

**IL SEGMENTO SICANO DELLA CATENA SUD-TIRRENICA:  
BACINI NEOGENICI E DEFORMAZIONE ATTIVA(\*\*)**

## INDICE

RIASSUNTO	pag. 491
ABSTRACT	" 491
INTRODUZIONE	" 492
STRATIGRAFIA DEL MULTISTRATO SEDIMENTARIO DEFORMATO	" 493
<i>Il substrato carbonatico</i>	" 493
<i>Le coperture terrigene terziaria</i>	" 493
<i>I riempimenti dei bacini sintettonici</i>	" 494
TETTONICA	" 494
<i>Gerarchia dei thrust</i>	" 494
<i>Età della deformazione</i>	" 495
<i>Età e ruolo della tettonica distensiva</i>	" 495
LE SEZIONI GEOLOGICHE	" 495
<i>Settore occidentale</i>	" 496
<i>Bacino del Belice</i>	" 496
<i>Bacino di Sambuca</i>	" 497
<i>Bacino del Carboj</i>	" 499
<i>Bacini di Sciacca e di Caltabellotta</i>	" 500
<i>Settore orientale</i>	" 500
<i>Area del Sosio</i>	" 501
<i>Bacino di Burgio-Ribera</i>	" 502
<i>Area di Castronuovo</i>	" 502
SEZIONI GEOLOGICHE REGIONALI	" 503
DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	" 504
<i>Cronologia degli eventi tettonici di compressione</i>	" 504
<i>Modello cinematico</i>	" 505
<i>Evoluzione delle strutture</i>	" 506
BIBLIOGRAFIA	" 506

## RIASSUNTO

Sulla base di un contributo di dati originale vengono discussi alcuni aspetti legati alla tettonica di sovrascorrimento ed alla stratigrafia dei depositi sintettonici nel settore centro-occidentale dei Monti Sicani (Sicilia occidentale). L'area studiata costituisce un settore esterno della catena sicula che si presta particolarmente agli studi sulla cinematica della deformazione tardo neogenica e quaternaria; la complessità strutturale e la bontà delle esposizioni del substrato deformato e dei bacini satelliti, insieme con i dati di sottosuolo disponibili, ne fanno un'area chiave per la comprensione dei processi di deformazione superficiale e profonda della catena. I profili geologici evidenziano il fatto che le strutture attualmente osservabili in superficie, formatesi tra il Messiniano ed il Pleistocene inferiore, ereditano ampiamente le strutture da *duplex* più antiche. I *duplex* si sono individuati nel substrato carbonatico mesozoico, mentre le coperture terziarie sono state scolate passivamente al di sopra di essi come un complesso di "roof-thrust". Dalle informazioni raccolte si evince che il *roof-thrust*, durante le prime fasi di accrezione, non è stato troncato in superficie dalle faglie attive nel substrato carbonatico mesozoico. Sulla base di questa constatazione e considerando l'età

di importanti superfici di discordanza riscontrate nelle coperture terziarie, si conclude che l'inizio della tettonica compressiva nota in quest'area deve essere abbondantemente retrodatato. Le fasi più antiche della deformazione vengono ascritte al Miocene inferiore-medio per l'accrezione di tipo *duplex*; al contempo, vengono riconosciuti e datati numerosi eventi di riattivazione dei *thrust* a partire dal Messiniano superiore, quando la catena era sostanzialmente già formata, fino al Pleistocene inferiore, epoca in cui un piegamento in superficie piuttosto blando accompagna gli ultimi eventi riconosciuti di accrezione al fronte più esterno in offshore. Le informazioni oggi disponibili sulla cronologia e sulle modalità di propagazione dei sovrascorrimenti in questo settore indicano, al di là di ogni ragionevole dubbio, che i *thrust* sono stati contemporaneamente attivi attraverso un segmento di catena esteso oltre cinquanta chilometri, secondo diversi eventi di deformazione succedutisi durante gli ultimi sei milioni di anni. Ciò metterebbe in discussione l'applicabilità integrale del modello della "piggyback sequence of thrusting" almeno in questo settore di catena e nell'arco di tempo considerato.

## ABSTRACT

The thrust propagation in the Sicani Mountains (western Sicily) and the late Neogene evolution of the related satellite basins are illustrated by three regional profiles constructed by number of new geologic cross-sections of minor scale. The geologic profiles, based on both original outcrop data and published subsurface informations from wells and offshore seismics, have been constructed taking into account the general rules of cross-section balancing. The thrust propagation events are dated mainly using the stratal pattern modifications observed in the syntectonic basin-fill. The evolution of the Sicani segment passed through three fundamental stages: during an early phase of deformation, duplexes of Meso-Cenozoic carbonates, both platform and basin-derived, developed under a roof-thrust complex consisting mainly of Tertiary siliciclastic shelf deposits. The roof-thrust is supposed to be involved at first in wide detachment folds that were affected by progressive uplift and hinge erosional truncations since the lowermost Miocene times. The angular unconformity pointed out at the base of the Aquitanian-Burdigalian Glauconitic horizons post-date the first phase of deformation, that consequently appear considerably older than the estimations provided by the recent literature. A new phase of the deformation began since the upper Miocene and appear characterised by the contemporaneous activity of younger emergent thrust fronts involving both the Meso-Cenozoic duplex and the roof-thrust complex. The age constraints, provided by the high-resolution biostratigraphy coupled with the sequence stratigraphic interpretations of the Messinian-early Pleistocene syntectonic basin-fill, dated the latest deformative events characterised by the growth of fault-related folds and minor thrusting. All these events appear to be present across the whole sector of the belt with very similar ages. On these basis, a new kinematic model of the Sicani segment is proposed: alternatively to the fundamental assumptions of the classical "piggyback sequence of thrusting", the scheme emphasises the contemporaneous activity of the thrusts and the fault plane-reactivations documented across the 50 km-wide array of the Sicani thrusts for the last six millions of years.

(\*)Dipartimento di Geologia e Geodesia - Università di Palermo.

(\*\*)Lavoro eseguito con fondi CNR.CT 1992, 1993, 1994 e MURST 40% e 60% 1992, 1993, 1994 (responsabile prof. R. CATALANO), e con il fondo CNR 95.00389.CT05 P. DI STEFANO.

PAROLE CHIAVE: Sicilia Occidentale, Monti Sicani, Cronologia del thrusting, Avampose, Bacini satelliti.

KEY WORDS: Western Sicily, Sicani Mountains, Thrust timing, Foredeep, Piggyback basins.

## INTRODUZIONE

Le strutture affioranti nell'area dei Monti Sicani occupano nell'orogene siculo una posizione intermedia tra la catena emergente lungo la costa tirrenica dell'isola, e le aree di avampose sommerse a sud nel Canale di Sicilia. Nel loro insieme i monti Sicani costituiscono un importantissimo tassello per la ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica e strutturale della regione centro-mediterranea, esponendo in un edificio dalla complessa geometria, strutture che derivano dalla deformazione di tre diversi paleodomini mesozoici insieme con frammenti dell'originario substrato sedimentario tardo-paleozoico.

Quest'area (Fig. 1; Figg. 1 e 2 della Tav. f.t.) è geologicamente nota attraverso moderni studi di carattere stratigrafico e tettonico che risalgono agli anni '70 (BROQUET, 1970; CATALANO & MONTANARI, 1979; MASCELE, 1979). I contributi più significativi degli ultimi anni (CATALANO *et alii*, 1988, 1991; DI STEFANO & GULLO, 1986, 1993; MONTANARI, 1989; MONTANARI & PANZANELLI-FRATONI, 1990; FLUGEL *et alii*, 1991; GULLO & VITALE, 1986; GULLO, 1993; tra gli altri) ne hanno approfondito, sia pure in contraddittorio, soprattutto gli aspetti stratigrafici, ed in particolare per ciò che riguarda il complesso alloctono di base costituito dalla "Formazione Lercara" *auct.*, ed dai "Calcari con selce" triassici che costituiscono gran parte degli affioramenti tipici di questo settore. Va evidenziato come nel contempo siano veramente pochissimi i lavori pubblicati di recente circa le caratteristiche strutturali di questo segmento di catena, se si escludono alcuni lavori

di impronta regionale (HILL & HAYWARD 1988; ROURE *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1991; CATALANO *et alii*, 1993a, 1995b), peraltro non dettagliati nell'esposizione del supporto di dati a scala locale, e di un paio di lavori che, nel quadro dell'evoluzione strutturale della Sicilia, riportano degli esempi di dettaglio dall'area (OLDOW *et alii*, 1990; DI STEFANO & VITALE, 1993).

Come contributo alla conoscenza strutturale dell'area secondo moderne vedute, questo lavoro intende innanzitutto presentare un nuovo schema strutturale ed alcune sezioni geologiche a media e grande scala messe a punto a seguito di alcune campagne di rilevamento geologico eseguite per varie finalità a partire dalla fine degli anni '80, ed elaborate tenendo conto delle principali regole del bilanciamento geometrico dei corpi rocciosi. Il presente lavoro rientra nel progetto di ricerca sull'evoluzione stratigrafica e tettonica della catena Sicula portato avanti negli ultimi anni dal Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università di Palermo, attraverso studi di superficie e di stratigrafia sismica negli offshore dell'isola. Questi studi hanno lo scopo di creare una base di dati moderna e razionale che possa integrare, attraverso una valutazione critica, dati stratigrafici di alta risoluzione con dati strutturali, nell'intento di valutare con la massima precisione possibile sia la cinematica di crescita delle strutture sia la propagazione delle deformazioni dei corpi che sono sovrascorsi in una certa progressione verso l'avampose.

Il presente studio costituisce in particolare il primo tentativo, per quest'area, di integrare interpretazioni stratigrafico-sequenziali nelle coperture sintettoniche ed analisi strutturale a media e grande scala. Il vantaggio di una tale applicazione consiste soprattutto nell'evidenziare le relazioni fisiche e temporali tra strutture in crescita e modificazioni nel pattern stratale all'interno dei bacini neogenici (sintettonici). Il riempimento di questi è composto da una serie di corpi rocciosi con valore cronostatigrafico costituiti da sequenze

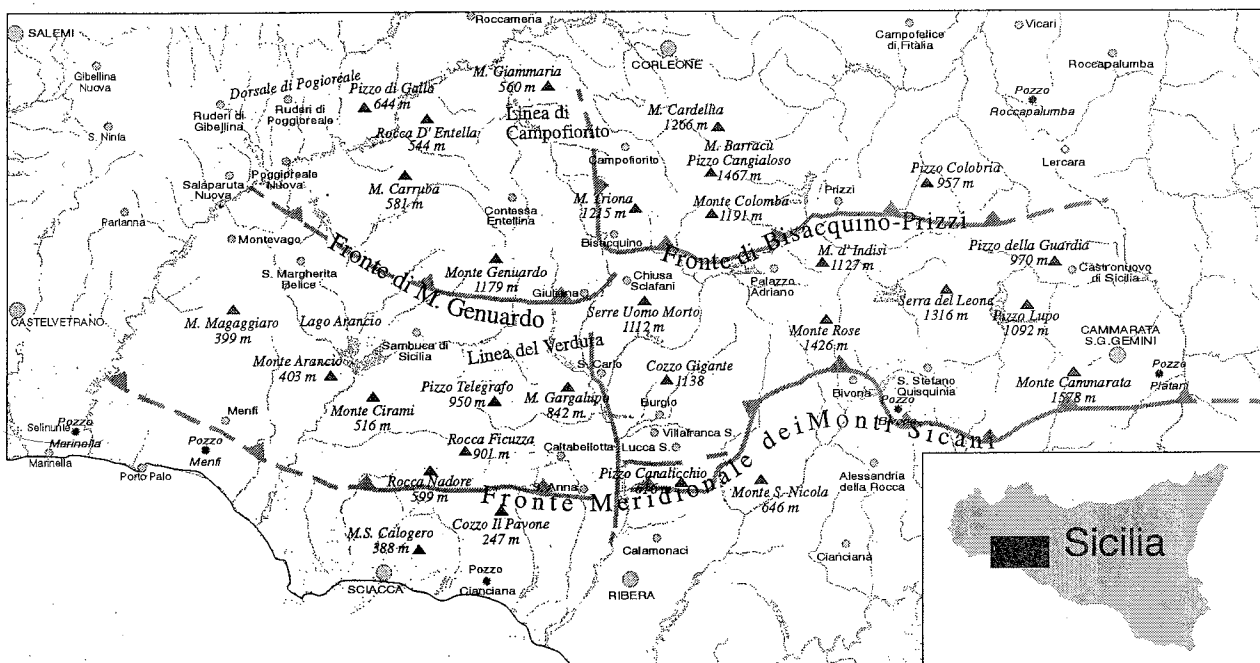


Fig. 1 - Carta schematica dell'area studiata, con la localizzazione dei toponimi citati nel testo e dei fronti di sovraccorrimiento principali nei Monti Sicani.



di singole unità tettoniche; spessori per un ammontare di oltre 700 m e comunque estremamente variabili, come evidenziato da numerosi S.E.V. effettuati per ricerche idriche a vasta scala, sono legati alla complessa deformazione come più dettagliatamente espresso in seguito.

