

M. FAZZUOLI (*), E. PANDELI (*), F. SANDRELLI (**)

NUOVI DATI LITOSTRATIGRAFICI SULLA SCAGLIA TOSCANA (SCISTI POLICROMI) DEI MONTI DEL CHIANTI (APPENNINO SETTENTRIONALE)

Riassunto - Gli affioramenti della Scaglia toscana (= Scisti Policromi *Auctt.*) nei Monti del Chianti costituiscono una fascia lunga circa 30 km ed orientata NNO-SSE, dall'area di Cintoia (FI) fino a quella di S. Gasmè (SI). Questa unità rappresenta, nella successione della Falda Toscana, la transizione tra la sedimentazione carbonatica bacinale della Maiolica (Cretaceo inf.) e quella torbiditica silicoclastica d'avanfossa del Macigno oligocenico. Nel corso del rilevamento dei Monti del Chianti alla scala 1:10.000, all'interno della Scaglia toscana sono state riconosciute cinque litofacies: a) *Argilliti di Brolio*, costituite prevalentemente da argilliti rosso vinate con sporadiche intercalazioni diasprine e di rare calcilutiti silicee. b) *Marne del Sugame*, marne, marne calcaree e calcari marnosi con intercalazioni di strati lentiformi calcarenitici e di banchi ruditici ad elementi calcareo-silicei. c) *Argilliti di Cintoia*, si tratta di argilliti grigio-verdastre fino a nerastre interessate da impregnazioni di ossidi di manganese; rare intercalazioni di calcilutiti, spesso silicee, e di radiolariti entrambe manganesifere. d) *Calcareniti di Montegrossi*, calcareniti e calciruditi torbiditiche gradate in strati generalmente di spessore metrico, spesso saldati da superfici erosive di amalgamazione e con scarse intercalazioni argillitiche. e) *Argilliti e calcareniti di Dudda*, rappresentate da un'alternanza di argilliti varicolori e di strati decimetrici di calcareniti/calcilutiti gradate con rare intercalazioni marnose.

La distribuzione areale e verticale di queste litofacies della Scaglia toscana mette in evidenza una paleomorfologia del fondo piuttosto varia. Infatti nell'area settentrionale (Cintoia, Lucolena) la successione è costituita principalmente da sedimenti argillosi (*Argilliti di Cintoia* e *Argilliti di Brolio*) e marnosi (*Marne del Sugame*) di piana bacinale/rampa; la sedimentazione appare controllata dalla CCD (profondità di compensazione dei carbonati). Nelle aree centrali e meridionali, al di sopra dei sedimenti argillosi basali (*Argilliti di Brolio*), la rimanente parte della successione è costituita per lo più da torbiditi calcaree (*Calcareniti di Montegrossi* e *Argilliti e calcareniti di Dudda*) deposte spesso al di sotto della CCD. La geometria dei corpi torbiditici e le paleocorrenti fanno ipotizzare una provenienza dei flussi da aree nord-orientali e uno sviluppo dei sistemi deposizionali trasversale rispetto all'attuale catena, probabilmente ancora controllato dagli elementi strutturali mesozoici. La ubiquitaria diffusione delle *Argilliti e calcareniti di Dudda* nella parte superiore della Scaglia toscana nei Monti del Chianti potrebbe indicare un generalizzato «livellamento» e un approfondimento del bacino: il primo legato in gran parte al riempimento delle zone

deprese e il secondo all'incipiente flessione dell'avampaese adriatico per lo sviluppo dell'avanfossa appenninica. Questa evoluzione tettono-sedimentaria può essere estesa anche ad altri affioramenti della Scaglia toscana della Toscana come ad esempio quelli di Monsummano e della Val di Lima.

Parole chiave - Appennino settentrionale, Scaglia toscana, Cretaceo-Oligocene, sedimenti pelagici, torbiditi.

Abstract - *New lithostratigraphic data on the Scaglia toscana (Scisti Policromi) in the Monti del Chianti (Northern Apennines).* In the Monti del Chianti, the Scaglia toscana (= Scisti Policromi *Auctt.*) crops out in a 30 km long zone oriented NNW-SSE, which extends from Cintoia, in the Province of Florence, to San Gasmè, in the Province of Siena. Within the succession of the Tuscan Nappe, the Scaglia toscana records the transition from the carbonate basin sedimentation of the Maiolica Formation (Lower Cretaceous) to the turbiditic siliciclastic foredeep sedimentation of the Oligocenic Macigno Formation.

Five lithofacies were identified within the Scaglia toscana during the 1:10.000 scale mapping of the Monti del Chianti: a) *Argilliti di Brolio*, consisting primarily of wine-red shales, with sporadic interbedded cherts, and rare siliceous calcilutites; b) *Marne del Sugame*, consisting of marls, calcareous marls, and marly limestones with interbedded calcarenitic lenses and ruditic beds with calcareous-siliceous clasts; c) *Argilliti di Cintoia*, gray-green to blackish shales locally pervaded by manganese oxides; rare manganese-rich, frequently siliceous calcilutites, and radiolarites; d) *Calcareniti di Montegrossi*, calcarenites and graded turbiditic calcirudites, in meter-thick beds, that are often welded by erosive amalgamation surfaces, with rare pelitic interbedded materials; e) *Argilliti e calcareniti di Dudda*, interbedded varicolored shales and decimeter-thick graded calcarenite/calcilutite beds with rare marly interbeds.

The horizontal and vertical distribution of these lithofacies shows that the bottom morphology was quite varied during the deposition of Scaglia toscana. In the northern zone (Cintoia, Lucolena) the succession consists primarily of abyssal plain/ramp shaly (Argilliti di Cintoia and Argilliti di Brolio) and marly sediments (Marne del Sugame); the sedimentation appears to have been regulated by the CCD (Carbonate Compensation Depth). In the central and southern zones, the succession overlying the shaly basal sediments (Argilliti di Brolio) consists primarily by calcareous turbidites (Calcareniti di Montegrossi and Argilliti e

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via G. La Pira, 4, 50121 Firenze.

(**) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena, Via delle Cerchia, 3, 53100 Siena.

(***) Lavoro finanziato con i fondi CNR-Centro di Studio di Geologia dell'Appennino e delle Catene perimediteranee (Pubblicazione n. 292, contributo CNR 9500354 (Prof. A. Lazzarotto) e M.U.R.S.T. 60% (Prof. F. Sandrelli).

calcareniti di Dudda) often deposited below the CCD. The geometry of the turbiditic bodies and the paleocurrent indicators suggest that the sediments were derived from a source area located to the north-east, and that the depositional systems were oriented perpendicular to the present mountain chain, probably because they were influenced by Mesozoic structural elements. The ubiquitous presence of the Argilliti e Calcareniti di Dudda in the upper part of the Scaglia toscana in the Monti del Chianti may indicate a general «flattening» and deepening of the basin: the former related to the filling-in of the deeper zones of the basin, and the latter to the flexion of the Adriatic foreland as a result of the development of the Apenninic Foredeep. This tectono-sedimentary evolution may also hold true for other areas in Tuscany in which the Scaglia toscana occurs, for example Monsummano or the Val di Lima.

Key words - Northern Apennines, Scaglia toscana, Cretaceous-Oligocene, pelagic sediments, turbidites.

