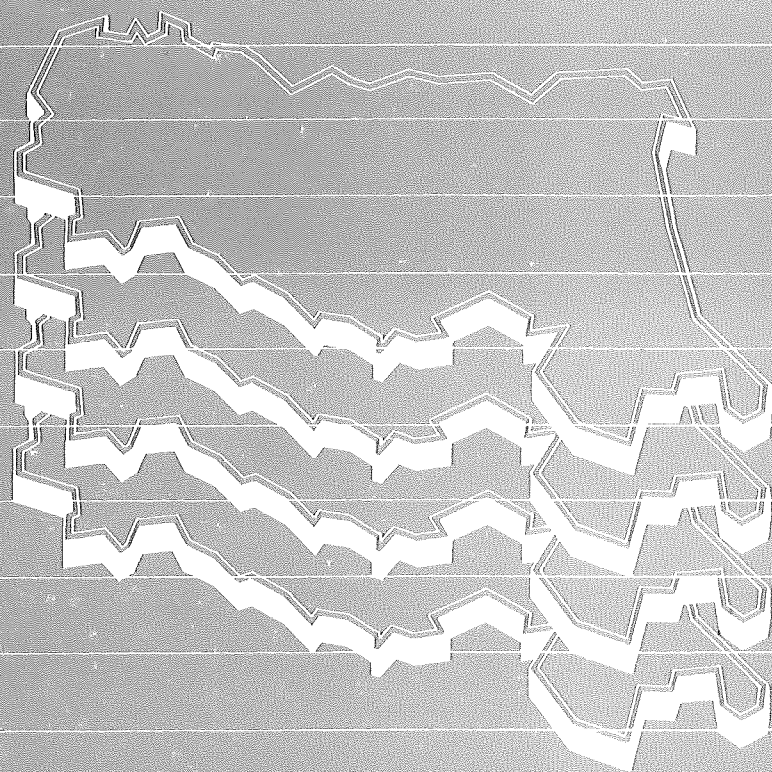


# PROGETTO CARTOGRAFIA GEOLOGICA

Atti del Seminario

Bologna, 22-23 febbraio 1985



Regione Emilia · Romagna  
Assessorato Programmazione e Bilancio

# PROGETTO CARTOGRAFIA GEOLOGICA

Atti del Seminario

Bologna, 22-23 febbraio 1985

Regione Emilia · Romagna  
Assessorato Programmazione e Bilancio

# **STRUTTURA GEOLOGICA DELL'APPENNINO EMILIANO-ROMAGNOLO: IPOTESI SISMOTETTONICHE**

*Dott. Etta Patacca, prof. Paolo Scandone  
Dipartimento di Scienze della Terra  
Università di Pisa*

## **Premessa**

Obiettivi principali di un modello sismotettonico sono: l'individuazione e la delimitazione spaziale delle strutture attive nel Quaternario recente, la valutazione del loro potenziale sismogenetico, la comprensione del comportamento cinematico delle masse rocciose alla sorgente. Un modello sismotettonico affidabile, pertanto, dovrebbe essere in grado di interpretare in un quadro unitario e coerente la sismicità di una data regione e di prognosticare, al tempo stesso, dove potranno verificarsi futuri terremoti (ovviamente intendendo per dove non un punto ma un'area), quale è la massima magnitudo attesa, che tipo di meccanismo focale è probabile o possibile in ciascun punto della struttura sismogenetica.

La realizzazione di un siffatto modello sismotettonico, che costituirebbe un utile strumento per la valutazione della pericolosità sismica, è ancor oggi, in Italia, un obiettivo di ricerca a lungo termine il cui conseguimento comporta che siano risolti preliminarmente complessi problemi metodologici e che siano colmate importanti lacune conoscitive in geologia e in sismologia. Scopo di questa nota, pertanto, non è presentare un ulteriore tentativo di modello sismotettonico dell'Appennino settentrionale ma discutere sulle possibili metodologie da adottare per meglio utilizzare le informazioni già disponibili, e formulare proposte sul tipo di dati da raccogliere al fine di ridurre i troppi gradi di libertà delle attuali ipotesi interpretative. Le relazioni che verranno nel seguito discusse tra geometria delle strutture geologiche, cinematica delle strutture attive e potenziale tettonico da un lato e terremoti dall'altro non vanno quindi intese come risultati conclusivi di una ricerca bensì come ipotesi di lavoro da sviluppare e verificare al fine di migliorare la valutazione della pericolosità sismica attraverso l'approccio sismotettonico.

## **Problemi metodologici a monte di un modello sismotettonico**

Come si realizza un modello sismotettonico? Non esiste, purtroppo, una precisa risposta a questa domanda perché non si dispone di metodologie univoche utilizzabili con sufficiente attendibilità in aree di catena. Le difficoltà che aree orogenetiche — e l'Appennino in particolare — oppongono all'indagine sismotettonica sono molteplici. Le principali derivano dal fatto che le strutture affioranti rappresentano solo un riflesso indiretto delle strutture crostali più profonde significative dal punto di vista sismogenetico e che i movimenti delle masse roc-

ciose ricostruibili in superficie attraverso l'analisi dei campi di frattura sono nella maggioranza dei casi espressioni diffuse, in un mezzo tra l'altro fortemente anisotropo, di dislocazioni profonde che avvengono lungo superfici discrete le quali non si raccordano direttamente alle faglie individuabili sul terreno. Tentativi di trasporre nell'area mediterranea criteri sviluppati in aree dominate da strutture sismogenetiche relativamente semplici e ben riconoscibili in superficie, quali quelle connesse all'attività delle grandi faglie trascorrenti del margine sud-occidentale degli Stati Uniti, sono risultati del tutto fallimentari nell'Appennino. Egualmente inadeguati, d'altro canto, sono risultati modelli semiquantitativi, apparentemente più sofisticati, elaborati da studiosi sovietici nel Caucaso e applicati negli anni sessanta, con ingenuo ottimismo, alle catene alpine mediterranee. Il limite principale di questi ultimi modelli è rappresentato dalle incertezze o addirittura arbitrarie nella scelta dei parametri geologici e geofisici significativi ai fini della sismogenesi e dagli ampi margini di soggettività nell'assegnare a tali parametri il relativo peso nell'analisi multivariata.

Premesso, dunque, che la metodologia per costruire un modello sismogenetico valido in aree di catena è ancora da definire, non c'è però alcun dubbio che elementi di base — necessari ma non sufficienti — per una prima correlazione tra strutture geologiche e terremoti sono un modello strutturale e un modello neotettonico affidabili da un lato e un'approfondita conoscenza della sismicità storica ed attuale dall'altro. Accertare — ammesso che si trovi una correlazione significativa — che in una certa regione terremoti più o meno distruttivi sono stati rilasciati in corrispondenza di strutture geologiche ben definite caratterizzate in tempi recenti da determinati tipi di movimento è certamente un grosso passo in avanti rispetto all'informazione che deriva da una semplice rappresentazione grafica di epicentri. Questo livello di conoscenza, tuttavia, è ancora ben lontano da quello necessario per la formulazione di un modello. Una correlazione di questi tipo, infatti, ci dice che determinate strutture in determinate aree sono in uno stato di disequilibrio atto a rilasciare energia sotto forma di onde sismiche, ma non ci dice in quale parte della struttura si generano i terremoti, quali sono i limiti spaziali della sorgente, quale è il suo potenziale sismico, e soprattutto non ci dice alcunché sul campo di sforzo nel quale si generano i terremoti e sul meccanismo di rottura alla sorgente. Per compiere questo salto di conoscenza è a nostro avviso indispensabile disporre, oltre che del modello neotettonico, di un modello cinematico che sia in grado di definire e delimitare i singoli elementi del sistema e di descrivere le traiettorie di movimento (slip vettori di masse rigide in traslazione, vettori di uplift o di subsidenza, ecc.) di ciascun punto dei vari elementi distinti per un lasso di tempo significativamente lungo. Nel caso dell'Appennino si può dividere il lasso di tempo compreso fra il Messiniano e l'Attuale — lasso di tempo sufficientemente lungo per seguire le ultime importanti fasi evolutive della catena e delle sue aree marginali — in cinque (e talora sei) intervalli cronologici ben definiti e correlabili regionalmente in superficie e sottosuolo, con una scansione dell'ordine del milione di anni. Nell'ammissione che il campo regionale di stress non sia significativamente variato dalla fine del Miocene ad oggi (fatto, questo, certamente molto probabile ma non ancora definitivamente accertato), disporre di curve abbastanza estese che descrivono l'attività tettonica di una determinata struttura o di gruppi di strutture (es. velocità di sedimentazione o di uplift; velocità di traslazione di masse che sovrascorrono; velocità di trascorrenza tra due elementi di chiusura lungo un determinato fronte in area accumulata, ecc.) consentirebbe di analizzare più correttamente l'estremo della funzione, vale a dire il comportamento cinematico attuale della struttura o del gruppo di strutture in esame e di valutare con maggiori cognizioni di causa il relativo potenziale tettonico. Ciò rappresenterebbe un notevole passo in avanti verso la valutazione del potenziale sismogenetico.