#### I riempimenti dei bacini sintettonici

Sono presenti in questo settore alcuni bacini satelliti i cui riempimenti, di solito di spessore relativamente modesto, lasciano pensare che nell'area non si sia formata una vera e propria avanfossa. I riempimenti di tali bacini sono costituiti da evaporiti e gessi clastici, calcari marnosi, argilliti, sabbie e calcareniti, più rari corpi conglomeratici, comunque legate all'attività di progradazione di piattaforme a sedimentazione terrigena o mista ed ai loro margini, ed hanno una età compresa tra il Messiniano superiore ed il Pleistocene inferiore. I dati stratigrafici oggi disponibili su questi terreni sono di risoluzione assai maggiore rispetto a quelli del Miocene medio-inferiore e dell'Oligocene superiore-medio; lo strumento stratigrafico di riferimento è rappresentato dallo schema cronostratigrafico del Plio-Pleistocene della Sicilia e del Mediterraneo Centrale (CATALANO *et alii*, 1993a) e di recente messo a punto da CATALANO *et alii* (1995a). Questo schema è qui integrato da uno schema dei sistemi di litofacies che compongono le sequenze deposizionali (o gruppi di sequenze) di III e IV ordine riconosciute nell'area (Figg. 3 e 4 della Tav. f.t.) e che costituiscono in pratica le unità cartografabili. Le sequenze messiniane sono invece identificate solo sulla base del *pattern* stratale e delle affinità di facies compressive dei depositi in esse racchiusi, mancando per questo intervallo dati biostratigrafici di alta risoluzione. Prendendo il via da osservazioni fisico-stratigrafiche e stratigrafico-sequenziali, condotte dallo scrivente già a partire dalla fine degli anni 80 (DI STEFANO & VITALE, 1988; VITALE, 1990; tra gli altri lavori), è stato successivamente possibile evidenziare, cartografare e datare alcune sequenze deposizionali (*sensu* VAN WAGONER *et alii*, 1988) o gruppi di sequenze che fisicamente rappresentano intervalli cronologici piuttosto ristretti ( $1 \div 0,1$  Ma) e molto ben delimitati (Figg. 3 e 4 della Tav. f.t.).

## TETTONICA

### Gerarchia dei thrust

Per quel che risulta dall'analisi geometrica delle strutture sia sicane che saccensi, la costruzione del segmento di catena in oggetto è avvenuto, almeno inizialmente, per fenomeni di *duplexing* (VITALE, 1991) all'interno di tre principali complessi stratigrafici dell'originario multistrato (Fig. 3). Nell'insieme tale strutturazione si può schematizzare come segue:

- un '*floor thrust*' che si sviluppa entro i livelli Permo-Triassici;
- un '*duplex main complex*' composto dai carbonati mesozoico-paleogenici;
- ed un '*roof thrust*' che si sviluppa invece lungo coperture terrigene neogeniche.

Secondo questo schema le strutture di questo sistema sono, dal punto di vista fisico, così classificabili:

- Scaglie tettoniche composte dai terreni silicoclastici del Permo-Trias, che risultano deformati in modo di-

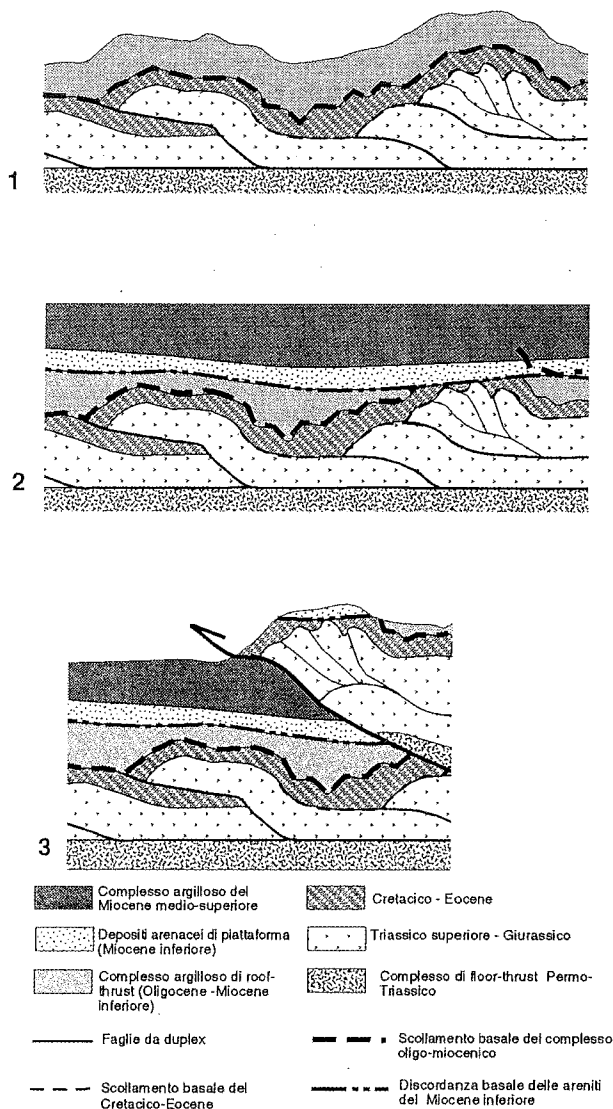


Fig. 3 - Schema tettonico e cinematico della strutturazione del segmento Sicano della Catena Sicula. A) Già a partire dal Miocene inferiore inizia una deformazione in profondità dovuta alla generazione dei *duplex* mesozoici, siano essi derivanti da carbonati di piattaforma (dominio Saccense, settore occidentale dell'area studiata) che di bacino (dominio Sicano, settore orientale); B) questo primo edificio, caratterizzato da *thrust* che non raggiungono la superficie, viene parzialmente esposto ed eroso, e quindi coperto in discordanza dalle *Areniti Glauconitiche*; C) a seguito di vari eventi deformativi succedutisi durante il Miocene medio-superiore, il Pliocene ed il Pleistocene inferiore, la generazione di nuove faglie o la riattivazione di *thrust* preesistenti che raggiungono gradualmente la superficie, provocano un ritaglio dei *duplex* e dei riempimenti dei bacini sintettonici che contemporaneamente prendono posto sopra e davanti la catena emergente.

sarmonico rispetto ai carbonati soprastanti, a causa del minor grado di competenza. Questo insieme di unità, che non sono quasi mai ricostruibili singolarmente in superficie, costituisce la parte più profonda e meno esposta, ma volumetricamente cospicua, del segmento sicano della catena sicula. Questi terreni, che spesso costituiscono un complesso melange tettonico affiorano nella Valle del Sosio, nei pressi di Palazzo Adriano, nonché nei pressi di Castronuovo a partire dal Vallo- ne Riena verso nord, e sono certamente riconosciuti in

sottosuolo a nord-ovest di Lercara con spessori complessivi dell'ordine di tremila metri (Pozzi Roccapalumba; CAFLYSCH & SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1967; CATALANO *et alii*, 1991). Data l'importanza fisica di questo gruppo di unità, nel presente lavoro viene ipotizzato che l'alloctono di Riena-Lercara continui verso W per alcune decine di chilometri e sia presente al di sotto della Rocca Busambra ricoprendo tettonicamente l'unità Sicana del Monte Barracú (vedasi profilo SR3, Fig. 10 della Tav. f.t.). Per motivi di ordine geometrico e di bilanciamento dei corpi, viene inoltre ipotizzato che il *melange* permo-triassico sia presente, molto più a sud, anche al di sotto dei *duplex* mesozoici del F. Sosio (vedasi sezioni a grande scala SR 2-3);

— Scaglie tettoniche maggiori o di 1° ordine, aventi ordine di grandezza eccedente la decina di chilometri e spessore variabile tra i 1000 ed i 4000 m; sono formate dal substrato carbonatico mesozoico - paleogenico;

— Scaglie tettoniche minori o di 2° ordine, composte dai carbonati mesozoici, aventi ordine di grandezza dei 5 - 6 Km, e spessore dell'ordine delle centinaia di metri. Sono associate alle strutture maggiori di cui ne costituiscono la parte più avanzata, generalmente sottoposta ad eventi deformativi più recenti con varie riattivazioni del piano di *thrust* in posizioni prossime alla superficie. Se osservate in mappa le strutture minori mostrano sovente una tipica forma a 'mezzaluna', con fronte di sovrascorrimento curvo o quasi cuspidale;

— Scaglie superficiali di "roof-thrust" e pieghe associate con lunghezza d'onda dell'ordine di 1-2 Km ed ampiezza compresa tra i 100 ed i 500 m.

#### Età della deformazione

Secondo la letteratura geologica più recente, i livelli oligo-miocenici (roof-thrust) sono stati chiaramente depositi nell'area prima della deformazione (BROQUET, 1970; CATALANO & D'ARGENIO, 1982; MASCLE, 1979; ROURE *et alii*, 1990). Come mostrato più avanti, viene suggerita la possibilità di eventi di deformazione del Miocene basale non chiaramente visibili attraverso le evidenze di terreno che normalmente si cercano per la datazione degli eventi di sovrascorrimento. Considerato che i primi eventi di propagazione dei *thrust* hanno prodotto strutture da *duplex* nel substrato carbonatico e che i terreni di copertura già depositati (livelli oligocenici) od in via di deposizione (livelli miocenici) non sono stati troncati da faglie emergenti in superficie, ma sono stati scollati passivamente al di sopra dei *duplex*, per datare la deformazione più antica vanno evidenziati e datati i più antichi eventi che hanno prodotto vistose discordanze angolari nelle coperture. A tal proposito è importante dimostrare che: 1) tali superfici di discordanza hanno carattere intrabacinale o che risultano comunque estese almeno dell'arco delle decine di chilometri; 2) che troncano grandi pieghe da scollamento, oppure che attraversano bacini asimmetrici; 3) che troncano sia i terreni di copertura che i sottostanti carbonati mesozoici; e 4) che la truncatura degli strati non è progressiva verso l'avampese (come nel caso di un *peripheral buldge*) ma che invece essa varia in ragione delle culminazioni delle strutture sottostanti. Se una o più di tali condizioni è supportata da evidenze stratigrafico-strutturali si può ragionevolmente predire che tale/i superfici sono state generate a seguito di un evento di generazione di *duplex* siti in profondità.

#### Età e ruolo della tettonica distensiva

Nell'area sono anche presenti strutture distensive le quali sono rappresentate lungo due direttrici principali (Fig. 4b della Tav. f.t.). La prima, orientata da E-W a WNW-ESE, è visibile entro strutture tettoniche composte da terreni meso-cenozoici (area di Caltabellotta ed area a sud di Corleone) ed associata ad una fase distensiva certamente più recente. Si tratta di faglie normali con piani listrici che immergono verso N e che si orientano coerentemente con gli assi strutturali principali, con rigetti dell'ordine delle centinaia di metri lungo i piani di singole faglie. Un secondo sistema è orientato da NW-SE a NNW-SSE, ed è costituito da faglie caratterizzate da grande continuità laterale (fino ad alcune decine di chilometri). La traccia superficiale di queste faglie sovente si imposta lungo i bordi di alcuni bacini satelliti plio-pleistocenici (Bacino del Belice, Bacino del Realbate, Bacino di Sambuca), di cui ne controllano in parte l'evoluzione, insieme alle faglie inverse ed ai sovrascorrimenti. Si osserva infatti che il *pattern* stratale del riempimento sintettonico plio-pleistocenico forma un ventaglio di aggradazione, del tutto simile a quello del riempimento dei semigraben con crescita, che si ispessisce verso sud (cfr. CATALANO *et alii*, 1995a). Da ciò si evince che l'attività di queste faglie normali ha agito per un periodo relativamente lungo ed è stato in parte compensato dalla sedimentazione, alternandosi od accompagnandosi a processi compressivi; per questi motivi risulta molto difficile valutarne il rigetto verticale con sole informazioni di superficie. Sulla base dei dati di raccolti lungo il margine meridionale del Bacino del Belice, sembra che l'ultima fase distensiva associata possa essere datata al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (sequenze deposizionali interessate: P4, P5 - Q1-2, Fig. 3 della Tav. f.t.). Le evidenze di superficie lungo il margine meridionale del bacino del Realbate indicano invece che la distensione ha agito per lo più durante il Pliocene inferiore (sinsedimentaria alla sequenza P3). Le faglie pertinenti i due gruppi sono evidentemente collegate agli eventi che tra il Pliocene ed il Pleistocene, hanno generato la distensione ampiamente presente sul margine tirrenico della Sicilia. I dati rilevabili lungo linee sismiche tracciate nell'offshore meridionale della Sicilia (CATALANO *et alii*, 1993c) mostrano che si tratta di faglie crostali con componente locale di estensione orizzontale non molto elevata (vedasi anche sezione SR2, Fig. 10 della Tav. f.t.).

#### SEZIONI GEOLOGICHE

L'insieme dei dati stratigrafici e strutturali ha consentito la costruzione di alcune sezioni geologiche a media scala (della lunghezza media 10-20 Km); per la loro elaborazione si è tenuto conto delle fondamentali regole del bilanciamento geometrico dei corpi rocciosi, e dei dati di sottosuolo già disponibili. Le sezioni sono rappresentative della struttura del segmento occidentale e centrale dei Monti Sicani, insieme all'evoluzione dei bacini messiniano-pleistocenici la cui storia è legata ad una deformazione quasi costantemente attiva. Nell'area studiata si possono individuare due distinti settori: uno occidentale caratterizzato dalla presenza di unità mesozoiche di piattaforma e di transi-

zione, ed uno orientale caratterizzato invece da un substrato mesozoico composto da successioni bacinali e dall'affiorare, sia pur in limitati lembi, dai terreni del *floor-thrust* permo-triassico.

### Settore occidentale

In questo settore (Fig. 1; Fig. 2 della Tav. f.t.) sono presenti alcune strutture maggiori derivanti dalla deformazione della piattaforma Saccense (Monte Magaggiaro, Monte Arancio, Pizzo Telegrafo, Monte San Calogero) e di un'area paleogeografica di raccordo piattaforma-bacino (M. Genuardo, M. Gargalupo, Caltabelotta) (DI STEFANO & VITALE, 1993, 1994). Si individuano inoltre numerose strutture di ordine inferiore derivanti dallo scollamento passivo delle originarie coperture terziarie delle medesime unità di tipo saccense o di raccordo.

