



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PALERMO
DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA E DEL MARE

Dottorato in Geologia

**I BACINI SIN-OROGENICI AL TETTO DELLA CATENA SICILIANA
EVOLUZIONE TRA IL SERRAVALLIANO SUPERIORE E IL
MESSINIANO INFERIORE**

Settore Scientifico Disciplinare GEO/02



TESI DI
DOTT. FRANCESCO INTERBARTOLO

COORDINATORE DEL DOTTORATO
PROF. ENRICO DI STEFANO

TUTOR
PROF. ATTILIO SULLI

XXIV CICLO - ANNO ACCADEMICO 2011-2013.

DOTTORATO



INDICE

RIASSUNTO	Pag.1
SUMMARY	Pag.9
1.INTRODUZIONE	Pag.16
1.1 Tematiche	Pag.16
1.2 I Bacini di Foreland: caratteri generali ed evoluzione sedimentaria moderna interpretazione	Pag.18
1.2.1 Firma compositiva	Pag.27
1.3 Ambienti continentali e di transizione	Pag.29
1.4 Sistemi di alimentazione di un delta: conoidi alluvionali e corsi d'acqua.	Pag.38
1.4.1 Conoidi alluvionali	Pag.38
1.4.2 Corsi d'acqua	Pag.40
2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO	Pag.56
3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	Pag.60
3.1 La Catena Appenninico – Maghrebide	Pag.60
3.2 La catena siciliana nel quadro dell'evoluzione dell'orogene Appenninico-Maghrebide	Pag.62
3.3 Assetto pre-orogenetico e modelli paleogeografici	Pag.62
3.4 Fase collisionale: struttura attuale della catena siciliana, cronologia della deformazione	Pag.65
3.5 Record stratigrafico del <i>Foreland Basin System</i> FBS Mio-Pliocenico in Sicilia	Pag.72
3.6 Assetto geologico e stratigrafico delle aree studiate	Pag.76
4. STUDI PRECEDENTI	Pag.80
4.1 Biostratigrafia e Cronostratigrafia	Pag.81
4.2 Considerazioni di carattere regionale	Pag.83
5. MATERIALI E METODI	Pag.85
6.ANALISI DEI DATI	Pag.102
6.1 La successione tardo miocenica nell'area di Polizzi	Pag.102
6.2 La successione tardo miocenica nell'area di Resuttano	Pag.126
6.3 La successione tardo miocenica nell'area tra Catenanuova e Centuripe	Pag.142

7. TETTONICA E SEDIMENTAZIONE NEI BACINI STUDIATI	Pag.154
7.1 Bacino di Polizzi	Pag.154
7.2 Bacino di Resuttano	Pag.159
7.3 Bacino tra Catenanuova e Centuripe	Pag.164
8. CONCLUSIONI	Pag.167
8.1 Bacino di Polizzi	Pag.167
8.2 Bacino di Resuttano	Pag.169
8.3 Bacino tra Catenanuova e Centuripe	Pag.171
9. CORRELAZIONE TRA I BACINI STUDIATI	Pag.173
10. BIBLIOGRAFIA	Pag.176
RINGRAZIAMENTI	Pag.201

RIASSUNTO

Questa ricerca riguarda l'analisi di bacini sintettonici neogenici che si sono sviluppati in varie posizioni rispetto all'orogene siciliano-maghrebide.

Lo studio dei bacini in ambiente cinematico convergente e dei depositi che ne costituiscono il riempimento sedimentario, rappresenta uno degli strumenti fondamentali per la comprensione delle modalità con cui avviene la progressiva strutturazione di una zona di catena.

In questo lavoro sono stati analizzati i bacini con riempimento di età compresa tra il Serravalliano superiore e il Messiniano inferiore, che si trovano sul fronte e sul dorso della catena siciliana (*Thrust Top Basin, Piggy Back Basin*) mettendoli in relazione dal punto di vista genetico e stratigrafico-strutturale nel contesto del *foreland basin system* siciliano.

Lo studio è stato condotto nei settori della Sicilia centro-occidentale centrale e orientale, in particolare nell'area di Polizzi Generosa, Resuttano e Catenanuova – Centuripe. In queste aree a partire dall'Oligocene-Miocene la costruzione della catena siciliana è stata accompagnata dalla formazione di sistemi di bacini periferici che migrano verso le zone di avampaese. In particolare, durante il Miocene superiore (Tortoniano sup.-Messiniano inf.) si depositarono dei cunei di sedimenti silicoclastici sulle scaglie tettoniche in movimento. Nel Tortoniano sup.-Messiniano inf. questi bacini sono riempiti da uno spesso cuneo di sedimenti silico-clastici, fluvio-deltizi, marini e carbonatici che si accumulano su un substrato in movimento molto spesso deformato.

La base del lavoro effettuato è rappresentata dal rilevamento geologico di dettaglio alla scala 1:10.000. La distinzione tra i principali corpi mappati è stata basata principalmente su caratteri di natura litologica, sedimentologica, stratigrafica (trend deposizionali analisi delle variazioni verticali e laterali di facies), misura di paleocorrenti e studio delle strutture direzionali (clasti embricati *pebble cluster*). Durante la fase di rilevamento sono state individuate anche le principali strutture tettoniche, misurati i valori giaciture e rappresentati tramite diagrammi di tipo stereonet.

Sono stati misurati dei log sedimentologici di dettaglio in aree chiave per la definizione della successione stratigrafica e dei principali ambienti deposizionali. La misurazione di tali sezioni è stata accompagnata dalla raccolta di circa 45 campioni per analisi micropaleontologiche.

Per la classificazione di ciascun bacino sedimentario, è stato fatto riferimento alle classificazioni proposte dai vari autori, in particolare Allen & Allen (1993) e DeCelles &

Giles (1996). Per la classificazione e codificazione dei depositi terrigeni è stata utilizzata la classificazione di Miall (1978-1985).

La successione tardo miocenica nell'area di Polizzi si presenta con un trend *fining* e *deepening upward* caratterizzata dalla sovrapposizione verso l'alto di litofacies conglomeratiche, sabbiose ed argillose mostranti rapporti laterali eteropici.

Nell'area di Polizzi i terreni del Tortoniano sup.-Messiniano inf. appartenenti alla Fm. Terravecchia si sovrappongono con rapporti di troncatura erosiva e discordanza sulle arenarie ed argille sabbiose della Fm. Castellana Sicula (Serravalliano sup. –Tortoniano inf.) che affiorano, con limitata estensione solo nella parte SE del bacino o sulle unità tettoniche già strutturate della catena ed in particolare sulle Argille Varicolori (Cretaceo-Eocene inf). Il limite superiore della Fm. Terravecchia si rinviene localmente ed è rappresentato da una superficie di discordanza e discontinuità ricoperta rispettivamente da carbonati di scogliera riferibili alla Fm. Baucina (Tortoniano sup. Messiniano inf) o dalle delle gessareniti della Fm di Pasquasia (Messiniano sup.), chiudono la successioni i Trubi (Zancleano).

All'interno della successione stratigrafica tardo miocenica sono state differenziate due settori con associazioni di facies differenti: il settore NW presenta, a partire dal basso, conglomerati politipici con elementi carbonatici, silicei, cristallini, organizzati in unità tabulari, con spessore totale di circa 20 m, con matrice sabbiosa rossastra, riferibili ad un contesto di conoide alluvionale che hanno registrato un trend medio di paleoflusso da NNE a SSW.

A seguire arenarie con granulometria da grossolana a media, con geometria esterna lentiforme, con spessore di 25 m che diminuisce verso sud, organizzate in strati metrici con geometria esterna tabulare e stratificazione incrociata ad alto angolo, nella parte bassa, che passano verso l'alto a livelli con stratificazione incrociata a basso angolo di tipo *swaley* (SCS) ed *hummocky* (HCS); queste litofacies sono riferibili ad un contesto di *wave dominated shoreface delta system* che hanno registrato un trend medio di paleocorrente concorde con i conglomerati da NNE a SSW.

Chiude la successione un corpo di argille siltose e silt argillosi con fauna planctonica riferibili ad un contesto marino "aperto".

Nella zona orientale, invece, a partire dal basso si riconoscono conglomerati organizzati in unità di spessore metrico con geometria concava, costituiti da conglomerati rossastri massivi o mal stratificati, riconducibili a contesti deposizionali di tipo *braided river* a canali concavi che hanno registrato un trend di paleocorrente che va da ENE a WSW.

Seguono facies calcarenitiche medio-grossolane con grande quantità di bivalvi, arrangiate in strati metrici che si intervallano a strati costituite da arenarie medio fini, che presentano clinoforni progradanti verso W con inclinazione di 20°. Queste facies sono attribuibili ad un contesto di *delta front*.

Da punto di vista strutturale il bacino di Polizzi è una sinclinale con asse che si sviluppa in direzione NNE-SSW. Il fianco occidentale risulta essere più inclinato di quello orientale, circa 35° per il primo e immersione a ENE e circa 25° il secondo con immersione WSW. Nell'area sono presenti faglie dirette con orientazione circa NE-SW e non vi sono evidenze che queste faglie abbiano avuto movimento durante le fasi deposizionali.

La successione stratigrafica nel settore di Polizzi è riconducibile principalmente a due sistemi deposizionali: uno di *fan delta system* (Galloway 1988), evolvente a *wave dominated shoreface delta system* (Howell *et al.*, 2003) ed uno di *river delta system*, che confluivano all'interno di un bacino da due diverse direzioni: il primo da N-NNE verso S-SSW il secondo da ENE verso WSW alimentati da una sorgente caratterizzata dall'attiva erosione delle unità cristalline Kabilo- Calabridi e da prodotti derivanti da vulcanismo di tipo calcocalino come dimostrato dalla presenza di basalti andesitici. Il meccanismo deposizionale che interessava la parte occidentale (*grain flow*) induce a considerare che i corsi d'acqua che alimentavano la piana alluvionale si sviluppavano per un tratto relativamente corto mantenendo un gradiente elevato fino allo sbocco nel bacino ricevente. I depositi di *shoreface* media superiore invece si formano nel momento in cui si ha risalita del livello del mare modifica il tipo di apporto sedimentario, infatti cominciano a depositarsi sabbie ben cernite di taglia medio-grossolana con un grosso sviluppo verticale che lateralmente riducono il loro spessore verso il bacino e aumentano verso terra (*river-dominated shoreface delta system*). Nelle zone più orientali, invece, si sviluppava un sistema di tipo *braided* che scaricava in mare i depositi via via più sabbiosi che progradavano in un delta a basso gradiente, di cui oggi si può vedere la parte frontale (*river dominated delta system*) da Est verso Ovest come si evince dalle misure di paleocorrente. Correlando le diverse sezioni stratigrafiche osservate nel Bacino di Polizzi è possibile osservare che la successione è "Trasgressiva" con un profilo complessivamente *fining upward*.

I due settori però, danno alcune informazioni di carattere "regressivo", poiché le sequenze di facies alluvionali sono considerate il risultato della progradazione di sistemi fluviali e/o di conoide alluvionale, indotta da un incremento progressivo dell'energia dei corsi d'acqua. Nella curva di variazione relativa del livello del mare simili condizioni si verificano

durante lo sviluppo del *lowstand systems tract*. I caratteri deposizionali e le geometrie stratali descritte per l'associazione di facies di *shoreface* (profilo *fining upward*) sono concordanti con quelli tipicamente associati allo sviluppo del *transgressive system tract*. Questo è testimoniato anche dalle geometria progradanti delle facies arenitiche sulle stesse facies arenitiche di *delta front*.

La successione tardo miocenica nell'area di Resuttano si presenta con un trend *coarsening- e shallowing upward* nella parte bassa e nella restante parte con un trend *fining deepening upward*, caratterizzata dalla sovrapposizione verso l'alto di litofacies sabbiose e conglomeratiche, e lateralmente argillose e calcarenitiche, mostrandoti rapporti laterali eteropici.

I depositi del Tortoniano sup. Messiniano inf. giacciono con rapporti di troncatura erosiva e discordanza sulle argille sabbiose della Fm. Castellana Sicula che affiorano in tutta la zona limitrofa l'abitato di Resuttano fino a Cozzo Terravecchia, le quali giacciono sulle unità tettoniche già strutturate della catena ed in particolare sulle Argille varicolori.

I terreni più recenti sono rappresentati dalla biolititi a coralli della Fm. Baucina qui datata Tortoniano sup., a seguire il calcare di base che affiora a Cozzo Terravecchia e chiudono la successione i gessi messiniani

All'interno della successione stratigrafica tardo miocenica sono state differenziate, procedendo da NE verso SW, litofacies costituite da ortoconglomerati con spessore di circa 10 m e geometria esterna tabulare, che si alternano a strati con spessore di circa 4 m a geometria esterna tabulare di arenarie e calcareniti con stratificazione incrociata ad alto angolo. Queste litofacies fanno parte di un contesto alluvionale di tipo *braided* canalizzato. Le strutture sedimentarie come *pebble clusters* e l'embricatura dei ciottoli più appiattiti hanno registrato una direzione media delle paleocorrenti da NW a SE

Verso SW le litofacies sopra descritte passano a litofacies, arenitiche di taglia grossolana, che si alternano a sabbie siltose stratificate con spessori di 20 cm circa e presentano strutture sedimentarie di tipo stratificazione incrociata a basso angolo *swaley* (SCS) ed *hummocky* (HCS) ed hanno una diffusa presenza di bivalvi. Queste litofacies costituiscono una associazione di facies di fronte deltizia con pattern delle paleocorrenti concorde con quello misurato nei conglomerati.

Tutti i litotipi a granulometria fine (peliti sabbiose, marne argillose, silt argillosi) con spessori decametrici, sono stati inseriti in un'unica associazione di facies relativa ad un ambiente di prodelta affiorante nella porzione centrale e meridionale del settore di Resuttano.

Da punto di vista strutturale il bacino di Resuttano è una sinclinale blanda e incompleta con asse che si sviluppa in direzione NE-SW. Il fianco occidentale risulta essere più inclinato rispetto a quello orientale. Gli elementi strutturali presenti nell'area sono faglie dirette con orientazione circa NW-SE e NE-SW che dislocano i terreni messiniani.

Sono state riscontrate faglie inverse con andamento circa E-W e NE-SW che a differenza di quelle dirette dislocano solo i terreni tortoniani. La regione è interessata da pieghe minori con orientazione NE-SW che interessa i conglomerati e SW-NE che interessa i gessi messiniani. Nell'area non sono state riconosciute geometrie stratali sintettoniche.

La successione stratigrafica nel settore di Resuttano è riconducibile principalmente ad un sistema deposizionale di *river delta system* (Galloway 1988) che si sviluppava da NNE e NE verso SSW e SW.

Questa area di sedimentazione era alimentata da corsi d'acqua effimeri, ad alta energia, che formavano ampie piane alluvionali non confinate attraversate da canali a morfologia *braided*. I depositi grossolani trasportati alla foce dai corsi d'acqua formavano un sistema deltizio di grandi dimensioni del tipo *Shelf Type* a bassa inclinazione.

La presenza dei calcari di scogliera della Fm. Baucina, sovrapposti alle litofacies di fronte/prodelta nelle aree meridionali del bacino, è indicativa della tendenza "trasgressiva" nell'evoluzione complessiva del bacino tra il Tortoniano sup. ed il Messiniano inferiore.

Tuttavia alcuni settori danno informazioni di carattere "regressivo" poiché la porzione bassa delle sequenze di facies alluvionali è considerato il risultato della progradazione di sistemi fluviali indotta da un incremento progressivo dell'energia dei corsi d'acqua. Nella curva di variazione del livello del mare simili condizioni si verificano durante lo sviluppo del *lowstand systems tract* LST. La parte superiore della successione costituita dalle arenarie con piccoli canali riempiti induce a pensare che dopo la prima fase di abbassamento del livello del mare e progradazione ci sia stata una fase di sollevamento, confermato anche dal livello di argille marine che si trova alla base del corpo conglomeratico geometricamente più alto e al tetto delle facies sabbiose. Questa parte di successione si sviluppa con un profilo "trasgressivo" con sequenze di facies a *trend fining- e deepening upward*. I caratteri deposizionali e le geometrie stratali descritte per l'associazione di facies *braided (profilo fining upward)* sono concordanti con quelli tipicamente associati allo sviluppo del *trasgressive system tract* TST.

Nell'area di Catenanuova-Centuripe i depositi del Tortoniano sup. Messiniano inf. giacciono con rapporti di troncatura erosiva e discordanza sui terreni delle Unità Sicilidi e del Flysch Numidico e verso l'alto sono delimitati dalla serie evaporitica messiniana, dai

calcari e calcari-marnosi dei Trubi del Pliocene inferiore e dalle calcareniti della Formazione di Centuripe. All'interno di questa sequenza si intercalano, a vari livelli stratigrafici, olistostromi di Argille Brecciate

La successione si presenta con un trend *Coarsening- Shallowing Upward*. Nell'area essa è generalmente costituita da due litofacies eteropiche: una litofacies, più diffusa, costituita da marne argillose e da sabbie quarzose; l'altra, costituita da sabbie quarzose con grosse lenti di conglomerati a clasti da piatti a sferici, arrotondati, di natura sia sedimentaria che cristallina.

Le litofacies conglomeratiche hanno uno spessore di circa 15m organizzati in livelli potenti circa 4 m con geometria esterna concava, gradati inversamente nella parte bassa e caotici nella parte alta in matrice arenitica di taglia medio- grossolana che si sono formati in un contesto di canali *braided*.

Lungo la sinclinale di Centuripe-Leonforte e la valle del F. Dittàino prevale nettamente la facies marnoso sabbiosa che è costituita da alternanze di arenarie e argille marnose con abbondante quarzo e glauconite, interdigitate tra loro con spessore di 20 m circa con gradazione inversa.

Le diverse facies presentano notevoli variazioni di spessore testimonianza di una varietà degli apporti detritici connessi all'articolazione dell'ambiente deposizionale che è riconducibile a piane alluvionali prodotte da corsi d'acqua caratterizzati da canali di tipo *braided* che scaricavano i sedimenti nella piana deltizia e che verso S creavano un ambiente di fronte deltizia/prodelta, che hanno registrato una direzione di paleoflusso da NE a SW.

Nell'area tra Catenanuova e Centuripe il bacino ha la forma di un sinclinorio con sviluppo E-W che non presenta un pattern deformativo sia fragile che duttile molto evidente.

Si può notare che questo bacino è il risultato dell'avanzamento del fronte della catena che man mano che procedeva verso ESE e si smantellava, le misure giaciture infatti confermano che questi bacini impostati sul dorso dei principali sovrascorrimenti immergono a N-NNW come mostrato dalle geometrie di crescita divergente verso N che hanno i livelli marnoso-sabbiosi grossolani sul Flysch Numidico.

Sono state misurate assi di pieghe isoclinali con assi orientati NE-SW e pieghe coricate con asse NNE-SSW ed ENE-WSW a volte erose dalle successioni tardo mioceniche e che rispecchiano il senso di orientazione dei fronti. In questa area il sistema deposizionale, ricostruito in base alla distribuzione delle litofacies, è costituito da una piana alluvionale superiore attraversata da canali amalgamati che erano soggetti a piene frequenti (*river*

delta system Galloway 1988) e una pianura alluvionale distale caratterizzata da canali distributari con carico sabbioso che via via lasciavano il posto ai processi marini verso la zona di fronte deltizio/prodelta.

Correlando le diverse sezioni stratigrafiche osservate è possibile osservare che la successione tardo miocenica è "Regressiva" con un profilo complessivamente *coarsening upward*. La sequenza di facies alluvionale è considerato il risultato della progradazione di sistemi fluviali indotta da un incremento progressivo dell'energia dei corsi d'acqua. Una situazione simile può avvenire durante la regressione normale (Plint, 1988; Posamentier *et al.*, 1992) Nella curva di variazione relativa del livello del mare simili condizioni si verificano durante lo sviluppo del *lowstand systems tract* LST. La presenza di una superficie di erosione probabilmente sub-aerea alla base dei depositi alluvionali induce a considerare che si tratti di un LST.

Dai dati raccolti si può concludere che i depositi tardo miocenici in tutti i settori studiati poggiano con rapporto di discordanza angolare, oltre che sulle unità del Flysch Numidico e Sicilidi (Creataceo sup.-Eocene/Oligocene sup.-Miocene inf.), anche sui depositi appartenenti alla Fm. Castellana Sicula (Serravalliano sup. - Tortoniano inf.).

La successione tardo miocenica nel settore di Polizzi e di Resuttano si è sviluppata all'interno di bacini sedimentari che si sono prima riempiti e poi deformati in risposta alla deformazione delle unità strutturalmente più basse dell'edificio tettonico siciliano in risposta ad un campo di stress contrazionale orientato circa NW-SE, nella parte alta del Tortoniano, quindi tali bacini sono pre-tettonici; formati tra il primo e il secondo evento della deformazione della catena (Avellone *et al.*, 2010) mentre nell'area tra Centuripe e Catenanuova il bacino è sintettonico.

La presenza di sequenze di facies regressive nella successione assume un carattere molto più importante spostandosi verso Est (attuale) dal Bacino di Polizzi verso il Bacino Catenanuova – Centuripe, che è l'unico ad essere regressivo. Il carattere confinato delle litofacies alluvionali e le litofacies di valle incisa si attenuano fino a scomparire spostandosi verso l'attuale Est partendo dal Bacino di Polizzi; spostandosi da Est verso Ovest si passa, da sistemi deposizionali di tipo *wave dominated "shoreface" delta system* (Bacino di Polizzi porzione occidentale) a sistemi deposizionali del tipo *river-dominated delta system* (Bacino di Polizzi porzione orientale, Bacino di Resuttano e Bacino tra Catenanuova e Centuripe), molto probabilmente legata alla fisiografia dell'area deposizionale su cui si impostavano.

In base a quanto osservato nei singoli bacini le strutture da back thrust a vergenza settentrionale, hanno giocato un ruolo importante, dopo la deposizione delle successioni tardo mioceniche, per la deformazione dei bacini più occidentali. Per il bacino di Catenanuova-Centuripe la geometria divergente indica la possibile attività di un thrust nord-vergente contemporaneamente alla deposizione.

SUMMARY

The aim of this study is the analysis of Neogene syntectonic basins developed in different positions above the Sicilian-Maghrebian orogen.

The study of the basins in convergent setting and their filling, is one of the fundamental tools for understanding the ways in which the progressive structuring of a chain area occurs.

In this work, Thrust Top Basin and Piggy Back Basin lying on the Sicilian fold and thrust belt, filled up with Serravallian to Messinian sediments, have been analysed in order to relate them to a genetic and stratigraphic-structural point of view in the Sicilian foreland basin system context.

The study has been carried out in Central-Western and eastern Sicily in particular in the Polizzi Generosa, Resuttano and Catenanuova–Centuripe areas. In these areas from Oligocene to Miocene the building of the Sicilian fold and thrust belt has been accompanied by the development of a peripheral foreland basin system which migrated toward the Foreland.

In particular, during the late Miocene (late Tortonian to early Messinian) a siliciclastic sedimentary wedge above the moving thrust sheets have been deposited. These basins are characterized by sedimentation of continental to open marine clastics and shallow-marine carbonates sediments, above an often deformed moving substrate.

The basis of the work is a detailed geological mapping, performed at a 1:10.000 scale.

The distinction between the main bodies mapped in the field, has been made on the lithological, sedimentological, stratigraphic features (such as depositional trend, lateral and vertical relationships among facies associations), palaeocurrents measurement and study of the imbricated clasts and pebble clusters. During the geological surveys, the main tectonic structures, have been identified, measured and plotted by stereonet diagrams.

Detailed sedimentological log in key areas for the definition of the stratigraphic sequence and the main depositional environments have been measured. The measurement of these sections is accompanied by a collection of 45 samples for micropaleontological analysis. For the classification of each sedimentary basin, reference is made to the classifications proposed by Allen & Allen (1993) and DeCelles & Giles (1996). The classification of Miall (1978-1985) has been used for the classification and codification of terrigenous deposit.

The late Miocene succession in the Polizzi area, shows a fining and deepening upward trend characterized by overlapping of conglomeratic, sandy and clayey lithofacies showing lateral heteropic relations.

In the Polizzi area the late Tortonian-early Messinian sediments, belonging to Terravecchia Fm. overlay, in unconformity, the sandstones and sandy clays of the Castellana Sicula Fm. (late Serravallian-early Tortonian) or above the structured tectonic units of the chain in particular on Varicolored Clay (Cretaceous-early Eocene). The upper limit of Terravecchia Fm. is found locally and is represented by a unconformity surface covered by carbonates reef deposit pertaining to Baucina Fm. (late Tortonian–early Messinian) or by the Gessarenites pertaining to Pasquasia Fm. (late Messinian). The sequence ends with the Trubi (Zanclean).

