

L'AVANFOSSA ABRUZZESE FRA I FIUMI VOMANO E PESCARA NEL PLIOCENE INFERIORE:  
RAPPORTI FRA SEDIMENTAZIONE E TETTONICA(\*\*)

## INDICE

RIASSUNTO	pag. 375
ABSTRACT	" 375
PREMESSA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO	" 375
SEDIMENTAZIONE DI AVANFOSSA	" 375
FASI TETTONICHE E LORO INFLUENZA SULLA SEDIMENTAZIONE	" 378
TESTI CITATI	" 379

## RIASSUNTO

La successione di avanfossa è particolarmente continua e potente, nella sua fase di sprofondamento pliocenica inferiore, nel tratto fra i Fiumi Vomano e Nora ed è in *onlap* a Sud di quest'ultimo fino al F. Pescara contro un alto strutturale che costituisce il margine meridionale del bacino. In essa sono state riscontrate discordanze, corrispondenti a fasi deformative, che individuano altrettante sequenze deposizionali. La sequenza inferiore è marcata alla base, con una discordanza tettonica chiaramente visibile in sezioni sismiche, dai gessi messiniani. Essi costituiscono orizzonte di scioglimento di due *thrusts*, la struttura di Cellino e la struttura costiera, che si deformano ad anticlinale durante la sedimentazione del Pliocene inferiore (parte alta a *Globorotalia puncticulata*), influenzata pertanto dalla tettonica sinsedimentaria e lacunosa in corrispondenza degli alti strutturali. Nel sottosuolo profondo si identifica la struttura a delta con scaglie mesozoiche, che si incunea nella antistante sequenza inferiore. La sua traslazione, iniziata nella parte alta del Pliocene inferiore, determina un relativo retroscorrimento dell'anticlinale di Cellino. Anche il sollevamento della struttura costiera fa migrare verso l'interno il depocentro del bacino esterno compreso fra questa e la struttura di Cellino.

## ABSTRACT

The Abruzzo Foredeep between Vomano and Pescara Rivers in the Lower Pliocene: tectonics and sedimentation. The foredeep succession is particularly thick and continuous, in the lower Pliocene, between Vomano and Nora Rivers. It onlaps southward onto a structural high forming the southern border of the basin. Unconformities, due to deformation phases, define single depositional sequences. The lowest has a sismically clear basal unconformity on the Messinian gypsumiferous levels. They formed a décollement base of two thrusts, the Cellino and "Costiera" structures which arose as anticlines during the lower Pliocene sedimentation (*Globorotalia puncticulata* Cenozoone), and show therefore gaps in the structural highs. In the deep subsurface a "triangle" structure, with a Mesozoic core, translated into the fac-

ing lower depositional sequence. As a consequence, the Cellino anticline shows an east-dipping axial plane due to backthrusting. Similarly, during the "Costiera" structure deformation, the outer basin depocenter, migrated backward.

PAROLE CHIAVE: Avanfossa adriatica, Abruzzo, Pliocene inferiore.

KEY WORDS: Adriatic Foredeep, Abruzzo, Lower Pliocene.

## PREMESSA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Come è noto, l'avanfossa esprime l'effetto della subduzione di tipo A della placca adriatica, localmente detta apula, sotto l'Appennino (BALLY *et alii*, 1986). Sintesi effettuate in collaborazione fra Agip e Università nell'ultima decade hanno permesso di individuare i tempi di massimo sprofondamento dell'avanfossa in progressivo sfasamento verso SE (Pliocene inferiore in Abruzzo, medio in Molise, medio e superiore in Puglia, Pleistocene in Lucania). Meno nota è l'interpretazione di tale migrazione che può essere spiegata ritenendo i margini continentali fra le due zolle convergenti non paralleli ma formanti un angolo aperto a SE. La collisione continentale ha determinato nelle fasi più antiche, preplioceniche, lo sprofondamento dell'avanfossa nei suoi settori settentrionali; la subsidenza del Bacino abruzzese rappresenta un evento intermedio, la Fossa bradanica una fase più recente e il prospiciente Golfo di Taranto la dinamica attuale.

