

CORRELAZIONE SINOTTICA DELLE UNITÀ STRATIGRAFICHE NELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

INDICE

RIASSUNTO	pag. 171
ABSTRACT	" 171
PREMESSA METODOLOGICA	" 171
DOMINI PALEOGEOGRAFICI PRECOCI	" 172
DOMINI PALEOGEOGRAFICI TARDIVI	" 174
LE UNITÀ STRATIGRAFICO - STRUTTURALI	" 175
CONCLUSIONI SOSTANZIALI E PROBLEMI APERTI	" 181
PROPOSTA DI NOMENCLATURA LITOSTRATIGRAFICA FORMALE	" 182
BIBLIOGRAFIA	" 183

RIASSUNTO

Viene presentato un tentativo di sintesi correlativa stratigrafica e stratigrafico-strutturale dell'Appennino settentrionale. Sintesi semplificativa e semplificatoria, ad uso del CROP, dove le correlazioni a lunga distanza sono più importanti delle microdifferenziazioni regionali o locali. Sintesi ad uso specifico del CROP 1, dove una chiave di lettura unitaria e contestuale con le Alpi Meridionali e le Alpi s.s. è essenziale (un quadro analogo è già stato preparato anche per le Alpi Meridionali).

Viene anche proposta una nomenclatura litostratigrafica formale dell'Appennino settentrionale a tutti i livelli gerarchici (specialmente quelli alti), liberatoria di tutte le altre possibili denominazioni (quali quelle tettoniche, paleogeografiche, ecc.), di tipo diverso da quelle stratigrafiche, che sono le uniche vincolanti. Si è seguito il criterio di ripristinare formalmente tutti i nomi validi aventi priorità, modificandone il rango solo se necessario, in modo da avere a disposizione nomi per tutti gli oggetti stratigrafici che è utile denominare anche come insieme, e che, in genere, avevano denominazioni ambigue e scorrette. Così, in particolare, vengono introdotti nuovi nomi al posto di quelli non corretti di "complessi di base".

ABSTRACT

A tentative correlation chart of the main lithostratigraphic units of the Northern Apennines versus an integrated framework of tectono-stratigraphic units is presented. The aim is to provide a simplified correlation tool for the different synthetic CROP profiles traced through other parts of the Apennines and the Alps.

A first practical proposal of formal lithostratigraphic names for higher hierarchic rank units is suggested. Now, it is possible to confine the use of such names to specific *stratigraphic* units and to apply different names (most of them being of common usage) exclusively for tectonic, palaeogeographic and other purpo-

ses, thus avoiding confusion originating from misusage.

The suggested nomenclature framework is flexible enough to allow future integration and adjustment as far as new knowledge arises.

PAROLE CHIAVE: Litostratigrafia, nomenclatura, correlazione, unità stratigrafico-strutturali, fasi deformative, domini paleogeografici, Paleozoico, Mesozoico, Terziario, Quaternario, Appennino settentrionale

KEY WORDS: Lithostratigraphy, nomenclature, correlation chart, tectono-stratigraphic units, deformation phases, palaeogeographic domains, Palaeozoic, Mesozoic, Tertiary, Quaternary, Northern Apennines

PREMESSA METODOLOGICA

L'Appennino settentrionale ha una complessa costituzione interna a falde sovrapposte. Non sorprende, quindi, che si pubblicino sempre più carte geologiche dell'Appennino con impostazione strettamente strutturale, nelle quali, ovviamente, le unità distinte sono le falde o i loro costituenti elementari. Da qualche tempo si avverte una tendenza a introdurre il criterio della geometria strutturale anche nelle carte di carattere geologico più stretto, quelle in cui vengono distinte e cartografate unità per lo più litostratigrafiche. Lo si fa raggruppando in legenda le unità litostratigrafiche per singola unità tettonica o falda.

Le esigenze di **correlazione sintetica** fra le innumerevoli unità stratigrafiche e cartografiche che compaiono nella lunga fascia di affioramenti del Profilo CROP 1 ci hanno indotto a seguire un criterio diverso, che esemplifichiamo qui per il tratto appenninico.

In teoria, per la legenda delle nostre carte geologiche e per i relativi profili preparatori alla progettazione esecutiva del progetto, potremmo seguire approcci diversi:

1) **litostratigrafico stretto**, basato esclusivamente su unità litostratigrafiche tradizionali, eventualmente aggiornate e/o ripristinate nello spirito e revisionate nell'applicazione;

2) **litostratigrafico integrato** direttamente o indirettamente, dove possibile, dal criterio sequenziale e/o ciclostratigrafico (o di unità a limiti inconformi) di bassa frequenza;

3) **cronologico stretto**, basato esclusivamente su unità a significato direttamente o indirettamente cronologico;

4) **stratigrafico-strutturale**, basato ancora su unità come previsto nei punti 1) e 2), raggruppate insieme a costituire grandi unità tettoniche, a loro volta correlate con grandi domini di facies;

5) **strutturale stretto**, basato su unità come in 4) raggruppate in insieme a significato strutturale unitario

(*) Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Bologna

(singole unità tettoniche); è l'approccio seguito, ad esempio nel recente F.o 217 sperimentale della Regione Emilia Romagna;

6) **cronostrutturale**, basato su unità come in 4) raggruppate in insiemi a distinta età di deformazione; è il caso della Carta Cinematico-strutturale d'Italia alla scala 1:2.000.000 del PFG-CNR, uscita nel 1992.

Mentre l'opzione 2 appare ottimale per la cartografia geologica di base a scala 1:50.000-1:100.000, quelle 4 e 5 sembrano le più adatte per scale e obiettivi più sintetici intorno a 1:200.000-1:500.000, come sono quelle dei profili tipo CROP, mentre la 6 è utile e efficace, oltre che originale, per scale inferiori a 1:1.000.000-1:2.000.000. Nel caso di nostro interesse, allora, sono già disponibili ottime carte e legende del tipo 5 (es. Carta Strutturale dell'Appennino settentrionale a cura di BOCCALETTI & COLI, 1982; cf. ABBATE *et al.*, 1982), mentre mancano praticamente quelle del tipo 4; lacuna che cominciamo appunto a colmare qui.

A questo punto, è bene chiarire, sommariamente, la differenza basilare che intercorre fra unità stratigrafiche, unità stratigrafico-strutturali e unità tettoniche. Il miglior criterio di distinzione è quello che fa riferimento alla natura dei limiti.

Le **unità stratigrafiche** hanno dei limiti stratigrafici, cioè primari, di sovrapposizione o di intersezione (dove primario è definito rispetto al momento in cui si origina l'unità sovrastante o intersecante).

Le **unità stratigrafico-strutturali**, come quelle stratigrafiche, hanno limiti stratigrafici, cioè primari, di esclusiva sovrapposizione; questi limiti rappresentano invariabilmente superfici primarie di discordanza angolare (o metamorfica) di estensione almeno regionale, indice di un evento tetto-genetico significativo, che ha deformato per una certa estensione nello spazio l'unità precedente e non quella successiva. Per effetto di questa deformazione ogni unità stratigrafico-strutturale distinta ha una sua identità e coerenza strutturale. Classicamente un tale tipo di unità stratigrafica viene chiamato **piano tettonico** (si noti, tettonico qui si riferisce all'origine della caratterizzazione, non alla natura dei limiti, che sono primari, come detto sopra), oppure stadio tettonico, o unità tettono-stratigrafica, tettonoma o ciclo tettonico (distinto, concettualmente almeno, da ciclo sedimentario o sequenza deposizionale, che sono definiti in base a semplici discontinuità e continuità corrispondenti, che possono essere controllate anche da fattori diversi e/o indipendenti da deformazioni tettoniche). È chiaro che unità stratigrafico-strutturali così definite sono, in sostanza, delle unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU) di rango gerarchico abbastanza alto. Per la migrazione laterale della deformazione e l'ampiezza della fascia interessata, le unità stratigrafico-strutturali sono confinate lateralmente e temporalmente, e la loro caratterizzazione strutturale è evidente e costante solo parallelamente alla fascia deformativa.

Le **unità tettoniche o strutturali**, invece, sono delimitate da superfici di scorrimento meccanico secondarie (cioè postdeposizionali o post messa in posto, nel caso delle intrusioni magmatiche e dei diapiri).

Sia le unità stratigrafico-strutturali che quelle tettoniche, per poter venir riconosciute, richiedono una interpretazione (che spesso è proprio basata sulla osservazione del tipo di rapporti che hanno con le unità circostanti e che esistono fra gli elementi che le compongono).

Abbiamo quindi, innanzitutto, cercato di correlare

cronologicamente le principali unità litostratigrafiche tradizionalmente riconosciute in Appennino settentrionale (DALLAN NARDI & NARDI, 1974; SESTINI *et al.*, 1970; ZANZUCCHI, 1980), facendo sostanzialmente una tabulazione cartesiana di dati oggettivi, così come sono noti ora. Poi, con un'operazione in cui la soggettività interpretativa assume un certo rilievo, abbiamo cercato di delineare, per sovrapposizione sulla stessa scala temporale, la maglia della migrazione della deformazione. Ne è uscita la correlazione sinottica della Tab. 1. In essa, le singole unità stratigrafico-strutturali (come prima definite) dell'Appennino settentrionale sono state distinte e definite in maniera informale, utilizzando un **quadro sintetico di correlazione spazio/tempo** delle principali unità litostratigrafiche (o di altro tipo) riconosciute nelle varie aree di questo tratto di catena.

Le varie unità litostratigrafiche (e alcuni loro raggruppamenti naturali) sono state inserite in "**colonne stratigrafiche**" (spesso composite, perché ricostituite con spezzoni appartenenti a unità tettoniche distinte). A loro volta, le colonne stratigrafiche sono state disposte in questo quadro secondo un ordine arbitrario, ma grosso modo corrispondente ai grandi domini paleogeografici e geotettonici nei quali, mediamente, la maggioranza degli Autori ritiene che quelle unità stratigrafiche si siano deposte. All'interno dei grandi domini (superdomini), poi, la posizione delle singole colonne stratigrafiche è ancor più arbitraria, in quanto è stata guidata da criteri non omogenei (metamorfismo, composizione, ecc.). Inoltre la struttura bidimensionale della Tab. 1 è rigida e non agevola la rappresentazione di rapporti spaziali articolati fra le diverse successioni dei sottodomini.

Nonostante queste cautele e autolimitazioni, è necessario delineare, per sommi capi, i caratteri distintivi dei grandi domini paleogeografici, anche perché si sono rese opportune alcune modifiche concettuali e terminologiche rispetto al quadro che usualmente viene dato di questi domini. I domini paleogeografici riflettono l'evoluzione paleogeografica e paleotettonica degli ambienti di sedimentazione e, come tali, nascono, si sviluppano e scompaiono secondo logiche temporalmente distinte, anche se spazialmente relazionate. In una catena così marcatamente policiclica, è ovvio che sia necessario distinguere almeno tra domini paleogeografici precoci e tardivi (BORTOLOTTI, 1992; VAI, 1992a; p.16-18). I primi si dividono in interni (su crosta oceanica) e esterni (su crosta continentale) e comprendono tutti i domini tradizionalmente riconosciuti, con la variante che il cosiddetto Dominio Umbro-marchigiano viene scisso in due domini distinti (Umbro-romagnolo e Marchigiano-adriatico). I secondi sono tutti di nuova istituzione e, nell'area considerata, consistono nei Domini Epiligure e Epitoscano (VAI, 1992a, p.18) in superficie e in quello Epipadano nel sottosuolo.

DOMINI PALEOGEOGRAFICI PRECOCI

Superdominio Ligure

È caratterizzato inizialmente (Giura medio) da condizioni di crosta oceanica con formazione di ofioliti, breccie ofiolitiche e diaspri, presto seguiti (nel Giura terminale) da deposito di calcari pelagici (*a Calpionelle*) e (nel Cretaceo inferiore e medio) di argille, siltiti e sottili intercalazioni di

calcarei pelagici (*Argille a Palombini*). La progressiva contrazione per raffreddamento della sottostante crosta oceanica comporta una subsidenza termica che porta molte parti del superdominio francamente al di sotto del limite di compensazione dei carbonati (CCD). Ciò consente l'instaurarsi delle condizioni adatte alla deposizione delle *Argille Varicolori* e simili.

Una prima fase tettonica eo-alpina (v. dopo) interrompe queste condizioni e innesca una situazione fisiografica e sedimentaria più variegata, con frequenti bacini torbiditici di tipo sia silicoclastico che calcareo (*Ostia, Casanova, Scabiazza, Ronco*, ecc.).