### Bacino del Belice

Questa zona, posta nei quadranti nord-occidentali

dell'area (Fig. 4; Fig. 2 della Tav. f.t.), è caratterizzata in superficie dalla presenza di thrust che coinvolgono esclusivamente livelli oligo-miocenici che appaiono ricoperti in discordanza da depositi plio-pleistocenici. Le sezioni S1 (da Monte Giammaria alla dorsale di Poggioreale) ed S2 (dalla dorsale di Poggioreale verso WSW all'area di Santa Ninfa) (Fig. 5 della Tav. f.t.) mostrano un insieme di scaglie tettoniche minori che, secondo i contatti visibili in superficie particolarmente nell'area di Monte Bruca, sovrappongono ripetutamente le Arenite Glauconitiche del Miocene inferiore a terreni del Serravalliano-Tortoniano. Tenuto conto di quanto esposto poco più a sud del profilo nell'area di Contessa Entellina (vedasi anche carta geologica di Di Stefano & Vitale, 1993), lungo una fascia che cinge a Nord l'area di Monte Genuardo, il livello di scollamento basale è ubicato al contatto tra le argille dell'Oligocene ed i calcari marnosi della *Scaglia* eocenica. Ciò implica che il raccorciamento - certamente non indifferente - prodotto dall'impilamento delle strutture superficia-

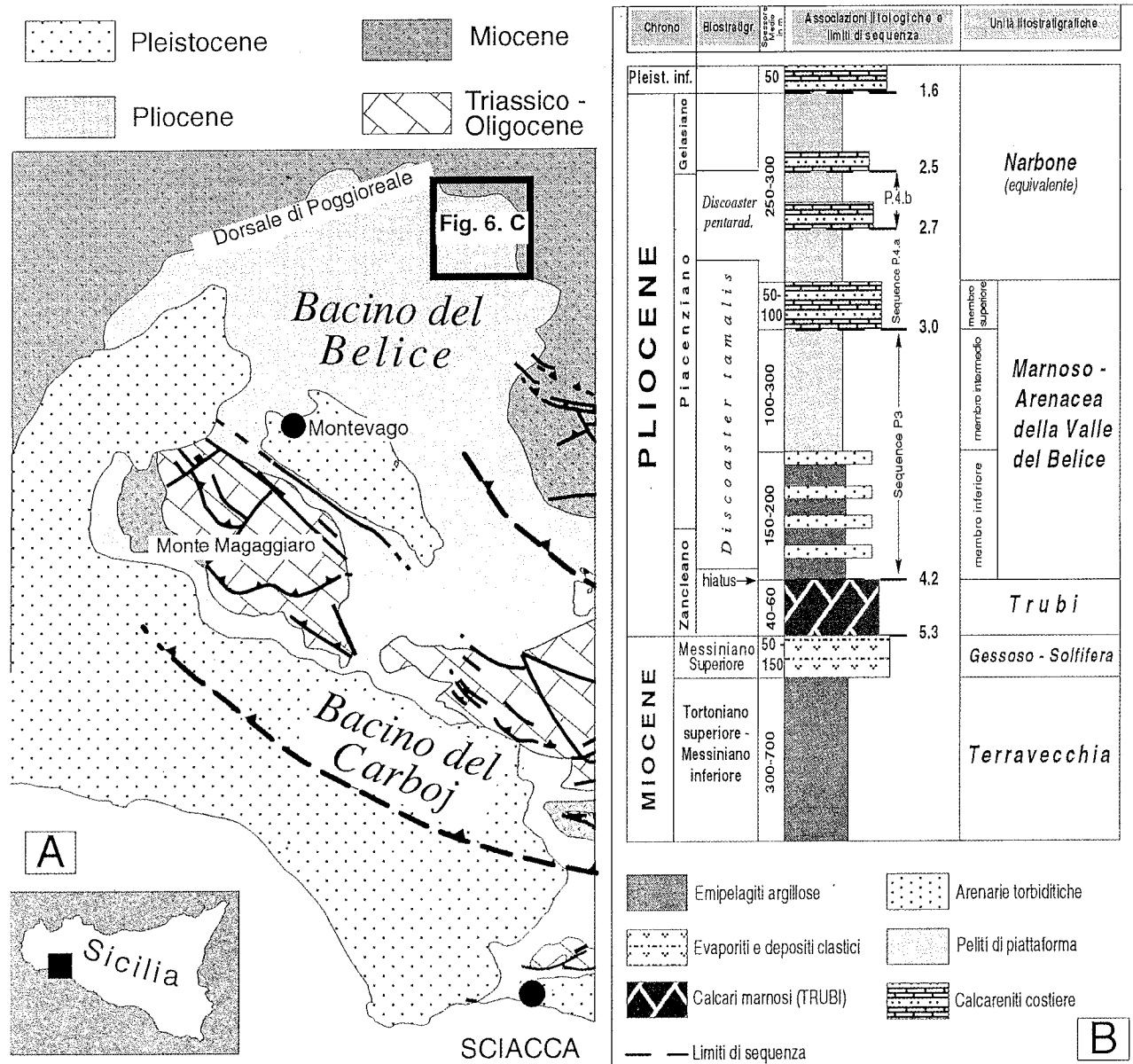


Fig. 4 - (A) Mappa geologica schematica del Bacino Pliocenico del Belice (modificato da VITALE, 1990). (B) Schema colonnare della successione dei terreni affioranti nel settore Nord del Bacino del Belice (modificato da VITALE, 1990).

li deve essere compensato a maggior profondità dallo sviluppo di *duplex* nella calcari e dolomie della piattaforma Saccense. La sezione S1 (Fig. 5 della Tav. f.t.) mostra una possibile interpretazione dei contatti superficiali a partire dalla scaglia tettonica maggiore di Monte Magaggiaro, affiorante circa venti chilometri più a sud nell'area di Montevago. Il profilo mostra ancora come siano presenti faglie distensive di una certa importanza, una delle quali ha controllato l'evoluzione del bacino pliocenico di *piggyback* del Realbate; esso mostra infatti verso sud dei margini bruschi e tendenzialmente rettilinei, ed un riempimento a ventaglio con strati che si ispessiscono verso sud.

Un altro importante carattere è la presenza di *thrust* attivi durante il Messiniano. Questa evidenza deriva soprattutto dall'area compresa tra Poggioreale e Santa Ninfa (Fig. 5; Fig. 5 della Tav. f.t.), dove le strutture mostrate nella sezione S2 non coinvolgono i Trubi, ma anzi sono da questi ricoperte in discordanza - si osservi anche il dettaglio di M. Carruba nella sezione S1 (Fig. 5 della Tav. f.t.). Tra l'altro geometrie e natura dei depositi messiniani, spesso limitati da vistose discordanze angolari (Fig. 4b della Tav. f.t.), evidenziano una intensa tettonica sinsedimentaria in questo settore. Le strutture messiniane mostrate nella sezione S2 hanno andamenti strutturali vicini alla direttrice N-S, la quale è riscontrabile solamente nel settore più occidentale dell'area studiata. Orientazioni N-S presentano infatti le strutture che interessano i corpi carbonatici maggiori, come quella di Magaggiaro (la struttura sepolta sotto il M. Castellaccio di S. Ninfa, nel margine W del profilo S2 di Fig. 5 della Tav. f.t.), e una quindicina di chilometri più a nord, la struttura di Monte Bonifato, nell'area di Alcamo.

Lungo la dorsale di Poggioreale (Fig. 6) sono affioranti mostrate faglie attive anche durante il Pliocene inferiore (vedi anche sezioni S1 ed S2). Quest'ultimo particolare è illustrato in dettaglio in particolare

dalla sezione naturale dello Stretto del Belice (Figg. 6 A, B). L'analisi stratigrafico-sequenziale e del pattern stratale, unitamente alla biostratigrafia di alta risoluzione disponibile per il Pliocene (DI STEFANO & VITALE, 1988; VITALE, 1990; VITALE, 1995; CATALANO *et alii*, 1995a) ha consentito di riconoscere due sequenze deposizionali al di sopra dei Trubi (Fig. 6A e Figg. 3 e 4b della Tav. f.t.) i cui limiti inferiori datano con certezza rispettivamente il momento di acme di crescita dell'anticlinale (4.2 Ma) ed il momento di termine del *thrusting* in superficie almeno in questo settore (3.0 Ma) (Figg. 6A e 7A). Come mostrato dalle sezioni di figura 7, è presente un insieme di strutture riconducibile ad una "*fault-propagation fold*" principale, che coinvolge i Trubi e l'unità BE1 ma non la successione sovrastante rappresentata dalla Unità BE2-3c (sequenza deposizionale P.4.a in Fig. 4a della Tav. f.t.). Il dato riassuntivo indica che le strutture affioranti nel margine settentrionale del Bacino del Belice, individuatesi come *thrust* pellicolari a partire dal Messiniano, sono state riattivate in un periodo posto al termine del Pliocene inferiore attraverso un complesso di "*fault-propagation folds*".

#### Bacino di Sambuca

Questo settore (Fig. 2 della Tav. f.t.), limitato dalle strutture maggiori di M. Genuardo a Nord e di Pizzo Telegrafo a sud entrambe di derivazione saccense (Fig. 6 della Tav. f.t., sezione S4), è occupato in superficie da depositi pliocenici che riempiono un bacino di *piggyback* allungato in senso E-W per oltre venti chilometri. I terreni del Pliocene inferiore ricoprono in chiara discordanza angolare il substrato piegato ed eroso delle due strutture ed appaiono successivamente deformati secondo discordanze angolari progressive. A nord, i Trubi che poggiano sul versante meridionale di M. Genuardo, sono generalmente incompleti alla loro base (unità TRB 2-3, vedi Fig. 3 della Tav. f.t.) mentre

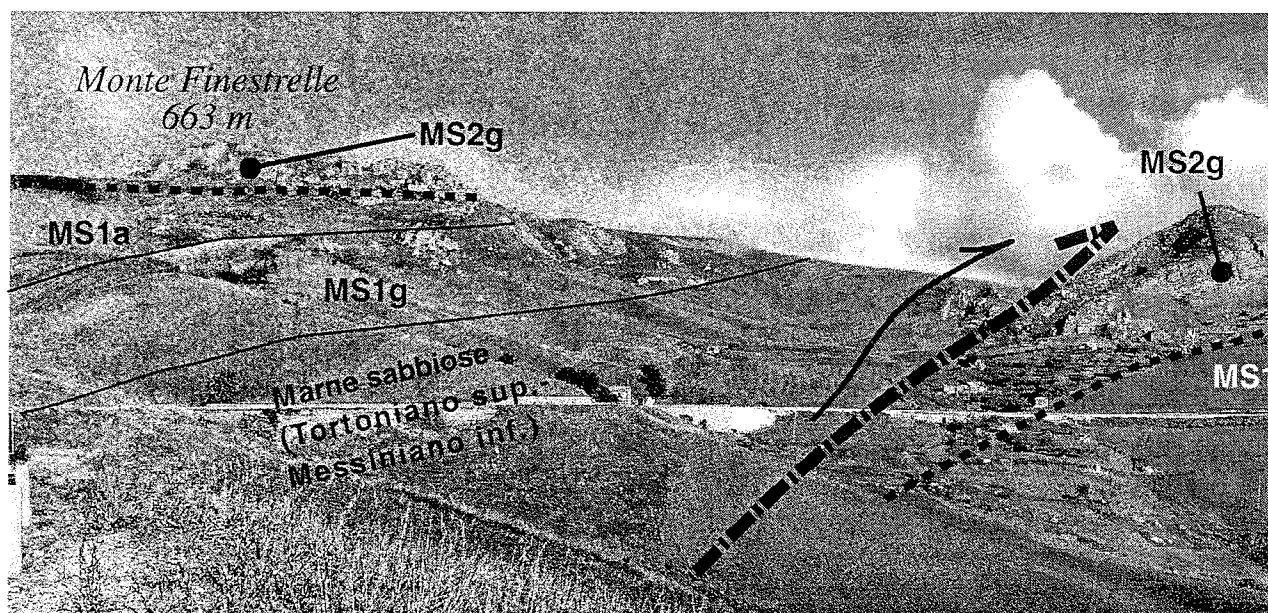


Fig. 5 - Il sovraccorrimento (osservato da sud) del Monte Finestrelle presso S. Ninfa, che si sovrappone verso Est (destra in foto) alla scaglia tettonica di Punta delle Penne. E' questo un esempio dei numerosi *thrust* pellicolari Est-vergenti affioranti nella zona, che non coinvolgono livelli Pliocenici al loro interno dimostrando che questi ultimi non erano ancora depositati. Queste strutture databili al Messiniano superiore in quanto ricoperte in discordanza dai Trubi verso sud, sono localmente riprese dalla tettonica del Pliocene medio-superiore.

