

EVOLUZIONE TETTONICA QUATERNARIA DELLA PIANURA PADANA CENTRO-ORIENTALE E DEI SUOI MARGINI

V. Picotti⁽¹⁾ - G. Bertotti⁽²⁾ - R. Capozzi⁽¹⁾ - A.M. Fesce⁽¹⁾

⁽¹⁾Dip.to di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna, Bologna

⁽²⁾Faculty of Earth Sciences, Vrije Universiteit, Amsterdam (The Netherlands)

ABSTRACT - *Quaternary tectonic evolution of the east-central Po Plain and marginal areas* - Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 10(2), 1997, 513-520 - The Southalpine and Apenninic foothills along the Po Plain have been deformed by still active extensional tectonic movements, which are superimposed on previous compressional features. Timing and causes of the tectonic activity in the two foothill belts are different. Extensional processes along the Southalpine foothills started in Early Pliocene times as the consequence of the peripheral bulging of the Apennine foredeep. The North-Apenninic foreland system, in fact, has been in its present geographic position since the Late Messinian, bringing about the progressive weakening and uplifting of its peripheral bulge. Extension along the North-Apenninic foothills started in the middle Pleistocene in the Bologna area, with the activity of a SW-dipping master fault with a >1000 m throw, which seems to be kinematically connected with the Tyrrhenian extension. The hangingwall is deformed by antithetic NE-dipping normal faults, along which fluid vents have been identified. The footwall is greatly tilted toward the Po Plain: the tilting rate in the middle Pleistocene to Holocene foothill deposits was evaluated to be 0.15°/10,000 years. A secondary stress field with horizontal σ_1 characterized the downward flexed hinge of the footwall, and was not associated with contractional tectonic activity. The described features affect the foothill margin, whereas the stress field in the subsiding Po Plain is possibly still compressional, as suggested by earthquake fault plane solutions. On the basis of the present collisional setting, we assume that extension in the upper crust and compression at lower lithospheric levels could be contemporaneous processes.

Parole chiave: Faglie normali, Quaternario medio-superiore, margini padani, Pianura Padana, Italia settentrionale
Key words: Normal faults, middle-late Quaternary, foothills, Po Plain, northern Italy

1. INTRODUZIONE

L'area padana si è sviluppata come bacino di avampaese comune rispetto alle catene sudalpina ed appenninica. La storia evolutiva della prima avanfossa, strutturatasi assai precocemente nel Cretaceo superiore, prosegue fino al Miocene superiore (Tortoniano) (Bersezio, 1993; Bertotti *et al.*, in stampa). Con il Messiniano il settore padano viene incorporato nella avanfossa appenninica, causando la disattivazione della catena sudalpina centro-occidentale e la formazione di prismi sedimentari immergenti verso SW (Pieri & Groppi, 1981).

Il presente lavoro prende in considerazione l'assetto strutturale dei margini alpino ed appenninico della pianura padana, cercando di definire il contesto strutturale nel quale si sono venuti a creare i rilievi peripadani. Verranno presentate in dettaglio alcune aree che meglio permettono di trarre conclusioni valide per l'intero settore esaminato. Le fasce peripadane dei rilievi sono comunemente ritenute aree a forte deformazione quaternaria in un contesto superficiale compressivo (v. ad es. *Neotectonic Map of Italy*, Ambrosetti *et al.*, 1987). In un simile quadro i rilievi pedemontani sarebbero dovuti al progressivo accrescersi di strutture compressive come ammesso da tempo sia lungo il margine Appenninico che lungo quello alpino (Boccaletti *et al.*, 1985; Castellarin *et al.*, 1986; Bernini & Papani, 1987; Amorosi *et al.*, 1996; Carminati & Siletto, in stampa). Alcune evidenze di altre tipologie di deformazione, in particolare faglie distensive, sono già emerse nel passato per il margine sudalpino anche se sempre interpretate un contesto compressionale (per es. Carton & Castaldini 1986; Baroni & Cremaschi, 1987).

2. EVOLUZIONE PLIO-QUATERNARIA DELLA PIANURA PADANA CENTRO-ORIENTALE

Durante il Pliocene la pianura padana fu sede di intensa sedimentazione marina con depocentri localizzati al bordo dell'attuale rilievo appenninico. La deformazione compressiva migrò verso l'esterno, venendo a creare le strutture arcuate note come arco delle pieghe ferraresi ed arco delle pieghe emiliane (Castellarin & Vai, 1986). Dalle sezioni sismiche note (Pieri, 1983), si può documentare che l'attività tettonica a partire dal Pliocene inferiore coinvolse tutte le strutture del sottosuolo, anche le più esterne. Inoltre, anche le aree depocentrali pliocenico-pleistoceniche inferiori non migrarono affatto poichè insistono sempre sullo stesso settore prossimo al bordo del rilievo appenninico. Entrambi questi caratteri suggeriscono che nel settore di pianura in esame il sistema di avanfossa-catena appenninico costituisca in questo periodo una configurazione stabile. Presso il margine sudalpino i corpi sedimentari pliocenici si chiudono gradualmente in direzione del rilievo con troncature ed *onlap* variabili da punto a punto (Pieri & Groppi, 1981), a loro volta ricoperti in *onlap* da depositi quaternari. I depositi marini del Pleistocene inferiore, pur mantenendo un carattere prismatico con depocentri coincidenti con quelli pliocenici, sono assai poco deformati e tendono a drappeggiare le strutture preesistenti. Tuttavia il grande cambiamento di stile deposizionale, legato alla rapida progradazione verso NE di corpi marino-marginali, avvenne durante il Pleistocene medio. A partire da questo periodo la geometria dei corpi muta considerevolmente: i depocentri tendono a migrare in un