Inside the upper Miocene stratigraphic succession two areas are differentiated with different facies associations: the NW sector shows, starting from the bottom, polymittic conglomerates with reddish sandy matrix, with carbonatic, siliceous, crystalline clasts, arranged in tabular units, with a total thickness of about 20 m, related to an alluvial fan, which registers an average trend of paleocurrent from NNE to SSW.

Upward there are medium- to coarse-grained sandstones, with external lens geometry and 25 m thick, which decreases towards the south, arranged in well defined, planar-shaped, up to 1m-thick strata characterized by large scale cross bedding in the early part, which pass upward at swaley (SCS) and hummocky (HCS) cross stratification. These lithofacies have been related to a wave-dominated shoreface delta system which recorded an average trend of paleocurrent like conglomerates from NNE to SSW.

The sequence ends with silty clays and clayey silts with planktonic fauna related to an offshore environment.

In the eastern part of Polizzi basin, conglomerates arranged into units of metric thickness with external concave upward geometry can be recognized from the bottom, made up of reddish conglomerates, massive or poorly stratified, related to a braided river channels environments that showed a mean paleocurrent trend ranging from ENE to WSW. To follow, there are medium-coarse calcarenites with large amount of bivalves, arranged in metric layers alternating to medium-fine sandstones, forming clinofolds dipping towards W with 20° gradient. These facies can be attributed to a delta front environment.

From the structural point of view the Polizzi basin is a syncline with NNE-SSW axis. The western limb is more inclined than the eastern limb, the first 35° dipping toward ENE

whilst the second 25 °dipping toward SW. In this area there is a normal faults system, NE to SW trending and there is not evidence of syn- tectonics deposition.

The stratigraphic succession in the Polizzi area is due to two main depositional systems: the first related to fan delta system (Galloway 1988), evolving in wave-dominated shoreface delta system (Howell *et al.*, 2003); the second related to a river delta system converged inside the basin from two different way: the first from the N- NNE to S-SSW the second from ENE to WSW, from a source characterized by the active erosion of the Kabilo-Calabrides crystalline units and calcalkaline rocks coming from Tyrrhenian volcanic arc.

The depositional mechanism that affected the western part of sector (grain flow), leads us to consider that the streams have been developed in a relatively short stretch, maintaining a steep gradient until the mouth to the receiver basin.

The late-medium shoreface deposits are instead formed when there are sea level rise that changes the type of sedimentation, indeed starting to accumulate well sorted medium to coarse sands, with a large vertical development, that reduce their thickness laterally toward the basin and increase toward the land (river-dominated shoreface delta system).

In the easternmost areas, instead, a braided river system has developed discharging sediments in the sea, gradually more sandy, advancing in a low-gradient delta, (river dominated delta system) from an easterly direction as shown by paleocurrent measures.

By linking the different stratigraphic sections observed in the Polizzi Basin it is possible to see that the succession is "Transgressive" with a trend fining upward.

The two areas, however, show a "regressive" trend because the alluvial facies are considered to be the result of river systems and /or alluvial fan progradation, induced by a progressive increase in the energy rivers. In the curve of relative sea level change these conditions occur during the development of lowstand systems tract.

The characters and the depositional geometries described for the shoreface facies association (fining upward trend) are concordant with those typically associated with the development of the transgressive systems tract.

The upper Miocene succession in the Resuttano area develops with a trend-coarsening and shallowing upward, in the lower part, and in the remaining part with a trend fining-deepening upward, characterized by the overlapping of sandy conglomeratic lithofacies and laterally clayey and calcareous, showing heteropic relations.

In the Resuttano area the upper Tortonian- lower Messinian sediments, belonging to Terravecchia Fm. overlay in unconformity the sandstones and sandy clays of the

Castellana Sicula Fm. (late Serravallian-early Tortonian) cropping out from Resuttano village to Cozzo Terravecchia or above the structured tectonic units of the chain in particular on Varicolored Clay (Cretaceous-early Eocene).

The upper limit of Terravecchia Fm. is represented by an unconformity covered by carbonates reef deposits pertaining to Baucina Fm. (late Tortonian in this area) or by the "Calcare di Base" (late Messinian). The sequence ends with the Messinian evaporitic deposit.

Inside the upper Miocene stratigraphic succession are differentiated, from NE to SW, ortoconglomeratic lithofacies, 10 m thick and tabular external shape, which alternate layers with 4m thickness of sandstone and calcarenite with high-angle cross-bedding with tabular external shape. These lithofacies are typical of braided river. The sedimentary structures like pebble clusters and imbricated pebbles recorded an average trend of paleocurrent from NW to SE.

Towards the SW the lithofacies described above is made up of medium-to coarse sandstones, with external lens geometry and 20 m thickness, arranged in well defined, planar-shaped, up to 1m-thick strata characterized by large scale through cross bedding in the early part, which pass upward at, swaley (SCS) and hummocky (HCS) cross stratification with abundant bivalves. These lithofacies are related to a delta front which records an average trend of paleocurrent from NW to SE.

All fine grain litotypes (mudstones, sandy clay and silt clay) with a decametric thickness, are included in a single facies association relating to a prodelta environment, cropping out in the central and southern Resuttano area.

From the structural point of view the Resuttano basin is an incomplete syncline with NE-SW axis trend. The western limb is more inclined than the eastern limb. The structural elements are normal faults with NW-SE and NE-SW trend that displace the Messinian deposits and reverse fault with E-W and NE-SW trend that displace the Tortonian deposits. There is no trace of syn- tectonics deposition.

The stratigraphic succession in the Resuttano area consists mainly of a depositional river delta system (Galloway, 1988) developed from SSW to NNE and from NE to SW.

This area of sedimentation was fed by high-energy ephemeral streams, forming large alluvial plains crossed by not confined braided channels. The coarse deposits transported by rivers have formed a large Shelf Type delta system with low gradient.

Some sector of this area, however, show a "regressive" trend because the alluvial facies are considered to be the result of river progradation systems, induced by a progressive

increase in the energy rivers. In the curve of relative sea level change these conditions occur during the development of lowstand systems tract.

The late part of the sequence constituted by sandstones with small channels fillings, suggests that after the first phase of lowering sea level and progradation, there has been an uplift phase, also confirmed by the level of marine clay located at the base of the conglomeratic body geometrically higher being the roof of the sandy facies. This part of the succession is developed with a "transgressive" trend with fining and deepening upward facies sequences. The stratal pattern described above for the braided facies (fining upward trend) is typically associated with the development of the transgressive systems tract.

In the Catenanuova-Centuripe area the upper Tortonian- lower Messinian sediments, belonging to Terravecchia Fm. overlay in unconformity the Sicilide Unit and Numidian Flysch; the upper limit is represented by an unconformity surface covered by carbonates reef deposit pertaining to Messinian deposits, marly limestones and limestones of the Early Pliocene (Trubi) and calcarenitic facies pertaining to Centuripe Formation.

Within this sequence olistostromes of "Argille Brecciate" are intercalated at various stratigraphic levels.

The sequence shows a coarsening -shallowing upward trend. This area is generally constituted by two heteropic lithofacies: the one's, most widespread, consists of clayey marl and quartz sands, and the other is constituted by quartz sands with thick lenses of conglomerates with dishes spherical clasts, rounded, of sedimentary and crystalline nature. The conglomeratic lithofacies are 15m thick organized in layers (4 m thick) with external concave shape, inversely graded in the lower part, and chaotic in the upper part made up of medium to coarse sandy matrix which were formed in a braided channels environment.

Along the Centuripe-Enna syncline and the Dittàino river valley prevails the sandy marl facies made up of alternating sandstones and marly clays with abundant quartz and glauconite, 20 m thick and inverse gradation.

The different facies show significant variations in thickness that reflect a high diversity in sedimentary supply, due to the articulation of depositional environment which was made by floodplains produced by braided channels that discharged the sediments into the delta plain and created an delta/prodelta environment towards S, which recorded a paleocurrent from NE to SW.

The basin in the area between Catenanuova Centuripe has a synform shape with EW trend and does not present a deformation brittle or ductile pattern very evident.

It can be seen that this basin is the result of the moving chain front towards ESE, structural data confirm that these basins, set on the back of the main thrusts dipping toward N-NW, as shown by the growth geometry diverging towards N.

Isoclinal folds with NE-SW axes and folds with NNE-SSW and ENE-WSW horizontal axis have been measured, which reflect the sense of orientation of chain fronts, sometimes eroded by the upper Miocene sequences.

In this area, the depositional system, reconstructed according to the distribution of lithofacies, is made up of upper alluvial plain crossed by amalgamated channels, subject to frequent floods (river delta system, Galloway, 1988) and a distal alluvial plain characterized by distributary channels with coarse load sandy that gradually gave way to marine processes towards the area of the delta front/prodelta.

By correlating the stratigraphic sections it is possible to see that the upper Miocene succession is "regressive" with a coarsening upward trend.

The sequence of alluvial facies is considered to be the result of the fluvial systems progradation, induced by a progressive increase in the rivers energy. A similar situation may occur during the normal regression (Plint, 1988; Posamentier *et al.*, 1992). In the curve of relative sea level change these conditions occur during the development of lowstand systems tract, as confirmed by the presence of sub-aerial erosion, probably, at the base of the alluvial deposits.

From the data collected it can be concluded that the upper Miocene deposits in all areas studied lie, with angular unconformity relationship, above the Numidian Flysch and Sicilide Unit (late Cretaceous-Eocene/Oligocene-late Miocene) and above deposits belonging to the Castellana Sicula Fm. (late Serravallian -early Tortonian).

The Polizzi and Resuttano basins was filled and then deformed in response to deformation of the lowest structurally tectonic units of the Sicilian fold and thrust belt in response to a NW- SE contractional stress, during the late Tortonian, therefore these basins are pre-tectonic; formed between the first and the second event of the chain deformation (Avellone *et al.*, 2010) while in the area between Centuripe and Catenanuova the basin is syntectonic. The presence of regressive facies sequences is prevalent, moving actual eastward, from Polizzi, to Catenanuova-Centuripe; the latter is the only regressive one. In the Western sector the Miocene succession is characterized by an incised valley, instead in the eastern sector it is characterized by a delta plain system. Moving from west to east the depositional systems are different, switching from wave-dominated delta systems and shoreface delta system (Western sector of Polizzi basin), to dominated delta system (Eastern sector of

Polizzi basin, Resuttano basin and Catenanuova- Centuripe basin) probably related to the different physiography areas.

According to what has been observed in individual basins the north-verging back thrust played an important role, after the deposition of the upper Miocene succession, for the deformation of the western basins. For the Catenanuova-Centuripe basin the divergent geometry indicates the possible activities of a north -verging thrust simultaneously with deposition.

1. INTRODUZIONE

1.1 Tematiche

Questa ricerca riguarda l'analisi di bacini sintettonici neogenici che si sono sviluppati in un contesto di margine continentale attivo, localizzati in varie posizioni rispetto all'orogene siciliano-maghrebide.

Sono stati analizzati i bacini con riempimento di età compresa tra il Serravalliano superiore e il Messiniano inferiore, che si trovano sul fronte e sul dorso della catena siciliana (*Thrust Top Basin, Piggy Back Basin*) mettendoli in relazione dal punto di vista genetico e stratigrafico-strutturale nel contesto del *foreland basin system* siciliano. Lo studio è stato condotto nei settori della Sicilia centro-occidentale centrale e orientale. In queste zone a partire dall'Oligocene-Miocene la costruzione della catena siciliana è stata accompagnata dalla formazione di sistemi di bacini periferici che migrano verso le zone di avampaese. In particolare, durante il Miocene superiore (Tortoniano sup. Messiniano inf.) si depositarono dei cunei di sedimenti silicoclastici sulle scaglie tettoniche in movimento della catena siciliana in formazione.. Lo studio dei bacini in ambiente cinematico convergente e dei depositi che ne costituiscono il riempimento sedimentari, rappresenta uno degli strumenti fondamentali per la comprensione delle modalità con cui avviene la progressiva strutturazione di una zona di catena.

L'origine e l'evoluzione dei bacini è direttamente correlabile con la progressione della deformazione verso i settori indeformati e verso i livelli strutturalmente più profondi del *multilayer* siciliano. La progressiva individuazione dei bacini sintettonici e la loro architettura interna sono pertanto necessari per una corretta interpretazione della cronologia degli eventi tettonici.

Nel Tortoniano sup.-Messiniano inf. questi bacini sono riempiti da uno spesso cuneo di sedimenti silico-clastici e carbonatici appartenenti alla Fm. Terravecchia (Flores,1959; Schmidt di Friedberg, 1962, 1964–1965) che si accumulano su un substrato in movimento molto spesso deformato.

In questo lavoro, sono stati individuati gli affioramenti meglio esposti ed è stata eseguita:

- l'analisi delle facies terrigene in affioramento attraverso rilievi di campagna e misura di sezioni stratigrafiche di dettaglio ancorate a strati-guida facilmente riconoscibili e tracciabili da una sezione all'altra;
- l'analisi dettagliata delle litologie, dei loro rapporti e delle strutture deposizionali;

- la misura di paleocorrenti e studio delle strutture direzionali (*groove casts*, *flute casts*, ecc);
- l'analisi delle variazioni verticali e laterali di facies osservate;
- lo studio dei caratteri stratigrafico-strutturali, delle sequenze di facies e della distribuzione delle litofacies negli ambienti deposizionali, anche in chiave stratigrafico sequenziale,

al fine di comprendere i meccanismi di deposizione e deformazione della successione fluvio-deltizia e marina tardo miocenica all'interno dei bacini sedimentari nonché i rapporti stratigrafici e/o tettonici con le formazioni adiacenti.

Infine è stato classificato ciascun bacino sedimentario, con riferimento alle classificazioni proposte dai vari autori, in particolare DeCelles & Giles, 1996.

Questa ricerca rappresenta un contributo all'analisi stratigrafica e tettonica dei depositi tardo miocenici e della loro interpretazione nell'ambito dell'evoluzione del sistema catena-avanfossa *s.l.* siciliana. I risultati ottenuti potranno essere usati in seguito per correlazioni più ampie a scala regionale.

1.2 I Bacini di Foreland: caratteri generali ed evoluzione sedimentaria nella moderna interpretazione

Le catene a falde e pieghe sono generalmente caratterizzate da una topografia positiva sopra il livello del mare, che vengono continuamente modificati dagli effetti coniugati della tettonica, da processi termo-meccanici nella litosfera e astenosfera profonda ma anche dal clima e dai processi che influenzano i tassi di erosione. Diversi tipi di bacini sedimentari si possono sviluppare in stretta associazione con la formazione degli orogeni, sia nella zona di foreland che in quella di hinterland, ognuno dei quali può essere progressivamente riempito da prodotti erosivi di domini adiacenti sollevati; questi bacini forniscono una registrazione sedimentaria continua della deformazione superficiale, crostale e litosferica nei margini di placca. Secondo la definizione di Allen & Allen (1990) i bacini sedimentari sono regioni della superficie terrestre caratterizzate da prolungata subsidenza.

Diversi sono stati gli autori che hanno dato un contributo sulla classificazione dei bacini basandosi sull'evoluzione del pensiero scientifico e delle nuove scoperte.

Dickinson (1971) propone una prima classificazione inquadrata nella nuova ottica della tettonica delle placche; l'autore enfatizza la posizione di un bacino sedimentario in relazione alla natura del substrato litosferico, alla sua vicinanza rispetto ad un margine di placca e rispetto al tipo di margine (divergente, convergente, trasforme). Egli riconosce, secondo questi criteri cinque differenti tipi di bacino: 1) bacini oceanici; 2) bacini in margini continentali da rift; 3) bacini in sistemi di arco fossa; 4) bacini in aree di sutura; 5) bacini intracontinentali; questa classificazione non tiene conto dei bacini che si impostano su sistemi trasformati e strike slip, questo gap viene colmato nel 1982 da Reading.

La classificazione di Dickinson viene ripresa da Ingersoll e Busby (1995) in cui si riconoscono 26 tipi di bacini sedimentari.

Lo stesso Dickinson (1974) (Fig 1.1.1) distingue bacini di *foreland* “**periferici**” posti in posizione frontale alla catena attiva e bacini di *foreland* di tipo “**retroarco**” che si formano sulla zolla in sovrascorrimento in associazione ad un fronte antitetico rispetto alla direzione di subduzione (Bally & Snelson, 1980; Mitrovica et al., 1989; Royden, 1993; Allen, 1986; Miall, 1985; Catuneanu, 2004). Le differenze esistenti dal punto di vista geodinamico tra bacini di foreland “periferici” e “retroarco” sono state tracciate da vari autori tra cui Doglioni (1993, 1999), Royden (1993), Jordan (1995).

Relative plate movement	Basin type	Basin description	Modern example	Ancient example
Divergent settings	Terrestrial rift valleys	Rifts in continental crust, commonly with bimodal volcanism	Rio Grande Baikal Rhine-Bresse Graben	Keeweenawan (Precambrian) Karoo (Jurassic) Viking and Central Grabens (Mesozoic)
	Proto-oceanic rift troughs	Incipient ocean basins floored by new oceanic crust, flanked by young rifted continental margins	Red Sea Gulf of California	East Greenland (Jurassic)
Intraplate settings	Continental rises and terraces	Mature rifted intraplate continental margins at continental-oceanic boundary	East coast, USA	Early Paleozoic of USA and Canadian Cordillera
	Continental embankments	Progradation of sedimentary wedges at edge of rifted continental margins	Mississippi, Gulf Coast, USA	Early Paleozoic Meguma terrane, Canadian Appalachians (?)
Convergent settings	Intracratonic basins	Broad cratonic basins, commonly with underlying rifts	Chad Basin (Cenozoic) Congo Basin	Paleozoic Michigan Basin Illinois Basin Williston Basin (USA)
	Continental platforms	Stable cratons with thin, extensive sedimentary cover	Barents Sea	Middle Paleozoic, North American Midcontinent
	Active ocean basins	Basins floored by oceanic crust at active divergent plate boundaries	Pacific Ocean	Various ophiolite-bearing complexes (Semail, Oman), Neoproterozoic Arabian Shield
	Oceanic islands, aseismic ridges and plateaus	Sedimentary aprons and platforms in intra-oceanic settings	Emperor-Hawaii seamounts	Mesozoic Snow Mountain Volcanic Complex (Franciscan, California)
	Dormant ocean basins	Basins floored by oceanic crust, neither spreading nor subducting	Gulf of Mexico	Phanerozoic Tarim Basin (China)
	Trenches	Deep troughs formed by subduction of oceanic lithosphere	Chile Trench	Cretaceous, Shumagin Island (Alaska)
	Trench-slope basins	Structurally confined basins on subduction complexes	Central America Trench	Cretaceous Cambria slab (California)
	Forearc basins	Basins within arc-trench gaps	Sumatra	Cretaceous Great Valley (California)
	Intra-arc basins	Basins along arc platform, including superimposed and overlapping volcanoes	Lago de Nicaragua	Early Jurassic, Sierra Nevada (California)
	Backarc basins	Oceanic basins behind intra-oceanic magmatic arcs, and continental basins behind continental margin magmatic arcs without foreland fold-thrust belts	Marianas	Jurassic Josephine ophiolite (California)
Transform settings	Retroarc foreland basins	Foreland basins on continental sides of continental margin arc-trench systems	Andes foothills	Cretaceous Sevier foreland (Wyoming-Utah)
	Remnant ocean basins	Shrinking ocean basins between colliding continental margins and/or arc-trench systems (eventually subducted or deformed)	Bay of Bengal	Pennsylvanian-Permian Ouachita Basin
	Peripheral foreland basins	Foreland basins superimposed on rifted continental margins during continental collision	Persian Gulf Indo-Gangetic Plain Po Basin (Italy) Peshawar Basin (Pakistan)	Tertiary North Alpine Foreland Basin (Switzerland) Neogene, Apennines (Italy) Meso-Hellenic Trough (Greece)
	Piggy-back (thrust sheet top) basins	Basins carried above moving thrust sheets	Sierras Pampeanas (Argentina)	Laramide basins (USA)
	Foreland intermontane basins (broken forelands)	Basins formed among basement cored uplifts in foreland settings	Sierras Pampeanas (Argentina)	Laramide basins (USA)
	Transensional basins	Basins formed by local extension along strike-slip fault systems	Salton Sea, California	Carboniferous Magdalen Basin (Gulf of St Lawrence)
	Transpressional basins	Basins formed by local compression along strike-slip fault systems	Santa Barbara Basin (California)	Miocene Ridge Basin (California)
Hybrid settings	Transrotational basins	Basins formed by rotation of crustal blocks about vertical axes within strike-slip fault systems	Western Aleutian forearc	Miocene Los Angeles Basin, California
	Intracontinental wrench basins	Basins on continental crust associated with strike-slip tectonics caused by distant collisional processes	Qaidam Basin (China)	Pennsylvanian-Permian Taos Trough (New Mexico)
	Aulacogens	Former failed rifts reactivated during convergent tectonics	Mississippi Embayment	Paleozoic Anadarko Basin (Oklahoma)
	Impactogens	Rift basins caused by stresses transmitted from convergent plate margin	Baikal Rift (Siberia)	Rhine Graben (Europe)
	Successor basins	Basins in intermontane settings following cessation of orogenic activity	Southern Basin and Range (Arizona)	Paleogene Sustut Basin (British Columbia)

Figura 1.1.1 Classificazione dei bacini sedimentari secondo Dickinson (1974-1976)

Mitchell e Reading (1978) propongono una classificazione che mette in relazione le facies sedimentarie con gli ambienti tettonici previsti dalla tettonica delle placche, definendo così i domini di espansione, di subduzione, di faglie trasformi\trascorrenti e di collisione continentale.

In riferimento alla classificazione di Bally & Snelson (1980) (Fig. 1.1.2) i Bacini di *Foreland* rientrano nella classe dei bacini “perisuturali” posti su litosfera continentale, associati a zone di deformazione compressiva e/o alla formazione di aree di megasutura.

Secondo Allen & Allen (1990), i meccanismi di formazione dei bacini sedimentari si possono inglobare nelle 3 seguenti categorie:

- meccanismi puramente termici, legati alla subsidenza per raffreddamento della litosfera oceanica durante la fase di drifting;
- variazioni nello spessore crosta/litosfera e relativa subsidenza legata sia alla lacerazione meccanica che alla risalita delle isoterme;
- flessurazione della litosfera in seguito a sovraccarico.

Ne deriva così una classificazione genetica che prevede due principali gruppi di bacini e precisamente quelli legati a distensione litosferica (bacini di rift e successivamente bacini di margine continentale passivo) e quelli legati a flessurazione di litosfera oceanica (fosse oceaniche) e continentale (avanfosse). A queste due ne aggiunge una terza che comprende i bacini di ambiente tettonico a prevalente componente trascorrente (bacini di *pull apart*).

I Bacini di *Foreland*, (termine introdotto formalmente da Dickinson nel 1974) sono definiti come “*bacini sedimentari interposti tra la porzione frontale di una catena montuosa in fase di costruzione ed un'area cratonica stabile, non deformata*” (Dickinson, 1974, Allen, Homewood & Williams, 1986; Jordan, 1995). Il termine Bacino di *Foreland*, identifica in senso ampio bacini sedimentari che occupano una vasta ed articolata area di sedimentazione suddivisibile in diversi contesti deposizionali e strutturali (es. avanfossa s.s. o *foredeep* Aubouin, 1965, bacini di *piggyback* ecc.).

Nella letteratura specifica, all'interno di un Bacino di *Foreland* sono stati distinti quattro contesti tettono-deposizionali, di seguito descritti:

1) *il bacino di Avanfossa s.s. (Foredeep)*: un bacino sedimentario ubicato davanti alla porzione frontale di una catena attiva (Beaumont, 1981; Jordan, 1995). Un bacino di questo tipo è generalmente caratterizzato (in sezione) da un profilo cuneiforme e spesso rappresenta un'area di grande subsidenza;

2) *bacini di thrust-top (o di piggy-back)*: con questi termini sono indicati i bacini sedimentari posti sul dorso di unità tettoniche limitate alla base da piani di sovrascorrimento (Ori & Friend, 1984; Allen, Homewood & Williams, 1986; Allen & Allen, 1990). La formazione di questi è legata alla deformazione dell' originario bacino di avanfossa a causa della migrazione del fronte della catena;

3) *bacini di wedge-top*: è una tipologia di bacino di *thrust-top* introdotta da Mutti et al., 2003 (rifacendosi al modello di DeCelles & Giles, 1996) per indicare un bacino sedimentario localizzato al di sopra del cuneo orogenetico. Un bacino di questo tipo è colmato da sedimenti di tipo alluvionale, deltizio e misto;

4) *bacini di hinterland o intramontani*: sono bacini sedimentari che si sviluppano in risposta a stress di tipo estensionale (di rilascio) nei settori interni della catena; i sedimenti deposti in questi bacini sedimentari vengono detti "post-orogenici" e sono coevi dei sedimenti "sin-orogenici" che si depongono nelle zone frontali della catena (Ricci Lucchi et al, 1981; Ricci Lucchi, 1986).

