

LINEAMENTI STRATIGRAFICI E STRUTTURALI DEL FRONTE DELLA FALDA DI GELA AFFIORANTE A NW DEL PLATEAU IBLEO (SICILIA SUD-ORIENTALE)

La Falda di Gela, nel suo segmento affiorante nel tratto antistante il margine nord-occidentale del Plateau Ibleo, è costituita da una successione di terreni che complessivamente mostrano un'età da terziaria fino ad infrapleistocenica.

I termini più profondi sono costituiti da argille ed arenarie glauconitiche dell'Unità di M. Judica di età Oligocene superiore-Serravalliano, su cui poggia tettonicamente l'oligo-miocenico Flysch Numidico a sua volta sopportante isolati lembi alloctoni di Unità Sicilidi (Argille Scagliose Varicolori e F.ne Polizzi del Cretaceo superiore-Eocene medio). Queste ultime sarebbero sovrascorse sul Flysch Numidico nel Langhiano per poi strutturarsi tutti assieme sui termini apicali di M. Judica nel Serravalliano-Tortoniano inferiore.

La successione supramiocenica è data da argille grigio-azzurre e sabbie (F.ne Terravecchia) con Argille Brecciate (AB₂) alla sommità.

La serie evaporitica messiniana è suddivisibile in tre distinte unità separate da due discordanze. L'unità inferiore (Complesso Evaporitico Inferiore) è costituita da Tripoli, Calcare di Base e Gessi. L'unità superiore (Complesso Evaporitico Superiore) è costituita da alternanze di gessi, silts argillosi e diatomiti su cui poggiano, a luoghi con contatto discordante, calcari di facies lagunare (Calcare Terminale).

Le discordanze osservate nei sedimenti messiniani rappresentano il prodotto di una tettonica sinsedimentaria, dovuta alla migrazione verso le zone esterne del fronte della falda che si è prodotta, senza grosse soluzioni di continuità, a partire dal Miocene superiore perlomeno fino al Pleistocene inferiore.

I sedimenti pliocenici sono costituiti dai Trubi del Pliocene inferiore. Mancano in tutta l'area presa in considerazione sedimenti del Pliocene medio e solo nell'estremità meridionale della falda, nell'area dell'attuale Avanfossa Gela-Catania, sono presenti argille del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

Le deformazioni superficiali, osservate e ricostruite in base ad un dettagliato rilievo geologico di campagna, sono estremamente complesse. In esse sono sempre chiaramente coinvolti i Trubi, a dimostrazione del fatto che, a parte la tettonica sinsedimentaria supramiocenica, l'attuale assetto strutturale della falda è stato raggiunto dopo il Pliocene inferiore. Le strutture predominanti sono date da pieghe e faglie inverse spesso retrovergenti, che sono però scarsamente penetrative e molto spesso restano confinate nell'ambito della serie evaporitica e dei Trubi, perdendo la loro evidenza in profondità, all'interno delle sottostanti argille tortoniane, a causa di scollamenti. Queste deformazioni superficiali complessivamente servono ad assorbire i forti tassi di raccorciamento dovuti ai *duplex* che interessano la parte più profonda della successione alloctona, come si evince dall'analisi delle linee sismiche.

La base della Falda di Gela, che nel tratto esaminato presenta spessori complessivi sempre inferiori ai 1000 metri, poggia sulla successione carbonatica del Plateau Ibleo che presenta livelli apicali di età messiniana ed infrapliocenica.

Sulla parte frontale della falda, le argille del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore presentano deformazioni via via meno intense dagli orizzonti più antichi a quelli più recenti. Da quanto si evince dal presente studio, mentre i termini suprapliocenici poggiano sulla successione messiniano-infrapliocenica della falda e sono chiaramente implicati nel movimento traslativo, i termini infrapleistocenici affioranti in corrispondenza della parte frontale, sono solo a luoghi interessati dai fronti di sovrascorrimento più avanzati.

La presenza di faglie oblique ed ortogonali ai piani di accavallamento produce, inoltre, una marcata segmentazione nella geometria complessiva del fronte dell'alloctono.

PAROLE CHIAVE: *Sicilia sudorientale, avanfossa, falda di Gela, tettonica sinsedimentaria, deformazione duttile.*

KEY WORDS: *SE Sicily, foredeep, Gela nappe, synsedimentary tectonics, thin-skin deformation.*

Introduzione ed inquadramento geologico regionale

La Falda di Gela rappresenta il fronte più avanzata della Catena Maghrebide Siciliana. Essa affiora estesamente in Sicilia sud-orientale dall'offshore geleso fino alle aree antistanti il margine settentrionale del Plateau Ibleo.

Lavoro svolto con il contributo finanziario del M.P.I.: art. 65 (60%) C.F. 20120131/87 (resp. M. Grasso) e del C.N.R.: contr. 87.00900.05-20120401 (resp. F. Lentini).

Generalmente il fronte affiorante non corrisponde a quello effettivo in quanto quest'ultimo si trova spesso in posizione più avanzata, sepolto sotto le coperture argillose pleistoceniche e le alluvioni. È stata citata per la prima volta da Beneo (1958) che ne segnala la base sepolta a 1098 m. di profondità nel campo petrolifero di Gela e poggianti su argille a *Globorotalia truncatulinoides* del Pleistocene inferiore. Ulteriori notizie si hanno in Rocco (1959) ed in Ogniben (1960). Roda (1965, 1968) nelle aree di Niscemi e Pietraperzia, nell'entroterra geleso, segna-

la le argille pleistoceniche a *Hyalinea balthica* discordanti su termini di età tortoniana-suprapliocenica, deformati e attribuibili al complesso alloctono della Falda di Gela.

Di Geronimo & Costa (1978) segnalano la presenza di *klippen* messiniani inseriti nelle argille infra-pleistoceniche presso Monte dell'Apa (Gela). Colantoni (1975) ha dato una prima delimitazione del fronte della falda nell'offshore della Sicilia centro-meridionale. Di Geronimo et alii (1978) mettono in evidenza l'appoggio diacrono dei termini alloctoni della Falda di Gela su termini via via più recenti man mano che si procede verso aree più prossime all'avampaese, con lo stesso meccanismo che si osserva anche nei fronti esterni della catena appenninica lungo l'avanfossa adriatica.

Negli ultimi anni, principalmente per merito della disponibilità di dati di sottosuolo, stratigrafici e geofisici, visto l'interesse rivestito da queste aree a fini petroliferi, nuova luce è stata fatta sulla geometria e sulle modalità deformative di questi fronti recenti della Catena Appenninico-Maghrebide.

Dal concetto di olistostroma di Beneo (1958) e da quello del *lateral spreading* di Billings (1960) parzialmente applicato da Ogniben (1968), si è passati a considerare queste strutture tipiche delle avanfosse plio-quaternarie appenniniche come dei veri e propri *thrust fold belt*, il cui aspetto decisamente complesso dipende in parte dalla disomogeneità della deformazione forse dovuta alla presenza di grosse masse argillose all'interno di queste successioni.

Gli studi più recenti sulla Falda di Gela, la interpretano come la parte più avanzata del *thrust belt* maghrebide, con meccanismi formazionali simili a quelli dei complessi di accrezione, sia nell'entroterra siciliano (Cristofolini et alii, 1979; Lentini, 1982; Carbone et alii, 1982; Lentini et alii, 1987; Bianchi et alii, 1989; Carbone et alii, 1989a) che nell'offshore (Catalano, 1987; Catalano et alii, 1987; Catalano, 1988; Antonelli et alii, 1988; Argnani, 1989; Argnani et alii, 1987, 1989).

Durante il presente studio si è proceduto ad una cartografia di dettaglio del fronte della falda affiorante nell'area antistante il margine nord-occidentale ibleo (v. ubicazione nella carta d'inquadrimento in tav. 1 f.t.). Il segmento qui analizzato rappresenta l'estremità nord-orientale affiorante della falda. Infatti, mentre verso SW questa si segue fino a Gela e relativo offshore, verso NE essa viene interessata da un'importante dislocazione che mette a contatto i terreni alloctoni con i sedimenti e le vulcaniti plio-pleistoceniche della Piana di Catania, interrompendone la continuità in affioramento.

Sul bordo nord-occidentale ibleo il fronte della Falda di Gela è separato, dal margine del plateau, dalla pianura alluvionale del fiume Mergi, larga mediamente da 3 a 5 Km. Le vulcaniti e i sedimenti plio-pleistocenici qui affioranti poggiano in massima

parte sulla successione iblea, mentre le digitazioni frontali della falda si ritrovano inserite dentro le argille, molto spesso in corrispondenza del passaggio Plio-Pleistocene.

Successioni stratigrafiche della Falda di Gela

Le formazioni esposte nella zona compresa tra il fiume Mergi e il medio corso del fiume Gornalunga, coinvolte nella deformazione supramiocenica-infrapleistocenica della Falda di Gela, possono essere suddivise in due gruppi, affioranti rispettivamente nella parte nord e nell'angolo NW dell'area considerata e a sud del fiume Gornalunga fino al bordo nord-occidentale ibleo (tav. 1).

Nel primo settore affiorano esclusivamente successioni pre-tortoniane mentre nel secondo settore, più meridionale, sono esposti terreni dal Tortoniano al Pliocene inferiore. I sedimenti plio-pleistocenici affiorano invece esclusivamente nella parte frontale della falda.

Successioni pre-tortoniane

Argille e arenarie glauconitiche. Tale successione abbraccia un intervallo cronologico che va dall'Oligocene superiore al Serravalliano (Lentini, 1974, 1982; Lentini et alii, 1987). Si tratta di una successione potente fino a 400 m, misurabili nelle aree più settentrionali, dove è esposta più completamente. Essa è composta da un intervallo basale argilloso e da uno apicale dato da alternanze di marne argillose con arenarie verdastre glauconitiche in strati da decimetrici a metrici. Assieme alle arenarie si rinvencono anche strati calcarenitici contenenti macroforaminiferi dei generi *Lepidocyclina* e *Discocyclina*. I livelli apicali contengono *Orbulina universa* e quindi sono riferibili al Serravalliano. Essa costituisce il top della successione triassico-miocenica di M. Judica (Lentini, 1974).

Flysch Numidico. Le argille e le arenarie glauconitiche sono ricoperte tettonicamente da limitati lembi dell'oligo-miocenico Flysch Numidico con spessori di oltre 200 m. Si tratta prevalentemente di argille brune scagliettate, estremamente tettonizzate, contenenti intercalazioni di quarzareniti giallastre in banconi potenti fino ad alcuni metri.

Unità Sicilidi. Si tratta di una successione che presenta un aspetto estremamente caotico ed è costituita da Argille Scagliose Varicolori (A.S.) e da un'alternanza di calcilutiti e calcari marnosi bianchi e a volte rosati (F.ne Polizzi), originariamente in sovrapposizione stratigrafica sulle A.S. Gli spessori massimi osservati sono dell'ordine di 50 m. Le A.S. contengono associazioni riccamente fossilifere costituite da organismi risedimentati del Maastrichtiano

superiore quali: *Racemiguembelina fruticosa*, *Globotruncana spp.*, *Ventilabrella sp.*, *Pseudotextularia sp.*, *Heterohelix spp.*, *Abatonphalus cf. mayeroensis*. Tali forme sono associate a forme paleoceniche quali *Planorotalites pusilla pusilla*, *Planorotalites compressa*, *Morozovella angulata* e *Morozovella pseudobulloides*. Intercalate nelle A.S. si rinvencono livelli di breccie carbonatiche, i cui elementi, che raggiungono dimensioni di alcuni dm³, sono costituiti da carbonati di piattaforma con Alveoline, Miliolidi, Calcisfere; la matrice è una biomicrite ricca di organismi planctonici. Gli intervalli carbonatici della F.ne Polizzi contengono microfaune a *Morozovella aragonensis*, *Morozovella formosa formosa*, *Acarinina broedermanni*, *Acarinina soldadoensis*, *Globigerina loganoi*, *Globigerina senni* e «*Globigerinoides*» *higginsii*. L'età complessiva di tutta la successione dovrebbe essere quindi Paleocene-Eocene inferiore e medio. Le Unità Sicilidi sono meccanicamente a contatto col Flysch Numidico. Comunque come si evince da osservazioni a scala regionale, esse si sarebbero accavallate sul Flysch Numidico nel Langhiano, per poi subire assieme a quest'ultimo, nel Serravalliano, la traslazione finale sulle argille e le arenarie glauconitiche dell'Unità di M. Judica (Lentini *et alii*, 1987).

