

CAPITOLO 3

Stratigrafia e analisi di *facies dei depositi* *affioranti in destra della media valle del Crati*

Le successioni clastiche affioranti nell'area in esame sono state analizzate da un punto di vista sedimentologico, al fine di riconoscere le *facies*, le associazioni di *facies* e di conseguenza, i sistemi deposizionali.

Nell'area di studio, le associazioni di *facies* riconosciute permettono di ascrivere i depositi clastici affioranti ai diversi elementi costituenti un sistema deltizio; in particolare, sono state identificate associazioni di piana deltizia superiore, di piana deltizia inferiore, di fronte deltizia e di prodelta.

Depositi alluvionali costituiscono la parte più alta della successione sedimentaria e poggiano, con contatto erosivo, sui depositi deltizi.

3.1. Associazione di piana deltizia superiore (PDS):

Questa associazione di *facies* è caratterizzata da rapide eteropie laterali e rapidi passaggi verticali tra intervalli ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi e sabbie da medio-fini a ciottolose, con intercalazioni ghiaiose e/o pelitiche.

In particolare, sono state riconosciute 5 subassociazioni di *facies*, i cui rapporti laterali, in senso trasversale e longitudinale, sono schematizzati nella figura 3.1.

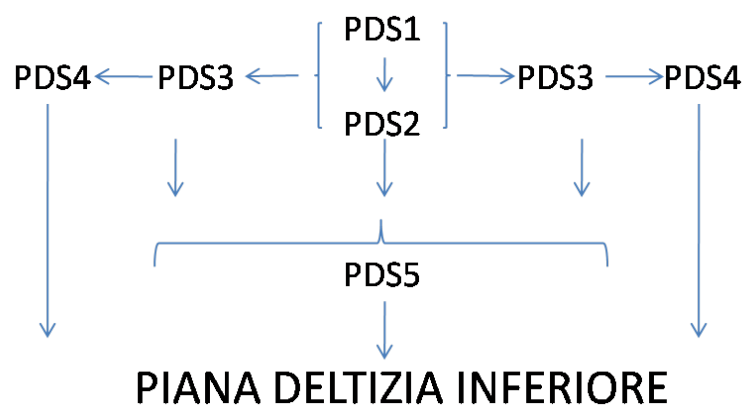


Figura 3.1: Schema dei rapporti laterali tra le subassociazioni di *facies* di piana deltizia superiore.

Subassociazione PDS1:

Essa è costituita da conglomerati massivi, grossolanamente stratificati e caratterizzati da superfici di erosione a basso angolo e grande scala, che definiscono livelli amalgamati e/o lenti; dal punto di vista granulometrico, si tratta di ghiaie grossolane poco sortite, con dimensioni che talora superano il diametro di 50cm.

La superficie basale della subassociazione in esame è nettamente erosiva ed a grande scala suborizzontale (figura 3.2), dove in posizione basale si osservano depositi prevalentemente sabbiosi, riferibili alla subassociazione PDS3.



Figura 3.2: Contatto erosivo-paraconcordante tra le subassociazioni PDS1 e PDS3.

Le ghiaie, a tessitura clasto-sostenuta, presentano una matrice sabbioso-ghiaiosa poco selezionata; i clasti sono disposti in maniera caotica anche se, localmente, si osservano allineamenti lungo le superfici di stratificazione, con asse maggiore immergente verso i quadranti orientali (figura 3.2).



Figura 3.2: Particolare dei conglomerati costituenti la subassociazione PDS1; si nota, nella porzione centrale, l'inclinazione assunta dall'asse maggiore dei clasti di dimensioni maggiori.

Talora, si osservano sottili lenti sabbiose di spessore molto variabile, a causa dell'erosione prodotta dagli intervalli conglomeratici grossolani; esse si estendono e si ispessiscono, fino a 20-30 cm, al passaggio verticale e laterale con la subassociazione sabbiosa PDS3.

Le sabbie si presentano per lo più massive o con laminazioni da piano-parallele ad incrociate a basso angolo poco evidenti.

A volte, si osservano lenti piano-concave (unità canalizzate) costituite di ghiaie medio-fini, clasto-sostenute, moderatamente selezionate, caratterizzate da un grossolano *trend fining upward* e spesso mantellate da lenti sabbiose (figura 3.3).



Figura 3.3: Particolare delle lenti ghiaioso-sabbiose intercalate nei livelli più grossolani.

Infine, si osservano, seppur raramente, intercalazioni di ghiaie medio-fini, spesse alcuni decimetri ed estese qualche metro, caratterizzate da una stratificazione incrociata tabulare con livelli inclinati di circa 20° ed immergenti sia trasversalmente che parallelamente rispetto all'ipotizzata direzione di paleo-trasporto (figura 3.4)



Figura 3.4: Stratificazione incrociata tabulare in ghiaie medio-fini, inclinate di circa 20° verso O.

Subassociazione PDS2:

La subassociazione PDS2 è stata osservata in posizione più distale rispetto alla PDS1 ed è composta da conglomerati ben stratificati, organizzati in livelli tabulari che, talora, sono caratterizzati da una base leggermente concava in sezioni ortogonali alla direzione di trasporto (figura 3.5).



Figura 3.5: Conglomerati stratificati, organizzati in livelli tabulari, caratterizzano la subassociazione PDS2; il taglio trasversale, rispetto all'ipotizzata direzione di paleo-trasporto, ne evidenzia la base erosiva.

I livelli conglomeratici, localmente amalgamati, sono caratterizzati da spessori fino a 30-40cm e da una estensione laterale multimetrica.

La stratificazione è messa in risalto anche dall'intercalazione di ghiaie medio-fini e/o lenti sabbioso-ghiaiose, che evidenziano il carattere erosivo alla base dei livelli conglomeratici più grossolani (unità canalizzate).

Per quanto concerne l'organizzazione interna, i conglomerati sono massivi o caratterizzati da una grossolana gradazione normale, con la quale passano gradualmente alle *facies* sabbiose.

In sezioni parallele alla direzione di trasporto si nota, talora, una stratificazione incrociata concava con angoli variabili e immergenti verso i quadranti occidentali (figura 3.6).

La granulometria dei clasti è variabile ma raramente il diametro maggiore supera i 20-30 cm; la tessitura è prevalentemente clasto-sostenuta e la matrice sabbioso-ghiaiosa si presenta poco selezionata.



Figura 3.6: Grossolane stratificazioni suborizzontali, incrociate con angoli variabili e immergenti verso i quadranti occidentali, in conglomerati della subassociazione PDS2, lungo un taglio circa parallelo alla ipotizzata direzione di paleo-trasporto.

Subassociazione PDS3:

Le subassociazioni grossolane passano per eteropia laterale alla subassociazione PDS3, la quale è prevalentemente costituita da sabbie medio-grossolane e ciottolose, con intercalazioni ghiaiose e/o pelitiche (figura 3.7).

Le sabbie laddove si presentano ben stratificate (sabbie e sabbie ciottolose moderatamente selezionate) sono caratterizzate da una

stratificazione incrociata a basso angolo e orizzontale, con lamine millimetriche da suborizzontali a inclinate di pochi gradi verso i quadranti occidentali.



Figura 3.6: Particolare delle sabbie con intercalazioni di ghiaie medio-fini, rappresentative della subassociazione PDS3.

Localmente, si osservano successioni *fining upward*, caratterizzate alla base da sabbie a stratificazione incrociata, caratterizzata da lenti piano-concave al cui interno sono ben evidenti lamine inclinate fino a 20°-25°, a geometria angolare e/o sigmoidale, tabulari. In particolare queste lenti, spesse fino a 1 m ed estese fino a 10-20 m, hanno base erosiva e concava verso l'alto, generalmente, pavimentata da ciottoli con dimensioni fino a 10-15 cm, talora embriciati verso i quadranti orientali. Verso l'alto, le sabbie sono gradualmente caratterizzate da una stratificazione suborizzontale e dal progressivo passaggio a livelli pelitico-sabbiosi (figura 3.7).



Figura 3.7: Particolare delle sabbie a stratificazione incrociata concava, caratterizzate da una evidente laminazione interna con inclinazione prevalente verso N.

Questi ultimi si presentano soprattutto sottoforma di lenti centimetriche e decimetriche estese pochi metri, ma in alcuni casi, hanno spessori superiori a 1m e sono estesi per decine di metri; internamente, si presentano massivi o laminati e spesso, sono caratterizzati da strutture da fuga d'acqua (figura 3.8).



Figura 3.8: Livello pelitico-sabbioso spesso circa 1m, intercalato in depositi sabbiosi della subassociazione PDS3.

Più raramente, si osservano lenti sabbiose piano-concave, costituite da sabbie medio-grossolane a stratificazione incrociata alla scala dei *ripples* (figura 3.9).



Figura 3.9: Sabbie medio-grossolane, a stratificazione incrociata alla scala dei *ripples*.

Spesso, si osservano intervalli sabbiosi grossolanamente stratificati, costituiti da sabbie massive, raramente gradate, mal selezionate e organizzate in intervalli amalgamati da centimetrici e decimetrici; le variazioni granulometriche permettono di osservarne la grossolana stratificazione.