Riassumendo quanto detto sinora, gli elementi di base per imbastire una corretta analisi sismotettonica sono:

- modello strutturale
- modello neotettonico
- modello cinematico
- conoscenza della sismicità storica ed attuale.

I contenuti di ciascun elemento sono:

#### **Modello strutturale**

- definizione e delimitazione spaziale delle grandi unità strutturali del sistema;
- definizione delle tipologie crostali e litosferiche;
- individuazione e definizione geometrica delle singole unità tettoniche all'interno delle grandi unità strutturali.

#### **Modello neotettonico**

- scelta degli intervalli di tempo più significativi, gli estremi dei quali definiscono tappe importanti nell'evoluzione del sistema catena-avanfossa-avampaese;
- individuazione e delimitazione delle aree affette da stesso tipo e stessa entità di movimento negli intervalli di tempo prescelti; definizione dei relativi pattern di deformazione;
- correlazione tra movimenti (orizzontali e verticali) e probabili modificazioni del sistema crosta-mantello e litosfera-astenosfera negli intervalli di tempo prescelti<sup>(1)</sup>;
- correlazione tra movimenti in atto e anomalie isostatiche.

#### **Modello cinematico**

- individuazione degli elementi cinematici di vario ordine e definizione dei loro margini;
- ricostruzioni palinspastiche bi- e tridimensionali; ricostruzione della/e area/e accumulo e della/e area/e sorgente procedendo dalle fasi deformative più recenti a quelle più antiche;
- definizione delle traiettorie di movimento di ogni punto contenuto all'interno degli elementi cinematici precedentemente individuati negli intervalli di tempo scelti come significativi.

#### **Sismicità storica ed attuale**

- localizzazione epicentrale degli eventi sismici e definizione, ove possibile, dai parametri focali più significativi;

(1) La correlazione nell'ultimo intervallo è, ovviamente, definita dal modello strutturale che vincola le ricostruzioni riferite agli intervalli precedenti.

- ricostruzione, per gli eventi storici ed attuali che hanno causato danni e distruzione, della propagazione spaziale dello scuotimento attraverso la severità degli effetti;
- analisi del rilascio di energia nel tempo e nello spazio.

#### **Schemi sismotettonici esistenti**

Contributi specifici all'analisi sismotettonica dell'Emilia-Romagna sono dovuti a Selli (1968) e ad Elmi e Zecchi (1974). In una nota successiva gli stessi autori (Elmi, Selli e Zecchi, 1981) forniscono, con solo lievi modifiche, una sintesi dei lavori precedenti. In questa nota vengono distinte sei zone sismogenetiche organizzate in strette fasce subparallele, allungate in senso appenninico:

A) zona dei Graben toscani, caratterizzata da forte attività tettonica dal Pliocene medio al Pleistocene superiore, con terremoti di carattere distensivo di intensità fino al X grado MCS;

B) zona del sovrascorrimento dell'unità del Cervarola, dove i terremoti sarebbero probabilmente causati da tensioni compressive residue dalla fase tortoniana. Le intensità massime sarebbero del IX-X, con attenuazione verso l'Appennino piacentino. Tale attenuazione, secondo Elmi e Zecchi (1974) sarebbe in relazione alla presenza della coltre alloctona ligure «che con la sua plasticità d'insieme può assorbire parte delle energie liberate»;

C) fossa emiliano-romagnola, con terremoti legati alla presenza di faglie inverse nella Formazione Marnoso-Arenacea e nel suo substrato mesozoico. L'intensità massima sarebbe del IX-X, con attenuazione verso SW;

D) sovrascorrimento pedeappenninico, con stretta correlazione fra faglie inverse e terremoti e con strutture sismogenetiche minori legate a faglie trasversali N-S (Carlioni, Francavilla e Zecchi, 1978). L'intensità massima attesa sarebbe del X nel Forlivese, con attenuazione verso NW e verso SE.

E) fossa subpadana, con faglie dirette e inverse e pochi terremoti dovuti a tensioni residue legate alla subsidenza dell'area. Intensità massima attesa: IX-X. Una maggiore sismicità nel Ravennate sarebbe dovuta, secondo Elmi e Zecchi (1974) alla riduzione delle coperture plio-quadernarie che altrove, col loro forte spessore, agirebbero come una sorta di filtro che assorbirebbe parte dell'energia liberata;

F) dorsale ferrarese, con terremoti di intensità del X legati alle faglie che interessano la struttura.

Molte considerazioni contenute nei lavori sopra citati generano forti perplessità, come ad esempio l'ammissione di una zona sismogenetica attiva per tensioni residue da fenomeni compressivi avvenuti oltre 10 milioni di anni fa, o il postulato che apparenti variazioni di sismicità lungo la stessa struttura sismogenetica siano in realtà dovute ad azioni di filtraggio operate dalle coperture plastiche allocitone o dai depositi sciolti plio-quadernari. Il limite principale di questi lavori, tuttavia, è a nostro parere rappresentato dall'estrema sovrasemplificazione del modello adottato e proposto. Sovrasemplificazioni di questo tipo sono accettabili in uno schema di primo approccio sulle relazioni tra sismicità e strutture in un'area orogena come l'Appennino, ma sono fonte di pericolosi equivoci se adottate in lavori circoscritti ai confini amministrativi di una regione perché possono generare l'errata convinzione che si dispone di una zonazione della pericolosità utilizzabile ai fini della pianificazione territoriale.

Uno schema di carattere generale sulle relazioni tra sismicità e strutture nell'Appennino nord-occidentale è fornito da Eva et al. nel 1978. Sono riconosciute due fasce sismiche longitudinali rispetto alla direzione della catena, collegate da strutture trasversali la più evidente delle quali sarebbe tra la Val Taro e la Val Parma. La prima fascia, comprendente il versante tirrenico dell'Appennino fino

al suo spartiacque sarebbe caratterizzata da tettonica distensiva con faglie maestre e loro sintetiche immergenti verso SSW e faglie antitetiche immergenti in senso opposto e delimitanti, assieme alle prime, blocchi ribassati impropriamente chiamati Graben nella letteratura corrente. Gli epicentri dei terremoti meglio localizzati si disporebbero nel settore settentrionale lungo due allineamenti passanti al margine delle Apuane e lungo la finestra di Bobbio mentre nel settore meridionale confluirebbero nell'area di Prato-Firenze con disposizione complessiva «en échelon». I meccanismi focali probabili sarebbero da dip-slip con componente di trascorrenza. La fascia esterna, caratterizzata da tettonica compressiva, corrisponderebbe al margine appenninico sovrascorso sulla pianura padana. In un lavoro successivo teso a valutare la pericolosità sismica nell'Appennino nord-occidentale, Cattaneo et al. (1983) propongono una più dettagliata delimitazione delle aree sismogenetiche nella fascia in distensione, in quella in compressione e in una fascia trasversale passante per Pistoia, caratterizzata da trascorrenze, assumendo come base lo schema sismotettonico anzidetto e utilizzando la distribuzione spaziale dei valori di flusso tettonico (inteso, questo, come rilascio di energia sismica per unità di area e unità di tempo).

Sostanzialmente diverso è lo schema proposto da Gasparini e Praturlon nel 1981 che si riferisce all'intero Appennino centro-settentrionale.