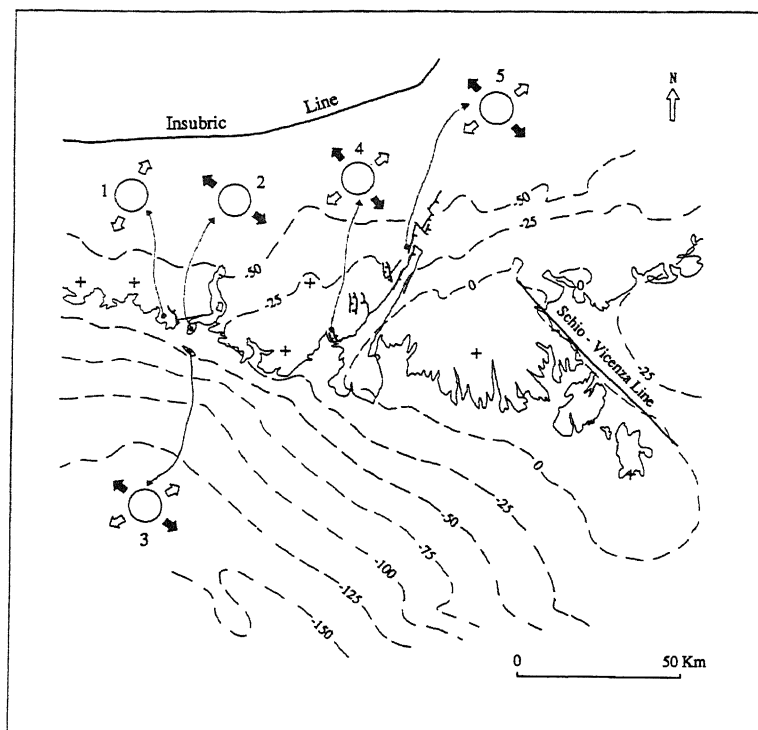


Fig. 1 - Carta delle isoanomale di Bouguer (da *Structural Model of Italy*, CNR, 1990) del settore prealpino centrale. Ricostruzioni tensoriali degli eventi post-compressivi relative alle stazioni di analisi: 1) Zandobbio; 2) M. Alto; 3) M. Orfano; 4) M. S. Bartolomeo; 5) Riva del Garda. Le frecce vuote indicano il tensore di *paleostress* più antico.

Bouguer anomaly gravity map (after Structural Model of Italy, CNR 1990) of the central Prealps. Post-compressional palaeostress field of the following sites: 1) Zandobbio; 2) M. Alto; 3) M. Orfano; 4) M. S. Bartolomeo; 5) Riva del Garda. Open arrows indicate the oldest extensional palaeostress tensor.

settore equidistante dai margini alpino ed appenninico, ancora attualmente sede dell'alveo del Fiume Po, provocando lo sprofondamento di settori di alto emersi per tutto il Pliocene medio-superiore (ad es. Alto di Ferrara). Al margine appenninico, i depositi pleistocenici medio-superiori mostrano un chiaro *offlap* divergente rispetto al bordo del rilievo, dal quale sono stati incorporati. E' da notare infine che, da una analisi delle linee sismiche pubblicate (Pieri & Groppi, 1981; Pieri, 1983), nessuna delle strutture compressive note nel sottosuolo coinvolge depositi di questo intervallo.

3. IL MARGINE SUDALPINO

Il margine sudalpino della pianura padana centrale compreso tra la Linea Schio-Vicenza ad Est ed il lago di Como ad Ovest è costituito da un allineamento di rilievi secondo un andamento WNW che coincide con la terminazione della *Pedealpine Homocline* di Pieri & Groppi (1981). Caratteristica comune lungo questo margine è la chiusura dei corpi sedimentari plio-quadernari, fatto che lo individua come il *peripheral bulge* (o rialzo periferico) di questo settore della catena appenninica (Picotti *et al.*, 1995). Come già accennato le caratteristiche geometriche dei corpi sedimentari portano a determinare l'età di

individuazione di questa struttura al Messiniano.

Presso il margine dei rilievi è presente un alto delle isoanomale di Bouguer che costituisce una struttura convessa a raggio corto di ampiezza 20-30 km parallela al margine del rilievo con massimi (valori positivi delle isoanomale) nel settore lessineo-euganeo e valori decrescenti verso Ovest (Fig. 1). Tale anomalia potrebbe essere interpretata come espressione della dinamica della catena Neoalpina (come proposto da Carminati & Siletto, in stampa), tuttavia, essendo una struttura che interessa senza soluzione di continuità anche settori di avampaese indeformato (area Lessini-Euganei), si ritiene più congruo considerarla come legata al massimo di convessità della litosfera (cioè al *peripheral bulge* messiniano pleistocenico), la cui parte subcrostale contribuisce all'anomalia positiva. E' da notare come le ricostruzioni della Moho padano-adriatica indichino una sua culminazione proprio in questo settore (v. per es. Schmid *et al.*, 1996).

3.1 L'analisi strutturale

L'analisi strutturale si è concentrata sul settore prealpino lombardo orientale. Sono state riconosciute numerose faglie distensive a varia scala sicuramente successive alle strutture compressive. Alcune di queste sono state tratteggiate in Figura 1. Nell'insieme tutto il settore dei rilievi pedemontani è interessato da strutture distensive caratterizzate da notevole evidenza morfostrutturale, cui è associato un campo di sforzi polifasico (Fig. 1). La ricostruzione del campo di sforzi è stata effettuata mediante analisi della popolazione di faglie (Carey & Brunier, 1974) o di superfici striate di ciottoli dei conglomerati neogenici affioranti sul margine, secondo il metodo di Fesce (1987). I principali risultati di questo studio sono sintetizzati in Figura 1: il primo evento distensivo è costituito da un campo di sforzi con σ_3 orientato circa N50°. A questo campo di sforzi sono associate le faglie ad orientazione NW-SE che costituiscono la maggior parte di quelle riconosciute lungo il margine. Il secondo evento è meno diffuso e caratterizzato da un σ_3 orientato circa N320°. Ad esso sono associate faglie distensive NE-SW che si presentano concentrate al margine W dell'alto lessineo (strutture dell'Adige e del Garda).