Successione del Tortoniano-Pliocene inferiore

La successione generalizzata è riportata nella colonna litostratigrafica di tav. 1, in basso a destra. Le sezioni stratigrafiche di dettaglio misurate nelle località di migliore affioramento e relative correlazioni sono riportate in Fig. 1. I termini della successione vengono qui di seguito descritti a partire da quello inferiore.

Argille grigio-azzurre, sabbie gialle (F.ne Terravecchia) e Argille Brecciate (AB₂). Si tratta di una formazione argilloso sabbiosa caratterizzata da un notevole spessore. Sul versante settentrionale della Montagna, a NW di Ramacca, esso è dell'ordine di 250 m. Spessori maggiori si notano a sud del fiume Ferro (C.da Magazzinaccio) dove ne affiorano circa 300 m senza che si osservi la base.

Nelle aree tipo della Sicilia centro-settentrionale (Cozzo Terravecchia) ove questa formazione è stata istituita (Flores, 1959; Schmidt Di Friedberg, 1962, 1965) essa presenta intercalazioni di sabbie e conglomerati a vari livelli e locali sviluppi di calcari biohermali (Catalano, 1979; Grasso & Pedley, 1988, 1989).

Nell'area esaminata, alcune intercalazioni di sabbie quarzose giallo-ocra, sono presenti nella parte medio-alta della formazione spesso con un contatto basale erosivo, e raggiungono lo spessore massimo (20-30 m) presso la periferia meridionale dell'abitato di Ramacca. Sovrastanti le argille grigio-azzurre si

rinvencono anche corpi lenticolari potenti fino a 150 m riferibili alla F.ne delle Argille Brecciate di Ogniben (1953, 1954) e corrispondenti al livello indicato come AB₂ dal suddetto Autore, in base alla loro posizione stratigrafica. Litologicamente si tratta di breccie argillose brunastre a matrice argilloso-siltosa con presenza di clasti grossolani litoidi generalmente quarzarenitici. Le associazioni faunistiche caratteristiche delle argille grigio-azzurre sono costituite da *Globorotalia menardii*, *Globorotalia acostensis* e *Globorotalia scitula* che indicano un'età tortoniana.

Complesso Evaporitico Inferiore. Decima & Wezel (1971) hanno indicato con questo termine, successivamente utilizzato da Catalano (1979) e Grasso & Pedley (1988), la parte inferiore della Serie Evaporitica Siciliana, separata dai termini soprastanti da una discordanza a carattere regionale. La successione inizia con:

Tripoli. Non è una formazione tipicamente evaporitica in quanto si tratta di diatomiti sottilmente laminate, fissili, di colore biancastro, poggianti in continuità stratigrafica sulle argille grigio-azzurre tortoniane. È presente quasi sempre alla base del Complesso Evaporitico Inferiore (v. Figg. 4,5,6 per i dettagli) con spessore variabile da 10 a 20 m. Le microfaune, ove presenti, sono generalmente a carattere oligotipico (v. Grasso *et alii*, 1989) con prevalenza di *Globigerinoides obliquus extremus*.

Calcare di Base. È rappresentato da un unico livello, più o meno continuo di spessore da 20 a 30 m. In dettaglio si presenta come un insieme di strati e banchi calcarei grigiastri, generalmente laminati, a volte con ritmi pelitiche. A luoghi si presenta invece brecciato, spesso con cemento grossolano secondario o vacuolare. In quest'ultimo caso assume un aspetto massivo e sovente è smembrato in grossi blocchi discontinui, intensamente fratturati.

Gessi. Questo termine, che rappresenta i livelli apicali del Complesso Evaporitico Inferiore, non è sempre presente. Molto spesso si rinvencono infatti i termini del sovrastante Complesso Evaporitico Superiore poggianti, con contatto brusco e discordante, direttamente sul Calcare di Base. Si tratta di gessi macrocristallini, con la classica geminazione a coda di rondine che presentano il loro spessore massimo (circa 70 m) presso gli affioramenti a nord del Castello di Serravalle. Sono presenti anche livelli decimetrici a laminazione mm-ritmica con alternanza di varve argillose ed evaporitiche, generalmente concentrati alla base della formazione.

Complesso Evaporitico Superiore. Questa successione affiora lungo una fascia orientata NE-SW da Poggio Colombaio a Monte San Nicola, Poggio Pulce e Poggio delle Forche (v. Tav. 1 e Figg. 1 e 4). In queste ultime località, ubicate nel settore NE dell'area considerata, si hanno le migliori esposizioni.

Questa successione è scomponibile in una parte

inferiore il cui spessore è circa i due terzi del totale, costituita da livelli gessosi, diatomitici e argillosi. I gessi si presentano generalmente laminati. Sono frequenti livelli ruditici a clasti di Calcare di Base. La colorazione dei gessi varia dal grigio al verde e al rosso. Gli intervalli a laminazione mm-ritmica sono organizzati in strati e banchi potenti fino a 2 m. La parte superiore è invece costituita da livelli diatomitici molto simili al sottostante Tripoli e contengono radiolari e diatomee. Verso l'alto i livelli diatomitici si alternano a livelli decimetrici siltosi grigio-verdognoli che diventano predominanti verso il tetto della formazione, ben esposto sul versante orientale di Poggio Pulce. Al passaggio tra l'intervallo inferiore, costituito prevalentemente dai gessi, e la parte superiore si ha la costante presenza di due livelli calcisiltitici potenti ognuno 20 cm circa.

Il contatto con il sottostante Complesso Evaporitico Inferiore è discordante. A Poggio Pulce e a Poggio delle Forche questa successione poggia sul Tripoli o su lembi erosi di Calcare di Base o direttamente sulle argille tortoniane. Lo spessore complessivo varia da 0 a 150 m. Le colonne stratigrafiche con le relative correlazioni fra i vari termini della successione messiniana sono riportate in Fig. 1.

Calcare Terminale. Con questo termine (*Terminal Complex* di Esteban, 1979) viene indicato un intervallo calcareo che generalmente chiude la successione messiniana. È presente solo sui rilievi di Monte San Nicola-Poggio Pulce e nel versante nord-occidentale della Montagna. Lo spessore massimo è di 50 m. Le caratteristiche litologiche, molto variabili, sono simili a quelle osservate in livelli analoghi presenti in varie località della Sicilia centrale (Decima & Wezel, 1971; Catalano, 1979; Grasso & Pedley, 1988).

Il litotipo prevalente è dato da laminiti carbonatiche (Fig. 2) spesso stromatolitiche che suggeriscono ambienti deposizionali peritidali o lagunari. Altri litotipi sono dati da calcari massivi travertinosi, o da brecce carbonatiche monogeniche a cemento calcareo. Sono presenti anche livelli silico-clastici costituiti prevalentemente da quarzosiltiti. Il contatto con i termini sottostanti è spesso discordante.

Trubi. Si tratta essenzialmente di un'alternanza di biomicriti bianco-latte e marne giallastre dello spessore di circa 30 cm. La diffusa fratturazione data da piani generalmente isorientati e ricoperti da una patina ferruginosa, ne maschera spesso la giacitura. Raggiungono spessori massimi intorno a 20-30 m. Le ricche associazioni planctoniche a *Globorotalia margaritae* e a *Globorotalia punctulata* suggeriscono un'età infrapliocenica.

Nella parte più meridionale dell'area, essi poggiano sul Calcare di Base o sui Gessi del Complesso Evaporitico Inferiore. Presso Monte San Nicola alcuni lembi poggiano su vari termini del Complesso Evaporitico Superiore.

Successione plio-pleistocenica dell'Avanfossa Gela-Catania

Si tratta di una successione potente fino ad alcune centinaia di metri, argillosa con intercalazioni di vulcaniti basiche submarine.

Gli orizzonti più profondi sono dati da marne argillose grigio-azzurre a *Globorotalia inflata* del Pliocene superiore, affioranti presso il Castello di Serravalle, sulla parte frontale della falda (Tav. 1). Esse poggiano in discordanza sui termini messiniani e sui Trubi e sono quasi sempre coinvolte nella deformazione. Nell'angolo sud-occidentale dell'area esaminata, a sud di Monte Frasca, il fronte affiorante della falda, variamente scagliato e digitato, poggia sulle suddette argille.

Al di sopra di esse si ha una potente intercalazione di vulcaniti submarine, brecce a pillows e subordinatamente colate laviche, ben sviluppate in affioramento a sud del fiume Margi, sul versante settentrionale del Plateau Ibleo, e riscontrate anche in sottosuolo lungo la piana alluvionale del fiume. Questa intercalazione di vulcaniti molto spesso separa i livelli marnoso-argillosi più bassi, suprapliocenici, dai livelli argillosi soprastanti, francamente pleistocenici. Questi ultimi contengono nella parte bassa, al contatto con le vulcaniti, *Globigerina calabra*, mentre nei livelli soprastanti compare anche *Hyalinea balthica*.

Il fronte della falda (così come cartografato in Tav. 1) mostra un appoggio diacrono dell'allocalitono su tutti e tre i termini plio-pleistocenici individuati. In realtà il fronte non coincide per larghi tratti con quello reale della falda, che si trova spesso sepolto e in posizione più avanzata.

Lineamenti strutturali

Il rilievo di dettaglio e le osservazioni geologiche di campagna hanno permesso di ricostruire la geometria delle strutture principali. Come detto precedentemente, nell'area esaminata vanno distinti due settori in cui vengono coinvolti nella deformazione successioni di età e significato diverso.

Lungo il fiume Gornalunga e a nord di esso, in sinistra idrografica, il Flysch Numidico che sopporta tettonicamente i terreni Sicilidi (A.S. + F.ne Polizzi), ricopre tettonicamente le argille e le arenarie glauconitiche i cui livelli apicali hanno età serravaliana.

In base a considerazioni a scala regionale, il Flysch Numidico affiorante in quest'area può essere correlato con le originarie coperture dei domini imeresi (Unità di M. Salici-M. Altesina, di Lentini *et alii*, 1987; Bianchi *et alii*, 1989) sulle quali le Unità Sicilidi si sarebbero sovrapposte tettonicamente nel Langhiano. Nelle aree in studio il Flysch Numidico e le Unità Sicilidi su di esso sovrascorse si possono