Segue la Fase Eo-alpina principale, responsabile della notevole tettonizzazione e dei numerosi olistostromi associati, in tutta la successione che precede i Flysch a Helminthoidi. La sostanziale identità di questi Flysch in quasi tutta l'area del superdominio testimonia che la fase tettonogenetica ha lasciato condizioni fisiografiche simili lungo una vasta fascia e ancor più uniformi di quelle precedenti, con diffusa sedimentazione di torbiditi calcaree per tutto il Cretaceo terminale, se si escludono le aree più interne, dove si sono deposte torbiditi silicoclastiche ricche di feldspati (*Gottero, Monghidoro*, ecc.). Il Paleocene e parte dell'Eocene, invece, vedono il ritorno a sedimentazione pelitica (*Sopralacroce, Val Rossenna, Viano*, ecc.), ad eccezione delle aree in cui si depositavano le torbiditi calcaree del tipo *M. Dosso, Farini d'Olmo, M. Sporno, Val Luretta, M. Penice* (cioè, aree da giustapporre al Dominio Subligure).

Si possono distinguere un **Dominio Ligure interno**, rappresentato dal Supergruppo del Vara e caratterizzato da una più imponente *suite* ofiolitica e da marcata alimentazione arenacea dal margine europeo-corso-sardo (*Gottero-Zatta*) (ABBATE & SAGRI, 1984) e vari **Domini Liguri esterni**, rappresentati dai Supergruppi del Sambro, del Trebbia, del Baganza e del Parma, e caratterizzati da quel singolare evento deposizionale tardo cretaceo, il Flysch a Helminthoidi, così unitario nell'Appennino e nelle Alpi. Diversamente dagli A.A., riteniamo che il bacino del Flysch a Helminthoidi fosse alimentato principalmente (componente carbonatica) dalla grande piattaforma continentale di Adria (VAL, 1992).

Dominio subligure

Posto all'esterno del precedente, più a E, si trovava al passaggio fra la crosta oceanica ligure e quella continentale di Adria. Esso è ancora poco conosciuto nella caratterizzazione e delimitazione. Si discute se sia rappresentato solo dal Supergruppo di Roccaferara (ex "Complesso di Canelto") o anche dal Supergruppo della Calvana. Li unifica un carattere negativo: la mancata certezza sul tipo di substrato (oceanico, continentale o intermedio). In generale questi due supergruppi sono più carbonatici delle varie successioni liguri, sia per frequenza delle intercalazioni strettamente calcaree, sia per tenore marnoso dei più rari e sottili corpi pelitici.

Superdominio Toscano

A prescindere dall'evoluzione paleozoica e permotriassica, che verrà considerata in sede di CROP Mare, si conoscono due varianti classiche nelle successioni toscane

a livello del Trias superiore, con facies francamente marine da un lato (*Grezzoni* delle Coltri Metamorfiche) e evaporitico-transizionali dall'altro (*Cavernoso-Burano* della Falda Toscana). Ma anche a livello del Giura-Creta ci sono differenze abbastanza marcate di spessore e continuità, che comportano una segmentazione in alti strutturali e bacini. Una nota comune è data dalla sommersione delle piattaforme carbonatiche alla fine del Giura inferiore. La successione pelagica, però, rimane prevalentemente calcarea ad eccezione del sottile intervallo dei *Diaspri*.

Con l'Oligocene superiore (*Pseudomacigno, Modino-Macigno, Cervarola-Falterona*) la sedimentazione silicoclastica, marcatamente arenacea, sostituisce quella calcarea pelagica. I corpi pelitici che talora precedono, ma soprattutto seguono le grandi formazioni arenacee, sono sottili e spesso marnosi (*Marra, Pievepelago, Vicchio* e equivalenti).

Una seconda diversificazione importante si verifica a livello del Miocene inferiore tra un **Dominio Toscano interno** (corrispondente in sostanza alla attuale Falda Toscana) e uno **esterno** (corrispondente all' "Unità tettonica del Cervarola"). Il secondo è caratterizzato da un importante cuneo torbiditico (le *Arenarie del Cervarola* ed equivalenti) che manca nel primo.

Superdominio Umbro-marchigiano

Questo superdominio, il più esterno dell'Appennino settentrionale, inizia a differenziarsi dal precedente nel Giurassico. Infatti, l'annegamento della piattaforma carbonatica è leggermente posteriore rispetto alle aree toscane e le condizioni dell'ambiente bacinale erano meno profonde. Inoltre, un complesso sistema di faglie isola diverse zone di alto morfostrutturale, ove le condizioni di piattaforma carbonatica si mantengono fino all'inizio del Cretaceo. Segue una sedimentazione calcareo-argillosa pelagica generalizzata (*Scaglia*). L'evoluzione deposizionale è quindi sostanzialmente simile in tutto il superdominio fino alla base del Miocene a caratterizzazione selciosa (*Bisciario*).

Da questo momento i due domini **Umbro-romagnolo** (interno) e **Marchigiano-adriatico** (esterno) si differenziano sostanzialmente per la diacronia 1) nello sviluppo dei bacini neogenici di avanfossa riempiti dai grandi cunei clastici (*Marnoso-arenacea* più cunei minori successivi all'interno e Flysch della *Laga* più cunei minori successivi all'esterno), e 2) nella migrazione della deformazione. La tettonica compressiva, infatti, inizia con le fasi intramessiniane nel dominio interno e con quelle del Pliocene inferiore nel dominio esterno.

Dominio Umbro-romagnolo

In gran parte degli affioramenti non si conosce quale sia la successione che precede la *Marnoso-arenacea* (MA). Dai dati dei pozzi e dagli affioramenti della fascia umbra equivalente si ottiene una successione che, fino al *Bisciario*, è sostanzialmente identica a quella marchigiana, e presenta le stesse marcate variazioni interne di spessore e continuità, per effetto della tettonica a blocchi sinsedimentaria. Le torbiditi della *Marnoso-arenacea* si sostituiscono alle peliti marnose dello *Schlier* subito dopo la Fase Burdigaliana a partire dalle zone più interne del dominio. La *Marnoso-arenacea* è un tipico cuneo clastico di riempimento di

avanfossa. La Fase Serravalliano-tortoniana, che si esplica fino alle aree interne rispetto a questa avanfossa, provoca instabilità sedimentaria (*slumps* e olistostromi) e un marcato incremento della componente arenacea nella sedimentazione della *Marnoso-arenacea*, probabilmente dovuto a una radicale modifica dei sistemi di drenaggio che trasportavano materiale torbido al bacino.

Subito dopo la Fase Tortoniana si incontrano i primi orizzonti di argille nerastre ricche di pesci, che annunciano la grande crisi di salinità del Messiniano, che è favorita quindi sia dalla tettonica che dall'eustatismo globale (minimo del livello marino nel Messiniano dopo la trasgressione del Tortoniano terminale). Una nuova breve fase tettonica, estesa a tutto il Mediterraneo (la "rivoluzione tettonica intra-messiniana") decreta la fine della deposizione evaporitica generalizzata (esclusa l'area peritirrenica), la grande invasione occidentale della Paratetide e la fine dell'alimentazione dell'avanfossa appenninica con prodotti clastici di provenienza alpina, che vengono sostituiti da apporti appenninici.

Un altro evento globale (il rapido sollevamento glacio-eustatico del livello marino dopo il minimo Messiniano) spiega la sincronia della trasgressione del Pliocene inferiore in tutto il Mediterraneo e la ricostituzione di un regime marino profondo, fisiograficamente simile a quello precedente la crisi di salinità. Nell'Appennino esterno la differenza fondamentale consiste nel fatto che da un regime prevalentemente estensivo pre-Messiniano si passa ad un regime prevalentemente compressivo.

Proprio questo regime tettonico, con l'attivazione di veri fronti compressivi sottomarini al margine esterno della catena, crea quella fisiografia a gradini con stretti bacini costieri satelliti, che intrappolano i materiali grossolani, da un lato, e bacini di "avanfossa minore" più estesi e esterni,

a sedimentazione prevalentemente argillosa e pelitica (*Argille Azzurre*), dall'altro. Queste condizioni persistono al margine pedemontano regionale fin verso la metà del Pleistocene (0,5-1 Ma), quando facies costiere o continentali sostituiscono le precedenti (VAI, 1988).

Dominio Marchigiano-adriatico

Quanto detto per il dominio precedente si applica in generale anche in questo, con l'avvertenza che l'intera evoluzione legata alla migrazione degli ambienti tettonici regionali è ritardata. Invece, gli eventi che hanno controllo supra-regionale o globale si esplicano contemporaneamente con gli altri domini, anche se in condizioni diverse.

Così, lo *Schlier* pelitico-marnoso è assai più sviluppato e persistente nel tempo, e la *Marnoso-arenacea* compare solo nella parte più interna, per un tempo più breve e con minore spessore.

Nelle posizioni più esterne, l'avanfossa, coi suoi riempimenti torbiditici arenacei (*Laga*), si sviluppa solo col Messiniano e il primo Pliocene. Si noti che qui non arrivano gli effetti delle fasi compressive messiniane e la prima tettonica di raccorciamento data alla Fase intra-Pliocene inferiore. Gli ultimi cunei arenacei di riempimento dei bacini d'avanfossa sono le *Arenarie di Borello* e equivalenti, a cui seguono condizioni pelitiche (*Argille Azzurre*) simili a quelle del Dominio Umbro-romagnolo.

DOMINI PALEOGEOGRAFICI TARDIVI

Dal quadro appena tracciato dei tradizionali domini riconosciuti in Appennino si evince che quanto più precoce

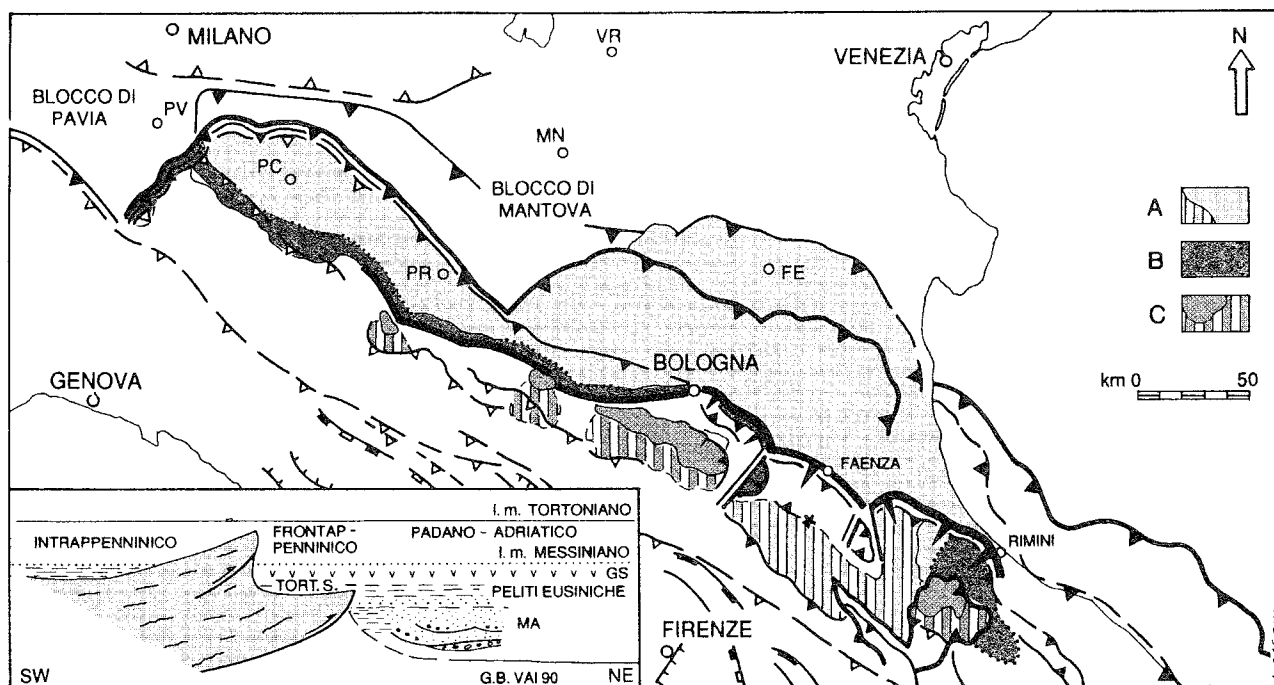


Fig. 1 - Delimitazione approssimativa, in pianta attuale, dei Bacini satelliti semialloctoni Intrapenninici (C) e Frontappenninici (B) e dei Bacini di avanfossa semiautoctoni Umbro-romagnoli e Marchigiano-adriatico-padani (A) a partire dal tardo Tortoniano fino al Pleistocene. Il retino pieno mostra le parti affioranti o sepolte dei depositi dei bacini, il rigato quelle erose (base da VAI, 1988).