INTRODUZIONE

Con il nome di «Scaglia toscana» (o «Scisti Policromi») viene identificata una successione di terreni con litologie assai differenziate (argilliti, marne e calcari marnosi, calcilutiti e calcareniti, breccie calcareo-silicee) compresa tra i carbonati del Giurassico sup.-Cretaceo basale e le arenarie torbiditiche silicoclastiche dell'Oligocene medio(?)/sup.-Miocene inf. *Il termine di Scaglia è stato applicato dapprima alla facies più calcarea dell'Umbria (e del Veneto), (talora usata come materiale da costruzione), mentre per la facies più argillosa (e stratigraficamente più condensata) della Toscana è stato usato il termine di «scisti policromi» (il termine di «scisti varicolori» significa ed indica la stessa cosa nell'area della Toscana orientale)* (Merla, 1951). La denominazione «Scaglia toscana» è stata formalizzata come unità litostratigrafica con rango di formazione da Merla (1968). Nell'uso corrente i due termini, Scaglia toscana e Scisti Policromi, si equivalgono (in questo lavoro viene preferito la denominazione «Scaglia toscana» anche se riconosciamo una sua non corretta formalizzazione stratigrafica).

La Scaglia toscana compare con estesi affioramenti dalla zona della Spezia, a nord-ovest, fino al Lazio settentrionale verso sud ed all'Umbria occidentale verso sud-est. Sui caratteri stratigrafici e sedimentologici della Scaglia toscana sono state effettuate ricerche, in particolare negli anni sessanta (bibliografia in Bortolotti *et al.*, 1970); successivamente queste ricerche si sono rarefatte ed a partire dal lavoro di sintesi di Hein (1982) praticamente non ci sono più contributi particolarmente significativi.

Negli anni novanta è iniziato nei Dipartimenti di Scienze della Terra dell'Università di Siena prima e di Firenze poi il rilevamento alla scala di 1:10.000 della zona assiale dei Monti del Chianti, corrispondente ad una fascia larga alcuni chilometri ed allungata per oltre 30 km in direzione NNO-SSE, da Cintoia (prov. di Firenze), a nord, fino a S. Gusmè (prov. di Siena), a sud (Fig.1).

La struttura tettonica di questa fascia è costituita da

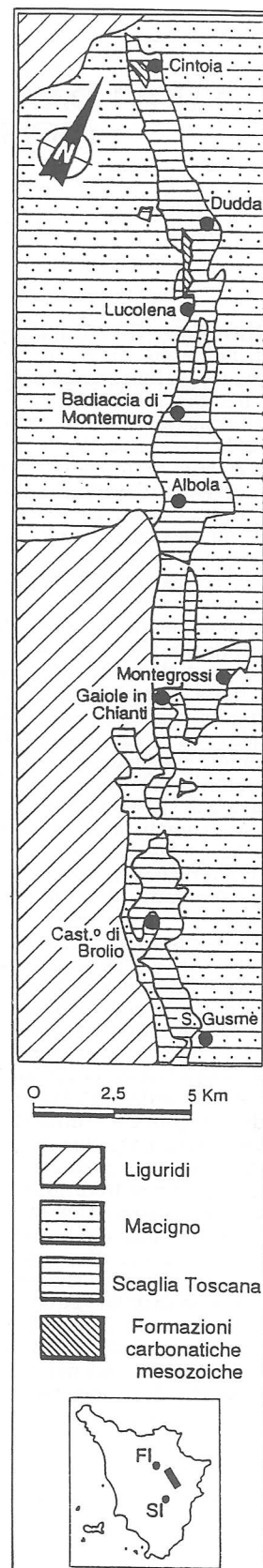


Fig. 1 - Localizzazione degli affioramenti della Scaglia toscana in corrispondenza della dorsale dei Monti del Chianti.

un motivo anticlinalico complesso (Merla e Bortolotti, 1967; Elter e Sandrelli, 1994 *cum bibl.*), più o meno asimmetrico fino a rovesciato con asse orientato NNO-SSE, interessato da numerose faglie e con il nucleo costituito da affioramenti di Scaglia toscana; solo localmente, nella porzione settentrionale (aree di Cintoia e di Lucolena), affiorano anche formazioni più antiche (Merla e Bortolotti, 1967) (Fig. 2a,b). Prendendo in considerazione gli elementi stratigrafici e strutturali dei Monti del Chianti, oltre ai lavori generali di Lotti (1910), di Merla (1951) e di Merla e Bortolotti (1967), possiamo citare Valduga (1948, 1952), Nocchi (1960), Bortolotti e Passerini (1965), Canuti e Pirini (1965), Canuti *et al.*, (1965), Canuti (1968), Kálin *et al.*, (1979), Hein (1982) e Elter e Sandrelli (1994).

Nel presente lavoro vengono messi in evidenza i risultati più significativi di tipo litostratigrafico e sedimentologico ottenuti nel corso della ricerca e riguardanti la Scaglia toscana. L'estensione longitudinale dell'area studiata, in cui si ha una sostanziale continuità degli affioramenti di questa formazione, ha permesso di mappare le variazioni laterali di facies in maniera accurata. Ulteriori informazioni sono derivate dall'analisi di diverse sezioni stratigrafiche misurate nelle aree più tipiche di affioramento. Nell'insieme, i risultati hanno permesso di mettere in evidenza la distribuzione laterale dei corpi sedimentari (purtroppo l'estensione trasversale è assai più limitata di quella longitudinale) e l'evoluzione sedimentaria nell'area. I risultati biostratigrafici e quelli strutturali, che sono in avanzato stadio di elaborazione, saranno oggetto di prossime note.

CARATTERI LITOLOGICI DELLA SCAGLIA TOSCANA IN CORRISPONDENZA DELLA DORSALE DEL CHIANTI

Nella cartografia geologica anteriore agli anni ottanta, alla Scaglia toscana (o Scisti Policromi) sono stati riferiti terreni a litologia prevalentemente pelitica (da argilliti fino a calcari marnosi). Inclusi entro questi terreni, o comunque strettamente connessi con essi, sono presenti corpi lenticolari, estesi fino a qualche decina di chilometri, costituiti completamente o prevalentemente da banchi e strati di calcareniti torbiditiche, più o meno grossolane (il cosiddetto «Nummulitico»). Nelle Note illustrative del F.113 Castelfiorentino della Carta Geologica d'Italia, che include l'area del Chianti settentrionale, Merla e Bortolotti (1967) hanno distinto la formazione **sp** -Scisti Policromi (= Scaglia toscana) e **csp** -Calcareniti degli Scisti policromi (considerate come membro), sulla base della prevalente componente pelitica o calcarenitica. Già in precedenza, Canuti *et al.* (1965), partendo da accurate osservazioni litostratigrafiche e sedimentologiche, avevano distinto nell'intervallo stratigrafico in esame quattro unità litologiche e le avevano considerate formazioni: Formazione di Brolio (a litologia argillitica); Marne del Sugame (marnosa); Formazione di Dudda (argillitica e calcarenitica); Nummulitico (calcarenitica), attribuendo agli Scisti Policromi il rango formale di Gruppo. Lo stesso

criterio è stato seguito anche da Azzaroli e Cita (1969) e da Hein (1982). Boccaletti e Sagri (1966) hanno proposto che il «Nummulitico» assumesse la denominazione formalmente più corretta di «Calcareniti di Montegrossi», con riferimento all'omonima località del Chianti. Sestini (1967), Bortolotti *et al.* (1970) e Fazzuoli *et al.* (1985) hanno invece considerato gli Scisti policromi come un'unica formazione costituita da più litofacies quali: Argilliti di Brolio, Marne del Sugame, Calcareniti di Dudda e Calcareniti di Montegrossi, Breccie cenomaniane, Formazione di Puglianella, Marne di Rovaggio. Un criterio litostratigrafico analogo è stato seguito anche da Dallan *et al.* (1981) e Nardi *et al.* (1981) per la Carta geologica della provincia di Pistoia, da Fazzuoli *et al.* (1994a), per la Carta geologica della Val di Lima, da Costantini *et al.* (1995) per le aree della costa tirrenica livornese, nonché da Losi e Sandrelli (1994) per la Carta geologica del settore meridionale dei Monti del Chianti.