<p>1 Basins located on rigid lithosphere, not associated with formation of megasutures</p> <p>1.1 Related to formation of oceanic crust</p> <p>1.1.1 <i>Rifts</i></p> <p>1.1.2 <i>Oceanic transform fault associated basins</i></p> <p>1.1.3 <i>Oceanic abyssal plains</i></p> <p>1.1.4 <i>Atlantic-type passive margins (shelf, slope & rise) which straddle continental and oceanic crust</i></p> <p>1.1.4.1 <i>Overlying earlier rift systems</i></p> <p>1.1.4.2 <i>Overlying earlier transform systems</i></p> <p>1.1.4.3 <i>Overlying earlier backarc basins of (321) and (322) type</i></p> <p>1.2 Located on pre-Mesozoic continental lithosphere</p> <p>1.2.1 <i>Cratonic basins</i></p> <p>1.2.1.1 <i>Located on earlier rift grabens</i></p> <p>1.2.1.2 <i>Located on former backarc basins of (321) type</i></p> <p>2 Perisutural basins on rigid lithosphere associated with formation of compressional megasuture</p> <p>2.1 <i>Deep sea trench or moat on oceanic crust adjacent to B-subduction margin</i></p> <p>2.2 <i>Foredeep and underlying platform sediments, or moat on continental crust adjacent to A-subduction margin</i></p> <p>2.2.1 <i>Ramp with buried grabens, but with little or no blockfaulting</i></p> <p>2.2.2 <i>Dominated by block faulting</i></p> <p>2.3 <i>Chinese-type basins associated with distal blockfaulting related to compressional megasuture and without associated A-subduction margin</i></p> <p>3 Episutural basins located and mostly contained in compressional megasuture</p> <p>3.1 <i>Associated with B-subduction zone</i></p> <p>3.1.1 <i>Forearc basins</i></p> <p>3.1.2 <i>Circum Pacific backarc basins</i></p> <p>3.1.2.1 <i>Backarc basins floored by oceanic crust and associated with B-subduction (marginal sea sensu stricto).</i></p> <p>3.1.2.2 <i>Backarc basins floored by continental or intermediate crust, associated with B-subduction</i></p> <p>3.2 <i>Backarc basins, associated with continental collision and on concave side of A-subduction arc</i></p> <p>3.2.1 <i>On continental crust or Pannonian-type basins</i></p> <p>3.2.2 <i>On transitional and oceanic crust or W. Mediterranean-type basins</i></p> <p>3.3 <i>Basins related to episutural megashear systems</i></p> <p>3.3.1 <i>Great basin-type basin</i></p> <p>3.3.2 <i>California-type basins</i></p>
--

Figura1.1.2 Classificazione dei bacini sedimentari di Bally (1980)

La genesi dei bacini di *foreland* viene generalmente imputata a meccanismi di subsidenza flessurale guidati dal carico dovuto alla messa in posto delle unità tettoniche. Durante la convergenza tra le placche, il carico verticale esercitato dall'orogene in costruzione migra verso la zona di avampaese, insistendo progressivamente su porzioni sempre più esterne della placca in subduzione. Questo processo produce la migrazione, verso l'esterno, del bacino di *foreland* associato alla catena (Bally, Gordy & Steward, 1966; Price, 1973; Dickinson, 1974; Beaumont, 1981, 1989, 1993; Jordan, 1981, 1995; Sinclair & Allen 1992; Giles & Dickinson, 1995) (Fig.1.1.3.). L'evoluzione di un bacino di *foreland* attraversa in genere tre fasi principali scandite dalla evoluzione dell'orogene (Covey, 1986).

- La prima fase registra lo sviluppo dei primi sovrascorrimenti e l'inizio della subsidenza flessurale. In questo stadio i bacini di *foreland* sono sottoalimentati ed il loro margine esterno è caratterizzato da un progressivo approfondimento.

- Durante la seconda fase (*accretionary wedge phase*) il bacino di *foreland* è affiancato da un edificio tettonico, per lo più sommerso, (Sinclair & Allen 1992), caratterizzato da movimenti che si esplicano per lo più lungo l'orizzontale. Il bacino in questa fase è alimentato da sedimenti a granulometria fine, spesso torbiditici, che si accumulano in un ambiente deposizionale marino "profondo"; il tasso di subsidenza eccede il tasso di apporto sedimentario. I sedimenti che alimentano il bacino provengono da aree sorgente extra-orogenetiche. Questa fase è anche nota con il nome di *Flysch Stage* (Hsu, 1983, Ricci Lucchi, 1986).

- Durante la terza ed ultima fase, l'edificio tettonico in parte in posizione subaerea (*continental wedge phase* di Sinclair & Allen, 1992), diventa il principale fornitore di sedimenti. I movimenti all'interno dell'orogene sono in gran parte verticali; il tasso di sedimentazione eccede il tasso di subsidenza nell'antistante bacino di *foreland* che a sua volta viene "colmato" da depositi di mare basso, fluvio-deltizi ed alluvionali. Quest'ultima fase è nota anche come *Molasse Stage* (Ricci Lucchi, 1986) (Fig. 1.1.3).

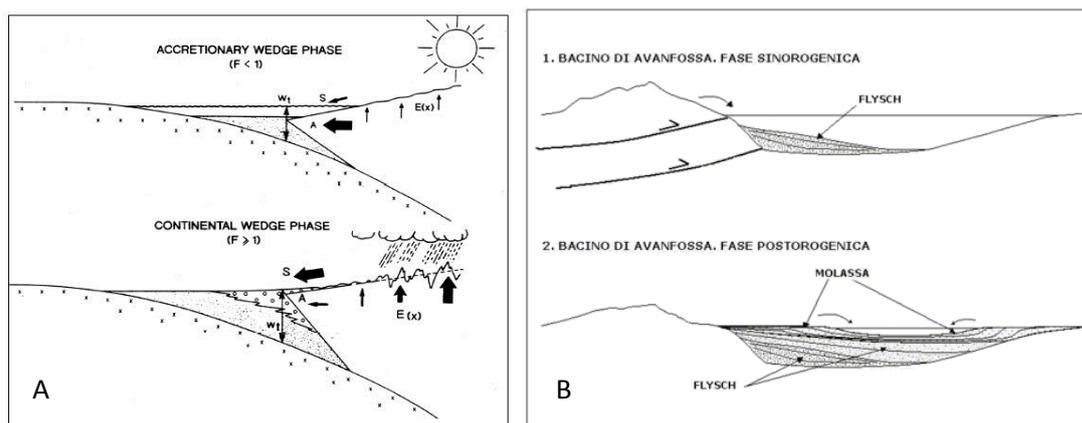


Figura 1.1.3 Fasi evolutive di un bacino di Foreland A (da Sinclair & Allen 1992)B (da Ricci Lucchi 1986)

Una nuova configurazione del *Foreland Basin* deriva dal concetto di *Foreland Basin System* (FBS) (DeCelles & Giles, 1996).

Il *Foreland Basin System* è definito come “una regione allungata con elevato potenziale di accomodamento di sedimenti, ubicata tra un orogene in fase di costruzione ed un’area cratonica indeformata, formatasi in risposta a meccanismi geodinamici legati alla formazione delle catene montuose ed ai sistemi di subduzione ad esse associate” (Fig1.1.4).

Una delle principali differenze rispetto al concetto classico di bacino di *foreland* (Jordan, 1995) è che il *Foreland Basin System* tiene conto delle aree di sedimentazione poste oltre (fino a centinaia di chilometri) la zona di massima subsidenza (generalmente corrispondente alla parte assiale dell’avanfossa s.s.). Considerando queste aree di accumulo come parte del bacino di *foreland* la classica geometria a cuneo ispessito verso il fronte della catena, modellizzata per il riempimento sedimentario di un’avanfossa classica, viene sostituita da un cuneo sedimentario che si restringe in direzione dell’orogene tanto quanto in direzione del cratone indeformato.

Utilizzando il modello di FBS è possibile considerare parte del bacino di *foreland* anche aree deposizionali che altrimenti verrebbero escluse (es. i bacini posti sull’orogene o i bacini posti oltre il rialzo periferico) e che invece giocano un ruolo importante nell’interpretazione dell’evoluzione del sistema catena-avanfossa.

In un FBS è possibile distinguere quattro zone deposizionali o “*depozones*”. L’appartenenza di un roccia e/o successione sedimentaria ad una di queste zone deposizionali dipende dalla originaria posizione in cui è avvenuta la sedimentazione. Inoltre, una particella conserva la firma sedimentaria della zona deposizionale in cui è stata

deposta, ma può essere incorporata in un'altra zona deposizionale in risposta alla migrazione del cuneo orogenetico.

Procedendo dall'interno verso l'esterno attraverso un FBS, è possibile distinguere:

- zona deposizionale ubicata sopra il cuneo orogenetico (*wedge-top depozone*) (Fig.1.1.4):

costituita dall'insieme dei sedimenti accumulati sul dorso della porzione frontale del cuneo orogenetico. Questa zona include bacini di *piggy back* e/o *thrust-top* (Ori & Friend, 1984), "satellite" (Ricci Lucchi, 1986), *wedge-top* (Mutti *et al.*, 2003), riempimenti di larghi canyon distributori nelle zone interne del edificio tettonico (Vincent & Elliot, 1995; Coney *et al.*, 1995), depositi associati a locali *backthrust* o a sovrascorrimenti fuori sequenza (Burbank *et al.*, 1992; DeCelles, 1994) e depositi appartenenti a sistemi di drenaggio regionali antecedenti alle più recenti strutture ed alla topografia rinvenibili verso il bacino (Schmitt & Steidtmann, 1990). In ambiente subaereo la *wedge-top depozone* ospita la porzione più grossolana dei depositi del bacino di *foreland*. E' caratterizzata in particolare da litofacies alluvionali, fluviali o lacustri; in ambiente subacqueo i depositi di *wedge-top* sono rappresentati da sedimenti di mare sottile di piattaforma continentale. La composizione dei sedimenti che si accumulano all'interno della *wedge-top depozone* riflette tipicamente le rocce erose a causa del sollevamento delle unità tettoniche. Essi costituiscono un settore dei sistemi di *foreland* in grado di ricevere cospicui volumi di sedimenti provenienti da aree emerse della catena e che, durante il loro accumulo, possono risentire di intense fasi di deformazione tettonica (Butler & Grasso, 1993; Butler *et al.*, 1995).

Altri caratteri distintivi dei depositi di *wedge-top* sono: la presenza diffusa di *unconformities* locali e regionali, vari tipi di geometrie di crescita che includono pieghe, faglie e clivaggio ruotato, l'imaturità tessiturale e composizionale dei sedimenti e la presenza di geometrie di crescita (Beaumont, 1981; Jordan, 1981, Ori *et al.*, 1986, Anadon *et al.*, 1986). Le caratteristiche sopra elencate indicano che i sedimenti che si depositano e poi deformano in questa depozone, sono molto vicini alla superficie sin orogenica erosiva/deposizionale. Questa zona attualmente appartiene alla parte del cuneo orogenico che si sta deformando ed è utilizzata per descrivere e delineare la storia cinematica del cuneo orogenico. Conoidi sub-aeree di sedimenti alluvionali o depositi di piattaforma di mare basso comunemente mantellano la superficie del cuneo orogenico. L'inclusione della *wedge-top depozone* nella definizione di FBS richiede la costruzione di un modello stratigrafico caratterizzato da un prisma sedimentario che si assottiglia (in sezione

trasversale) sia verso l'esterno che verso l'interno del sistema, piuttosto che il tipico cuneo sedimentario asimmetrico.

L'accumulo dei sedimenti in questa depozona è il risultato netto della competizione tra, la subsidenza da carico e l'uplift locale dei thrust che avanzano verso l'avampaese. Se questa depozona ha al suo margine una zona marina, le variazioni eustatiche del livello del mare giocano un ruolo importante nello sviluppo e nella distruzione di spazio di accomodamento per i sedimenti.

In generale periodi di elevato raccorciamento e uplift del cuneo orogenico, si ripercuotono nei bacini di wedge-top da deformazioni e sviluppo di unconformity causate da erosione e bypass di sedimenti nella zona di avanfossa.

Nei periodi in cui non si ha raccorciamento, uplift e deformazione nelle wedge top depozone si ha un continuo sviluppo di unconformity e lo sviluppo di onlap regionali che non sono sindeposizionalmente deformate (DeCelles, 1994).

Nei periodi in cui si ha raccorciamento crostale e carico orogenico, l'incremento del tasso di subsidenza produce sedimenti grossolani che si depositano nelle aree adiacenti alla zona in cui c'è il massimo carico tettonico, invece nelle zone più distali si depositano i sedimenti con granulometria medio fine.

L'erosione riduce il carico orogenico durante il periodo di tettonica quiescente causa *rebound flessuale* con conseguente riduzione dello spazio di accomodamento nelle zone prossimali e fa sì che i sedimenti grossolani tendano a progradare nelle parti più distali del bacino.

- la zona deposizionale di avanfossa s.s. (*foredeep depozone*): è rappresentata dall'insieme dei sedimenti accumulati nella porzione frontale del cuneo orogenico. Questa zona deposizionale è occupata da un cuneo di sedimenti (spesso tra 2 e 8 Km) che si accumulano in condizioni sub-aeree (sistemi fluviali ed alluvionali) e sub-acquee da relativamente di mare basso (sedimenti deltizi o di piattaforma) fino a condizioni di mare relativamente profondo (sedimenti torbidity).

- la zona deposizionale posta davanti al rialzo periferico (*forebulge depozone*): occupa una zona spesso caratterizzata da inarcamento di tipo flessurale, che si verificano lungo il margine esterno del bacino di avanfossa. Per questi motivi questo settore è considerato generalmente una zona di non deposizione o di erosione, caratterizzata da numerose superfici di discordanza e discontinuità. La migrazione nel tempo di queste ultime può essere utilizzata per tracciare la posizione del forebulge durante l'evoluzione del sistema orogenico (Bosellini, 1989; Flemings & Jordan, 1990).

- la back-bulge depozone: è rappresentata dall'insieme dei sedimenti accumulati tra il forebulge ed il cratone indeformato. In condizioni sub-acquee i sedimenti che si depongono in questa zona sono generalmente di mare basso (Ben Avraham & Emery, 1973; Holt & Stern, 1994) .

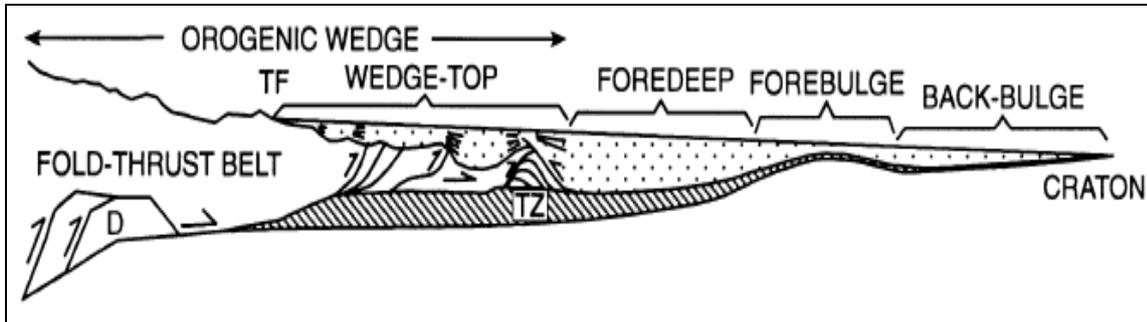


Figura 1.1.4 Ubicazione delle depozone in un Foeland Basin System (da DeCelles & Giles 1996)

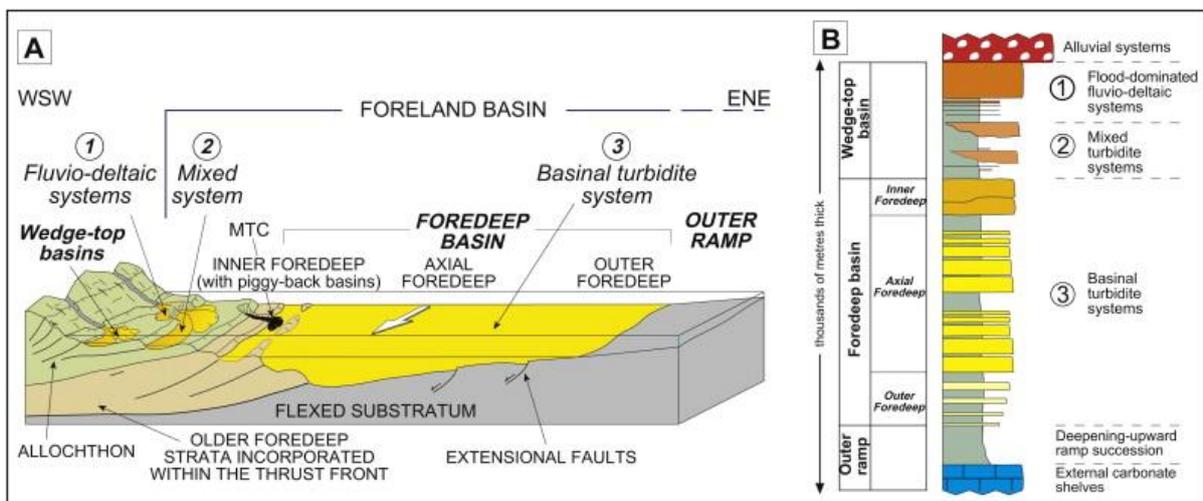


Figura 1.1.5 Caratteristiche di un Wedge-Top Basin (da Mutti et al., 2003)

1.2.1 Firma compositiva

I *Foreland Basin System* sono tipici ambienti in cui enormi volumi di sedimenti clastici si depositano rapidamente.

Studi di provenienza dei sedimenti in questo contesto tettonico, sono stati a lungo utilizzati per comprendere la complessa storia dell'evoluzione dei bacini sedimentari, i pattern di dispersione dei sedimenti, datare i principali eventi tettonici e comprendere la storia evolutiva delle zone interne della catena (Wiltschko e Dorr, 1983; Graham *et al.*, 1986; Dickinson, 1988; Jordan *et al.*, 1988; Steidtmann e Schmitt, 1988; Critelli, 1999).

I sedimenti tettonogenici possono essere distribuiti come conoidi alluvionali sui fronti dei sovrascorrimenti in movimento e l'età di questi sedimenti può datare il movimento delle strutture tettoniche. In questa sistema, uplift-erosione-trasporto-deposizione sono geneticamente e intimamente legati ai terreni sovrascorsi per tettonica *thin-skinned*.

Si assume comunemente che il trasporto di sedimenti clastici avviene nella stessa direzione del trasporto tettonico per l'associazione *clastic-wedge/thrust* (Graham *et al.*, 1986; Jordan *et al.*, 1988; Steidtmann e Schmitt, 1988) ed è chiamato «dispersione sintetica».

Invece se il pattern di dispersione dei sedimenti non è concorde con il trasporto tettonico è chiamato «dispersione antitetica» (Steidtmann e Schmitt, 1988). Il risultato è che i percorsi di dispersione dei sedimenti nei *foreland basin system* sono controllati dalle geometrie dei *thrust*, dalle rampe frontali, rampe laterali e diversa orientazione dei *thrust*.

In situazioni nelle quali la diversa natura di rocce sorgente sono erose in sequenza, come nel caso di sollevamento prevalentemente verticale di una successione stratigrafica, «unroofing sequence», tali sedimenti sono i primi a formare il cuneo clastico (Graham *et al.*, 1986; DeCelles, 1988; Steidtmann e Schmitt, 1988). Questa stratigrafia clastica vista al contrario può fornire informazioni preziose sull'origine, evoluzione e l'individuazione di aree sorgente di sedimenti che riempiono i FBS (Critelli e Ingersoll, 1994, Critelli e La Pera, 1998). Nel caso di terreni sovrascorsi a causa di tettonica *thin-skinned* (dove il trasporto orizzontale domina), le successioni stratificate costituite da diversi litotipi, che sono esposte all'erosione invece forniscono una dispersione clastica mista che deriva dai diversi litotipi esposti. La risultante clastica può non mostrare una *unroofing sequence*, ma includere la stessa composizione clastica miscelata per grandi spessori. Questi sedimenti clastici miscelati possono indicare che le rocce sorgenti sono formate da trasporto tettonico sopra una rampa (Steidtmann e Schmitt, 1988).

Numerosi studi hanno dimostrato che le arenarie (areniti) che provengono dai bacini di *foreland* sono caratterizzati da alte percentuali di quarzo e frammenti litici sedimentari e

metamorfici instabili con una composizione media quarzolitica (Dickinson, 1985 , 1988; Schwab , 1986; Decelles e Hertel , 1989; Critelli e Ingersoll , 1994; Critelli, 1999 . Critelli *et al*, 2003). Questi studi forniscono una base per le interpretazioni sull'ambiente tettonico che derivano dallo studio della composizione delle arenarie (arenite).

La petrofacies arenitica può essere considerata una guida generale affidabile per tutti i contesti tettonici e anche se molti processi possono modificare la composizione dei detriti, l'impronta fondamentale della provenienza tettonica è conservata nei prodotti sedimentari finali. Le petrofacies rispecchiano l'area sorgente quando il trasporto è breve e diretto. In altri casi le petrofacies sedimentarie hanno più fonti che mostrano complesse relazioni paleotettoniche e paleogeografiche (Dickinson, 1988). Il *foreland basin system* rappresenta un tipico bacino in cui più fonti possono essere attive nello stesso tempo, e le arenarie che ne derivano possono mostrare petrofacies miste (Schwab, 1986; Critelli, 1999).

Schwab (1986), in una trattazione generale delle petrofacies arenitiche dei *foreland basin system*, testimonia il complesso modello di relazioni e di provenienza durante l'evoluzione di questi ultimi. Sabbie quarzose sono prodotti tipici durante la fase iniziale di riempimento dei bacini, dove la catena ha una bassa elevazione e di conseguenza gli apporti sedimentari sono bassi, mentre la regione cratonica che subisce la flessione fornisce maggiori quantità di sedimento (Cazzola e Critelli, 1987). Le petrofacies sono tipicamente quarzolitiche, quando il *thrustbelt* è in crescita. Provenienze locali da archi magmatici, complessi di subduzione o rocce carbonatiche soggette ad uplift, appartenenti alla regione di *forebulge* rappresentano solo piccole quantità del record clastico all'interno del *foreland basin system*. Se la catena subisce una forte deformazione e quindi un grande sollevamento può essere esposto il basamento cristallino, e le petrofacies possono evolvere in sabbie quarzoso-feldspatiche (Critelli e Ingersoll, 1994; Garzanti *et al* , 1996; . Critelli e La Pera , 1998; Critelli e Reed , 1999; Critelli , 1999; Critelli *et al*, 2007 ; Barone *et al*, 2008) .

1.3 Ambienti continentali e di transizione

Gli ambienti di transizione o misti occupano una posizione intermedia tra quelli continentali e quelli marini. Negli ambienti costieri deposizionali, di primaria importanza è l'ambiente deltizio sia come sede di accumulo di materiali clastici e organici che come sistema di distribuzione e deposizione altamente differenziato e organizzato, cui possono essere associati anche altri ambienti marini come lagune, baie, piane di marea ed estuari (Ricci Lucchi, 1980). Dal punto di vista geologico un delta è un accumulo o corpo sedimentario che si forma in condizioni subaeree e subacquee per una combinazione di processi fluviali e marini che operano in un'area di foce, dove un sistema fluviale introduce sedimenti terrigeni in una massa d'acqua relativamente stazionaria. Un delta rappresenta una protuberanza della linea di costa in cui un sistema alluvionale entra nel bacino antistante e la quantità di sedimento scaricato è maggiore rispetto al potere di redistribuzione che il bacino possiede.