Nell'insero è schematizzata una sezione geologica dei principali tipi di bacino nel sistema catena-avanfossa appenninico al Tortoniano superiore-Messiniano; la tettonica tortoniana ha prodotto l'articolazione fisiografica; l'abbassamento del livello marino messiniano ha innescato la differenziazione litologica, sviluppatasi poi col sollevamento (aree interne) e la tettonica (aree esterne) successivi. MA= *Marnoso-arenacea*, GS= *Gessoso-solfifera* (da VAI, 1992a).

è la deformazione tanto più rapida è la perdita di significato paleogeografico e di identità deposizionale di un dominio. Così, dopo la Fase Ligure, la distinzione in domini liguri non ha più senso e viene sostituita dal concetto di **Dominio Epiligure** post-Eocene medio (costituito da bacini satelliti), che inizia la sua evoluzione mentre continua quella dei Domini Toscano, Umbro-romagnolo e Marchigiano-adriatico. Analogamente, dopo la Fase Toscana intra-tortoniana, il Dominio Toscano scompare e viene sostituito dal **Dominio Epitoscano** post-Tortoniano p.p. (costituito dai bacini estensivi sul lato tirrenico dell'Appennino, in progressiva migrazione verso l'esterno della catena).

Il **Dominio Epiligure** è quello più complesso e di maggior durata, tale da meritare una articolazione. È conveniente distinguere almeno **due sottodomini** (Fig. 1): uno **interno** o **Intrappenninico** e uno **esterno** o **Frontappenninico**, ben individuati a partire dal Messiniano e caratterizzati da facies marcatamente diverse (transizionali o continentali le prime, marine le seconde). Prima del Messiniano il Dominio Epiligure, limitato all'area intrappenninica, è rappresentato dalla successione *Loiano-Ranzano-Antognola-Bismantova-Termina* o epiligure propriamente detta; essa è marina, silicoclastica prima, vulcanoclastica poi e infine carbonatico-pelitica, e presenta cospicue segmentazioni sinsedimentarie locali, oltre a variazioni sequenziali marcate nel tempo.

Con la Fase Ligure, infatti, si compie la tetto-genesi principale delle Liguridi, ma le condizioni fisiografiche del Dominio non cambiano di molto, mentre si riduce in maniera marcata, almeno inizialmente, l'alimentazione carbonatica, sostituita dai materiali provenienti dalla demolizione della catena eo-alpina e mesoalpina, là dove era emersa. Ecco allora che, ad intervalli, alle torbiditi silicoclastiche anche grossolane si intercalano argille e peliti varicolori o grigie (*Rio Giordano, Monte Piano* e parti di *Ranzano*), a cui seguono nell'*Antognola* peliti più chiaramente marnose e talora selciose (*Contignaco*, marne selciose) come effetto del concomitante vulcanesimo miocenico inferiore. Quando, dopo la Fase Burdigaliana, la profondità del bacino epiligure tende rapidamente a diminuire, cresce marcatamente la componente carbonatica (*Bismantova*) anche nelle facies pelitiche (*Pantano, Marola, Termina* o equivalenti).

È l'articolazione di facies della *Gessoso-solfifera* che permette la distinzione chiara tra i sottodomini intra- e frontappenninico. Le premesse fisiografiche di tale distinzione erano già state fornite dalla tetto-genesi serravalliana-tortoniana; ma la fase di annegamento del Tortoniano superiore (peliti eusiniche) ne aveva impedito o mascherato le potenzialità espressive. I bacini epiliguri intrappenninici (in particolare quello bolognese) sono privi di evaporiti pur essendo testimoniati i cicli carbonatici (MARABINI & VAI, 1985). La stessa cosa si osserva nelle Maghrebidi della Sicilia. Spostandoci ad E, i bacini intrappenninici del Marecchia hanno evaporiti transizionali (Secchiano) o francamente selenitiche (Sasso Feltrio). Tutti i bacini frontappenninici (emiliano-bolognese e del Marecchia) hanno facies selenitiche. I bacini semiautoctoni umbro-romagnoli e marchigiano-adriatico-padani, invece, hanno facies selenitiche a W fino alla Linea del Montone e balatino-argilloso-solfifere a E di quella Linea.

Altrettanto marcata è la differenziazione fra i due sottodomini nel Messiniano superiore. Infatti la facies

classica della F.ne a *Colombacci* s.l. si estende a E del Montone fino alle Marche; quella sottile, condensata e discontinua, invece, caratterizza i bacini semiautoctoni a W del Montone e i bacini frontappenninici in Emilia e nel Riminese. Invece, i bacini intrappenninici Bolognese e del Marecchia sono praticamente privi di depositi del Messiniano superiore.

Infine, anche nel Pliocene-Pleistocene le distinzioni sono chiare. Nei bacini intrappenninici manca il Pliocene più basso (ciclo a *margaritae*) e l'intera successione è marcatamente prossimale. I bacini frontappenninici, invece, hanno i cicli pliocenici inferiori più potenti in assoluto e caratterizzati da facies da disossiche ad anossiche (con ricche faune a pesci: Poggio Berni, Lavino, ecc.). La somiglianza litologica di fondo (facies pelitiche prevalenti) ne ha ritardato la distinzione dal Plio-pleistocene dei bacini semiautoctoni (tipo Santerno-Lamone).

LE UNITÀ STRATIGRAFICO-STRUTTURALI

Nel quadro di Tab. 1 sono state individuate 14 unità stratigrafico-strutturali principali secondo la definizione data sopra. Esse possono essere raggruppate in due piani tettonici di primo ordine (I e II-XIV), di cui il secondo, a sua volta, comprende due piani tettonici di secondo ordine: quello eoalpino (III-IV) e quello successivo.

Il criterio di impostazione scelto privilegia la tettonica compressiva rispetto a quella estensiva. Intervalli anche lunghi della successione stratigrafica di certi domini (es. quello Toscano e, ancor più, i domini esterni) sono stati sede di deformazione compressiva assai tarda. Per questo non vengono trattati nella descrizione di unità stratigrafico-strutturali ad essi coeve, e che si trovavano già in deformazione nelle zone interne.

Unità I

L'unità I, distinta in Tab. 1, raggruppa l'intero piano tettonico ercinico, caratterizzato da intensa deformazione tettonica ercinica e alpina e da metamorfismo ercinico di intensità e grado variabile, esteso all'intera area, esclusa quella più orientale (Risanguigno e Farma in Toscana meridionale), dove la tetto-genesi ercinica è più recente e, relativamente, più blanda. Il metamorfismo alpino in facies a scisti verdi di temperatura abbastanza alta è esteso a tutta l'area toscana, inclusi il Passo del Cerreto e forse anche gli scisti al fondo del Pozzo Perugia I. In questi due ultimi casi si dovrebbe ammettere: i) che il metamorfismo ha la stessa età di quello del nucleo apuano, e allora il limite superiore del basamento ercinico rappresenta una superficie di cospicuo scollamento (per sottoscorrimento relativo) miocenico inferiore; oppure ii) che il metamorfismo qui è più recente delle Apuane, e allora i basamenti del Cerreto e dei Monti di Perugia (VAI & COCOZZA, 1986; LAVECCHIA *et al.*, 1989; VAI, 1988) registrerebbero un metamorfismo alpino selettivo nella porzione più profonda della successione. Questo appare un interessante argomento di ricerca radiometrica e petrologica. L'unità I è delimitata al tetto dalla discordanza ercinica (da ?Bretone a Sudetica ad Asturica andando da W a E), che è la discordanza più significativa riconoscibile nella crosta superiore dell'Appennino settentrionale.

Unità II

L'unità II è rappresentata da successioni molto discontinue di età variabile dal Carbonifero superiore al Trias medio, con marcata evidenza di *rift* triassico medio (oltre che permio-carbonifero e permiano) e di grande regressione postettonica (Fase Cimmerica-indosinica del Trias medio-superiore, CASTELLARIN *et al.*, 1980a) suturata ovunque dal *Verrucano Toscano*. È questa la vasta discontinuità carnica, che presuppone eventi deformativi di grande rilievo in aree non eccessivamente lontane, anche se in Appennino settentrionale discordanze angolari evidenti non sono state finora riconosciute.

PIANO TETTONICO EO-ALPINO

Unità III

L'unità III è riconoscibile solo all'interno del Dominio Ligure, la cui larghezza peraltro poteva raggiungere varie centinaia di km. È l'unità meno chiara e più incerta nella definizione. Ciò non riguarda tanto il contenuto, quanto la esistenza, l'entità e il tipo della deformazione e la connessa discordanza angolare che la dovrebbe delimitare al tetto.

L'unità è caratterizzata dalle *Argille a Palombini*, oltre ai sottostanti *Calcari a Calpionelle* e *Ofioliti*. Alcuni Autori (CNR, 1987) segnalano il contatto discordante di unità stratigrafiche varie al di sopra delle *Argille a Palombini*, che potrebbero quindi essere state deformate durante la Fase Austriaca (Albiano - Cenomaniano). I frequenti olistostromi di materiale ligure al tetto delle *Argille a Palombini* potrebbero essere i segni premonitori di questa fase (la cui complessità peraltro potrebbe derivare da condizioni transpressive prevalenti; cf. VAI, 1992).

Anche l'imponente apporto dei *Conglomerati dei Salti del Diavolo*, derivati dal basamento cristallino ercinico e dalle sue intrusioni, e la discordanza alla base dei conglomerati testimoniano una intensa fase deformativa (con riattivazione del basamento), se non *in situ* almeno vicina. Infatti, in base al grande volume degli apporti e alla loro tessitura molto grossolana, si può cioè ritenere che l'area di deposito dei conglomerati si trovasse in prossimità degli elementi paleogeografici tettonicamente attivi (v. anche sotto).

Anche la prima generazione di torbiditi (*Arenarie di Ostia*, *Casanova*, *Scabiazza*, *Ronco* e equivalenti), che interrompe la sedimentazione batipelagica delle *Argille a Palombini* e *Argille Varicolori*, è conferma indiretta di un evento deformativo perturbatore delle condizioni fisiografiche all'interno o al contorno del grande bacino. Che questo evento si concentri intorno a una età intra-cenomaniana può indurre a riferirlo anche al coevo significativo "*low stand*" nella curva di VAIL *et al.*, (1977); ma che i relativi corpi torbiditici si sviluppino in pieno Turoniano-Santoniano, cioè in corrispondenza di uno dei massimi "*high stand*", giustifica il sostanziale riferimento a una fase tettonica.

Inoltre, senza entrare per ora nella discussione relativa ai cosiddetti "complessi di base" (che sono sostanzialmente delle unità tettoniche), se le *Arenarie di Ostia* (e i loro equivalenti) avessero mai saldato in discordanza miscugli sedimentari e/o tettonici, all'interno dei quali esse appaiono oggi implicate, ciò potrebbe documentare una attivazione

ancor più diretta di questi settori liguri durante la Fase Austriaca.

Unità IV

L'unità IV come la precedente è estesa all'intero Dominio Ligure e è caratterizzata (ovviamente insieme con la precedente) da una intensa fase deformativa tangenziale di tipo isoclinalico, finemente pervasiva, con vergenze molteplici sia a W che a E. È facilmente rilevabile alla meso- e macroscale nelle *Argille a Palombini*, *Argille Variegate*, *Argille Varicolori*, *Arenarie di Scabiazza*, *Scisti della Val Lavagna*, *Formazione di Ronco*, *Arenarie di Casanova*, *Arenarie di Ostia* e simili, vale a dire nei Gruppi del Laccio, del Borsa, del Leo, dell'Arso e del Mozzola (v. Tab. 1), che sono gli equivalenti dei relativi "complessi di base".

Questi gruppi appaiono oggi come ammassi di rocce in prevalenza sedimentarie a sensibile componente detritico-pelitica che discontinuamente contengono quantità variabili di ofioliti, ma talora inclusi minori (metrici e decimetrici) di metamorfiti (micascisti, gneiss) e plutoniti (graniti, dioriti) rappresentativi della crosta continentale, verosimilmente del margine africano. Tali ammassi presentano caratteri che passano da quelli di accumuli caotici sedimentari (con strutture simili a quelle dei *debris flow*) a quelli dei *mélange* tettonici, per la presenza al loro interno di piegamenti mesoscopici associati a laminazioni tettoniche pervasive, micro e mesofaglie. Questi due tipi di associazioni strutturali s'intrecciano variamente tra loro, spesso in modo inestricabile, ricordando da un lato le deformazioni plastico-fluide degli accumuli gravitativi sottomarini, dall'altro le rocce di faglia entro mezzi a bassa resistenza al taglio come possono essere le deformazioni tettoniche entro accumuli sedimentari semiconsolidati o in argilla (PINI, in stampa).

