica (unità a limiti inconformi) delle unità litostratigrafiche e morfostratigrafiche del Quaternario pedemontano dal Bolognese alla Romagna (da Marabini & Vai, in stampa). Si veda la Fig. 33 per un confronto con le nuove calibrature magnetostatigrafiche e astronomiche della scala isotopica. Legenda: A.i., *Arctica islandica*. cgl, conglomerati. C&K, Cande & Kent. CSP, Castel S. Pietro. Fm, Formazione. Gh, ghiaie. SCS, Scala cronostratigrafica/cronologica standard. SD, sequenze deposizionali. STI, superfici terrazzate intravallive. te, alluvioni terrazzate intese come unità morfostratigrafiche. TSS, Tiedemann, Sarnthein & Shackleton. USLI, Unità stratigrafiche a limiti inconformi.

* ▲ Ubicazione di probabile raccolta delle "ossa fossili" (*) e delle "armi di pietra dura" (D) di Scarabelli.



vana i grandi boschi di conifere e le praterie della tundra. La formazione delle "sabbie gialle" (un termine diffuso da Brocchi all'inizio dell'800, ma certamente preesistente) è stata studiata principalmente da Scarabelli (si vedano nei saggi precedenti i problemi che da allora persistono sulla datazione e identità molteplice di questa formazione). Essa rappresenta l'ultima unità marina (seppur litorale) dell'Appennino di nord est in Romagna e nelle Marche. Se si prende in considerazione anche il Bolognese, un quadro cronologico semplificato di correlazione, ancora in corso di elaborazione, viene presentato nella fig. 34. Da esso appare che ci sono almeno tre episodi o subcicli di "sabbie gialle" praticamente non differenziabili dal semplice esame litologico di campagna. Il ciclo più antico, di età probabilmente emiliana, è esclusivo del Bolognese e si caratterizza per la fauna fredda ad *Arctica islandica* alla base; nell'Imolese gli corrispondono Argille Azzurre con *Hylinea baltica* e talora ancora con *A. islandica*. Il secondo episodio, di età probabilmente siciliana, si estende fino al Faentino, dove è di nuovo caratterizzato da *A. islandica* nei più belli affioramenti *in situ* della Romagna; esso si trova qui in passaggio graduale regressivo al di sopra delle Argille Azzurre, con cui spesso viene confuso. Il terzo episodio, di età probabilmente post-siciliana (vale a dire "milazziana", crotoniana o, come oggi si propone per una vera definizione, ioniana), corrisponde alle classiche "sabbie gialle" dell'Imolese e del Faentino, in genere discordanti sulle Argille Azzurre o su cicli precedenti delle "sabbie gialle", con facies a vistosa stratificazione incrociata di battigia, e caratterizzate da faune e flore continentali, di clima temperato caldo, fluitate in ambiente marino. Nella parte bassa più argillosa di questo episodio è stata rilevata una inversione magnetica che è stata correlata in via d'ipotesi col limite Matuyama/Brunhes a circa 780 mila anni fa.