I rilevamenti alla scala 1:10.000 lungo la fascia Cintoia-S.Gusmé (dei quali riportiamo in questa nota una versione schematica: vedi Figg. 2a,b) hanno permesso di definire la distribuzione areale delle diverse unità litostratigrafiche riconosciute; lo studio è proseguito attraverso l'esame di alcune sezioni litostratigrafiche di dettaglio rappresentative della successione della Scaglia toscana nelle diverse aree di affioramento (Fig. 3). Sono state riconosciute 5 principali unità che in parte corrispondono a quelle già definite nella stessa area da Canuti *et al.* (1965) esse hanno, però, un diverso rango stratigrafico:

- **Argilliti di Brolio** (cf. Formazione di Brolio in Canuti *et al.*, 1965). Si tratta di argilliti a frattura da scagliosa ad aciculare, per lo più rosso vinate e in minor misura grigio-verdastre. In queste sono presenti rare intercalazioni centimetriche (max 20 cm) di radiolariti, di argilliti silicizzate grigio-rossastre spesso mangesifere e, subordinatamente, di calcilutiti silicee di colore grigio-verde. Eccezionalmente si hanno anche strati di calcareniti torbiditiche Tc-e e Tde di colore grigio e grigio-verde. L'ambiente di sedimentazione di questi litotipi era in larga parte al di sotto della CCD (Sagri, 1973; Fazzuoli *et al.*, 1985). In tutta l'area esaminata, le Argilliti di Brolio sono sempre presenti alla base della Scaglia toscana e raggiungono potenze di almeno 50 m nella zona del Castello di Brolio. Il passaggio di base con la Maiolica è brusco; piuttosto netto è anche il contatto superiore con le altre unità della Scaglia (es. Calcareniti di Montegrossi) nelle aree centrali e meridionali. In quella di Cintoia, invece, il passaggio alle sovrastanti Marne del Sugame avviene in un intervallo di circa 4-5 metri, costituito da un'alternanza di straterelli centimetrici di calcari marnosi, marne calcaree e argilliti spesso marnose. L'età è Aptiano/Albiano-Cenomaniano (Canuti *et al.*, 1965; Nocchi, 1960).

- **Marne del Sugame** (Canuti *et al.*, 1965). Sono rappresentate per lo più da marne calcaree omogenee, talora bioturbate, in banchi spessi oltre 10 metri a stratificazione indistinta e di colore da rossastro a grigio-avana giallastro, che assume per alterazione

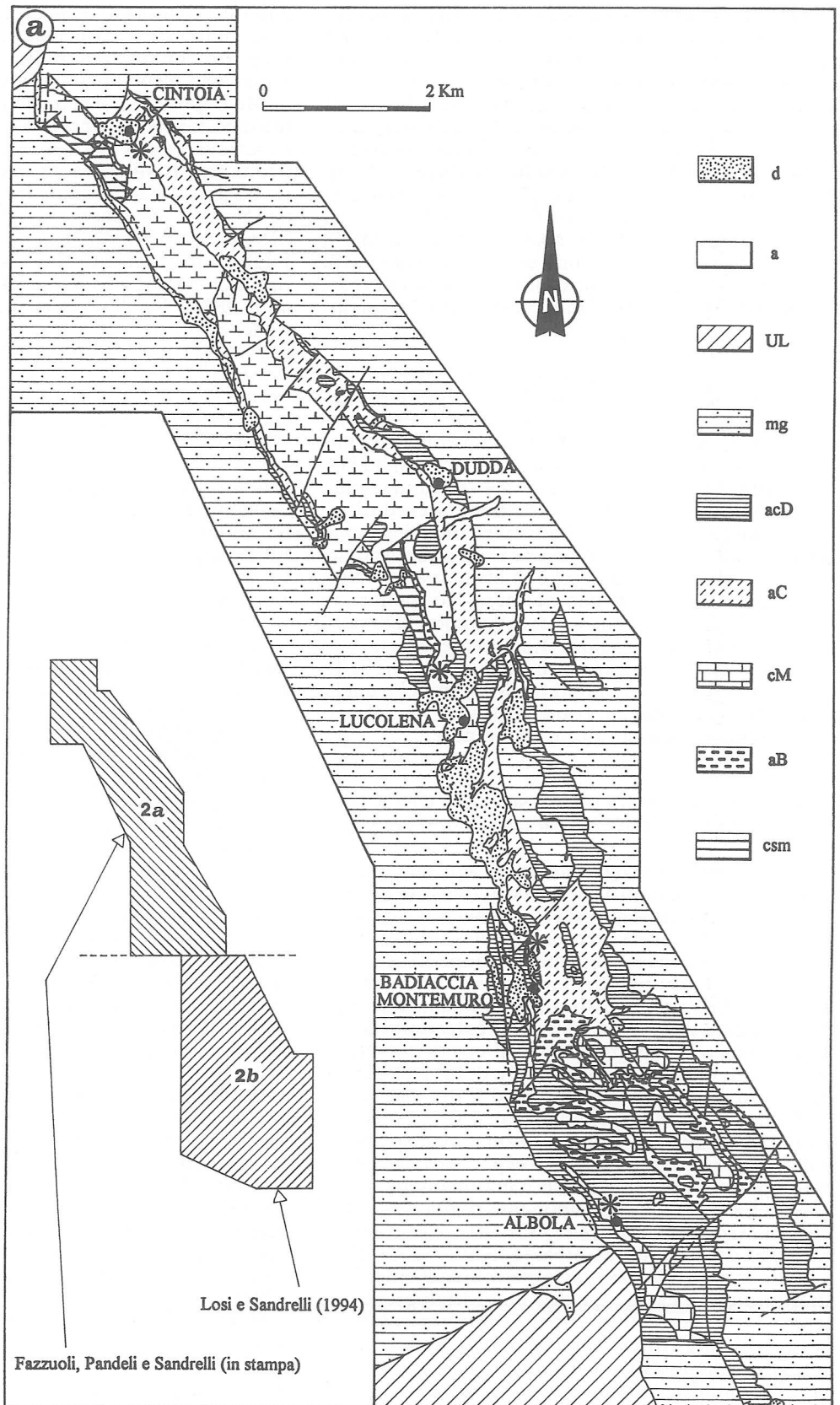
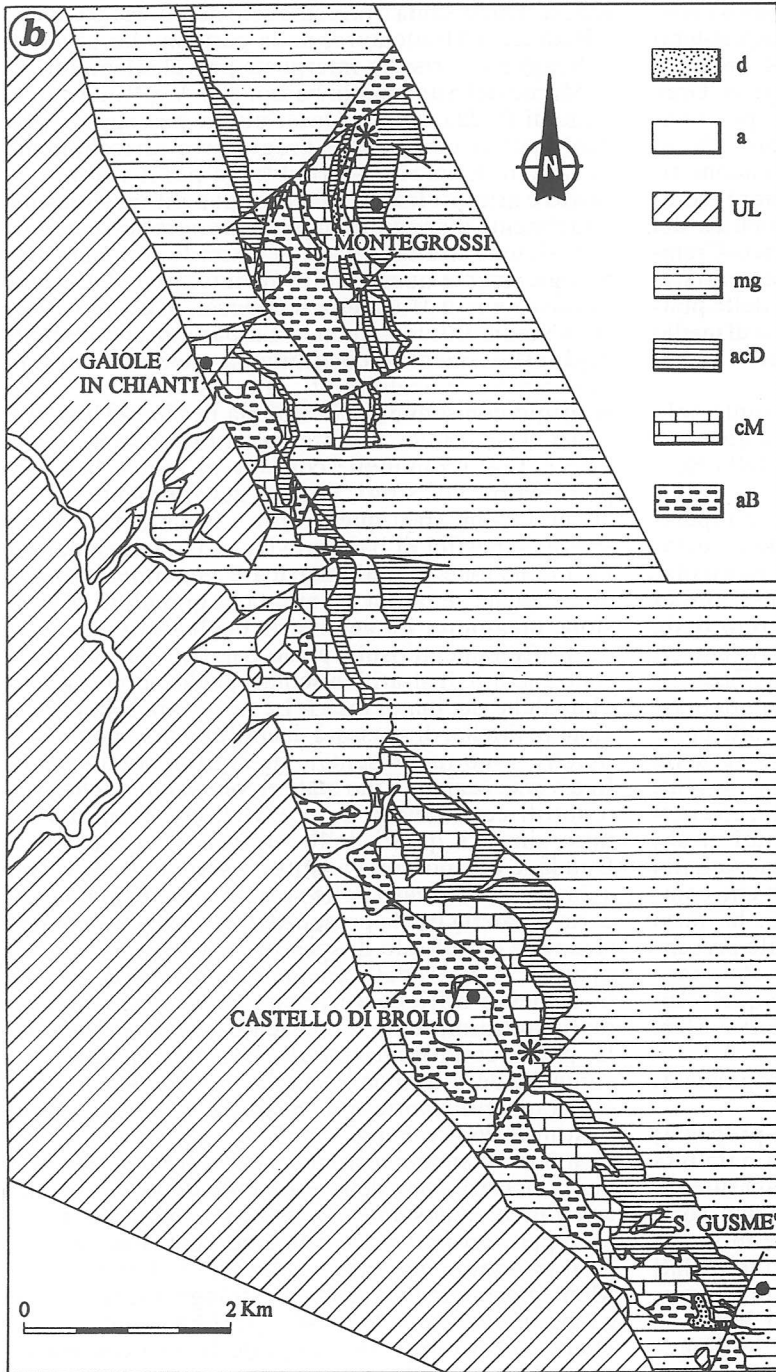