## SEDIMENTAZIONE DI AVANFOSSA

L'approccio sismostratigrafico ha consentito l'individuazione nel sottosuolo di alcune *unconformities*. Si sono così distinte le sequenze deposizionali, la cui corrispondenza in affioramento non è sempre chiara per diverse ragioni, quali la scarsità di esposizioni, la difficoltà di tarare il dato biostratigrafico di superficie con quello di sottosuolo, la cattiva qualità, talora, del segnale sismico.

Nel Bacino abruzzese la *Formazione della Laga* presenta il suo massimo sviluppo in spessore e area di affioramento ad Ovest della struttura della Montagna dei Fiori e della sua prosecuzione meridionale (membro pre-evaporitico); nella parte superiore affiorano lenti gessifere, gessarenitiche e calcarenitiche che rappresentano lo smantellamento di facies evaporitiche e loro risedimentazione conseguente ad una fase tettonica che determina la migrazione dell'avanfossa. Questa fase definisce un'importante discordanza, ben individuata con l'analisi sismostratigrafica (discordanza M).

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Pavia.

(\*\*) Lavoro finanziato coi fondi M.U.R.S.T., 40%.

L'esplorazione di superficie e di sottosuolo ha riconosciuto l'area in cui le sequenze deposizionali a tetto della discordanza M (fino a tutto il Pliocene inferiore) sono più complete dal F. Vomano al T. Nora (affluente del Pescara). In particolare lungo il F. Fino, nel tratto ad Ovest e a Sud di Montefino per 10 km, affiora una successione in giacitura monoclinale immergente a ENE, comprendente termini essenzialmente riferibili al Pliocene inferiore. In quest'area si verifica la favorevole situazione di poter abbinare l'analisi di facies di superficie con lo studio nel sottosuolo delle stesse successioni affioranti. I carotaggi elettrici permettono la ricostruzione geometrica dei sistemi deposizionali e quindi di individuare singolarmente i corpi torbiditici in dettaglio ove i pozzi sono molto ravvicinati (campo Cellino, 36 pozzi in 24 Km<sup>2</sup> circa) e con sufficiente sicurezza anche nelle aree limitrofe, specie in sezione longitudinale. Lo studio delle elettrofacies di sottosuolo costituisce quindi il necessario complemento all'analisi di facies degli affioramenti, che si trovano di norma spostati ad Ovest di pochi chilometri rispetto alla zona di esplorazione mineraria.

Il sollevamento che ha permesso l'esposizione di tali depositi torbiditici è stato accompagnato da un'intensa deformazione che rende difficile la ricostruzione della successione nella sua totalità e le valutazioni di spessore.

Dati litostratigrafici più completi ed attendibili risultano invece dall'esplorazione di sottosuolo che ha interessato soprattutto un'anticlinale tettonicamente poco disturbata, sede di un campo mineralizzato a gas (Campo Cellino, CASNEDI *et alii*, 1976). Ciò ha indotto a formalizzare come *Formazione Cellino* il Pliocene inferiore dell'avanzata abruzzese, dando come sezione tipo la colonna del Cellino 2 e distinguendo diversi membri sulla base dell'elettrofacies (CASNEDI, 1983). Successivamente lo studio su base sismostratigrafica (ORI *et alii*, 1991) ha rilevato che la colonna del Cellino 2 è incompleta nella parte superiore. Ciò è dovuto alla posizione del Cellino 2 e di gran parte dei pozzi Cellino, situati, per le esigenze della ricerca di idrocarburi, nella fascia di cerniera anticlinale. Tale struttura si sollevò durante la sedimentazione e pertanto presenta delle lacune nella parte superiore.