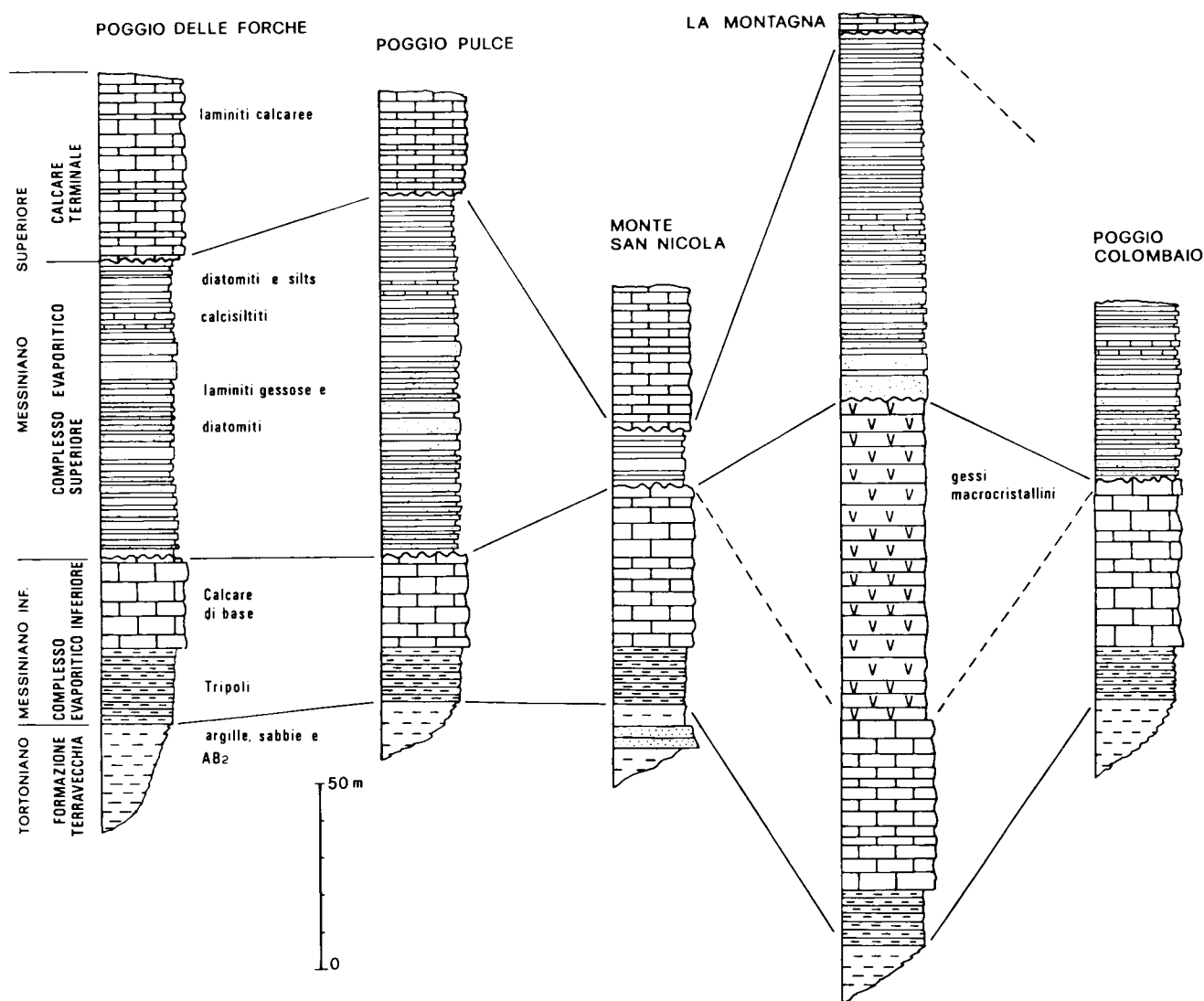


FIG. 1 — Colonne stratigrafiche e correlazioni della successione messiniana affiorante lungo la zona frontale della Falda di Gela, a sud del fiume Gornalunga (v. Tav. 1). Da notare le due discordanze che separano le evaporiti messiniane in tre cicli principali.

— Bar columns illustrating the correlation of the Late Miocene succession outcropping along the frontal zone of the Gela Nappe, south of the Gornalunga River (see Table 1). Of particular note are two major unconformities separating the Messinian Evaporite sequence into three main units.

considerare come un unico elemento tettonico costituito da lembi residui di una falda originariamente più estesa strutturatasi sui domini esterni, nel Serravalliano.

A sud del fiume Gornalunga, nella parte frontale della falda, dalle colline immediatamente ad est di Ramacca fino a M. Frasca affiorano, estremamente deformati, solo successioni di età Tortoniano-Pliocene inferiore. Solo nell'avanfossa, lungo l'attuale valle del fiume Margi, affiorano i sedimenti suprapliocenic-infrapleistocenici parzialmente coinvolti nelle deformazioni più recenti della falda.

Fasi deformative sinsedimentarie

Evidenze di campagna dimostrano che la sedimentazione sulla parte frontale della falda avveniva

in concomitanza con deformazioni sinsedimentarie che precedevano le fasi di trasporto plio-pleistoceniche, già dal Tortoniano-Messiniano.

Nella parte sommitale della F.ne Terravecchia si intercalano infatti grossi olistostromi di Argille Breciate. Tali intercalazioni non sono state distinte nella carta geologica allegata, comunque osservazioni di campagna dimostrano chiaramente come il loro spessore diminuisca da nord verso sud. Le intercalazioni più potenti, fino a 150-200 m, si hanno in sinistra del fiume Ferro, nel versante meridionale della Montagna di Ramacca e nei pressi di Contrada Magazzinaccio e Poggio Colombaio (Tav. 1). A giudicare dalla loro variazione di spessore, questi olistostromi suggeriscono una provenienza da aree interne poste a NNW e potrebbero essere interpretate, come suggerito da Ogniben (1953,1954), come enormi frane



Fig. 2 — Laminiti del Calcare Terminale del Messiniano superiore, affioranti nel versante orientale di Poggio delle Forche. La laminazione di tipo stromatolitico indica un ambiente deposizionale di tipo tidale.

— Typical aspect of Upper Messinian laminites of the «Terminal Limestone». Peloids are common; lamination is stromatolitic in character, suggesting deposition on peritidal environment.

provenienti dai margini interni dell'avanfossa tortoniana dove masse di argille brune numidiche alloctone, si scollavano scivolando verso SSE per effetto del sollevamento cui erano sottoposte queste aree a causa di deformazioni sinsedimentarie. Significativa è anche la presenza di grossi corpi canalizzati di sabbie quarzose con contatto basale erosivo, mostranti rapidi *pinch-out* laterali, al top delle Argille Brecciate. I granuli di quarzo delle sabbie suggerisco-

no erosione di aree emerse costituite essenzialmente da quarzareniti numidiche.

In Sicilia centro-meridionale, ed in particolare lungo i margini del bacino di Caltanissetta, la discordanza sinsedimentaria che separa in due cicli la successione messiniana è già stata ampiamente segnalata in letteratura (Decima & Wezel, 1971; Catalano, 1979; Grasso & Pedley, 1988; Grasso *et alii*, 1989; Carbone *et alii*, Carta geologica della Sicilia centro-orientale, 1989b).

Nell'area oggetto del presente studio sono state individuate due discordanze sinsedimentarie all'interno della Serie Solifera che vengono qui segnalate per la prima volta.

A parte la marcata discordanza angolare che separa il Complesso Evaporitico Inferiore da quello superiore, una seconda ben marcata discordanza separa il «Calcare Terminale» dai sottostanti termini (Figg. 1, 3, 3a e 3b). Il Complesso Evaporitico Superiore presenta alternanze di depositi tipicamente evaporitici (laminiti gessose) con livelli diatomitici e con addizionamenti a più riprese di livelli francamente terrigeni (argille, silts, breccie calcaree, calcisiltiti) che evidentemente testimoniano l'apporto di materiale clastico da aree in erosione collocate nel margine interno del bacino di sedimentazione in continua evoluzione e migrazione verso aree esterne.

Significativa è inoltre la distribuzione dei termini del Complesso Evaporitico superiore e del Calcare Terminale su una fascia orientata NE-SW, che all'epoca della deposizione doveva rappresentare un temporaneo basso strutturale originatosi durante la generale progressione del *thrust-belt* verso SSE. I depositi dei depositi del Messiniano superiore si trovano sempre ubicati sul margine interno del bacino, mentre verso il margine esterno, si registra un notevole *pinch-out* caratterizzato da pronunciati contatti tipo *onlap*.

Il Calcare Terminale, in continuità di sedimentazione sul Complesso Evaporitico Superiore nelle aree più interne, poggia in discordanza sui termini più profondi nel fianco esterno, meridionale, del bacino (Figg. 3a, 3b) con un meccanismo deposizionale molto simile a quello ricorrente nei bacini satelliti sviluppati in contesti strutturali analoghi, come illustrato da Ricci Lucchi (1985, Fig. 5, pag. 35).

La deposizione del Calcare Terminale segna comunque la diminuzione di apporti clastici all'interno del bacino. Le laminiti calcaree presentano una componente silicoclastica ridotta e solo raramente contengono livelli centimetrici di quarzosiltiti a cemento carbonatico.

Strutture principali e caratteristiche delle deformazioni plio-quadernarie

I Trubi sigillano le strutture tettoniche sinsedimentarie del Miocene superiore, ma a loro volta sono

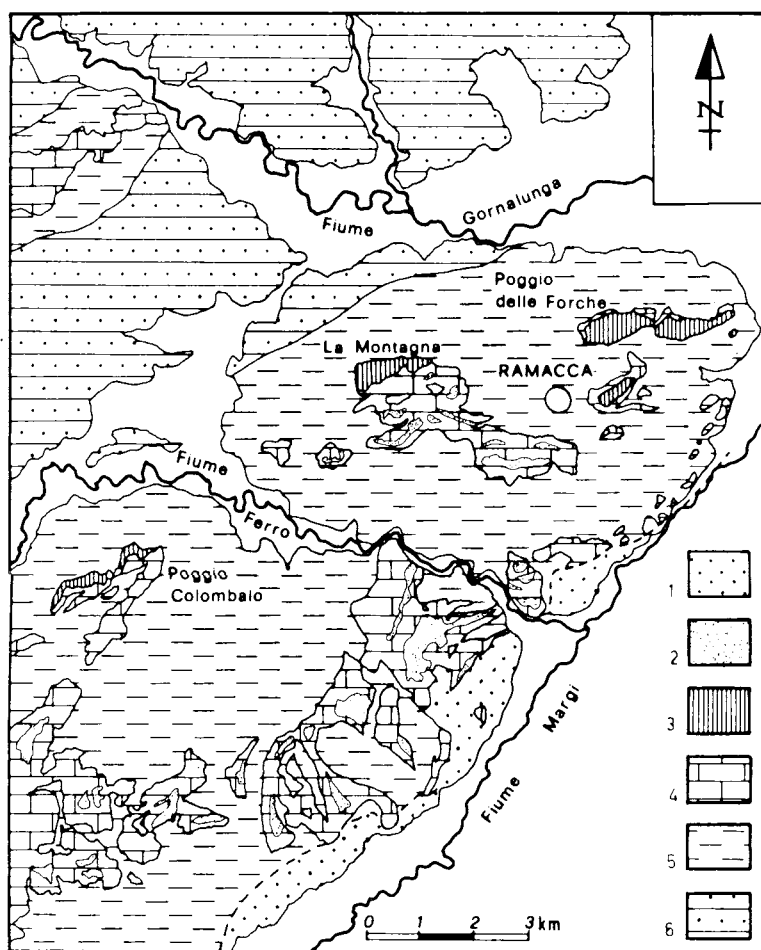


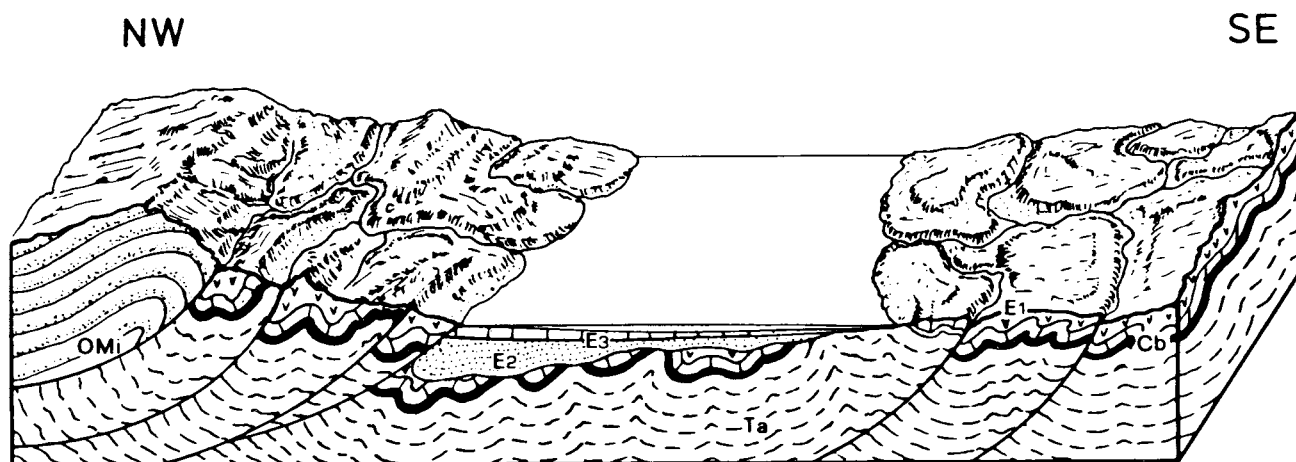
Fig. 3 — Schizzo geologico mostrante la distribuzione del Complesso Evaporitico Superiore e del Calcare Terminale del Messiniano superiore (rigato verticale). Tale successione si è deposta in un basso strutturale sinsedimentario a direzione NE-SW. Nella zona frontale della falda essa è assente ed il Complesso Evaporitico Inferiore è ricoperto direttamente dai Trubi. Simboli: 1) argille plio-pleistoceniche; 2) Trubi; 3) Complesso Evaporitico Superiore; 4) Complesso Evaporitico Inferiore; 5) argille e sabbie (F.ne Terravecchia) e AB_2 ; 6) argille ed arenarie glauconitiche con lembi di coperture alloctone sicilidi.