Fig. 2 - Carta geologica schematica dei Monti del Chianti: a) settore settentrionale (Cintoia-Albola); b) settore meridionale (Gaiole- S. Gismè). Spiegazione delle sigle: d) detriti; a) alluvioni; UL) Unità liguri; Falda toscana: mg) Macigno, acD) Argilliti e calcareniti di Dudda, aC) Argilliti di Cintoia, cM) Calcareniti di Montegrossi, aB) Argilliti di Brolio; csm) substrato calcareo-siliceo mesozoico. In asterisco le aree di riferimento per le successioni stratigrafiche riportate nella figura 3.

Fazzuoli, Pandeli e Sandrelli (in stampa)

Losi e Sandrelli (1994)



tonalità più chiare. La frattura è scheggiosa-concoide nei litotipi più calcarei, mentre in quelli marnosi è spesso presente una certa fissilità e sono comuni le forme di alterazione a «saponetta». Sono relativamente frequenti anche le intercalazioni, potenti fino a 1,5 metri, di calcari e calcari marnosi da rosati/rossastri ad avana/biancastri e di strati decimetrici, spesso lentiformi, di calcareniti torbiditiche grigie e avana.

Nelle marne sono localmente presenti allineamenti e concentrazioni di grani calcitici e clasti di calcari talora marnosi e/o silicei di colore da biancastro a grigio scuro. Nell'area di Cintoia sono stati riconosciuti anche due tipici orizzonti lenticolari ruditici di spessore massimo di circa 6 metri, di aspetto massiccio e costituiti da clasti (da qualche centimetro a 60 cm) sub-angolari/sub-arrotondati di natura calcarea e si-

licea, legati da una matrice argillitico-marnosa rossastra, talora abbondante e simile ai corrispondenti litotipi della Scaglia. Queste ruditi sono assimilabili a depositi poco elaborati prodotti da *debris flow*. Gran parte dei clasti appare riconducibile a litotipi comuni nelle formazioni mesozoiche sia toscane che di altre regioni. In particolare alcuni autori vi hanno riconosciuto clasti con microfacies toscano-umbre (comprendenti sia quelle di piattaforma carbonatica del Liassico che quelle calcareo-marnose terziarie della Scaglia) e clasti con tessiture tipiche delle piattaforme carbonatiche del dominio abruzzese o di quello veneto-dinarico (Canuti *et al.*, 1965; Canuti e Pirini, 1965; Dallon, 1966).

Le Marne del Sugame sono state riconosciute solo nella parte settentrionale dell'area studiata dove caratterizzano la porzione inferiore-media della Scaglia con spessori di circa 100 m.

Questa unità, costituita essenzialmente da emipelagiti risedimentate, viene attribuita ad ambiente pelagico posto sopra o al limite della CCD. In particolare esso sarebbe da riferire alla porzione inferiore di una scarpata sottomarina (o rampa) lambita dalle torbide calcaree e con accumuli gravitativi provenienti da vicini «alti» intrabacinali a serie toscana (Fazzuoli *et al.*, 1985). Le Marne del Sugame contengono associazioni faunistiche che permettono di attribuire l'intera unità al Paleocene-Eocene, anche se nelle intercalazioni calcarenitiche sono talvolta presenti esclusivamente faune del Cretaceo superiore, che pertanto devono ritenersi rimaneggiate (Canuti *et al.*, 1965; Merla e Bortolotti, 1967). La mancanza nella Scaglia toscana dell'intervallo stratigrafico che comprende gran parte del Cretaceo superiore, ha fatto ipotizzare a Canuti *et al.* (1965) la possibile presenza di una lacuna sedimentaria (la lacuna è stata ipotizzata anche in altre aree di affioramento quali Rapolano, area del Monte Amiata ecc.: Canuti e Maruccci, 1967, 1970, 1971).

Il passaggio tra le Marne del Sugame e le soprastanti Argilliti di Cintoia è di regola brusco.