Le intercalazioni conglomeratiche, che si intercalano e si alternano alle sabbie, sono abbondanti soprattutto in prossimità delle subassociazioni grossolane (passaggi latero-verticali), dove si ripetono ad intervalli più o meno regolari.

In particolare, le ghiaie si presentano massive o più raramente con una grossolana gradazione normale, organizzate in unità lentiformi, di spessore generalmente decimetrico .



Figura 3.10: Particolare dell'alternanza tra i livelli sabbiosi e le lenti ghiaiose all'interno della subassociazione PDS3.

La superficie basale è netta ed erosiva, a volte irregolare, mentre il passaggio verticale alle sabbie può essere graduale o netto; raramente, la superficie sommitale presenta delle ondulazioni irregolari alla scala dei *ripple* e *megaripple*.

Le ghiaie costituenti sono da fini a medio-grossolane, poco selezionate, ed a tessitura clasto sostenuta (figura 3.10).

Localmente, le ghiaie sono costituite solo da allineamenti di grossi ciottoli (*clast-thick bed*), di dimensioni variabili fino a 30 cm; in alcuni casi, le ghiaie mantellano superfici erosive, discordanti rispetto alle stratificazioni sottostanti ed estese fino alla scala dell'affioramento (figura 3.11).



Figura 3.11: Particolare delle superfici di erosione che interessano gli intervalli sabbioso-ghiaiosi, sulle quali poggiano in discordanza i livelli ghiaiosi .

Subassociazione PDS4:

La subassociazione PDS4 sostituisce lateralmente la PDS3 ed è costituita da sabbie medie o medio-fini, da poco a moderatamente selezionate, con intercalazioni di sabbie grossolane, conglomerati e sedimenti pelitico-sabbiosi.

Le sabbie sono prive di organizzazione interna e spesso risultano discretamente bioturbate.

Le intercalazioni di sabbie grossolane e di ghiaie medio-fini sono organizzate in livelli di spessore decimetrico ed estese da pochi metri a decine di metri; la base è erosiva, netta o irregolare, mentre la parte alta si presenta spesso ondulata e “drappeggiata” dalle sabbie medio-fini o da sedimenti pelitico-sabbiosi (figura 3.12); questi livelli più grossolani sono privi di organizzazione interna e poco o moderatamente selezionati.



Figura 3.12: Ghiaie medio-fini con superficie sommitale ondulata drappeggiata dalle sabbie medio-fini.

Passando alle intercalazioni pelitiche, esse si presentano o sottoforma di lenti sottili o sottoforma di livelli estesi alla scala dell'affioramento e spessi da qualche decimetro (figura 3.13) a circa un metro; internamente sono privi di organizzazione, talora sottilmente laminati con strutture di deformazione da fuga d'acqua.



Figura 3.13: *Ripple marks* in sabbie grossolane, drappeggiati da sedimenti pelitico-sabbiosi.

Infine, localmente, sono stati osservate unità conglomeratiche a base fortemente erosiva e irregolare, a formare depressioni erosive profonde fino a 1m; i clasti costituenti sono mal selezionati e con dimensioni fino a 50 cm (figura 3.14).



Figura 3.14: Conglomerati a base erosiva e fortemente irregolare intercalati nelle sabbie della subassociazione PDS4.

Interpretazione (PDS):

I depositi di piana deltizia superiore presentano caratteri di *facies* ed architetture riferibili alla porzione prossimale di uno *shoal-water delta* (Wright, 1977; Mutti *et alii*, 1996; Rasmussen, 2000; Ghinassi, 2007).

In particolare, le subassociazioni più grossolane PDS1 e PDS2 presentano geometrie erosive e deposizionali, oltre ad una organizzazione interna, che suggeriscono processi di accrezione e progradazione di barre di foce longitudinali a basso rilievo, prevalentemente dovuti a flussi di piena in canali piatti e poco profondi.

Relativamente alla subassociazione PDS1, la scarsa organizzazione, l'elevata granulometria e l'assenza di matrice coesiva sono indicativi di processi deposizionali ad elevata energia, comparabili a flussi iperconcentrati (*hyperconcentrated flood-flows*; Pierson, 1980; Nemec & Steel, 1984; Pierson & Scott, 1985; Smith, 1986; Scott, 1988; Waresback & Turbeville, 1990; Smith & Lowe, 1991; Ridgway & DeCelles, 1993).

In particolare, i più comuni modelli stratigrafico-sedimentologici dei sistemi fluvio-deltizi dominati da piene fluviali (*flood-dominated fluvio-deltaic system sensu Mutti et alii*, 2000) indicano i flussi iperconcentrati come processi deposizionali comuni nelle porzioni più prossimali della piana deltizia.

La diluizione sottocorrente dei flussi iperconcentrati si traduce in una migliore organizzazione dei depositi, così come suggerito dai depositi della subassociazione PDS2; infatti, essa, oltre ad essere meglio stratificata, è caratterizzata da una granulometria inferiore e da livelli con grossolana gradazione normale.

Questi depositi possono rappresentare, pertanto, flussi con caratteristiche intermedie tra i flussi iperconcentrati ed i flussi turbolenti ad alta densità (*gravelly high-density turbidity currents deposits, sensu Rasmussen*, 2000).

Per quanto riguarda la presenza, in entrambe le subassociazioni, di ghiaie fini e medio-fini a stratificazione incrociata tabulare, essa è da imputare alla migrazione di forme di fondo minori nel corso delle fasi a minore energia, sia al riempimento trasversale di piccoli canali; a queste

fasi va ascritta anche la sedimentazione delle intercalazioni sabbiose laminate, che, localmente, mantellano le lenti ghiaiose piano-concave.

Il graduale incremento dei livelli sabbiosi, fino a diventare dominanti, segna il passaggio verticale e laterale con la subassociazione PDS3.

In particolare, il passaggio graduale laterale tra le subassociazioni conglomeratiche e quelle sabbiose permette di interpretare queste ultime come rappresentative di piane sabbiose, poste in posizione marginale rispetto ai canali ghiaiosi principali.

In considerazione dei rapporti laterali e verticali con le associazioni più grossolane e dei caratteri di *facies*, l'associazione PDS3 può essere indicativa di processi sedimentari legati a flussi turbolenti ad alta densità (trasformazione dei flussi sopra descritti) che per esondazione (*crevassing*) si depositano in aree marginali rispetto ai canali ghiaiosi principali.

Infatti, in ambienti di piana deltizia, sabbie con intercalazioni conglomeratiche e pelitiche vengono comunemente interpretate come depositi di baie interdistributarie o di aree di margine e di intercanale, (Loiacono & Sabato, 1987).

Altresì, è da notare la presenza di unità lenticolari a base erosiva che suggeriscono la presenza di canali la cui organizzazione interna suggerisce sia processi di riempimento trasversali (stratificazione incrociata tabulare) che il riempimento in condizioni di regime di flusso inferiore come testimoniato dalla stratificazione incrociata alla scala dei *ripple*.

Inoltre, la graduale scomparsa delle unità canalizzate suggerisce il graduale abbandono di aree canalizzate, come del resto suggerisce il

generale *trend fining upward* che si chiude con la comparsa di livelli pelitico-sabbiosi da decantazione.

Per quanto riguarda gli allineamenti di ghiaie grossolane, essi rappresentano probabilmente la base di canali ampi e poco profondi, essendo discordanti rispetto alle superfici di stratificazione sottostanti.

Per quanto riguarda la subassociazione PDS4, la minore granulometria, il riconoscimento di tracce fossili e le sempre più abbondanti intercalazioni pelitiche sono caratteri fortemente indicativi della deposizione nelle aree più marginali della piana deltizia superiore.

In particolare, l'assenza di organizzazione interna delle sabbie medie e medio-fini rappresenta il prodotto di deposizione per decantazione, in virtù del fatto che questi depositi, così come i livelli pelitico-sabbiosi, drappeggiano forme di fondo alla scala dei *ripples e megariipples*.

Subassociazione PDS5:

La subassociazione PDS5 si trova in posizione distale rispetto alle subassociazioni di piana deltizia superiore PDS2 e PDS3 ed è caratterizzata da conglomerati e sabbie organizzati in strati tabulari, da suborizzontali ad inclinati di pochi gradi (fino a 4°-5°) verso i quadranti occidentali (figura 3.15). La proporzione tra gli strati ghiaiosi e sabbiosi ed il loro spessore dipendono dalle subassociazioni di *facies* presenti sopracorrente.

I livelli conglomeratici hanno tessitura clasto-sostenuta, con matrice sabbiosa grossolana e sono moderatamente selezionati; quelli sabbiosi sono costituiti da sabbie medio-grossolane e sabbie finemente ghiaiose, da moderatamente a ben selezionate.



Figura 3.15: (a) Depositi conglomeratico-sabbiosi a stratificazione regolare caratterizzano la subassociazione PDS5, di cui, in sezioni parallele alla direzione di trasporto (b), se ne apprezza la leggera inclinazione verso il bacino.

Per quanto concerne l'organizzazione interna, essa è poco evidente nei livelli conglomeratici più grossolani, mentre negli intervalli a granulometria minore risulta ben evidente una stratificazione piano-parallela; inoltre, sono presenti sottili intercalazioni sabbiose spesse fino a 6-7 cm ed estese per qualche metro e localmente, sottili livelli a matrice sabbioso-fangosa.