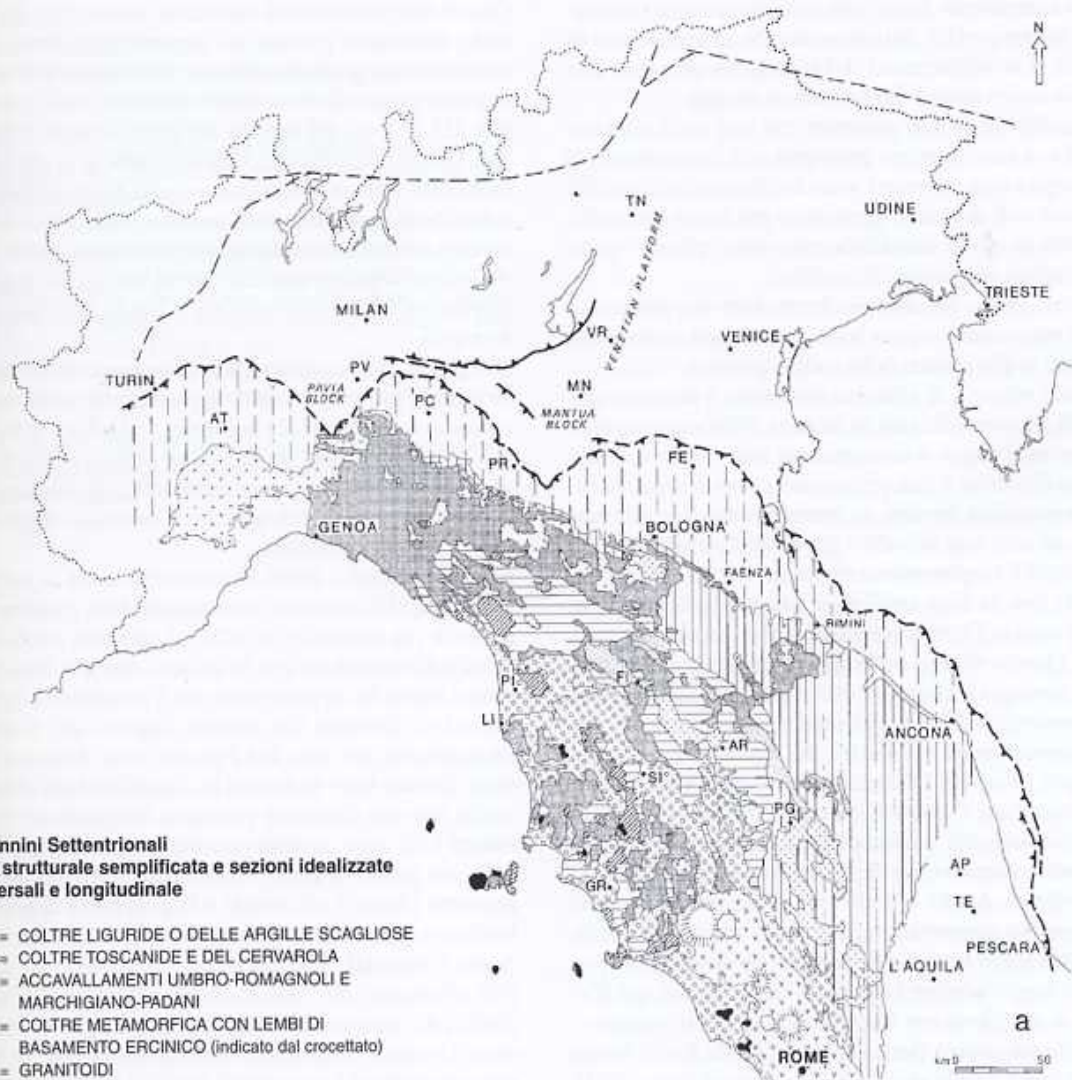
Al di sopra di questa composita formazione delle "sabbie gialle" si conoscono testimonianze, esposte in genere male o saltuariamente, di vari cicli deposizionali, di carattere quasi esclusivamente continentale, costituiti da ghiaie alternate a sabbie e limi di ambiente fluviale o di piana alluvionale, talora alterati a paleosuoli o rivestiti da sottili spessori di sabbie eoliche periglaciali (*Loess*) anch'esse alterate. Occasionalmente, i primi di questi cicli contengono intercalazioni da salmastre a marine come le peliti a *Nonion commune* segnalato da Accordi nel 1954 e quelle a *Cyprideis torosa obesa* (un ostracode) segnalato da Colalongo e Marabini nel 1982 (e che nella Marche compare nel post-Siciliano o "Crotoniano").

Uno di questi cicli successivi alle "sabbie gialle" (che nello schema di correlazione della fig. 34 è indicato come QC2) è caratterizzato ancora da resti di elefanti ed è rappresentato dalla *Formazione di Olmatello*, cui è associata anche una estesa paleosuperficie di modellamento morfologico, precedente alla incisione delle attuali valli romagnole e ai depositi terrazzati che si trovano sui loro fianchi e verso il loro sbocco in pianura (fig. 2).