— Geological sketch map showing the distribution of the Upper Evaporite Complex and the overlying Upper Messinian lagoonal carbonates. The outcrops (vertical bars) follow a NE-SW trend, being deposited inside a local perched basin. On the frontal zone, the Lower Evaporite Complex lacks such a cover and lower Pliocene chalks (Trubi) lie above it. Symbols: 1) Plio-Pleistocene clays; 2) Trubi chalks; 3) Upper Evaporite Complex; 4) Lower Evaporite Complex; 5) Clays, sands (Terravecchia F.ne) and AB_2 ; 6) clays and glauconitic sandstones supporting isolated slices of Sicilide Terranes.

Fig. 3a — Blocco diagramma relativo all'area compresa tra la Montagna e Poggio delle Forche (v. ubicazione in Fig. 3), illustrante i rapporti tra il Complesso Evaporitico Inferiore, comprendente il Tripoli (linea nera), Calcare di Base (Cb) e Gessi (E1) ed il Complesso Evaporitico Superiore discordante e deposto all'interno di un bacino effimero formatosi durante il trasporto della falda verso l'avampaese. Una marcata discordanza separa il Complesso Evaporitico Inferiore dal Complesso Evaporitico Superiore. Quest'ultimo a sua volta è separato in due membri (E2 ed E3) da un'ulteriore discordanza. Lo spessore dei depositi del Messiniano

superiore decresce verso il margine esterno del bacino. Il depocentro principale è situato nella zona interna in corrispondenza del margine attivo. La componente clastica del Complesso Evaporitico Superiore deriva dall'erosione di aree emerse settentrionali ove affioravano i terreni del substrato (Argille ed arenarie glauconitiche, (OMi); argille tortoniane, (Ta) ed il Complesso Evaporitico Inferiore.

— Block diagram centred around La Montagna and Poggio delle Forche (see Fig. 3 for location) illustrating the interrelationships between the Lower Evaporite Complex comprised of Tripoli (solid black line), Calcare di Base (Cb) and Gypsum (E1) and the overlying Upper Evaporite Complex. The latter is deposited within a perched (thrust top) basin, formed during the forelandwards migration of the «Gela Nappe». A major unconformity separates the Lower Evaporite Complex from the Upper Evaporite Complex which, in turn, can be divided into two distinct members (E2 and E3) by a further unconformity. The thickness of the late Messinian deposits decreases toward the external margin of the basin. The main depocenter was located near the active inner zone. The Upper Evaporite Complex was in part supplied by cannibalised substratum (OMi, Ta) and Lower Evaporite Complex sediments, derived from inner land areas.



coinvolti nelle fasi deformative più recenti che hanno dato origine alle attuali strutture superficiali. Nel Pliocene medio si sarebbero avute le deformazioni più cospicue e un generale sollevamento dell'area. Significativa è quindi la totale assenza di sedimenti medio-pliocenici, sia nell'area in esame che in aree contermini, strutturalmente appartenenti al fronte della Falda di Gela (Roda, 1971). In aree dove questi sedimenti sono depositi, una marcata discordanza angolare li separa dai sottostanti Trubi (Di Grande *et alii*, 1976).

La parte frontale della falda, a sud del fiume Gornalunga, è caratterizzata da ampie superfici di denudamento in cui affiorano per larghi tratti le argille della F.ne Terravecchia con le relative intercalazioni di AB₂ e sabbie.

I terreni messiniani e i Trubi sono concentrati in corrispondenza di isolati rilievi costituenti attualmente zone di basso strutturale. Un primo gruppo di rilievi collinari in cui è possibile osservare per intero la sequenza messiniana e i Trubi si ha attorno all'abitato di Ramacca in corrispondenza di Poggio delle Forche, Monte San Nicola, Poggio Bosco e La Montagna. Rilievi isolati sono costituiti da Monte Calvino e Poggio Colombaio rispettivamente a NW e a SW di Ramacca, mentre altri affioramenti messiniani danno luogo più a sud ad una dorsale piuttosto continua, orientata NE-SW e lunga circa 15 Km, che da Poggio Carbonari, attraverso il Castello di Serravalle, Poggio San Giorgio e Serra Pietraliscia arriva fino a Monte Frasca, nell'angolo sud-occidentale dell'area (v. Tav. 1 e carte geologiche di dettaglio di Figg. 4, 5, 6).

Le complesse deformazioni avvenute posteriormente alla deposizione dei Trubi e connesse con le fasi traslative plio-quaternarie della falda in quest'a-

rea, difficilmente ricostruibili laddove affiorano principalmente terreni argillosi, sono di più facile interpretazione in corrispondenza dei terreni messiniani e dei Trubi. In particolare il Calcare di Base, quasi sempre presente, rappresenta un ottimo marker strutturale nella ricostruzione delle strutture superficiali.

Sono state rilevate alla scala 1:10.000, distinguendo i vari termini della successione messiniana-infrapliocenica, le aree collinari attorno all'abitato di Ramacca e quelle appartenenti alla dorsale Poggio Carbonari-Monte Frasca al fine di ricostruire le principali strutture superficiali con l'ausilio di una serie di profili geologici di dettaglio (Figg. 4, 5, 6).

Area circostante l'abitato di Ramacca. Ad ovest di Ramacca, la struttura che da Poggio Bosco arriva fino alla Montagna (Fig. 4) è caratterizzata da pieghe molto strizzate ad asse NW-SE (Fig. 4a) che molto spesso passano a pieghe rovesciate (Fig. 4b) e a pieghe faglie con vergenza a nord come è possibile osservare sul versante orientale della Montagna (profilo C-C') e a Poggio Bosco dove la successione supramiocenica-infrapliocenica risulta sovrascorsa sui Trubi con un retroscorrimento molto pronunciato, secondo un piano a basso angolo.

Ad est di Ramacca il profilo E-E' da Poggio delle Forche fino a sud di Monte San Nicola mette in rilievo il retroscorrimento delle argille tortoniane sulle monoclinale immergente a sud, di Poggio delle Forche.

Analizzando la posizione di quest'area sul profilo geologico di Tav. 1, si vede come le strutture osservate in superficie costituiscono delle deformazioni estremamente pellicolari legate a piani di sovrascorrimento più profondi, che raddoppiano i terreni coin-

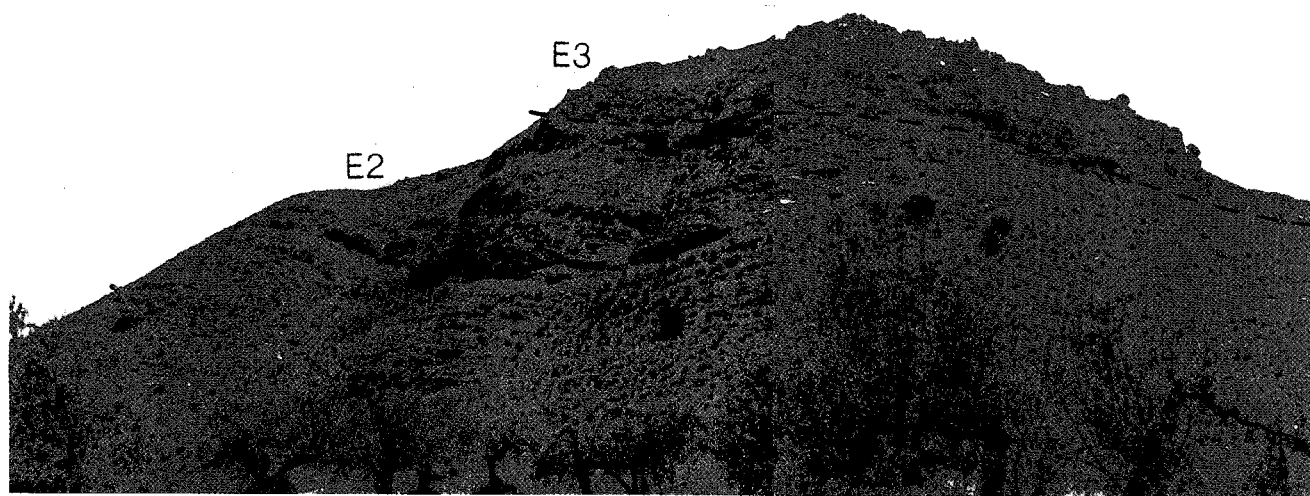


Fig. 3b — Versante occidentale di Poggio delle Forche. Si nota la discordanza (linea a tratti) tra il Complesso Evaporitico Superiore (E2) e il Calcare Terminale (E3).

— View, looking east, of the Poggio delle Forche sequence showing the unconformity (dashed line) between the Upper Evaporite Complex (E2) and the Terminal Limestone (E3).

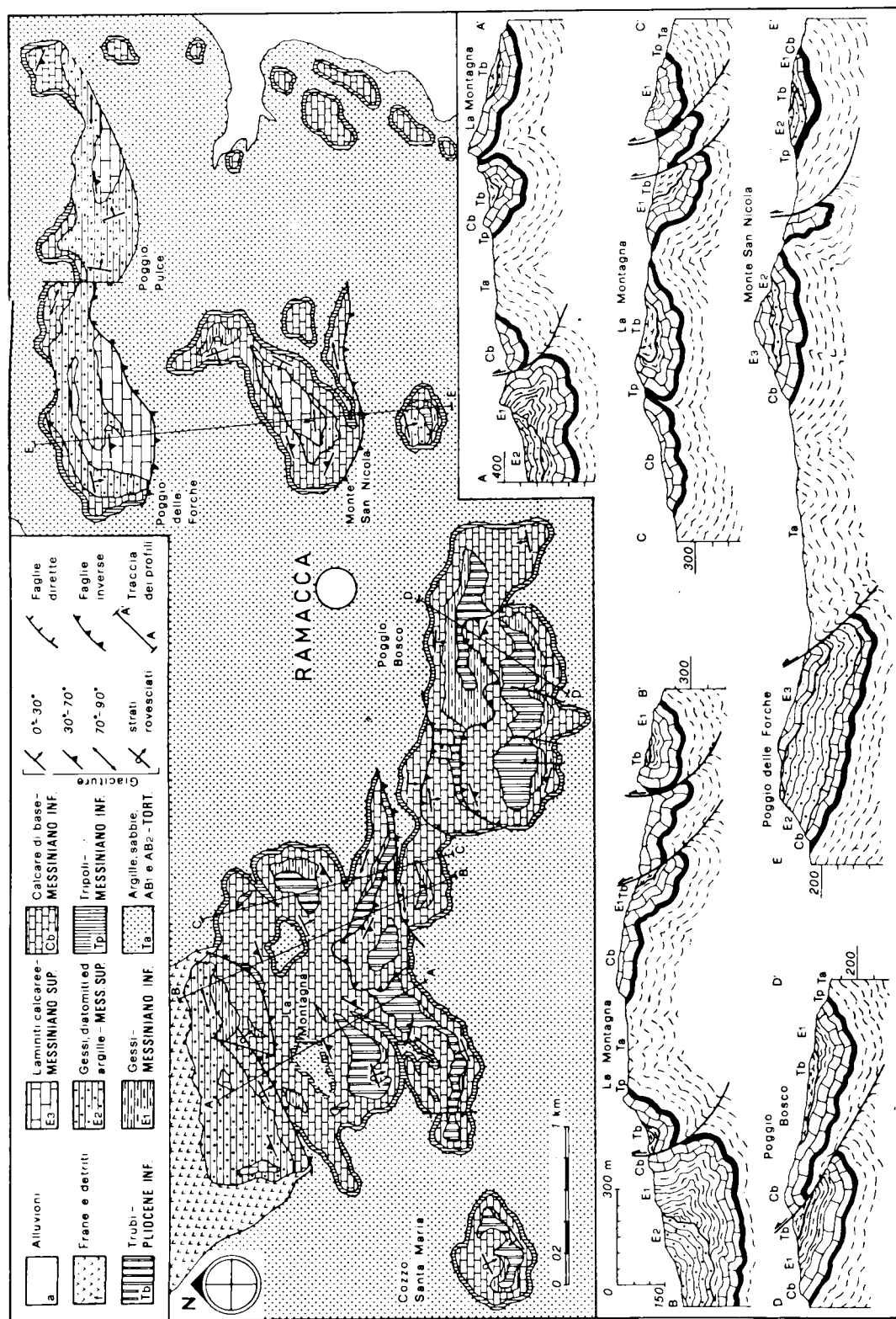


FIG. 4 — Carta geologica e profili (scala doppia rispetto a quella della carta) dei dintorni di Ramacca, illustranti le due discordanze all'interno della successione evaporitica messiniana. Le argille della F.ne Terravecchia e le evaporiti messiniane sono interessate da un sistema di *thrusts* embriciati retrovergenti. Queste deformazioni superficiali sono associate ad una struttura profonda tipo *duplex* vergente verso l'avampaese (v. profilo geologico in Tav. 1). Le sigle sui profili (così come nelle successive Figg. 5 e 6) sono analoghe a quelle usate nella legenda della carta geologica.