Localmente, la parte alta dei livelli conglomeratici è ondulata e "drappeggiata" dalle sabbie (figura 3.16).



Figura 3.16: Superficie sommitale di un livello conglomeratico che presenta ondulazioni a basso rilievo, "drappeggiate" da sabbie medio-grossolane.

Gli intervalli sabbiosi costituiscono livelli lateralmente estesi e spessi da 10 a 50cm, che procedendo verso le porzioni più distali incrementano il loro spessore e risultano prevalenti rispetto ai conglomerati.

Nonostante l'evidente stratificazione, la laminazione interna non lo è altrettanto; essa è messa in risalto da lineamenti di ciottoli e piccole variazioni granulometriche, che permettono di apprezzare una laminazione piano-parallela ed incrociata a basso angolo; localmente, si osserva una stratificazione incrociata tabulare con lamine immergenti verso i quadranti occidentali fino a 20°-25° (figura 3.17).

Infine, nella subassociazione in esame sono presenti scarsi livelli lenticolari pelitico-sabbiosi; essi, spessi fino a 20 cm, sono privi di organizzazione o sottilmente stratificati, oltre a presentarsi generalmente bioturbati (figura 3.18).



Figura 3.17: Sabbie grossolane a stratificazione incrociata tabulare con immersione verso NW.



Figura 3.18: Intercalazione pelitico-sabbiosa massiva e bioturbata.

Interpretazione (PDS5):

Alla luce dei rapporti latero-verticali con le altre associazioni di *facies*, la subassociazione PDS5 è stata interpretata come rappresentativa di un ambiente transizionale tra la piana deltizia superiore e la piana deltizia inferiore; inoltre, l'organizzazione interna dei depositi suggerisce che la deposizione avviene in un ambiente di barre di foce caratterizzato dall'interazione tra i processi fluviali e marini.

Tra gli indizi di rielaborazione marina quello più evidente è rappresentato dalle ondulazioni alla scala dei *megaripple* presenti al *top* degli strati più grossolani e che suggeriscono una profondità dell'interfaccia deposizionale di alcuni metri, confrontabili con la porzione più interna della *upper shoreface* (Massari *et alii*, 1988).

Inoltre, rispetto ai depositi presenti in posizione più prossimale, la stratificazione è più regolare e si ha un notevole aumento del grado di assortimento, con contenuti di matrice molto ridotto.

Per quanto riguarda i livelli grossolani sia massivi che grossolanamente gradati, in accordo con quanto detto per i depositi di piana deltizia

superiore, rappresentano il prodotto della deposizione da parte di flussi di piena fluviale (flussi iperconcentrati e flussi turbolenti ad alta densità). La stratificazione incrociata tabulare in sedimenti sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi immergenti verso il bacino testimoniano processi di trazione, prodotti dalla migrazione di barre sabbiose e sabbioso-ghiaiose in condizioni di minore energia.

Infine, le scarse intercalazioni pelitico-sabbiose, sono simili a quelle presenti anche nei depositi di piana deltizia inferiore e rappresentano la decantazione fine successiva ad una piena fluviale e in condizioni di bassa energia del moto ondoso.

3.2. Associazione di piana deltizia inferiore (PDI):

I depositi di piana deltizia inferiore sono organizzati in livelli tabulari da suborizzontali ad inclinati di pochi gradi verso i quadranti occidentali.

In base alla granulometria sono state distinte due subassociazioni, i cui reciproci rapporti e quelli con le associazioni più prossimali e distali sono schematizzati nella figura 3.19.

La **subassociazione** più grossolana, denominata **PDI1**, è caratterizzata da un'alternanza di livelli fini e grossolani costituiti da sabbie medio-fini e ghiaie o sabbie da medio-grossolane a finemente ciottolose (figura 3.20).

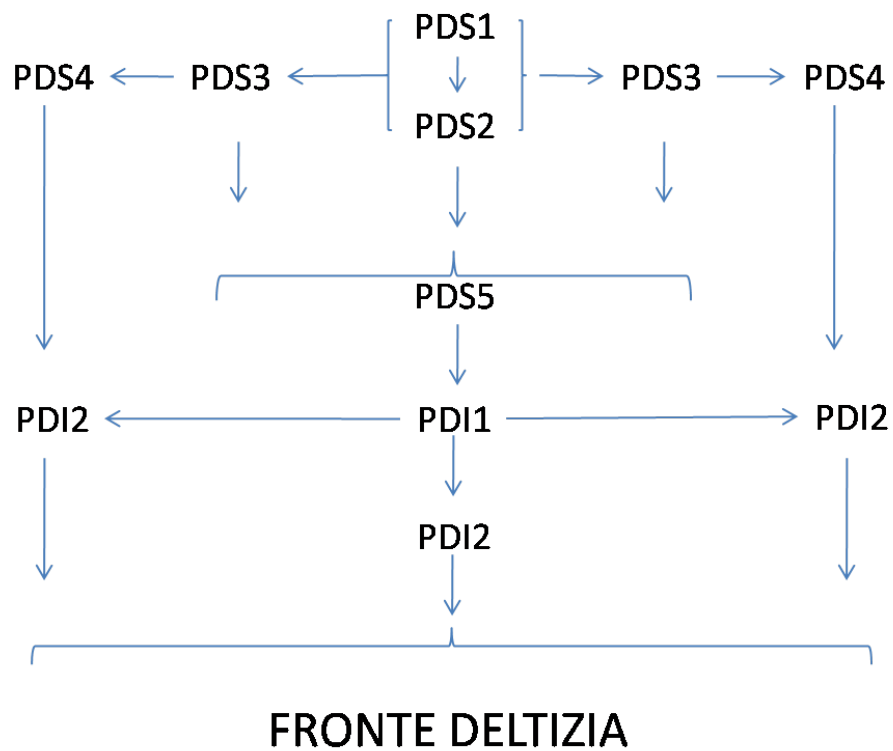


Figura 3.19: Schema mostrante i rapporti laterali tra le subassociazioni di piana deltizia inferiore e rispetto alle associazioni più prossimali e distali.



Figura 3.20: Alternanza di sabbie medio-fini e sabbie-ghiaiose tipica della subassociazione PD11.

I livelli grossolani sono tabulari, spessi da qualche decimetro a più di 1m e lateralmente estesi per decine di metri; a volte si osservano lenti piano-concave spesse alcuni decimetri ed estese lateralmente fino a pochi metri.

Spesso, la superficie superiore degli strati è ondulata alla scala dei *megaripples* e mantellata dagli strati di sabbie medio-fini; questi livelli sono prevalentemente massivi, ma localmente mostrano un trend di tipo *fining*.

I clasti costituenti i livelli ghiaiosi ricadono nelle classi granulometriche comprese tra le ghiaie medio-fini o medio-grossolane poco o moderatamente selezionate; la tessitura varia da clasto a matrice sostenuta, con matrice costituita da sabbie grossolane.

Localmente, si osservano stratificazioni tabulari immergenti verso i quadranti occidentali ed inclinate di 20°-25° (*seaward offlapping*).

Le sabbie medio-grossolane e finemente ciottolose costituiscono strati spessi alcuni decimetri lateralmente estesi, oppure lenti a base erosiva ben visibili soprattutto laddove poggiano sulle sabbie medio-fini.

La stratificazione, talora poco evidente per la bioturbazione, è incrociata con ciottoli isolati che, talora, marcano la laminazione.

In particolare, le sabbie a stratificazione incrociata planare presentano lamine inclinate fino a 25°-30° immergenti sia verso i quadranti occidentali che orientali (figura 3.21); localmente è ben evidente la stratificazione incrociata alla scala dei *ripples*.

Nelle porzioni più distali della subassociazione, le sabbie presentano una stratificazione incrociata concava (figura 3.22).

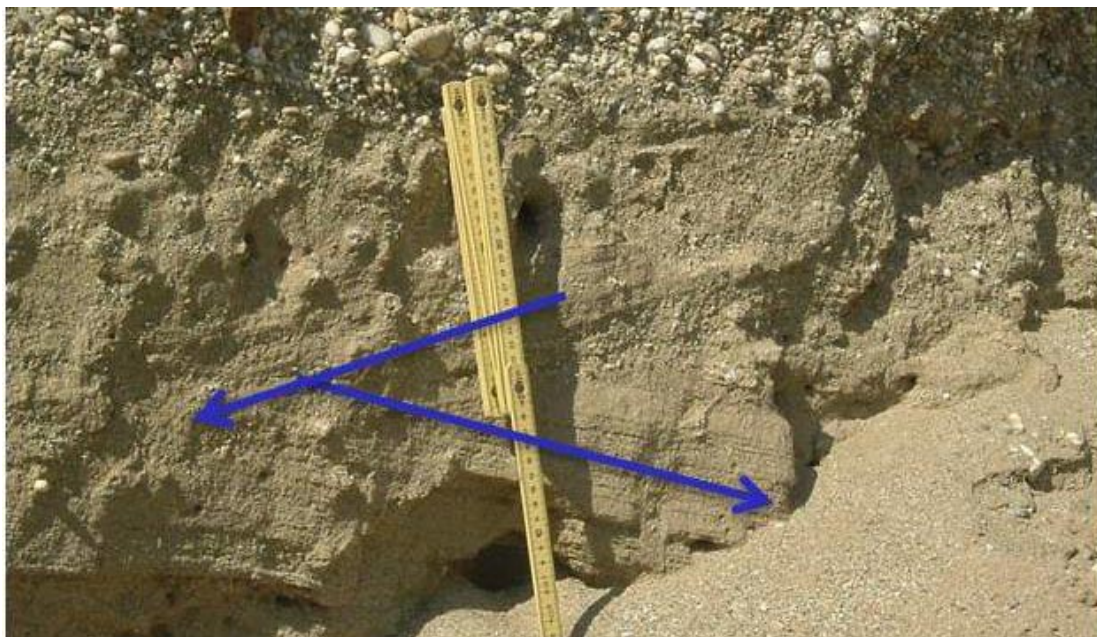


Figura 3.21: Stratificazione incrociata in sabbie grossolane, con set di lamine immergenti sia verso i quadranti occidentali (sinistra) che orientali (destra).