Alla latitudine dell'Appennino emiliano-romagnolo gli autori distinguono da occidente verso oriente:

- 1) una fascia tirrenica a bassa o bassissima sismicità che farebbe parte delle aree appenniniche di più antica deformazione ed avrebbe già subito tutte le fasi sia tettoniche sia orogenetiche;
- 2) una fascia appenninica ad alta sismicità corrispondente alla catena deformata essenzialmente tra il Messiniano e il Pliocene medio-inferiore, soggetta ai maggiori movimenti verticali di sollevamento (dorsali più elevate) e di abbassamento («Graben» del Serchio e del Magra, area del Mugello);
- 3) una fascia a bassa o bassissima sismicità impostata su una parte dell'avanfossa padano-adriatica corrispondente ad un'area già piegata nel Pliocene medio-superiore e forse nel Quaternario ma non ancora soggetta a forti sollevamenti. Questa fascia si interromperebbe nell'area compresa tra il Secchia e il Marecchia dove la fascia appenninica passerebbe, senza soluzioni di continuità, ad una fascia più esterna<sup>(4)</sup> ad alta sismicità che include la fascia costiera adriatica a NW del Conero, il versante nord-orientale dell'Appennino fino alla zona di Salsomaggiore, l'avanfossa tra il Parmense e il Forlivese e parte delle strutture sepolte della dorsale ferrarese. Questa fascia più esterna corrisponderebbe alla parte più avanzata della catena soggetta a piegamenti recenti.

La disposizione delle fasce 1, 2 e 3 sarebbe in osservanza ad una sorta di regola dinamica spatio-temporale di evoluzione orogenetica per onde propagantisi dall'interno all'esterno. La fascia 1, cioè, sarebbe stata nel passato fascia sismica attiva, ma avrebbe ormai raggiunto la stabilità o sarebbe, al più, in debole distensione. Nella fascia 2 l'attività sismica sarebbe massima perché al suo interno sono in atto i principali movimenti di sollevamento.

La fascia 3, già deformata da sistemi di pieghe, dovrebbe in un futuro geologico non lontano diventare sismica quando le forze isostatiche riusciranno a vincere

(2) Per le biozone del Pliocene e del Pleistocene inferiore marino si veda Colalongo et al. 1982 e Iaccarino e Salvatorini 1982.

(3) In realtà anche il fronte «Marzeno» è localmente ripreso dalla fase del Pliocene medio (v., ad es., sezione AGIP A5, fig. II 17 in Cremonini e Ricci Lucchi 1982), ma l'entità della compressione non è comparabile, come vedremo in seguito, con quella del fronte «Varignana».

(4) Non vi sono dubbi, a nostro avviso, che l'area sorgente vada localizzata nella fascia tirrenica appenninica e nel Mar Tirreno stesso dal momento che la catena appenninica si accavalla sull'avanfossa padano-adriatica *nonostante esso sia in divergenza e non in convergenza* rispetto al margine passivo Blocco Sardo Corso-Tirreno utilizzabile come elemento di riferimento.

altre forze profonde, oggi in atto, che si opporrebbero alla riequilibratura del sistema. Al tempo stesso, ovviamente, dovrebbe andare spegnendosi l'attività nella fascia 2.

Ancora di carattere generale è la versione preliminare della Carta Sismotettonica d'Italia redatta dal progetto Geodinamica del CNR.

(Gruppo Redazionale della Carta Sismotettonica del P.F.G, 1982) che non differisce sostanzialmente, per l'area in esame, dallo schema di Eva et al. (1978). Nell'Appennino settentrionale vengono distinte 4 zone:

- 1) fascia tirrenica, caratterizzata da crosta continentale assottigliata (20-25 km), con bassa sismicità;
- 2) zona di catena, con spessori crostali sui 40-45 Km, con più elevata attività sismica (valori tra 0.1 e 1.0 dell'attività sismica calcolati secondo Riznichenko 1964: attività sismica = numero di terremoti di una certa classe di energia —  $10^{17}$  erg nel nostro caso — per anno e per 1000 Km<sup>2</sup>). i meccanismi dei terremoti di più elevata magnitudo sarebbero di tipo normale;
- 3) margine esterno della catena e avanfossa pliocenico-aternaria, con spessori crostali di 30-35 Km e valori dell'attività sismica compresi tra 0.3 e 0.5; i meccanismi prevalenti sarebbero di tipo trascorrente;
- 4) area di avampaese, con spessori crostali di 25-30 Km, caratterizzata da bassa sismicità.

Malgrado le notevoli differenze nell'approccio ai problemi e nella analisi dei dati, vi sono, negli schemi illustrati, alcune conclusioni comuni che poggiano su numerose evidenze e possono essere assunte come postulati per un ulteriore approfondimento dell'analisi. Esse sono:

- l'attività tettonica, e con essa l'attività sismica, ha migrato nel tempo dall'area tirrenica verso l'area padano-adriatica. Lungo l'attuale margine tirrenico della catena, a fenomeni di tipo compressivo sono seguiti, a partire dal Miocene superiore, fenomeni distensivi. Questi ultimi sono avvenuti mentre lungo il margine padano-adriatico si sviluppavano deformazioni a carattere compressivo;
- il fronte della distensione (e con esso i terremoti a meccanismo normale o misto normale-trascorrente) ha raggiunto attualmente il crinale appenninico; il fronte della compressione (e con esso i terremoti a meccanismo di thrust o di trascorrenza) è distribuito in parte lungo il margine dell'Appennino in affioramento e in parte lungo gli archi esterni sepolti;
- esistono altresì lineamenti tettonici trasversali indicati (Eva et al. 1978; Elmi et al. 1981) o comunque impliciti nello schema proposto (Gasparini e Praturlon 1982) che giocano il ruolo di trascorrenti e possono costituire strutture sismogenetiche sia pur di ordine inferiore. È evidente che quanto più importante è il gioco degli elementi trasversali tanto più ci si deve allontanare da modelli cilindrici a fasce parallele contine. Tanto più, inoltre, l'analisi cinematica diventa uno strumento indispensabile per avvicinarsi alla complessità del mondo reale.

#### Analisi tettonica del margine esterno dell'Appennino emiliano-romagnolo

I più importanti contributi alla definizione dell'assetto strutturale del margine padano-adriatico dell'Appennino e degli antistanti archi di pieghe e bacini sepolti provengono dall'esplorazione per ricerche di idrocarburi, soprattutto da parte dell'AGIP. Per l'intero settore padano, in particolare, un quadro chiaro ed esauriente è fornito da Pieri e Groppi nel 1981 in un'ottima sintesi della geologia del sottosuolo. Documenti fondamentali di questo lavoro sono una carta strutturale contenente le isobate della base del Pliocene (versione semplificata alla scala 1:1.000.000 di un 500.000 in corso di stampa nel Modello Strutturale d'Italia del P.F. Geodinamica del CNR) e una serie di profili geologici ricavati da sezioni si-

smiche calibrate su numerosi sondaggi. Una significativa messa a punto sullo stato delle conoscenze geologiche sul margine esterno dell'Appennino e sulla Valpadana è rappresentata, inoltre, dalla *Guida alla Geologia del margine appenninico-padano* edito dalla Società Geologica Italiana nel 1982 a cura di Cremonini e Ricci Lucchi.

In fig. 1 sono riportati nei loro tratti essenziali i lineamenti geologici del margine esterno dell'Appennino emiliano-romagnolo e delle antistanti strutture sepolte plio-pleistoceniche. La geologia di sottosuolo è integralmente ripresa da Pieri e Groppi (1981) e, limitatamente all'estremità orientale dell'area rappresentata in figura, dal Modello Strutturale d'Italia del CNR (in corso di stampa). I corpi geologici distinti in superficie sono i seguenti:

- 1) terreni pre-evaporitici, incluse le unità liguri messe in posto sulle unità appenniniche più esterne prima della deposizione dei gessi messiniani;
- 2) evaporiti messiniani;
- 3) depositi messiniani post-evaporitici (includenti olistostromi di materiale ligure) e depositi del Pliocene inferiore (zona a *Sphaeroidinellopsis*<sup>(2)</sup> e zona a *G. margaritae*, fino alla comparsa di *G. punctulata*), concordanti con il Messiniano superiore;
- 4) masse principali di terreni pre-evaporitici disarticolati dal loro substrato strutturale e trasportati per tettonica gravitativa, durante il Pliocene inferiore, in aree depresse subsidenti (Val Marecchia);
- 5) depositi del Pliocene inferiore-medio (zona a *G. punctulata* e zona a *G. emiliana*);
- 6) depositi del Pliocene medio-sup. e del Pleistocene inferiore (zona a *G. crassaformis*, zona a *G. inflata*, zona a *G. cariacensis* e zona a *G. truncatulinoides excelsa*);
- 7) depositi continentali e subordinatamente marini costieri del Pleistocene inferiore-medio.

Tra l'unità 3 e l'unità 5, nonché tra l'unità 5 e l'unità 6 sono riconoscibili regionalmente due fasi tettoniche compressive marcate sul terreno da discordanze angolari; una terza fase compressiva di notevole importanza interessa la successione fino alla parte alta dell'intervallo 6. Queste tre fasi tettoniche appaiono, come vedremo, dovunque e con buona evidenza nel sottosuolo dell'area in esame. Eventi deformativi più recenti sono descritti e talora ben documentati in letteratura, ma l'esatto intervallo di tempo nel quale si sono sviluppati, la loro distribuzione areale e l'entità della compressione sono ancora da definire.