3.1.1 Il monte San Bartolomeo di Salò

Nei dintorni di Salò è presente l'unico affioramento di depositi messiniano-pliocenici del settore studiato. Si tratta del ben noto monte San Bartolomeo, i cui depositi si trovano in discordanza angolare sopra ai calcari marnosi cretaceo-terziari deformati (Carraro *et al.*, 1969; Baroni *et al.*, 1996). L'affioramento riveste un notevole

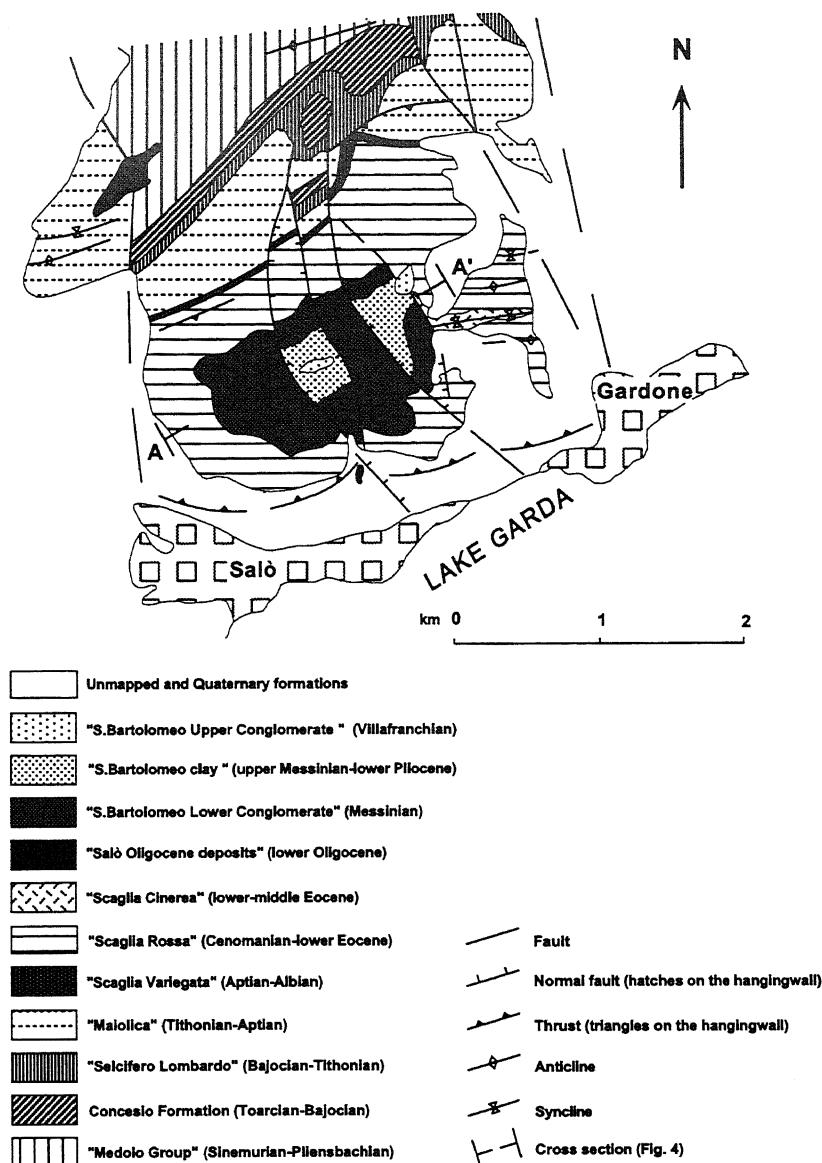


Fig. 2 - Schema geologico del M. S. Bartolomeo. AA' traccia della sezione geologica di Fig. 4. Geological sketch map of Mt. S. Bartolomeo. AA' trace of the cross section of Fig. 4.

interesse permettendo di ricostruire la storia deformativa del margine.

Nello schema geologico di Figura 2 si può osservare infatti che la successione neogenica è sostanzialmente tripartita: alla base affiora un corpo di ghiaie variamente cementate e sabbie di ambiente continentale con spessori decrescenti da Sud (circa 250 m) a Nord (circa 100 m), noto in letteratura come Conglomerati inferiori di San Bartolomeo. L'età di questo deposito attribuita al Messiniano-Pliocene inferiore (Baroni *et al.*, 1996) viene da noi riferita al Messiniano, sia per le caratteristiche geometriche del litosoma, sia per la nuova attribuzione stratigrafica delle peliti che lo ricoprono. Questo litosoma risulta in tutto correlabile con la formazione di Sergnano nota in sottosuolo (Pieri, 1983) di cui costituisce l'unico esempio in affioramento. Stratigraficamente sovrapposto ai conglomerati inferiori vi sono le Argille di S. Bartolomeo (Carraro *et al.*, 1969): la base di questa formazio-

ne è data da pochi metri di peliti ocratabacco ricche di molluschi di ambiente dulcicolo-salmastro fra i quali *Melanopsis* sp. Queste vengono ricoperte da peliti grigio-azzurre ricche di foraminiferi (per lo più bentonici) di età pliocenica inferiore (come già riscontrato in Carraro *et al.*, 1969). Nell'insieme questo corpo di qualche decina di metri di spessore racchiude l'evento trasgressivo cominciato nel Messiniano superiore e culminato nel Pliocene inferiore. Le caratteristiche di facies di queste peliti permettono di confrontarne l'intervallo basale con la Formazione a Colombacci ed il restante con le Argille Azzurre del margine appenninico. Il deposito più recente di questo settore è un corpo di sabbie e ghiaie variamente cementate sovrapposto con limite graduale alle peliti, contenenti resti fillitici attribuiti al Villafranchiano (Conglomerati superiori di San Bartolomeo di Carraro *et al.*, 1969). Le ghiaie sono in parte riciclate dai sottostanti conglomerati inferiori, presenti nei blocchi circostanti, come suggerito dalla incoerenza dei tefoligfi misurati sulle superfici dei ciottoli. Il quadro stratigrafico, in parte diverso da quello proposto da Baroni *et al.* (1996), presenta notevoli analogie con quello padano e soprattutto con quello del margine appenninico.

Da un punto di vista strutturale il monte è interessato da una struttura ad horst e graben con spaziatura di circa 500 m. All'interno dei graben sono preservati i depositi più recenti, e le strutture proseguono verso il basso dislocando anche il sovrascorrimento principale di età neoalpina. Una di queste strutture appare suturata dai

depositi più recenti (Fig. 2). Le ricerche mesostrutturali condotte nel litosoma inferiore hanno messo in luce una notevole complessità (Fig. 3). Il primo evento ricostruito è caratterizzato da un σ_1 orizzontale orientato N45° che risulta poco rappresentato. Il secondo evento è dato da una distensione con σ_3 orientato N50°, mentre il successivo da un σ_3 orientato N305°. Una sintesi dell'evoluzione strutturale di questa area di *peripheral bulge* è presentata in Figura 4, ove si sono distinte le seguenti tappe:

1) Al termine del Messiniano il prisma di depositi continentali viene interessato dal campo di sforzi compressivi appenninico.