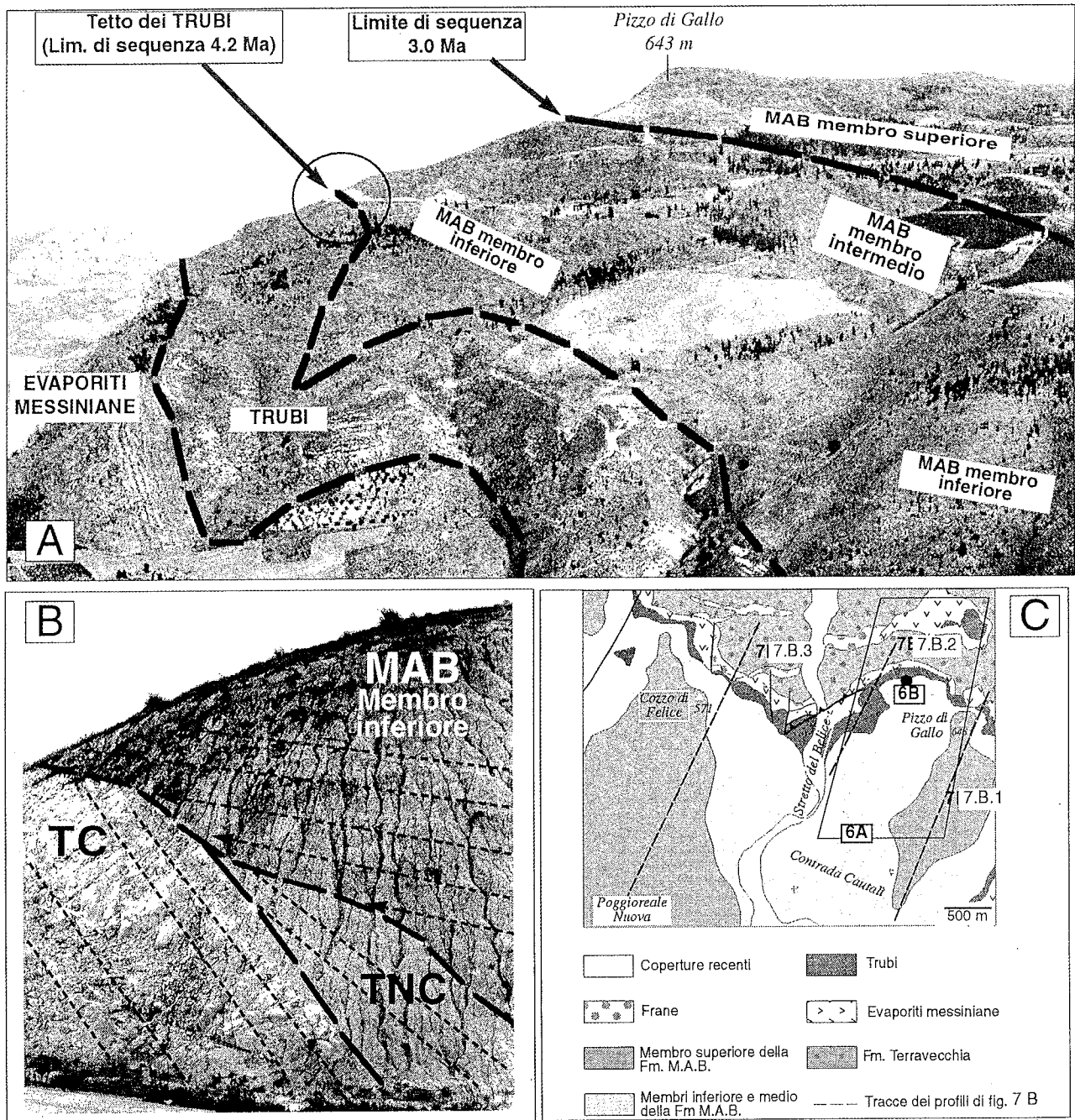


Fig. 6 - Sedimentazione e tettonica pliocenica nel Bacino del Belice lungo la dorsale di Poggioreale. (A) Panoramica dell'affioramento di Pizzo di Gallo, sito nel settore W della dorsale di Poggioreale. Si noti la struttura piegata in basso ricoperta con pronunciata discordanza angolare dal membro superiore della MAB (modificato da VITALE, 1990). Il cerchietto nella foto indica la posizione dell'affioramento rappresentato in foto (B). (B) Contatto stratigrafico di discordanza tra Trubi e membro inferiore della MAB. Si osservano una superficie di erosione con discordanza angolare interpretata come uno *slump-scar*, ed il sovrastante ricoprimento in *onlap*, entrambi relativi ad un ambiente marino profondo. Ciò è prova dell'attività tettonica sinsedimentaria dell'anticlinale maggiore sollevantesi al di sotto degli strati sintettonici in *onlap*, ed oggi chiaramente esposta in superficie (Fig. 6A). L'alta risoluzione biostratigrafica consente di valutare la lacuna stratigrafica tra i Trubi consolidati (TC, strati bianchi molto inclinati), i Trubi non consolidati (TNC, strati grigio-chiari fluitati) e i livelli basali del membro inferiore della MAB, come corrispondente ad un intervallo di tempo di ca. 250 Ka (vedi testo) (modificato da VITALE, 1995). (C) Carta geologica della dorsale di Poggioreale in corrispondenza dello Stretto del Belice; sono illustrate le localizzazioni dei siti rappresentati in foto 6A e 6B ed i profili di figura 7B (modificato da VITALE, 1990).

a sud, dove essi ricoprono in discordanza angolare i terreni meso-cenozoici della successione di Pizzo Telegrafo, sono rappresentate le unità TRB 1-2. A ricoprire i Trubi è una spessa successione argillosa la cui base inizia, lungo il margine sud del bacino, con livelli coevi al membro inferiore della unità BE1s, databili cioè

a circa 4 Ma, mentre a nord in prossimità del fianco rovescio del monte Genuardo, tali livelli sono assenti e le argille medio-plioceniche sono riferibili alla unità BE4a. Questo lacuna, riscontrata localmente anche sul fianco sud del bacino, rappresenta una discontinuità stratigrafica legata alla combinazione di eventi di ca-



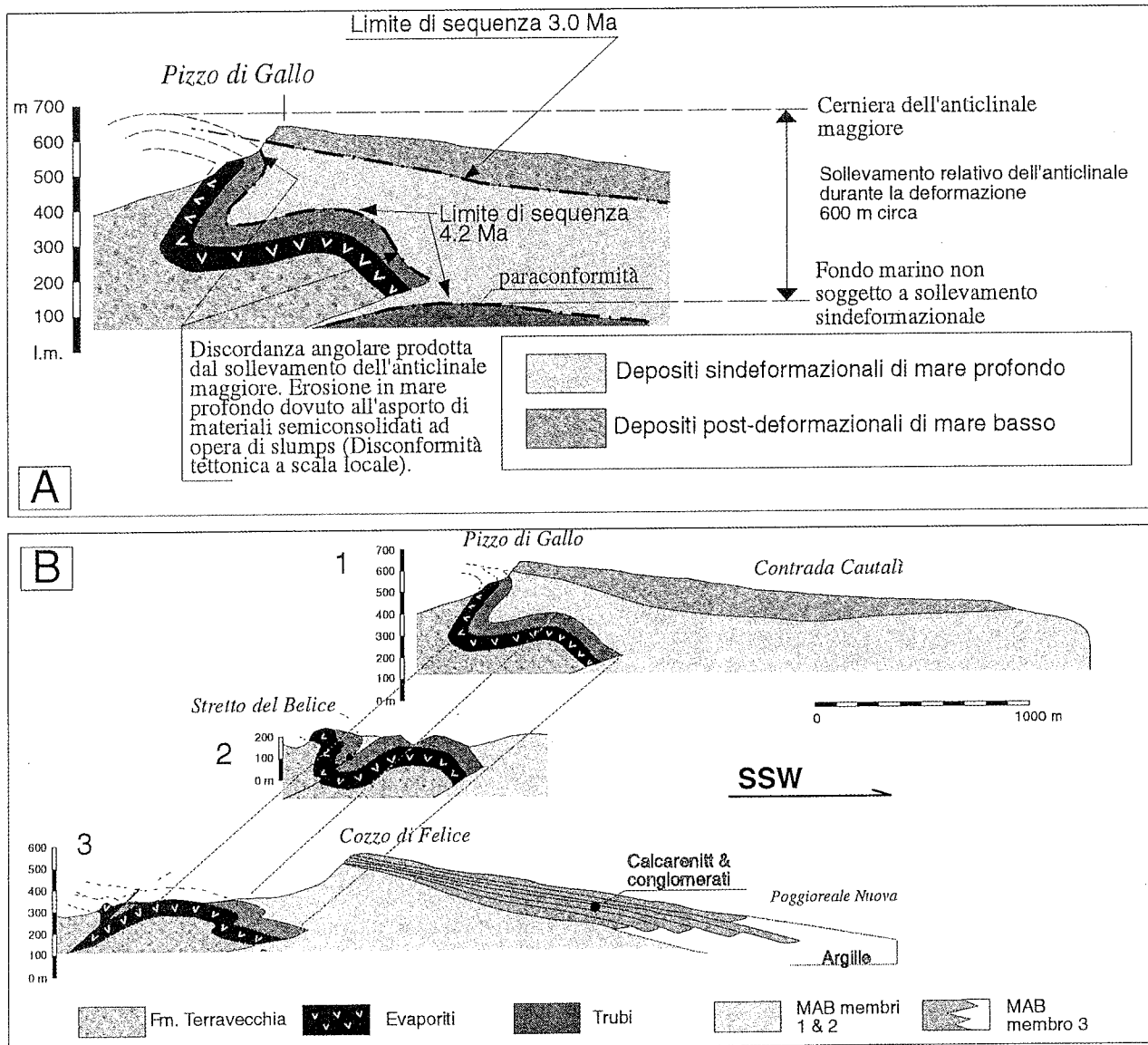


Fig. 7 - (A) Principali elementi stratigrafici e tettonici attraverso cui si può valutare il tasso di sollevamento verticale dell'anticlinale maggiore di Poggioreale durante la deformazione. Le componenti eustatiche e tettoniche sono distinte in base alla loro specifica "stratigraphic signature". (Modificato da VITALE, 1995). (B) Profili di dettaglio attraverso la Dorsale di Poggioreale. Viene mostrata la geometria di tipo *fault-propagation fold* in quella parte della successione più antica della MAB. Il sovrascorrimento perde infatti gradualmente la sua componente di dislocazione verso l'alto e lateralmente, a dimostrazione di un *thrusting* superficiale caratterizzato da smorzamento progressivo.

duta eustatica del livello marino, e di sollevamenti tettonici dovuti alla ripresa del *thrusting* e alla crescita delle anticlinali di rampa associate. Benché non fisicamente osservabile sul terreno ma sulla base dei dati stratigrafici ora esposti, si ritiene che il *thrusting* in superficie abbia cronologicamente termine durante la deposizione dell'unità stratigrafica più recente che riempie il bacino (BE4). Considerato che in tutto il settore compreso tra Monte Genuardo e Pizzo Telegrafo i depositi messiniani sono del tutto assenti per un'area di alcune centinaia di Km<sup>2</sup>, ed escludendo la possibilità che questi depositi siano stati erosi durante il Pliocene od in tempi recenti (cosa che avrebbe comunque lasciato tracce dei terreni erosi), si ipotizza che già durante il Messiniano superiore le strutture di M. Genuardo e P. Telegrafo abbiano subito sollevamento ed erosione, a causa dell'attivazione di fenomeni di *thrusting*. Tali strutture sono conseguentemente pensate come le aree

sorgenti da cui provenivano gli elementi clastici rinvenuti nei livelli del Messiniano superiore di S. Ninfa e del bacino del Belice (vedi par. 4.1.1). Il fronte meridionale di M. Genuardo si è pertanto individuato almeno a partire dal Messiniano superiore, ed è stato successivamente riattivato durante il Pliocene assumendo progressivamente assunto un assetto geometrico simile a quello all'attuale.

#### Bacino del Carboj

Costituisce la prosecuzione verso oriente del bacino di Menfi fino all'area di Sciacca e risulta limitato verso nord dalle strutture del Monte Arancio-Tardara e verso nord-est da quelle di Monte Cirami-Coda di Volpe (Fig. 1). Una spessa copertura pleistocenica ricopre in gran parte verso sud il riempimento pliocenico del bacino, ma lungo i fianchi dei rilievi mesozoici è possibile osservare i contatti degli strati plio-

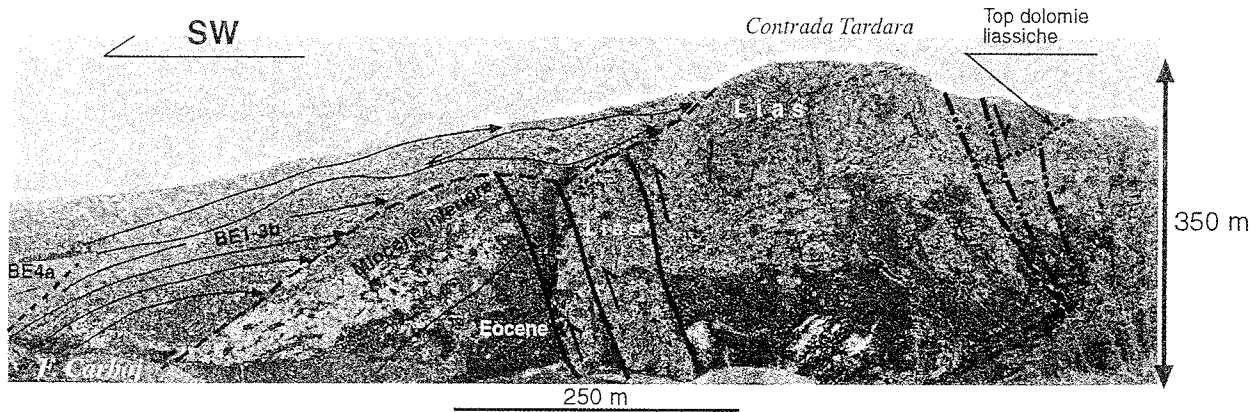


Fig. 8 - *Onlap* degli strati delle *Biocalcareni ad Amphistegine* (unità BE 1-3 b, Fig. 3 della Tav.) sul substrato deformato ed eroso della piattaforma saccense, affiorante lungo le gole del Fiume Carboj presso Sambuca di Sicilia. Il dato biostratigrafico, ivi di non alta risoluzione, consente di datare gli eventi di deformazione come più antichi dell'intervallo di tempo corrispondente alla biozona a *Discoaster Tamalis*.

cenici con le strutture deformate sottostanti. Come esempio illustrativo si riporta il profilo S5 (Fig. 6 della Tav. f.t.) che attraversa il Monte Arancio dal lago omonimo fino alla centrale idroelettrica ubicata nelle gole del F. Carboj. Il profilo mostra un substrato costituito dalla successione meso-cenozoica di tipo saccense, deformato da una serie di sovrascorrimenti ad orientazione NW-SE accompagnati da anticlinali SW vergenti sul fianco meridionale e NE vergenti su quello settentrionale. La struttura complessiva è quella di una grande anticlinale di rampa complicata da un 'pop-up' retrovergente. Questa struttura costituisce la continuità verso SE della più ampia struttura del Monte Maggiaro (Fig. 2 della Tav. f.t.). A datare relativamente l'ultima fase di crescita tettonica delle strutture è lo spettacolare *onlap*, osservabile lungo le gole del Carboj (Fig. 8), degli strati dell'Unità BE1-3b (Fig. 3 della Tav. f.t.) sul substrato deformato ed eroso. Questa Unità stratigrafica è costituita principalmente da grainstones bioclastici di ambiente neritico che evidenziano una sedimentazione tipica di un alto strutturale sommerso, dominato da forti correnti. I dati biostratigrafici disponibili per questa unità stratigrafica non sono di alta risoluzione, ma hanno comunque consentito di identificare livelli la cui età è compresa tra le biozone *Discoaster tamalis* e *Discoaster productus*. Le peliti dell'unità BE4a che ricoprono sia a nord che a sud l'intera struttura e sembrano non essere coinvolte in eventi di deformazione successivi. Le possibili attività di crescita datano di conseguenza al Messiniano (?) - Pliocene inferiore data anche l'assenza dei Trubi, con evidenze indirette di debole piegamento durante il Miocene inferiore. Presenti anche faglie più antiche, sindeposizionali alla "Scaglia" eocenica.