A grandi linee, il margine appenninico in affioramento («flessura» pedeappenninica), ricalca il fronte principale della compressione infrapliocenica, più o meno ripreso dalle fasi deformative successive e fortemente basculato verso NE. Le pieghe sepolte emiliane e romagnole sono state abbozzate nella prima fase compressiva e hanno raggiunto nella seconda fase un assetto simile a quello attuale, pur essendo state ancora riprese — e talora severamente — dagli ultimi eventi deformativi. L'arco delle pieghe ferraresi, così come la gran parte delle pieghe adriatiche rappresentate in figura, è stato formato nelle sue linee generali nel corso della seconda fase tettonica, ma ha subito ancora una severissima compressione nel Pliocene superiore-Pleistocene.

Le isobate della base del Pliocene mettono in evidenza l'esistenza di bacini a forte subsidenza sia all'interno che all'esterno dei principali fronti di accavallamento che limitano gli archi di pieghe. I bacini situati all'interno sono riempiti da sequenze che in gran parte sono state coinvolte nel trasporto orogenico nel corso stesso della loro deposizione. Ori e Friend (1984) sviluppano un modello che prevede una migrazione regolare del sistema catena-avanfossa attraverso l'attivazione di fronti di accavallamento via via più esterni nei quali sono coinvolti bacini viaggianti («piggyback basins») impostati alle spalle del fronte in quel momento

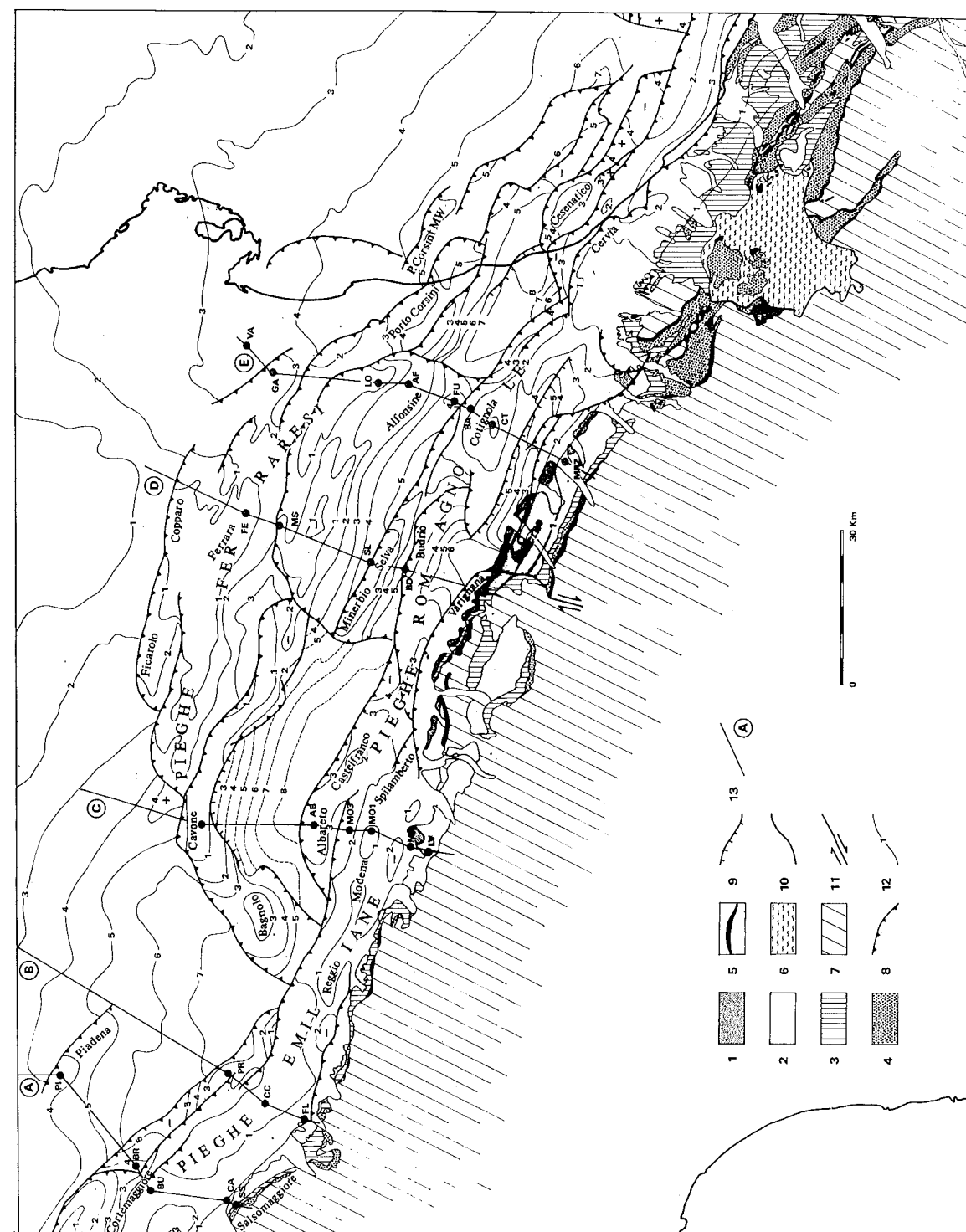


Fig. 1.

N.B. Per la leggenda, vedere pagina a lato.

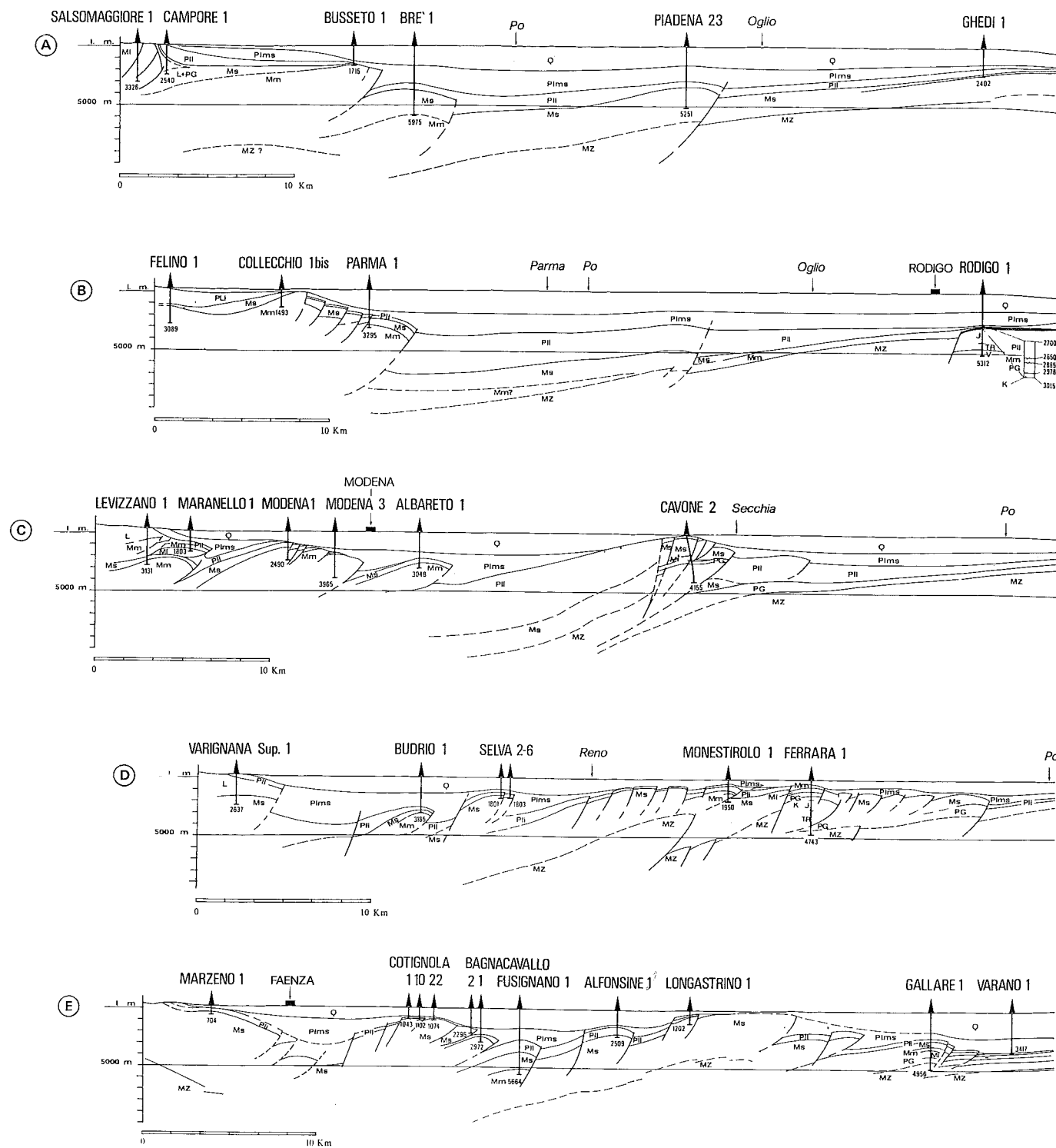


Fig. 2.