Figura 3.22: Stratificazione incrociata concava in sabbie medio-grossolane ben selezionate.

Talora, si notano *coset* che descrivono delle unità lenticolari a base erosiva, profonde fino a circa 1m ed estesi fino ad alcuni metri, costituite da sabbie ben selezionate; queste unità sono ben visibili in sezioni trasversali rispetto al margine del bacino (figura 3.23).



Figura 3.23: Unità lenticolare costituita da sabbie ben selezionate a stratificazione incrociata concava.

Passando alle sabbie medio-fini, esse formano strati spessi fino a 50cm e lateralmente estesi, con i più sottili di forma lenticolare per effetto delle superfici di erosione alla base di livelli grossolani.

Esse si presentano bioturbate, spesso prive di organizzazione interna e sono da poco a moderatamente selezionate; a volte, si notano sottili laminazioni suborizzontali che drappeggiano le forme di fondo (figura 3.24).

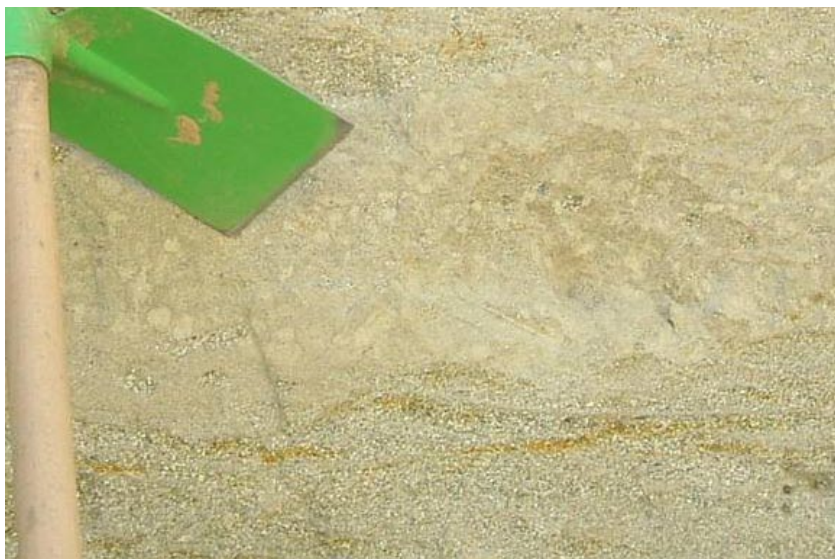


Figura 3.24: Sabbie medio-fini massive e bioturbate drappeggiano la superficie sommitale di un livello tabulare costituito da ghiaie medio-fini e che rappresenta forme di fondo a basso rilievo (*ripples*).

Questi livelli di sabbie medio-fini si inspessiscono sia lateralmente sia procedendo verso i quadranti occidentali, fino a divenire dominanti e dove costituiscono la **subassociazione PDI2** (figura 3.25).

Infine, nell'associazione descritta, anche se in maniera subordinata, sono presenti intercalazioni siltoso-sabbiose con spessori decimetrici; esse si presentano massive e bioturbate o organizzate in sottili livelli millimetrici.

L'associazione di piana deltizia inferiore è caratterizzata da varie tracce fossili tra le quali sono state riconosciute quelle di tipo *Monocraterion*, *Skolithos* e *Ophiomorpha* (figura 3.26).



Figura 3.25: Sabbie massive e bioturbate spesse circa 4m, con intercalazioni lenticolari di sabbie grossolane e ghiaie fini, rappresentative della subassociazione PDI2.



Figura 3.26: Sabbie grossolane prive di organizzazione e notevolmente bioturbate.

Interpretazione (PDI):

Il passaggio alla piana deltizia inferiore è suggerito da diversi fattori, tra cui una generale diminuzione granulometrica, l'aumento del *sorting*, ma soprattutto dal netto incremento del grado di bioturbazione e dal tipo di strutture sedimentarie (indizi di rielaborazione marina).

Molto spesso, inoltre, è possibile assistere ad una continuità fisica dei livelli ghiaiosi e sabbiosi, cui corrispondono sopracorrente quelli della piana deltizia superiore.

Pertanto, è possibile ipotizzare che i depositi di piana deltizia inferiore riflettano una progressiva trasformazione sottocorrente dei processi deposizionali prodotti da eventi di piena fluviale.

Alla luce di ciò, questi depositi sono riferibili alla porzione distale di uno *shoal-water delta* (Wright, 1977; Rasmussen, 2000), con la subassociazione PDI1 che rappresenta la piana deltizia inferiore in corrispondenza dei canali ghiaiosi principali ed è rappresentativa di un'ambiente di barre di foce distali rielaborate dal moto ondoso.

A tal proposito, un importante indizio di rielaborazione marina è rappresentato dalle stratificazioni incrociate ad alto angolo, con *set* di lamine immergenti verso i quadranti orientali (*onshore*) interpretabili come il prodotto della migrazione di barre verso terra ad opera del moto ondoso.

A queste strutture si aggiungono le stratificazioni incrociate concave, le quali denotano un paleotrasporto lungo costa o leggermente obliquo ed in effetti, esse appaiono confinate in depressioni erosive, ben visibili in sezioni trasversali rispetto al margine del bacino.

Alla luce di ciò, facendo riferimento ai modelli deposizionali di spiaggia (Massari *et alii*, 1988), la rielaborazione marina sembra avvenire ad una profondità prossima a quella della *upper shoreface*, ovvero sopra il livello di base dell'onda normale.

Per quanto concerne l'alternanza di strati fini e grossolani, essa si spiega attraverso l'evoluzione di singoli eventi di piene fluviali, con le sabbie medio-fini interpretate come il prodotto della deposizione per decantazione nel corso delle fasi a minore energia.

Esse, infatti, sono bioturbate e drappeggiano i livelli grossolani e diventano dominanti sia verso i quadranti occidentali, sia in direzione trasversale alla generale direzione di progradazione.

Pertanto, è ipotizzabile che la subassociazione PDI2 rappresenti sia la porzione più distale dell'associazione, sia la deposizione nelle aree marginali, rispetto ai canali principali, in analogia a quanto avviene nella piana deltizia superiore.

3.3. Associazione di fronte deltizia (FD):

L'associazione di *facies* di fronte deltizia è costituita da sedimenti sabbiosi, con intercalazioni di livelli ghiaiosi, fossiliferi e pelitico-sabbiosi.

Essa è stata suddivisa in una porzione prossimale (FD1) ed una distale (FD2), i cui rapporti con le associazioni più prossimali e distali sono schematizzati nella figura 3.26.

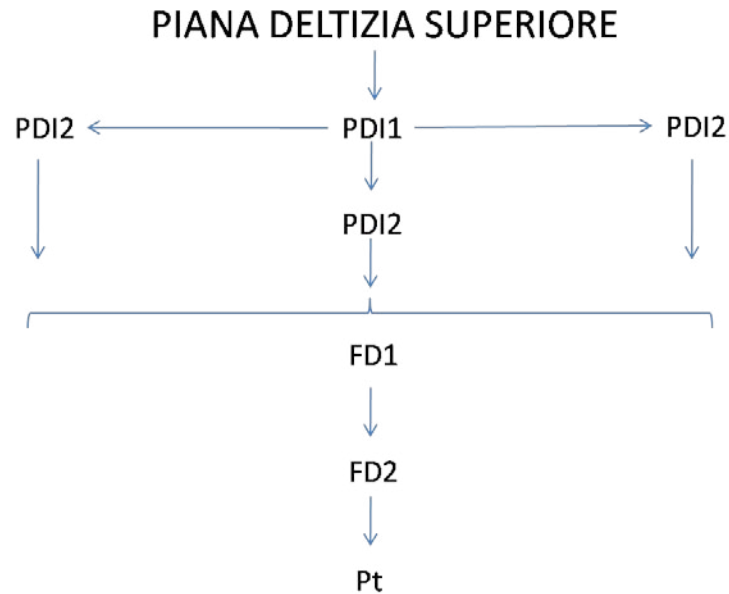


Figura 3.26: Schema dei rapporti laterali tra le subassociazioni di fronte deltizia e con le associazioni più prossimali e distali.