#### Bacini di Sciacca e di Caltabellotta

Si tratta due di bacini orientati parallelamente in senso E-W per una lunghezza complessiva di circa 30 Km e con una larghezza attuale variabile tra i 5 ed i 10 Km. Il loro riempimento è caratterizzato da depositi essenzialmente Pliocenici e subordinatamente Pleistocenici, e dalla totale assenza di depositi del Messiniano superiore. Il bacino di Caltabellotta risulta limitato a settentrione dalle strutture di Pizzo Telegrafo, Rocca Ficuzza-Ciccirata e Monte Gargalupo, mentre

a meridione è limitato dalle strutture di Rocca Nadore e di Rocca S. Crispino. La sezione S.6 (Fig. 6 della Tav. f.t.) è stata scelta come rappresentativa di questo bacino in quanto, pur mostrando strutture meno spettacolari di quelle esposte presso Caltabellotta, possiede un controllo stratigrafico migliore. La struttura di Caltabellotta è illustrata in un dettaglio della sezione a grande scala SR 2, riportata in Figura 10 della Tav. f.t. Rilievi e campionature condotte nell'area di Rocca Nadore, posta circa 10 Km a nord di Sciacca, hanno consentito di evidenziare la presenza di una serie di sovrascorrimenti di secondo ordine che appaiono interessanti i Trubi. Sulla base di questa immediata constatazione è stata determinata l'età della deformazione in quest'area (Mascole, 1979; CATALANO & D'ARGENTIO, 1982). In realtà, l'osservazione dei contatti di discordanza alla base dei Trubi, portano a concludere che l'anticlinale di rampa di Rocca Nadore era già formata nel Messiniano, in quanto i Trubi, presenti nelle due sequenze inferiori TRB 1-TRB 2, si appoggiano in nettissima discordanza angolare sia sul complesso scollato delle argille Mioceniche (sud di C. da Ciccirata, profilo S6, Fig. 6 della Tav. f.t.), sia direttamente sugli strati meso-cenozoici di Rocca Nadore (Fig. 9). In conclusione, dall'analisi delle geometrie complessive e degli *onlap* sintettonici si evince quindi che questi sovrascorrimenti erano già in piena attività almeno durante il Messiniano superiore, e sono stati soltanto riattivati durante il Pliocene medio-superiore secondo componenti ad alto angolo.

#### Settore orientale

In questo settore le unità tettoniche del substrato carbonatico mesozoico-paleogenico derivano essenzialmente dalla deformazione del Bacino Sicano e sono generalmente sudvergenti. Si riconoscono sia strutture di I° ordine, come Monte Barracù, Monte Triona-Colomba, e le unità affioranti nel gruppo montuoso compreso tra Palazzo Adriano ed il F. Sosio, che unità di II° ordine come Pizzo Canalicchio e Rocca della Ferita (Fig. 1; Figg. 2, 7 e 8 della Tav. f.t.). Si individuano inoltre numerose strutture superficiali nordvergenti, derivanti dallo scollamento passivo delle originarie coperture terziarie sia del substrato Sicano che Saccense; In

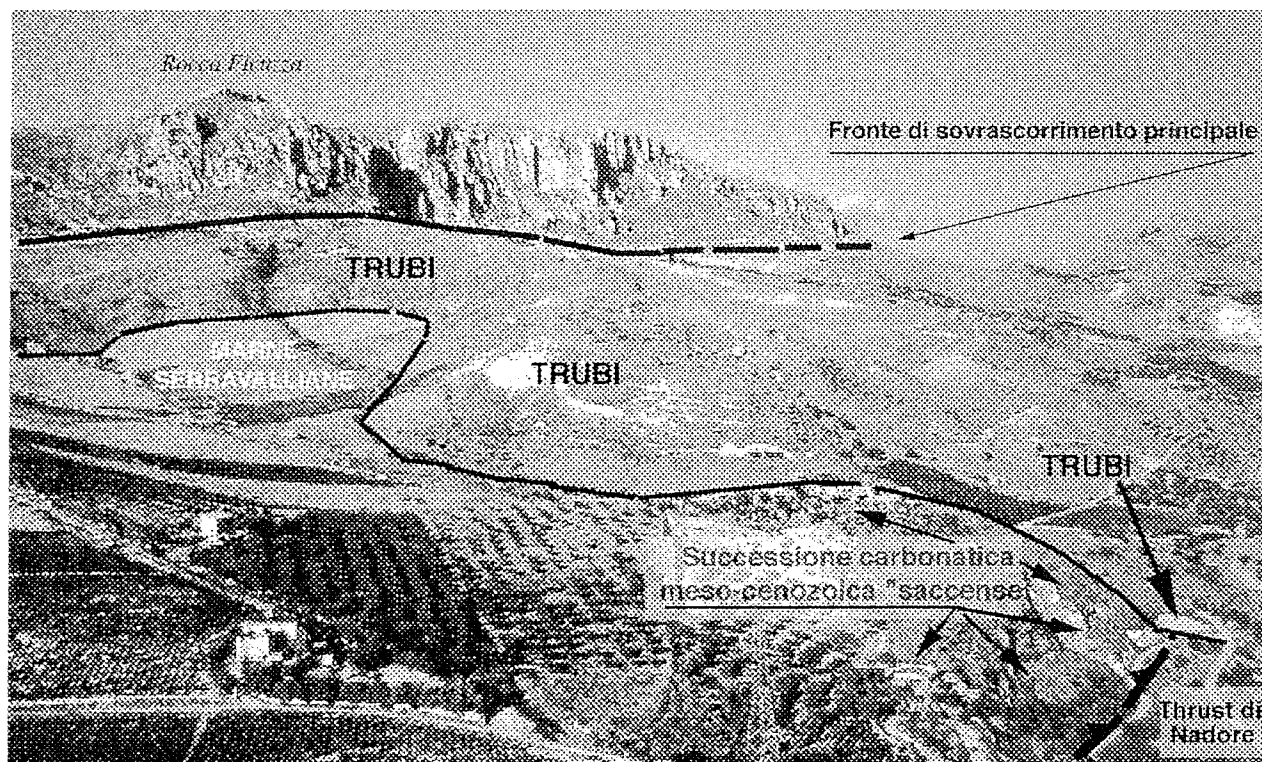


Fig. 9 - Panoramica dei fronti di sovrascorrimento di Rocca Ficuzza-Ciccirata e di Rocca Nadore osservati da sud. Si osservi il contatto basale discordante dei livelli dei Trubi i quali ricoprono strutture già formate. Alcuni sovrascorrimenti sono certamente riattivati dopo il Pliocene medio, come dimostrato dal parziale coinvolgimento degli strati di tale età o più recenti, dai piani di *thrust* attualmente affioranti che formano fronti di sovrascorrimento complessi con continuità laterale molto estesa.

questo *roof-thrust* superficiale risultano coinvolti anche i riempimenti dei bacini sintettonici Messiniano-Pleistocenici.

#### Area del Sosio

I controlli sui tempi della deformazione sono più limitati in quest'area a causa della scarsa preservazione degli strati sintettonici. Per il loro intenso sollevamento ed erosione, l'area del Sosio, e più a nord quella di Campofiorito-Bisacquino, per contro consentono l'esposizione di buona parte delle strutture più profonde, rivelandone le geometrie ed i rapporti reciproci. Le sezioni di figura 7 della Tav. f.t. mostrano alcune geometrie a *thrust* dei Monti Sicani, evidenziandone la strutturazione a *duplex*, ed al contempo la presenza di faglie più recenti (post-Tortoniano inferiore) che ritagliano il precedente edificio dei *duplex*. Le evidenze di superficie ne indicano chiaramente il carattere transpressivo (ad es. i *thrust* di M. Colomba-Triona, e la rampa laterale di Triona-Campofiorito). Il complesso permo-triassico lercarese alla base, costituisce il *melange* tettonico di *floor thrust* deformato in modo disarmonico rispetto alla porzione triassico-cretacea della successione: all'interno di quest'ultima si sono formati i *duplex* maggiori. Su di essi giace in posizione alloctona il complesso di *roof-thrust*, suddiviso in una serie di scaglie tettoniche minori, formate da successioni Oligo-Mioceniche prevalentemente argillose. Le sezioni S7 ed S8, che rappresentano l'estensione verso sud del profilo S9 mostrano come localmente anche le strutture composte dai carbonati selciferi sicani possano impilarsi in strutture di ordine chilometrico dalla

geometria molto complessa. Inoltre il *melange* lercarese si trova spesso incorporato in scaglie sottili tra i *duplex* mesozoici soprattutto presso il F. Sosio, ove sono caratterizzate da spessori massimi dell'ordine dei 500 m. Sono queste le unità, come quella di Palazzo Adriano, che incorporano i famosi affioramenti di terreni permiani. La discontinuità fisica di questi corpi originariamente stratificati (spesso definiti come blocchi) è da mettere in relazione a fenomeni trasporto tettonico piuttosto che alla risedimentazione di grandi olistoliti all'interno di un *melange* triassico. Si tratterebbe in altri termini di lembi strappati da un substrato paleozoico, più ampiamente rappresentato e documentato nei corpi attraversati dai pozzi profondi siti nel Lercarese (Pozzi Roccapalumba).

Il dato interessante ai fini della cronologia degli eventi deformativi è costituito dal fatto che i terreni mesozoici delle strutture sicane, nell'area del Fiume Sosio, sono coperte in vistosa discordanza angolare dai Trubi (unità TRB 2-TRB 3, vedi Fig. 3 della Tav. f.t.) che ricoprono anche contatti tettonici più antichi, mentre i terreni del Messiniano superiore risultano anche qui completamente assente. Il Messiniano superiore è invece ampiamente affiorante pochi chilometri oltre, a sud del fronte principale sicano, dove si appoggia in discordanza sui terreni alloctoni terziari del *roof-thrust* (vedi anche Fig. 8 della Tav. f.t.). Ciò conferma che durante il Messiniano questo settore era già ampiamente deformato; trovandosi in sollevamento ed erosione, esso alimentava i bacini ubicati alcuni chilometri più a sud in aree certamente subsidenti, ciò che implica una fisiografia dell'avanfossa alquanto complessa.

### Bacino di Burgio - Ribera

I livelli sintettonici rinvenuti in quest'area forniscono interessantissimi prove stratigrafiche sulla cronologia dei sovrascorrimenti permettendo al contempo ottime osservazioni sui rapporti geometrici tra le scaglie del substrato sicano e le scaglie del "roof-thrust" terziario. Le strutture rappresentative di questo settore compreso tra Burgio, Villafranca e Lucca Sicula sono illustrate dalle sezioni S11 ed S12 di Figura 8 della Tav. f.t. I sovrascorrimenti di Giannarizzo (sezione S11) e Cozzo Castellazzo (sezione S12) sono parte di un fronte del Fronte Meridionale dei Sicani (Fig. 1), un sovrascorrimento orientato più o meno in senso E-W, che affiora per diverse decine di chilometri dall'area di Rocca Nadore fino al versante meridionale di Monte Cammarata. Lungo questa fascia risultano affiancate strutture sud-vergenti sia Saccensi che Sicane in corrispondenza dell'area di Caltabellotta-Burgio (linea del Verdura, e più a Nord in corrispondenza della linea di Campofiorito, Fig. 1). HILL & HAYWARD (1988) hanno interpretato questi relazioni reciproche come dovuti ad una complessa rampa laterale; la soluzione qui proposta tiene conto anche di una ipotesi paleogeografica che implica un paleomargine piattaforma-bacino orientato quasi normalmente ai fronti di sovrascorrimento più meridionali (vedi Discussione).