— Detailed geological map, and cross sections (twice map scale) in the vicinity of Ramacca, NE corner of the examined area. The main structural elements are two unconformities within the Messinian Evaporite sequence. The general deformation of the ductile Terravecchia Formation clays and evaporites occurs mainly by an imbricate system of thin-skinned back thrusts. This surface deformation could be interpreted as an expression of a deeper, foreland verging duplex zone (see cross-section on Table 1).

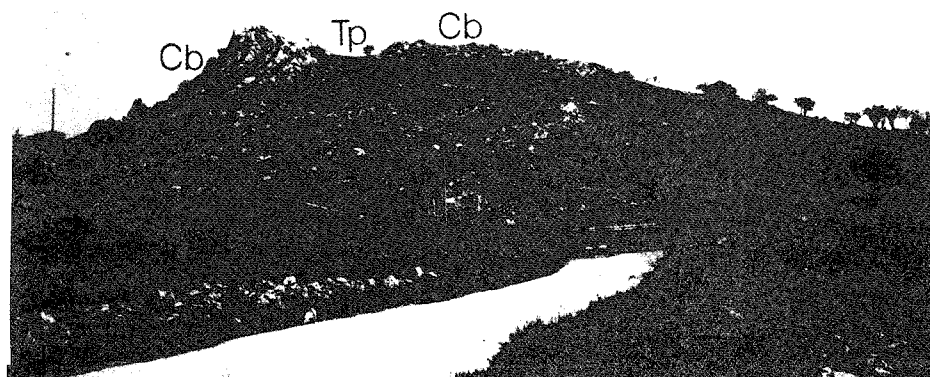


FIG. 4a — Anticlinale vergente a nord, con il Calcare di Base ai fianchi (Cb) e il Tripoli (Tp) al nucleo, lungo il versante sud-occidentale della Montagna (v. Fig. 4, profilo A-A').

— Hinterland verging anticline marked by Calcare di Base (Cb) and Tripoli (Tp) levels, at La Montagna. Location on Fig. 4, profile A-A', (right hand side).

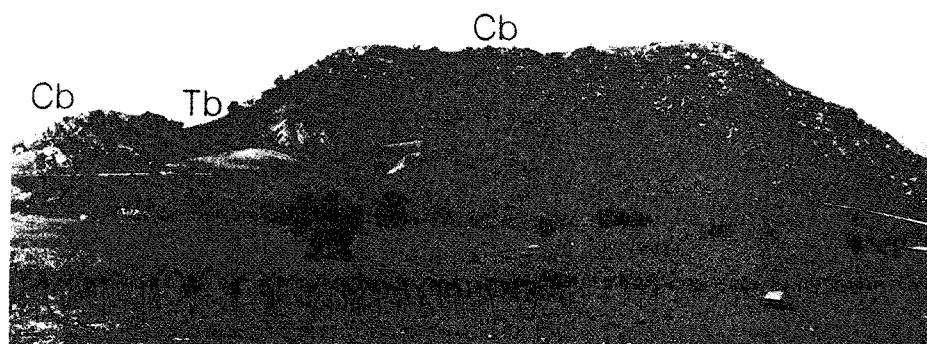


FIG. 4b — Versante nord-occidentale di Cozzo Santa Maria (ricadente nella carta geologica di Fig. 4). Si nota una sinclinale rovesciata sud-vergente con i Trubi (Tb) al nucleo e il Calcare di Base (Cb) ai fianchi.

— View, looking SW of Cozzo Santa Maria. The south-verging overturned syncline displays, at its core zone, Early Pliocene chalks (Trubi Fm., Tb) sandwiched between Calcare di Base (Cb). Overturned limb on the right hand side (locality illustrated on Fig. 4).

volti nella falda al di sopra del piano di sovrascorimento principale che mette a contatto tutto l'alloctono con il top della successione iblea.

Dorsale Cozzo-Monaci-Monte Frasca. Quest'area è stata cartografata in dettaglio a partire dalle colline poste a sinistra del fiume Ferro (Cozzo Monaci e Poggio Carbonari), attraverso il Castello di Serravalle fino a Poggio San Giorgio (Fig. 5) e da Serra Pietraliscia fino a Monte Frasca (Fig. 6).

La struttura di Poggio Carbonari è caratterizzata da un sistema di scaglie tettoniche sudvergenti riconducibili ad un classico *imbricate thrust system* (Dahlstrom, 1970; Boyer & Elliott, 1982; Butler, 1982, 1987), mentre più ad est, presso Cozzo Monaci, faglie inverse sud-vergenti, sono accompagnate da *back-thrusts* antitettonici secondari (profili D-D' ed E-E' in Fig. 5). Presso il Castello di Serravalle predomina un motivo a pieghe strizzate e fagliate (Fig. 5a).

Faglie normali, a volte con componente di movimento orizzontale a polarità sinistra interrompono la continuità del fronte della falda. Presso Poggio San Giorgio si assiste ad una marcata rotazione dei fronti di accavallamento che tendono ad orientarsi all'incirca N-S. Come si può osservare anche dall'analisi

della carta geologica generale di Tav. 1, tra Poggio San Giorgio e Serra Pietraliscia la continuità della struttura viene interrotta a causa di una zona di faglia, posta in corrispondenza dell'area di affioramento delle argille tortoniane che rigetta, con apparenti meccanismi destri, i fronti di accavallamento. Potrebbe quindi trattarsi di un effetto transpressivo o di una zona di *lateral ramp* che svincolerebbe la struttura di Poggio San Giorgio da quella posta più ad ovest.

Verso ovest dell'area tra Serra Pietraliscia e Monte Frasca (Fig. 6) le strutture superficiali appaiono meno complesse e probabilmente questo è dovuto a tassi di raccorciamento superficiale più bassi rispetto a quelli registrati nelle aree limitrofe.

I profili geologici di dettaglio eseguiti ortogonalmente agli allineamenti strutturali dominanti delle pieghe e faglie inverse, tra Rocca Castellazzo e Masseria il Salto mettono in evidenza un ampio anticlinorio interessato, al nucleo, da faglie inverse generalmente a doppia vergenza.

Altri esempi di deformazioni superficiali intense, ma scarsamente penetrative si notano lungo il versante orientale di Poggio Pulce (Fig. 7A), lungo il versante occidentale di Poggio Carbonari (Fig. 7B) e

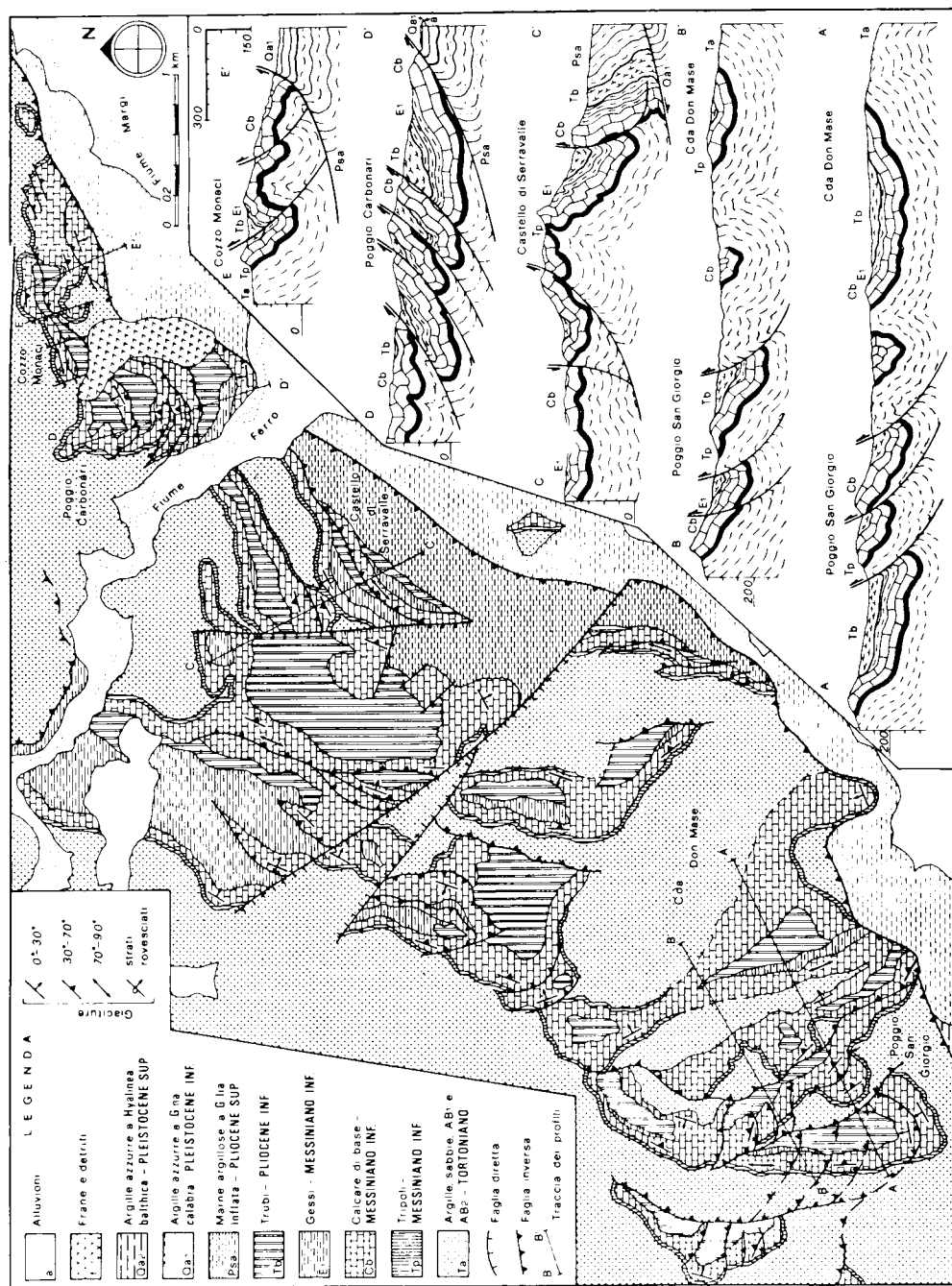


FIG. 5 — Carta geologica e profili (a scala doppia rispetto a quella della carta) del tratto frontale della Faldia di Gela. In destra del fiume Ferro, differenti modalità deformative producono differenti tassi di raccorciamento superficiale. In particolare i profili D-D' ed E-E', attraverso Cozzo Monaci e Poggio Carbonari, mostrano un *thrust sheet* a vergenza meridionale associato con *back thrusts* antitietici. Lo stile strutturale di quest'area è caratterizzato da una marcata rotazione dei fronti, spesso connessa con lo sviluppo di zone di *lateral ramp* e faglie tipo *tear*.