Subassociazione FD1:

La subassociazione FD1 è caratterizzata da sabbie prevalentemente medio-fini ben selezionate, localmente medio-grossolane o finemente ciottolose, a stratificazione incrociata concava a basso angolo, spesso delineata da allineamenti di clasti e/o bioclasti (figura 3.27).



Figura 3.27: Sabbie medio-fini ben sortite e bioturbate, a stratificazione incrociata concava a basso angolo.

Questi livelli si estendono lateralmente fino alla scala dell'affioramento e presentano intercalazioni ghiaiose, fossilifere e scarse intercalazioni di lenti siltoso-finemente sabbiose.

La laminazione interna, evidente laddove il grado di bioturbazione è basso, è ondulata e localmente parallela alle superfici di stratificazione; a luoghi le lamine ondulate passano gradualmente a lamine orizzontali.

I bioclasti, oltre a concentrarsi lungo superfici erosive e/o allineati e isorientati lungo superfici piane, sono spesso concentrati in livelli di spessore decimetrico ed estensione decametrica che tendono a chiudersi procedendo verso i quadranti occidentali (figura 3.28).

Si tratta, in particolare, di accumuli caotici di conchiglie in frammenti, tra i quali si riconoscono gusci di bivalvi, a matrice sabbiosa medio-fine (figura 3.29), localmente sabbioso-ghiaiosa.

La base è erosiva o comunque netta, da lineare a irregolare e con locali concavità.

Detti livelli bioclastici anche se non si ritrovano in tutte le successioni esaminate, costituiscono talora i depositi dominanti della subassociazione in esame.



Figura 3.28: Livello fossilifero spesso circa 20 cm, poggiate su sabbie medio-fini bioturbate.



Figura 3.29: Particolare di un livello fossilifero.

Per quanto concerne le intercalazioni ghiaiose, ben visibili al passaggio con l'associazione più prossimale, sono caratterizzate da sabbie ciottolose e ghiaie medio-fini a stratificazione piano-parallela e inclinata a basso angolo; la stratificazione è evidenziata anche dalla segregazione di clasti lungo superfici inclinate di pochi gradi, che a luoghi evidenziano una rapporto di giustapposizione/sovrapposizione dei vari livelli costituenti questo intervallo, con una direzione di progradazione che è prevalentemente meridiana (figura 3.30).

Nella subassociazione in esame, inoltre, sono presenti conglomerati organizzati in lenti piano-concave, di spessore massimo fino a 30 cm e ampie fino ad alcuni metri; la tessitura è clasto-sostenuta e la matrice sabbiosa risulta moderatamente selezionata.

Essi presentano la base nettamente erosiva e una geometria, a grande scala, che suggerire la coalescenza di più depressioni erosive piuttosto

che una stratificazione incrociata; i clasti costituenti ricadono essenzialmente nel campo granulometrico delle ghiaie medio-fini (figura 3.31).



Figura 3.30: Sabbie ciottolose e ghiaie medio-fini a stratificazione piano-parallela e inclinata a basso angolo.



Figura 3.31: Livello lenticolare conglomeratico, intercalato in sabbie medio-fini rappresentative della subassociazioneFD1.

Raramente si osservano depressioni erosive asimmetriche, profonde e larghe alcune decine di centimetri, che presentano un fianco verticale ed uno caratterizzato da una inclinazione variabile da circa 30° a 45°. Il riempimento conglomeratico presenta una stratificazione suborizzontale con trend *fining-upward*; a luoghi sono presenti strati

fortemente inclinati a suggerire un apporto trasversale (laterale) gravitativo nel riempimento di queste depressioni erosive; esse sono simili a quelle documentate in letteratura col termine di *high angle scours* (Leithold & Bourgois, 1984).

Passando alle intercalazioni siltoso-finemente sabbiose, esse sono spesse fino a 10-15 cm ed estese pochi metri; si presentano prive di organizzazione interna e generalmente intensamente bioturbate.

Infine, per quanto concerne le tracce fossili, sono stati riconosciuti i tipi *Skolithos* e *Ophiomorpha*.

Subassociazione FD2:

La porzione più esterna della fronte deltizia è costituita da sabbie fini ben selezionate, bioturbate e spesso ricche di bioclasti (figura 3.32).



Figura 3.32: Sabbie fini ben sortite, bioturbate e fossilifere, rappresentative della subassociazione FD2.

Localmente, si osservano sequenze ritmiche spesse fino ad alcuni decimetri, le quali sono costituite da laminazioni concavo-convexe,

passanti verso l'alto a laminazioni orizzontali e/o sabbie prive di organizzazione e bioturbate (figura 3.33); inoltre, queste sequenze sono spesso chiuse da un sottile livello centimetrino siltoso-finemente sabbioso.



Figura 3.33: Sequenza spessa circa 20cm, costituita alla base da laminazioni concavo-convexe, passanti a sabbie intensamente bioturbate.

Raramente, queste sequenze sono costituite da sabbie leggermente ciottolose (figura 3.34).



Figura 3.34: Laminazione concavo-convessa in sabbie leggermente ciottolose. Localmente, inoltre, sono presenti sottili lenti piano-concave a base erosiva e costituite da sabbie grossolane o da ghiaie fini ben sortite, le quali in alcuni casi sono stati osservate alla base delle sequenze sopra descritte.

Così come nella subassociazione più proximale, sono presenti i livelli fossiliferi che qui tendono ad assottigliarsi, le intercalazioni siltoso-

finemente sabbiose sono relativamente più abbondanti e si ispessiscono al passaggio con i depositi di prodelta.

Infine, per quanto concerne le tracce fossili sono state riconosciute i tipi *Cruziana*, *Aulichnites*, *Thalassinoides*, *Telchichnus*, *Arenicolites*, *RosseliaePlanolites*.

Interpretazione (FD):

Per le porzioni più prossimali di fronte deltizia, essendo state riconosciute stratificazioni incrociate concave a basso angolo, interpretate come *hummocky* amalgamate, in associazione con ghiaie a stratificazioni incrociata a basso angolo, può essere ipotizzata una profondità deposizionale circa pari alla base dell'onda normale.

In effetti, associazioni di questo tipo, nei modelli deposizionali di spiaggia (Leithold & Bourgois, 1984; Massari *et alii* 1988) vengono documentate nella *lower shoreface*, dove rappresentano il prodotto più prossimale degli eventi di tempesta.

In particolare, le stratificazioni *hummocky* amalgamate rappresentano il prodotto di più eventi di tempesta, ognuno dei quali erode la porzione superiore della sequenza prodotta dall'evento precedente (Harms *et alii*, 1975; Dott & Bourgeois, 1982; Leckie & Walker, 1982; Reading & Collinson, 1996); ne consegue che gli allineamenti ed i sottili livelli di ciottoli e/o fossili che mantellano le superfici basali, rappresentano i livelli residuali prodotti dalle tempeste, in seguito a rielaborazione del substrato.

Diversamente, le stratificazioni incrociate a basso angolo rappresentano probabilmente forme di fondo a basso rilievo, migranti verso terra nel corso della fase declinante degli eventi di tempesta (Leithold &

Bourgeois, 1984; Massari *et alii*, 1988); generalmente, questa migrazione avviene trasversalmente rispetto alla linea di costa ed in effetti, le stratificazioni incrociate a basso angolo spesso presentano immersione meridiana e dunque parallela al margine del bacino.

Sempre nel corso di eventi di tempesta si è avuta la sedimentazione degli spessi livelli fossiliferi, che in accordo con Leithold & Burgeois, (1984), Zecchin *et alii* (2004) e Fußsich & Oschmann (1993), derivano dal trasporto verso mare dei bioclasti presi in carico nelle porzioni più prossimali (*storm enhanced-rip currents*, Leithold & Burgeois, 1984).

Passando alla subassociazione FD2 e dunque alle porzioni più esterne della fronte deltizia, i depositi presentano caratteri sedimentari che suggeriscono una maggiore profondità deposizionale.

Ciò è suggerito, infatti, sia dall'elevato grado di bioturbazione, sia dalle sequenze ritmiche costituite alla base dalle laminazioni concavo-convexe, interpretabili come sequenze hummocky (Harms *et alii*, 1975; Leckie & Walker, 1982; Mellere *et alii*, 2005).

3.4. Associazione di prodelta (Pt):

I depositi di prodelta consistono in sabbie fini-siltose con intercalazioni finemente sabbiose nelle porzioni più prossimali e divengono siltoso-argillosi in quelle più distali.

I depositi sono poco selezionati, da poco ad intensamente bioturbati, spesso fossiliferi e si presentano per lo più privi di organizzazione, raramente sottilmente stratificati (figura 3.35).



Figura 3.35: Sedimenti siltoso-finemente sabbiosi massivi e bioturbati, localmente cementati.

Per quanto concerne il contenuto fossilifero, i gusci fossili sono generalmente immersi nel sedimento, ma spesso sono presenti “nidi” di conchiglie e sono stati riconosciuti lamellibranchi, gasteropodi e *Dentalium*.

Tra le tracce fossili sono riconoscibili quelle di tipo *Thalassinoides* e *Chondrites* (figura 3.36).



Figura 3.36: Tracce fossili di tipo *Thalassinoides*, in depositi siltosi di prodelta.