Poste poco più a sud del fronte principale, le due sezioni S11 ed S12 (Fig. 8 della Tav. f.t.) mostrano alcune strutture Sicane di II° ordine (vedi parte introduttiva alla descrizione dei profili) che emergono dalle coperture terziarie secondo contatti tettonici molto complessi. Dall'analisi di superficie risulta infatti che tutti i *thrust* dell'alloctono terziario sono ivi nordvergenti, al contrario delle strutture composte da carbonati mesozoici che sono tutte sudvergenti. Ciò si osserva lungo tutta la fascia del Fronte Meridionale dei Monti Sicani, a partire da W dall'area a sud di Caltabellotta (vedasi sezione SR2 di Fig. 10b della Tav. f.t.) dove i *thrust* mesozoici sono rappresentati da carbonati derivanti dalla piattaforma Saccense, fino alle aree di Lucca Sicula, Villafranca e Burgio ubicate più E, dove li *thrust* di II° ordine sono invece composte dai terreni mesozoici derivanti dal Bacino Sicano (Rocca della Ferita, lungo la sezione S12; Strutture di Villafranca-Burgio, lungo la sezione S11). Qui i Trubi costituiscono ovunque l'elemento chiave per la ricostruzione della cronologia del *thrusting*, ricoprendo in discordanza sia il dorso settentrionale delle strutture tettoniche composte da carbonati meso-cenozoici (Fig. 10), sia, più a sud, il Messiniano delle strutture dell'alloctono terziario (sezione S11). E' interessante come i Trubi non si trovino invece tra i contatti tettonici che saldano le strutture del *roof-thrust*, come ad esempio al di sotto del sovrascorrimento tra le strutture di Monte S. Nicola (Fig. 11), e di Pizzo Raiata (sezione S12), e ciò evidentemente perché al momento della deformazione i Trubi stessi non si erano ancora depositi. Sulla base di quanto esposto, si ipotizza che i *thrust* siano in età Messiniano superiore, e sono stati riattivati, sia nelle strutture mesozoiche di secondo ordine sia nei *roof-thrust* terziari, più volte nel corso del Pliocene. Il fronte sud di Rocca della Ferita è stato certamente riattivato dopo la deposizione di parte dei Trubi; inoltre la sezione S11 mostra come vi sia una riattivazione ancora più recente databile al Pliocene medio-superiore, in quanto la struttura di Giannarizzo sovrascorre sui depositi del bacino di Burgio. Il riempimento più recente

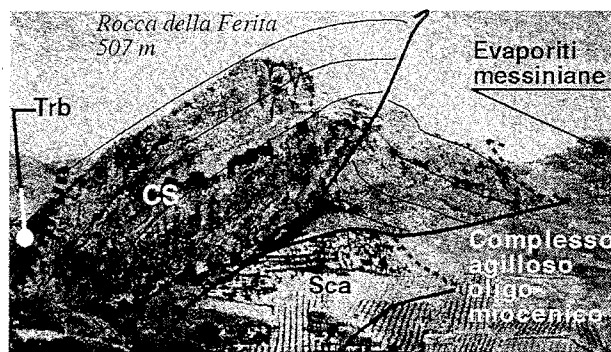


Fig. 10 - Geometria del *thrust* di Rocca della Ferita (vedasi sezione S11 ed S12 della Tav.), presso Lucca Sicula. La complessità strutturale di questo affioramento è il risultato di successivi fenomeni di attivazione del sovrascorrimento responsabili della generazione di faglie di tipo "footwall shortcut" e della progressiva rotazione dei piani di *thrust* dopo il Messiniano superiore e fino al Pliocene superiore. La struttura è tamponata dai Trubi (Trb) a nord, dove questi livelli ricoprono in discordanza i calcari con selce (CS) affioranti in posizione subverticale; a sud i Trubi sono presenti in sporadici lembi. La posizione discordante dei Trubi sui terreni del substrato, oltre a fornire utili indicazioni sulla cronologia dei sovrascorrimenti, è la prova che, durante il Messiniano superiore, si estendeva verso nord per oltre 15 km una vasta area soggetta ad emersione ed erosione (attuale area del Sosio); essa alimentava i bacini crescenti pochi chilometri più a sud nell'area di Calamonaci-Ribera.

di questo bacino è costituito dall'unità BE4c, in quanto gli strati più recenti sono riferibili alla biozona *Discoster brouweri*, precedenti l'evento *Globorotalia inflata* FO, databile all'incirca a 2.1 Ma (Fig. 3 della Tav. f.t.). La presenza di unità della piattaforma saccense al di sotto dell'area di Calamonaci (sezione S11) è estrapolata in forma, posizione e dimensioni, dalla presunta continuità laterale delle strutture affioranti più ad ovest. Dai calcoli di bilanciamento eseguiti, le unità di transizione sarebbero invece sepolte al di sotto di quelle Sicane alcuni chilometri più a nord lungo lo stesso allineamento.

### Area di Castronuovo

Benché posta al di fuori dell'area studiata, circa venti chilometri ad est delle strutture del Sosio, l'area di Castronuovo (Fig. 9A della Tav. f.t.) mostra alcune interessanti conferme strutturali di quanto finora esposto, ma soprattutto contiene gli unici affioramenti certi che proverebbero l'esistenza di un evento di deformazione infra-miocenico. I profili S13-16 (Figura 9B della Tav. f.t.) mostrano lo sviluppo e la geometria dei *duplex* sicani affioranti nel settore di Castronuovo. Le strutture presenti in profondità sono estrapolate per induzione derivante dal bilanciamento geometrico dei corpi, o in quanto costituenti la continuità delle strutture affioranti più ad est nei pressi del lago Fana-co. I *duplex* della struttura di Pizzo della Guardia (profilo S13) sono da considerarsi come horses minori facenti parte di un antiformal *stack* a luoghi leggermente retrovergente. In questo le strutture appaiono generalmente W-vergenti, con locali retrovergenze verso NNE come quella di Monte Lupo (sezione S16). La tettonica distensiva in quest'area è ovunque riconoscibile per la presenza di faglie listriche immergenti ad E e NE.

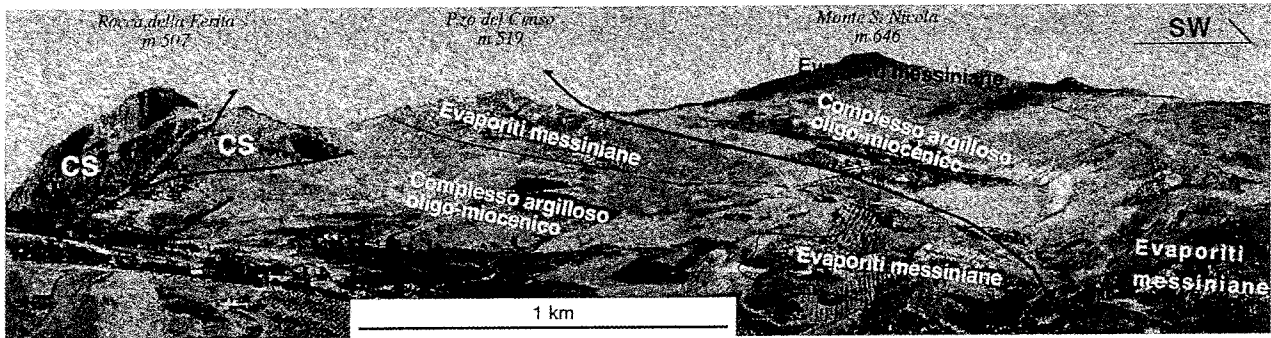


Fig. 11 - Panoramica del *thrust* di Rocca della Ferita. Il sovrascorrimento delle Unità terziarie pellicolari (Pizzo del Censo, Monte S. Nicola) ivi è databile al Messiniano superiore, mancando del tutto livelli più recenti tra i contatti tettonici di sovrapposizione. Il sovrapporsi dei livelli mesozoici (CS) di Rocca della Ferita sulla pila di strutture retrovergenti del *roof thrust*, già formatasi per scollamento passivo, è la prova, riscontrata su più vasta scala, della modificazione delle geometrie originarie attraverso la ripresa dell'attività del *thrusting* lungo fronti molto estesi e per periodi di tempo molto lunghi (tutto il Pliocene e parte del Pleistocene inferiore). Comportamenti simili ed età identiche si riscontrano lungo fronti di sovrascorrimento posti molto più a nord. I dati biostratigrafici e le osservazioni della geometria stratale nell'area mostrata dalla foto indicano che la stratificazione e la normale successione all'interno di ciascuna unità del *roof-thrust* terziario è perfettamente preservata, eccetto per fenomeni di dissoluzione spinta che interessano i livelli evaporitici; non sono presenti corpi olistostromici, né altre evidenze relative a fenomeni di scivolamenti gravitativi sinsedimentari su larga scala.

I dati stratigrafici più significativi di quest'area riguardano le *Areniti Galuconitiche*. Questi depositi che ricoprono in discordanza angolare una successione di argille oligoceniche potente 250-400 m sono stati datati con certezza all'Aquitano nel sinclinorio del F. Platani - Pizzo della Croce (VITALE & GIAMBRONE, 1992). Le *Areniti Glauconitiche* non sembrano coinvolti in una deformazione significativa, ma giacciono in discordanza il substrato meso-cenozoico in cui sono sviluppati i *duplex*, ricoprendo anche i relativi contatti tettonici. Ciò è particolarmente bene esposto lungo le cime comprese tra Pizzo della Guardia ed Il Cassero (sezioni S13, S14), e presso contrada S. Caterina, dove è evidente che le *Areniti Glauconitiche* ricoprono faglie inverse di una certa rilevanza. In tutto la fascia posta ad est della struttura di Castronuovo (oltre il margine est delle sezioni), la successione oligomiocenica risulta certamente scollata, a formare una serie di almeno tre distinte scaglie superficiali di *roof-thrust*. Ciò suggerirebbe la possibilità che il complesso terziario sia stato delaminato passivamente in *back-thrusting* dall'impilarsi progressivo dei *duplex* sottostanti. In ogni caso, la troncatura erosiva alla base delle *Areniti Glauconitiche* (Sezione S15) data una prima fase di accrezione dei *duplex*, cui ha fatto riscontro in superficie la formazione di ampie pieghe da scollamento (pieghe concentriche) che sono state erose in corrispondenza delle zone di cerniera prima della deposizione dei sedimenti di mare basso. L'esistenza dei contatti discordanti sulla struttura di Castronuovo provverebbe altresì che anche i *duplex* sottostanti potevano essere portati all'esposizione subaerea e all'erosione in corrispondenza di locali culminazioni. I *thrust* più recenti (post-Tortoniano inferiore) hanno successivamente ritagliato il cuneo di strutture già formato, fino a conferire gli assetti geometrici attuali.

## SEZIONI GEOLOGICHE REGIONALI

Per riassumere i dati stratigrafici e strutturali qui presentati, collegando insieme tutti gli elementi del segmento di catena studiato, sono state elaborate 3 sezio-

ni regionali che attraversano l'intera area in senso nord-sud. Le sezioni sono state costruite sulla base dei dati di terreno uniti alle conoscenze sottosuolo che derivano dai dati di perforazioni AGIP eseguite per ricerche di idrocarburi, e dagli studi sull'*offshore* meridionale della Sicilia di recente compiuti dal gruppo di ricerca su stratigrafia sismica e sequenziale del Dipartimento di Geologia e Geodesia di Palermo (CATALANO *et alii*, 1993b, 1995a). Le essenziali regole del bilanciamento geometrico dei corpi geologici hanno rappresentato le linee guida per la estrapolazione in profondità delle strutture di superficie o rivelate dalle linee sismiche in *offshore*.

La sezione SR1 (Fig. 10a della Tav. f.t.) è la più occidentale ed attraversa le strutture di Monte Genuardo, Pizzo Telegrafo, e Sciacca. Il presupposto di base è che il livello di scollamento principale sia posto alla sommità del basamento, e che conseguentemente i *thrust* composti dai carbonati della Piattaforma Saccense comprendano una successione di circa 5 Km di spessore di sedimenti, alla cui base viene ipotizzata la presenza di livelli del Paleozoico superiore. Sul dorso del *thrust* di Monte Genuardo il complesso terziario di *roof-thrust* consiste delle Unità (mostrate più in dettaglio nei profili di Figura 5 della Tav. f.t.), mentre l'entità della deformazione dei carbonati del Miocene inferiore verso sud tenderebbe a decrescere al convergere dell'*onlap* degli strati sul dorso del *thrust* di Pizzo Telegrafo, lungo il margine meridionale del Bacino di Sambuca (Fig. 6 della Tav. f.t.); qui i carbonati miocenici sono da considerarsi soltanto in discordanza sul mesozoico di Pizzo Telegrafo ma sostanzialmente non scollati dal substrato. Scollamenti minori alla base delle argille terziarie sono presenti anche a sud del fronte Telegrafo.