- *Argilliti di Cintoia*. Questa unità (da noi proposta) è costituita da argilliti con accentuata fissilità, a frattura scagliosa, di colore per lo più da grigio-ceruleo a grigio-verde fino a nerastro; solo localmente sono riconoscibili colori rossastri generalmente in forma di aree «fiammate». In queste peliti sono intercalati rari strati centimetrici di calcari silicei di colore grigio-verde, ma più frequentemente nerastri per le estese impregnazioni di ossidi di manganese. Alle impregnazioni manganesifere si accompagnano spesso fenomeni di decalcificazione e di alterazione (comuni le patine e aree di colore ocraceo-giallastro) che si traducono in un aumento della porosità di questi litotipi e nella leggerezza del campione a mano. Limitatamente ad alcune aree (Dudda, Badiaccia Montemuro) divengono comuni i calcari silicizzati e gli strati di radiolariti di colore nero che, intercalati ad argilliti più o meno silicizzate, formano alternanze potenti oltre 10 m. L'ambiente di sedimentazione è assimilabile a quello delle Argilliti di Brolio; caratterizzante è, invece, l'arricchimento diffuso in man-

ganese. Quest'unità è presente solo nell'area tra Cintoia e Badiaccia Montemuro, nella parte medio-alta della Scaglia ove risulta interposta prevalentemente tra le Marne del Sugame, in basso, e le Argilliti e calcareniti di Dudda, in alto. Quest'ultimo passaggio è graduale per la comparsa e progressivo arricchimento in straterelli calcareo-torbiditi e per il colore rossastro e grigio-violaceo dei litotipi pelitici. Non sono attualmente disponibili dati biostratigrafici, ma, data la posizione stratigrafica, è verosimile collocare cronologicamente questa unità all'interno dell'Eocene.

- *Calcareniti di Montegrossi* (Boccaletti e Sagri 1966; cf. «Nummulitico» Auct.). La parte preponderante degli affioramenti è costituita da alternanze di biocalcareni e biocalciruditi, talora selcifere, di colore grigio con sequenze di Bouma per lo più Tab, Ta-c, Tb, Tbc, Ta/c/e, mentre subordinate sono quelle Ta/e e Ta-e (comunque con «a» di regola ben rappresentato). Gli strati, potenti generalmente da 30-40cm a 1-2m (rari quelli oltre i 3-4m), presentano spesso superfici di base erosive e/o amalgamazioni. La gradazione granulometrica è generalmente evidente anche se talora è limitata ai granuli di dimensione maggiore. La geometria degli strati alla scala degli affioramenti risulta piano-parallela, ma non mancano esempi di strati lenticolari anche sulla distanza di qualche decina di metri. Le occasionali intercalazioni pelitiche, di spessore dal millimetro a pochi centimetri, sono rappresentate da argilliti rosso-vinate. In diverse sezioni sono state riconosciute anche strati sottili centimetrici Tc-e e Tde, che risultano del tutto simili a quelli delle Argilliti e calcareniti di Dudda, e che possono costituire seriette potenti fino a 2m. In questo caso nelle sezioni è più evidente una certa ritmicità per la presenza di cicli negativi di tipo semplice o multiplo di spessore anche di una decina di metri. A causa delle frequenti saldature degli strati, è spesso difficile verificare la presenza di eventuali controimpronte da corrente alla base di questi. Le poche controimpronte rilevate indicano una provenienza dei flussi da ENE/NE in sostanziale accordo da quanto riportato da Sestini e Pranzini (1964), Sestini (1964) e Parea (1965).

Non è stato ancora affrontato uno studio di dettaglio per la ricostruzione delle geometrie di questo sistema torbiditico; nonostante ciò esso non sembra essere stato troppo «costretto» lateralmente, come dimostrerebbe il passaggio del tutto regolare tra le Calcareniti di Montegrossi e le loro probabili sfrangiature trasversali e longitudinali, costituite dalle Argilliti e calcareniti di Dudda (vedi oltre). D'altra parte la loro coesistenza con le Marne del Sugame e la presenza di intercalazioni argillitiche farebbero supporre che le torbiditi calcaree fossero deposte in aree poste sotto la CCD e, quindi, relativamente più depresse (cf. Fazzuoli *et al.*, 1985). Le Calcareniti di Montegrossi sono tipiche delle aree meridionali (Montegrossi, Brolio) dove rappresentano un potente orizzonte (spessore massimo 120 m) nella parte media della Scaglia toscana. Più a Nord (Badiaccia Montemuro, Dudda) formano, invece, corpi probabilmente lenticolari di potenza massima decametrica e passano lateralmente alle Argilliti e calcareniti di Dudda.

In ogni caso quest'ultima unità rappresenta il termine stratigraficamente soprastante alle Calcareniti di Montegrossi; la transizione risulta piuttosto brusca per la repentina diminuzione dello spessore degli strati torbiditici e per lo sviluppo delle intercalazioni pelitiche.

Il contenuto fossilifero delle torbiditi nella porzione inferiore dell'unità è rappresentato di regola solo da associazioni del Cretaceo superiore con micro- e macro-foraminiferi e resti di Inocerami, mentre verso l'alto si rinvencono anche foraminiferi eocenici (Nummuliti, ecc.) (Nocchi, 1960; Canuti *et al.*, 1965). Gli studi biostratigrafici in corso potranno confermare l'ipotesi di Nocchi (1960), che prevede un'età cretacea superiore per la base delle Calcareniti di Montegrossi, o piuttosto accertare l'esistenza di ingenti apporti extrabacinali di materiali bioclastici cretacei durante il Paleocene-Eocene.

- *Argilliti e calcareniti di Dudda* (cf. Formazione di Dudda in Canuti *et al.*, 1965). Quest'unità è rappresentata da un'alternanza tra argilliti varicolori (per lo più rosso vinate) e strati decimetrici (max 60 cm) di biocalcareni/biocalcilutiti torbiditiche gradate Tb-e, Tc-e e Tde di colore grigio. La proporzione tra questi litotipi può essere variabile da zona a zona e può cambiare anche verticalmente all'interno di una stessa sezione; in genere il rapporto arenite/pelite varia da 1:4 a 1:1. Non mancano, inoltre, rare intercalazioni di marne e marne argillose rossastre e di calcari silicei verdastri. Le superfici di base degli strati calcarei torbiditici sono rigorosamente piate e il loro profilo è piano-parallelo. La presenza di intercalazioni pelitiche ha favorito il reperimento di controimpronte alla base degli strati; sono, infatti, state rilevate *flute* e *groove cast* che evidenziano lo scorrimento dei flussi torbiditici verso l'odierno quadrante sud-occidentale (correnti generalmente da NNE/NE) (cf. anche Sestini e Pranzini, 1964; Sestini, 1964; Parea, 1965).

Questi depositi rappresentano l'evoluzione laterale

e probabilmente sottocorrente delle torbide più dense delle Calcareniti di Montegrossi.