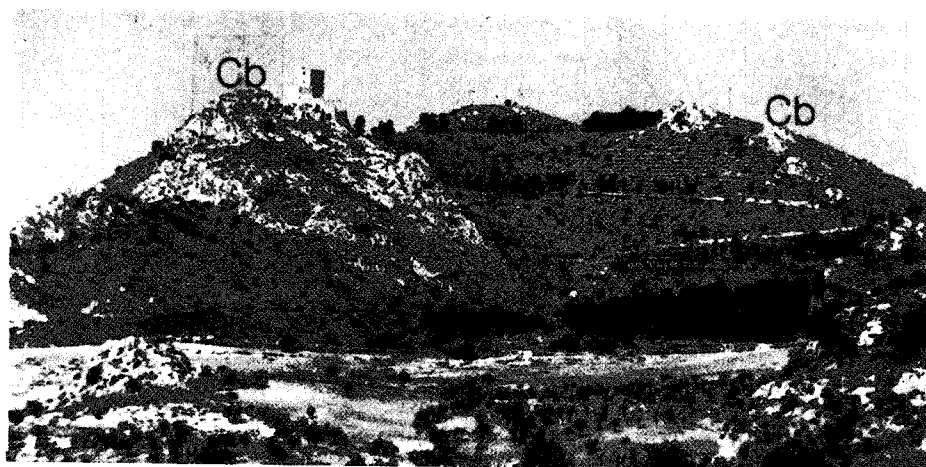


Fig. 5a — Fianco orientale della collina su cui sorge il Castello di Serravalle. L'anticlinale con ai fianchi il Calcare di Base (Cb) e al nucleo il Tripoli (Tp), passa nel suo fianco meridionale, ad una sinclinale rovesciata e fagliata come si può osservare nel profilo C-C' di Fig. 5.

— View, looking west, of the Castello di Serravalle hill, displaying Tripoli Fm. (Tp) at the core zone of a narrow anticline. The Calcare di Base (Cb) marks the limb of the fold. Southwards this anticline passes into an overturned syncline faulted along the hinge zone. See profile C-C' on Fig. 5.

lungo il versante occidentale di Poggio Bosco (Fig. 7, C1 e C2).

Discussione e considerazioni conclusive

Nella letteratura più recente, la Falda di Gela è stata correttamente interpretata come il fronte più avanzato del segmento siciliano della Catena Appenninico-Maghrebide.

La strutturazione della parte frontale di questo edificio sembra essere avvenuta dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore con una continuità deformativa che è stata registrata molto dettagliatamente dalle relative ripercussioni sedimentarie. Per quanto riguarda le deformazioni supramioceniche, ciò è dimostrato da: a) la presenza di olistostromi aggiunti alla successione terrigena argillosa del Tortonian, provenienti dai margini interni del bacino; b) marcate discordanze dovute a deformazioni *sinsedimentarie* nell'ambito della Serie Evaporitica messiniana; c) distribuzione e geometria dei bacini del Messiniano superiore, allineati parallelamente ai fronti dei sovrascorrimenti e impostati su un substrato mobile caratterizzato da una migrazione complessiva di tipo *piggy-back* verso l'avampaese.

Alla fine della sedimentazione dei Trubi sembrano essersi verificate le fasi di trasporto più importanti che hanno dato luogo all'attuale configurazione strutturale della falda, perlomeno relativamente al suo segmento frontale qui esaminato.

Dati di sottosuolo (Bianchi *et alii*, 1989) indicano come la successione della falda, compreso il substrato pre-tortoniano dato da argille ed arenarie glauconitiche e la residua copertura alloctona (Flysch Numidico + Unità Sicilidi), sia ripetutamente raddoppiata in profondità per effetto di strutture di tipo *duplex* che hanno dato luogo alla sovrapposizione tettonica della parte più profonda di questa successione su termini supramiocenici, mentre il *floor-thrust* principale si colloca ancora più in profondità in corrispondenza

del top dell'Avampaese Ibleo, i cui livelli apicali sono rappresentati in massima parte dai Trubi in regolare contatto stratigrafico con la sottostante successione iblea (v. profilo geologico regionale in Tav. 1).

Quindi le traslazioni orizzontali più cospicue si sono avute in questo tratto frontale posteriormente al Pliocene inferiore. Questo trova riscontro anche nel fatto che in superficie, sul fronte deformato della falda non esistono sedimenti del Pliocene medio in quanto probabilmente la collocazione di quest'area sul fronte mobile di un sistema a scaglie tettoniche, ne aveva provocato la parziale progressiva emersione.

Al margine interno dell'avanfossa i sedimenti del Pliocene superiore poggiano in discordanza e con una lacuna stratigrafica sui Trubi o su termini messiniani della parte frontale della falda, mentre la successione pliocenica completa si osserva sul margine esterno dell'avanfossa dove questi sedimenti e le relative intercalazioni di vulcaniti basiche submarine sono in regolare successione sul substrato ibleo.

L'analisi del profilo geologico regionale di Tav. 1, basato per quanto riguarda i dati di sottosuolo, su quello riportato in Lentini *et alii* (1987) e Bianchi *et alii* (1989), permette inoltre di trarre alcune considerazioni di carattere regionale. La lunghezza del profilo presentato è di circa 15 Km, e per tutta la sua estensione lo spessore della falda non supera mai i 1000 m a causa dell'andamento piuttosto piatto ed orizzontale del top dei carbonati del Plateau Ibleo. Quest'ultimo, infatti, nonostante sia interessato da ripetute faglie, mostra solo una debolissima flessura verso nord.

La falda si presenta quindi come un corpo estremamente pellicolare, appuntito al fronte e con una geometria molto simile a quella ottenuta sperimentalmente da Davis *et alii*, (1983) (v. anche Argnani, 1989) e tipica anche dei complessi di accrezione (v. Westbrook *et alii*, 1988). Tale configurazione della falda viene mantenuta inoltre anche più a nord fino al sistema di scaglie tettoniche di M. Judica (Lentini *et*

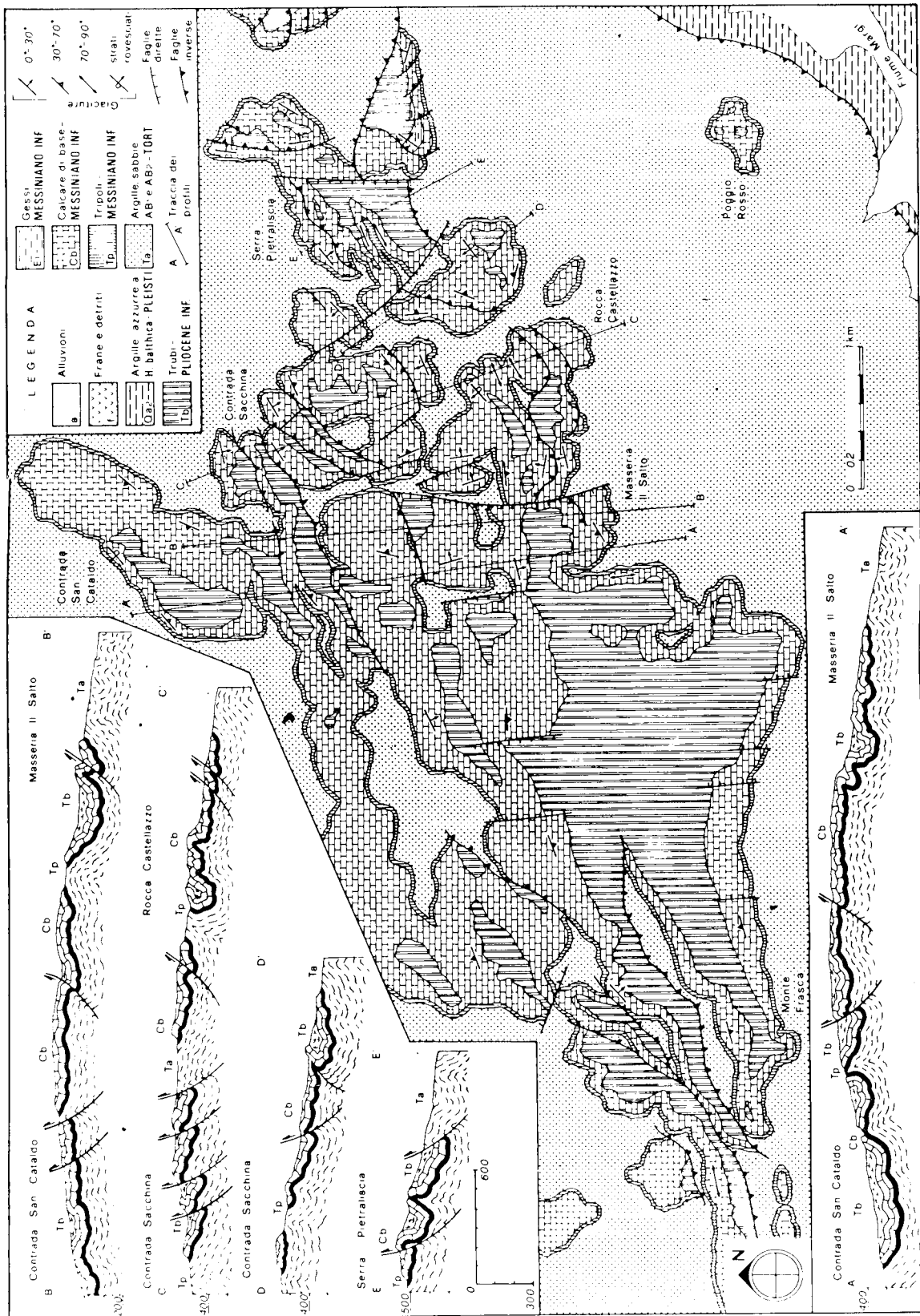


Fig. 6 — Carta e profili geologici (a scala doppia rispetto a quella della carta) della parte centrale dell'area in studio tra M. Frasca e Serra Pietraliscia. La struttura principale è costituita da un anticlinorio che passa verso nord-est ad una zona più deformata dove al nucleo dell'anticlinale si osservano faglie inverse, a doppia vergenza (profili B-B', C-C' e D-D').

— Detailed geological map and cross-sections (twice map scale) of the central part of the studied area. The dominant structure is an anticlinorium which passes northeastwards into a more deformed belt dominated by a triangular zone squeezed up in the anticlinorium core (profiles C-C' and D-D').