La sezione SR2 (Fig. 10b della Tav. f.t.), tracciata tra Giuliana, Caltabellotta, Ribera fino all'*offshore* di Sciacca, mostra una situazione simile per le unità più interne, ivi comprendenti anche unità sicane come quella di Giuliana nel settore settentrionale. Il settore che fa transizione all'avampese è occupato da due principali unità di derivazione saccense sovrascorse verso sud sulle zone stabili, attraverso piani di *thrust* che

si raccordano verso l'alto allo scollamento basale del complesso di *roof-thrust*. Questo sistema superficiale di embrici altro non è che un equivalente strutturale in questo settore della Falda di Gela auct., e che per questo motivo è stata secondo studi recenti (CATALANO *et alii*, 1993a, 1995b) indicato come *Gela Thrust System* (da qui in poi abbreviato in GETS). Questo complesso alloctono comprende al suo interno terreni di natura prevalentemente argillosa, dai livelli oligomiocenici scollatisi in basso delle successioni sicane e saccensi, fin verso l'alto alle le coperture sintettoniche (Miocene superiore-Pleistocene inferiore) via via meno deformate negli strati più recenti. Sulla base delle geometrie riscontrate e dei dati stratigrafici esposti nel presente lavoro, e differentemente dalle interpretazioni geometriche più accettate, si ipotizza che livelli plio-pleistocenici non siano estesamente presenti alla base del *roof-thrust* al di sotto del piano di *thrust* più esterno e recente dell'alloctono ma, anche se riscontrati dai pozzi, possano essere considerati come orizzonti di limitata estensione posti alla sommità di singoli "horses" (Sezione SR2, Fig. 10b della Tav. f.t.). Nell'*offshore* di Sciacca i livelli più recenti coinvolti nel fronte esterno del GETS sono stati datati ad 1.2 Ma (CATALANO *et alii*, 1993a, 1993c). Ne consegue che, con riferimento allo schema stratigrafico presentato in figura 3 della Tav. f.t., le sequenze deposizionali Q1-2 e Q3 (orizzonte giallo scuro nel profilo SR2) risulterebbero in parte sottoscorse al fronte, mentre la sequenza Q4 (non presente in terraferma nella zona attraversata dal profilo) risulterebbe solo debolmente deformata.

Altro punto importante è la geometria complessiva del GETS. Le sezioni a media scala (S11 ed S12, Fig. 8 della Tav. f.t.; SR2 e 3, Fig. 10b della Tav. f.t.) hanno evidenziato il carattere retrovergente delle scaglie di *roof-thrust* più vicine al fronte principale dei Sicani. E' altresì dimostrato dalla sismica di *offshore* (CATALANO *et alii*, 1993a, 1993c) che le scaglie tettoniche più vicine alla costa e che fanno parte dello stesso sistema superficiale sono invece sudvergenti. L'inversione della polarità orogenica è segnata in superficie da un elemento tettonico dalla forma triangolare in sezione che costituisce un piccolo *pop-up*. Questo elemento potrebbe trovarsi sepolto al di sotto delle coperture pleistoceniche del Bacino di Ribera, (sezione SR2) poco distante dal pozzo Cianciana, è affiorante nell'area di Eraclea (Sezione SR3), ed è chiaramente presente anche in *offshore* come rilevato dalla sezione C551c che lambisce la costa qualche chilometro a sud-est di Sciacca. La conformazione fisica del GETS in questo settore è certamente legata alle sue modalità di propagazione. La possibilità più immediata da pensare è che il *roof-thrust*, dati gli elevati spessori (oltre duemila metri) abbia superato il suo angolo di "critical taper", portando alla generazione di un *thrust* fuori sequenza. L'ipotesi qui proposta è che l'elemento triangolare segni in superficie il luogo ove una riattivazione recente ha portato in profondità una grande scaglia di piattaforma saccense (Unità di Sciacca) a sovrascorrere parzialmente sull'alloctono (Sezione SR2 Fig. 10b della Tav. f.t.). Prima di questo momento il *roof-thrust* si è accresciuto per scollamento passivo e *backthrusting* al di sopra di un *duplex* maggiore, il cui spostamento verso sud è provato indirettamente dall'elevato raccorciamento superficiale. In una fase di riattivazione successiva (Pliocene medio-superiore?) la faglia basale del *duplex* ha raggiunto la superficie e questa unità maggiore è sta-

ta parzialmente sovrapposta a scaglie di *roof-thrust* in parte già individuate, costituendo un chiaro ostacolo alla retrovergenza.

La sezione SR3 mostra infine tutti gli elementi componenti il segmento di catena, secondo una geometria possibile desunta dall'andamento delle strutture di superficie. Le unità di I° ordine derivanti dalla deformazione del Bacino Sicano sarebbero sette in totale e comprenderebbero al loro interno, soprattutto nei settori più vicini all'avampaese, alcune unità di secondo ordine. Le unità mesozoiche di transizione piattaforma-bacino di I° ordine sarebbero due, come pure le unità maggiori derivanti dalla deformazione della Piattaforma Saccense, frammentate anche queste in alcune unità di secondo ordine in corrispondenza dei loro fronti più meridionali. Il segmento studiato appare sovrastato tettonicamente da un grosso corpo alloctono composto dal *mélange* permo-triassico. Questo corpo è la continuità fisica verso ovest dell'alloctono Lercarese, ed appare interposto tra le coperture terziarie scollate delle unità Sicane e l'unità di Rocca Busambra, composta da carbonati di piattaforma ma derivante, secondo la letteratura, dalla deformazione del paleodominio Trapanese.

## DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

### *Cronologia degli eventi tettonici di compressione*

Sulla base dell'analisi integrata tra le geometrie delle strutture tettoniche e l'analisi stratigrafica (biocronostratigrafica, stratigrafico-sequenziale, di facies, *pattern* stratale) degli strati sintettonici è stato possibile distinguere e datare strutture generatesi durante eventi deformativi che si sono susseguiti dal Messiniano superiore ad oggi in un arco cronologico di circa 6 milioni di anni. La carta dei contatti tettonici (Fig. 2b della Tav. f.t.) costituisce un primo tentativo di integrare questi dati in una carta tettonica dell'area che è attualmente in preparazione. Questi eventi tettonici eventi sono qui di seguito elencati dal più recente al più antico.

Evento V — Questo evento è rappresentato da pieghe asimmetriche SE vergenti con assi orientati N45°-55°E. Queste sono caratterizzate da lunghezza d'onda di circa 2 Km ed ampiezza di 100-200 m, ed appaiono essersi formate contemporaneamente alla deposizione terreni del Pleistocene inferiore all'incirca al limite cronologico tra la sequenza Q2 e la Q3 (vedi Fig. 4A della Tav. f.t.). Queste strutture risultano presenti a scala regionale in tutta l'isola, e presentando la medesima età e caratterizzano le strutture più superficiali della catena (*Gela Thrust system, sensu* CATALANO *et alii*, 1993b, 1995a). Sulla base di questa osservazione è possibile ipotizzare che la generazione di tali strutture sia legata ad una ripresa molto recente della transpressione riconosciuta da svariati Autori sia in Appennino che in Sicilia. V'è altresì da segnalare come questo sistema di sovrascorrimenti e pieghe associate sia stato in realtà soltanto riattivato nel Pleistocene inferiore, essendo conosciuti eventi sindeposizionali di compressione che hanno prodotto strutture aventi il medesimo *trend*, databili a circa 2.5 Ma (VITALE, 1995).

Evento IV — A questo evento sono da ascrivere le faglie inverse ad alto angolo aventi direzione N10°-30°E (area a Nord di Sciacca e di Caltabellotta) con associate anticlinali di rampa aventi lunghezza

d'onda di circa 5 Km ed ampiezze di oltre 300 m. Queste pieghe appaiono troncate da piani di taglio suborizzontali in superficie, orientati N110°-135°E ed inclinati verso NE. Questo evento sembra contemporaneo od immediatamente successivo alla deposizione della sequenza P4 (Fig. 4A della Tav. f.t.) anche se nelle aree studiate questi fronti riattivano strutture di età messiniana (vedi sezione geologica di R. NADORE).

Evento III — E' rappresentato da pieghe simmetriche con assi orientati N170°E, aventi lunghezze d'onda di 1-1,5 Km ed ampiezze dell'ordine dei 150-600 m. Queste strutture interessano anche le coperture sintettoniche i cui complessi rocciosi risultano riferibili su basi biostratigrafiche come pertinenti alla sequenza P2-P3 (Fig. 4A della Tav. f.t.). Esempi di questo sistema sono visibili lungo la dorsale di Poggioreale (sezioni geologiche S3, Fig. 7), lungo la fascia meridionale del Bacino di Sambuca, e nell'area di Corleone-Bisacquino-Prizzi dove i fronti arcuati di Monte Baracú e di Campofiorito-M.Triona-M.Colomba si sovrappongono chiaramente al bacino Pliocenico del Realbate con una vergenza complessiva verso SW.

Evento II — Ha generato sovraccorrimenti pelli-colari nelle coperture terziarie con associate anticlinali di rampa con assi chiaramente ripiegati (da E-W a N45°E nell'area di Ribera fino a N-S nell'area di S. Ninfa-Poggioreale), caratterizzati da lunghezze d'onda medie di 0,8 -1,5 Km ed ampiezze fino a 100-200m. L'età di queste strutture è certamente messiniana, come dimostrato dai i contatti reciproci tra i terreni miocenici e pliocenici nei settori nordoccidentali e sudorientali dell'area studiata (vedansi sezioni S1, S2, S11, S12, nella Tav. f.t.). Molti tra questi contatti tettonici risultano riattivati successivamente, quasi sempre dall'evento III.

Evento I — L'evento più antico riconosciuto nell'area studiata è legato alla generazione dei *thrust* di ordine maggiore che interessano il substrato carbonatico. Sono caratterizzati da una prevalente direzione dei fronti da N70°W a E-W, con associate anticlinali di rampa aventi lunghezze d'onda dell'ordine di alcuni chilometri ed ampiezze fino a 500-600 m. Esempi tipici di questo sistema sono le strutture sicane affioranti nell'area del fiume Sosio. Altre importanti strutture ad esse geneticamente legate, interessano invece i terreni oligo-miocenici nell'area a nord e ad ovest di Contessa Entellina, e sono caratterizzate da una notevole continuità laterale dell'ordine delle decine di chilometri. Le strutture legate a questo evento sono genericamente sudvergenti, ma la loro originaria direzione di trasporto non è conosciuta con esattezza, essendo successivamente intervenuti fenomeni di rotazione dei *thrust* (OLDOW *et alii*, 1990). Sulla base di considerazioni paleogeografiche e geodinamiche sull'area Centro-Mediterranea si ipotizza che originariamente la direzione di trasporto potesse essere verso Est, e che successivamente essa si sia gradualmente orientata verso Sud, coadiuvata da fenomeni di transpressione a grande scala legata alle più recenti fasi di sovraccorrimiento (CATALANO *et alii*, 1993a, 1995b). Evidenze stratigrafico-strutturali ricavate dall'area di Castronuovo, ubicata a circa venti chilometri ad est dell'area studiata (vedansi sezioni S12 ÷ S16 della Tav. f.t.), suggeriscono che i primi eventi deformativi responsabili delle strutture a *duplex* sepolte possano essere datati al Miocene inferiore, età delle *Areniti Glauconitiche*, le quali ricoprono in discordanza strutture chiaramente

te erose ascrivibili a questo evento. La discontinuità stratigrafica basale delle *Areniti Glauconitiche* costituisce la più antica troncatura erosiva ad estensione regionale, accompagnata da discordanza angolare (superiore ai 20°) o localmente da paraconcordanza. Sulla base di queste constatazioni si può pertanto ipotizzare che i primi fenomeni di sovraccorrimiento in profondità possano aver avuto riscontro in superficie nella generazione di ampie pieghe nelle coperture terrigene terziarie e di locali culminazioni del substrato carbonatico mesozoico, sia di tipo sicano che saccense (Fig. 3), troncate dalla erosione del Miocene inferiore.

#### Modello cinematico

Le conoscenze geologiche acquisite in quest'area dallo scrivente e qui presentate per la prima volta in forma compiuta, possono supportare nuove idee sulla propagazione del *thrusting* nei multistrati sedimentari e sull'evoluzione spazio-temporale dei sistemi avanfossa-avampaese. Dai dati presentati ed in parte già pubblicati (VITALE, 1993; DI STEFANO & VITALE, 1993, 1994) emerge infatti come l'evoluzione della propagazione dei *thrust* nei settori esterni della Catena Siciliana durante il tardo Neogene sia più complessa di quanto illustrato in letteratura, e certamente si discosta dai modelli attualmente più affermati. Il modello della "*piggyback sequence*" prevede una deformazione veloce e progressivamente migrante verso il *foreland*, concentrata su un solo fronte di *thrust*: secondo questo schema ogni nuovo *thrust* viene attivato non appena il *thrust* immediatamente precedente è stato abbandonato. Dai dati raccolti nell'area emerge invece chiaramente che la riattivazione dei *thrust* costituisce in questo segmento di catena non un incidente di percorso ma la regola fondamentale della propagazione dei *thrust*. La riattivazione, oltre che da prove di carattere stratigrafico, è evidenziata in superficie anche da fatti di ordine geometrico come ad esempio: 1) dalla presenza di '*footwall short-cut faults*' comunissime nell'area come in tutta la regione (vedansi in particolare i profili a media scala); 2) dalla rotazione, rispetto al piano orizzontale, che i corpi sovrascorsi di dimensioni maggiori hanno progressivamente subito: alcuni di essi hanno una inclinazione attuale di 60-70°, con superfici di scollamento alla loro base parallele alla stratificazione (vedasi Fig. 8; Fig. 8 della Tav. f.t.); 3) dal fatto che, lungo medesimi fronti di *thrust* o in corrispondenza di strutture crescenti come *fault-propagation folds*, lo *stratal pattern* delle coperture sintettoniche si modifichi in seguito ad eventi di compressione via via successivi, riferibili al Messiniano, al basso Pliocene, al tardo Pliocene ed al basso Pleistocene; ciò escluderebbe la possibilità di *thrust* "fuori sequenza".