La zonazione fisiografica di un delta è così costituita (Fig.1.3.1):

La *piana* è una zona piatta, situata appena al di sopra del livello del mare, attraversata da canali fluviali ramificati (canali distributori) orlati da argini naturali che si divide in superiore ed inferiore. I processi fluviali sono prevalenti nella sua parte superiore; durante le piene, grandi quantità di sedimenti fini fuoriescono dagli alvei dei canali distributori e si accumulano sulla piana; gli argini dei canali si accrescono, ma vengono anche infranti di frequente, con formazione di ventagli di rotta e conseguente deposizione di materiale sabbioso al di fuori del canale. Nella parte inferiore della piana agiscono, invece, i processi legati ai dinamismi marini e si incontrano morfologie di tipo costiero, con frequente mescolamento di acque dolci e salate: lagune, baie, barene, piane tidali, cordoni di spiaggia abbandonati, dune. In questa zona i sedimenti possono essere molto eterogenei, a seconda dell'ambiente e delle modalità di deposizione. Il *fronte deltizio* è la parte meno profonda del delta sommerso, costituita prevalentemente da sedimenti sabbiosi. Si tratta della parte più attiva del delta, la più interessante dal punto di vista morfodinamico. È qui, infatti, che il flusso d'acqua uscente perde velocità e, di conseguenza, viene meno la capacità del fluido di mantenere in sospensione il sedimento trasportato, che va ad accumularsi in strutture denominate barre di foce (perdita di competenza). Le barre di foce assumono forme diverse in dipendenza dal comportamento idrodinamico del fiume nel momento in cui entra nel bacino ricevente. La modalità con cui l'acqua del fiume si espande in quella marina, ovvero mediante un mescolamento turbolento oppure come un corpo idrico galleggiante, dipende dalla

velocità della corrente, dall'inclinazione del fondale marino, ma soprattutto dalla distribuzione di densità nella colonna d'acqua. Tale distribuzione è generalmente influenzata dalla stagionalità, con l'alternarsi di regimi di magra e di piena. Il fronte deltizio è separato dalla zona di prodelta da una scarpata ben distinta. La scarpata si trova al di là della diretta influenza dell'azione del moto ondoso ed è dominata da sedimentazione per decantazione e da movimenti gravitativi di materiali grossolani che possono provenire da correnti che trasportano sedimenti dal fronte deltizio. La parte terminale della struttura deltizia che si sviluppa verso mare viene chiamata *prodelta*: è la parte più profonda, originata dai materiali più fini trasportati al largo e depositati in strati sul fondale marino. In sezione, questo accumulo sedimentario è caratterizzato da una forma tipicamente a cuneo e rappresenta un significativo archivio storico e geologico; nei sedimenti che lo compongono sono infatti registrati i cambiamenti ambientali e quelli indotti dall'uomo avvenuti nel bacino fluviale da cui si sono originati i sedimenti.

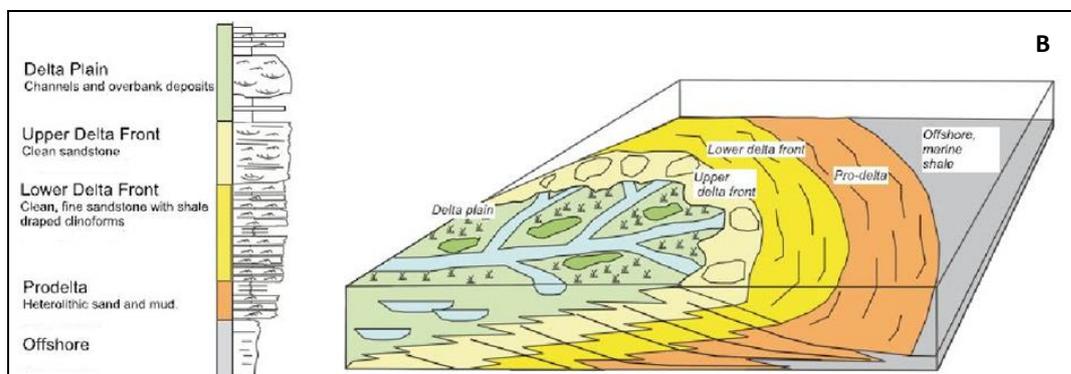
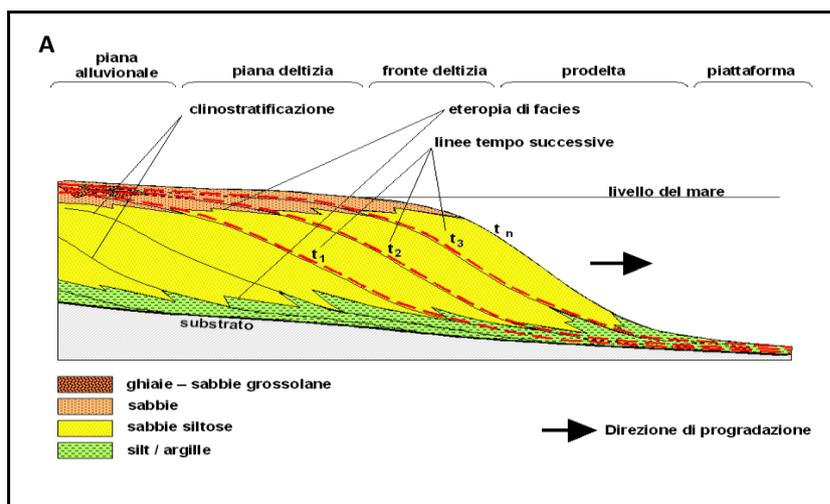


Figura 1.3.1 Sezione di un delta (A) ([www.portale di geologia.it](http://www.portale.di.geologia.it)) delta in pianta e relativa sezione stratigrafica schematica (B) (da Howel *et al.* 2008)

I delta vengono alimentati sia da fiumi che possono sviluppare una piana distributaria di tipo braided o da un sistema di conoide alluvionale. I Delta si formano in bacini oceanici, golfi, mari interni, baie, e variano notevolmente in termini di dimensioni, morfologia, geometria e facies. Delta alimentati da conoidi alluvionali (*delta fan*) sono spesso molto più piccoli degli enormi delta dei grandi fiumi (*delta river*). L'interesse per i sistemi tipo *delta fan* è relativamente giovane e i risultati degli studi sono raramente integrati con quelli dei grandi delta dei fiumi, in parte perché le loro facies sedimentarie appaiono spesso molto diverse. Come risultato è stata fatta una suddivisione tra i *fan delta system* e i *river delta system* (Ethridge & Wescott, 1984) (Fig.1.3.2).

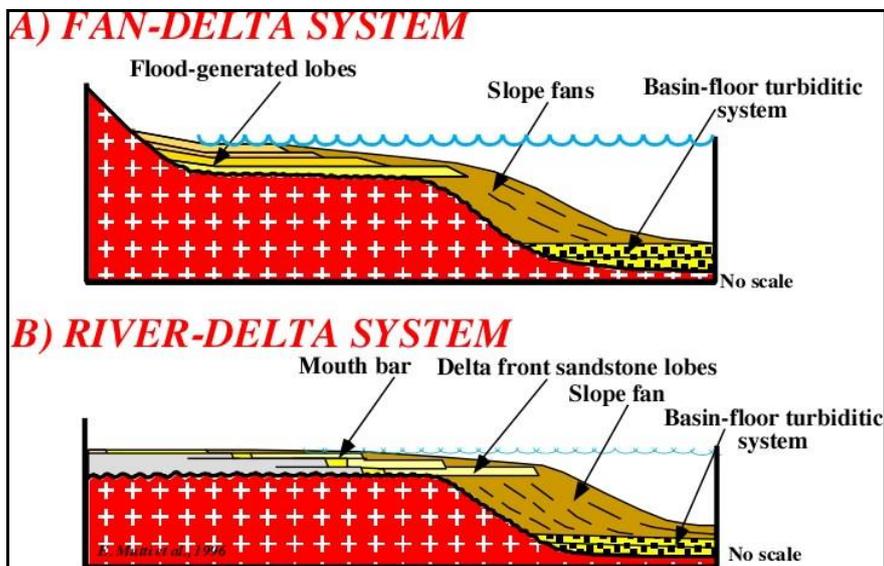


Figura 1.3.2 sezione trasversale di Fan-Delta System (A) e River-Delta System (B) (da Ethridge & Wescott 1984 mod.)

McPherson *et al.*, (1987) hanno fatto un primo tentativo di attraversare questa barriera distinguendo tre classi di delta basate principalmente sulla tipologia del sistema di alimentazione alluvionale: *fan delta*, *braided delta* e *common delta*.

Il termine '*fan delta*' viene utilizzato per indicare delta che trasportano sedimenti molto grossolani con forte pendenza, costituiti da conoidi formate da *debris-flow* che progradano direttamente in acqua. Il termine '*braided delta*' indica delta ghiaiosi che si formano a causa di un corso d'acqua alimentatore, di tipo *braided*, o una pianura distributaria di tipo *braided* creata da diversi corsi d'acqua che sfociano in mare. Il termine '*common delta*' è utilizzato per indicare quei corpi che si formano da corsi d'acqua rettilinei o intrecciati che trasportano sia carico di fondo che carico sospeso.

McPherson et al., (1987) hanno proposto il termine *fan delta* per flussi di massa e conoidi alluvionali tettonicamente controllati e progradanti in acqua stagnante.

Orton (1988), nel suo tentativo di sintetizzare la definizione di delta fluviali e delta di conoide, ha proposto di estendere il noto schema ternario di Galloway (1975) (Fig. 1.3.3) in una quarta dimensione per tenere conto della variazione di granulometria nella parte frontale del delta, in modo che delta con gradienti simili nella parte della piana deltizia e del fronte e con simile risposta all'azione delle onde e bacini di alimentazione, possono essere paragonabili.

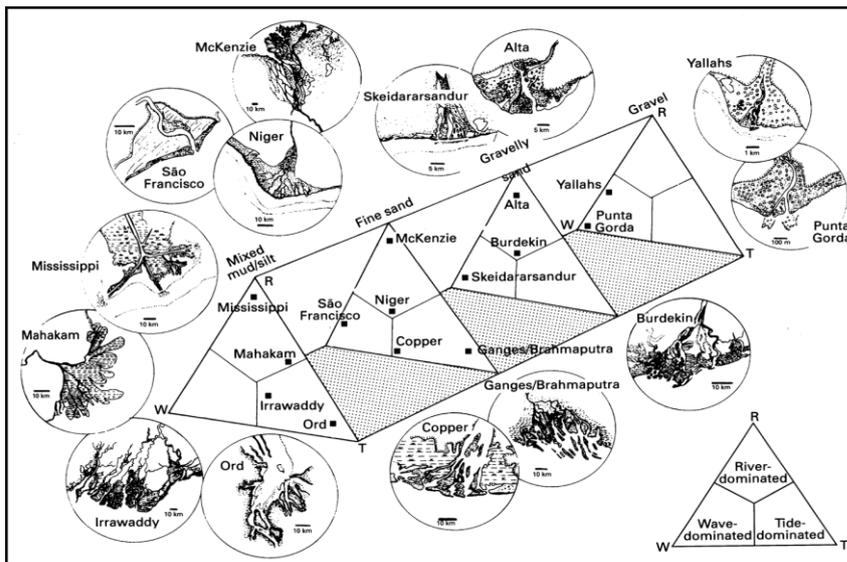


Figura 1.3.3 classificazione di Galloway delle tipologie di delta, estesa da Orton 1988

Molti autori suggeriscono che il primo livello di classificazione dei delta (includendo sia *fan delta* che *river fan deltas*) deve riguardare le caratteristiche della piana deltizia, della fronte deltizio, scarpata deltizia e prodelta, le cui facies e architetture deposizionali sono più facilmente riconoscibili nel record stratigrafico.

Le caratteristiche della piana deltizia, fronte deltizia, e del prodelta variano in modo significativo in base al sistema di alimentazione, alluvionale o di sistema distributivo (Syvitski & Farrow, 1983; Dunne & Hempton, 1984; McPherson *et al.*, 1987.; Orton, 1988; Nemeč & Steel, 1988), in base alla profondità del bacino in cui sfociano (Ethridge & Wescott, 1984), e con la diffusione dei sedimenti all'interno dell'ambiente deltizio (Bornhold, 1988; Syvitski *et al.*, 1988), inserite nelle diverse situazioni climatiche, tettoniche e fisiografiche (Leeder *et al.*, 1988). I termini "*fan delta* ", *delta braidplain* e '*common delta*' costituirebbero allora un livello di secondo ordine nella

classificazione dei delta dove l'aspetto molto importante da considerare è la natura del bacino di alimentazione.

Al fine di analizzare la variabilità dei delta antichi e moderni, Elliott, (1986) ha adottato un quadro concettuale (Fig. 1.3.4), in cui ha definito il 'regime di delta' come essere dipendente dalla interazione tra il regime fluviale e il carico di sedimenti, da un lato, e il regime del bacino, definito da forma, dimensioni, batimetria e dinamica, dall'altro. Si può sostenere che esistano collegamenti causali tra il regime di delta, delta morfologia e facies dei delta.

Piccoli delta, si sviluppano in prossimità di piccoli bacini idrografici alimentatori sono soggetti a cambiamenti più repentini ed importanti (indotta dai cambiamenti climatici, tettonica e del livello del mare) rispetto ai grandi delta alimentati da grandi bacini idrografici che coprono spesso diverse zone climatiche e tettoniche.

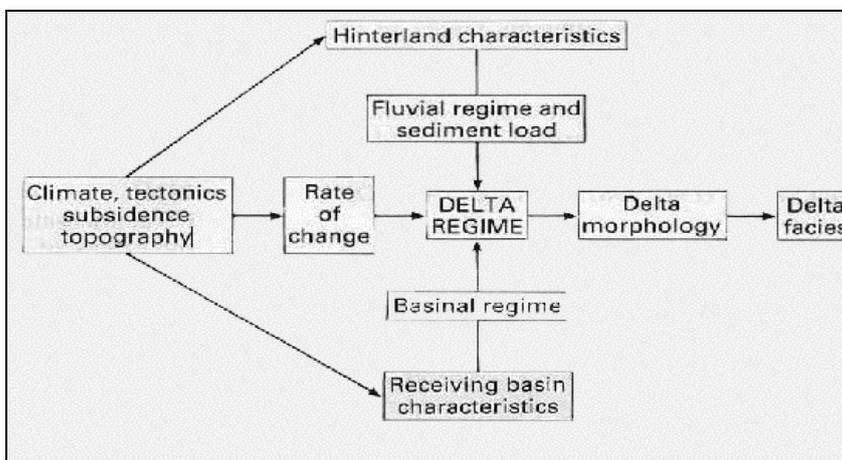


Figura 1.3.4 Schema concettuale illustrante i fattori che influenzano un Delta (da Elliot 1986)

Le caratteristiche sedimentarie della piana, del fronte, della scarpata e del prodelta, che rappresentano segmenti del delta progradante in un bacino a bassa energia, variano in modo significativo in base al fatto che il sistema di alimentazione sia di tipo alluvionale o sia una piana deltizia distributaria (Syvitski & Farrow, 1983; Dunne & Empton, 1984; McPherson et al., 1987; Orton, 1988; Nemeč & Steel, 1988), in base alla profondità del bacino (Ethridge & Wescott, 1984), e in base alle differenze nella modalità di diffusione dei sedimenti all'interno del bacino deltizio.

McPherson et al. (1987), distinguono 4 tipi di sistema di alimentazione classificandoli Come A-B-C-D (Fig. 1.3.5):

Tipo A: sistemi alluvionali caratterizzati da ghiaie con gradienti elevati che in casi estremi raggiungono 25°-30° di inclinazione; questi sistemi sono caratterizzati da flussi di massa effimeri e non confinati, relativamente piccoli in raggio.

Tipo B: sistemi inclinati ($\pm 0,4^\circ$) spesso costituiti da sedimenti ghiaiosi alluvionali comprendenti canali ravvicinati, con elevata mobilità e carico di fondo (instabile) che alimentano il fronte deltizio essenzialmente come una sorgente lineare (una moltitudine di canali distributori che si uniscono in maniera più o meno uniforme distribuendo il sedimento nel fronte deltizio come i sistemi alluvionali di tipo braided).

Tipo C: sistemi alluvionali con moderata pendenza, costituiti da sistemi alluvionali ghiaiosi e sabbiosi con canali ravvicinati e relativamente stabili che agiscono come una sorgente lineare, ma caratterizzati da punti ben definiti di alimentazione dei sedimenti. Esempi moderni includono i sistemi di alimentazione dei fiordi e laghi. La Stabilizzazione dei punti di sbocco nel bacino sono spesso dovuti alla vegetazione che cresce nella parte mediana dei canali e nelle mouth bar (Axelsson, 1967).

Tipo D: sistemi alluvionali a basso gradiente con canali ben distanziati e stabili generalmente caratterizzati da un basso rapporto tra carico di fondo e carico totale (eccesso di carico sospeso fine).

Questi sistemi si sviluppano ai margini costieri di vaste aree di pianura, per cui i canali hanno la tendenza a progradare isolatamente (modello 'Bird foot', con distributori canalizzati) e agire come se fossero diverse sorgenti di alimentazione puntiformi.

È da sottolineare che: (1) la distinzione tra sistemi di alimentazione A-D è piuttosto arbitraria, infatti il cambiamento del tipo di carico può provocare la trasformazione di un tipo in un altro; (2) anche se si tratta di sistemi canalizzati essi possono essere dominati dal trasporto di fondo (Chudzikiewicz *et al*, 1979.), in generale, il rapporto tra carico di fondo e totale diminuisce dal tipo A al tipo D, come notato da McPherson *et al.*, (1987). È importante sottolineare che ogni tipo del sistema di alimentazione alluvionale può caratterizzare sia *fan* che *river-fan delta* (Nemec & Steel, 1988).

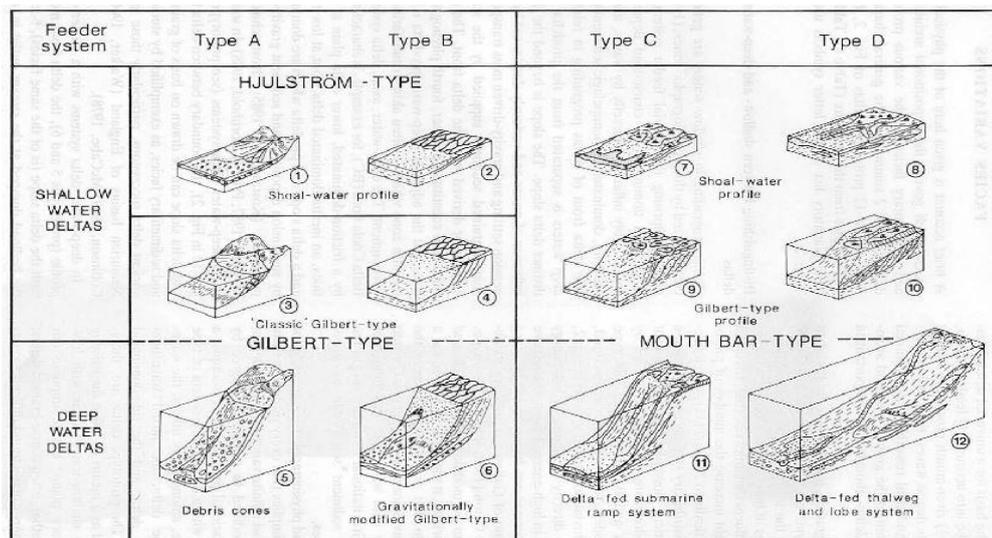


Figura 1.3.5 Classificazione delle varie tipologie di delta in base al sistema di alimentazione (da Postma 1990)

Le variazioni dell'architettura deposizionale e delle facies del fronte deltizio, della scarpata e prodelta dipenderà non solo dal regime alluvionale in sé, ma anche dalle caratteristiche del bacino ricevente, in termini di forma, dimensione (superficie), batimetria e processi predominanti (onde e/o maree).

Lo spazio di accomodamento determina il tasso di crescita del sistema deltizio, mentre diverse batimetrie definiscono tre categorie di delta (vedi anche Ethridge & Wescott, 1984; Elliott, 1986; Fraser & Suttner L, 1986) *shelf-type* a basso gradiente o *shallow water delta*; *slope type* o delta di mare profondo; *Gilbert type* con alti gradienti che si può formare sia in bacini poco profondi che profondi.

I delta Shelf type si estendono su superfici a basso gradiente con profondità dell'acqua molto bassa e vicini alla barra di foce, essi infatti sono molto sensibili alle variazioni del livello del mare. Generalmente hanno solamente tre zone fisiografiche che sono: pianura deltizia soggetta alle dinamiche del sistema di alimentazione, fronte deltizia soggetta alle dinamiche del moto ondoso e prodelta, al di sotto del livello di base delle onde e quindi non soggetta all'azione del moto ondoso e si sedimentano solamente emipelagiti. In acque molto basse la zona di prodelta può anche non formarsi. In questo tipo di delta si ha la diminuzione della granulometria costituita da ciottoli grossolani poco assortiti e mal stratificati che passano a ghiaie sabbiose con stratificazione incrociata per arrivare a sabbie medio fini e silt laminate alternate a stratificazione incrociata; essa rappresenta la sequenza coarsening upward dalla piana deltizia al fronte deltizio (Galloway 1976) (Fig. 1.3.6A).

I delta slope-type hanno una scarpata che separa un fronte deltizio poco sviluppato dalla zona di prodelta (Ethridge & Wescon 1984). Essi normalmente comprendono una conoide di mare profondo che può essere costituita solamente da fango. Si tratterebbe in particolare di delta non necessariamente legati al vero shelf break, e si possono impostare nei fiordi, in alcuni laghi profondi controllati da faglie o piccoli graben marini e altre depressioni bacinali. In qualche caso conoidi ciottolose subaeree progredano verso il bacino formando una zona di spiaggia di *shoreface* e scarpata ciottolosa ed in fine depositarsi alla base della scarpata (Fig. 1.3.6B).

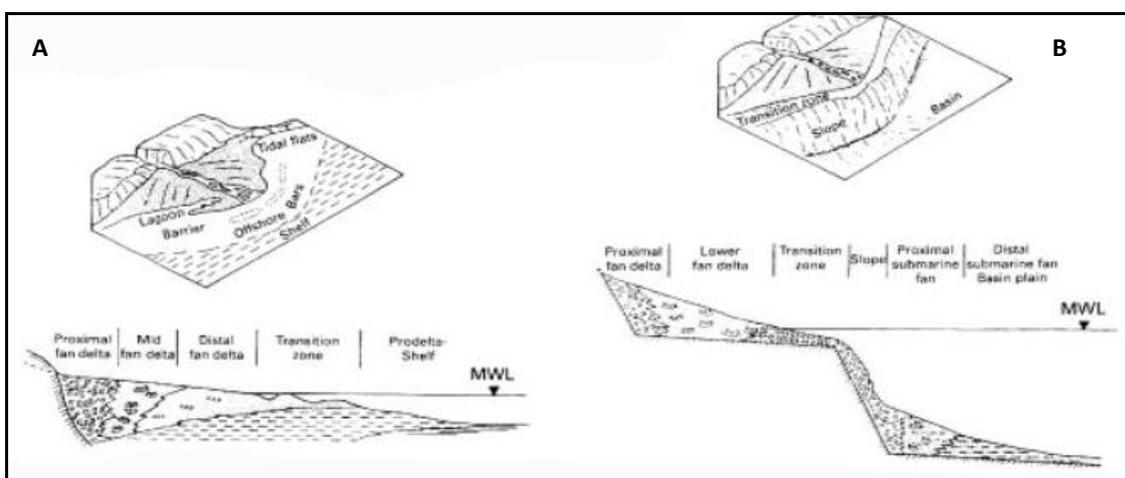


Figura 1.3.6 Schema in pianta e sezione di un Delta-Shelf Type (A) Delta-Slope Type (B) (mod. da Postma e Roep 1985)

I delta Gilbert-type hanno un profilo molto inclinato caratterizzato da un fronte deltizio e una scarpata molto inclinati. Essi si formano sia in bacini poco profondi che in bacino molto profondi (> 150 m). Per la loro formazione è richiesta un bacino con elevati gradienti di pendenza nei margini. Essi in genere sono costituiti da topset subaerei, foreset e bottomset subacquei (Gilbert, 1885, Axelsson, 1967; Bogen 1983, Postma 1990) (Fig. 1.3.7). I topset sono depositati da canali fluviali che sono liberi di shiftare il loro percorso, oppure sono costituiti da parti di conoidi alluvionali o corsi d'acqua braided. I foreset si formano dove il carico di fondo che arriva nel bacino continua oltre il fronte deltizio come grain flow o debris flow. La scarpata ha un gradiente di circa 24-27° se costituita da sabbie e 30-35° se da ghiaia (Nemec, 1990) ma è frequentemente ridotta dall'azione del moto ondoso e dai movimenti gravitativi che interessano la scarpata superiore.