2) Durante il Pliocene inferiore risulta attivo un campo di sforzi con σ_3 coassiale con l'asse compressivo precedente. Si assiste cioè alla inversione degli assi di sforzo legata alla accentuazione del *peripheral bulge* (Picotti *et al.*, 1995). Le strutture associate a questo campo di sforzi sono le distensioni NW-SE presenti nel settore.

3) Successivamente al Pliocene medio l'intero settore fu sottoposto ad un sollevamento fino all'attuale quota di circa 550 m s.l.m. con un tasso di sollevamento medio di circa 0.18 mm/anno, in un contesto di sforzi distensivi con asse di massima estensione orientato N305°.

Data la costante presenza di simili strutture lungo il bordo prealpino analizzato (Fig. 1), si ritiene che il quadro strutturale ricostruito dai favorevoli affioramenti di Salò possa essere esteso a tutto il margine compreso tra la Linea Schio-Vicenza ed il Lago di Como. Le strutture dell'ultima fase, ad orientazione NNE, appaiono concentrate nel settore centrale e costituiscono le estese depressioni tettoniche (graben) del Garda-Sarca e dell'Adige. In questo quadro di *peripheral bulge*, tutte le segnalazioni di strutture tettoniche estensionali del passato (Carton & Castaldini 1986; Baroni & Cremaschi, 1987) trovano un esauriente modello esplicativo.

4. IL MARGINE APPENNINICO

Lungo il margine appenninico padano le deformazioni hanno interagito con la sedimentazione creando una complessa geometria che permette di ricostruire con una certa precisione il contesto geodinamico sia come modalità che come età deformativa (Castellarin *et al.*, 1986; Castellarin & Vai, 1986). In generale, a partire dal Miocene i movimenti estensionali nel settore interno (occidentale) sono stati attivi contemporaneamente a quelli compressivi nei settori esterni (orientali) della catena. I settori in estensione sono migrati verso l'esterno della catena per cui le strutture distensive si sono sovrimpresse a quelle contrazionali precedenti. La cinematica e la dinamica di questo sistema sono ancora poco chiare e molti problemi rimangono aperti soprattutto riguardo alla simultaneità dei fenomeni. Inoltre, a partire dal Pleistocene medio, nonostante non sia presente una contrazione significativa (Castellarin & Vai, 1986), recenti lavori suggeriscono un'attività pleistocenica superiore recente del *thrust* bordiero (Amorosi *et al.*, 1996). In realtà, le sezioni sismiche evidenziano che le strutture pliocenico-pleistoceniche inferiori della parte esterna dell'avanfossa Adriatica sono saturate dai depositi medio pleistocenici-recenti.

4.1 Analisi strutturale del settore bolognese

Nel settore bolognese (Fig. 5) le principali caratteristiche della deformazione medio pleistocenica-Recente possono essere descritte utilizzando una sezione attraverso il bordo del rilievo (Fig. 6) condotta circa lungo la valle del Savena (Bertotti *et al.*, in stampa). Tra le strutture più pronunciate visibili nel settore il fascio deformativo della zona di Scascoli (SF in Fig. 5) è stato recentemente analizzato da Landuzzi *et al.* (in stampa). Si tratta di faglie normali immergenti a NE con angoli compresi tra 60 e 70°, che provocano un rigetto complessivo di oltre 500 m. Le deformazioni sono particolarmente visibili nei litotipi competenti del Gruppo del Bismantova, ma sono presenti anche nel sovrastante Pliocene, ove l'analisi strutturale delle ghiaie, presenti alla base in banchi alternati a peliti, ha prodotto un σ_3 coerente con le strutture

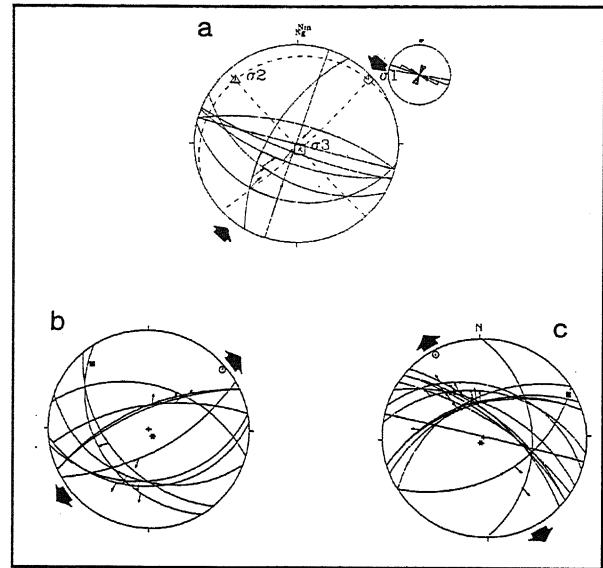


Fig. 3 - Ricostruzioni tensoriali (metodo Carey) effettuate su superfici striate di ciottoli del sito Monte S. Bartolomeo (Conglomerati inferiori, Messiniano); a) evento più antico; b) evento intermedio; c) evento più recente.

Palaeostress field reconstruction (Carey's method) from striated pebbles of Mt. S. Bartolomeo (Messinian, Lower Conglomerates). a), b) and c) refer to the oldest, intermediate and youngest event, respectively.

osservate (Fig. 7 da Fesce, 1987).

La struttura distensiva più importante, chiamata *Bologna Fault* da Bertotti *et al.* (in stampa) (BF in Fig. 5 e 6) è costituita da un fascio deformativo immergente a SW di circa 70° che nel settore interessato costituisce il limite settentrionale degli affioramenti pliocenici intrappenninici con un rigetto stimabile intorno ai 1000 m. Nel settore del crinale tra la Val di Zena e la Val d'Idice sono presenti una serie di strutture associate alla faglia principale sia con vergenza NE (antitetiche) che SW (sintetiche). Inoltre lungo la faglia principale sono presenti alcune scaglie tettoniche minori interpretabili come *duplex* estensionali. Per discutere l'età della sistema deformativo in questione bisogna notare che, nonostante la stratigrafia coinvolta non superi una età pliocenica inferiore, questa struttura esercita una notevole influenza sul corso d'acqua del T. Zena (Fig. 8) che si produce in una serie di meandri nell'attraversare il lembo di tetto e in un tratto rettilineo incassato in fianchi molto più acclivi attraversando il lembo di letto della struttura. Questi indizi, unitamente alle considerazioni che verranno sul settore pedecollinare suggeriscono che questa struttura sia ancora attiva.