Il modello proposto (Fig. 11 della Tav. f.t.), prendendo come esempio l'evoluzione dei *thrust* e dei bacini sintettonici lungo il profilo SR1, prevede invece che un'area molto vasta, compresa tra il margine meridionale della catena emergente a settentrione e la costa meridionale dell'isola, sia stata invece soggetta ad un compressione che ha agito in modo relativamente lento nell'arco di almeno 6 milioni di anni, ma contemporaneamente su più fronti di un un segmento di catena molto esteso. Ciò ha generato una sequenza di strutture parzialmente sepolte, senza il formarsi di una vera e propria avanfossa. I dati stratigrafici illustrati nelle sezioni a media scala indicano che i fronti emergenti o parzialmente sepolti sono stati attivi, a più livelli strati-

grafici, almeno a partire dal Messiniano superiore, e sono stati più volte riattivati nel corso del Plio-Pleistocene.

#### *Evoluzione delle strutture*

Attraverso un contributo originale di dati il presente studio ha proposto nuove ipotesi sull'evoluzione strutturale del segmento Sicano della catena sud-tirrenica, che sinteticamente riassumibili come segue:

A) la strutturazione a *duplex*, intesa come meccanismo di deformazione originario sia delle Unità "sicane" che di quelle "saccensi" le quali, già dai primi eventi plicativi, sono soggette ad una partizione tettonica in tre distinti livelli del multistrato.

B) Il problema dei rapporti laterali tra Unità di derivazione Saccense e Sicana. I profili su più grande scala (Fig. 10 della Tav.) mostrano come la piattaforma Saccense sia sempre sottoscorsa alle strutture derivate dal bacino Sicano con interposizione di una o più Unità di transizione; tale sovrapposizione si realizza lungo alcune importanti linee tettoniche (Linea del Verdura, Linea di Campofiorito), certamente databili al post-Pliocene medio. I rilevamenti condotti a media scala e le sezioni geologiche proposte hanno al contempo evidenziato come le strutture Saccensi, Sicane o di transizione, tutte generalmente sudvergenti, siano attualmente affiancate lungo medesimi fronti di sovrascorrimento (Fig. 1; Fig. 2 della Tav.). L'insieme di questi dati suggerisce che i sovrascorrimenti attualmente affioranti nell'area studiata debbano essere fortemente obliqui se non normali rispetto agli originari limiti di paleogeografici bacino-transizione-piattaforma del Mesozoico. Ciò è anche in accordo a recenti ipotesi evolutive che prevedono una originaria posizione paleogeografica del "Bacino Sicano" *auct.*, e delle sue prosecuzioni laterali, decisamente spostata verso l'*hinterland*.

C) La generazione delle strutture da *duplex* nei livelli mesozoici con presunto innesco già durante il Miocene inferiore, avrebbe preceduto una lunga fase di deformazione superficiale più meno continua, ampiamente interagente con i riempimenti dei bacini satelliti posti sulla catena ed al fronte di essa secondo un dispiegamento di fronti di *thrust* contemporaneamente attivi. La riattivazione dei sovrascorrimenti, dimostrata da precise evidenze relative a svariate località, è probabilmente legata a componenti transpressive a grande scala. La transpressione potrebbe essere spiegata ipotizzando una direzione di trasporto complessiva dell'intero arco orogenico Appennino meridionale- Sicilia verso SE. Ciò indurrebbe componenti di trasporto locali in realtà oblique rispetto al *trend* delle due terminazioni dell'arco (Fig. 10); i fronti di *thrust* più recenti (Est-Ovest in Sicilia, e Nord-Sud in Appennino) assumerebbero il ruolo di due grandi sistemi di rampe laterali, mentre l'unico tratto del fronte in pura compressione potrebbe essere rappresentato dalla porzione dell'Arco Calabro attualmente sommerso nello Ionio. Ciò potrebbe giustificare le opposte componenti di trascorrenza e le rotazioni antitetiche tra Sicilia ed Appennino meridionale ampiamente documentate in letteratura, e prevederebbe rotazioni nulle o trascurabili lungo il fronte in compressione pura.

D) La cinematica della propagazione del *thrusting*, ricavata dallo studio integrato delle strutture in crescita, del *pattern* stratale e delle relative età delle coperture sintettoniche, ha evidenziato come la propagazio-

ne dei *thrust* nei settori esterni della Catena Sicula durante il tardo Neogene sia più complessa rispetto a quanto illustrato in letteratura. Presentando una ipotesi alternativa sulla propagazione dei *thrust*, questo lavoro ha inteso enfatizzare la necessità di un affinamento dell'analisi stratigrafica e della sua sincronizzazione con l'analisi dello *stratal pattern* dei bacini sintettonici. Al contempo, questo potente strumento nell'interpretazione dei contatti stratigrafici e tettonici deve essere adoperato con cautela, soprattutto in settori di catena come Sicilia ed Appennino Meridionale dove i modelli attualmente più acclarati sulla cinematica del *thrusting* (i.e. la "*piggyback sequence of thrusting*") sembrano non del tutto o per nulla applicabili.

#### RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano il Dr. E. DI STEFANO, la Dr.ssa M. GULLO ed il Prof. R. SPROVIERI per il prezioso aiuto fornito nella biostratigrafia delle successioni studiate. Ringrazio inoltre il Prof. L. TORTORICI per la revisione critica del manoscritto. Grazie anche al Prof. R. CATALANO ed al Prof. P. DI STEFANO per il supporto organizzativo e finanziario.

#### BIBLIOGRAFIA

- BROQUET P. (1970) - *Carte géologique des Madonies e des Sicani orientaux*. Scale 1 : 100.000.
- CAFLYSCH L. & SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1967) - *Un contributo delle ricerche petrolifere alle conoscenze del Paleozoico in Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, 537-551.
- CATALANO R. & MONTANARI L. (1979) - *Geologia dei Monti di Trabia - Termini Imerese e dei Sicani orientali*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. della Soc. Naz. di Sc. Lett. e Arti in Napoli. Ser IV, Vol **XLVI**, 1-27.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982) - *Schema geologico della Sicilia*. Suppl. A delle Mem. Soc. Geol. It., **XXIV**, 53-76.
- CATALANO R., DI STEFANO P. & KOZUR H. (1988) - *New results in the Permian and Triassic stratigraphy of Western Sicily with special reference to the section at Torrente San Calogero SW of the Pietra di Salomone (Sosio Valley)*. Atti del 74° Congr. Soc. Geol. It., Sorrento 1988, Vol. A dei riassunti, 126-135.
- CATALANO R., DI STEFANO P. & KOZUR H. (1991) - *Permian circum-pacific deep-water faunas from the Western Tethys (Sicily-Italy) - New evidences for the position of the Permian Tethys*. In: Channell J.E.T., Winterer E.L. & Jansa L.F. (eds.) *Paleogeography and paleoenvironment of Tethys (spec. vol.)* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **87**, 75-108.
- CATALANO R., DI STEFANO P., NIGRO F. & VITALE F.P. (1993a) - *Sicily Mainland and its offshore: a structural comparison*. In: Max M.D. & Colantoni P. (Eds.). *Geological development of the Sicilian - Tunisian Platform*. Unesco Report in Marine Science, **58**, 19-24.
- CATALANO R., DI STEFANO E., LO CICERO G., INFUSO S., VAIL P.R., AND VITALE F.P. (1993b) - *Basin analysis and sequence stratigraphy of the Plio-Pleistocene of Sicily*. In: Max M.D. & Colantoni P. (Eds.). *Geological development of the Sicilian - Tunisian Platform*. Unesco Report in Marine Science, **58**, 99-104.
- CATALANO R., INFUSO S. & SULLI A. (1993c) - *The Pelagian foreland and its northward foredeep. Plio-Pleistocene structural evolution*. In: Max M.D. & Colantoni P. (Eds.). *Geological development of the Sicilian - Tunisian Platform*. Unesco Report in Marine Science, **58**, 37-42.
- CATALANO R., DI STEFANO E., INFUSO S., SULLI A., VAIL P.R. & VITALE F.P. (1995a) - *Sequence and systems tracts calibrations on high-resolution bio-chronostratigraphic scheme: the Central Mediterranean Plio-Pleistocene record*. In: De Graciansky et alii (eds.): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of Western European Basins*. S.E.P.M. Mem., in stampa.
- CATALANO R., DI STEFANO P., & VITALE F.P. (1995b) - *Structural trends and Paleogeography of the Central and western Sicily belt: new insights*. Terra Nova, **7**, 189-199.



- DI STEFANO E. & VITALE F.P. (1988) - *Sedimentazione e tettonica nel Plio-Pleistocene della Valle del Belice (Sicilia Sud-occidentale)*. Congr. Naz. 74 Soc. Geol. It., Salerno, Vol. A dei riassunti, 271-272.
- DI STEFANO P. & GULLO M. (1986) - *Late Triassic - early Jurassic sedimentation and tectonics in the Monte Genuardo Unit (Saccense Domain, western Sicily)*. Rend. Soc. Geol. It., **9**, 179-188.
- DI STEFANO P., GULLO M. AND SENOWBARI-DARYAN B. (1993) - *The Upper Triassic reef of M. Genuardo (Western Sicily)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 103-114.
- DI STEFANO P. & GULLO M. (1993) - *Dati stratigrafici sul Trias pelagico della Sicilia occidentale*. (Abs), Paleopelagos.
- DI STEFANO P. & VITALE F. (1993) - *Carta geologica dei Monti Sicani Occidentali - Scala 1:50.000*. Dipartimento di Geologia e Geodesia, Palermo 1993.
- DI STEFANO P. & VITALE F. (1994) - *Propagazione dei thrust e dinamica dei bacini sintettonici: esempi dai monti Sicani, Sicilia*. In: 77° Congresso della Società Geologica Italiana, Bari, settembre 1994, abstr. volume "Geologia delle aree di avampae-se", 75-79.
- GULLO G. (1993) - *Studi stratigrafici sul Permiano ed il Trias pelagico della Sicilia occidentale*. Tesi di dottorato, 1-203, XIII Tavv., 1993, Palermo.
- GULLO M. & VITALE F.P. (1986) - *The "Megabreccia event" in the Upper Cretaceous Eocene "Scaglia" of western Sicily*. Rend. Soc. Geol. It., **9**, 195-202.
- FLUGEL E., DI STEFANO P. & GULLO G. (1991) - *Microfacies and depositional structure of allochthonous carbonate base-of-slope deposits: the Late Permian Pietra di Salomone Megablock, Sosio Valley (Western Sicily)*. Facies, **25**, 147-186.
- HILL, K. AND HAYWARD, A. (1988) - *Structural constraints on the Tertiary plate tectonic evolution of Italy*. Marine and Petroleum Geology, **5**, 2-16.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1991) - *Tettonica a thrust della catena appenninico-maghrebide: esempi della Lucania e della Sicilia*. Studi Geologici Camerti: Atti del Convegno "Neogene Thrust Tectonics", pp.19-26.
- MASCLE G. (1979) - *Etude geologique des Monts Sicani*. Riv. It. Paleont. Strat., Memoria XVI, Milano.
- MONTANARI L. & PANZANELLI-FRATONI R. (1990) - *A comparison between the Lercara Formation and the Monte Facito Formation (Southern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 115-121.
- MONTANARI L. (1989) - *Lineamenti stratigrafico-paleogeografici della Sicilia durante il Ciclo Alpino*. Mem. Geol. It., **38**, 361-406.
- OLDOW J.S., CHANNEL J.E.T., CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1990) - *Contemporaneous thrusting and large-scale rotations in the western sicilian fold and thrust belt*. Tectonics, **9** (4), 661-681.
- ROURE F., HOWELL D.G., MULLER C. & MORETTI I. (1990) - *Late Cenozoic subduction complex of Sicily*. Journ. of Struct. Geology, **12** (2), 259-266.
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N., & PEREZ-CRUZ C. (1990) - *The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy, and sedimentology - An overview*. In: Einsele G., Ricken A., and Seilacher A. (eds.): Cycles and events in stratigraphy, Springer Verlag, New York, 617 - 659.
- VITALE F.P. (1990) - *Studi sulla Valle del medio Belice (Sicilia centro-occidentale). L'avanfossa Plio-Pleistocenica nel quadro dell'evoluzione paleotettonica dell'area*. Tesi di Dottorato, 1-202, Palermo, 1990.
- VITALE F.P. (1991) - *Duplex-type deformative style in the Sicani Range, Central-Western Sicily. Examples and tectonic implications*. In: "Giornate in memoria di Leo Ogniben", Soc. Geol. It., Abstr. Volume, **203**, Naxos, 1991.
- VITALE F.P. (1993) - *Dynamics of foreland and piggyback basin along the Sicilian thrust front (western Sicily)*. 4th Workshop of the ILP Task Force: "Origin of the Sedimentary Basins". Benevento (Italy), Sept 25 - Oct. 1, abs.
- VITALE F.P. & GIAMBRONE C. (1992) - *Sovrascorrimenti di tipo "duplex" nei Monti Sicani: l'esempio di Castronuovo (Sicilia centro-occidentale)*. Naturalista Siciliano, **XVI** (1-2), 39-62.
- VITALE F.P. (1995) - *Stacking pattern and tectonics: Field evidences and chronostratigraphic constraints from Pliocene growth-folds of Sicily (Central Mediterranean)*. In: De Graciansky et alii (eds.): Sequence stratigraphy of European basins. S.E.P.M. Special Volume, in prep.
- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M. JR., VAIL P.R., SARG J.F., LOUTIT T.S. & HARDEMBOLD J. (1988) - *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions*. In: Wilgus C.K., Hastings B.S., Posamentier H., Van Wagoner J., Ross C.A. and Kendall C.G.st.C. (eds.), Sea level changes - An integrated approach. S.E.P.M. spec. publ., Vol. **42**, 39-45.



Grafica, fotocomposizione e stampa  
Centro Interdipartimentale Audiovisivi e Stampa  
Università di Camerino  
aprile 1997

Autorizzazione Tribunale di Camerino n. 4/82 del 17.12.1982  
Direttore responsabile Prof. PIERPAOLO MATTIAS