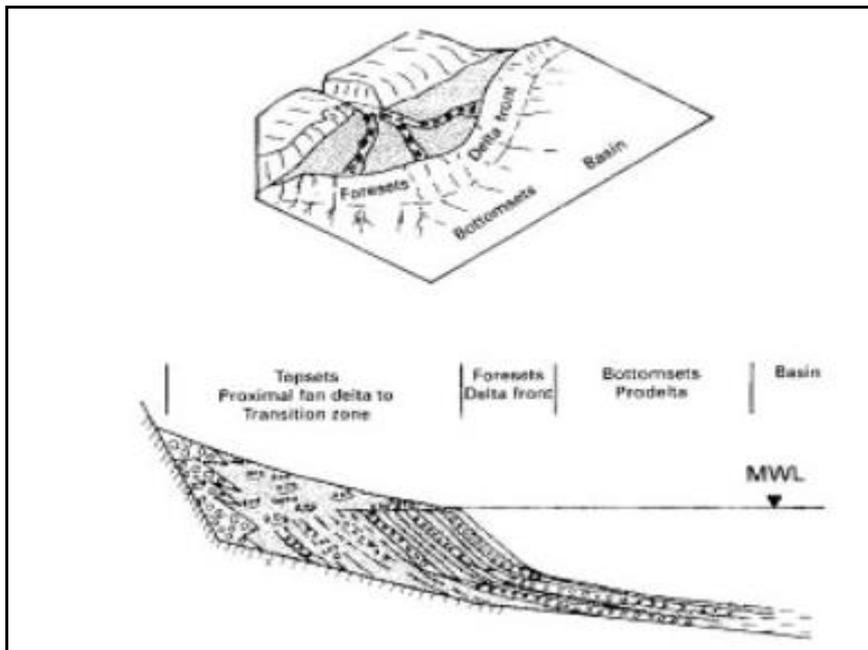


Figura 1.3.7 Schema in pianta e sezione di un Gilbert-Type delta(mod. da Postma e Roep 1985)

L'interazione tra le dinamiche alluvionali e bacinali determina il tasso di sedimentazione della porzione di delta subacqueo, che controlla il suo stile di crescita e quindi il suo profilo (Bogen, 1983; Syvitski *et al.*, 1988). Lo stile di crescita, di un delta è condizionato dai dai seguenti quattro modi di trasporto solido-particella e di posizione (Syvitski *et al.*, 1988) al di là del bocche dei canali:

- a) sedimentazione da carico di fondo nella parte della piana deltizia e fronte del delta governato da forze inerziali e di attrito, da un lato (Wright, 1977), dalle onde e delle forze di marea, d'altro (Wright & Coleman, 1973).
- b) Sedimentazione emipelagica di limi e argilla a volte portate lontano nel bacino da pennacchi capaci di galleggiare e decantare sul versante del delta e prodelta.
- c) Bypass di sedimenti che sono il risultato di scivolamenti di massa provenienti dalle parti più verso terra del delta o da flussi iperpicnali (Prior & Bornhold, 1989).
- d) Processi di diffusione a causa di onde, di maree e gravità, quest'ultima in forma di creep, e flussi di sedimenti che lo ridistribuiscono dal fronte del delta nelle porzioni più distali del bacino.

Quindi gli elementi fondamentali per caratterizzare un delta sono: il sistema di alimentazione, il rapporto di profondità, i processi di *river mouth* e i processi di diffusione ad opera delle onde delle maree e della gravità.

1.4 Sistemi di alimentazione di un delta: conoidi alluvionali e corsi d'acqua

1.4.1 CONOIDI ALLUVIONALI

Le conoidi di deiezione o conoidi alluvionali sono quelle forme convesse assai tipiche che si aprono a ventaglio allo sbocco dei corsi d'acqua nella pianura o nei fondovalle. Si tratta di forme di deposizione fluviale, caratterizzate da dimensioni e pendenze molto varie, in stretta relazione con le dimensioni e la natura delle rocce del bacino idrografico che li sottende. La deposizione avviene alla base dei rilievi montuosi, dove il corso d'acqua trasporta e rilascia il materiale detritico derivato dai processi erosivi che agiscono all'interno del bacino idrografico.

È utile, quando possibile, esaminare congiuntamente il bacino di provenienza e la corrispondente forma d'accumulo, per un confronto fra la forma di erosione ed il volume delle masse deposte (Marinelli, 1922). Lo sviluppo e la forma delle conoidi alluvionali (Riccio, 1999) sono controllati da numerosi fattori come la grandezza del bacino di alimentazione, la quantità di sedimento trasportato nell'alveo, l'energia del rilievo e le condizioni di attività tettonica del rilievo montuoso retrostante. In particolare l'apertura della conoide dipende dalla maggiore o minore disponibilità di spazio del fondovalle, dalle cui caratteristiche dipende anche il maggior o minor sviluppo delle ali (Marinelli, 1922). Quando una conoide si sviluppa in una valle a fondo inclinato, l'ala che si estende nella direzione di flusso del corso d'acqua principale tende ad essere più sviluppata di quella diretta in senso opposto; da qui la dissimetria di certi conoidi (Gerber, 1986).

La sedimentazione è determinata dalla capacità di trasporto del corso d'acqua che varia con la diminuzione della pendenza dell'alveo e della velocità di scorrimento delle acque. Anche l'aumento della larghezza del canale di flusso, specialmente se costituito da materiale permeabile, può determinare un calo di portata che può avvenire per infiltrazione sul conoide stesso, con scomparsa del corso d'acqua in superficie. I materiali trasportati tendono a depositarsi nelle depressioni a fianco dei dossi lasciati dalle piene precedenti, permettendo ai sedimenti di distribuirsi a ventaglio, con un sistema di canali che si ramificano a partire dal punto più alto del conoide, chiamato «apice». L'andamento mutevole dei deflussi tra una piena e l'altra dà luogo ad un alveo a rami intrecciati, che tende a migrare lateralmente verso le zone topograficamente più depresse. Tale modalità di deposizione conferisce alla conoide un profilo trasversale

convesso verso l'alto ed un profilo longitudinale concavo, con pendenze decrescenti verso il piede del deposito alluvionale. La superficie del conoide può essere suddivisa in tre parti: superiore (apicale), media e distale (Campy & Macaire, 1989).

Parte apicale: contiene il canale principale, continuazione del corso d'acqua incassato nella valle fluviale che origina la conoide stessa; in questa zona tendono a prevalere fenomeni erosivi e il canale principale è solitamente fortemente inciso nei depositi di conoide; nel settore apicale si raggiunge il gradiente topografico più elevato, con pendenze anche prossime a 10° e oltre. I sedimenti grossolani e poco selezionati (ghiaie e sabbie, con massi trascinati dal corso d'acqua nei periodi di piena.)

Conoide intermedia: in questa parte della conoide il canale principale si ramifica in canali distributori con configurazione radiale; i canali sono meno incisi procedendo verso la base della conoide. A monte di questa fascia il torrente tende ad incidere, invece a valle prevale la sedimentazione; la zona intermedia quindi è una stretta fascia di equilibrio tra erosione e sedimentazione.

Conoide esterna o distale: in questa parte della conoide le pendenze sono molto basse, e si ha la sedimentazione di depositi fini, che si raccorda con la pianura o la valle principale. Molti studi hanno indicato che conoidi associate a grandi aree alimentatrici sono meno pendenti di quelli formati dallo stesso materiale, ma con un bacino retrostante di piccole dimensioni. Inoltre le conoidi sarebbero più ripide, quando il materiale a disposizione è detritico e grossolano, e meno pendenti quando sono alimentati da rocce marnose o arenacee.

In bacini di alimentazione piccoli, costituiti da terreni poco coerenti, attivi specialmente in determinati periodi con intense precipitazioni accompagnate da frane, si possono generare conoidi alluvionali con caratteristiche alquanto diverse da quelle fin qui descritte, determinati da colate di detrito (*debris flow*) o colate di fango (*mud flow*).

Si tratta di flussi gravitativi di sedimento, la cui matrice tipicamente fangosa o argillosa funge da supporto a clasti e frammenti rocciosi anche di grandi dimensioni in essa dispersi. Di conseguenza, mentre i depositi dei conoidi legati ai processi fluviali si presentano ben stratificati e gradati, i depositi relativi a processi di *debris flow* o di *mud flow* invece non contengono strutture sedimentarie e sono caratterizzati da una elevata matrice che rende i depositi stessi "fangosostenuti". È il caso dei conoidi dove anche le azioni della gravità sono significative e vi predominano i depositi massivi. Si tratta di un processo intermedio fra i fenomeni torrentizi veri e propri e i fenomeni di dilavamento dall'altro (Fig.1.4.1).

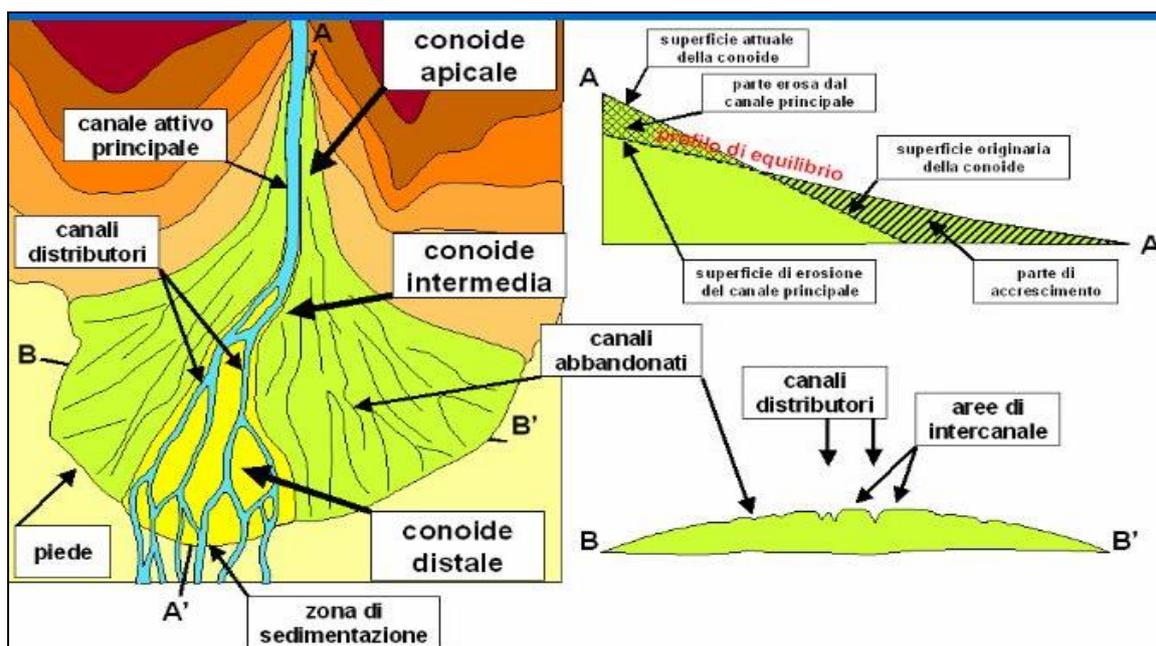


Figura 1.4.1 Schema in pianta e sezione di una conoide alluvionale (da [www.portale di geologia.it](http://www.portale.di.geologia.it))

1.4.2 CORSI D'ACQUA

Le aree di alimentazione possono essere costituite da uno o più corsi d'acqua e i criteri di classificazione di questi ultimi possono essere basati su: localizzazione all'interno del bacino (tratto montano, pedemontano, vallivo) geometrici (canali meandrici, a canali intrecciati, rettilinei, ecc...), sedimentologici (corsi d'acqua in roccia, ghiaiosi, sabbiosi, ecc...) di dinamica evolutiva (tratto di scavo, di trasporto, di deposito) delle forme di fondo (tratto a gradinata, a letto piano, a dune, ecc...) combinati. Uno stesso tratto può essere quindi classificato in modi diversi a seconda del criterio adottato.

In funzione delle due sole grandezze pendenza e portata a piene rive, Leopold e Wolman (1957) (Fig. 1.4.2.1) stabilirono un criterio di classificazione che distingue i corsi d'acqua a canali rettilinei, a canali intrecciati e meandrici e nel 1970 introdussero anche quelli anastomizzati.

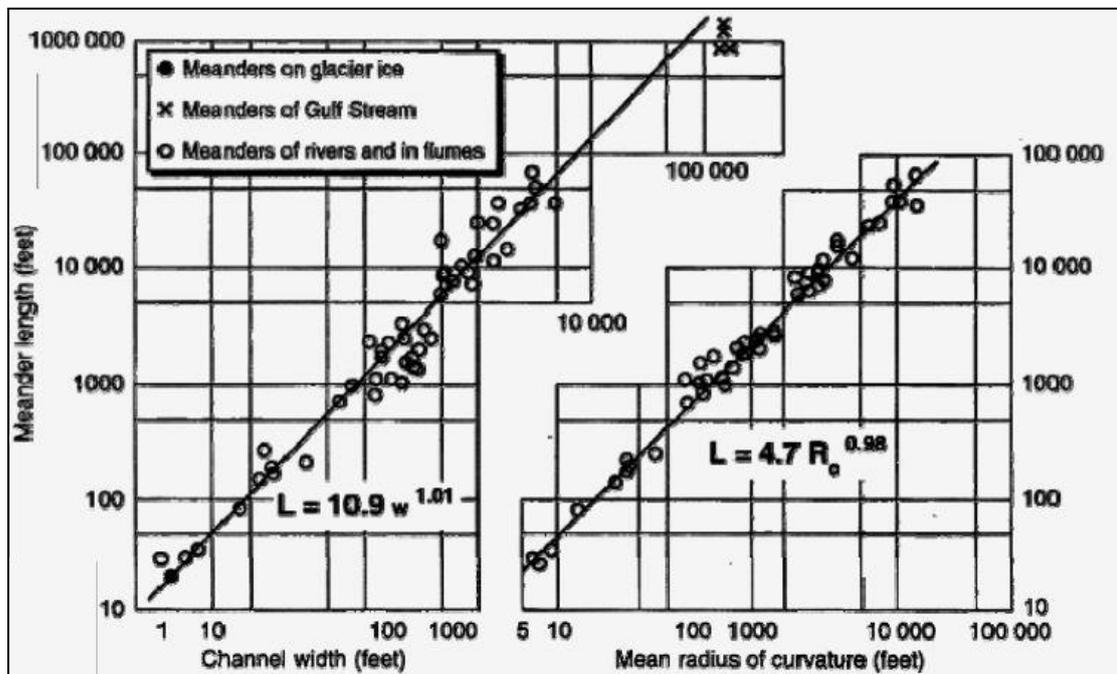


Figura 1.4.2.1 Classificazione dei corsi d'acqua in base alla pendenza e ampiezza dei canali (da Leopold e Wolman 1957)

Corsi d'acqua rettilinei

Sono piuttosto rari, in genere non si riscontrano tratti rettilinei di lunghezza superiore a 10 volte la larghezza d'alveo. Anche se le sponde sono rettilinee, il filone principale segue spesso un percorso leggermente sinuoso, legato alla presenza di barre alternate.

Si formano prevalentemente in zone montane, dove le pendenze sono elevate (>0.5-1%) con forte alimentazione di sedimenti grossolani. Rari esempi su pendenze bassissime in zone costiere. I corsi d'acqua rettilinei di montagna occupano lo stretto fondo di valli a V e possiedono una piana alluvionale poco sviluppata (ad alta energia, vedi "Piane alluvionali")

Sono comuni gli affioramenti rocciosi; se essi predominano allora l'alveo viene definito a fondo fisso e ciò indica una capacità di trasporto nettamente maggiore dell'alimentazione solida. L'evoluzione morfologica degli alvei scavati in roccia è molto più lenta di quelli alluvionali (cioè che scorrono sui proprio sedimenti) ed è legata alle caratteristiche litologiche del substrato.

Se è presente sedimento, esso va usualmente a formare barre laterali alternate caratterizzate da larghezze dello stesso ordine di grandezza del canale e da lunghezze più variabili, fra 2 e 7 volte la larghezza del canale. Il sedimento si presenta più grossolano alla testa della barra (parte di monte) perché investito direttamente dalla

corrente; la coda della barra presenta materiale più fine (fino a sabbia) deposto in seguito alla separazione del flusso (correnti secondarie a minor velocità).

Le barre sono piuttosto mobili e durante gli eventi di piena tendono a spostarsi sottocorrente rimanendo sempre aderenti alla stessa sponda, per erosione della testa ed accrescimento della coda. Altre volte il loro sedimento viene totalmente mobilizzato e le barre vengono riformate a valle o alla stessa posizione da nuovo materiale proveniente da monte.

I canali rettilinei montani non presentano le forme di fondo tipiche dei corsi d'acqua sabbiosi descritte in precedenza. Essi, se a fondo mobile, presentano morfologie a rapida, a step-pool, a fondo piano ed a riffle-pool (Montgomery e Buffington 1997).

La dinamica dei corsi d'acqua rettilinei è piuttosto limitata date le condizioni al contorno molto vincolanti. Data la ristrettezza della piana alluvionale, sono poco frequenti fenomeni di avulsione (abbandono dell'alveo e formazione di un nuovo canale, vedi "canali meandriformi"). Al contrario, erosioni di sponda e modifiche del profilo longitudinale (incisione-sovralluvionamento) sono processi comuni e fonte di problematiche per la sicurezza idraulica. Fenomeni di avulsione sono invece molto comuni e spesso disastrosi all'uscita delle vallate, sui conoidi alluvionali (Leopold and Wolfman 1957).

Corsi d'acqua pluricursali a canali intrecciati (*braided*)

Sono piuttosto comuni, e si sviluppano in una grande varietà di ambienti. Nella aree periglaciali complessi sistemi braided si formano su ampie pianure alluvionali ghiaiose, mentre negli ambienti semi-aridi si hanno larghi fiumi a canali intrecciati ad alvei sabbiosi. In ambiente alpino, si trovano spesso in zona montana al fondo delle valli glaciali fino alla zona pedemontana, fin dove l'alveo è prevalentemente formato da ghiaia, con pendenze variabili tra 0.1 a 3%.

La loro formazione è favorita da condizioni energetiche (pendenza) sostenute, portate molto variabili, elevato trasporto solido di fondo e sponde non coesive. Presentano alvei molto ampi costituiti da due o più canali – con presenza di riffle e pool - di simili dimensioni che si intersecano separati da barre longitudinali e isole a forma di losanga. Il rapporto larghezza/profondità è generalmente superiore a 40 ed arriva fino a 300.

Nei fiumi braided si osservano barre poste a diversi livelli topografici. Si possono tuttavia suddividere in due grandi categorie: quelle soggette a modificazioni anche

durante piene ordinarie, e quelle invece raggiunte soltanto durante eventi di maggior intensità.

Nelle barre più stabili, essendo più elevate, prevalgono superficialmente i sedimenti più fini, simili per granulometria a quelli di esondazione, che favoriscono lo sviluppo di una copertura vegetale. A sua volta questa contribuisce fortemente a stabilizzare la barra stessa aumentando la resistenza al moto e quindi diminuendo la velocità del flusso sopra la barra, in tal modo favorendo l'ulteriore deposizione di sedimento fine, secondo un processo di retroazione (feedback) positiva.

I fiumi a canali intrecciati sono caratterizzati da elevata dinamicità, con spostamento delle barre e dei canali durante eventi di piena. Le migrazioni laterali avvengono per lo più all'interno dell'alveo di piena, e soltanto durante eventi eccezionali si hanno modifiche del suo tracciato planimetrico anche con fenomeni di avulsione, specialmente se il fiume scorre su un conoide alluvionale (Fig. 1.4.2.2).

Durante le fasi di magra pochi canali sono occupati dal flusso. Al crescere della portata, sempre più canali si attivano fino a riempire totalmente l'alveo di piena che può essere largo anche vari chilometri (Leopold and Wolfman 1957).

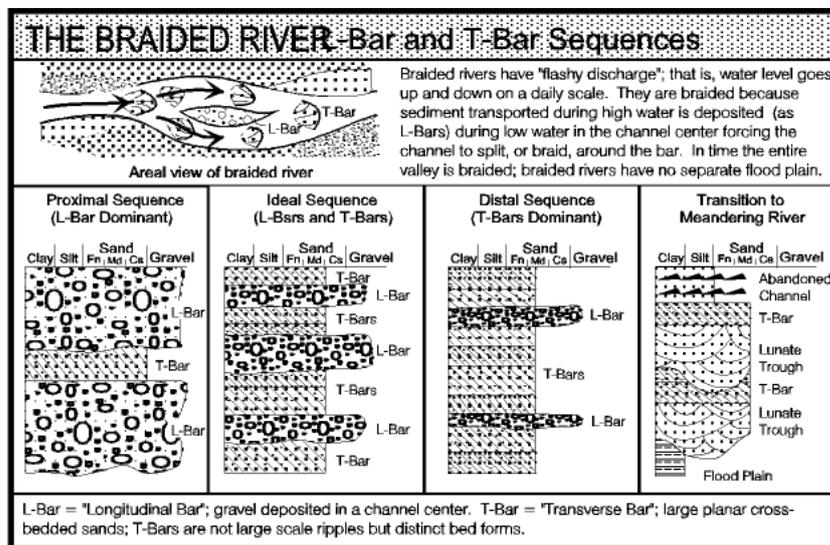


Figura 1.4.2.2 Sequenza di barra di canale braided (da JMU Geology)

Corsi d'acqua meandriformi

Il tracciato planimetrico di questa tipologia mostra anse curvilinee (dette appunto meandri) che si susseguono in modo più o meno ripetitivo e regolare. Hanno sinuosità maggiore di 1.5, fino a 3, che non varia con la portata. Generalmente presentano una granulometria sabbiosa, essendo le pendenze molto basse, anche minori del 0.1 %. Si hanno comunque casi di fiumi meandriformi in ghiaia. Questa tipologia fluviale è quella predominante delle valli a bassa pendenza.

I tratti di pool si trovano in corrispondenza dell'apice della curva mentre i riffle sono presenti nel punto di inflessione tra due meandri contigui. La parte interna della curva è occupata dalla barra di meandro, che si presenta come un corpo sedimentario semiconico, con una base a forma di mezzaluna, leggermente inclinato verso la sponda esterna che ha invece andamento subverticale. Anche in queste barre si assiste ad una certa segregazione granulometrica da monte a valle.

Il meccanismo di formazione dei meandri è tuttora controverso. Alcuni autori vedono nell'instabilità di un flusso lineare – formazioni di correnti secondarie e vortici - la causa primaria, mentre altri pongono l'accento sull'instabilità dell'alveo che determina perturbazioni, come le barre, che tenderebbero ad amplificarsi fino a condurre all'erosione spondale. Condizione necessaria è comunque che le sponde siano erodibili ma non eccessivamente instabili.

L'andamento meandriforme riduce la pendenza della valle ed aumenta la resistenza al moto, essendo le curve una fonte aggiuntiva di scabrezza

La migrazione dei meandri avviene per la concomitanza di erosione della sponda esterna e sedimentazione in quella interna durante gli eventi di piena. Questo meccanismo combinato porta il meandro a spostarsi sia trasversalmente che longitudinalmente, seguito dalla sua barra (Fig. 1.4.2.3).

La migrazione dei meandri porta ad un aumento di sinuosità che può determinare alla fine il cosiddetto 'taglio di collo' del meandro, quando il sottile istmo separante le due sponde esterne di due meandri contigui cede durante una piena. Il flusso tenderà poi a concentrarsi sul nuovo percorso più diretto, abbandonando progressivamente il meandro tagliato, che diviene un laghetto a forma di mezza luna (lanca), in cui vanno a depositarsi i sedimenti fini di esondazione, fino ad inglobarlo nella pianura alluvionale.

Nei fiumi con minore sinuosità e sedimenti più grossolani, si assiste più frequentemente al taglio di barra di meandro, secondo un meccanismo simile a quello descritto per i canali di taglio dei fiumi pseudomeandriformi.

Frequenti nei fiumi meandriiformi sono infine i casi di avulsione, ovvero l'abbandono di un precedente tracciato in seguito ad erosione spondale durante un evento di piena, con la formazione di un nuovo alveo all'interno della pianura alluvionale (Leopold and Wolfman 1957).

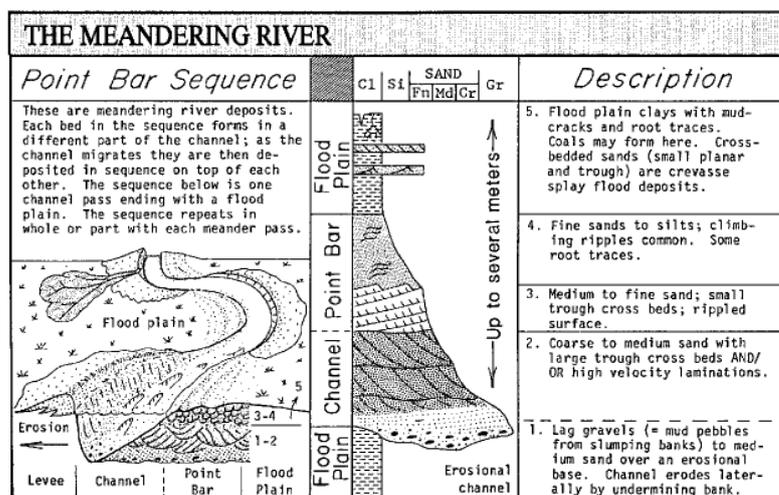


Figura 1.4.2.3 Sequenza di barra di canale meandriiforme (da JMU Geology)

Corsi d'acqua anastomizzati

Sono fiumi pluricursali formati da 2 o più canali relativamente stabili con sinuosità variabile, ma in genere meandriiformi, interconnessi tra loro. Le pendenze dei canali sono bassissime (<0.1%).