Infine, nella porzione mediana dell'associazione, laddove quest'ultima poggia su sabbie di fronte deltizia, sono presenti intervalli ricchi di livelli più o meno cementati; per la descrizione di questi intervalli e sulle relative analisi di laboratorio si rimanda al capitolo 5.

Inoltre, su alcune successioni pelitiche sono state eseguite analisi biostratigrafiche, per le quali si rimanda al capitolo 4.

Interpretazione (Pt):

In accordo con la letteratura, il limite superiore dei depositi di prodelta è stato collocato al di sotto del livello medio di base dell'onda di tempesta (Reineck & Singh,1975; Aigner & Reineck,1982; Nelson, 1982; Kerr, 1991; Fu"rsich & Oschmann, 1993; Nemec, 1995; Zecchin *et alii*, 2004; Mellere *et alii*, 2005).

Infatti, i caratteri dei sedimenti sono indicativi di un ambiente di bassa energia, nel quale solo sporadicamente si risente dell'azione del moto ondoso, così come testimoniato dalle subordinate intercalazioni sabbiose, presenti nelle porzioni più prossimali e probabilmente, legate ai maggiori eventi di tempesta.

Inoltre, tale interpretazione trova conferma dalla presenza di gusci interi di conchiglie e dall'intenso grado di bioturbazione, che suggerisce lunghi periodi di quiescenza e conseguente colonizzazione bentonica del substrato (Sepkoski *et alii*,1991).

Infine, per quanto concerne gli intervalli ricchi di livelli cementati, presenti nella porzione mediana dell'associazione, essi sono stati interpretati come *hardgrounds*; ciò ha trovato conferma nelle osservazioni in sezione sottile e dalle analisi al microscopio elettronico a scansione (capitolo 5).

3.5 Tracce fossili:

Il tipo di bioturbazioni nelle diverse associazioni di *facies* ha permesso di individuare due associazioni di tracce fossili che si sostituiscono lungo il profilo deposizionale; in particolare, in posizione più prossimale è stata riconosciuta l'*Ichnofacies Skolithos*, sostituita verso il bacino dall'*Ichnofacies Cruziana* (Benton & Harper, 1997) (figura 3.37).

L'*Ichnofacies Skolithos* è stata rinvenuta nei depositi di piana deltizia inferiore e della porzione interna della fronte deltizia, essendo prevalentemente presenti tane verticali, tubi cilindrici o ad U; queste tracce fossili sono riconducibili per lo più a bivalvi sospensivori e vermi, la cui attività sul sedimento viene continuamente distrutta dall'azione fisica intensa dell'ambiente.

In effetti, l'*Ichnofacies Skolithos* è tipica di substrati mobili di ambienti ad alta energia, costituiti da sedimenti ben selezionati e soggetti ad erosione o deposizione molto rapide (le cosiddette "*shifting sands*" di Pemberton *et alii*, 1992) ed in generale, di quelle situazioni in cui gli organismi devono essere capaci di rispondere rapidamente a situazioni di *stress*.

Verso il bacino, il passaggio all'*Ichnofacies Cruziana* avviene in concomitanza alla comparsa delle sabbie fini ben sortite della porzione esterna della fronte deltizia ed è suggerito, dall'elevata diversità di tane verticali, tracce di locomozione orizzontali e tracce di riposo.

Infatti, questa *ichnofacies* si colloca sotto il normale livello di base del moto ondoso, nella porzione media e distale della piattaforma continentale, dove una prevalente condizione di bassa energia è interrotta sporadicamente dagli eventi di tempesta.

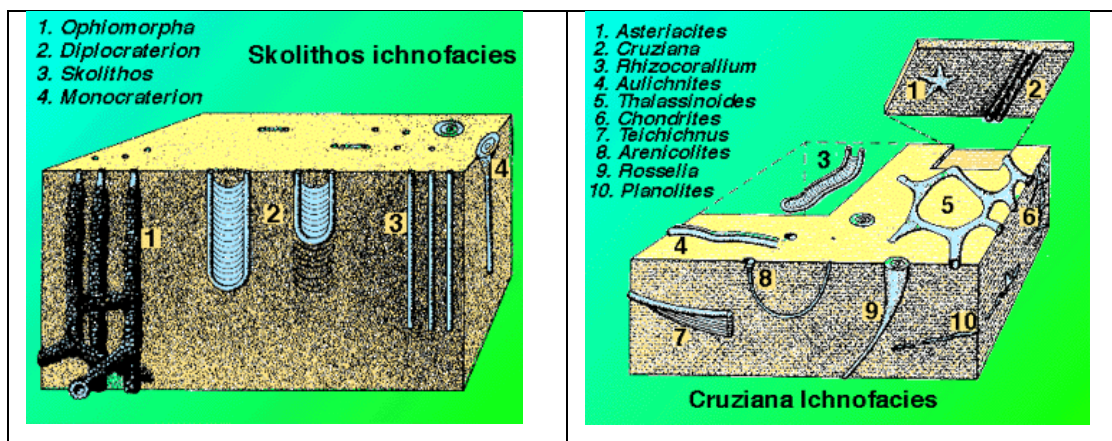


Figura 3.37: Tipi di tracce fossili costituenti le *Ichnofacies* Skolithos e Cruziana (da Benton & Harper, 1997).

3.6. Caratteri stratigrafici e geometrici delle successioni analizzate:

Per le associazioni di *facies* riconosciute, il passaggio da depositi ghiaioso-sabbiosi a depositi pelitici su distanze dell'ordine di un chilometro è caratteristico di sistemi deltizi comparabili ai *wave-dominated-deltas* (Coleman & Wright, 1973, 1975; Galloway, 1975; Wright, 1985; Davis, 1985; Elliott, 1986; Orton & Reading, 1993; Prothero, 1996; Li *et alii*, 1998; Anthony & Blivi, 1999; Bhattacharya & Giosan, 2003; Longhitano & Colella, 2007), caratterizzati, infatti, da rapide variazioni granulometriche sottocorrente, con sedimenti progressivamente più fini verso il bacino (figura 3.38).

Inoltre, il basso gradiente che caratterizza i depositi studiati ne permette, in accordo con Colella (1988), la loro attribuzione ad un sistema deltizio di tipo *shelf-type* ovvero di un sistema deltizio di tipo piattaforma.

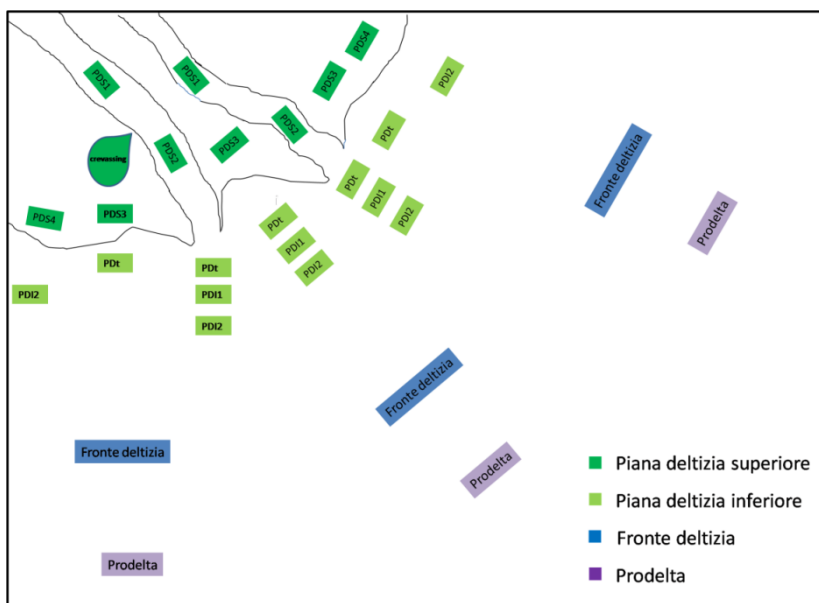


Figura 3.38 : Schema dei rapporti laterali tra le associazioni e subassociazioni di facies riconosciute rappresentative di un *wave-dominated delta*.

Le successioni deltizie, sono caratterizzate da un generale *trend fining-deepening-upward*, con il quale ingrediscono sul substrato cristallino del margine silano (figura 3.39).



Figura 3.39: Nella foto è evidenziato l'appoggio dei depositi deltizi sul substrato cristallino-metamorfico del margine silano.

A questo generale *trend* si accompagna il riconoscimento, a varie altezze della successione clastica, di superfici che, sulla base dei rapporti verticali tra le associazioni di *facies* messe a contatto, suggeriscono rapidi innalzamenti relativi del livello marino.

Inoltre, queste superfici rappresentano spesso la base di successioni sulle quali poggiano ciclicamente strati mediamente più inclinati, definiti con il termine di *transition slope*, che raccordano i depositi grossolani e le peliti di prodelta, modificando il profilo deposizionale del sistema deltizio.

Inoltre, la loro deposizione è accompagnata da una migrazione verso il bacino delle associazioni di *facies* deltizie.

Il riconoscimento delle superfici di trasgressione è stato di fondamentale importanza nello svolgimento del presente lavoro, poiché avendone riconosciuto la loro continuità laterale, sia in senso trasversale che longitudinale, è stato possibile correlare le successioni stratigrafiche dell'intera area di studio.