Questi ammassi possono contenere ingenti quantità di ofioliti con zolle individuali di estensione chilometrica, cui sono associati, talora per estensioni rilevanti, spessori notevoli di intervalli sedimentari apparentemente a carattere relativamente normale come le *Arenarie di Ostia*, di *Casanova*, le *Argille di S.Siro* e talora estesamente anche intervalli più antichi come ad esempio le *Argille a Palombini*, le *Argille Varicolori*, ecc.

Poiché queste associazioni sono confrontabili con quelle delle moderne zone di subduzione attiva e dato che le successioni coinvolte mostrano età fino al Campaniano inferiore e medio, ne deriva che questi "complessi di base" costituiscono delle testimonianze concrete del tettonismo eo-alpino connesso con la prima strutturazione dell'edificio a falde di ricoprimento liguri a ridosso del margine continentale attivo.

La fase tettonica che delimita a tetto l'unità IV sembra avere la stessa intensità in tutta l'area e è preannunciata da imponenti e frequenti olistostromi di materiali intra- e extrabacinali.

L'età di questa fase è compresa fra il tetto del Santoniano o la parte bassa del Campaniano da un lato e la parte più alta del Campaniano dall'altra. Paradossalmente, proprio i dati di RIO & VILLA (1987), con le sistematiche lacune delle biozone del Campaniano medio-superiore, anziché indicare una possibile continuità documentano questa fase. Essa pare quindi correlabile con la Fase austroalpina di Gosau e

in particolare con quella cosiddetta intra-Gosau.

Questa fase non è praticamente riconoscibile nella successione del *Gottero*, a meno di non ritenere che l'età delle torbiditi omonime quale riportata dalla letteratura non sia troppo ampia per effetto di molteplici rimaneggiamenti. In via ipotetica, abbiamo allora assunto che l'età delle *Arenarie del Gottero* si restringa al Cretaceo superiore alto-Paleocene così da lasciare tempo sufficiente per lo sviluppo della deformazione sottostante.

La fase è invece riconoscibile con qualche imprecisione nelle successioni dell'*Antola* e di *Monghidoro*, e è databile abbastanza chiaramente un po' prima del limite Campaniano/Maastrichtiano nelle successioni contenenti il *Cassio* e *Caio* (cioè nei Supergruppi del Baganza e del Parma).

La fase non dovrebbe raggiungere il Dominio Subligure, dove le corrisponde il corpo indiviso della *Pietraforte*, entro cui, però, un olistostrofa di materiale ligure ne potrebbe segnalare la vicinanza nello spazio.

Se l'età dei *Conglomerati dei Salti del Diavolo* è effettivamente limitata al Santoniano, la correlazione cronologica con le breccie e i conglomerati alla base della assai composita Formazione di *Gosau* sarebbe assai stretta e la discordanza alla base dei *Salti del Diavolo* corrisponderebbe alla cosiddetta Fase pre-Gosau.

È molto importante rilevare che i *Conglomerati dei Salti del Diavolo* sembrano del tutto equivalenti per composizione (ingredienti extrabacinali con alta rappresentanza del basamento cristallino insubrico l.s.) e per posizione stratigrafica ai conglomerati del Flysch insubrico (Rumo e Giudicarie) e del Flysch lombardo (*Conglomerato di Sironne*) più in generale, malgrado la notevole differenza di localizzazione paleogeografica, del resto spiegabile e plausibile (ELTER *et al.*, 1966; SAMES, 1970; CASTELLARIN, 1977). Evidenze per un'alimentazione derivante dallo smantellamento della Ruga Insubrica (ELTER *et al.*, 1966) sono state discusse anche da VAI (1992, p.118).

In ogni modo, questi conglomerati consentono di collegare tra loro i relativi differenti domini, che venivano unificati dalle pronunciate vicende tettonogenetiche in corso e cioè gli eventi coalpini delle Fasi di Gosau, di cui anche i *Conglomerati dei Salti del Diavolo* costituiscono una testimonianza, anche se piuttosto periferica rispetto all'area sorgente (cioè la Catena coalpina Insubrica o un suo equivalente).

Alle fasi deformative cretacee del Dominio Ligure corrisponde la sedimentazione relativamente omogenea della *Scaglia* nei Domini Toscani, Umbro-romagnolo e Marchigiano-adriatico, con una zona di transizione in condizioni torbiditiche complesse nel Dominio Subligure (*Pietraforte*, *Sillano-Canetolo*).

PIANO TETTONICO MESO- E NEO-ALPINO O APPENNINICO

Unità V

L'unità V è caratterizzata dai Flysch a Helminthoidi, che rappresentano il primo elemento cardine di questo quadro di correlazione, sia sul piano stratigrafico stretto (evento uniforme su quasi l'intero dominio) che su quello stratigrafico-strutturale (connotazione post-tettonica rispetto agli eventi coalpini del Cretaceo medio-superiore).

A prescindere dai problemi insoluti della giustapposizione originale delle numerose varietà e sottovarietà riconosciute di queste torbiditi calcaree e del loro significato paleogeografico d'insieme, la loro somiglianza e penecontemporaneità (Campaniano terminale-Maastrichtiano) in vaste aree dell'Appennino settentrionale e delle Alpi ne fa un evento stratigrafico di grande rilievo, nettamente differenziabile da quelli che produrranno i grandi corpi torbiditici oligo-miocenici.

I Flysch a Helminthoidi infatti sono sostanzialmente coevi fra loro e si situano immediatamente a ridosso della Fase tettonica eo-alpina Intra-Gosau. Essi suturano la deformazione immediatamente precedente dei depositi di un *trench* oceanico ormai prossimo al completamento della sua subduzione B, che molto probabilmente si esplicava con immersione verso il margine meridionale africano e destinazione alpina delle unità tettoniche in sviluppo, anche se notevole può essere stato il ruolo delle retroflessioni.

I corpi torbiditici oligo-pliocenici, invece, rappresentano classici riempimenti cuneiformi di sistemi di avanfosse a migrazione appenninica (o sudalpina) (CASTELLARIN *et al.*, 1980b, 1986; CASTELLARIN & VAI, 1986; RICCI LUCCHI, 1986; GASPERI *et al.*, 1987; VAI, 1988, 1989).

Come la unità precedente, anche questa è limitata al Superdominio Ligure e si caratterizza per una deformazione meno intensa e pervasiva di quella sottostante; essa tuttavia presenta ancora grandi strutture plicative sub-isoclinali talora con significative vergenze occidentali (dopo la rotazione appenninica), anche se non è quasi mai del tutto certo che queste strutture costituiscano delle deformazioni sincinematiche della strutturazione eo-alpina primaria. Cio' a causa del profondo rimaneggiamento meso e macro-strutturale determinato dalle intense deformazioni meso-alpine e in parte anche neo-alpine a cui sono state sottoposte queste successioni.

La fase tettonica che delimita a tetto l'unità V e che è la principale responsabile della sua deformazione è la nota Fase Ligure. Essa corrisponde all'evento meso-alpino delle Alpi, riferito essenzialmente all'Eocene inferiore-medio, che ha avuto una notevole importanza nella strutturazione di tutta la Catena Nordalpina. La Fase non sembra avere la stessa intensità deformativa in tutto l'ambito del Superdominio Ligure. Determina infatti forti discordanze con la soprastante F.ne di *M. Piano*, in corrispondenza delle successioni dell'*Antola* e di *M. Venere*, mentre in corrispondenza della successione di *M. Cassio* si ha una semplice lacuna concordante. Comunque, l'importanza e l'intensità dell'evento ligure nella strutturazione delle Liguridi sono documentate dalle nette discordanze dei vari tipi di substrato sempre molto deformati alla base della successione epiligure di *M. Piano-Ranzano* (e suoi equivalenti), ampiamente rappresentati dal Bacino Ligure-Piemontese all'Appennino Tosco-Emiliano. Si può presumere allora che la cinematica della Fase Ligure mantenga gli stessi vincoli di quella precedente con subduzione B ancora attiva e in corso di esaurimento per il progredire della convergenza collisionale fra i due margini continentali.

Unità VI

L'unità VI è costituita dalle unità stratigrafiche pre-Antognola del Gruppo del Reno (o della successione epiligure).

gure). Essa risulta quindi di fatto riconoscibile solo nella copertura sedimentaria di unità tettoniche di stretta pertinenza ligure deformate dalle fasi tettoniche Ligure o precedenti.

In realtà, la Fase tettonica Subligure (Oligocene superiore-Miocene basale) che la caratterizza e delimita al tetto potrebbe forse essere riconosciuta fra le F.ni di *M. Senario* e di *Campaolo* nel Gruppo del Marecchia (attualmente sovrastante ad una successione attribuita tutta, ma senza certezza, al Dominio Subligure).

È assai interessante, inoltre, notare che olistostromi di materiale subligure al tetto delle *Arenarie di M. Modino* e del *Macigno* hanno età comparabili di messa in posto e potrebbero rappresentare un effetto di questa fase oltre il suo fronte esterno di deformazione.

Se ciò è corretto, la Fase Subligure assume il significato di prima fase deformativa a vergenza appenninica e sarebbe responsabile della interruzione di sedimentazione nella avanfossa dello Pseudomacigno, del suo seppellimento tettonico ad opera del Subligure in prima deformazione e traslazione, della tetto-genesi e metamorfismo della parte metamorfica del Superdominio Toscano e dell'interruzione di sedimentazione torbiditica nell'avanfossa Modino-Macigno (nella porzione non metamorfica del Superdominio Toscano) (v. Tab. 1).

Se il piano di scollamento della Falda Subligure si è esteso in *flat* alla base delle evaporiti triassiche superiori di una successione di tipo toscano a W delle Apuane, si può ipotizzare che il classico raddoppio delle Apuane-Pisani sia avvenuto durante questa fase, in concomitanza con il sopravanzamento del Subligure. Diversamente occorre immaginare un retroscorrimento della Falda Toscana durante il Tortoniano (BOCCALETTI *et al.*, 1987), fatto che cinematicamente non è molto coerente (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990) (v. Tab. 1).

Rimane aperto anche il problema di quale sia l'evento responsabile della formazione dell'avanfossa(e) Pseudomacigno-Modino-Macigno. Si potrebbe discutere quale sia il ruolo dello stallo collisionale seguito alla Fase Ligure e quale quello dovuto alla distorsione del sistema orogenico Alpi-Appennino per la rotazione post Oligocene inferiore-medio del blocco Sardo-Corso, ai fini dell'avvio della flessura litosferica "adriatica", con polarità orogenica orientale.

In questo contesto, il grande olistostroma di *Canossa-V. Tiepido* può assumere il significato di evento plurimo interfronte, che registra le riattivazioni in regime deformativo appenninico di un precedente fronte alpino. Durante la Fase Subligure questo fronte e i materiali di provenienza ligure associati cominciano la loro traslazione tettonica verso E, alle spalle del fronte appenninico dello Pseudomacigno; ma saranno in grado di alimentare gravitativamente solo la successiva avanfossa del Cervarola-Falterona al termine del suo riempimento (v. Tab. 1).

In conclusione, se la Fase Subligure rappresenta la prima manifestazione cinematica della tetto-genesi appenninica, è all'interno dell'Unità stratigrafico-strutturale VI che avviene il passaggio fra i due opposti e abbastanza diversi regimi tetto-genetici alpino e appenninico. E questo può rendere ragione del complicato e peculiare quadro dei rapporti fra i bacini torbiditici di Loiano, Ranzano, Petri-gnacola, Modino, Macigno (per ricordare i principali). Dove ad alcune differenze innegabili sul piano dell'età,

della segmentazione dei bacini e della composizione dei materiali si contrappongono somiglianze e parentele non certo casuali (RICCI LUCCHI, 1986; BETTELLI *et al.*, 1989a).