Le zone che dividono i rami non sono barre soggette a migrazione come nei fiumi braided, bensì porzioni di piana alluvionale con dimensioni molto maggiori della larghezza del canale.

Sono piuttosto rari, si osservano in aree dove il corso d'acqua tende ad accrescere i processi deposizionali, in seguito a rapida subsidenza o repentino innalzamento del livello di base.

I singoli canali morfologicamente sono dei corsi meandriiformi, con una simile evoluzione (tagli e migrazione dei meandri). Tuttavia la dinamica nei fiumi anastomizzati è più lenta in quanto la coesione delle sponde molto elevata comporta una grande stabilità dell'alveo (Leopold and Wolfman 1970).

Per quanto riguarda l'assetto planimetrico, si possono presentare varie configurazioni che qualitativamente possono essere schematizzabili come in Fig. 1.4.2.4 (Billi, 1988). In particolare si osserva che per alte pendenze e forte trasporto solido il tracciato del corso d'acqua tende ad essere rettilineo o di tipo *braided*, mentre per basse pendenze e

basso trasporto solido si manifestano configurazioni di tipo *meandriforme* o, più raramente, del tipo *multicanale* (anastomizzato).

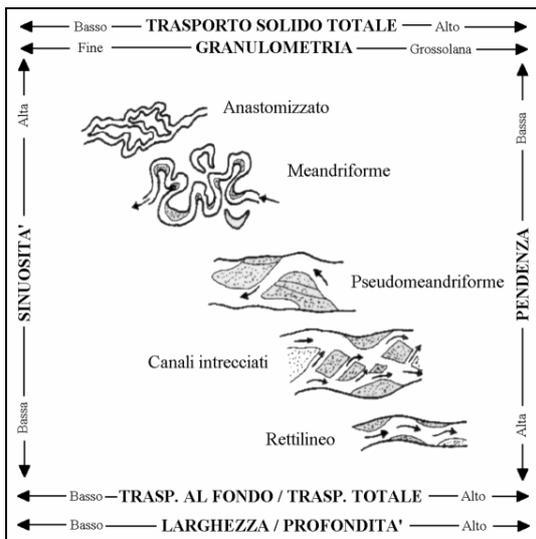


Figura 1.4.2.4 Classificazione di Billi 1988

Seguendo la classificazione di Rosgen 1994 (Fig. 1.4.2.5) che distingue 41 tipi morfologici suddivisi in 8 categorie principali (A-G), i corsi d'acqua possono essere raggruppati in: Aa+-A-B-C-D-DA-E-F-G, (Vedi Fig. 1.4.2.6-1.4.2.7); suddivisione in base alle seguenti variabili:

- Rapporto larghezza/profondità media
- Granulometria
- Sinuosità
- Grado di confinamento
- Pendenza

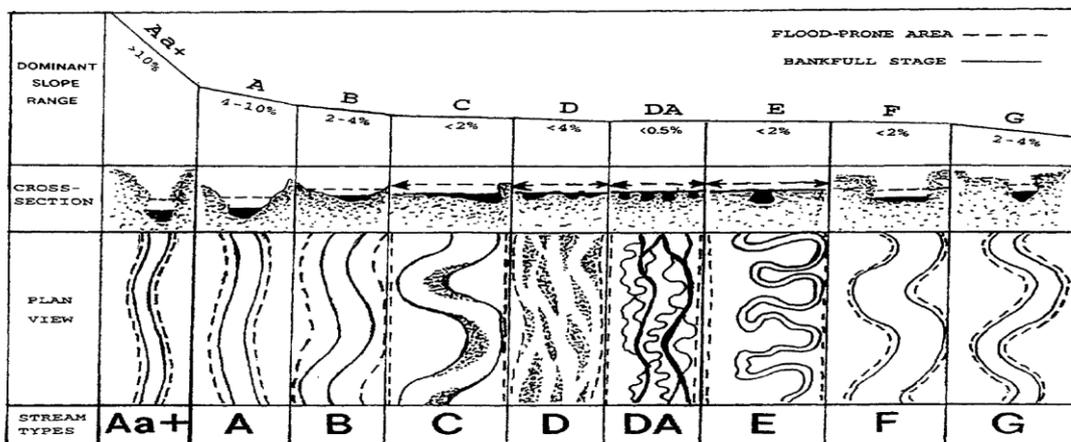


Figura 1.4.2.5 Sezione trasversale e vista in pianta dei principali tipi di corsi d'acqua (da Rosgen 1994)

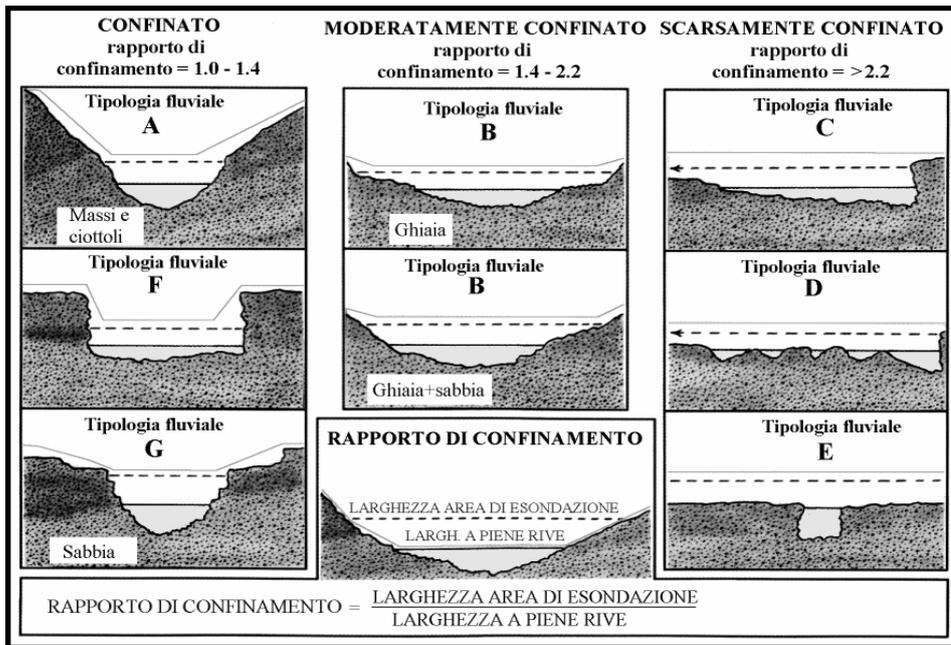


Figura 1.4.2.6 Rapporto di confinamento dei vari tipi di canali fluviali (da Rosgen 1994)

TIPI DI FIUME		A	B	C	D	DA	E	F	G
MATERIALE DEL LETTO	ROCCIA								
	MASSI								
	CIOTTOLI								
	GHIAIA								
	SABBIA								
	LIMO / ARGILLA								
RAPPORTO DI CONFINAMENTO	< 1.4	1.4 - 2.2	> 2.2	> 40	< 40	> 2.2	< 1.4	< 1.4	
B/H	< 12	> 12	> 12	> 40	< 40	> 12	> 12	> 12	
SINUOSITA'	1 - 1.2	> 1.2	> 1.2	< 1.1	VARIABILE	> 1.5	> 1.2	> 1.2	
PENDENZA	.04-.099	.02-.039	< .02	< .04	< .005	< .02	< .02	.02-.039	

Figura 1.4.2.7 Tipologia di canale fluviale in base al materiale che si ritrova nell'alveo (da Rosgen 1994)

Delta dominati dai fiumi

Il complesso sistema di interazione tra fiume e costa è frutto di un sottile equilibrio tra apporto di sedimenti fluviali ed accumulo in area di costiera, con interazioni dovute al moto ondoso ed alle maree.

Il modo in cui i sedimenti e l'acqua defluiscono dal fiume verso il mare è determinato da una serie di fattori tra loro interdipendenti, quali differenza di densità tra acqua dolce fluviale e salina di mare, il tipo e la concentrazione di sedimento, altezza dell'acqua, volume di acqua defluita e velocità del fiume (Reading and Collinson 1996). Ciò influenza delta dominati da:

-*inerzia* del flusso del fiume, che è la capacità dell'acqua del fiume di continuare a muoversi nel mare prima di rallentare od arrestarsi; questi lussi sono ad alta velocità ed elevata turbolenza, quando arrivano alla foce non si espandono lateralmente ma verso il bacino.

-*attrito* tra acqua defluente ed il letto e le rive del canale di delta e il fondale del bacino immediatamente a valle della foce; sono associati a flussi con elevato attrito al fondo del canale e sforzo di taglio. Queste sollecitazioni provocano il rallentamento del flusso rapidamente e il deposito dei sedimenti con una estensione laterale più larga rispetto a quello inerzia dominato. Questi flussi si hanno nelle zone in cui il flusso d'acqua di un fiume incontra un bacino poco profondo. Questa zona poco profonda è un fattore importante nella produzione di un delta inerzia-dominato. Caratteristiche associate a questo tipo di delta comprendono argini subacquei, barre di sedimento, e canali biforcati.

-*spinta di galleggiamento* determinata dalla differenza di densità dei fluidi e/o dalla differenza temperatura. Esso si ha quando un flusso entra in un bacino profondo in cui si ha la formazione di argini sottomarini, mouth bar, barre sabbiose allungate, barre distali e argille di prodelta.

Quest'ultimo è molto significativo nello sviluppo dei sistemi di delta, il galleggiamento è essenziale nella definizione del regime di flusso (Haslett Simon Coastal System), si possono determinare tre possibili condizioni: flusso omopicnale, iperpicnale, ipopicnale. Il flusso omopicnale si ha quando la densità dell'acqua fluviale e del corpo idrico di ricezione sono praticamente uguali (Fig. 1.4.2.8). I sedimenti sono sottoposti al miscelamento turbolento alla foce del fiume e la maggior parte della deposizione avviene in questa zona. Queste condizioni difficilmente si verificano in ambiente marino mentre sono più tipiche di laghi d'acqua dolce.

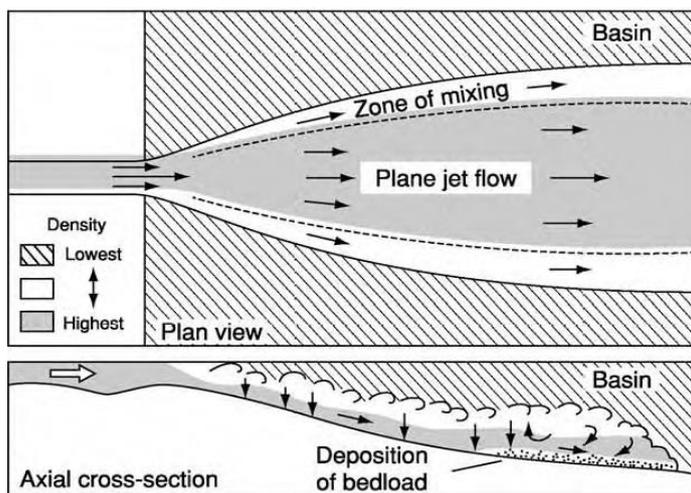


Figura 1.4.2.8 Schema di un flusso omopicniale in pianta e sezione (da Boggs 1995)

Quando l'acqua fluviale ha densità maggiore del corpo idrico di ricezione si parla di flusso iperpicniale (Fig. 1.4.2.9), si verificano queste condizioni quando il flusso in ingresso è più freddo dell'acqua di lago o mare ed è pesantemente carico di sedimenti. La stratificazione tra il flusso freddo in basso e quello caldo in alto, è molto accentuato quando il fiume si inserisce in acque profonde. In condizioni di acque poco profonde si creano graduali mescolamenti, dunque la stratificazione dei due fluidi non è più netta e può non essere più riconoscibile.

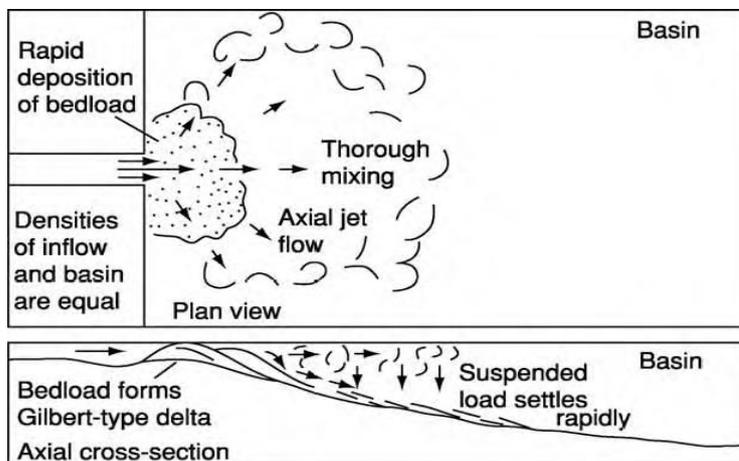


Figura 1.4.2.9 Schema di un flusso iperpicniale in pianta e sezione (da Boggs 1995)

Il flusso ipopicniale si verifica quando l'acqua fluviale è meno densa di quella del corpo idrico ricevente (Fig. 1.4.2.10). Queste condizioni comunemente si presentano quando un fiume alla foce si inserisce in acqua di mare. L'acqua dolce si estende come un getto in superficie sopra all'acqua marina più densa e pesante, man a mano che il flusso si allontana dalla foce si stacca dal letto creando sotto di se un cuneo di acqua salata che

separa i depositi di fondo dai sedimenti sospesi. In questa situazione, il detrito grossolano si deposita sulla cima del cuneo di acqua salata, dove il fiume si distacca dal suo letto, mentre i sedimenti di grani fini sospesi sono trasportati con l'acqua di fiume al largo con il flusso galleggiante.

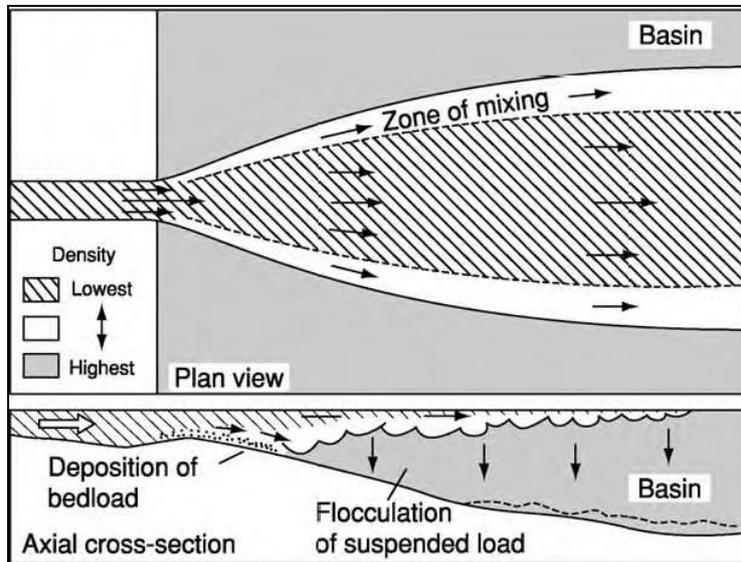


Figura 1.4.2.10 Schema di un flusso ipopicnale in pianta e sezione (da Boggs 1995)

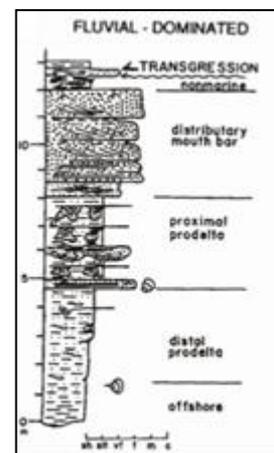
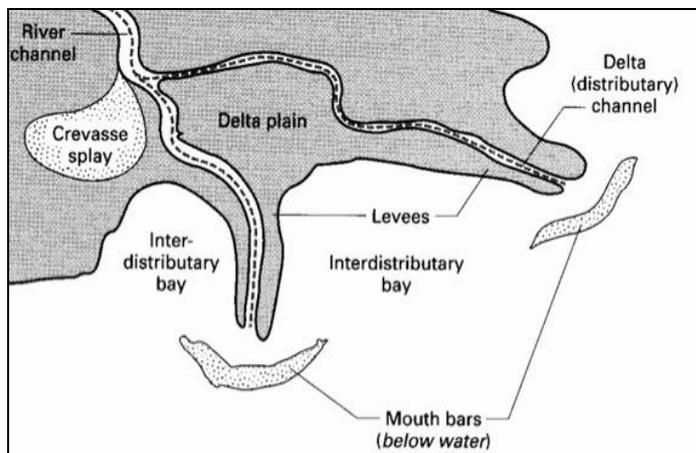


Figura 1.4.2.11 vista in pianta e sezione stratigrafica di un delta dominato dal fiume (da Bhattacharya and Walker 1991)

Delta dominato dalle maree

I delta che subiscono una forte interazione con le maree sono classificati come delta dominati dalle maree. I sedimenti che si muovono nella zona del delta sommerso subiscono un trasporto e un confinamento ad opera di correnti tidali quando c'è alta marea; al contrario quando c'è bassa marea i sedimenti vengono trasportati e

ridistribuiti nelle parte più profonde del bacino. Questi tipi di delta sono di dimensioni ridotte poiché l'azione delle maree inibisce lo sviluppo areale. Le strutture tipiche di questi delta sono delle barre allungate disposte perpendicolarmente alla linea di costa che formano delle creste di sabbia nella parte sommersa della piana deltizia. Le creste hanno uno spessore elevato vicino la costa con altezze che raggiungono i 20 m e diminuiscono verso mare; i sedimenti che le costituiscono sono le sabbie di taglia medio e fine. Il delta presenta una sequenza coarsening upward, intercalata con sabbie silt e fango; l'effetto erosivo delle maree porta alla troncatura delle barre sabbiose che sono caratterizzate da stratificazione incrociata e i canali distributori sono spesso colmati da fango.

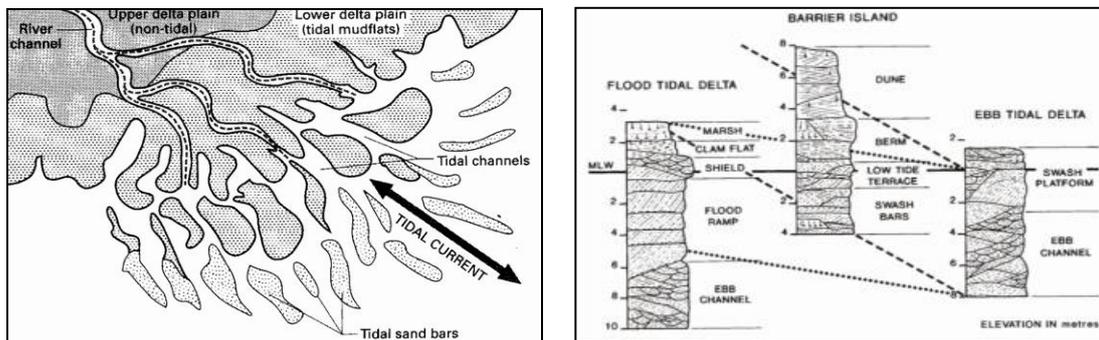


Figura 1.4.2.11 vista in pianta e sezione stratigrafica di un delta dominato dalle maree (da Bhattacharya and Walker 1991)

Delta dominato dalle onde

I delta dominati dalle onde, sono quei delta in cui l'azione delle onde prevale sui processi fluviali. Le onde che si infrangono causano l'immediata miscelazione di acqua dolce e salata. Di norma, la velocità di flusso dell'acqua dolce decelera rapidamente e una barra si può formare nelle immediate vicinanze della bocca distributaria. L'azione delle onde rielabora il sedimento, il che lo rende molto più pulito e molto più sabbioso di altri tipi di delta con una gradazione tipo coarsening upward. Il sedimento della taglia delle sabbie e dei ciottoli viene depositato dal fiume e viene trasportato e depositato lungo la costa invece i sedimenti a grana fine vengono trasportati in mare aperto per formare le porzioni subacquee della piattaforma deltizia. Questi sedimenti comunemente tendono ad essere sabbia e ghiaia pulita, contenenti alte percentuali di minerali come quarzo, selce. La crescita di un delta è influenzata dal bilanciamento tra il tasso di erosione da processi marini e il tasso di ingresso di sedimenti dal fiume. Direzioni preferenziali dell'onda possono provocare cordoni litorali asimmetrici, e possono causare la progradazione di una lingua di terra attraverso la foce del fiume.

Questo si traduce nella formazione di barre che possono disporsi parallelamente o con una certa inclinazione rispetto alla linea di costa.

I delta dominati dalle onde possono produrre delle coste sabbiose se l'energia del moto ondoso è elevata, al contrario possono produrre coste fangose, sulle quali può attecchire vegetazione, se l'azione delle onde è di bassa energia.

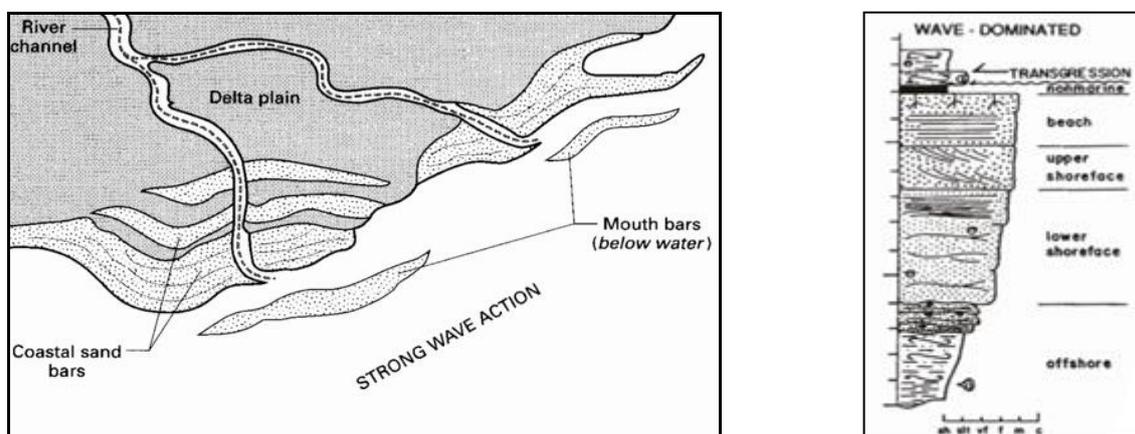


Figura 1.4.2.12 vista in pianta e sezione stratigrafica di un delta dominato dalle onde (da Bhattacharya and Walker 1991)

Per i delta progradanti in un bacino a bassa energia, almeno otto prototipi possono essere definiti sulla base di una combinazione dei quattro diversi sistemi di alimentazione e i due tipi di bacino a diversa profondità. L'esame della variazione dinamica degli effluenti (inerzia, attrito e galleggiamento) potrebbe aumentare il numero di prototipi di delta teoricamente a 24. Tuttavia, 12 prototipi di delta possono essere considerati essenziali, e sono illustrati in Fig. 1.3.5, e riguardano delta che non sono controllate dalle dinamiche del bacino ricevente.

Per i delta che si impostano in bacini ad alta energia, il ruolo relativo dei processi bacinali può essere espressa utilizzando il diagramma ternario di Galloway (1975 o la sua estensione nella versione da Orton (1988) per ciascun prototipo). Poichè i delta possono essere modificati da onde, maree e movimenti gravitativi (redistribuzione dei sedimenti dovuti esclusivamente i processi di instabilità dei versanti) può essere opportuno utilizzare un diagramma simile a quello di Orton, dove il ruolo relativo della rielaborazione per processi gravitativi è preso in considerazione, insieme all'influenza delle onde e delle maree (Postma, 1990).

Orton e Reading oltre alle caratteristiche viste sopra riguardanti i sistemi di alimentazione di un delta enfatizzano il ruolo del carico di sedimenti trasportato che influenza le architetture deposizionali dei delta. Di seguito è riportata una tabella che raggruppa le caratteristiche delle aree di drenaggio della linea di costa e di un delta tenendo conto della taglia granulometrica (Fig. 1.4.2.13).