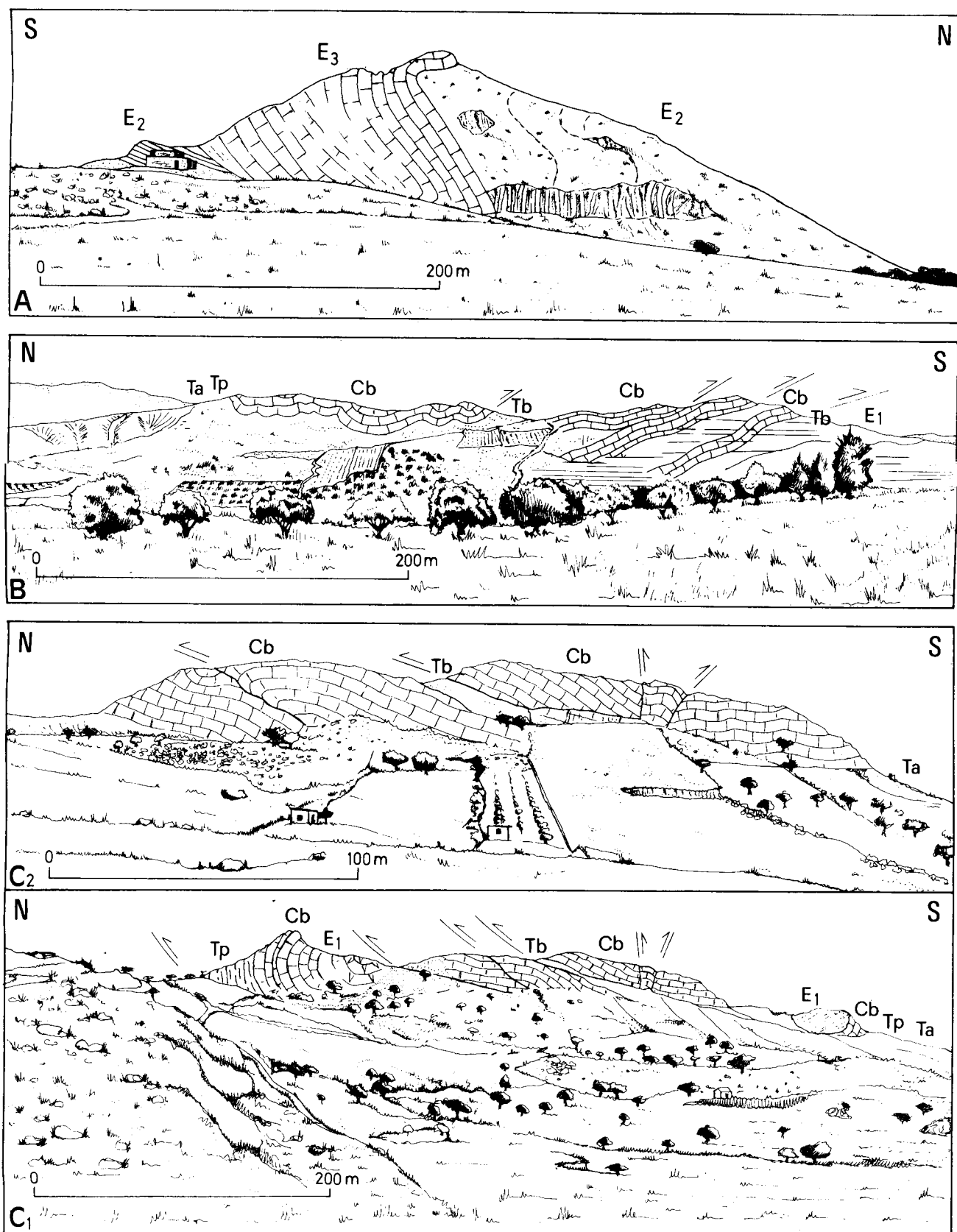


FIG. 7 — (didascalia a fronte).

◀ Fig. 7 — A: versante orientale di Poggio Pulce: a sinistra si nota la sinclinale rovesciata con al nucleo il Calcare Terminale (E3) del Messiniano superiore. Sui fianchi, diritto e rovesciato, è presente il complesso evaporitico E2; in basso a sinistra si nota la discordanza sinsedimentaria fra E2 ed E3.

B: versante occidentale di Poggio Carbonari: il lato meridionale è caratterizzato da scaglie embricate, post-Trubi, che passano verso nord a blande pieghe.

C1: versante occidentale di Poggio Bosco mostrante un'ampia sinclinale con ai fianchi Tripoli (Tp) e Calcare di Base (Cb) con il nucleo ulteriormente deformato (v. dettaglio in C2) da thrusts a doppia vergenza che post-datano i Trubi.

— A: overturned syncline at the eastern slope of Poggio Pulce also showing the angular unconformity between E2 (Upper Evaporite Complex) and E3 (Terminal Limestone).

B: the thrust-fold system along the western side of Poggio Carbonari.

C1: the syncline exposed at the western side of Poggio Bosco. Strong rates of shortening along the core of the fold are accommodated by both foreland and hinterland-verging thrusting. Details on C2.

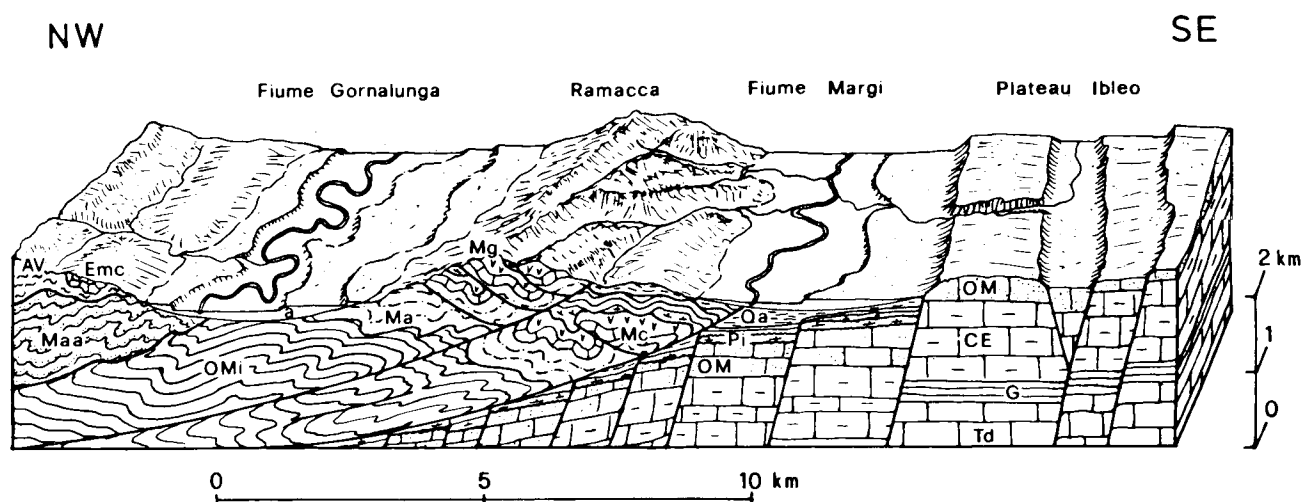


Fig. 8 — Blocco diagramma in direzione NW-SE, illustrante l'attuale struttura della Falda di Gela dalla zona interna (in sinistra del fiume Gornalunga) al Plateau Ibleo. Una stretta avanfossa (valle del fiume Margi) separa gli affioramenti frontali della falda (zona di Ramacca-M. Frasca) dal margine dell'avampaese. Il fiume Gornalunga occupa una depressione strutturale che può essere interpretata come un incipiente bacino intramontano (sensu Staub, 1928) separante due differenti settori della falda.

— Block diagram illustrating the modern tectonic setting of the Gela Nappe along the NW-SE transect from the inner zone (left bank of the River Gornalunga) to the Hyblean Plateau. A narrow foredeep (River Margi area) separates the front of the nappe (Ramacca area) from the leading margin of the foreland. The River Gornalunga occupies a structural depression which can be interpreted as an incipient intermontane basin (sensu Staub, 1928) separating two different segments of the orogen.

alii, 1987), al di sotto del quale si ha il brusco passaggio tra il basamento di tipo ibleo e quello di tipo imerese (Bianchi *et alii*, 1989).

L'analisi comparata del profilo regionale di Tav. 1 e dei profili di dettaglio delle Figg. 4, 5 e 6 mostra inoltre come le strutture osservate in campagna siano scarsamente penetrative e si risolvono nell'ambito di poche centinaia di metri di profondità. Questo è probabilmente anche il prodotto di una grossa anisotropia di comportamento alla deformazione dovuta alla presenza di cospicui spessori (fino a 600-700 m) di argille in sandwich fra strati generalmente più resistenti sia al letto (top della successione iblea) che al tetto (Serie Solifera e Trubi). Dall'osservazione delle carte geologiche di dettaglio si nota ancora come le strutture geologiche superficiali predominanti siano costituite oltre che da faglie mostranti mecca-

nismi diversi ma generalmente connessi con i movimenti del fronte della falda, anche da pieghe e faglie inverse. Queste deformazioni sono tuttavia talmente pellicolari da non essere, per esempio, evidenziate dalle linee sismiche. Quindi le retrovergenze osservate, sia attorno a Ramacca come pure nelle aree a sud e a sud-ovest sembrano interpretabili come deformazioni a carattere locale oltrechè superficiale che servono ad assorbire il generale raccorciamento dell'area dovuto ai *duplex* profondi.

Sul fronte della falda nel tratto considerato, mentre le argille supraplioceniche sono quasi sempre strutturalmente legate alla falda e quindi coinvolte nelle fasi deformative più tardive di quest'ultima, le argille del Pleistocene inferiore solo in parte sono interessate dai fronti di accavallamento più recenti. Questo si nota sia in affioramento che in sottosuolo.

Spesso infatti lungo la piana alluvionale del fiume Mergi, le perforazioni attraversano intervalli di poche decine di metri costituiti da evaporiti messiniani e da Trubi a giacitura caotica. Essi rappresentano digitazioni frontali della falda, spesso staccati dal fronte e disarticolati, e poggiano sui livelli basali delle argille infrapleistoceniche contenenti *Globigerina calabra* e senza *Hyalinea balthica*.

Nell'angolo sud-ovest dell'area (Tav. 1) il fronte affiorante della falda poggia direttamente sulle argille del Pliocene superiore che, a loro volta, sono scagliate sui termini apicali infrapleistocenici come si evince dai dati di sottosuolo (v. anche profilo geologico di Tav. 1).

L'intersezione dei piani di accavallamento con faglie a direzione obliqua che presentano meccanismi di *strike-slip*, e con faglie ortogonali, tipo *tear*, produce una marcata segmentazione del fronte regionale della falda in questo settore.

Posteriormente al Pleistocene inferiore non si hanno evidenze di grossi movimenti traslativi, perlomeno da quello che si può dedurre da osservazioni geologiche e morfologiche di campagna.

In Fig. 8 è rappresentato uno schema dell'assetto tettonico-strutturale e della configurazione morfologica attuale dell'area: l'effimero bacino satellite tardo Messiniano illustrato in Fig. 3a, ricostruito in base all'analisi della distribuzione, spessori e geometrie dei sedimenti del Complesso Evaporitico Superiore e

del Calcare Terminale, è stato coinvolto nelle energiche deformazioni plioceniche e smembrato dalle varie deformazioni superficiali successive.

Tra il fronte della falda e il margine fagliato dell'Avampaese Ibleo la piana alluvionale del fiume Mergi è impostata sul residuo di un'avanfossa plio-pleistocenica inizialmente più ampia, via via consumata per effetto del progressivo sottoscorimento del Plateau Ibleo.

L'ampia valle del fiume Gornalunga nel suo tratto più meridionale può essere interpretata come un incipiente bacino intramontano a sedimentazione continentale, alimentato da un reticolo di drenaggio con erosione dei quadranti settentrionali. Esso si viene a collocare in una zona di basso strutturale che separa due segmenti di catena di cui quello a nord si è strutturato principalmente nel Miocene superiore-Pliocene inferiore-medio mentre quello a sud, che costituisce il fronte della Falda di Gela s.s., ha raggiunto la sua attuale posizione e configurazione nel Pliocene medio-Pleistocene inferiore.

Ringraziamenti. Gli autori desiderano ringraziare vivamente la Prof.ssa M. Romeo per l'aiuto fornito nella determinazione delle microfaune, il Prof. F. Lentini per le proficue discussioni sul terreno e i suggerimenti forniti durante la preparazione del presente lavoro e il Prof. L. Vezzani per i commenti e i suggerimenti forniti in fase di lettura critica del manoscritto.

SUMMARY

At the northern margin of the Hyblean Plateau, SE Sicily, a segment of the Gela-Catania Foredeep (located on the River Mergi alluvial plain) separates the outcropping edge of the foreland from the nappe. The Gela Nappe consists of a tectonic wedge which has moved SSE with an overall vergence towards the foreland.

Detailed field mapping of the frontal zone of the allochthonous terranes allows for the recognition of two separate belts. Along the SE flowing River Gornalunga are extensive outcrops of Upper Oligocene-Middle Miocene clays and glauconitic sandstones upon which rest tectonically emplaced variegated clays and marly limestones (Sicilide Units), brown clays and quartzarenites (Numidian Flysch). Collectively, both Sicilide and Numidian Flysch units represent remnants of larger tectonic slices which have suffered earlier deformation during the Early-Middle Miocene. The emplacement of the Sicilide terranes above the Numidian Flysch also occurred at this time. Later, during Serravallian times, both units were overthrust southwards onto the top of the glauconitic sandstones levels. The glauconitic sandstones, in turn, were deposited on the more external Monte Judica palaeogeographic domain.