Associate a questi sistemi in distensione sono le venute di fluidi tipicamente distribuite lungo tutto il versante appenninico padano (Borgia *et al.*, 1988). Presso il settore del crinale (Fig. 6) è presente metano con una forte impronta termogenica associato ad acque termali, mentre nei settori intermedi (per es. SF, Fig. 6) oltre al metano è presente olio e nei pressi della BF il metano di tipo biogenico prende il sopravvento, associato ad olio ed acque fredde (Borgia *et al.*, 1988). Questo tipo di distribuzione suggerisce che la profondità delle faglie lungo le quali avviene la risalita aumenti spostandosi verso il crinale.

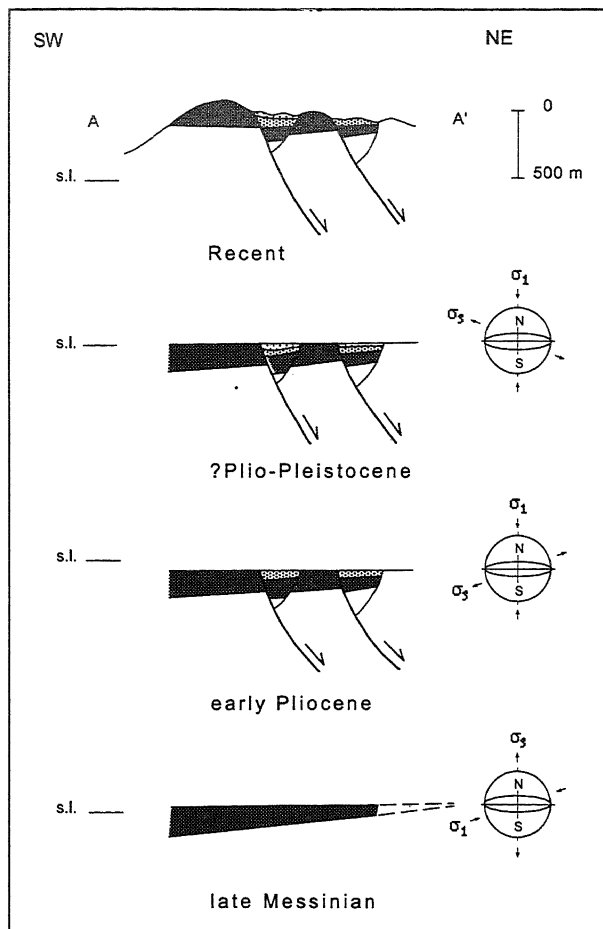


Fig. 4 - Sezione geologica (traccia in Fig. 2) del Monte S. Bartolomeo con ricostruzione della evoluzione strutturale.

Geological cross section and structural evolution of Mt. S. Bartolomeo (see Fig. 2 for location).

Per alcuni chilometri a Nord della BF, il settore comprendente gli ultimi rilievi e l'alta pianura risulta fortemente basculato verso la pianura con cerniera localizzata nel sottosuolo della pianura e deformato da alcune faglie distensive immergenti a NE (Pini, 1993). Il basculamento coinvolge sia gli intervalli quaternari affioranti che quelli in sottosuolo con una diminuzione della deformazione verso l'alto, che produce la già citata geometria *offlap* dei riflettori quaternari visibili in sismica. Il processo di basculamento è stato attivo sin dal Pleistocene medio ed ha causato l'immersione in media di circa 10° verso la pianura dell'unità nota come Sabbie Gialle. Inoltre Amorosi *et al.* (1996) hanno dimostrato che i terrazzi fluviali pleistocenici superiori-olocenici della parte valliva pedemontana sono analogamente basculati con ratei di $0.15^\circ/10.000$ anni. Questi dati dimostrano che tale processo è attivo dal Pleistocene medio fino all'Olocene con la stessa intensità di movimenti. L'innesco del basculamento ha prodotto la rapida progradazione verso NE del corpo marino marginale delle Sabbie Gialle. Il processo tettonico risentiva positivamente della erosione che avveniva nei settori meridionali, scaricando il settore in sollevamento ed alimentando il sistema progradante, e della deposizione che avveniva nei settori settentrionali aumentandone la subsidenza.

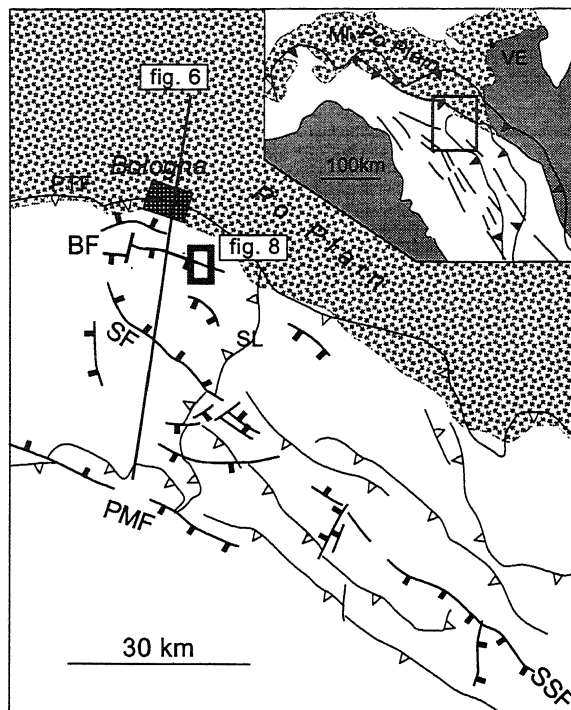
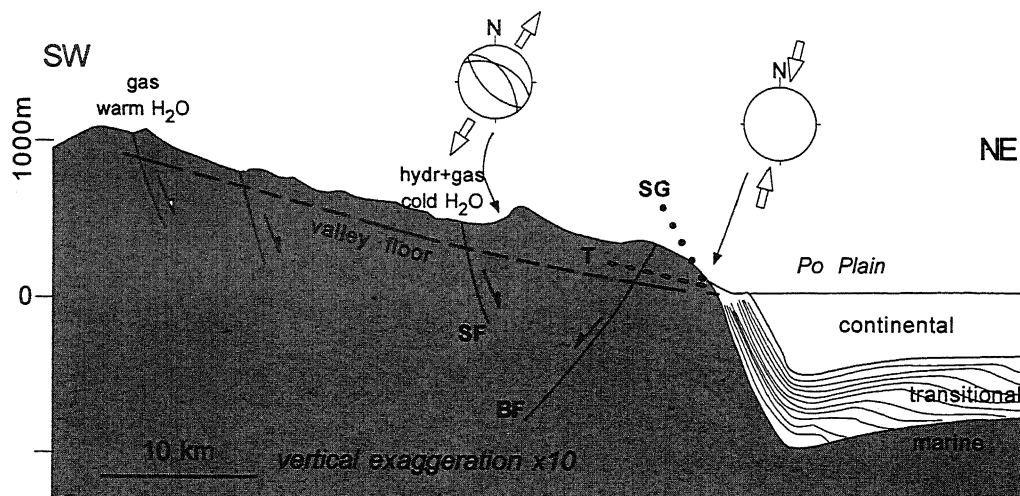