La colonna stratigrafica che viene presentata in questa sede è più completa, anche se risente degli effetti di diverse fasi tettoniche sinsedimentarie che hanno causato quattro discordanze maggiori, la prima a tetto dei gessi messiniani (discordanza M) la seconda e terza nella parte alta del Pliocene inferiore (LP1 e LP2) mentre l'ultima corrisponde alla discordanza regionale che marca la base del Pliocene medio e superiore. Le discordanze definiscono quindi tre sequenze deposizionali: la prima, di maggior spessore, con base messiniana e sviluppata nel Pliocene inferiore a *Sphaeroidinellopsis* e a *Globorotalia margaritae*, le altre due (LP1 e LP2) del Pliocene inferiore a *Gl. puncticulata*. La successione tipo risulta dai dati integrati dei pozzi Fino 1 e Poggioragone 1 (in figura), quest'ultimo in prossimità della serie di superficie affiorante lungo il F. Fino a monte di Montefino.

La sequenza deposizionale M inizia con una successione essenzialmente pelitica, comprendente in basso circa 600 m di argille marnose, e cioè il membro post-evaporitico della *Formazione della Laga* (o la parte corrispondente della *Gessoso-solfifera*); seguono alcuni metri di conglomerati (o breccie o calcareniti) che costi-

tuiscono un buon *marker* di sottosuolo per la loro alta resistività, ben correlabile nell'area considerata. Essi appartengono già al Pliocene inferiore, in quanto inclusi in argille a *Uvigerina utila* ecc. Sopra i conglomerati si sviluppano circa 200 m di argille (membro F della *Formazione Cellino*) del Pliocene inferiore a *Sphaeroidinellopsis*.

A tetto inizia una successione prevalentemente arenitica (membro E) costituita da coppie sabbia-argilla. I corpi sabbiosi, che possono superare i 20 m di spessore, sono costituiti da sabbie o arenarie amalgamate, con sottili e discontinui diaframmi argillosi. I corpi argillosi, di spessori quasi analoghi, contengono fitte alternanze tipo *thin bedded turbidites*. Le geometrie dei corpi sono uniformi anche su distanze di 40 Km in senso longitudinale e appaiono in sismica come riflettori piano-paralleli e continui: i carotaggi elettrici mostrano perfetta correlabilità picco a picco (CASNEDI *et alii*, 1979). Si tratta di un *sheet complex* (o *lobe-complex* di MUTTI, 1985). A Sud, oltre il Pozzo Bonanno 1 si verifica un improvviso *onlap* contro l'alto rappresentato dalla struttura del Cigno; solo i tre corpi sabbiosi sommitali della successione arenitica oltrepassano la scarpata di questa struttura sinsedimentaria e affiorano ai suoi margini.

Le migliori esposizioni di questa litozona arenitica si osservano lungo le Valli del Fino e suoi affluenti e nei dintorni di Montebello di Bertona (*Montebello sandstones* di GHISETTI & VEZZANI, 1988). Lo spessore, valutato con le perforazioni, è di circa 700 m interamente ascrivibili al Pliocene inferiore a *Globorotalia margaritae*.

La parte superiore della sequenza deposizionale comprende argille con rare intercalazioni arenacee (membro D della *Formazione Cellino*) per uno spessore di circa 200 m, coppie di corpi sabbiosi e argillosi, (membro C, 60 m) litologicamente molto simile all'E e con analoga correlabilità su grandi distanze e infine una successione argillosa con megatorbiditi (sismotorbiditi?) - membro B - che si ispessisce notevolmente verso Sud fino a superare i 1000 m. Nella parte alta si verifica il passaggio alla biozona a *Gl. puncticulata*.

Un orizzonte a torbiditi arenaceo-argilloso compatte di circa 100 m di spessore che delinea un marcato rilievo morfologico (Corpo di Appignano), affiorante dalla Valle del Vomano (Monte Gualtieri) fino ad Est di Montebello di Bertona, segna l'inizio della sequenza deposizionale LP1 (membro A della *Formazione Cellino*). L'esame sul terreno e sui carotaggi elettrici mostra che tale corpo a Nord (Monte Gualtieri) è più massiccio, con sabbie prevalenti, mentre a partire da Appignano verso Sud si sfrangia in singoli corpi torbiditici più sottili. La discordanza basale, poco riconoscibile in affioramento, è ben marcata verso Est dalla sismica. Seguono circa 300 m di prevalenti argille.