Unità VII

L'unità VII è sostanzialmente rappresentata dalla F.ne di *Antognola* che, nella sua porzione più estesamente affiorante, appare caratterizzata da ampie pieghe asimmetriche, di orientamento sia appenninico che alpino (per eredità strutturale dal substrato?) al di sotto della F.ne di *Bismantova* discordante. L'età di questa discordanza, che delimita a tetto l'unità, sembra rientrare nell'ambito della cosiddetta Fase Burdigaliana. Alla luce delle conoscenze attuali tale fase dovrebbe essere considerata come la prosecuzione, localmente attenuata, della fase subligure, con possibili attivazioni tettoniche durante l'Aquitano superiore e il Burdigaliano. Infatti nella strutturazione appenninica precoce le compressioni più importanti sembrano essersi verificate principalmente durante il Cattiano superiore e l'Aquitano. Un simile quadro è inoltre del tutto coerente con quanto oggi noto nel bacino lombardo della "Gonfolite" ove la strutturazione più intensa risulta antecedente l'Aquitano superiore (v. oltre). In questo ambito andrebbe probabilmente inserito il problema della deformazione della successione toscana del tipo *Modino-Macigno* (RIO D., com. Conv. Reg. Emilia-Romagna, 1990), anche se non ci sono evidenze stratigrafiche dirette e, più in generale, dei rapporti litostratigrafici tra *Macigno* e *Cervarola*. Questa deformazione invece non si manifesta direttamente nella successione toscana tipo *Cervarola-Falterona*, dove però le potrebbe corrispondere una lacuna intraburdigaliana nelle Marne emipelagiche di *Vicchio* e un brusco passaggio a facies calcaree di mare basso (PIZZIOLO & RICCI LUCCHI, 1992). Con la stessa Fase Burdigaliana sembra attivarsi la sedimentazione nelle porzioni più interne della avanfossa della Marnoso-arenacea.

Non deve sorprendere che la distinzione delle nostre unità stratigrafico-strutturali sia più agevole o chiara prevalentemente nei bacini satelliti epiliguri. Essi si trovavano infatti in condizione tettonicamente più interna e batimetricamente meno depressa delle avanfosse, potendo così essere soggetti prima e più vistosamente (effetto margine) alle successive fasi deformative.

L'insieme delle deformazioni tettoniche che sono registrate all'interno delle unità VI e VII corrispondono agli eventi neo-alpini precoci delle fasi oligo-mioceniche inferiori. Questi eventi hanno un certo rilievo nella strutturazione del fronte della catena nordalpina (Molassa subalpina), ma appaiono particolarmente significativi nel settore occidentale, in prevalenza sepolto, delle Alpi Meridionali. La successione della *Gonfolite* (Cattiano-Aquitano-Burdigaliano) raggiunge spessori fino a 6 km (MENARD, in ROURE *et al.*, 1990) e risulta arrangiata all'interno di tipici prismi sedimentari sintettonici (cunei clastici). Essa appare spesso incuneata al basamento cristallino insubrico che sovrascorre ampiamente su parte della successione venendo spesso suturato dalla parte apicale della successione stessa, cioè dalla *Gonfolite* aquitano-burdigaliana (CASSANO *et al.*, 1986, 1986a; ROURE *et al.*, 1990). Le discordanze maggiori sembrano essere quelle suture dal Cattiano sup. e dall'Aquitano, seguite da una più blanda superficie di

discordanza intraburdigaliana. Il ciclo deformativo oligo-miocenico inferiore è chiuso in maniera nettissima dalla discordanza del Miocene medio (saturata dai depositi del Burdigaliano sup.-Langhiano) (*conglomerato di Lucino*, GELATI *et al.*, 1988). L'evoluzione deformativa sembra abbastanza continua e piuttosto omogenea per tutto l'intervallo Cattiano-Burdigaliano inferiore, come documentano i numerosi prismi sintettonici. Rallentamenti fino ad arresti dell'attività deformativa possono essersi verificati durante le lacune racchiuse entro le principali discordanze o subito dopo di esse, e cioè all'inizio dell'Aquitano e in due intervalli del Burdigaliano (verso metà e nella parte superiore). Non vi è dubbio che tra le successioni oligo-mioceniche dei Superdomini Ligure e Toscano e quelle della *Gonfolite* lombarda ci siano analogie, anche in termini di sequenze tettono-sedimentarie. In particolare, l'analogia appare assai stretta per il *Macigno* che presenta anche notevoli somiglianze composizionali, oltre che nelle associazioni di facies con la *Gonfolite* lombarda. Nella successione epiligure oligo-miocenica inferiore sono state riconosciute più o meno le stesse discordanze, anche se in forma un po' più blanda. Una analogia strutturale, in termini di geometrie a prismi sedimentari sintettonici e di superfici di discordanza interne, non è stata invece mai riconosciuta per il *Macigno* e i suoi equivalenti. Data l'intensità e la complessità degli eventi tettonici successivi al Burdigaliano inferiore in Appennino settentrionale, non sarà facile poter effettuare questo riconoscimento.

Unità VIII

La Unità VIII è caratterizzata dalla prima marcata tendenza allo sviluppo di facies di mare basso (abbastanza carbonatiche) in tutti i bacini dell'Appennino settentrionale ad eccezione di quelli dei Domini Umbro-romagnolo e Marchigiano-adriatico. Va però ricordato che questa nuova condizione fisiografico-sedimentaria delle zone interne si rispecchia nelle ripetute torbiditi anomale ibride a caratterizzazione biocalcarenitica che sono state riconosciute nella parte bassa della *Marnoso-arenacea* (MA) coi nomi di Contessa, Contessine, Contessa-like. All'interno dell'Unità nella F.ne di *Bismantova* si individua almeno un episodio di tettonica estensiva con rotazione di blocchi e formazione di grandi olistostromi indigeni che potrebbero essere correlati o collegati più o meno direttamente con le megatorbiditi ibride della MA (PAPANI *et al.*, 1989).

Qualche evento traslativo (compressivo) intermedio, o precoce (rispetto alla fase che chiude l'Unità), sembra essere suggerito dalla interruzione almeno intraserravalliana della sedimentazione della successione del *Falterona* e, più probante, dalla quasi contemporanea messa in posto dei primi olistostromi nella MA. Questa avviene secondo l'ordine olistostroma subligure (prima) e olistostroma ligure (poi), già vista nel Miocene inferiore per le avanfosse Modino-Macigno e Cervarola-Falterona.

L'Unità è delimitata al tetto da una discordanza e relativa fase tettonica, la Fase Toscana all'interno del Tortoniano, tanto famosa quanto criptica. Che questa fase ci sia e abbia molte documentazioni indirette è inoppugnabile; che essa però sia assai meno identificabile delle precedenti in una discordanza sul terreno è altrettanto vero. Essa cioè sembra rispecchiare qualcosa di più e di meno allo

stesso tempo rispetto alle precedenti. Appare cioè sostanzialmente diversa, come se rappresentasse la chiusura di un regime cinematico e l'apertura di un altro, in cui nuovi fattori cominciano a rendere complesso il quadro stratigrafico, come appare dalla Tab. 1. Vediamone alcuni aspetti significativi. Nella zona metamorfica toscana (Apuane) la fase si esprime essenzialmente con un rapido sollevamento registrato da età di raffreddamento delle miche sugli 11 Ma (KLEGGFIELD *et al.*, 1986) e relativa tettonica estensiva (CARMIGNANI & KLEGGFIELD, 1990), a cui segue nel Tortoniano superiore l'instaurazione dei primi bacini estensivi paralicco-marini (si noti la coincidenza col primo *rift* nel Tirreno NW). Pare possibile ritenere che questa fascia fosse decisamente interna e in condizioni estensive; e lo stesso si può dire anche per gran parte dell'areale del Gruppo del Reno e del Gruppo del Marecchia (infatti, anche i lavori recenti di PAPANI *et al.*, (1989) e DI NARDO *et al.* (1992) concordano con questa ipotesi, mostrando un quadro sostanzialmente trascorrente nell'intervallo che stiamo esaminando). Nel bacino satellite intrappenninico fra le F.ni di *Bismantova* e del *Termina* si individua essenzialmente una lacuna circa coeva della Fase Tortoniana; ma non compaiono discordanze angolari significative. Nel bacino satellite frontappenninico (nel Riminese e dal Sillaro al Piacentino), invece, si deve ipotizzare una fase di avanzamento tettonico di unità ligure su cui si instaura la sedimentazione a partire dal Tortoniano superiore. Pare logico attribuire questo trasporto alla Fase Toscana. Tradizionalmente si attribuisce a questa fase anche la principale deformazione della successione toscana del *Cervarola-Falterona* con la delimitazione dell'omonimo fronte deformativo, al cui esterno corrispondono gli olistostromi liguri nel Tortoniano superiore dell'avanfossa della MA. Oggettivamente però i primi depositi post-tettonici che suturano la successione del *Falterona* deformata sono di età quaternaria (bacini del Mugello e del Casentino).

Più in generale, la lunga lacuna deposizionale che separa i depositi deformati delle avanfosse dai rispettivi depositi di copertura veramente indeformati «*Pseudomacigno* (da Oligo/Miocene a Tortoniano superiore), *Macigno* (da Miocene inferiore a Messiniano superiore), *Falterona* (da Langhiano-Serravalliano a Plio-Pleistocene) e parte interna della *Marnoso-arenacea* (da Tortoniano/Messiniano a Quaternario)» non può essere dovuta solo al sollevamento e all'erosione nelle zone interne. Per lo *Pseudomacigno* essa è palesemente collegata al seppellimento prodotto dalla sovrastante coltre ligure che, solo dopo la sua erosione e/o asportazione tettonica, ha consentito la deposizione post-tettonica. Lo stesso modello si può applicare in tempi successivi per le avanfosse Modino-Macigno, Cervarola-Falterona e per le parti interne di quella della *Marnoso-arenacea*.

Unità IX

L'unità IX è caratterizzata dalla *Gessoso-solfifera* (secondo elemento cardine del presente schema di correlazione), oltre alla parte superiore della MA e a quella inferiore, fino alla tufite, della F.ne a *Colombacci* s.l. Questi depositi sono intensamente piegati sotto la discordanza post-tufite che è saturata dalla maggior parte della F.ne a *Colombacci* (MARABINI & VAI, 1985; CASTELLARIN *et al.*,

1986; VAI, 1988, 1989; PATACCA & SCANDONE, 1989).

La discordanza che delimita al tetto l'Unità (Fase Intramessiniana) è ben marcata soprattutto in corrispondenza del Dominio Umbro-romagnolo. La si segue ancora in parte del Dominio Marchigiano dove tende rapidamente ad attenuarsi. La discordanza è ben evidente anche lungo l'intero bacino satellite frontappenninico (IACCARINO & PAPANI, 1980). Questo quindi si doveva trovare, allora, in una fascia cinematica esattamente corrispondente a quella umbro-romagnola e svincolata lungo la Linea del Sillaro, mentre attualmente si trova sfalsato relativamente ad essa di almeno due decine di km verso NE (VAI, 1988; CASTELLARIN & PINI, 1989). Nel bacino satellite intrappenninico invece non è rilevabile e precisabile in quanto manca la F.ne a *Colombacci* (RICCI LUCCHI, 1986). Ciò comporta una posizione ancora più interna di questo bacino, probabilmente già al di fuori della fascia in compressione. Le evidenze compressive (o meglio transpressive) descritte nel Messiniano della Toscana interna (CERRINA FERONI *et al.*, 1983) potrebbero risalire a questa fase.

La stessa fase determina anche l'interruzione dell'avanfossa della MA nel Dominio Umbro-romagnolo (ACHILLI *et al.*, 1990; CAPOZZI *et al.*, 1992), mentre non interferisce nello sviluppo di quella della Laga e delle unità torbiditiche associate nel Dominio Marchigiano-adriatico (e Padano, con la *Fusignano*).

In questa fase si sviluppano anche gli archi locali transpressivi del Sillaro (CASTELLARIN & PINI, 1989) e del Marecchia, simmetrici fra loro, i cui effetti su subsidenza e sedimentazione nei bacini prospicienti si riveleranno nel Pliocene. In connessione con questi archi sono forse da porre sparute segnalazioni di olistostromi di materiale ligure al tetto della *Gessoso-solfifera* o nelle facies condensate della F.ne a *Colombacci* (MARABINI & VAI, 1985; VAI, 1988).

Unità X

L'unità X corrisponde al ciclo sedimentario composto dalla F.ne a *Colombacci* p.p. e dalle *Argille Azzurre* della Zona a *G. margaritae* (eP1) ed è delimitata al tetto dalla discordanza nella parte bassa della Zona a *G. puncticulata* (RICCI LUCCHI *et al.*, 1982; RICCI LUCCHI, 1986; VAI, 1988; PATACCA & SCANDONE, 1989; PATACCA *et al.*, 1992; SARTORI, 1989).