Fig. 5 - Schema strutturale del settore appenninico bolognese (da Bertotti *et al.*, in stampa). Sono riportate la traccia della sezione di Fig. 6 e la localizzazione della Fig. 8 (riquadro piccolo sulla BF). BF = faglia di Bologna; SF = faglia di Scascoli; PTF = *thrust* pedeappenninico; PMF = faglia di Porretta-Mugello; SSF = faglia di S. Sofia.

*Structural sketch of the Bologna Apennines (after Bertotti *et al.*, in press). The bold line is the trace of the cross section of Fig. 6 and the shaded quadrangle on BF is Fig. 8. BF = Bologna Fault; SF = Scascoli Fault; PTF = Pedeapenninic Thrust Front; PMF = Porretta Mugello Fault; SSF = S. Sofia Fault.*

E' interessante notare come le Sabbie Gialle affioranti siano state interessate da un campo di sforzi compressivo con asse di massimo sforzo orientato NNE-SSW (Fig. 6) ricostruito sia da Fesce (1987) sia da Ghiselli & Martelli (1997), i quali rilevano anche strutture legate a distensione. Questo campo di sforzi è associato a piccole faglie, le quali non scompaginano l'insieme tabulare dell'unità. Queste deformazioni comunque non sono associate al movimento del *thrust* principale (PTF di Boccaletti *et al.*, 1985), che risulta sigillato dai sedimenti pleistocenici (Pieri, 1983).

Nell'insieme, le deformazioni descritte vengono bene inquadrare in un sistema di faglie estensionali in cui una faglia listrica principale (BF in Figg. 5 e 6) immergente verso SW separa un settore di *hangingwall* interessato da numerose faglie antitetiche, la più importante delle quali è la SF (Figg. 5, 6), da un settore di *footwall* caratterizzato da un riaggiustamento flessurale, dovuto alla progressiva perdita di carico del settore in distensione, che provoca il suo basculamento verso NE. Nella zona di cerniera, caratterizzato da una concavità verso l'alto, è presente un campo di sforzi minore di tipo compressivo, che in questa interpretazione non viene associato a nessuna delle strutture contrazionali esistenti, che risultano già disattivate.



Schematic cross section along the Savena Valley, with indications of the palaeostress field and composition of fluid vents (after Bertotti *et al.*, in press). SG = projection of the bottom of Sabbie Gialle formation; T = projection of the Holocene tilted fluvial terraces (after Amorosi *et al.*, 1996).

Fig. 6 - Sezione schematica lungo la valle del T. Savena. Sono riportate le ricostruzioni tensoriali ed alcune delle faglie misurate, nonché la tipologia e localizzazione delle emissioni fluide (da Bertotti *et al.*, in stampa). SG = proiezione della base delle Sabbie Gialle; T = proiezione dei terrazzi vallivi olocenici basculati (da Amorosi *et al.*, 1996).

Possibili interpretazioni alternative di questa struttura pedeappenninica sono quella di accavallamento cieco (Boccaletti *et al.*, 1985) o affiorante (Amorosi *et al.*, 1996) o quella di un basculamento legato al sollevamento di tutta la catena appenninica (Argnani *et al.*, 1997). L'ipotesi compressiva di un *thrust* affiorante può essere scartata in quanto la sismica permette di osservare riflettori continui al piede del rilievo. Quella di *thrust* cieco non rende conto della geometria di *offlap* divergente che indica un basculamento dei depositi quaternari medio-superiori per uno sviluppo longitudinale di decine di chilometri; per legare la genesi di questa struttura ad un *thrust* cieco si dovrebbe ipotizzare uno spessore dell'unità in accavallamento circa dello stesso ordine di grandezza. Infine se ammettiamo che il basculamento dei depositi quaternari medio-superiori pedeappenninici sia legato al sollevamento di tutta la catena, dovremmo parimenti ammettere che negli ultimi 800.000 anni siano stati erosi volumi di roccia non verosimili. Infatti proiettando la paleosuperficie medio-pleistocenica del tetto affiorante delle Sabbie Gialle fino al crinale, si ottiene un'altezza compresa tra i 5 e gli 8 km a seconda dei settori.

5. CONSEGUENZE SULL'ASSETTO STRUTTURALE E SISMOTETTONICO

Le nuove osservazioni di questo lavoro documentano come i settori pedealpino e pedeappenninico siano attualmente sottoposti ad un regime tettonico distensivo.

Per quanto riguarda il bordo alpino compreso tra la Linea Schio-Vicenza ed il Lago di Como tale campo di sforzi è presente a partire dal Pliocene inferiore, ed è dovuto all'instaurarsi di una convessità litosferica legata al peripheral bulge dell'avampaese appenninico.

Le faglie distensive descritte nel versante padano degli Appennini settentrionali non sono un caso locale, ma sono presenti in altri settori, come quelli romagnolo (Faglia di S. Sofia; Landuzzi & Capozzi 1992) e umbromarchigiano (Barchi *et al.*, 1996). Inoltre i depositi quater-

nari medio superiori del versante padano-adriatico dell'Appennino sono caratterizzati molto spesso da geometrie simili a quelle descritte nel bolognese (Parea, 1987; Gasperi *et al.*, 1987; Bernini & Papani, 1987; ecc.). Nel nostro caso, queste strutture sono da mettersi in relazione alle distensioni tirreniche, che avrebbero coinvolto ampi settori del versante appenninico padano, di cui presentano le caratteristiche vergenze.