Una ben definita bancata arenaceo-sabbiosa in risalto morfologico (Corpo di Montefino) affiora con sviluppo e spessore analogo ad Est del Corpo di Appignano. L'ambiente di sedimentazione può essere di *channel-lobe transition*. Nel sottosuolo è discontinuo in quanto si assottiglia bruscamente verso Est e pertanto viene attraversato da pochissimi pozzi. Alla base è posta la discordanza LP2. A tetto seguono poche decine di metri di argille a *Globorotalia puncticulata*, cui si sovrappongono argille a *Gl. crassaformis* o direttamente a *Gl. inflata* in discordanza di difficile riconoscimento sul terreno, stante l'uniformità litologica

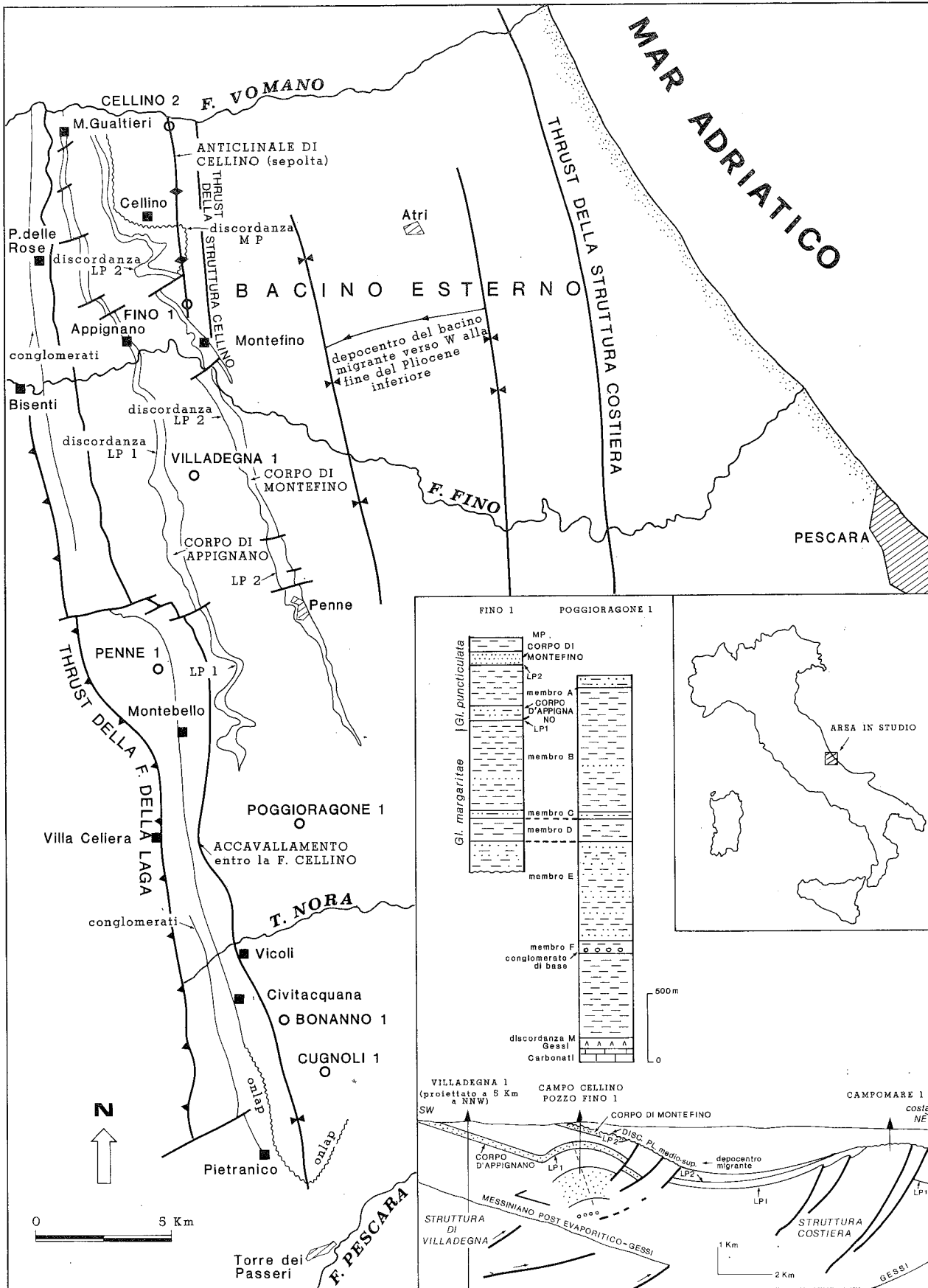


Fig. 1 - Schema geologico della zona in studio con le località e i pozzi riportati nel testo. Sezioni stratigrafica e geologica nel riquadro.

e l'assenza di stratificazione evidente. Si tratta della ben nota "trasgressione" del Pliocene medio e superiore, descritta localmente da CRESCENTI (1971). In realtà non si registrano evidenti fasi di emersione ma una lacuna stratigrafica determinata da un'intensa fase erosiva. L'erosione è più marcata nel settore meridionale dell'area considerata, ove il Pliocene medio manca, mentre lungo il Vomano esso è ben rappresentato. La discordanza corrispondente (MP1) è evidente nelle sezioni sismiche (ORI *et alii*, 1991).

## FASI TETTONICHE E LORO INFLUENZA SULLA SEDIMENTAZIONE

Le deformazioni che coinvolsero tutto il settore centrale della catena appenninica in seguito al raccorciamento crostale presentano le loro manifestazioni più evidenti nelle successioni carbonatiche (AUTORI VARI, CROP 11) fra cui il sovrascorrimento del Gran Sasso costituisce l'evento più esterno in affioramento (GHSETTI & VEZZANI, 1988; 1991). Nella fascia antistante vennero coinvolte, nel Pliocene inferiore, tutta la successione clastica di copertura e, nel sottosuolo, anche scaglie tettoniche carbonatiche poco deformate al loro interno (ad esempio la scaglia di Villadegna, BALLY *et alii*, 1986).

Nel Bacino abruzzese la prima fase di sprofondamento dell'avanfossa è di età messiniana. Un potente accumulo di torbiditi (*Formazione della Laga*) compensò l'intensa subsidenza. La paleogeografia messiniana vede l'Avanfossa abruzzese disposta secondo una fascia le cui dimensioni trasversali dovevano essere ben più ampie rispetto all'attuale distribuzione in superficie e nel sottosuolo della *F. della Laga* che risentì degli effetti del raccorciamento geodinamico pliocenico. Attualmente la *Laga* si estende per una larghezza di 70 km (Antrodoco 1-Villadegna 1) mentre in *restored cross-section* si assume un valore più che doppio. Il bordo orientale, che non ha subito importanti traslazioni orizzontali, è ora situato sotto la copertura pliocenica, in corrispondenza dell'allineamento Cellino-Poggiogione 1, ove il Messiniano è invece rappresentato da sottili livelli della *Gessoso-Solfifera*.

Nella parte alta del Messiniano la discordanza riscontrata con la sismica in corrispondenza ai livelli gessiferi (discordanza M) è di chiara origine tettonica: questa superficie rappresenta un piano di scivolamento (*sole thrust*) che darà in seguito origine a strutture plicative profonde.