attivo e sul davanti di vecchi fronti inattivati. Vedremo nel seguito che nella realtà i fronti di accavallamento corrispondenti alle varie fasi compressive non si susseguono nello spazio e nel tempo secondo un ordine semplice di polarità orogenica. L'area accumulata relativa ad una certa fase deformativa, infatti, non si distribuisce in un'unica fascia continua all'esterno del bacino che fino a quel momento avrebbe rappresentato l'avanfossa del sistema, ma si ripartisce in più fasce che possono cadere sia all'esterno che all'interno dei precedenti fronti di compressione e, a luoghi, possono ribattere sugli stessi. Una parte del fronte principale degli accavallamenti del Pliocene inferiore, ad esempio, può trovarsi, definitivamente inattivato e suturato dai depositi del Pliocene inferiore-medio, in una posizione interna fortemente arretrata rispetto ai fronti della compressione del Pliocene medio e del Pliocene superiore-Pleistocene; un'altra parte del fronte, invece, può essere ripresa dalle fasi tettoniche successive che dislocano le vecchie strutture con trascorrenze non indifferenti (anche maggiori di dieci chilometri) rispetto alla parte inattivata. Queste complessità cinematiche possono essere ben comprese attraverso alcuni profili geologici tratti da Pieri e Groppi (1981). La fig. 2E (sez. n. 11 di Pieri e Groppi) rappresenta una delle situazioni più semplici nella quale gli elementi strutturali di ordine maggiore che caratterizzano il margine appenninico e l'antistante insieme di bacini e pieghe sepolte si susseguono con grande regolarità. Il fatto, inoltre, che sia stato riconosciuto e tracciato lungo la gran parte del profilo il tetto del Mesozoico rigido (orizzonte MZ in figura) consente di analizzare motivi strutturali relativamente profondi e di cogliere le disarmonie esistenti tra strutture profonde e strutture superficiali.

Facendo riferimento ai riflettori più profondi e in particolare all'orizzonte MZ, sono distinguibili nella sezione quattro elementi strutturali di ordine maggiore che da SW verso NE sono:

- margine appenninico, fortemente bascolato verso NE;
- profonda depressione compresa fra il margine appenninico bascolato verso NE e il basamento rigido della dorsale ferrarese flesso verso SW. L'area di questa depressione coincide perfettamente con il minimo della anomalia gravimetrica di Bouguer che lungo questa sezione presenta valori assoluti superiori a 100 mgal;
- dorsale ferrarese, con basamento rigido flesso verso SW e interessato da gradini generati da faglie inverse e sovrascorrimenti con vergenza a N e a NE;
- «monoclinale adriatica» (essenzialmente fuori figura) con basamento debolmente bascolato verso SW e praticamente privo di deformazioni.

Facendo riferimento al pacco post-mesozoico, la sezione di fig. 2E può essere scomposta in sei segmenti strutturali e/o cinematicamente ben differenziati:

- il primo segmento, a SW di Marzeno, corrisponde al margine dell'Appennino in affioramento, all'altezza della Vena del Gesso, che immerge in apparente monoclinale verso NE. la sezione mostra come la struttura marginale dell'Appennino, spesso definita «flessura», consista in realtà di un insieme di elementi sovrascorsi bascolati verso NE, che dislocano l'intervallo Pli e sono suturati dalla base dell'intervallo Plms;
- il secondo segmento, tra Marzeno e Cotignola, mostra un bacino impostato dopo questa prima fase compressiva, in forte subsidenza durante l'intervallo Plms, coinvolto da trasporto orogenico («piggyback basins» di Ori e Friend 1984) nel corso di una seconda fase verificatasi mentre si sedimentava la parte media dell'intervallo Plms (v. ad es. struttura di Bagnacavallo);
- il terzo segmento, tra i pozzi Cotignola 1 e Bagnacavallo 1, corrisponde ad un alto strutturale con sedimentazione ridotta negli intervalli Pli e Plms, che ha subito forti dislocazioni nel corso della deposizione dell'intervallo Plms e piegamenti sino alla parte bassa dell'intervallo Q;
- il quarto segmento, tra i pozzi Bagnacavallo 1 e Longastrino 1 mostra un bacino fortemente subsidente nel Quaternario, impostato su strutture deformate nel

la parte media dell'intervallo Plms e a cavallo del limite tra l'intervallo Plms e l'intervallo Q;

— il quinto segmento, immediatamente a N del pozzo Longastrino 1, mostra un alto strutturale impostato verosimilmente nel corso della deposizione dell'intervallo Plms e ripreso da una nuova fase compressiva fra la fine dell'intervallo Plms e la parte bassa dell'intervallo Q;

— il sesto segmento, a N dell'alto di Longastrino, mostra un bacino fortemente subsidente nel Quaternario, con fianco meridionale piuttosto ripido impostato su strutture attive nell'intervallo Plms e (v. Gallare 1) nella parte bassa dell'intervallo Q, e fianco settentrionale (fuori della figura) molto dolce corrispondente alla «monoclinale adriatica». Non è chiaro, in questo come nel segmento precedente, se le inversioni strutturali per thrust osservabili nel tetto del Mesozoico siano imputabili solo alla seconda fase tettonica o anche alla terza. Sembra comunque probabile che ad una prima fagliazione del basamento avvenuta nel corso della seconda fase tettonica sia succeduta una ripresa della dislocazione nel corso della terza fase.

Le evidenze della prima fase tettonica lungo il fronte appenninico a NE di Marzeno sono così ovvie che non necessitano di alcun commento. L'estensione della compressione infrapliocenica alle strutture di Cotignola e Bagnacavallo è motivata dalle variazioni nello spessore e nelle facies dell'intervallo Pli che dalla zona di Gallare aumenta progressivamente verso S attraverso tutta la dorsale ferrarese (a meno dell'erosione pliocenico sup. - quaternaria sul culmine della dorsale) con facies torbiditiche (vedi sez. 6 AGIP in Cremonini e Ricci Lucchi 1982) fino alla struttura di Fusignano, si riduce quindi drasticamente, passando a peliti, in corrispondenza delle strutture di Cotignola e Bagnacavallo e aumenta infine rapidamente, di nuovo con depositi torbiditici, verso Faenza. Ciò dimostra che durante l'intervallo Pli le strutture di Cotignola e Bagnacavallo dovevano già configurarsi come un alto strutturale.

Anche per la seconda fase tettonica le evidenze lungo il fronte Bagnacavallo 1 sono così ovvie che non necessitano commenti. Nelle pieghe ferraresi l'impronta della seconda fase tettonica è dimostrata sia dal fatto che i sovrascorrimenti e le faglie inverse interessano spesso soltanto la parte inferiore dell'intervallo Plms, sia dal fatto che tale intervallo appare condensato in corrispondenza degli alti strutturali, dimostrando che questi ultimi devono essersi impostati nel corso della sedimentazione.

Gli effetti della terza fase tettonica sono particolarmente ben evidenti a N di Longastrino, dove l'intero intervallo Plms è troncato da un sovrascorrimento, ma sono comunque ben riconoscibili dalla struttura di Cotignola a quella di Gallare, come indicato dal piegamento della superficie di separazione Pliocene-Quaternario.