Ma una completa e sicura successione stratigrafica (e quindi temporale) di questi cicli continentali e dei successivi depositi terrazzati intravallivi è lungi dall'essere conseguita. Le incertezze oggettive che su questa mate-

Fig. 34 – Carta strutturale semplificata e sezioni palinspastiche schematiche dell'Appennino Settentrionale alla fine del Messiniano, al Pleistocene medio e all'attuale (longitudinale).

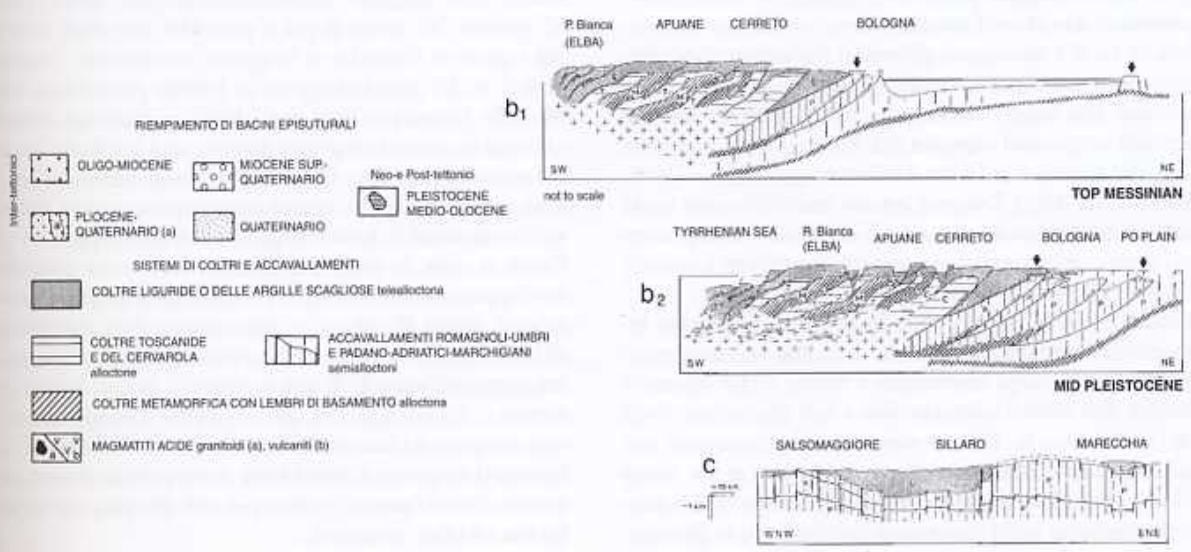
Solo i contatti basali dei depositi di riempimento dei bacini episuturali (da inter- a post tettonici) sono stratigrafici. Tutti gli altri limiti sono tettonici. Il fronte esterno di accavallamento dell'Appennino, sepolto sotto le alluvioni quaternarie superiori della Pianura Padana, è indicato dai dentini del tratteggio verticale. Le unità del sottosuolo sono marcate dal tratteggio verticale. Depositi di bacini episuturali rivestono per intero l'Appennino sepolto. Il termine inter-tettonico è usato per il riempimento di bacini che si sia depositato dopo una importante fase tettonica, e in particolare fra fasi tettoniche, sia compressive che distensive, e che siano stati deformati di conseguenza (da Vai, 1988).



Appennini Settentrionali
 carta strutturale semplificata e sezioni idealizzate
 trasversali e longitudinale

- L = COLTRE LIGURIDE O DELLE ARGILLE SCAGLIOSE
- T & C = COLTRE TOSCANIDE E DEL CERVAROLA
- P = ACCAVALLAMENTI UMBRO-ROMAGNOLI E MARCHIGIANO-PADANI
- M = COLTRE METAMORFICA CON LEMBI DI BASAMENTO ERCINICO (indicato dal croccettato)
- + = GRANITOIDI

sezione b1: ricostruzione palinospastica alla fine del Messiniano
 sezione b2: situazione dal Pleistocene medio ad oggi
 (l'erosione quaternaria e il sollevamento apuano sono trascurati)



ria aveva incontrato Scarabelli non sono ancora state superate, anche perchè, paradossalmente, le esposizioni di superficie e le perforazioni del sottosuolo prossimo alla superficie erano spesso migliori allora di oggi.