	1 Gravel	2 Gravel and sand	3 Fine sand	4 Mud/silt
Hinterland				
Catchment area	Small (< 10 ³ km ²)	Intermediate (< 10 ⁵ km ²)	Intermediate (< 10 ⁶ km ²)	Large
Relief or topography	High	Intermediate	Intermediate	Low
Climate	Acid, arctic	Temperate	Temperate	Humid, tropical
Alluvial form				
Size of stream	Small	Intermediate	Intermediate	Large
Stream gradient	Very steep (> 5 m km ⁻¹)	Intermediate (> 0.5 m km ⁻¹)	Intermediate (> 0.05 m km ⁻¹)	Low
Flow velocity	High-very high	Intermediate	Intermediate	Low
Discharge	Low (< 100 m ³ s ⁻¹)	Intermediate (< 10 ³ m ³ s ⁻¹)	Intermediate (< 10 ⁴ m ³ s ⁻¹)	High
Discharge variability	Very irregular	Irregular-regular	Regular-irregular	Very regular
Sediment load	Low (< 10 ⁶ tons yr ⁻¹)	Intermediate (< 10 ⁸ tons yr ⁻¹)	Intermediate (< 10 ⁹ tons yr ⁻¹)	High (< 10 ¹⁰ tons yr ⁻¹)
Load/discharge ratio	High/very high	Intermediate	Intermediate	Low
Channel type	Bedload	Bedload	Mixed-load	Suspended-load
Channel pattern	Braided/absent	Braided	Meandering/braided	Straight/meandering
Bank strength	Moderate	Low-moderate	Low	High
Width/depth ratio	Intermediate	High-intermediate	High	Low
Channel mobility	Intermediate	High-intermediate	High	Low (fixed)
Architectural elements in deposits	GB, SG	SB, FM, LA	LA, SB, FM, OF	OF, LA, SB
Delta plain				
Size	Small (< 50 km ²)	Intermediate (< 1000 km ²)	Intermediate (< 50,000 km ²)	Large (< 500,000 km ²)
Gradient	High (> 5 m km ⁻¹)	Intermediate (0.5 to 5 m km ⁻¹)	Intermediate (0.1 to 1 m km ⁻¹)	Low (0 to 0.1 m km ⁻¹)
Percentage subaerial	High (> 90%)	Intermediate (70-90%)	Intermediate (50-70%)	Low (< 50%)
Environments	Gravel bar deposits	Braided sandflat, strand plain or beach ridges	Abandoned fluvial channels, sand flats, marsh, aeolian sand dunes, lagoon with storm washover sands	Interdistributary bays, lakes or swamps, tidal flat or chenier plain, fluvial and tidal channels, levees, crevasse splays
Lithofacies	Gm, Gms, Gp, St	Gt, St, Sp	St, Sh, Sp, Sr	Fm, Fl, St, Sr
River mouth				
Mixing behaviour	Friction-inertia	Friction	Buoyancy-friction	Buoyancy
Relative density	Homo- and Hyperepycnal	Homo- and Hyperepycnal	Hypopycnal-Hyperepycnal	Hypopycnal flow
Salt-wedge intrusion	Never	Occasionally	Sometimes	Commonly
Effluent spreading angle	Wide	Intermediate	Intermediate	Narrow
Distributary pattern	Channel bifurcation, unchanneled	Channel bifurcation	Channel bifurcation	Single channel
Deposits	Radial bars, Gilbert-type foresets, lunate bars	Radial, middle-ground bars	Radial, middle-ground bars	Bar-finger sands
Shoreline				
Shape	Straight	Straight cusped	Irregular lobate	Irregular elongate
Gradient	Steep (> 50 m km ⁻¹)	Intermediate (10-50 m km ⁻¹)	Intermediate (10-50 m km ⁻¹)	Gentle (0-10 m km ⁻¹)
Morphology	Reflective	Reflective-dissipative	Dissipative-reflective	Dissipative
Width of 'shoreface'	< 50 m	50-200 m	50-500 m	> 500 m
Important wave processes	Traction currents, wave-winnowing on shoreface	Traction currents, longshore, transverse, and rhythmic bars	Large-scale nearshore circulation patterns involving longshore drift and rip-currents	Easy suspension of sediment, slow shoaling of waves, nearshore trapping of sediment
Width of intertidal zone	< 500 m	500 m-2 km	500 m-5 km	> 5 km
Tidal influence	Low, limited ability of currents to transport sediment, intergranular seepage on foreshore prevents formation of tidal channels	Intermediate	Intermediate, tidal inlets are common	High, river channel often as mixed estuary, frequent tidal inlets and ebb-tidal deltas if barrier islands form
Depositional features	Non-barred shoreface, except during storms	Barred shoreface, small barrier islands and associated lagoons, ebb-tidal deltas are rare	Barrier islands, barred shoreface, aeolian sand-dunes, tidal channels and deltas	Shore-attached mud banks, chenier plain, tidal flats
Lithofacies	St, two-dimensional wave ripples, gravel lags	St, Sp, two-dimensional wave ripples	St, HCS, tidal sandwaves	Fm, Fl, Sr
Sediment mobility	Low	Intermediate	Intermediate	High
Long term coastline stability	Low	Intermediate	Intermediate	High
Subaqueous delta front				
Gradient	High (50-1000 m km ⁻¹)	Intermediate (50-500 m km ⁻¹)	Intermediate (5-200 m km ⁻¹)	Low (< 20 m km ⁻¹)
Organization	Low	Intermediate	Intermediate	High
Frequency of resedimentation events	High	Intermediate	Intermediate	Low
Magnitude of flows	Small	Intermediate	Intermediate	Large
Depositional features	Blocky talus cones, distal avalanche blocks	'Braided' sand chutes	Branching or meandering sand chutes	Persistent mudflow gully or channel with levees, mud diapirs, growth faults
Supply mechanism	Viscous debris flows	High density turbidity currents	Turbidity currents, suspension deposition	Mudflows, slumps, suspension deposition

Figura 1.4.2.13 Caratteristiche deposizionali distinte in accordo con le caratteristiche granulometriche (da Orton e Reading 1993)

Mouth-bar

Dunne and Empton (1984) hanno dedotto da studi effettuati sui delta con differenti sistemi di alimentazione che se un delta si forma in un bacino che ha il fondo con pendenze maggiori uguali a 3° allora si svilupperà un delta di tipo Gilbert, invece se il fondo del bacino presenta pendenze molto basse in generale inferiori a 3° si formerà una Mouth-bar (Fig. 1.4.2.14).

Postma in accordo con gli autori precedenti non enfatizza solamente il ruolo del bacino ricevente per la formazione o non della *mouth bar*, ma mette in evidenza anche il ruolo fondamentale della stabilità, spaziatura, materiale scaricato e ampiezza dei canali distributori. Queste variabili che sono in funzione del clima, della tettonica, dell'apporto sedimentario, della granulometria della vegetazione e della morfologia del bacino, determinano il tasso di dispersione lungo il fronte deltizio che varia molto spostandosi dal tipo A (elevata quantità di sedimento) a quello D (bassa quantità di sedimento).

Le differenti morfologie delle barre di foce dipendono ovviamente dal sistema di alimentazione che sta a monte e dalle dinamiche del bacino che riceve i sedimenti.

L'ampiezza della barra dipende dall'angolo di apertura del flusso entrante nel bacino che varia da 12° per un flusso inerzia dominante e 16° - 17° per un flusso attrito dominante (Wright, 1977), con valori intermedi per i plume.

Quindi, la dispersione laterale di sedimenti è limitata ad una zona ristretta, almeno nella regione immediatamente vicina alla zona di scarico. Se la regione di scarico nel bacino è sufficientemente ampia si formeranno una serie di barre spaziate tra di loro.

Come le barre crescono in ampiezza così esse faranno da barriera per i flussi entranti che si divideranno e creeranno dei canali biforcati.

Le barre possono coalescere e formare un fronte deltizio uniforme se gli sbocchi dei canali fluviali sono vicini tra loro o se sono molto mobili (non confinati tipo A-B).

In alcuni casi la piana deltizia sarà pianeggiante o poco inclinata e questo dipende dal tipo di alimentazione infatti avremo un delta di tipo Gilbert (prototipi 3-4) o *shoal water delta* tipo Hjulstrom (prototipi 1-2).

Un rapporto di profondità basso immediatamente vicino al bacino dove è ubicata la zona di scarico in acqua impedisce la formazione di una barra.

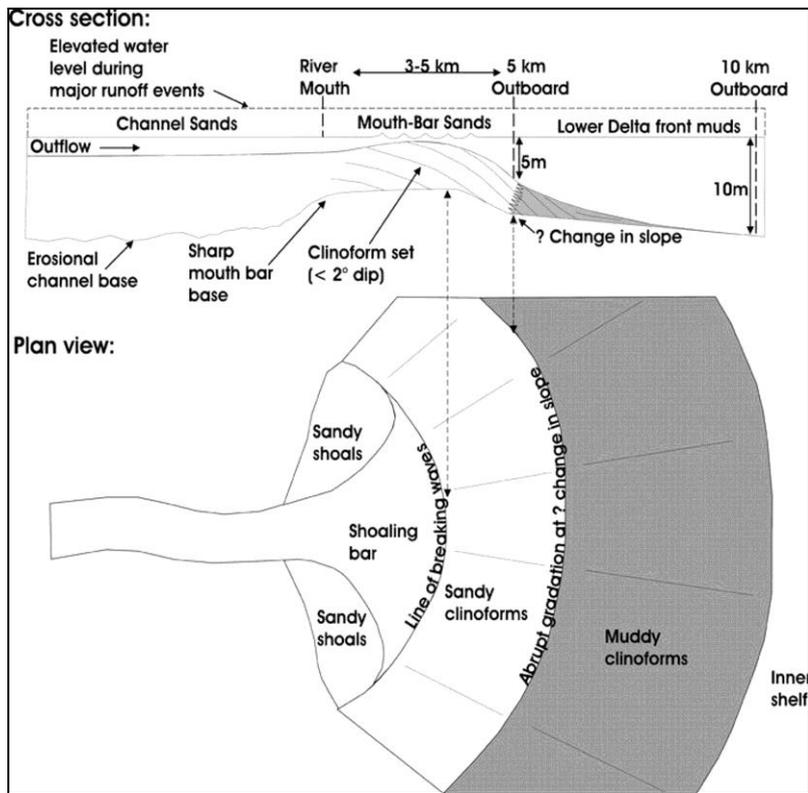


Figura 1.4.2.14 Vista in pianta e sezione di una mouth bar (da Fielding *et al.*, 2005)

2.INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

Bacino di Polizzi

L'area di studio è sita nella parte SW del foglio Carg 609 Termini Capo Plaia ma solo una modesta parte ricade in esso, in particolare essa si estende nelle CTR 609160; 620010; 610130; 621040 con una estensione di circa 50 km².

La configurazione geomorfologica di questa area è essenzialmente dominata dall'esistenza di due differenti paesaggi di cui uno tipicamente collinare, caratteristico della grande depressione centrale, e uno prettamente montuoso, peculiare delle aree circostanti più elevate.

Le aree collinari sono costituite da piccoli rilievi generalmente arrotondati con versanti acclivi nelle zone centrali dove affiorano i calcari, invece si presentano debolmente inclinati nelle zone costituite dai litotipi argilloso marnosi essenzialmente modellati da sia movimenti in massa che dalle acque correnti superficiali in particolare a Sud dove si imposta l'alveo del Fiume Imera Meridionale; le cime più significative Cozzo Re (1018 m s.l.m.) Monte Pizzuto (900 m s.l.m.) e l'alto su cui sorge l'abitato di Polizzi (900 m s.l.m.).

L'assetto geomorfologico è il risultato della combinazione dell'azione di processi endogeni ed esogeni (Hugonie, 1979; 1981-82): da una parte movimenti tettonici del tipo fagliazione a blocchi sono stati responsabili della genesi di zone di basso ed alto strutturale, sulle quali si sono rispettivamente impostati bassi e alti topografici; dall'altra, l'erosione selettiva ha ulteriormente accentuato i dislivelli fra queste due aree grazie alla presenza, nei bassi topografici/strutturali, di rocce "tenere" (litologie a componente argillosa, marnosa o sabbiosa delle unità tardorogene, sicilidi, numidiche e negli alti topografici/strutturali, di rocce "dure" (carbonati di di mare profondo Fm. Polizzi e conglomerati ben cementati della Fm. Terravecchia) (Fig. 2.1-2.2).

Bacino di Resuttano

L'area di studio non ricade in nessuno dei fogli Carg già rilevati, in particolare essa si estende nelle CTR 622130; 622090; 621160; 621120 con una estensione di circa 40 km².

L'assetto geomorfologico dell'area è espresso dall'insieme di due differenti paesaggi: uno essenzialmente collinare, impostato su rocce di tipo argilloso marnoso dominato da prevalenti processi di massa e fenomeni di dilavamento, e di erosione fluviale nella parte orientale dell'area dove si imposta il Fume Imera Meridionale che contraddistingue gran

parte del territorio in esame e che si sviluppa fra le quote medie di 400 - 900 m s.l.m.; queste aree si impostano anche sui litotipi gessosi che sono soggetti ad erosione meccanica e dissoluzione ad opera delle acque piovane. L'altro paesaggio, prettamente montuoso si imposta sui litotipi calcarei e le cime più elevate sono Cozzo Terravecchia (900 m s.l.m.), Balza di Rocca Limata e Portella del Morto che formano una dorsale ad andamento W-E (900 m s.l.m.), che poggiano sui litotipi argilloso marnosi, favorendo il controllo dell'erosione selettiva.

Le strutture plicative formano degli alti con morfologia collinare e fianchi a bassa pendenza in particolare nella zona di Cozzo Terravecchia, interrotte da brusche scarpate di faglia normali che le dislocano (Fig. 2.1-2.2).

Bacino di Centuripe

L'area di studio è sita nella parte del foglio Carg 633 Paterno ma solo una parte ricade in esso ed in particolare si estende nelle CTR 633010; 624130; 624140; 633020 con estensione di circa 30 km².

Morfologicamente l'area è caratterizzata da un paesaggio da collinare a pianeggiante con notevole varietà di forme e litologie, date da terreni prevalentemente sedimentari.

Nel settore occidentale la fascia collinare che si sviluppa nei terreni sedimentari è rappresentata dai rilievi isolati di M. Pulicara (m 469), M. Guazzarano (m 457) e M. Serra di Spezia (m 433) orientati circa nord-sud, e dal gruppo del M. Judica caratterizzato da due dorsali orientate circa est-ovest con i rilievi di M. Vassallo (m 451) - M. S. Giovanni (m 501) - M. Turcisi (m 303) a nord, e di M. Matteo (m. 496) - M. Gallo (m 542) - M. Dragonia (m 447) a sud. Questi rilievi carbonatici giacciono su terreni argillosi del Dominio Sicilide e dei terreni del Flysch.

Osservando a scala regionale le forme del rilievo è possibile evidenziare come nel tempo si sia realizzata una generale congruenza fra alti e bassi tettonici con alti e bassi topografici: i principali rilievi elencati sopra corrispondono infatti a zone di culminazione tettonica determinate da strutture compressive complesse, vergenti verso sud; le grandi depressioni morfologiche si hanno nei settori di basso tettonico. Questa generale congruenza è stata resa possibile dalla sovrapposizione, stratigrafica o tettonica, di rocce "tenere" su rocce "dure". Il progressivo smantellamento delle coperture "tenere", operato dai processi esogeni, ha consentito l'esumazione dei blocchi carbonatici situati in posizione di alto strutturale che, per erosione selettiva, hanno dato origine ai rilievi montuosi più elevati

dell'area indagata; diversamente le aree circostanti, costituite da terreni meno resistenti, sono state soggette a un'erosione più intensa che, nel tempo, ha determinato l'origine delle attuali depressioni topografiche.

La Piana è costituita dai depositi dei tre principali fiumi, Simeto, Gornalunga e Dittaino, in particolare quest'ultimo scorre nella zona sud occidentale dell'area indagata e i suoi affluenti minori scorrono da N verso S; i depositi sono rappresentati prevalentemente da limi, sabbie fini, silt e da livelli generalmente lentiformi di ghiaie sabbiose (Fig. 2.1-2.2).

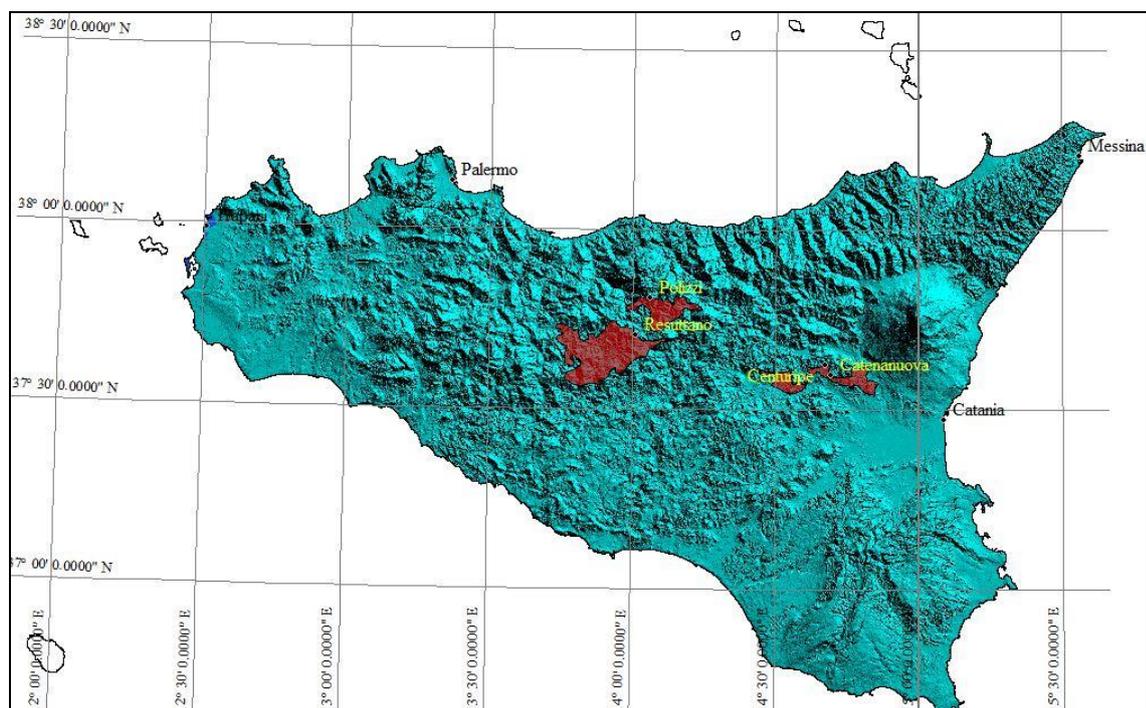


Figura 2.1 Ubicazione geografica delle aree studiate, in rosso i bacini di Polizzi, Resuttano, Catenanuova-Centuripe

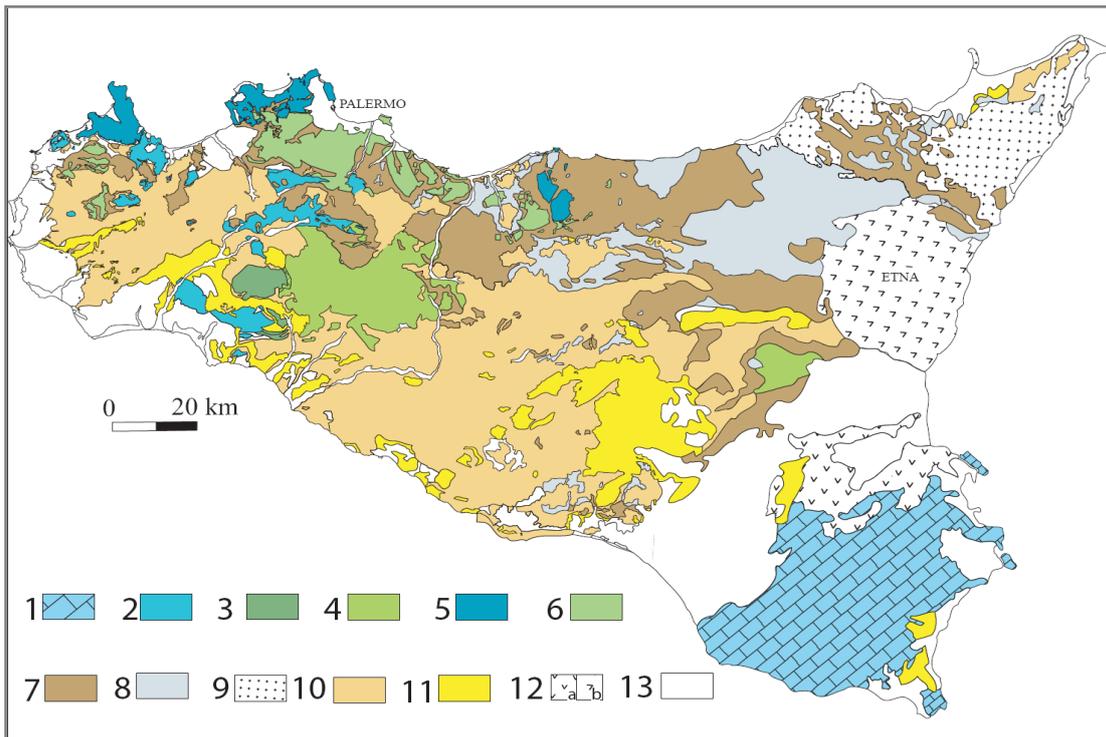


Figura 2.2: carta strutturale della Sicilia con le principali Unità (modif. da Catalano & D'Argenio, 1982; Catalano *et al.*, 1996). **Legenda:**1)Unità dell'Avampaese Ibleo 2)Unità di piattaforma carbonatico-pelagica (Trapanese-Saccense); 3) Unità di Monte Genuardo (transizione piattaforma-bacino; 4) Unità di mare profondo (Sicano); 5) Unità di piattaforma carbonatica (Panormide); 6) Unità di scarpata-bacino (Imerese-Prepanormide); 7) Unità dei flysch miocenici (numidico e flysch interni); 8) Unità Sicilidi; 9) Unità cristalline Calabro-Peloritane; 10) depositi sinorogeni mio-pliocenici; 11) depositi sintettonici Plio-pleistocenici;12) Vulcaniti Plio-Quaternarie; 13) depositi pleistocenici.

3.INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

3.1 La Catena Appenninico - Maghrebide

Il sistema collisionale Appenninico-Maghrebide rappresenta una catena a pieghe e sovrascorrimenti strutturatasi a partire dall'Oligocene-Miocene inferiore in risposta a meccanismi di collisione continentale (subduzione di tipo A, Bally & Snelson, 1980; Boccaletti *et al.*, 1980) instauratisi nella fase "post-collisionale" della convergenza (iniziata nel tardo Cretaceo) tra la placca Europea, la microplacca Adriatica e la placca Africana (Boccaletti *et al.*, 1984). Questo sistema collisionale è composto da segmenti di arco caratterizzati da dimensioni e curvatura variabili. La vergenza delle strutture principali varia da E-NE nel tratto appenninico, ad E nel tratto calabro fino a SSE in Sicilia e nelle Maghrebidi africane.

L'inizio della costruzione dell'orogene appenninico - maghrebide sarebbe segnato dalla collisione del Blocco Sardo - Corso con il margine della zolla Africana. Il blocco Sardo - Corso a sua volta, rappresenterebbe una porzione del margine Europeo, separatasi dalla zolla continentale principale e ruotata in senso antiorario seguendo l'apertura del Bacino Balearico (Alvarez, 1972). La migrazione del fronte contrazionale dell'orogene verso E e verso S è stata accompagnata dalla contemporanea attività di una zona di subduzione tipo B, ancora attiva, lungo la quale la litosfera oceanica ionica si immerge verso NW al di sotto dell' Arco Calabro e inoltre, da fenomeni di estensione che si verificano nell'hinterland della catena responsabili dell'apertura del Bacino Tirrenico (Patacca *et al.*, 1990; Dewey *et al.*, 1973; Channel *et al.*, 1976; Bellon *et al.*, 1977; Malinverno & Ryan, 1986; Oldow *et al.*, 1990, 2002; Channel *et al.*, 1990; Doglioni, 1991, 1999; Catalano *et al.*, 1996, 2000, 2001; Grasso, 2001). Un contemporaneo coinvolgimento nei processi compressivi di litosfera continentale ed oceanica è ritenuto responsabile della forma particolarmente arcuata di questo sistema collisionale. La subduzione di litosfera continentale, infatti, è molto più complessa rispetto alla subduzione di litosfera oceanica; ciò ha comportato un maggiore avanzamento del fronte di accavallamento, rispetto alle zone adiacenti (Sicilia ed Appennino), del settore interessato dalla presenza di litosfera oceanica (settore ionico) provocando, inoltre, una netta separazione verticale tra i settori con caratteristiche litosferiche differenti (Catalano *et al.*, 1996).

Un thrust belt appenninico-maghrebide coinvolge attualmente, i depositi mio-pleistocenici del recente bacino di "avanfossa" (avanfossa Adriatica e Bacino di Gela) sovrapponendosi verso l'esterno ai settori poco deformati dell'avampaese Apulo e Ibleo (Fig. 3.3.1).