Dalle osservazioni finora esposte possono essere tratte le seguenti considerazioni di carattere cinematico:

— l'assetto strutturale complessivo del margine appenninico e degli antistanti bacini ed alti strutturali sepolti si è realizzato in un arco di tempo compreso tra il Pliocene inferiore e il Pleistocene inferiore (meno di quattro milioni di anni) attraverso tre fasi tettoniche principali ben riconoscibili in tutta l'area attraverso la sismica a riflessione e documentati in superficie da discordanze e lacune stratigrafiche;

— la quantità di spazio aperto in area sorgente nel corso della prima fase tettonica è stata trasferita in area accumulo lungo il margine appenninico a NE di Marzeno (massimo accorciamento) e nell'alto strutturale di Cotignola-Bagnacavallo;

— la quantità di spazio aperto in area sorgente nel corso della seconda fase tettonica è stata trasferita in area accumulo nell'alto strutturale di Cotignola-Bagnacavallo (massimo accorciamento) e nelle pieghe ferraresi da Fusignano a Gallare;

— la quantità di spazio aperto in area sorgente nel corso della terza fase tettonica è stata trasferita in area accumulo nelle pieghe ferraresi (massimo accorciamento a N di Longastrino) e, sia pur in misura minore, nella struttura di Cotignola.

La sezione in fig. 2D (sez. n. 10 di Pieri e Groppi 1981) mostra gli stessi elementi strutturali illustrati nella sezione precedente, con l'unica differenza rilevante che il fronte principale della compressione infrapliocenica, nella fig. 2E «fossilizzato»<sup>(3)</sup> dalla discordanza basale dell'intervallo Plms, viene qui riattivato nel Pliocene superiore, con la conseguenza che il margine appenninico va ad accavallarsi sul margine interno del bacino di Faenza. Questa situazione, comparata con quella della sezione precedente, ammette dal punto di vista cinematico due possibili spiegazioni:

a) il segmento «Varignana» del fronte appenninico si è mosso in avanti rispetto al segmento «Marzeno», dopo il Pliocene inferiore, ruotando fortemente in senso orario intorno ad un polo vicinissimo ubicato in un punto indefinito tra Marzeno e Varignana;

B) il segmento «Varignana» è svincolato dal segmento «Marzeno» a mezzo di un binario di trascorrenza destra.

Le informazioni derivanti dalle indagini di terreno e i dati di Pieri e Groppi (1981) sull'andamento della superficie strutturale della base del Pliocene, consentono di scartare la prima possibilità e di identificare univocamente il binario di trascorrenza richiesto dall'analisi cinematica con la linea del Sillaro (Ricci Lucchi et al. 1982) che dopo il Pliocene inferiore ha giocato il ruolo di trascorrente destra con rigetto orizzontale non inferiore a 12 chilometri, come dimostrato dall'offset tra le evaporiti messiniane del Bolognese e quelle della Vena del Gesso. Poiché la trascorrenza del Sillaro muore sul fronte «Varignana» e non esistono fronti compressivi di età successiva al Pliocene inferiore situati all'interno del fronte «Marzeno», la linea del Sillaro acquista il significato cinematico di trasforme sorgente - accumulo.

Passando alle sezioni in fig. 2C e in fig. 2A, (sez. n. 9 e n. 7 di Pieri e Groppi 1981), si può osservare che il fronte appenninico infrapliocenico appare poco (Levizzano-Maranello) o nulla (Salsomaggiore-Campore) rimobilizzato nel corso delle fasi compressive del Pliocene medio e del Pliocene superiore-Pleistocene. Questa notevole differenza rispetto alla sezione in fig. 2D ammette tre diverse giustificazioni, tutte possibili dal punto di vista cinematico:

a) l'accorciamento subito dal fronte «Varignana» dopo il Pliocene inferiore viene trasferito attraverso una trasforme destra accumulo-accumulo ad uno o più fronti situati all'esterno del fronte «Levizzano-Felino Salsomaggiore»;

b) il fronte «Varignana» è avanzato rispetto al resto del fronte infrapliocenico appenninico a causa di una forte rotazione antioraria intorno ad un polo situato non lontano da Levizzano, con svincolo destrale, ovviamente, lungo la linea del Sillaro;

c) il fronte «Varignana» è avanzato rispetto ai fronti «Marzeno» e «Levizzano-Felino-Salsomaggiore» svincolato da questi rispettivamente attraverso il binario destro del Sillaro e attraverso un binario sinistro, non identificato, passante non lontano da Levizzano. Questo binario — qualora esistesse realmente — avrebbe, come la linea del Sillaro, il significato cinematico di trasforme sorgente-accumulo.

L'andamento delle strutture sepolte riportate nella carta di Pieri e Groppi (1981) consentono di scartare la prima possibilità. Non disponiamo, viceversa, di elementi conoscitivi sufficienti per discriminare tra le possibilità b e c.

Spostandosi sulle strutture esterne al fronte appenninico, un problema di non piccolo rilievo è rappresentato dalle difficoltà che si incontrano nel correlare le strutture di Modena e Albareto della fig. 2C con le strutture di Budrio e Selva della fig. 2D. Pieri e Groppi (1981) attribuiscono l'anticlinale di Modena alle pieghe emiliane e le anticlinali di Albareto, Budrio e Selva alle pieghe romagnole.

Gli stessi autori, inoltre, portano le pieghe emiliane fino alla linea del Sillaro, prolungando verso E le strutture di Modena e Spilamberto sotto l'alloctono appenninico (si veda, a questo proposito, anche la sezione Agip A3 illustrata nella fig. II.12 in Cremonini e Ricci Lucchi 1982), mentre fanno nascere le pieghe romagnole con la struttura di Albareto. Questa ricostruzione strutturale comporta, dal punto di vista cinematico, che non soltanto la parte di fronte appenninico rimobilizzata dopo il Pliocene inferiore, ma anche i fronti delle strutture medioplioceniche di Busseto-Collecchio-Modena e di Brè-Parma più o meno rimobilizzate nel Pliocene superiore-Quaternario, andrebbero ad involuparsi sulla trascorrente del Sillaro. Quest'ultima, pertanto, sarebbe stata attiva con il suo ruolo di trasforma destra sorgente-accumulo già a partire dal Pliocene medio. Le pieghe romagnole, invece, apparterebbero ad un arco più esterno (arco ferrarese-romagnolo) e prenderebbero origine, come già detto, nella struttura di Albareto.

Il modo più semplice per spiegare l'arco ferrarese-romagnolo è quello di postulare un avanzamento differenziale del fronte di compressione guidato da trascorrenti a movimento sinistro sul lato occidentale della struttura e destro sul lato orientale. Sempre nello schema più semplice, che non comporta complicazioni in area sorgente, tali trascorrenti dovrebbero avere il significato cinematico di trasformi accumulo-accumulo. Vedremo, viceversa, che l'analisi delle sezioni di Pieri e Groppi ci obbliga a scartare schematizzazioni di questo tipo perché costituiscono sovrasemplificazioni lontane dalle complessità reali e inaccettabili per ricostruzioni utili ai fini sismotettonici. Tornando dunque alle sezioni di Pieri e Groppi, è possibile — sia pur grossolanamente — valutare lungo i vari profili l'entità degli accorciamenti mediopliocenico e sovrapiocenico-quaternario. Riferendosi alla fase mediopliocenica, l'accorciamento minimo calcolabile per le pieghe ferraresi e romagnole della figura 2E (dalla struttura di Gallare a quella di Cotignola) è certamente maggiore di quello calcolabile per le strutture di Cavone e Albareto nella sezione 2C. Questa differenza potrebbe essere giudicata scarsamente importante, considerato che una parte non ben valutabile dell'accorciamento mediopliocenico è stato assorbito, nella sez. 2C, dalla struttura di Modena e dal fronte appenninico, e questa parte potrebbe teoricamente compensare la differenza d'anzi calcolata. Una simile argomentazione, tuttavia non può essere considerata valida perché l'accorciamento delle pieghe emiliane (ammesso che tale accorciamento sia sufficiente per compensare il deficit riscontrato nelle pieghe romagnole nel tratto Albareto-Cavone) avrebbe dovuto essere trasferito a queste ultime attraverso una trasforma accumulo-accumulo. Abbiamo già visto, viceversa, che il fronte delle pieghe emiliane muore su una trasforma sorgente-accumulo (linea del Sillaro). Comparando, inoltre, le sezioni 2C, 2B e 2A (sezioni n. 9, 8 e 7 di Pieri e Groppi 1981), risulta chiaro che spostandosi ad ovest delle pieghe ferraresi le deformazioni medioplioceniche all'esterno delle pieghe emiliane si riducono fin quasi a scomparire, mentre non si vede alcun incremento di accorciamento lungo il fronte appenninico o nelle pieghe emiliane, incremento che sarebbe richiesto da un modello con trasformi accumulo-accumulo. Quanto detto finora per il Pliocene medio vale anche per la compressione del Pliocene superiore-Quaternario, pur con entità dei raccorciamenti minori. Rimangono, in definitiva, due ipotesi per la formazione dell'arco ferrarese-romagnolo;

- 1) l'avanzamento differenziale del fronte di compressione è stato guidato da trascorrenti sinistre (estremo occidentale) e destre (estremo orientale) aventi il significato cinematico di trasformi sorgente-accumulo;
- 2) l'avanzamento differenziale del fronte di compressione è avvenuto attraverso una rotazione antioraria del sistema, con svincolo di trascorrente destrale all'estremità orientale dell'arco.