Tutto quello che si può assumere con una certa affidabilità è che ci siano quattro principali cicli continentali, di cui almeno i due superiori sono facilmente suddivisibili in quattro cicli di ordine gerarchico più basso (subcicli), correlabili in modo insoddisfacente con i "classici" ordini di alluvioni terrazzate intravallive.

Fra questi ultimi le alluvioni terrazzate dei primi due subcicli sono conservate in lembi discontinui nella parte più distale o allo sbocco delle valli in pianura.

Il secondo subciclo di alluvioni terrazzate è assai composto. Allo sbocco delle valli in pianura affiora con superfici abbastanza estese e contiene, nei suoi depositi, sottili orizzonti di sabbie e limi periglaciali (*Loess*) assai alterati e pedogenizzati durante un intervallo interglaciale successivo. In asse con le valli e già entro l'attuale pianura questo ciclo è rappresentato da potenti spessori di ghiaie, ricoperte poi da limi argillosi di piana alluvionale e, in qualche caso nel Ferrarese e basso Modenese, da argille marine. Questo ritorno del mare (o trasgressione come si dice in geologia), almeno nelle zone di bassa pianura, corrispondente all'intervallo interglaciale suddetto, potrebbe essere coevo con l'acme dei livelli marini alti del Tirreniano intorno a 125 mila anni. Diventa allora ragionevole correlare il secondo subciclo terrazzato con l'Eemiano (equivalente continentale o salmastro del Tirreniano nella successione prevalentemente glaciale del nord Europa). Anche i lembi sommitali residui di dolci paleosuperfici conservati nelle zone di crinale intervallivo e molto sollevati dell'alto Appennino Romagnolo potrebbero rappresentare i testimoni della morfologia d'erosione in equilibrio con l'alto livello marino tirreniano.

Il subciclo successivo (terzo) è costituito da lembi isolati entro la metà distale delle valli ma potenti fino a 10-15 m, con oltre la metà costituita da limi, in cui compaiono ancora denti di cavallo (fig. 34). A questi depositi intravallivi corrispondono sottili limi affioranti nei tratti intervallivi al margine con la pianura. Questi limi sono spesso caratterizzati da sottili orizzonti di pisoliti manganesifere associate a strutture di deformazione gravitativa su suoli e sedimenti ghiacciati (evidenza di *permafrost* persistente per una certa parte dell'anno). Questi processi, che hanno interessato profondamente anche i depositi sottostanti correlati con l'interglaciale eemiano, vengono riferiti al culmine dell'ultima glaciazione (Würmiano delle Alpi). Durante questo intervallo gran parte delle valli romagnole era sede di erosione e allargamento, mentre nella pianura si accumulavano lunghe conoidi ghiaiose allo sbocco delle valli.

L'ultimo subciclo comprende le alluvioni terrazzate intravallive meno discontinue, che sono state comunemente classificate come intermedie e basse, e che datano a partire dall'ultimo pleniglaciale e dal deglaciale, circa 18-13 mila anni fa. Questo subciclo è marcatamente polifasico, con oscillazioni minori che hanno avuto come effetto di rivestire nuovamente di depositi fluviali la parte medio-bassa delle valli prima dello sbocco in pianura.

Questi rialluvionamenti successivi, intervallati da periodiche reincisioni parziali dei depositi precedenti, hanno prodotto una giustapposizione trasversale alle valli di depositi di età diversa, come olocenici basali, neolitici (fig. 32), dell'età del bronzo, del ferro, romani, e medioevali. Questo meccanismo deposizionale fa sì che tutti, in molti casi, si trovino alla stessa quota. Il che significa che il livello di base (e quindi anche quello di rialluvionamento) si riportava ciclicamente alla stessa quota o quasi, così da simulare una sola forma terrazzata, capace di ingenerare false interpretazioni a livello di stratigrafia di dettaglio.