South of the Gornalunga River, around the town of Ramacca, the stratigraphic sequence starts with Tortonian clays and sands including brown clay olistostromes at their top (AB₂). The overlying Messinian evaporitic sequence can be divided into three main units. A Lower Evaporite Complex (Tripoli, Calcare di Base and swallow tail gypsum) is separated from the overlying Upper Evaporite Complex (grey diatomitic marls and laminated gypsum levels) by a well marked angular unconformity. A third member

consisting of thinly bedded lime mudstones, stromatolitic in places, suggests deposition under lagoonal conditions. This topmost Messinian member is separated from the underlying strata by a further unconformity. Younger sediments consist of lower Pliocene chalks (Trubi Formation) which rest unconformably on older strata. Deep marine Plio-Pleistocene clays are restricted to the frontal zone of the nappe and are partly involved in the tectonic deformation.

Surface outcrops suggest that the last deformational event occurred at the Plio-Pleistocene boundary. Ductile deformation of the Gela Nappe occurred mainly by thin-skinned thrusting with an overall foreland vergence. Less penetrative back thrusts and overturned folds are widespread and serve to accommodate the shortening created by deeper decollement planes. In places the thrust front appear to be strongly rotated in connection with re-entrants and transfer zones. These are responsible for the segmentation of the nappe front.

The deformational history of this external zone of the central-south Sicilian segment of the Maghrebian thrust belt, dates from the Late Miocene. Available subsurface data indicate that the Oligo-Miocene clays and glauconitic sandstones (more external tectonic units of the area) are thrust upon Tortonian clays. However, the prominent unconformity within the Messinian Evaporitic sequence indicates progressive syndepositional deformation of the nappe front since Messinian times. This latter fact is supported by both the occurrence and the thickness changes within the Upper Evaporite Complex deposits which fill perched structural depressions originated during the migration of the thrust

system towards the foreland. Subsurface data show that the nappe moved on a sole thrust composed of the topmost levels (Messinian and Early Pliocene) of the Hyblean Plateau succession.

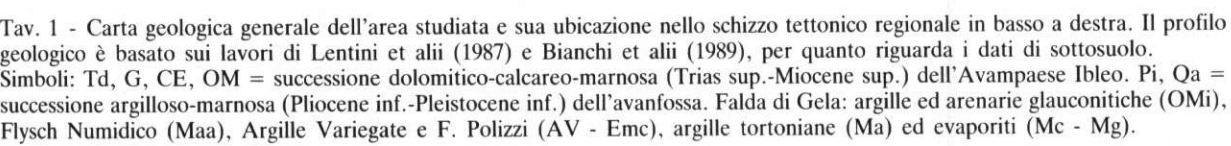
The latest movements on the toe of the nappe are, on local evidence, recorded by Early Pleistocene clays.

Manoscritto presentato il 18 ottobre 1989

BIBLIOGRAFIA

- ANTONELLI M., FRANCIOSI R., PEZZI G., QUERCI A., RONCO G.P. & VEZZANI F. (1992) - Paleogeographic evolution and structural setting of the northern side of the Sicily Channel. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41** (1988): 141-157, Roma.
- ARGNANI A. (1989) - The Gela Nappe: evidence of accretionary melange in the Maghrebian Foredeep of Sicily. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**: 419-428, Roma.
- ARGNANI A., CORNINI S., TORELLI L. & ZITELLINI N. (1987) - Neogene-Quaternary foredeep system in the Strait of Sicily. *Mem. Soc. Geol. It.*, **36**: 123-130, Roma.
- ARGNANI A., CORNINI S., TORELLI L. & ZITELLINI N. (1989) - Diachronous Foredeep-System in the Neogene-Quaternary of the Strait of Sicily. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**: 407-417, Roma.
- AUTORI VARI (1983) - Geological Map of Mt. Etna. *Mem. Soc. Geol. It.*, **23**; Roma.
- BENEO E. (1958) - Sull'olistostroma quaternario di Gela (Sicilia meridionale). *Boll. Serv. Geol. d'It.*, **79**: 5-15, Roma.
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S. & MOSTARDINI F. (1989) - Sicilia orientale: Profilo geologico Nebrodi-Iblei. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**: 429-458, Roma.
- BILLINGS M.P. (1960) - Diastrophism and mountain building. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **71**: 363-398, New York.
- BOYER S.E. AND ELLIOTT D. (1982) - Thrust systems. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **66**: 1196-1230, Tulsa.
- BUTLER R.W.H. (1982) - The terminology of structures in thrust belt. *Journal of Structural Geology*, **4**, 239-245, Oxford.
- BUTLER R.W.H. (1987) - Thrust sequences. *Journal of the Geological Society*, **114**: 1-15, London.
- CARBONE S., GRASSO M. & LENTINI F. (1982) - Considerazioni sull'evoluzione geodinamica della Sicilia sud-orientale dal Cretaceo al Quaternario. *Mem. Soc. Geol. It.*, **24**: 367-386, Roma.
- CARBONE S., GRASSO M. & LENTINI F. (1989a) - Lineamenti geologici del plateau Ibleo (Sicilia S.E.) - Presentazione delle Carte geologiche della Sicilia Sud-Orientale. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**: 127-135.
- CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M., LENTINI F. & MONACO C. (1989b) - Carta geologica della Sicilia centro-orientale, scala 1:50.000, Ed. S.EL.CA., Firenze.
- CATALANO R. (1979) - Scogliere ed evaporiti messiniane in Sicilia. Modelli genetici ed implicazioni strutturali. *Lav. Ist. Geol. Univ. Palermo*, **18**: 21 pp.
- CATALANO R. (1987) - Northeastern Sicily Straits. Stratigraphy and structures from seismic reflection profiles. *Rend. Soc. Geol. It.*, **9**: 103-112, Roma.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & TORELLI L. (1987) - From Sardinia Channel to Sicily Strait: a geological section based on seismic and field data. In: «The lithosphere in Italy». Acc. Naz. dei Lincei, 98-114, Roma.
- CATALANO R. (1988) - Stratigraphy and structures of Sicily mainland and Sardinia Channel - Sicily Straits. A comparison. 74^o Congr. Soc. Geol. It., Sorrento (abstract).
- COLANTONI P. (1975) - Note di geologia marina sul Canale di Sicilia. *Giorn. Geol.*, **40** (1): 181-207, Bologna.
- CRISTOFOLINI R., LENTINI F., PATANÈ G. AND RASÀ R. (1979) - Integrazione di dati geologici, geofisici e petrologici per la stesura di un profilo crostale in corrispondenza dell'Etna. *Boll. Soc. Geol. It.*, **98**: 239-247, Roma.
- DAHLSTROM C.D.A. (1970) - Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **18**: 332-406.
- DAVIS D., SUPPE J. AND DAHLEN F.A. (1983) - Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, **88**: 1153-1172, Washington.
- DECIMA A. & WEZEL F.C. (1971) - Osservazioni sulle evaporiti messiniane della Sicilia centro-meridionale. *Riv. Min. Sic.*, **130-132**: 172-187, Palermo.
- DI GERONIMO I. & COSTA B. (1978) - Il Pleistocene di Monte dell'Apa (Gela). *Riv. It. Pal. Strat.*, **84** (4): 1121-1158, Milano.
- DI GERONIMO I., GHISSETTI F., LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - Lineamenti neotettonici della Sicilia Orientale. *Mem. Soc. Geol. It.*, **19**: 489-495, Roma.
- DI GRANDE A., GRASSO M., LENTINI F. & SCAMARDA G. (1976) - Facies e stratigrafia dei depositi pliocenici tra Leonforte e Centuripe (Sicilia centro-orientale). *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**: 1319-1345, Roma.
- ESTEBAN M. (1979) - Significance of the Upper Miocene coral reef of the Western Mediterranean. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **29**: 169-188, Amsterdam.
- FLORES G. (1959) - Evidence of slump phenomena (Olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in Sicily. 5th World Petr. Congr., Sect. 1-13, New York.
- GRASSO M. & PEDLEY H.M. (1988) - The sedimentology and development of Terravecchia Formation carbonates (Upper Miocene) of North Central Sicily: possible eustatic influence on facies development. *Sedimentary Geology*, **57**: 131-149, Amsterdam.
- GRASSO M. & PEDLEY H.M. (1989) - Palaeoenvironment of the Upper Miocene coral build-ups along the northern margins of the «Caltanissetta Basin» (Central Sicily). *Proc. 3rd Symp. on Ecology and Palaeoecology of Benthic Communities. Catania-Taormina, October 12-16, 1985*.
- GRASSO M., PEDLEY H.M. & ROMEO M. (1989) - The Messinian Tripoli Formation of North-Central Sicily: palaeoenvironmental interpretation based on sedimentological, micropaleontological and regional tectonic studies. *Paléobiologie continentale*, **16** (2): 189-204, Montpellier.
- LENTINI F. (1974) - Caratteri stratigrafici e strutturali della zona di Mt. Judica (Sicilia Orientale). *Riv. Min. Sic.*, **145-147**: 1-20, Palermo.
- LENTINI F. (1982) - The geology of the Mt. Etna basement. *Mem. Soc. Geol. It.*, **23**: 7-25, Roma.
- LENTINI F., GRASSO M. & CARBONE S. (1987) - Introduzione alla geologia della Sicilia e guida all'escursione. *Conv. della Soc. Geol. It. su: «Sistemi Avanfossa-Avampaese lungo la Catena Appenninico-Maghrebide»*, Naxos-Pergusa, 22-25 Aprile, 66 pp., Catania.
- OGNIBEN L. (1953) - Argille Scagliose e Argille Brecciate in Sicilia. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, **75** (1): 281-289, Roma.
- OGNIBEN L. (1954) - Le «Argille Brecciate» siciliane. Con i rilievi di dettaglio di Grottacalda (Valguarnera, Enna), Passarello (Licata, Agrigento), Zubbi (San Cataldo, Caltanissetta). *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, **18**: 1-92, Padova.
- OGNIBEN L. (1960) - Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. Min. Sic.*, **64-65**: 183-212, Palermo.
- OGNIBEN L. (1969) - Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Mem. Soc. Geol. It.*, **8**: 453-763, Pisa.

- RICCI-LUCCHI F. (1985) - Influence of transport processes and basin geometry on sand composition. In: G.G. Zuffa Ed.: *Provenance of Arenites*, 19-45, D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht.
- ROCCO T. (1959) - Gela in Sicilia. Un singolare campo petrolifero. *Riv. Min. Sic.*, **10** (58-59): 167-188, Palermo.
- RODA C. (1965) - La sezione stratigrafica pleistocenica di Niscemi (Caltanissetta). *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat.*, **17**: 37-62, Catania.
- RODA C. (1968) - Geologia della tavoletta Pietraperzia (Provincia di Caltanissetta ed Enna, F. 268, III NE). *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat.*, **19**: 145-254, Catania.
- RODA C. (1971) - Note illustrative della carta geologica della tavoletta Monte Gibliscemi (Prov. di Caltanissetta, F. 272, I SW). *Boll. Sed. Acc. Gioenia Sc. Nat.*, **10**: 571-632, Catania.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1962) - Introduction à la géologie pétrolière de la Sicile. *Rev. Inst. Franc. du Pét.*, **17** (5): 635-668, Parigi.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1965) - Litostratigrafia petrolifera della Sicilia. *Riv. Min. Sic.*, **88-90**: 91-31, Palermo.
- STAUB R. (1928) - Der bewegungsmechanismus der erde dargelegt am bau der irdischen gebirgssysteme. *Gebrüder Borntraeger*, 270 p., Berlin.
- WESTBROOK G.K., LADD J.W., BUHL P., BANGS N. & TILEY G.J. (1988) - Cross-section of an accretionary wedge: Barbados Ridge complex. *Geology*, **16**: 631-635, Boulder.



— General geological map of the studied area. Location on the simplified tectonic sketch, lower right. The cross-section, at depth, is based on work by Lentini et alii (1987) and Bianchi et alii (1989). Surface data are from the present study.

Symbols: Td, G, CE, OM = dolomites, limestones and marls (Upper Trias–Upper Miocene) of the Hyblean Foreland, Pl, Qa = marly limestones and clays (Lower Pliocene–Lower Pleistocene) of the foredeep. Gela Nappe: clays and glauconitic sandstones (OMI). Numidian Flysch (Maa), Variegated Clays and Polizzi Fm. (AV - Emc), Tortonian clays (Ma) and Messinian evaporites (Mc - Mg).