Questa fase è ben evidente in termini deformativi solo nel Dominio Marchigiano-adriatico, mentre già in quello Umbro-romagnolo è contrassegnata quasi solo da condensazioni o lacune sedimentarie, oltre a belle lingue di olistostromi liguri nel bacino pliocenico imolese. L'eccezionale spessore raggiunto da questo ciclo eP1 nei Bacini Frontappenninici del Marecchia e del Sillaro, oltre allo spessore generale assai alto del Pliocene nella parte occidentale del bacino imolese e nel Cesenate, è il risultato di un processo simmetrico di *tectonic loading* laterale degli archi messiniani del Sillaro e del Marecchia (per questo sono state indicate due "avanfosse minori"), nell'ambito del principale impulso di flessione verso SW della litosfera adriatico-padana.

Unità XI

L'unità XI corrisponde al ciclo sedimentario della Zona a *G. puncticulata* (*Arenarie di Borello*, ecc.) (IP1) e,

come la precedente, è individuabile come tale solo nel Dominio Marchigiano-adriatico. È delimitata a tetto dalla discordanza mediopliocenica intra-*aemiliana*, che nei domini più interni si riduce a lacuna di durata e età variabile entro il Pliocene medio e superiore.

Unità XII

L'unità XII è di riconoscimento meno agevole, poichè, anche nelle zone esterne del Dominio Marchigiano-adriatico, non sempre è ben marcata da una superficie di discordanza angolare di indiscutibile significato regionale.

Generalizzando, si può comunque individuare in quasi tutti i domini una superficie, di età variabile entro il Quaternario intero (in genere più antica andando verso W), che separa l'unità XII a sedimenti prevalentemente marini dall'unità XIV a sedimenti prevalentemente continentali e a carattere strettamente neoautoctono. Fra la due, nel tratto Bolognese (con evidenze positive) e dal Montone al Conca (con evidenze negative), si individua una unità stratigrafico-strutturale classificata come XIII.

L'unità XII è costituita dai due cicli sedimentari delle Zone a *G. crassaformis* e *G. inflata* (P2) e del Qm (Quaternario marino) (v. Tab. 1). Nel loro insieme non si apprezzano discordanze deformative dirette, anche se l'unità si potrebbe suddividere in tre parti nel bacino imolese e in quello del Sellustra per la messa in posto di due olistostromi liguri al limite Plio/Quaternario e nel Pleistocene inferiore.

Unità XIII

L'unità XIII compare in maniera discontinua lungo l'attuale margine pedeappenninico nel tratto Bolognese e, seppur non affiorante, è indirettamente testimoniata nel Forlivese. È caratterizzata dall'intensa deformazione delle "sabbie gialle" di spiaggia del Pleistocene inferiore o medio, che nelle altre aree del margine pedeappenninico sono rimaste sostanzialmente tabulari (CASTELLARIN *et al.*, 1986; GASPERI *et al.*, 1987; MARABINI *et al.*, 1987; VAI, 1988).

Pure essendo ancora aperto il problema dell'età di questa formazione e pur sembrando assodato che la formazione stessa sia significativamente più recente verso W, appare importante ricordare che:

1) le "sabbie gialle" deformate del Bolognese appartengono al Bacino satellite Frontappenninico, che, per la sua localizzazione al fronte pedeappenninico e per l'appoggio dei suoi depositi su unità liguridi, si trova in condizioni privilegiate di riattivabilità tettonica;

2) questa pertinenza epiligure è segnalata e associata con la messa in posto dell'olistostroma ligure più recente noto nella successione quaternaria dell'Appennino e cioè nella parte bassa delle "sabbie gialle"; la messa in posto si correla con la discordanza alla base delle "sabbie gialle";

3) la Formazione continentale di *Olmatello* e il relativo *pediment* suturano questa deformazione e costituiscono l'estensione generalizzata della sedimentazione neoautoctona s.s. lungo l'intero margine pedeappenninico.

Unità XIV

L'unità XIV è una unità speciale che racchiude tutti i depositi neoautoctoni s.s., quelli cioè che non sono ancora

stati direttamente coinvolti neanche dalla strutturazione tettonica fuori sequenza (né di tipo compressivo nella fascia esterna, né distensivo in quella interna), che non sono deformati o lo sono solo in maniera blanda (essenzialmente movimenti verticali). La Tab. 1 mostra che essi hanno età variabile dalla base del Quaternario al Pleistocene medio-superiore, con la tendenza media al ringiovanimento verso E.

La distribuzione spazio temporale di tutte le unità stratigrafico-strutturali distinte (esclusa l'ultima che rappresenta il neautoctono s.s.) consente di visualizzare lo sviluppo dei vari cicli tettonogenetici tangenziali e i loro rapporti con le successioni di avampaese evolvente ad avanfossa, le quali sono state interessate da tettonica sostanzialmente verticale. La Fig. 2 mostra una sintesi schematica di questi rapporti. Le unità distinte in essa possono costituire gli elementi base di una legenda per una carta geologica, ad

uso del CROP, in cui, oltre all'età (per confronto con la Tab. 1) di ogni unità stratigrafico-strutturale di catena-retropaese e di ogni successione di avampaese-avanfossa, si individua immediatamente la caratterizzazione strutturale e evolutiva di ogni elemento cartografato.

CONCLUSIONI SOSTANZIALI E PROBLEMI APERTI

Le novità sostanziali di questo contributo sono due. La prima è la suddivisione in unità stratigrafico-strutturali, perfezionabile specialmente quando si conosceranno meglio le fasi deformative nelle successioni del Dominio Subligure soprattutto nell'area toscana.

La seconda è il riconoscimento (da documentare sul piano analitico) del significato e importanza delle fasi

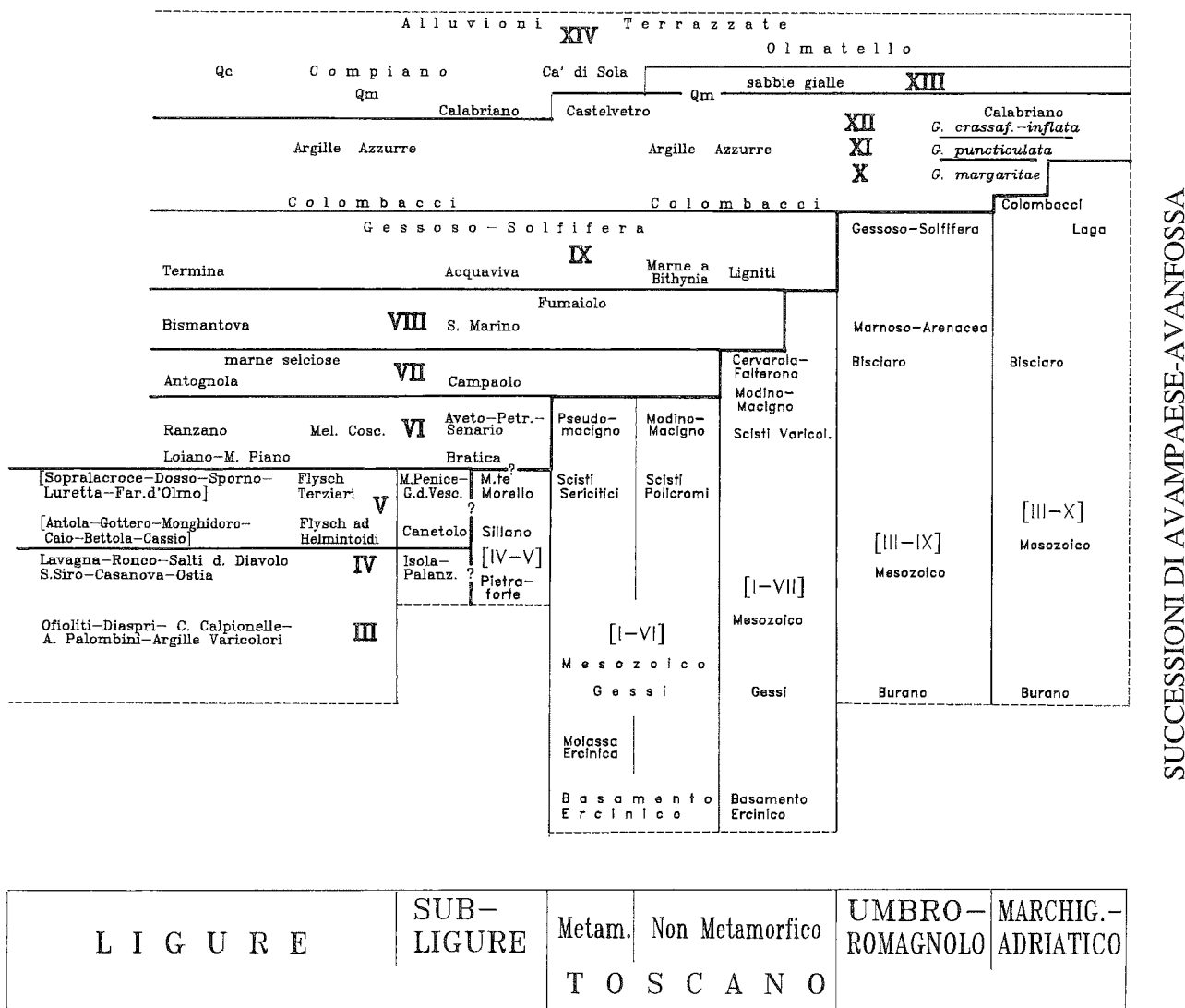


Fig. 2 - Schema dell'evoluzione geologica dell'Appennino settentrionale. Lo schema è stato derivato per sintesi dalla Tab. 1 di correlazione stratigrafico-strutturale. È stata mantenuta la suddivisione semplificata dei grandi domini di facies in cui le unità rappresentate si sono formate. Queste sono raggruppate in due insiemi naturali: 1) a sinistra e con disposizione orizzontale le unità stratigrafico-strutturali di catena-retropaese (numerata in maniera ordinale dalla III alla XIV); 2) a destra le successioni di avampaese-avanfossa, numerate con una sigla ordinale tra parentesi quadra che ne dà l'estensione temporale prima di essere incorporate, a loro volta, nella catena. Le linee orizzontali rappresentano l'estensione spaziale delle grandi superfici d'inconformità e separano di conseguenza le principali UBSU. La linea più marcata, con andamento a gradini, rappresenta la migrazione spazio-temporale e la posizione spaziale del fronte deformativo. Le linee verticali separano le successioni specifiche dei grandi domini paleogeografici. Usando i due tipi di unità distinti in questo schema, si può realizzare una carta geologica che indica immediatamente la caratterizzazione strutturale, oltre all'età relativa, di ogni unità o successione stratigrafica.

deformative eo-alpine, che sono ancora ben riconoscibili, nonostante l'intensa deformazione di Fase Ligure e di quelle successive, in tutto il Dominio Ligure e in parte di quello Subligure. In sostanza, sia nei lembi diritti che in quelli rovesci delle successioni, si individua una discordanza di piano tettonico (Fase Eo-alpina Campaniana) alla base o presso la base dei Flysch a Helminthoidi (Campaniano superiore- Maastrichtiano). Quanto sta sotto la superficie di discordanza è marcatamente più e diversamente deformato rispetto a quanto si trova sopra. Non si tratta di semplice disarmonia tettonica o di tettonica selettiva. Tipi litologici identici (o costituiti di alternanze identiche) sopra e sotto hanno deformazione diversa. Sotto sono rappresentate più fasi deformative che sopra. Come esempi si ricordano 1) l'intensa tettonizzazione delle *Arenarie di Ostia* dovunque esse affiorino (compresa la fascia subligure di Isola Palanzano); 2) la discordanza angolare sia a piccola che a grande scala fra i *Conglomerati dei Salti del Diavolo* e il Flysch a Helminthoidi del *Cassio*; 3) la differenza di tettonizzazione fra le *Argille Varicolori* e le *Argille di Viano* (in una zona in cui la Fase Ligure ha scarso effetto); 4) l'epimetamorfismo degli *Scisti di Val Lavagna* rispetto al Flysch del *Gottero*; 5) l'intensa tettonizzazione delle Formazioni di *Ronco* e *Montoggio* rispetto al Flysch a Helminthoidi dell'*Antola* nell'alta Val Trebbia; e 6) la tettonizzazione spinta della zona di Gavadi (che include blocchi di Flysch a Helminthoidi di età cretacea più antica) rispetto al Flysch a Helminthoidi del *Caio*. La fondatezza di questo riconoscimento e, soprattutto, i limiti della sua estensione, insieme con la geometria della sua o delle sue polarità, saranno importanti per chiarire i problemi di evoluzione del Superdominio Ligure. In ogni caso, un disaccoppiamento degli intervalli pre- e post-Campaniano superiore nella storia deformativa dell'Appennino può semplificare molti dei problemi oggi irrisolvibili nella comparazione dei vari Domini Liguri.