Le Argilliti e calcareniti di Dudda formano un livello sostanzialmente continuo al tetto della Scaglia toscana in tutta l'area considerata, con spessori variabili da qualche decina (Cintoia) fino a 50/60 m nelle aree meridionali; inoltre esse sostituiscono lateralmente le Calcareniti di Montegrossi nella zona tra Badiaccia Montemuro e Albola. Il passaggio (ove non tettonizzato) alle prime bancate silicoclastiche grossolane del Macigno è brusco (cf. Ferrini e Pandeli, 1983) anche se al tetto delle Argilliti e calcareniti di Dudda possono localmente intercalarsi alcuni straterelli di siltiti carbonatiche e/o calcareniti ibride ricche in miche.

Canuti *et al* (1965), in base alle microfaune rinvenute nelle calcareniti attribuiscono quest'unità all'Eocene medio-superiore, ma, per la sua posizione stratigrafica non può essere esclusa un'età oligocenica almeno per la sua parte sommitale.

CONSIDERAZIONI SULLA EVOLUZIONE SEDIMENTARIA DELLA SCAGLIA TOSкана NEI MONTI DEL CHIANTI

Da quanto sopra riportato è evidente una accentuata variabilità litologica in senso areale della successione della Scaglia toscana dei Monti del Chianti (Fig. 2a,b e 3). Tale variabilità viene messa in relazione sia a differenti condizioni batimetriche del fondo, sia alla posizione dei sistemi torbiditici e all'evoluzione delle loro aree sorgenti.

Nell'area dei Monti del Chianti sono state riconosciute cinque unità litologiche che sono state assimilate a tre principali sub-ambienti del margine continentale passivo adriatico. In particolare le *Argilliti di Brolio* e le *Argilliti di Cintoia* vengono riferite ad un'area di piana bacinale al di sotto della CCD, mentre le Marne del Sugame vengono attribuite ad un contesto di rampa, in larga parte posto al di sopra della

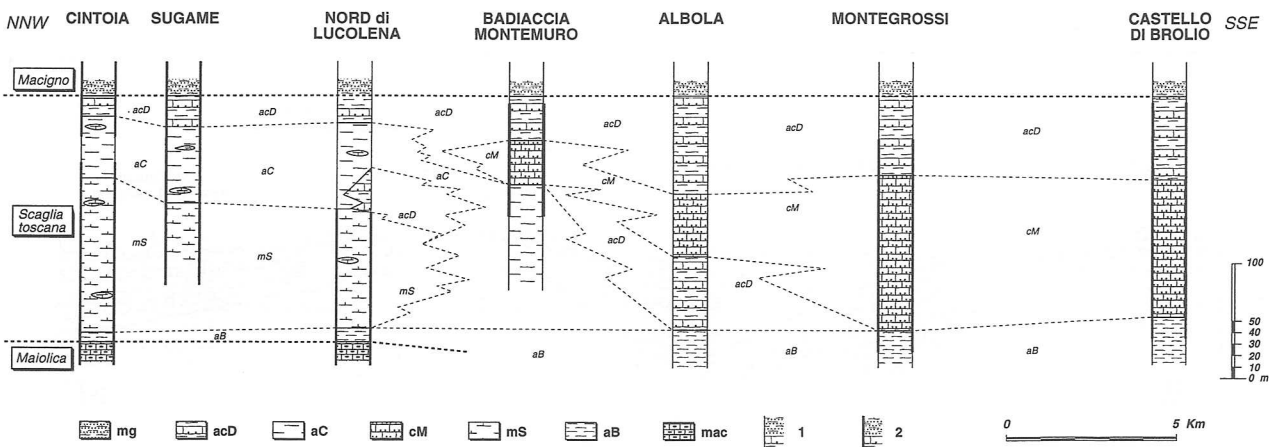


Fig. 3 - Schema litostratigrafico della Scaglia toscana ricostruito lungo un settore disposto circa perpendicolarmente alla direzione degli apporti torbiditico-calcarei. Legenda: mg) Macigno, acD) Argilliti e calcareniti di Dudda, ac) Argilliti di Cintoia, cM) Calcareniti di Montegrossi, aB) Argilliti di Brolio, mac) Maiolica, 1) tratto di sezione ricostruita, 2) tratto di sezione misurata.

CCD, dove si depositavano quasi esclusivamente emipelagiti con forte componente di risedimentazione. Anche le due litofacies calcareo-torbiditiche (le *Calcareniti di Montegrossi* e le *Argilliti e calcareniti di Dudda*) si sarebbero deposte in corrispondenza della piana bacinale, costituendo probabilmente uno o più sistemi torbiditici disposti trasversalmente rispetto alla catena appenninica, come evidenziato dalla direzione delle paleocorrenti e dalla geometria del corpo sedimentario (Fig. 3).

Lo schema di Fig. 3 rappresenta una sezione (a direzione circa NO-SE) trasversale all'asse del depocentro torbiditico che così risulta essere orientato all'incirca NE-SO e quindi parallelo ai trend strutturali mesozoici (cf. Fazzuoli *et al.*, 1985).

Le correlazioni fra le varie colonne stratigrafiche proposte in Fig. 3 mostrano come alla base della Scaglia sono sempre presenti le Argilliti di Brolio che aumentano di spessore verso i settori meridionali. L'intervallo stratigrafico soprastante è estremamente articolato e caratterizzato da sedimenti emipelagici calcareo-marnosi a nord e calcareo-torbiditici verso sud. Pertanto, dalle precedenti considerazioni sulla CCD, deriva che l'area meridionale era relativamente più depressa e sede principale della deposizione torbiditica. L'estensione laterale (superiore a 15 km) e la continuità del corpo principale torbiditico rappresentato dalle Calcareniti di Montegrossi fanno supporre una morfologia del fondo piuttosto regolare o con pendenze molto blande. Le torbiditi calcaree potevano così espandersi anche lateralmente (*Argilliti e calcareniti di Dudda*) fino ad interdigitarsi nei depositi marnosi di raccordo della scarpata o rampa (*Marne del Sugame*). Considerato che tra i granuli calcarei delle torbiditi si ha una prevalenza di carbonati di mare sottile (di piattaforma carbonatica), che le paleocorrenti indicano provenienza dai quadrati nord-orientali e che mancano corpi calcarenitici nella Scaglia umbra dell'Umbria occidentale e settentrionale (Passeri, 1994), riteniamo che l'area sorgente debba essere ricercata verso NNE. Questa potrebbe collocarsi nell'area

padana peri-appenninica e corrispondere ad una piattaforma carbonatica cretaceo-terziaria(?) sul tipo della piattaforma di Bagnolo (Bosellini *et al.*, 1981) individuata in un sondaggio nel sottosuolo modenese; questa è stata considerata da Fazzuoli *et al.* (1985) come la sorgente delle torbiditi calcaree della Scaglia toscana della Val di Lima (Toscana a nord dell'Arno).