Nell'area considerata una fase di marcata subsidenza si verificò alla fine del Messiniano. Essa è testimoniata da facies di mare profondo, essenzialmente marne, cui seguono conglomerati risedimentati (base della *Formazione Cellino*). Essi hanno uno sviluppo areale che comprende praticamente tutto il bacino, in quanto si rinvennero in affioramento lungo una fascia dal Vomano fino a Torre dei Passeri sul Pescara, con ripetizioni di origine tettonica (CENTAMORE *et alii*, in stampa) e sono stati inoltre attraversati da tutti i pozzi profondi dell'area antistante, fino a profondità di oltre 2400 m. Dopo un periodo di sottoalimentazione, durante il Pliocene inferiore, l'avanfossa iniziò a richiamare una sedimentazione torbiditica a spessi banchi amalgamati di provenienza in gran parte settentrionale (membro E della *Formazione Cellino*), e dopo una fase di stasi (membro D), nuovamente con una riatti-

vazione (membro C). Questi tre eventi (conglomerati, base dell'E e del C) non indicano delle discordanze - le correlazioni con i carotaggi elettrici sono parallele - ma corrispondono probabilmente a concordanze correlative di eventi tettonici verificatisi in aree limitrofe.

In questa fase si verificò il parziale colmamento del bacino, il cui asse depocentrale era situato lungo l'allineamento NNW-SSE Cellino-Cugnoli. La geometria dei corpi, tabulare e di estensione in tutta l'area del bacino, senza apprezzabili variazioni di spessore, dimostra l'assenza di tettonica sinsedimentaria. A Sud il bacino venne chiuso dal sollevamento della struttura del Cigno che costituiva una scarpata marginale contro la quale terminavano i corpi torbiditici. Pertanto, a partire dai dati di sottosuolo del Bonanno 1, la parte inferiore della successione manca per *onlap* contro questo alto strutturale (alto del Campo Cigno).

A questo punto (parte alta della zona a *Gl. margaritae*) l'avanfossa iniziò a sprofondare nella sua parte meridionale; lo testimoniano i forti ispessimenti dei corpi torbiditici in questa direzione (membro B). Si noti che la subsidenza differenziale (CASNEDI, 1986) avvenne in modo graduale - non si notano discordanze all'interno della sequenza - per un'entità, testimoniata dallo spessore dei sedimenti, di oltre 1000 m nel settore meridionale cui fanno riscontro circa 300 m nel settore settentrionale (a cui si possono aggiungere circa 200 m di sezione erosa). Lo sprofondamento fu probabilmente accompagnato da scosse sismiche che innescavano correnti di torbidità ad alto volume: i singoli eventi torbiditici hanno volume superiore rispetto ai corpi sottostanti, chiaramente amalgamati.

Importanti fasi di raccorciamento si realizzarono nella parte alta del Pliocene inferiore (zona a *Gl. punctulata*), documentate da due discordanze maggiori (LP1 e LP2). Le deformazioni principali sono le seguenti:

sovrascorrimento e incuneamento della struttura a delta di Villadegna (BALLY *et alii*, 1986) entro sedimenti profondi di età presumibile del Pliocene inferiore; essi sono infatti decisamente al di sopra di piani di scivolamento individuati dalla sismica in corrispondenza al riflettore dei gessi;

retroscorrimento relativo dei sedimenti di età analoga che ricoprono tale cuneo;

deformazione della *Formazione della Laga* e suo accavallamento a *piggy back* sulla *Cellino* secondo una linea affiorante da Bisenti a Villa Celiera a Pietranico (CENTAMORE *et alii*, in stampa).

Il raccorciamento produsse sollevamenti della fascia interna della *Formazione Cellino*: i conglomerati di base affiorano in giacitura verticale con ripetuti piegamenti; faglie inverse si trovano lungo l'allineamento Poggio delle Rose-Montebello-Vicoli, o nel sottosuolo come nel Penne 1 in cui la successione viene attraversata due volte, con un rigetto di oltre 1000 metri

Formazione dell'anticlinale di Cellino, retrovergente in conseguenza del citato retroscorrimento. La vergenza ad Ovest è chiaramente messa in evidenza dall'esplorazione mineraria: la mineralizzazione ad idrocarburi nella cerniera dell'anticlinale si dispone in *pools* in posizione progressivamente più orientale con la profondità (CASNEDI, 1983, 1991), in conseguenza dell'inclinazione ad Est dell'asse. Detto asse si dispone in direzione N-S e quindi divergente rispetto alle altre strutture NNW-SSE. Pertanto la culminazione si avvicina progressivamente agli affioramenti allineati NNW-SSE

del corpo di Montefino, che nel Fino 1 sono direttamente sovrapposti alla culminazione stessa. Faglie trasversali sbloccano l'anticlinale in diversi elementi separati. La discordanza LP1, alla base del corpo di Appignano, segna l'inizio di questa fase di sollevamento.