È già stato menzionato il problema dell'estensione della Fase Eo-alpina Campaniana al Dominio Subligure:

Rimane aperto anche il problema se non ci sia anche un'altra fase deformativa eo-alpina, quella Austriaca cenomaniana, già ipotizzata in precedenza da alcuni Autori, e fino a dove le Ofioliti fossero estese anche nel Dominio Ligure esterno.

Il problema maggiore di tutti riguarda significato, articolazione interna, stratigrafia e possibili fasi deformative del Dominio Subligure. Come accennato, nuovi studi, specie in versante toscano, potrebbero chiarire molti interrogativi.

Un problema sfuggente e, in parte, di modelli riguarda la posizione relativa della Falda Toscana (Toscanide III) rispetto al metamorfico apuano (Toscanide I) e della zona di Massa (Toscanide II). La parentela nella sequenza di facies tra Toscanide III e Domini Umbro-romagnolo e Marchigiano-adriatico e lo sviluppo apparentemente privilegiato del metamorfismo nelle zone interne favorirebbero una originaria posizione orientale della Toscanide III (BOCCALETTI *et al.*, 1980). Ma la geometria delle falde, la vergenza prevalente e un modello di propagazione *piggy-back* della deformazione indicano una posizione occidentale, come pure l'ipotesi recente dell'evoluzione estensiva del nucleo apuano (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990). In questo ambito, però, pare necessario abbandonare modelli bidimensionali troppo rigidi e lineari e rivedere radical-

mente la cronologia deformativa della varie falde originatesi dal Superdominio Toscano.

In questo problema si inserisce quello del basamento ercinico che nella Tab. 1, in maniera originale, è stato riconosciuto sia nella porzione metamorfica che in quella non metamorfica del Superdominio Toscano, e suddiviso in quattro subdomini. Essi sono dall'interno (in riferimenti appenninici e ercinici al contempo): Elba-Massa, Apuane-Pisano, Toscana Meridionale, Cerreto; pare che abbiano dei corrispettivi (e qualche altro elemento) anche nelle numerose perforazioni del sottosuolo toscano. Le differenze tra le successioni relative sono piuttosto marcate e, in ogni caso, maggiori di quelle che avevano giustificato, a suo tempo, la distinzione tra Toscanide I e II. Esse riguardano sia il basamento ercinico (di grado metamorfico maggiore all'Elba, Apuane e Cerreto rispetto alla Toscana meridionale) che la copertura pre-verrucana (con facies più marine all'Elba e in Toscana meridionale, francamente continentali nelle altre zone o condizioni solo erosive al Cerreto). In tema CROP, si potrebbe aggiungere un quinto subdominio, ancora più esterno, nei monti di Perugia (sottosuolo perforato), con caratteri simili a quelli del Cerreto. In tale articolazione, si tratta di studiare comparativamente il metamorfismo di queste aree distinte di basamento ercinico, verificare quali abbiano anche metamorfismo alpino, quali siano le polarità e le caratteristiche di questo metamorfismo alpino, quali ne siano le età radiometriche. Per ora conosciamo solo quelle delle Apuane e, preliminarmente, dell'Elba, (DEINO *et al.*, in questo vol.). Solo allora potremo sapere se la Toscanide I è sostanzialmente l'avamposto subdotto e metamorfosato del Dominio Adriatico più interno (e allora la Falda Toscana sarebbe tutta di provenienza occidentale) oppure se c'è stata una migrazione spaziotemporale di grandi piani di taglio verso l'esterno, che abbiano riattivato lembi distinti di basamento ercinico, appartenenti a domini diversi della crosta adriatica (e allora quello della provenienza della Falda Toscana diverrebbe quasi uno pseudo-problema, ferma restando la sua provenienza occidentale per l'intorno delle Apuane).

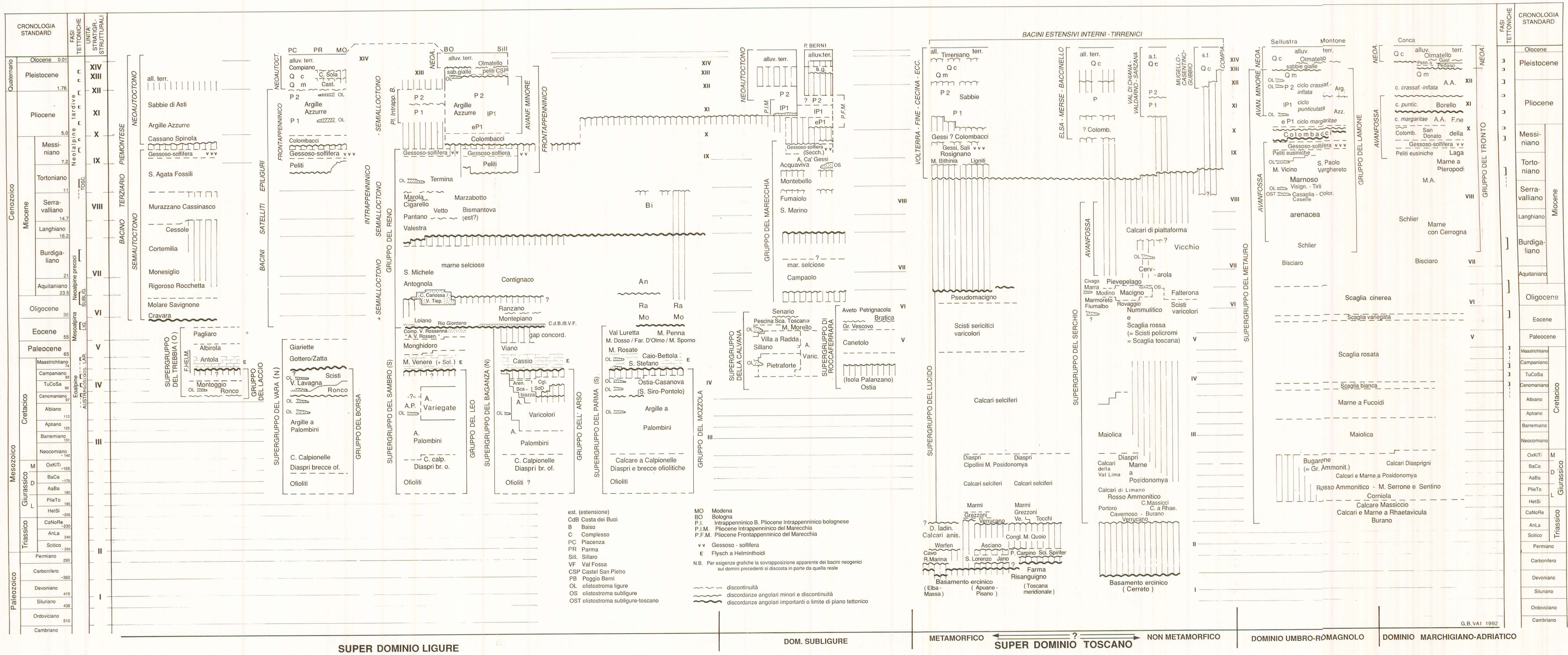
A commento finale, si deve prendere atto, ed è comprensibile, che l'entità dei depositi classificabili come neoautoctoni è veramente minima, sia per effetto dei raccorciamenti appenninici che delle distensioni tirreniche.

PROPOSTA DI NOMENCLATURA LITOSTRATIGRAFICA FORMALE

Oltre ai nomi di prima introduzione, le novità formali della Tab. 1 commentata in questo lavoro sono poche, se si escludono i vantaggi che una rappresentazione sintetica comporta e i problemi nuovi che apre. È stata più a cuore la correlazione sostanziale a scala generale che la precisione e articolazione locale. Saranno benvenute, tuttavia, tutte le critiche, correzioni e precisazioni locali che gli esperti regionali vorranno offrire, oltre a dati nuovi o recenti, per migliorare una futura edizione della Tab. 1.

La letteratura e la cartografia geologica dell'Appennino settentrionale soffrono, da un lato, di un eccesso esorbitante di sinonimi litostratigrafici spesso mal definiti e ridondanti e, dall'altro, di una carenza di denominazioni litostratigrafiche formali e indipendenti. Ne deriva una

Tab. 1 - Schema di correlazione cronologica delle unità litostratigrafiche e stratigrafico-strutturali distinte nei principali domini paleogeografici dell'Appennino settentrionale.



grave difficoltà di linguaggio e di comprensione e una crescente confusione tra concetti e oggetti stratigrafici da una parte e tettonici dall'altra, oltre a un dispregio sistematico delle convenzioni internazionali.

Per il primo problema rimandiamo ai suggerimenti contenuti nella Guida al Rilevamento, Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, SGN, 1992.

Per il secondo, invece, la Tab. 1 contiene una proposta formale e integrata di nomi litostratigrafici, di rango medio e alto, che dovrebbe sopperire alle esigenze fondamentali della comunicazione geologica. Come è noto, proposte di introduzione formale di unità litostratigrafiche di rango superiore alla formazione, non richiedono l'indicazione di altro requisito che non sia il nome (con rango e area tipo), in quanto lo stratotipo relativo si identificherà nella sommatoria delle formazioni componenti. I nuovi nomi sono stati scelti nelle aree tipo del maggior numero di formazioni componenti le nuove unità istituite. Si è mantenuto il criterio, già seguito in precedenza, di scegliere nomi di corsi d'acqua; devo dire che non ne sono rimasti, davvero, molti disponibili. In un caso fortunato (il Supergruppo di Roccaferarra) si è scelto l'ultimo toponimo ancora libero (intendo da impegni di nomenclatura litostratigrafica) nella carta del lavoro originario istitutivo della F.ne di *Canetolo* (BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963).

Nella Tab. 1, quindi, sono introdotte formalmente le seguenti unità litostratigrafiche, di cui alcune sono nuove (in grassetto) e altre, preesistenti, vengono riconosciute valide, in toto o in parte, e sono consigliate per l'uso formale. A livello gerarchico di supergruppo:

Supergruppo del Trebbia (BORTOLOTTI *et al.*, 1969 emend.): dalle Formazioni di *Montoggio-Ronco* a quella di *Pagliaro* e stretti equivalenti

Supergruppo del Vara (BORTOLOTTI *et al.*, 1969)

Supergruppo del Sambro (BORTOLOTTI *et al.*, 1969 emend.): dalle *Ofioliti* al *Complesso della Val Rossenna* (BETTELLI *et al.*, 1989) e stretti equivalenti

Supergruppo del Baganza (BORTOLOTTI *et al.*, 1969 emend.): dai *Diaspri* (e possibili *Ofioliti*) alle *Argille di Viano* e stretti equivalenti

Supergruppo del Parma: dalle *Ofioliti* alle F.ne di *Val Luretta* e *M. Penna* e stretti equivalenti

Supergruppo della Calvana (BORTOLOTTI *et al.*, 1969 emend.): dalla *Pietraforte* alla F.ne di *M. Senario* e stretti equivalenti

Supergruppo di Roccaferarra: dalla F.ne di *Isola Palanzano* alla F.ne di *Val d'Aveto* (ex "complesso di Canetolo")

Supergruppo del Lucido: dal *Verrucano* allo *Pseudomacigno* e stretti equivalenti

Supergruppo del Serchio: dal *Verrucano* alla F.ne di *Vicchio* e stretti equivalenti

Supergruppo del Metauro: dalla F.ne del *Burano* alle *Argille Azzurre* e stretti equivalenti

A livello gerarchico di gruppo, innanzitutto sono stati definiti formalmente alcuni gruppi che corrispondono in pratica a diversi tipi di ex "complessi di base"; essi sono caratterizzati dall'includere le formazioni che precedono nel tempo i Flysch a Helminthoidi:

Gruppo del Laccio: porzione pre-*Antola* del Supergruppo del Trebbia

Gruppo del Borsa: porzione pre-*Gottero* del Supergruppo del Vara

Gruppo del Leo: porzione pre-*M. Venere* del Supergruppo del Sambro

Gruppo dell'Arso: porzione pre-*Cassio* del Supergruppo del Baganza

Gruppo del Mozzola: porzione pre-*Caio* del Supergruppo del Parma

Poi sono stati definiti gruppi nelle successioni epiliguri:

Gruppo del Reno: l'insieme delle F.ne di *Loiano-Ranzano-Antognola-Bismantova-Termina* e stretti equivalenti

Gruppo del Marecchia: l'insieme delle F.ne di *Campaolo-S. Marino-Fumaiolo-Acquaviva-Ca' Gessi-Gessoso-solfifera* e stretti equivalenti

Infine, sono stati definiti gruppi nelle successioni semiautoctone:

Gruppo del Lamone: porzione post-*Bisciario* del Supergruppo del Metauro nel Dominio Umbro-romagnolo

Gruppo del Tronto: porzione post-*Bisciario* del Supergruppo del Metauro nel Dominio Marchigiano-adriatico

A questo punto occorre una precisazione. La Tab. 1 allegata fuori testo è già stata prepubblicata, con un commento riassuntivo (VAL, 1992b, p. 52-53), nella Guida dell'Appennino Tosco-Emiliano della SGI a cura di BORTOLOTTI (1992). Quella versione, sostanzialmente identica a questa, si differenzia in due aspetti. Contiene la sola porzione che parte dal Trias e, per motivi editoriali di adattamento a un testo scritto indipendentemente da essa, utilizza alcuni termini di rango gerarchico medio-alto di tipo tradizionale e formalmente non corretto (es. "complesso di Canetolo"). L'autore della Tab. 1 dichiara che solo la presente versione contiene le proposte formali e finali di denominazione delle unità litostratigrafiche di rango superiore alla formazione, aggiornata secondo le norme.