Il passaggio dalle Argilliti di Brolio ai sedimenti marnosi e calcareo-torbiditici indica una sostanziale e rapida modificazione morfologica dell'omogeneo contesto di piana bacinale. Questo cambiamento, avvenuto verosimilmente in un intervallo temporale non precisamente definibile, ma compreso tra il Cenomaniano e l'Eocene medio, può essere legato (in accordo a quanto precisato da Fazzuoli *et al.*, 1994a), alla riattivazione in senso transtensivo dei vecchi lineamenti strutturali mesozoici, connessa con la chiusura della Tetide e con l'inizio della collisione dei margini continentali europeo ed adriatico. L'attività tettonica sin-sedimentaria è tra l'altro testimoniata dai frequenti fenomeni di risedimentazione delle emipelagiti di rampa delle Marne del Sugame, nonché dalle intercalazioni di breccie con elementi calcareo-silicei a facies toско-umbra. A partire dall'Eocene medio-superiore è avvenuto un ubiquitario livellamento e approfondimento del bacino accompagnato da un'evidente riduzione degli apporti grossolani calcareo-torbiditici. Sulle Marne del Sugame, infatti, si deposero le Argilliti di Cintoia, mentre nelle aree meridionali alle Calcareniti di Montegrossi si sostituirono piuttosto repentinamente le Argilliti e calcareniti di Dudda. Il livellamento del fondo si completò al tetto della Scaglia toscana ove sono presenti, pressochè in tutto il transetto esaminato, le Argilliti e calcareniti di Dudda. Pertanto più che di una vera e propria recessione del sistema torbiditico, questa tendenza potrebbe essere in gran parte legata anche all'espansione dei flussi su di un'area ben più ampia del bacino ormai sostanzialmente regolarizzato. Se da un lato il livellamento del fondo potrebbe essere dovuto in larga

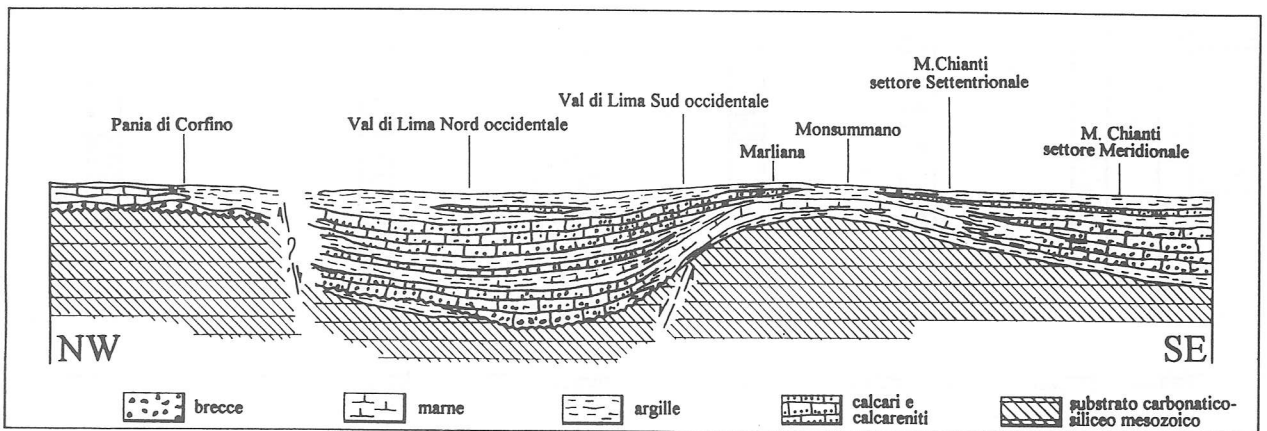


Fig. 4 - Schema dei rapporti tra le unità della Scaglia toscana su scala regionale tra la Pania di Corfino e i Monti del Chianti (cf. Canuti *et al.*, 1965; Sestini, 1967).

misura al riempimento delle depressioni da parte delle torbiditi, l'approfondimento generalizzato potrebbe essere legato alle fasi precoci dello sviluppo dell'avfossa appenninica, per flessione del margine adriatico, nella quale successivamente si sedimenteranno le torbiditi silicoclastiche del Macigno.

Estendendo le osservazioni in ambito regionale verso NO lungo la stessa trasversale (Fig. 4), si può osservare che il settore settentrionale dei Monti del Chianti presenta forti analogie sia con la successione di Monsummano-Marliana, che con quella della Val di Lima sud-orientale. In tutte queste località, infatti, sopra un ridotto spessore basale di Argilliti di Brolio è presente un forte spessore di Marne del Sugame. Più in alto i sedimenti ritornano prevalentemente argillitici con comparsa di corpi calcarenitici che tendono ad acquistare maggiore importanza da SE verso NO, ovvero verso la Val di Lima (Fazzuoli e Maestrelli-Manetti, 1974; Hein, 1982; Dallan *et al.*, 1981; Fazzuoli *et al.*, 1994a).

Una evoluzione simile a quella del settore meridionale dei Monti del Chianti, anche se più articolata, è stata, invece, di recente documentata nell'area nord-occidentale della Val di Lima (Fazzuoli *et al.*, 1994a). Tra gli elementi di analogia possiamo citare la presenza in alcune località di Argilliti di Brolio alla base della Scaglia toscana, una porzione centrale parzialmente o prevalentemente calcarenitica e la localizzazione, limitata ad alcune aree, di Marne del Sugame. Come differenze si segnala la presenza di breccie e calcareniti alla base (Calcareniti «inferiori») direttamente sulla Maiolica, una maggiore frequenza di livelli di breccie calcareo-silicee nella parte centrale e la costante presenza al tetto della successione di un livello di argilliti contenenti rari strati di calcareniti (Argilliti «superiori»). Ancora più a NO, alla Pania di Corfino, è osservabile un diverso assetto (Fig. 4): infatti, in discordanza angolare su varie formazioni giurassiche tiltate, poggia una breccia calcareo-silicea («Breccia cenomaniaca» in Fazzuoli *et al.*, 1985), al di sopra della quale, con la sporadica intercalazione di corpi calcilutitico/calcarenitici della Formazione di Puglianella (Cretaceo sup.), sono presenti argilliti e marne con rari straterelli calcarenitici dell'Eocene *pp.*-? Oligocene inf. (Hein, 1982; Fazzuoli *et al.*, 1985).

In conclusione possiamo dire che il settore settentrionale dei Monti del Chianti, unitamente a quello di Monsummano e a quello della Val di Lima sud-orientale, mostra elementi sedimentari riferibili a zone di alto, essenzialmente caratterizzate da emipelagiti e con ridotta sedimentazione torbiditica. Questo alto separava due zone relativamente più depresse (Val di Lima nord-occidentale e settore meridionale dei Monti del Chianti) che ospitavano i principali corpi di calcareniti.

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano i Proff. Valerio Bortolotti, Antonio Lazzarotto e Renzo Mazzanti per la lettura critica del manoscritto ed i suggerimenti.