A grande scala, le superfici di trasgressione si presentano da suborizzontali a leggermente inclinate verso il bacino e sono ben evidenti soprattutto nelle porzioni in cui separano l'associazione di *facies* di fronte deltizia da quella di prodelta (figura 3.40).

Inoltre, queste superfici sono solitamente marcate dalla presenza di livelli cementati, per le cui analisi e relativa interpretazione si rimanda al capitolo 5.



Figura 3.40: Rapido passaggio verticale tra depositi sabbiosi di fronte deltizia e le peliti di prodelta; la freccia indica la superficie di trasgressione.

Spostandosi verso le porzioni più prossimali, le superfici trasgressive presentano carattere erosivo e sono pertanto interpretate come superfici erosive di origine marina; ciò è evidenziato dal netto contrasto litologico tra le associazioni di *facies* messe a contatto, soprattutto quando da depositi conglomeratico-sabbiosi di piana deltizia superiore si passa bruscamente a sabbie di fronte deltizia (figura 3.41).

Queste superfici erosive sono mantellate da livelli grossolani, talora semplici allineamenti di ciottoli, interpretabili come *lag* trasgressivi, ovvero livelli residuali (Van Wagoner *et alii*, 1990), prodotti con l'erosione e conseguente rimaneggiamento del substrato in annegamento; la profondità dell'erosione si può considerare pari a circa 10m e dunque pari alla profondità del limite inferiore della shoreface (Saito, 1994).

Questi livelli sono spessi mediamente fino a circa 30-40cm e sono costituiti da ghiaie grossolane a tessitura clasto-sostenuta, con matrice

sabbiosa o sabbioso-siltosa poco selezionata (figura 3.42); a volte possono essere presenti blocchi di dimensioni metriche.



Figura 3.41: Superficie erosiva di origine marina, evidenziata dal brusco passaggio tra depositi grossolani di piana deltizia superiore e depositi sabbiosi di fronte deltizia.

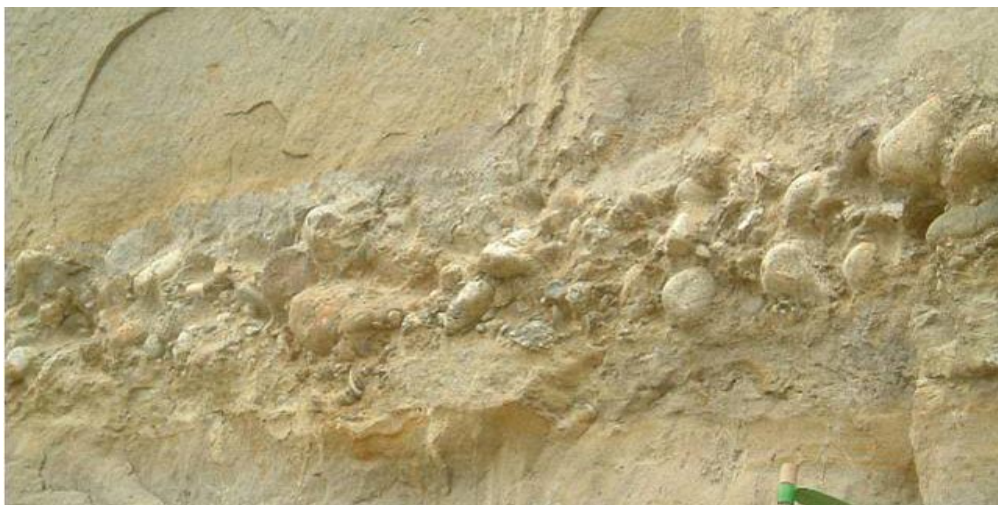


Figura 3.42: Particolare della figura precedente in cui si osserva il *lag* trasgressivo al passaggio tra le due associazioni di facies prossimale (inferiore) e distale (superiore).

Come accennato sopra, le associazioni di *facies* deltizie sono organizzate in strati da suborizzontali ad inclinati di pochi gradi verso il bacino; ciclicamente, però, si osservano in successione corpi

clinostratificati con valori di inclinazione compresi tra circa 10° e 20, che raccordano i depositi di piana e fronte deltizia con i depositi di prodelta. Per quanto concerne la struttura di queste unità, si osserva una geometria sigmoidale soprapendio, mentre, verso il basso (sottopendio), il passaggio ai depositi siltosi di prodelta avviene gradualmente, attraverso geometrie tangenziali o poggiano su di essi attraverso una discordanza angolare con geometria di tipo *downlap* (figure 3.43 e 3.44).



Figura 3.43: Geometria dei corpi clinostratificati che si riconoscono ciclicamente lungo le successioni clastiche esaminate.



Figura 3.44: Clinostrati poggianti con discordanza angolare di tipo *downlap* su depositi di prodelta; da notare la graduale diminuzione di inclinazione verso sinistra. In particolare, le discordanze angolari si osservano nella porzione stratigraficamente inferiore dei pacchi di clinostrati, dove si riscontrano l'inclinazione e la granulometria maggiore; l'inclinazione tende poi a diminuire, così che il passaggio ai depositi di prodelta avviene attraverso interdigitazioni a basso gradiente.

La granulometria dei clinostrati, chiaramente, riflette quella delle associazioni di *facies* più prossimali.

In particolare, quelli più grossolani sono costituiti da depositi conglomeratico-sabbiosi a tessitura variabile da clasto-sostenuta a matrice-sostenuta e matrice sabbiosa; le ghiaie sono prevalentemente medio-fini, da poco a moderatamente selezionate, con ciottoli raramente superiori a 5-10 cm.

I livelli meno grossolani sono sabbioso-ciottolosi moderatamente selezionati o costituiti prevalentemente da sabbie medio-fino medio-grossolane ben selezionate.

Infine, subordinatamente, sono presenti intercalazioni sabbiose finemente-siltose, le quali aumentano di spessore ed abbondanza sottopendio (*downdip*), al passaggio con i depositi di prodelta.

Per quanto concerne l'organizzazione interna, i livelli più sabbiosi sono generalmente bioturbati e localmente, si osserva una stratificazione piano-parallela, concordante con gli strati, apprezzabile soprattutto nei depositi più grossolani (figura 3.44).

Sulla base della geometria dei corpi sedimentari e dei rapporti latero-verticali tra le diverse associazioni di *facies*, i cliniformi sono interpretati come piccole rampe che raccordano i depositi di piana e di fronte deltizia con i depositi di prodelta, che, in accordo con Reading & Collinson (1996), Massari *et alii* (1999), Pomar & Tropeano (2001), sono state definite "*transition slope*".

Considerando l'assenza di importanti superfici erosive ed in generale di elementi che suggeriscano instabilità dei pendii, i pendii rappresentati

dai corpi cliniformi dovevano essere abbastanza stabili, alla luce della stratificazione regolare e dell'elevato grado di bioturbazione.

Infine, la presenza di intercalazioni siltose suggerisce come la deposizione avveniva anche per decantazione.

Nel complesso, quindi, il generale *trend fining-deepening-upward* delle successioni deltizie, considerando i rapporti tra i depositi ed il substrato cristallino-metamorfico silano, ha determinato una progressiva ingressione sul margine orientale del Bacino del Crati.

Infatti, la base degli *onlap* è generalmente marcata da superfici erosive inclinate verso i quadranti occidentali fino a 8°-10° ed interpretate come di origine marina, poiché mantellate da alcuni decimetri di depositi clastici, che rappresentano un *lag* trasgressivo sul quale poggiano le successioni deltizie (figura 3.45 e 3.46).



Figura 3.45: Superfici erosiva inclinata verso W di circa 8°, sulla quale poggiano depositi di piana deltizia.



Figura 3.46: Superficie erosiva su gneiss mantellata da blocchi subsferici e subarrotondati di dimensioni anche metriche.

In particolare, ciò è suggerito dal riconoscimento di conglomerati massivi, clasto-sostenuti, mal selezionati e a granulometria molto variabile; si osservano, infatti, blocchi di forma subsferica che raggiungono 1-2m di diametro, oltre ad abbondanti ciottoli angolari e subangolari (figura 3.46).

In accordo con la letteratura (Colella, 1988), il riempimento del bacino è avvenuto ad opera di diversi corpi deltizi per i quali, alla luce dei valori d'immersione degli strati a maggiore inclinazione e delle eteropie tra le associazioni di *facies*, è stata ipotizzata una prevalente direzione di progradazione verso W e NW (figura 3.47).

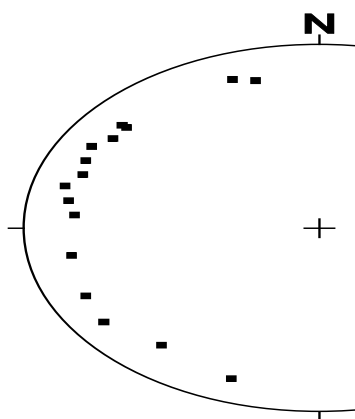


Figura 3.47: Valori di immersione relativi ai clinostrati del *transition slope*, misurati lungo diverse successioni affioranti nell'area di studio.