La prima ipotesi ci sembra inverosimile, dal momento che una trascorrente dell'entità di quella richiesta per svincolare l'arco ferrarese-romagnolo (e con esso

l'intero fronte appenninico dal Reggiano al Forlivese) dal margine appenninico parmense non sarebbe passata inosservata in un'area geologicamente così studiata. Trascorrente destre in Appennino, viceversa, sono ben riconoscibili al margine orientale dell'arco ferrarese-romagnolo dal Forlivese verso sud, attraverso buona parte della catena. Questo, unitamente al fatto che, come si è visto, l'entità degli accorciamenti medio-pliocenici e sovrapiocenico-quaternari diminuisce da est verso ovest, rende più plausibile l'ipotesi 2. A oriente del binario trasforma forlivese prenderebbe origine l'arco delle pieghe adriatiche.

Un limite fortissimo alla completezza del tipo di analisi finora esposto e alla sua affidabilità è rappresentato dalla profonda ignoranza che abbiamo sulla cinematica dell'area sorgente<sup>(3)</sup>. Lo studio dei bacini pliocenico-quaternari della Toscana, del Lazio e dell'Umbria e l'analisi strutturale delle aree vulcaniche della Toscana meridionale e del Lazio settentrionale dovrebbero essere, nel prossimo futuro, le linee prioritarie di ricerca per quanti intendano affrontare i problemi di sismotettonica dell'Appennino settentrionale servendosi dell'analisi cinematica quantitativa.

### Considerazioni sismotettoniche

Si è visto nel paragrafo precedente che dal Pliocene inferiore al Pleistocene inferiore stile tettonico e campo regionale di stress non hanno subito, nell'area in esame, significative variazioni; numerosi indizi di neotettonica, inoltre, inducono ad estendere questo intervallo temporale quanto meno fino al Pleistocene medio. Nelle considerazioni che seguono verrà assunto come postulato che dal Pleistocene inferiore ad oggi stile tettonico e campo regionale di stress abbiano continuato a non subire significative variazioni. Ciò comporta che le attuali strutture sismogenetiche si discostano al più di qualche decina di chilometri da strutture che sono state attive nel Pleistocene inferiore, considerato che la velocità di apertura in area sorgente è dell'ordine di qualche centimetro per anno e che il fronte delle strutture in compressione può migrare nel piano orizzontale con velocità al massimo uguale alla velocità di apertura dell'area sorgente, ciò quando tutta l'area accumulata è concentrata su un unico fronte di compressione.

Fatte queste premesse e con i limiti imposti dai postulati assunti e dalla quantità e qualità dei dati analitici disponibili, la più semplice considerazione sismotettonica è che la quasi totalità dei terremoti dell'Appennino emiliano-romagnolo deve essere ricondotta all'attività di strutture tettoniche di tipo compressivo o trascorrente. Terremoti a meccanismo distensivo, con o senza componenti di strike-slip, sono generati dalle faglie maestre appenniniche che corrono al di là dello spartiacque (Garfagnana, Mugello, Casentino) e interessano solo marginalmente l'Appennino emiliano-romagnolo. Si è visto inoltre dall'analisi cinematica che l'entità delle deformazioni, e con essa l'entità del potenziale tettonico, aumenta sensibilmente da occidente verso oriente.

A livello crostale superficiale ( $H \leq 10$  Km) è possibile distinguere più strutture sismogenetiche caratterizzate da differente comportamento cinematico e diverso potenziale tettonico. Le principali sono:

- 1) arco ferrarese-romagnolo e binario forlivese. Lungo tutto l'arco di pieghe da Cavone a Ferrara a Longastrino e da Selva a Cotignola-Bagnacavallo sono da attendere terremoti a meccanismo di thrust con direzione della superficie di frattura NW-SE; subordinatamente, in corrispondenza della terminazione occidentale dell'arco, sono da attendere terremoti lungo fratture trasversali rispetto agli assi delle strutture principali, con meccanismi di strike-slip. Lungo il binario forlivese sono attesi terremoti a meccanismo trascorrente destro, con superficie di frattura variabile da N 20E a N-S. Questi terremoti a meccanismo trascorrente dovrebbe-



ro spingersi verso sud fin oltre lo spartiacque appenninico, fin quando — cioè — viene intersecata l'area sorgente (Mugello-Casentino alta Val Tiberina) marcata da terremoti con superficie di frattura NW-SE e meccanismi attesi di dip-slip con o senza componenti di trascorrenza destrale. Esempi di eventi storici distruttivi che attribuiamo alla struttura sismogenetica ferrarese-romagnola sono i terremoti di Ferrara del 1570, di Argenta del 1624, di Cotignola-Bagnocavallo del 1688 (meccanismo atteso: thrust), nonché i terremoti forlivesi del 1661 e del 1781 e il terremoto di S. Sofia del 1768 (meccanismo atteso: strike-slip). Come esempio di eventi legati a movimenti di strike-slip che interessano il margine occidentale dell'arco ferrarese, riportiamo — sia pur dubitativamente — il terremoto di Novellara-Correggio del 1806;

2) fronte appenninico e pieghe emiliane sepolte tra Levizzano e Varignana, binario del Sillaro. Attribuiamo all'attività di questa struttura sismogenetica i numerosi terremoti storici (es. 1365, 1408, 1666, 1801; meccanismo atteso: thrust con superficie di frattura da WNW-ESE a W-E) che hanno colpito la città di Bologna e i suoi dintorni, con l'esclusione dell'evento disastroso del 1504 del quale sarà detto in seguito, nonché una serie di eventi (si vedano, ad esempio, i terremoti che hanno colpito Castel S. Pietro, Tossignano, Castel del Rio,, Palazzuolo sul Senio e Marradi negli intervalli temporali 1877-78 e 1892-93) che cadono in una stretta fascia estesa da Castel S. Pietro a Vicchio nel Mugello (meccanismo atteso: strike-slip destrale, con superficie di frattura N-S);

3) pieghe emiliane e, subordinatamente, fronte appenninico a NW di Levizzano. L'attività lungo questa fascia, bassa nel Piacentino e intensa da Parma a Modena, sembra essere strettamente correlata con il potenziale tettonico della struttura marginale dell'Appennino che cresce, come abbiamo visto, da NW verso SE. I terremoti storici attribuibili all'attività delle pieghe emiliane e del fronte appenninico (meccanismo atteso: prevalentemente thrust, con superficie di frattura NW-SE) sono numerosi (si vedano, ad esempio, i terremoti di Parma del 1104, 1383, 1572, 1628, 1638, 1774; di Reggio del 1345, 1485, 1524, 1591, 1608; del Modenese del 1344, 1471, 1660, 1753, 1793, 1811, 1850, 1869, 1873) ma la loro intensità, analogamente ai terremoti del Bolognese, raramente ha superato il VII grado della scala MCS. Escludiamo da questo gruppo i terremoti del 1438, 1501, 1857, dei quali diremo nel seguito.

Si è visto in precedenza che il segmento «Varignana» del fronte appenninico è svincolato dal segmento «Salsomaggiore-Felino-Levizzano» attraverso un polo di rotazione vicino o attraverso un binario di trascorrenza sinistrale. Non è improbabile che questa seconda possibilità sia quella vera e che l'attività sismica dell'area di Pievepelago (es. terremoti del 1648 e del 1895) sia da mettere in relazione a movimenti di trascorrenza lungo una trasforma sorgente-accumulo diretta da Barga a Vignola. A questa discontinuità trasversale attribuiamo, sia pur ipoteticamente, il terremoto di Barga del 1740 che avrebbe avuto origine nella zona nodale dove la faglia trasforma raggiunge l'area sorgente (media valle del Serchio). Discontinuità trasversali di categorie inferiori sono presenti in tutto l'Appennino emiliano-romagnolo (si veda, ad esempio, l'attività sismica dell'area di Porretta Terme-Castiglione dei Pepoli), ma i dati a disposizione per l'analisi cinematica non consentono di raggiungere un grado di dettaglio tale da individuare e delimitare strutture attive di ordine minore.