BIBLIOGRAFIA

- Azzaroli, A. e Cita, M.B. (1969). Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia. Formazioni Geologiche, fasc. III. Serv. geol. Ital., Roma, 177 pp.
- Boccaletti, M. e Sagri, M. (1966). Lacune nella Serie Toscana. 2. Breccie e lacune al passaggio Maiolica-Gruppo degli Scisti Policromi in Val di Lima. Mem. Soc. geol. ital., 5: 19-66.
- Bortolotti, V. e Passerini, P. (1965). Segnalazione della presenza delle formazioni dal Calcare Selcifero ai Calcri Variegati ad Aptici alla base della Serie Toscana a Cintoia (Chianti settentrionale). Boll. Soc. geol. ital., 84(6): 37-40.
- Bortolotti, V., Passerini, P., Sagri, M. e Sestini, G. (1970). The Miogeosynclinal Sequences. In: G. Sestini (Ed.). Development of the Northern Apennines Geosyncline. Sediment. Geol., 4: 341-444.
- Bosellini, A., Masetti, D. e Sarti, M. (1981). La piattaforma di Bagnolo (sottosuolo padano) Ann. Univ. Ferrara, 7: 103-109.
- Canuti, P. (1968). Aptici nei «Diaspri» del Chianti settentrionale. Boll. Soc. geol. ital., 87: 195-216.
- Canuti, P. e Pirini, C. (1965). Microfossili liassici degli «Scisti Policromi» dei Monti del Chianti. Paleont. ital., 59: 35-52.
- Canuti, P. e Marcucci, M. (1967). Lacune della serie toscana 4. Osservazioni sui rapporti stratigrafici fra Maiolica e Scisti Policromi nella Toscana centro-meridionale (area di Rapolano). Boll. Soc. geol. ital., 86 (4): 809-818.
- Canuti, P. e Marcucci, M. (1970). Lacune della serie toscana 5. Stratigrafia della base degli «Scisti Policromi» (Scaglia Toscana) nell'area di Montepulciano e Campiglia d'Orcia (Toscana Meridionale). Boll. Soc. geol. ital., 89 (2): 253-276.
- Canuti, P. e Marcucci, M. (1971). Lacune della Serie Toscana VI: Stratigrafia della base degli Scisti Policromi (Scaglia Toscana) nelle aree di Roccalbegna, Castellazzara, Semproniano, M. Selvi e M. Canino (Toscana Meridionale). Boll. Soc. geol. ital., 90: 315-380.
- Canuti, P., Focardi, P. e Sestini, G. (1965). Stratigrafia, correlazioni e genesi degli Scisti Policromi dei Monti del Chianti (Toscana). Boll. Soc. geol. ital., 84 (6): 93-166.
- Costantini, A., Lazzarotto, A., Maccantelli, M., Mazzanti, R., Sandrelli, F., Tavarnelli, E. e Elter, F.M. (1995). Geologia della provincia di Livorno a Sud del F. Cecina. Suppl. 2 Quad. Mus. Stor. nat. di Livorno 13 (1993): 1-164.
- Dallan, L. (1966). Le microfacies dei ciottoli del conglomerato presente nella «Scaglia Toscana» in alcuni affioramenti della Val di Serchio (Prov. di Lucca). Mem. Soc. geol. ital., 5: 387-424.
- Dallan, L., Puccinelli, A. e Verani, M. (1981). Geologia dell'Appennino Settentrionale tra l'alta Val di Lima e Pistoia. Boll. Soc. geol. ital., 100: 567-586.
- Elter, F.M. e Sandrelli, F. (1994). Inquadramento strutturale dei Monti del Chianti. Boll. Soc. geol. ital., 114, 537-547.
- Fazzuoli, M. e Maestrelli-Manetti, O. (1973). I Nuclei Mesozoici di Monsummano, Montecatini Terme e Marliana (Prov. di Pistoia). Mem. Soc. geol. ital., 12: 39-79.
- Fazzuoli, M. e Sguazzoni, G. (1986). Jurassic and Cretaceous isopic zones in the Tuscan domain. Mem. Soc. geol. ital., 31: 59-84.
- Fazzuoli, M., Ferrini, G., Pandeli, E. e Sguazzoni, G. (1985). Le formazioni giurassico-mioceniche della Falda Toscana a Nord dell'Arno: Considerazioni sull'evoluzione sedimentaria. Mem. Soc. geol. ital., 30: 159-201.
- Fazzuoli, M., Becarelli, S., Burchietti, G., Ferrini, G., Garzonio, C.A., Mannori, G., Sani, F. e Sguazzoni, G. (1994a). A short outline of the geology of the Mesozoic inlier in the Lima Valley, Northern Apennines. Mem. Soc. geol. ital., 48: 79-85.
- Fazzuoli, M., Pandeli, E. e Sani, F. (1994b). Considerations on the sedimentary and structural evolution of the Tuscan Domain since Early Liassic to Tortonian. Mem. Soc. geol. ital., 48: 31-50.
- Ferrini, G. e Pandeli, E. (1983). Le associazioni di facies torbiditiche nel Macigno dei Monti del Chianti. Boll. Soc. geol. ital., 102: 223-240.
- Hein, S. (1982). Die Scaglia Toscana (Alb.-Oligozän) des Nordapennins. Berliner Geowiss. Abh (A), 43: 1-126.

- Kälin, O., Patacca, E. e Renz, (1979). Jurassic pelagic deposit from south eastern Tuscany: aspects of sedimentation and new biostratigraphic data. *Eclogae. geol. Helv.*, 72: 715-762.
- Losi, D. e Sandrelli, F. (1994). Carta geologica dell'area S. Gusme-Gaiole in Chianti (Prov. di Siena). Computergrafica B. Graziosi, Siena.
- Lotti, B. (1910). Geologia della Toscana. Mem. descr. Carta geol. Ital., 13: 1-484.
- Merla, G. (1951). Geologia dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. geol. Ital.*, 70 (1): 95-382.
- Merla, G. (1968). Scaglia toscana. Studi illustrativi Carta geol. ital., Formazioni geologiche, fasc. 1, Serv. geol. Ital., Roma, 145-149.
- Merla, G. e Bortolotti, V. (1967). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 113, Castelfiorentino. Roma, 1-62.
- Nardi, R., Puccinelli, A. e Verani, M. (1981). Carta geologica e geomorfologica della Provincia di Pistoia. SELCA, Firenze.
- Nocchi, M. (1960). Osservazioni sulla stratigrafia e cenni sulla tettonica della parte meridionale dei Monti del Chianti. *Boll. Soc. geol. ital.*, 79 (2), 217-356.
- Parea, G.C. (1965). Caratteri sedimentologici delle torbiditi pre-oligoceniche dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. geol. ital.*, 84: 223-266.
- Passeri, L. (coord.) (1994). Appennino umbro-marchigiano - Guide Geologiche Regionali S.G.I. -BE-MA Editrice, Milano, 7: 1-301.
- Sagri, M. (1973). Sedimentazione torbiditica nell'Appennino settentrionale: velocità di accumulo, litologia, morfologia del fondo. *Boll. Soc. geol. ital.*, 92: 233-272.
- Sestini, G. (1964). Paleocorrenti eoceniche nell'area tosco-umbra. *Boll. Soc. geol. ital.*, 83 (1): 291-344.
- Sestini, G. (1967). Differenziazione di facies e di unità stratigrafiche nelle serie di geosinclinale. *Boll. Soc. geol. ital.*, 86: 645-672.
- Sestini, G. e Pranzini, G. (1964). Orientamento dei granuli e delle impronte di fondo in due formazioni torbiditiche della Toscana. *Boll. Soc. geol. ital.*, 83: 275-290.
- Valduga, A. (1948). Osservazioni geologiche sulla parte settentrionale dei Monti del Chianti. *Boll. Soc. geol. ital.*, 67: 161-187.
- Valduga, A. (1952). Cenni sulla stratigrafia e osservazioni sulla tettonica della parte centrale dei Monti del Chianti. *Boll. Soc. geol. ital.*, 71: 3-41.

(ms. pres. il 23 gennaio 1997; ult. bozze il 17 settembre 1997)