Alla luce del fatto che le successioni esaminate sono delimitate lateralmente dal substrato cristallino-metamorfico e dell'assenza di eteropie di *facies* con depositi alluvionali, ne consegue che i sistemi vallivi di alimentazione sfociavano direttamente in mare e venivano progressivamente ingrediti nel corso della trasgressione; la successiva dissezione che ha interessato il substrato cristallino ha cancellato le tracce del graduale annegamento degli assi vallivi.

Inoltre, sono stati riconosciuti conglomerati massivi e grossolanamente stratificati a clasti da subarrotondati a spigolosi, che localmente poggiano sul substrato cristallino-metamorfico, con contatto laterale molto inclinato, che suggerisce come questi depositi potevano costituire il riempimento di depressioni erosive e/o cavità del substrato (figura 3.48).

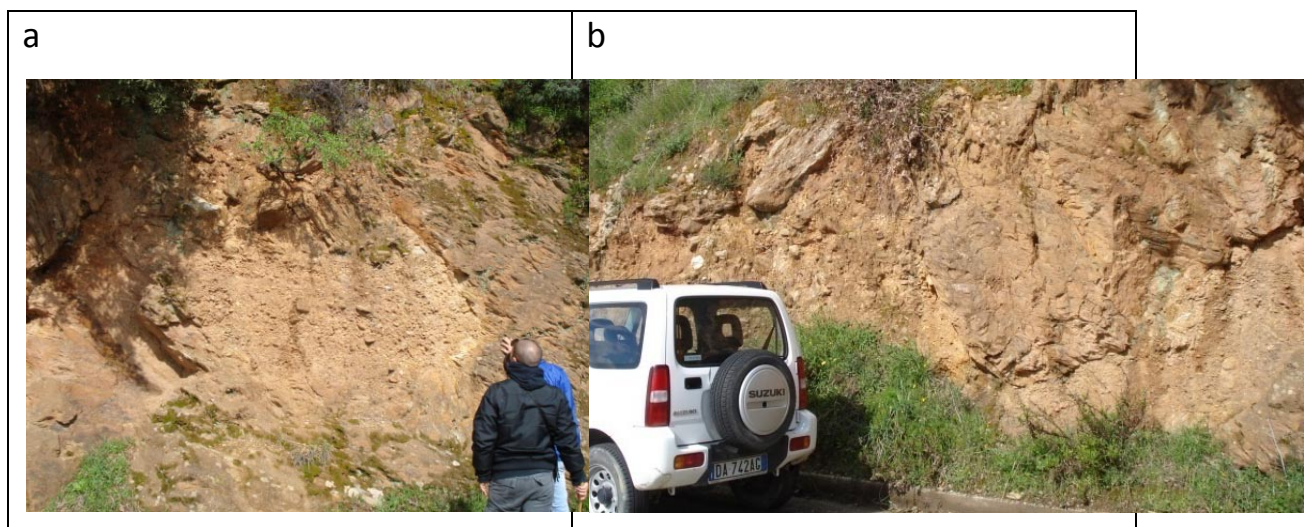


Figura 3.48: Conglomerati massivi e grossolanamente stratificati costituenti il riempimento di una depressione (a) modellatasi sul substrato cristallino-metamorfico;(b) localmente, si riconoscono blocchi di dimensioni metriche.

In particolare, i caratteri descritti, i rapporti con le successioni clastiche affioranti lateralmente e l'ubicazione degli affioramenti consente di interpretarli come depositi di piede di falesia.

Questa ipotesi è in accordo con quanto descritto da Carobene & Damiani (1985), i quali descrivevano la presenza di piccoli “gradini” nel substrato, con altezze dell’ordine di 5-10 m e suturati dai depositi deltizi, alla cui base sono stati osservati depositi ghiaiosi caotici estremamente grossolani; la loro forma e le loro dimensioni suggerivano una loro rielaborazione al piede di falesie.

3.7. Associazione di *facies* alluvionali:

Nella porzione alta della successione esaminata affiora un intervallo conglomeratico-sabbioso, riferibile ad un sistema fluviale, che poggia con contatto erosivo discordante sui depositi deltizi descritti in precedenza.

Si tratta di depositi prevalentemente ghiaiosi, subordinatamente sabbiosi, costituiti in prevalenza da conglomerati stratificati, organizzati in livelli tabulari di spessore prevalentemente decimetrico ed estesi lateralmente fino ad alcune decine di metri (figura 3.49).



Figura 3.49: Successione alluvionale prevalentemente conglomeratica.

In particolare, si notano superfici erosive irregolari che permettono di definire, a luoghi, una stratificazione incrociata a basso angolo e grande scala; localmente, la stratificazione è evidenziata dalla presenza di orizzonti a granulometria differente (figura 3.50)



Figura 3.50: Conglomerati grossolanamente stratificati, organizzati in livelli tabulari di spessore variabile, così come evidenziato dalla presenza di orizzonti a granulometria differente e da superfici erosive irregolari.

Internamente, i livelli conglomeratici sono prevalentemente massivi, ma localmente, è possibile apprezzare una grossolana gradazione normale; la tessitura è clasto-sostenuta, con matrice sabbioso-finemente ghiaiosa.

I clasti costituenti, prevalentemente subarrotondati, presentano dimensioni variabili che raramente superano i 20 cm oltre a mostrare, talora, un buon embriciamento.

Nei casi di fitte alternanze tra i depositi conglomeratici e quelli sabbiosi, la base dei livelli grossolani è sempre erosiva e i conglomerati, confinati in lenti piano-concave, sono caratterizzati a volte da una stratificazione incrociata tabulare; queste unità, spesse fino ad 1 m ed estese fino a 3m, sono costituite da ghiaie medio-fini moderatamente selezionate e con stratificazioni evidenziate anche dalla presenza di sottili interstrati sabbiosi e da allineamenti di ciottoli (figura 3.51).



Figura 3.51: Alternanza tra depositi conglomeratici e sabbiosi, con i primi confinati in lenti piano-concave a base erosiva e localmente, caratterizzati da una stratificazione incrociata tabulare.

Le *litofacies* sabbiose intercalate costituiscono unità lenticolari ad estensione decimetrica o costituiscono orizzonti lateralmente estesi e spessi fino ad alcuni metri, nei quali i conglomerati sono presenti sottoforma di livelli lenticolari; in particolare, le sabbie sono da medio-fini a finemente ghiaiose, massive e poco sortite, mentre meno frequentemente, si presentano moderatamente sortite e con laminazioni suborizzontali o incrociate a basso angolo.

A più altezze della successione clastica, sono stati riconosciuti suoli sepolti bruno-rossastri, che generalmente si sono sviluppati sui livelli sabbiosi (figura 3.52).



Figura 3.52: Suolo sepolto bruno-rossastro, spesso circa 30 cm.

Interpretazione:

I caratteri di *facies* descritti, i rapporti erosivi con le successioni deltizie sottostanti e la presenza di suoli sepolti suggeriscono che questi depositi sono ascrivibili ad un sistema deposizionale alluvionale.

Le dominanti litofacies ghiaiose presentano caratteri di *facies* ed architetture riferibili ad un sistema di tipo *braided* (Miall,1996).

In particolare, la geometria delle superfici erosive e l'estensione degli strati sono rappresentative della deposizione in canali ampi e poco profondi, così come suggerito anche dall'assenza di stratificazioni incrociate ad alto angolo (Bluck, 1979; Steel & Thompson, 1983; Kraus, 1984); infatti, la stratificazione incrociata a basso angolo ed a grande scala è tipicamente prodotta dalla deposizione e migrazione di barre longitudinali a basso rilievo.

Per quanto concerne i processi deposizionali, i caratteri interni dei depositi conglomeratici suggeriscono deposizione in una piana *braided* ad alta energia (*high-energy gravel bed*, Miall, 1977; Rust, 1978; Collinson, 1986; Miall, 1996); infatti, alla luce della tessitura e del carattere prevalentemente massivo, esse appaiono messe in posto da flussi granulari ad elevata concentrazione, ovvero flussi iperconcentrati (*hyperconcentrated flood-flows*, Pierson,1980; Pierson & Scott, 1984, Shultz, 1984; Ridgway & DeCelles, 1993; Scott, 1988; Smith, 1986; Smith & Lowe, 1991;Waresback & Turbeville, 1990).

Tuttavia, la locale presenza di ciottoli embriciati è indicativa di sporadici processi trattivi, a cui sono riconducibili, inoltre, le subordinate intercalazioni sabbiose laminate.

Diversamente, gli spessi intervalli sabbiosi, rappresentano probabilmente le aree più marginali del sistema alluvionale ed a minore energia, così come suggerito dal ritrovamento di suoli sepolti; tuttavia, sporadicamente, sedimenti più grossolani possono giungere attraverso l'esondazione dei canali ghiaiosi principali, data la presenza di intercalazioni ghiaiose lenticolari.

Inoltre, queste aree dovevano essere attraversate da canali minori, la cui presenza è testimoniata dalle lenti ghiaiose piano-concave con stratificazione incrociata tabulare, prodotta probabilmente da riempimento per accrezione laterale.

Infine, le embricature e l'orientazione dei canali sono in accordo con una generale direzione delle paleocorrenti verso i quadranti occidentali.