Quanto detto finora si riferisce, come già sottolineato, a strutture crostali molto superficiali, ubicate cioè a profondità generalmente inferiori ai dieci chilometri. Passando a livelli crostali più profondi, è possibile riconoscere che l'intero accorciamento — in superficie distribuito tra varie strutture dal fronte appenninico al fronte delle pieghe ferraresi — si realizza (v. fig. 2D e 2E) attraverso un'unica superficie di scorrimento all'incirca coincidente con la sommità del basamento rigido della «monoclinale» padano-adriatica che sprofonda verso SE. All'attrito

che si realizza lungo questa superficie (sulla quale si accavalla il fronte dell'Appennino mentre si «spellano» e si deformano i terreni di copertura dell'avampese padano che vanno a costituire le pieghe emiliane e romagnole) sono dovuti, a nostro parere, i terremoti di più alta magnitudo e di maggiore profondità dell'Appennino emiliano-romagnolo. Tra gli eventi storici più importanti che hanno colpito il margine appenninico dal Piacentino al Bolognese ricordiamo i terremoti del 1438, 1501, 1505 e del 1857. Non sappiamo se il binario forlivese continui a rappresentare o no una discontinuità trasversale anche a livelli strutturali profondi. L'analisi cinematica del margine appenninico marchigiano e delle antistanti strutture sepolte consentirà in un futuro non lontano di rispondere a questo punto di domanda e di allargare l'interpretazione della sismicità regionale.

È nostra convinzione che un vero modello sismotettonico potrà essere elaborato solo quando anche sul versante tirrenico dell'Appennino sarà condotta un'accurata analisi cinematica e sarà finalmente effettuata una correlazione tra eventi deformativi lungo il margine in distensione ed eventi deformativi lungo il margine in compressione. Da questo traguardo, tuttavia, ci separa la profonda arretratezza delle attuali conoscenze geologiche sulla geometria dell'area sorgente e sulla sua evoluzione cinematica.

#### LAVORI CITATI

- CATTANEO M., EVA C., GIGLIA G. e MERLANTI F., 1983. *Seismic hazard in the Northwestern Apennines*. Pageoph, 121, 2, 221-245.
- CARLONI G.C., FRANCAVILLA F. e ZECCHI R., 1978. *Neotettonica del margine padano dell'Appennino Bolognese in relazione agli indizi geomorfologici ed alle strutture sismogenetiche*. Mem. Soc. Geol. Ital., 19, 627-634.
- COLALONGO M.L., DONDI L., D'ONOFRIO S. e IACCARINO S., 1982. *Schema biostratigrafico a Foraminiferi per il Pliocene e il basso Pleistocene nell'Appennino settentrionale e nella Pianura padana*. In Cremonini G. e Ricci Luchi F. (Ed.) «Guida alla Geologia del Margine Appenninico - padano». Soc. Geol. Ital., Guide Geologiche Regionali, 121-122.
- CREMONINI G. e RICCI LUCCHI F. (Ed.), 1982. *Guida alla Geologia del Margine Appenninico - padano*. Soc. Geol. Ital., Guide Geologiche Regionali, 246 pp.
- ELMI C. e ZECCHI R., 1974. *Caratteri sismotettonici dell'Emilia-Romagna*. Quaderni de «La Mercanzia» (Camera di Commercio Industria, Artigianato e Agricoltura di Bologna), 21, 44 pp.
- ELMI C., SELLI R. e ZECCHI R., 1981. *Sismotettonica dell'Emilia-Romagna*. Rend. Soc. Geol. Ital., 4, Atti del Convegno sul tema «Sismicità dell'Italia, stato delle conoscenze e qualità della normativa» (Udine, 12-14 maggio 1981), 617-622.
- EVA C., GIGLIA G., GRAZIANO F. e MERLANTI F., 1978. *Seismicity and its relation with surface structures in the north - western Apennines*. Boll. Geof. Teor. e Appl., 20 (79), 263-277.
- GASPARINI C. e PRATURLON A., 1981. *Modelli sismotettonici e Geologia classica e confronto nell'Italia centrale*. Rend. Soc. Geol. Ital., 4, Atti del convegno sul tema «Sismicità dell'Italia, stato delle conoscenze e qualità della normativa» (Udine, 12-14 maggio 1981), 557-562.
- GRUPPO REDAZIONALE DELLA CARTA SISMOTETTONICA DEL P.F. GEOGINAMICA, 1982. *Carta sismotettonica d'Italia*. Mem. Soc. Geol. Ital., 24, Atti del 71° Congr. della Soc. Geol. Ital., parte terza «Sismotettonica della Regione Italiana» (Bologna, 25 settembre 1982), 491-496.
- IACCARINO S. e SALVATORINI G., 1982. *A Framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area*. Paleont. Stratigr. ed Evoluz., Quand. n. 2, 115-125.
- ORI G.G. e FRIEND P.F., 1984. *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. Geology, 12, 475-478.
- PIERI M. e GROPI G., 1981. *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, pubbl. n. 414.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. e RIO D., 1982. *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica del margine appenninico*. In: Cremonini G. e Ricci Luchi F. (Ed.) «Guida alla Geologia del Margine Appenninico - padano». Soc. Geol. Ital., Guide Geologiche Regionali, 17-46.

- RICCI LUCCHI F., COLELLA A., ORI G.G. e OGLIANI F., 1981. *Pliocene fan deltas of the Intra-Appenninic Basins, Bologna*. In: Ricci Lucchi F. (Ed.) Exc. Guidebook, 2nd IAS Reg. Mtg, Bologna, 79-162.
- SELLI R., 1968. *Geological interpretation of the seismicity of the northern Apennines with particular reference to the Brasimone area (Castiglione dei Pepoli, Bologna)*. CNEN, pubbl. n. RT/ING (70) 10. Roma.

# **METODOLOGIA PER LA REALIZZAZIONE DELLA CARTOGRAFIA GEOLOGICA-TECNICA A GRANDE SCALA**

*Dott. Fulvio Gasparo  
Direzione Regionale dei Lavori Pubblici  
Regione Autonoma Friuli Venezia-Giulia*

## **1. Premessa**

Le prime esperienze della Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia nel campo della cartografia geologica e dei pericoli naturali risalgono alla fine degli anni '60, quando furono pubblicati, a cura dell'Assessorato dei lavori pubblici, una carta della franosità ed un atlante geologico del territorio regionale, entrambi alla scala 1:100.000 (Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia, 1969, 1970).

Studi di dettaglio, con carte in scala adeguata, vennero inoltre effettuati in più zone interessate da dissesti geostatici o idraulici; si tratta però, com'è facilmente intuibile, di elaborati riguardanti aree limitate e destinati alla soluzione di problemi specifici.

La redazione di una cartografia geologica a grande scala, finalizzata principalmente alle scelte nel campo della pianificazione territoriale, era stata nel contempo prospettata da più uffici regionali ed apparve improrogabile dopo i terremoti che colpirono nel 1976 il Friuli e le conseguenti nuove perimetrazioni delle zone sismiche della Regione (oggi i comuni classificati sono 146 su un totale di 219). La necessità derivava, oltre che dall'opportunità di procedere alla ricostruzione delle zone terremotate con i criteri della maggiore sicurezza nei confronti di tutti i pericoli naturali, compreso quello sismico, della legislazione nazionale e regionale, in particolare per la formulazione dei pareri sugli strumenti urbanistici comunali previsti dall'art. 13 della legge 2.2.1974, n. 64.

L'obiettivo dell'Amministrazione regionale era quello di dotare tutti i comuni sismici di studi geologico-tecnici il più possibile approfonditi, corredati da una serie di carte e condotti con criteri di uniformità nell'esecuzione delle indagini, nell'elaborazione dei dati e nella redazione degli elaborati grafici, e ciò nel minor tempo possibile.

A questo fine venne stipulata una convenzione con l'Università degli Studi di Trieste, convenzione che prevedeva la preparazione, di concerto con un gruppo di funzionari regionali, di una «guida», poi pubblicata (Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia, 1977), per lo svolgimento degli studi e per la restituzione, anche grafica, dei risultati.

L'Università stessa fu con il medesimo atto incaricata di svolgere le indagini in 9 comuni della pianura friulana, mentre le stesse indagini vennero curate, per i rispettivi ambiti di competenza, dalle Comunità montane e dal Consorzio della Comunità collinare del Friuli.

In questo modo, negli anni 1977-1978, furono studiati oltre 86.000 ettari di