La discordanza LP2, alla base del corpo di Montefino, registra un sollevamento già in atto. Detto corpo si sedimentava infatti sul fianco dell'anticlinale e quindi ha un andamento discontinuo, in assottigliamento verso Est, fino a scomparire in zona di cerniera (pozzi Cellino), oppure eroso dalla discordanza superiore, medio-suprapliocenica.

Di formazione più recente, dal Pliocene inferiore al superiore, è la subsidenza del Bacino abruzzese esterno, situato fra l'anticlinale di Cellino ed una nuova struttura, detta di Campomare (CRESCENTI *et alii*, 1980) o costiera (ORI *et alii*, 1991), che prosegue a Nord fino al Conero. Verso la fine del Pliocene inferiore il deposito di questo bacino migrò verso Ovest (*backward shifting*), a causa del sollevamento di quest'ultima. Le sequenze deposizionali LP1 e LP2 presentano infatti spessori crescenti in questa direzione.

#### TESTI CITATI

- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257-310.
- CASNEDI R. (1983) - *Hydrocarbon-bearing submarine fan-system of Cellino Formation, Central Italy*. AAPG Bull., **67**, 359-370.
- CASNEDI R. (1986) - *Effetti della subsidenza sulla geometria di corpi terrigeni nel Pliocene inferiore abruzzese*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 157-162.
- CASNEDI R. (1991) - *Hydrocarbon accumulation in turbidites in migrating Basins of the southern Adriatic Foredeep (Italy)*. A. Bouma and B. Carter Eds.: *Facies Models in Exploration and Development of Hydrocarbon and Ore Deposits*. VSP, 219-233, Amsterdam.
- CASNEDI R., FOLLADOR U. & MORUZZI G. (1976) - *Geologia del Campo gassifero di Cellino (Abruzzo)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 891-901.
- CASNEDI R., MORUZZI G. & MUTTI E. (1979) - *Correlazioni elettriche di lobi deposizionali torbiditici nel Pliocene inferiore del sottosuolo abruzzese*. Mem. Soc. Geol. It., **18**, 23-30.
- CENTAMORE E., BIGI G., BIGI S., BERTI D., & MICARELLI A. (in stampa) - *Nuovi dati sui depositi neogenici di Avanfossa del Pescara*.
- CRESCENTI U. (1971) - *Osservazioni sul Pliocene degli Abruzzi settentrionali: la trasgressione del Pliocene medio e superiore*. Boll. Soc. Geol. It., **90**, 3-21.
- CRESCENTI U., D'AMATO C., BALDUZZI A. & TONNA M. (1980) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo abruzzese-marchigiano tra Ascoli Piceno e Pescara*. Geol. Romana, **19**, 63-84.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1988) - *Geometric and kinematic complexities in the Marche-Abruzzi external zones (Central Apennines, Italy)*. Geol. Rundschau, **77**, 63-78.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1991) - *Thrust belt development in the Central Apennines (Italy): Northward polarity of thrusting and out-of-sequence deformations in the Gran Sasso Chain*. Tectonics, **10**, 904-919.
- MUTTI E. (1985) - *Turbidite systems and their relations to depositional sequences*. In: G.G. Zuffa (cur.): *Provenance of arenites*, NATO-ASI, **65-93**.
- ORI G.G., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M.L. & MOSNA S. (1991) - *The Pliocene-Pleistocene Adriatic Foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology*. 3rd E.A.P.G. Conference, May 1991, Adriatic Foredeep Field trip Guide book. 1-85.