Da un punto di vista sismotettonico bisogna notare che pur non essendo nota la profondità di radicamento dei sistemi distensivi descritti, si suppone che questi siano abbastanza superficiali, venendo ad interessare presumibilmente i primi 10 km circa. Nel caso sudalpino, dato che l'inversione degli assi di sforzo è stata causata

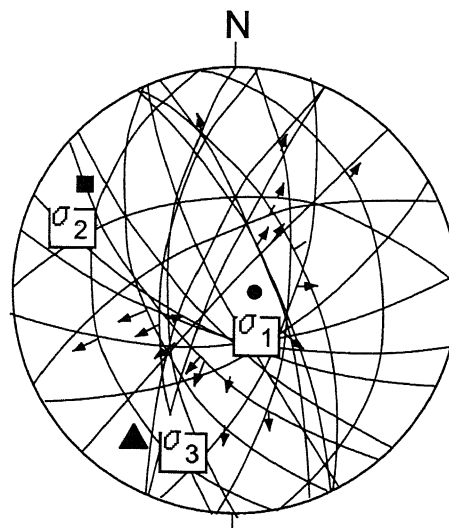


Fig. 7 - Ricostruzione del campo di stress post-compressivo, effettuata sui conglomerati del Pliocene inferiore nei pressi della faglia di Scascoli (da Fesce, 1987).

Post-compressional palaeostress reconstruction based on the Lower Pliocene conglomerates close to the Scascoli Fault (after Fesce, 1987).

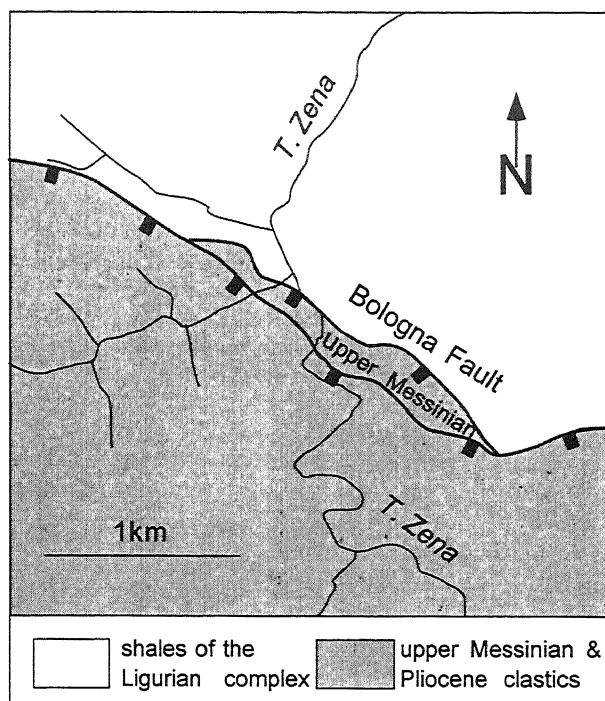


Fig. 8 - Schema morfologico attraverso la faglia di Bologna lungo la Val di Zena (da Bertotti *et al.*, in stampa): il torrente compie ampi meandri nel blocco ribassato, mentre intaglia una valle molto acclive passando nel lembo in sollevamento, ove il suo percorso si rettifica.

Morphological sketch along the Zena Valley crossing the Bologna Fault (after Bertotti et al., in press). The river forms meanders in the subsiding hangingwall, and is erosive and forms gullies in the footwall.

dal piegamento litosferico, è ipotizzabile che procedendo in profondità al di sotto di una "linea neutra", difficilmente posizionabile allo stato attuale delle ricerche, lo sforzo compressivo principale gradualmente ritorni orizzontale, in ragione della continuità del processo collisionale che lo determina. Anche nel caso dell'Appennino settentrionale, più difficile da inquadrare, è possibile che a livelli strutturali più profondi l'edificio della catena sia ancora influenzato dai processi collisionali subduttivi. Tuttavia è ancora di difficile ricostruzione un modello geodinamico che tenga conto in modo soddisfacente della coesistenza tra contrazione ed estensione in superficie ed in profondità (cf. Pialli & Alvarez, 1997).

Per questi motivi si ritiene comunque possibile la coesistenza di eventi sismici con caratteri compressivi in profondità che passino, attraverso una fascia a caratteri misti (σ_2 orizzontale), a sismi legati ad estensione in superficie.

Infine bisogna considerare che il settore padano, caratterizzato da una attiva subsidenza e dalla assenza di elementi che facciano supporre un campo di sforzi distensivo, sia ancora sottoposto ad un regime compressivo anche nei livelli strutturali superficiali.

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano i Proff. A. Castellarin e G.B. Vai ed i Dr. G.A. Pini, A. Landuzzi e M. Pizziole per le utili discus-

sioni. Ricerca eseguita con fondi MURST e CNR (CROP), titolare Prof. A. Castellarin.