BIBLIOGRAFIA

ABBATE E. & SAGRI M. (1984) - *Le unità torbiditiche cretacee dell'Appennino settentrionale ed i margini continentali della Tetide*. Mem. SGI, **24**, 115-126.

ABBATE E. *et al.* (a cura di) (1982) - *Note illustrative alla Carta Strutturale dell'Appennino settentrionale*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica S. P. 5, Pubbl. **429**.

ACHILLI V., ARCA S., BALDI P., CHIGGIO R., LANDUZZI A., MARABINI S., MULARGIA F., TINII S. & VAI G.B. (1990) - *Studio sismotettonico dell'Appennino forlivese: il progetto GEOSIS*. Boll. di Geodesia e Scienze affini. I.G.M., **49** (4) 1990, 319-361.

BARBIERI F. & ZANZUCCHI G. (1963) - *La stratigrafia della Valle di Roccaferarra (Appennino Parmense)*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat. Milano, **102**, 2, 155-201.

BETTELLI G., BONAZZI U. & PANINI F. (1989) - *Schema introduttivo alla geologia delle Liguridi dell'Appennino Modenese e delle aree limitrofe*. Mem. SGI, **39** (1987), 91-125.

- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & PANINI F. (1989a) - *Schema introduttivo alla geologia delle Epiliguridi dell'Appennino Modenese e delle aree limitrofe*. Mem. SGI, **39** (1987), 215-244.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1987) - *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giorn. Geol. (3), **48/1-2**, 227-233.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 359-373
- BOCCALETTI M. & COLI M. (a cura di) (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino settentrionale* - CNR, Prog. Fin. Geodinamica S.P. 5, Pubblicaz. n **429**.
- BORTOLOTTI V. (a cura di) (1992) - *Appennino Tosco-Emiliano + 12 Itinerari*. Guide Geologiche Regionali SGI, **4**, BE-MA Ed., 331 p.
- BORTOLOTTI V., SAGRI M., ABBATE E. & PASSERINI (1969) - *Geological map of the Northern Apennines and adjoining areas*. CNR, Centro Studi Geol. dell'Appennino Sett., Firenze, 1969.
- CAPOZZI R., LANDUZZI A., NEGRI A. & VAI G.B. (1992) - *Stili deformativi ed evoluzione tettonica della successione neogenica romagnola*. Studi Geol. Camerti, Volume Speciale **1991/1**, Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 03 Punta Ala - Gabicce, 261-278.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, **9**, 1275-1303.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1978) - *Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation*. Journ. of Geol., **86**, 487-504.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) - *Pianura Padana, interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*, 73 Congr. della Soc. Geol. It., 1-28, AGIP, Roma
- CASSANO E., FICHERA R. & ARISI ROTA F. (1986a) - *Rilievo Aeromagnetico d'Italia: alcuni risultati interpretativi*. GN-GDTS, Atti 5° Conv. Roma, **II**, 939-962.
- CASTELLARIN A. (1977) - *Ipotesi paleogeografica sul bacino del Flysch Sudalpino cretaco*. Boll. SGI, **95** (1976), 501-511.
- CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P.L., SIMBOLI G., BOSELLINI A. & SOMMAYLLA E. (1980a) - *Middle Triassic magmatism in Southern Alps II: a geodynamic model*. Riv. Ital. Pal. Strat., **85**, 11-24.
- CASTELLARIN A., FRESCARI F. & VAI G.B. (1980b) - *Problemi di interpretazione geologica profonda del Sudalpino orientale*. Rend. SGI, **2**(1979), 55-60.
- CASTELLARIN A. & PINI G.A., with a contribution by A.M. BORSETTI & E. RABBI (1989) - *L'arco del Sillaro: la messa in posto delle Argille Scagliose al margine appenninico padano (Appennino bolognese)*. Mem. Soc. Geol. It., **35**.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1986) - *Southalpine versus Po Plain Apenninic Arcs*. In: The origin of Arcs, Wezel F.C. (Ed.), Elsevier, Amsterdam, 253-280.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (con un contributo di RABBI E., PINI G.A. e CRESTANA G.) (1986) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. Giorn. Geol., **3**, **47**, 47-76.
- CERRINA FERONI A., MORATTI G. & PLESI G. (1983) - *Evidenze di episodi compressivi messiniano-pliocenici alternati alla tettonica di distensione nella Toscana sud occidentale, emerse dall'analisi mesostrutturale*. Atti Riun. su "Meccanismi deformativi nelle catene perimediteranee: stato di avanzamento delle ricerche e problematiche emerse", Firenze, 35-42.
- C.N.R. (1982) - *Carta Strutturale dell'Appennino settentrionale alla scala 1:250.000*. Geomap, Firenze.
- C.N.R. (1989) - *Synthetic structural and kinematic model of Italy. Scale 1:2000000*. L. Salomone Publisher, Roma.
- C.N.R. (1991) - *Structural Model of Italy Scale 1:500.000 (Sheet n. 1)*. SELCA, Firenze.
- DALLAN NARDI I L. & NARDI R. (1974) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale*. Mem. Accad. Lungenese di Sc. "G. Cappellini", **42** (1972), 2-212.
- DI NARDO M.T., IACCARINO S., MARTELLI L., PAPANI G., TELLINI C., TORELLI L. & VERNIA L. (1992) - *Osservazioni sull'evoluzione del bacino satellite epiligure Vetto-Carpineti-Canossa (Appennino settentrionale)*. Mem. Descr. Carta Geol. It., **46** (1991), 209-220.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WEIDMANN M. (1966) - *Sur la prolongation du domaine de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes*. Arch. Sc. Genève, **19**.
- GASPERI G., GELATI R. & PAPANI G. (1987) - *Neogene paleogeographic and structural evolution of the Northern Apennines chain in the Po Valley side*. Giorn. Geol., **3**, **47** (1986), 187-195.
- GELATI R., NAPOLITANO A. & VALDISTURLO A. (1988) - *La "Gonfolite Lombarda": stratigrafia e significato nell'evoluzione del margine sudalpino*. Riv. It. Paleont. Strat., **94** (2), 285-332.
- IACCARINO S. & PAPANI G. (1980) - *Il Messiniano dell'Appennino settentrionale dalla Val d'Arda alla Val Secchia: stratigrafia e rapporti con il substrato ed il Pliocene*. Volume dedicato a SERGIO VENZO, Univ. di Parma, 15-46.
- KLIGFIELD R., HUNZIKER J., DALLMEYER R.D. & SCHAMEL ST. (1986) - *Dating of deformation phases using K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar techniques. Results from the Northern Apennines*. Jour. Struct. Geol., **8**, 781-798.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1989) - *Contractional and extensional tectonics along the Trasimeno Lake - Pesaro transect (Central Italy)*. In: A. BORIANI et al. (Eds.), "The lithosphere in Italy: advances in Earth Science Research". Acc. Naz. Lincei, Roma 1987, 177-194.
- MARABINI S. & VAI G.B. (1985) - *Analisi di facies e macrotettonica della Vena del Gesso in Romagna*. Boll. Soc. Geol. Ital., **104**, 21-42.
- MARABINI S., COSTA G.P., GIUSBERTI G., SAMI M., TAVIANI M., RICCI LUCCHI F. & VAI G.B. (1987) - *Rinvenimento di un cranio di Elephas nella parte alta delle "Sabbie Gialle" presso Faenza (Pleistocene)*. Rend. Soc. Geol. It., **10** (1987), 55-58.

- MARINELLI G. (1975) - *Magma evolution in Italy*. In: C.H. SQUYRES (Ed.), *Geology of Italy*. Petroleum Expl. Soc. of Libya, Tripoli, 165-219.
- PAPANI G., TELLINI C., TORELLI L., VERNIA L. & IACCARINO S. (1989) - *Nuovi dati stratigrafici e strutturali sulla Formazione di Bismantova nella "Sinclinale Vetto - Carpineti" (Appennino Reggiano - Parmense)*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 245-275.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (Eds.), *The Lithosphere in Italy, advances in earth science research*. Atti dei Convegni Lincei 80, Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, 157-176.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1992) - *Tyrrhenian Basin and Appenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times*. Atti 75° Congr. Naz. Soc. Geol. It. Milano, Mem. SGI, **45**(1990), 425-451.
- PINI G.A. (in stampa) - *Tectonics and olistostromes in a Cretaceous-Eocene subduction complex ("Argille Scagliose") (N. Apennines, Italy)*.
- PIZZIOLO M. & RICCI LUCCHI F. (1992) - *Le Marne di Vicchio nel quadro evolutivo dei bacini oligomiocenici dell'Appennino settentrionale (Zona del Casentino)*. SGN Mem. Descr. Carta Geol. Ital., **46**, 287-300.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to recent foreland basins of the Northern Apennines*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **8**, 105-139.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica del margine appenninico*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (a cura di), *Guida alla geologia del margine appenninico padano*, Guide Geol. Reg. S.G.I., Bologna.
- RIO D. & VILLA G. (1987) - *On the age of the "Salti del Diavolo" conglomerates and of the Monte Cassio Flysch "Basal complex" (Northern Apennines, Parma province)*. Giorn. Geol., **49/1**, 63-69.
- ROURE F. et al. (1990) - *Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints on post-collisional Alpine evolution*. In: *Deep structure of the Alps*, Mém. SGF, **156** (in stampa).
- SAMES C.W. (1970) - *Oroge Sedimentation und Palaeographie waehrend der tiefren Oberkreide in Norditalien*. Beih. geol. Jb., **103**, 116 pp.
- SARTORI R. & ODP LEG 107 SCIENTIFIC STAFF (1989) - *Drillings of ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: tentative basin evolution compared to deformations in the surrounding chains*. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (Eds.), *The Lithosphere in Italy*. Advances in Earth Science Research, Acc. Naz. Lincei. 139-156.
- SESTINI G. (1970) - *Development of the Northern Apennines geosyncline*. Sedim. Geol., **4**, 3-4, 203-642.
- VAI G.B. & COCOZZA T. (1986) - *Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy*. Bull. Soc. Geol. France (8), **2**, 1, 95 - 114.
- VAI G.B. (1988) - *A field trip guide to the Romagna Apennine geology*. In: C. DE GIULI & G.B. VAI (Eds.), *Fossil vertebrates in the Lamone Valley, Romagna Apennines*. International Workshop: Continental faunas at the Mio-Pliocene boundary, Litografica Faenza Publisher, 7-37.
- VAI G.B. (1989) - *Migrazione complessa del sistema fronte deformativo-avanfossa-cercine periferico: il caso dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **38**(1987), 95-105.
- VAI G.B. (1992) - *Il segmento calabro-peloritano dell'orogene ercinico: disaggregazione palinspastica*. Boll. SGI, **111**, 109-129.
- VAI G.B. (1992a) - *Domini paleogeografici tardivi*. In: BORTOLOTTI V. (a cura di), *Appennino Tosco-Emiliano*, Guide Geol. Reg. SGI, **4**, BE-MA Ed., 16.
- VAI G.B. (1992b) - *Riepilogo e correlazione*. In: Bortolotti V. (a cura di), *Appennino Tosco-Emiliano*, Guide Geol. Reg. SGI, **4**, BE-MA Ed., 52-53.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. & THOMPSON S. (1977) - *Global cycles of relative changes of sea level*. Mem. AAPG, **26**, 83-98.
- ZANZUCCHI G. (1980) - *I lineamenti geologici dell'Appennino parmense. Note illustrative alla Carta e Sezioni Geologiche della Provincia di Parma e Zone limitrofe (1:100.000)*. Volume dedicato a SERGIO VENZO, Grafiche STEP editrice, Parma, 1980, 201-233.