Da questo quadro deriva che buona parte delle alluvioni terrazzate intravallive dell'Appennino di nord est è da considerare posteriore all'ultimo glaciale. Alcune di quelle prossime allo sbocco delle valli in pianura, e qui disposte secondo una gradinata assai più sfumata e incerta, sono invece più antiche e possono raggiungere forse i 200-300 mila anni.

Non si può fare a meno di osservare come la cattiva esposizione dei sedimenti in vicinanza della pianura e della fascia più antropizzata, oltre al carattere continentale della sedimentazione con le relative faune e flore fossili, riduca molto sia la precisione che l'accuratezza delle datazioni, sia assolute che relative, rispetto alle possibilità straordinarie, già viste, nel Pliocene e nel Miocene superiore. Questo fatto va tenuto in considerazione quando si voglia fare una datazione geologica indipendente dei manufatti litici delle antiche popolazioni umane, che Scarabelli, per primo in Italia, ha descritto nel 1850. Sono soprattutto i reperti più antichi e la gran parte di quelli paleolitici a soffrire di tale condizione. Questo è vero quindi per i materiali della collezione Scarabelli, dei quali si può solamente dire che sono più recenti delle "sabbie gialle", dei conglomerati di M. Catone, della formazione delle Gonze e delle unità equivalenti (v. fig. 34, in cui vengono indicati i presumibili livelli di raccolta della fauna e dei reperti di industria litica studiati da Scarabelli). Ma questo è vero anche per *choppers* e *chopping tools* recentemente studiati nel giacimento di M. Poggiolo, di cui si può dire soltanto che sono più recenti dei conglomerati di M. Poggiolo, coevi o successivi alle "sabbie gialle" imolesi. Né molto di più si potrebbe dire degli analoghi reperti di Fantini e di Veggiani, trovati nelle "sabbie gialle", o dei grossi *choppers* di Fantini provenienti dal M. delle Formiche. Tutti due i livelli potrebbero essere più antichi, essendo il primo databile dall'Emiliano in su, e il secondo dal basso Calabriano. Queste datazioni però sono molto imprecise, e, inoltre, sussistono ancora dubbi sull'intenzionalità delle scheggiature di quei reperti.

Come si vede, le pagine di questo libro della geologia nordappenninica sono numerose, scritte a caratteri molto vari, alcuni sfavillanti e spettacolari, altri esemplari, altri ambigui o incerti, alcuni appena percettibili ma potenzialmente gravidi di conseguenze e perciò forieri di stimoli e di curiosità. Per queste pagine il secolo che ormai ci separa da Scarabelli è passato come un soffio. E il fascino dell'ignoto e, perchè no, della grande scoperta è ancora dietro l'angolo, se mai ci fosse all'orizzonte o qui fra noi un altro Scarabelli.

Opere citate

- CANDE, S.C. - KENT, D.V., 1995, *Revised calibration of the Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*, «Journal of Geophysical Research», in stampa.
- MARABINI, S. - VAI, G.B., 1995, *Schema ciclostratigrafico del Quaternario pedemontano dal Bolognese alla Romagna*, «Bollettino Servizio Geologico d'Italia», in stampa.
- VAI, G.B., 1984, *Quando barrivano sul Castellaccio gli ultimi elefanti*, «Pagine di vita e storia imolesi», 2, Imola, CARS, pp. 195-219.
- VAI, G.B., 1988, *A field trip guide to the Romagna Apennine geology*, in: *Fossil vertebrates in the Lamone Valley, Romagna Apennines*, Intern. Workshop: "Continental faunas at the Mio-Pliocene boundary", a cura di C. DE GIULI e G.B. VAI, Faenza, pp. 7-37.
- VAI, G.B., 1992, *Il segmento calabro-peloritano dell'orogene ercinico. Disaggregazione palinspastica*, «Bollettino Società Geologica Italiana», 111, pp. 109-129.
- VAI, G.B., 1992a, *Tavola f.t. di correlazione*, in: *Appennino Tosco-Emiliano*, a cura di V. BORTOLOTTI, Guide Geologiche Regionali della Società Geologica Italiana.