BIBLIOGRAFIA

- Ambrosetti P., Bosi C., Carraro F., Ciaranfi N., Panizza M., Papani G., Vezzani L. & Zanferrari A., 1987 - *Neotectonic Map of Italy, Sheet 1. Quad. Ric. Scient.*, **4**, 114.
- Amorosi, A., Farina, M., Severi, P., Preti, D., Caporale, L. & Di Dio, G., 1996 - *Genetically related alluvial deposits across active fault zones: an example of alluvial fan-terrace correlation from the upper Quaternary of the southern Po Basin, Italy*. *Sediment. Geol.*, **102**, 275-295.
- Argnani A., Bernini M., Di Dio G.M., Papani G. & Rogledi S., 1997 - *Registrazione stratigrafica di eventi tettonici a scala crostale nei depositi quaternari del Nord-appennino*. Riassunti, Conv. AIQUA "Tettonica quaternaria del territorio italiano: conoscenze, problemi ed applicazioni", Parma 25-27 febbraio 1997, 43.
- Barchi M., Menichetti M., Pialli G., Merangola S., Tosti S. & Minelli G., 1996 - *Struttura della ruga marchigiana esterna nel settore di M. S. Vicino-M. Canfaieto*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **115**, 625-648.
- Bernini M. & Papani G., 1987 - *Alcune considerazioni sulla struttura del margine appenninico emiliano fra lo Stirone e l'Enza (e sue relazioni con il Sistema del Taro)*. *Acta Nat. «l'Ateneo Parmense»*, **23**, 219-240.
- Baroni C. & Cremaschi M., 1987 - *Geologia e Pedostratigrafia della collina di Ciliverghe (Brescia). Fasi glaciali, pedogenesi e sedimentazione loessica al margine alpino durante il Pleistocene*. *Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat.*, **23** (1986), 55-78.
- Baroni C., Bissolati G. & Vercesi P.L., 1996 - *Carta geologica delle Prealpi Bresciane tra la Val Vrenda ed il M. Pizzoccolo*. *Atti Tic. Sc. Terra*, 38.
- Bersezio R., 1993 - *The significance of Upper Cretaceous to Miocene clastic wedges in the deformation history of the Lombardian Southern Alps*. *Geol. Alpine*, **69**, 3-20.
- Bertotti G., Picotti V. & Cloetingh S., 1997 (in stampa) - *Lithospheric weakening during "retro-foreland" basin formation: tectonic evolution of the central South-Alpine foredeep*. *Tectonics*.
- Bertotti G., Capozzi R. & Picotti V., 1997 (in stampa) - *Extension controls Quaternary tectonics, geomorphology and sedimentation of the external N-Apennines and adjacent Po Plain (Italy)*. *Tectonophysics*.
- Boccaletti M., Coli M., Eva C., Ferrari G., Giglia G., Lazzarotto A., Merlanti F., Nicolich R., Papani G. & D. Postpischl, 1985 - *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. *Tectonophysics*, **117**, 7-38.
- Borgia G.C., Elmi C., & Ricchiuto T., 1988 - *Correlation by genetic properties of a shallow gas seepage in the Emilia Apennines (Northern Italy)*. *Org. Geochem.*, **13**, 319-324.
- Carminati E. & Siletto G.B., 1997 (in stampa) - *The effects of brittle-plastic transition in basement involved foreland belts: the Central Southern Alps case*

- (Northern Italy). Tectonophysics.
- Carey E. & Brunier B., 1974 - *Analyse thèorique et numerique d'un modèlo mècanique èlèmentaire appliqué à l'étude d'une population de failles*. C.R. Acad. Sci. Paris, **D279**, 891-894.
- Carraro F., Malaroda R., Piccoli G., Sturani C. & Venzo S., 1969 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 48: Peschiera del Garda*. Servizio Geologico d'Italia, 1-97.
- Carton A. & Castaldini D., 1986 - *Approfondimenti di morfotettonica tra il Lago di Garda ed il torrente Alpone (Provincia di Verona)*. Boll. Mus. Civ. St. Nat. Verona, **12** (1985), 461-491.
- Castellarin A., Eva C., Giglia G. & Vai G.B., 1986 - *Analisi strutturale del fronte appenninico padano*. Giorn. Geol., **47**, 47-75.
- Castellarin A. & Vai G.B., 1986 - *Southalpine versus Po Plain apenninic arcs*. In: C. Wezel (ed.), *The origin of arcs*. Developments Geotect., **21**, 253-280.
- Fesce A.M., 1987 - *Analisi micro e mesostrutturale dei conglomerati neogenici e pleistocenici del margine appenninico fra il bolognese e la Val Marecchia. Ricostruzioni tensoriali*. Tesi di Dottorato, Università of Bologna, 220 pp.
- Gasperi G., Cremaschi M., Mantovani Uguzzoni M.P., Cardarelli A., Cattani M. & Labate D., 1987 - *Evoluzione Plio-Quaternaria del margine appenninico modenese e dell'antistante pianura*. Note illustrative Carta Geologica, Mem. Soc. Geol. It., **39**, 375-431.
- Ghiselli F. & Martelli L., 1997 - *Evoluzione del margine appenninico-padano dal Pleistocene medio all'attuale: analisi strutturale delle Sabbie Gialle tra Scandiano (RE) e Rimini*. Riassunti, Conv. AIQUA "Tettonica quaternaria del territorio italiano: conoscenze, problemi ed applicazioni", Parma 25-27 febbraio 1997, 175-176.
- Landuzzi A. & Bernagozzi G. (con un contributo di Macchiavelli N.), 1997 (in stampa) - *Geologia e geomorfologia della paleofrana di Scascoli (Appennino Settentrionale, Bologna, Italia)*. Atti 5° Conv. Naz. Giovani Ricercatori in Geologia Applicata, Quad. Geol. Appl.
- Landuzzi A. & Capozzi R., 1992 - *L'Appennino romagnolo*. In: *Tettonica, Appennino Tosco-Emiliano*, Guide Geol. Region., **4**, S.G.I., BEMA, 67-71.
- Parea G.C., 1987 - *I terrazzi marini tardo-pleistocenici del fronte della catena appenninica in relazione alla geologia dell'avanfossa adriatica*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 1986, 913-936.
- Pialli G. & Alvarez W., 1997 - *Tectonic setting of the Miocene Northern Apennines: The problem of contemporaneous compression and extension*. In: A. Montanari, G.S. Odin & R. Coccioni (Eds.), *Miocene stratigraphy: an integrated approach*, Develop. Paleont. Strat., **15**, 167-185, Elsevier.
- Picotti V. Cantelli L. & Fesce A.M., 1995 - *Messinian to Recent evolution of the central Southern Alps: changing state of stress due to bulging of the Apennine foreland*. Terra Abs., **7**, suppl. 1, 170.
- Pieri M., 1983 - *Three seismic profiles through the Po Plain*. In: A.W. Bally (ed.), *Seismic Expression of Structural Styles*. A.A.P.G., Stud. in Geol., **15**(3.4.1)-8(3.4.), 1-26.
- Pieri M. & Groppi G., 1981 - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. Publ. n°414, P.F. Geodinamica, CNR, 23 pp.
- Pini G.A., 1993 - *Geological map of the Bologna area foothills*. STEP, Parma.
- Schmid S.M., Pfiffner O.A., Froitzheim N., Schönborn G. & Kissling E., 1996 - *Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps*. Tectonics, **15**, 1036-1064.

Ms. ricevuto il: 2. 5. 1997
 Inviato all'A. per la revisione il: 27. 9. 1997
 Testo definitivo ricevuto il: 10. 11. 1997

Ms received: May 2, 1997
 Sent to the A. for a revision: Sept. 27, 1997
 Final text received: Nov. 10, 1997