Un margine interno della catena Appennino - Maghrebide è rappresentato da un complesso di unità tettoniche cristalline erciniche di appartenenza alpina (Duce, 1969; Ogniben, 1969) affioranti lungo l'Arco Kabilo - Calabride. Le unità appartenenti al settore nord-orientale della Sicilia e nelle Kabilie sono affioranti, mentre risultano sommerse lungo il margine meridionale del bacino tirrenico e algero-provenzale

L'Arco Kabilo - Calabride (Torelli *et al.*, 1985) si sovrappone, a partire dal Oligocene superiore/Miocene inferiore, alla catena Appenninico - Maghrebide, lungo un fronte di sovrascorrimento sommerso nel Tirreno meridionale noto come Fronte di Drepano (Catalano *et al.*, 1996).

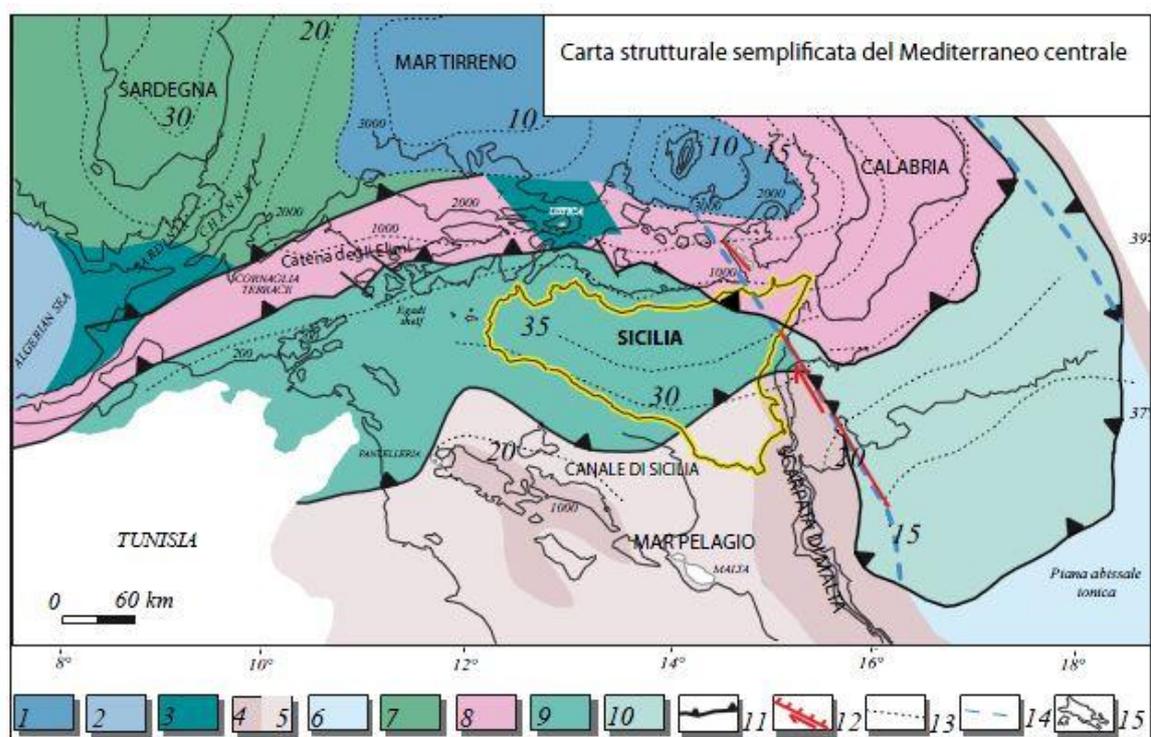


Figura 3.1.1. Carta strutturale del Mediterraneo centrale semplificata (modificata da Catalano *et al.*, 1996 e Accaino *et al.*, 2010). (1) crosta oceanica del tirreno; (2) crosta oceanica del bacino algerino; (3) crosta continentale assottigliata della Sardegna e Calabria; (4, 5) crosta continentale assottigliata africana; (6) crosta oceanica ionica; (7) Unità sarde; (8) Unità Cabilo-calabridi; (9) Unità siculo -maghrebidi; (10) cuneo d'accrezione ionico; (11) fronte dei sovrascorrimenti; (12) faglie con componente trascorrente; (13) isobate della Moho (km); (14) limite tra crosta continentale ed oceanica; (15) batimetria..

3.2 La catena siciliana nel quadro dell'evoluzione dell'orogene Appenninico-Maghrebide

La catena siciliana costituisce la porzione centro-meridionale del più ampio sistema orogenetico Appennino-Maghrebide. Come descritto in precedenza l'inizio della contrazione in questi settori è datata all'Oligocene superiore. – Miocene inferiore e viene generalmente imputata alla collisione obliqua del Blocco Sardo-Corso con il margine continentale africano ed alla concomitante subduzione di litosfera ionica al di sotto dell' Arco Calabro. La deformazione ha interessato inizialmente le successioni sedimentarie Triassico-Paleogene depostesi in differenti domini paleogeografici (di mare basso e pelagici) ubicati lungo il margine continentale africano ed il suo prolungamento offshore, provocandone, in più fasi, lo smembramento in numerose unità tettoniche sovrapposte lungo piani di sovrascorrimento. La costruzione della catena è stata accompagnata dallo sviluppo e dalla migrazione del bacino di avanfossa s.l. articolato in bacini minori di *thrust-top* o *piggy back* (Ori & Friends, 1984), in cui si sono accumulati notevoli spessori di depositi silico-clastici, carbonatici ed evaporitici, progressivamente coinvolti nella deformazione durante l'avanzamento del fronte della catena. La migrazione della catena verso l'avampese avviene contemporaneamente alla rotazione oraria delle unità tettoniche, come dimostrato da studi paleomagnetici e strutturali condotti in molti settori della Sicilia. (Channel *et al.*, 1980, 1990; Oldow *et al.*, 1990; Speranza *et al.*, 2003, Grasso *et al.*, 1987). Le rotazioni principali avvengono tra il Miocene superiore ed il Pliocene e comportano una variazione progressiva nella direzione di trasporto tettonico da E verso S (Oldow *et al.*, 1990).

3.3 Assetto pre-orogenetico e modelli paleogeografici

L'ossatura della catena siciliana (Sicilia centrale ed occidentale) è costituita da successioni sedimentarie paleozoico (Permiano) - paleogene (Eocene), in prevalenza carbonatiche, con caratteristiche stratigrafiche riconducibili a due principali contesti deposizionali. Si possono distinguere:

- successioni di mare basso, deposte in un contesto di piattaforma carbonatica;
- successioni di mare profondo, deposte in ambienti di tipo pelagico, emipelagico e di scarpata (Fig 3.3.2) .

Queste due tipologie di successioni, oggi deformate, costituiscono le unità tettoniche della catena siciliana; la loro distribuzione attuale è il prodotto finale delle fasi deformative succedutesi sin dall'Oligocene superiore - Miocene inferiore.

Di seguito vengono presentati una serie di modelli paleogeografici proposti per il settore siciliano da vari autori (Fig 3.3.3).

Giunta & Liguori (1973) e Scandone *et al.*, (1974), postulano l'esistenza, dall'interno verso l'esterno, di un'area di piattaforma carbonatica (Panormide), un'area bacinale (Imerese), una piattaforma "intermedia", un'area bacinale (Trapanese - Sicano) suddivisa in due settori dalla presenza di un alto pelagico ed infine, una zona di mare basso identificata come "piattaforma esterna".

Un ulteriore tentativo di ricostruzione dell'originario assetto paleogeografico, ottenuto tramite la retro-deformazione delle unità tettoniche, si deve a Catalano & D'Argenio (1978, 1982). Gli AA distinguono una serie di Unità Stratigrafico-Strutturali (8 tra le Interne e le Esterne: Iblee, Saccensi, Sicane, Trapanesi, Imeresi, Panormidi, Sicilidi, Calabre) coinvolte, in momenti differenti e con entità deformativa differente, nella costruzione della catena siciliana. Dall'analisi dei rapporti strutturali, stratigrafici e di facies che intercorrono tra le varie Unità, viene proposto dagli AA un modello paleogeografico, valido per la Sicilia NW, caratterizzato a partire dal Triassico sup. al Cretacico inf. e procedendo dall'attuale Nord verso sud, da un'alternanza di domini di piattaforma carbonatica, talvolta con caratteri transizionali (Panormide, Trapanese, Saccense) e domini bacinali con sedimentazione di tipo pelagico, emipelagico e di scarpata (Imerese, Sicano). La revisione e la reinterpretazione dei rapporti strutturali tra le Unità tettoniche sulla base di un data set ampliato e rivisto (es. nei Monti di Palermo, Catalano & Di Maggio, 1996) offre la possibilità di costruire un nuovo modello paleogeografico per il Permiano ed il Triassico superiore, descritto da Catalano & Di Maggio (1996) e Catalano *et al.*, (1995, 1996). Secondo gli AA in Sicilia è ricostruibile una porzione di margine continentale africano, sin dal Permiano, bordato da un'area a sedimentazione pelagica impostata su crosta continentale assottigliata, collegata verso E con la Tetide oceanica (Catalano *et al.*, 1988, 1989, 1991; Bernoulli *et al.*, 1990; Di Stefano, 1988, 1990, 1997; Stampfli *et al.*, 1991). L'interazione tra le aree di piattaforma carbonatica e le antistanti aree di mare profondo è testimoniata dagli imponenti spessori di megabrecce carbonatiche, rinvenute a vari livelli nella successione triassica del dominio Sicano (Di Stefano & Gullo, 1997; Di Stefano, Alessi & Gullo, 1996). Questo margine durante il Triassico superiore è caratterizzato da una estesa area di piattaforma carbonatica (domini Pre-Panormide, Panormide, Trapanese, Saccense, Ibleo) bordata (a Nord) da un'area a sedimentazione pelagica e di scarpata, posta su crosta continentale assottigliata (Domini Imerese, Sicano,). A partire dal Lias superiore i domini annegano rapidamente, assumendo la fisiografia di seamount su cui si sviluppano

depositi condensati di altofondo pelagico (Jenkins, 1970; Catalano & D'Argenio, 1982; Santantonio, 1993, 1994).

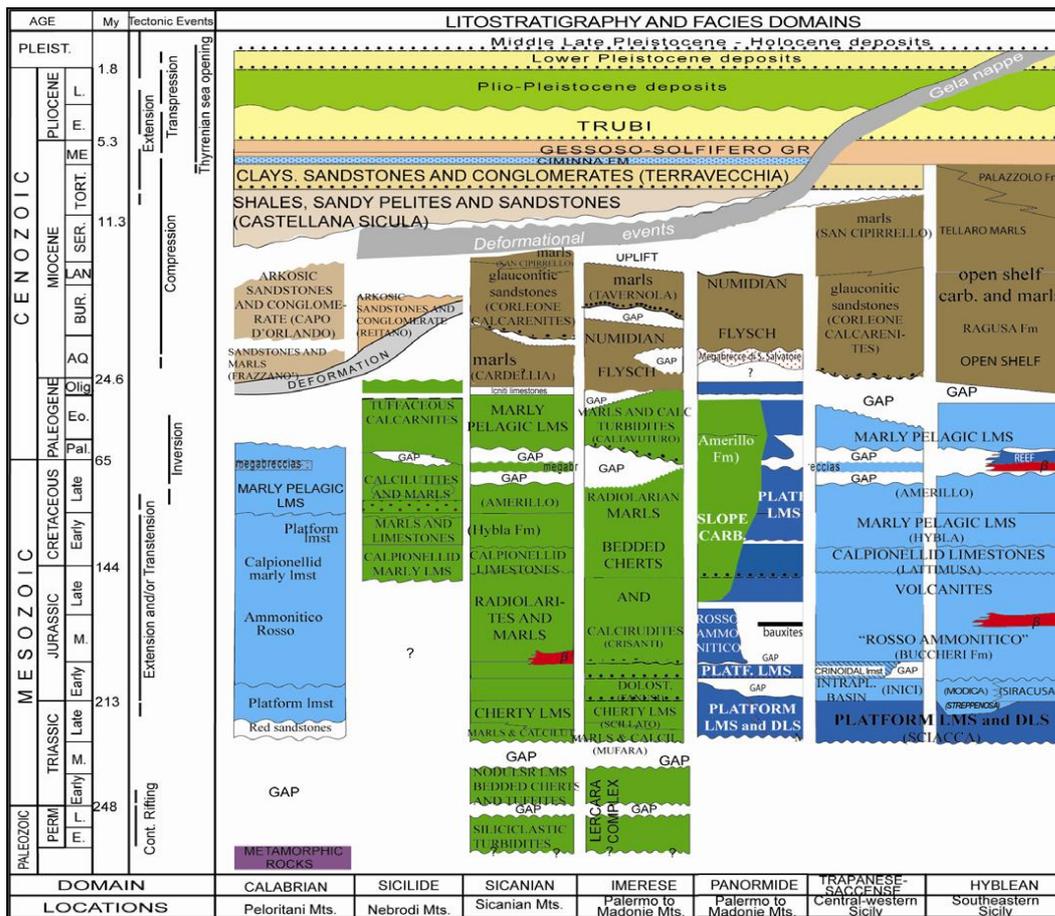


Figura 3.3.2 Schema dei domini paleogeografiche, del margine continentale e dell'avanfossa mio-pleistocenica (mod. da Catalano et al., 2009)

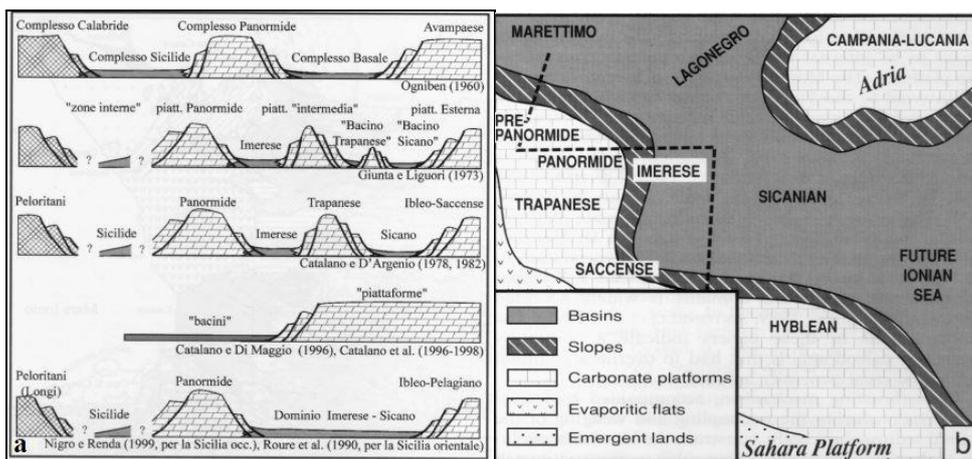


Figura 3.3.3 (a)Modello paleogeografico di Nigro e Renda (1999); (b) modello paleogeografico di Catalano e Di Maggio (1996)

L'annegamento delle piattaforme è ricondotto (Dewey *et al.*, 1989) all'istaurarsi di stress di tipo tensile, legati alla trascorrenza sinistra tra la zolla Africana e la zolla Europea.

La fisiografia a bassi ed alti strutturali che caratterizza il margine continentale africano tra il Permiano superiore ed il Cretaceo viene bruscamente invertita tra il Cretaceo superiore ed il Paleocene, a causa dell'inversione tettonica indotta dal movimento destro.

Dalle ricostruzioni palinspastiche di Catalano *et al.* (1995, 1996) si evince che l'attuale disposizione delle unità di mare profondo alternate ad unità di piattaforma carbonatica è il risultato combinato del processo di *thrusting* e delle rotazioni orarie che hanno accompagnato la costruzione dell'orogene siciliano.

Una ulteriore proposta di assetto paleogeografico è stata sviluppata da Nigro & Renda (1999), che propongono l'esistenza di un grande dominio bacinale (bacino Imerese - Sicano) interposto tra due domini di piattaforma carbonatica rispettivamente la piattaforma Ibleo-Pelagiana (in posizione esterna) e la piattaforma Panormide (in posizione interna).

3.4 Fase collisionale: struttura attuale della catena siciliana, cronologia della deformazione

La catena siciliana rappresenta una porzione della megasutura che si sviluppa tra il limite di placca africana e quella europea. Dopo la fase alpina paleogenica i movimenti compressivi più importanti sono connessi con la rotazione antioraria del blocco Sardo-Corso (Bellon *et al.*, 1977) a partire dall'Oligocene superiore-Miocene inferiore, che viene considerata come causa principale per la gran parte della deformazione compressiva nella catena sud appenninica-siciliana. Tre elementi principali costituiscono il complesso collisionale della Sicilia:

Un'area di avampaese, indeformato (o debolmente deformato) ubicato nel plateau ibleo (Sicilia sud-orientale) e nella sua continuazione offshore nel Canale di Sicilia. È costituito da una successione sedimentaria triassico-neogenica carbonatica che ricopre un basamento cristallino africano (Patacca *et al.*, 1979; Catalano & D' Argenio, 1982; Grasso & Lentini, 1982; Lentini *et al.*, 1983; Bianchi *et al.*, 1989; Antonelli *et al.*, 1991). Recenti dati noti dall'interpretazione di sezioni sismiche a riflessione, calibrate da dati di pozzo (Catalano, Franchino, Merlini & Sulli, 2000a), hanno messo in evidenza la struttura profonda di questo settore siciliano e della sua transizione verso Est al bacino Ionico. Gli AA descrivono una successione triassico /pleistocenica spessa tra 8 e 10 km interessata, a varie altezze, da corpi tabulari o con geometria a *mound*, riferibili ad intrusioni vulcaniche

(Antonelli *et al.*, 1991; Casero & Roure, 1994). Procedendo verso Est, attraverso la Scarpata di Malta, il margine continentale tende ad assottigliarsi, la moho risale da circa 30 Km (nell'offshore ibleo) a circa 18 Km (nello Ionio occidentale) e si riscontra la presenza di una crosta transizionale. La scarpata di Malta, dunque, non rappresenta il margine tra crosta continentale ed oceanica, ubicato ad Est (Fig.3.4.1).

Un'area di avanfossa recente, localizzata nell'offshore meridionale della Sicilia e nell'altopiano ibleo lungo il margine settentrionale dell'avampaese. Essa è in parte sepolta dal fronte della catena nella Sicilia meridionale e nel Bacino di Gela; essa presenta come una depressione orientata ONO-ESE sviluppatasi a partire dal Pliocene superiore (Di Stefano *et al.*, 1993) in risposta al carico esercitato dalle falde del fronte più avanzato della catena (fronte di Gela) (Catalano *et al.*, 1992) (Fig.3.4.1).

Una catena complessa, vergente verso SSE, spessa a luoghi più di 15 km, costituita (dall'interno verso l'esterno) da un elemento "europeo" (Unità Peloritane), un elemento "tetideo" (Unità Sicilidi) ed un elemento "africano" (Unità Appenninico-Maghrebidi).

Ne viene qui illustrato l'assetto strutturale prendendo in considerazione le caratteristiche dei tre principali settori geografici della Sicilia lungo i quali la catena si sviluppa (Fig.3.4.1).

Sicilia Occidentale

L'edificio tettonico mostra, dal basso:

- un cuneo spesso 7-8 km di scaglie di piattaforma carbonatica mesocenozoica (Unità Panormidi, Trapanese-Saccensi);
- un complesso spesso da 1 a 3 km di rocce carbonati che e clastiche di bacino del Giurassico sup.- Miocene medio (Unità PrePanormidi) che sovrascorrono le Unità Trapanesi;
- successioni del Tortoniano sup.-Pleistocene medio che riempiono bacini sintettonici..

Sicilia Centro Occidentale

L'area esaminata si estende dai Monti di Palermo alla regione di Sciacca. E' il vecchio Western Sicily Bridge lungo il quale il profilo geologico di Catalano *et al.*, (1978) illustrava un cuneo tettonico in cui le unità di piattaforma carbonatica si alternano a quelle di bacino. Questo schema strutturale mai contraddetto dai lavori successivi (Roure *et al.*, 1990; Lentini *et al.*, 1994), appare fortemente modificato dalle indagini più recenti (Catalano *et al.*, 1998) che permettono di riconoscere un settore di catena costituito da una pila di unità di piattaforma carbonatica (Trapanese-Saccense) spessa almeno 10 km cui si sovrappongono nel settore settentrionale le Unità Imeresi imbricate e deformate e nel

settore meridionale le Unità Sicane (Catalano *et al.*, 1978). L'intero edificio tettonico è formato dai seguenti livelli strutturali separati da discontinuità sub-orizzontali a grande scala.

- il livello inferiore è un cuneo tettonico spesso da 8 a 9 km di unità embricate costituite da una successione rocciosa spessa più di 3 km di piattaforma carbonatica dei domini Panormide, Trapanese e Saccense. Il sistema embricato di piattaforma carbonatica con vergenza Sud si sviluppa dalla costa Tirrenica alla latitudine di Sciacca.

- il livello strutturale intermedio consiste di un insieme di rampe spesse 2-3 km ca. costituite da carbonati bacinali imeresi e sicani. Tali unità sovrascorrono, lungo un livello di scollamento debolmente immergente a nord, sulle unità embricate di piattaforma carbonatica.

- il livello superiore è rappresentato da 1) depositi molassici miocenici, evaporiti messiniane e calcari del Pliocene inf. (Trubi) che appaiono piegati, fagliati e scollati dal loro substrato; 2) depositi clastico-carbonatici del Pliocene medio-Pleistocene inf. che colmano ampie depressioni sintettoniche; 3) la falda di Gela (parte frontale della catena) sovrapposta sia sulle Unità Sicane che Saccensi nella parte meridionale della Sicilia.

Sicilia centro-orientale.

In questa regione compresa tra Termini Imerese ed Eraclea sulla costa meridionale siciliana, le strutture di piattaforma carbonatica affioranti ad occidente (area di Monte Kumeta-Busambra) scompaiono bruscamente sostituite in superficie da estesi lembi del Flysch Numidico e dai corpi paleozoico-triassici (Fm. Mufara e Fm. Lercara Auct.).

I terreni paleozoico-triassici costituiscono una coltre molto più estesa di quanto finora noto occupando, tanto in affioramento quanto nel sottosuolo, la regione tra i Monti di Termini Imerese e le Madonie e spingendosi a sud dell'allineamento Castronovo-Valledolmo.

Appaiono generalmente ricoperti tettonicamente da cunei deformati del Flysch Numidico ma le vicissitudini successive hanno prodotto dislocazioni interne ai due corpi ed inversioni rispetto alla sovrapposizione originaria. Le coltri triassico-paleozoiche si sovrappongono alle Unità Sicane nell'area di Lercara (Pozzo Roccapalumba). Queste ultime riaffiorano nella regione di Castronuovo-Cammarata e si immergono verso sud ed est al di sotto della Falda di Gela.

L'assetto strutturale è ancora quello di un cuneo di unità di piattaforma carbonatica su cui poggiano nell'ordine dal basso: a) unità bacinali mesozoico-paleogene (Imeresi a nord e Sicane a Sud); b) cunei tettonici oligo-miocenici del Flysch Numidico e coltri di terreni permiano-triassici. I caratteri strutturali di superficie (grandi antiformali nei terreni

sovrastanti, retroscorrimenti e pieghe) sono indotti dalla deformazione post-tortoniana delle sottostanti unità di piattaforma carbonatica.

Sicilia Orientale

Il Settore compreso tra i Nebrodi e la regione Iblea. L'ipotesi che l'assetto strutturale riconosciuto nel settore occidentale siciliano dovesse proseguire nella Sicilia orientale (Catalano e D'Argenio, 1978) e che le unità di piattaforma carbonatica costituenti l'elemento più significativo della catena fossero presenti anche più a nord della costa settentrionale siciliana (Catalano *et al.*, 1996).

Si possono distinguere tre livelli strutturali principali nella catena della Sicilia orientale, sovrapposta, secondo i dati magnetometrici e gravimetrici, su un basamento cristallino non deformato immergente verso nord. Tale basamento è profondo 15 km ca. sotto il margine tirrenico e 7 km sotto l'avampaese ibleo.

a) il livello inferiore della catena è costituito da rampe sud-vergenti spesse 3-4 km, prevalentemente di piattaforma carbonatica mesocenoica (Unità Panormide-Trapanese e Iblea) che sovrascorrono sull'avampaese ibleo.

b) il livello intermedio consiste di un complesso di sottili scaglie tettoniche di carbonati bacinali mesocenoici (Unità Imeresi a nord e Sicane a sud) poggianti sulla piattaforma carbonatica deformata.

c) il livello strutturale superiore è un cuneo tettonico costituito da unità Sicilidi e Numidiche e dalla falda di Gela, ricoperto dai bacini sintettonici plio-pleistocenici.

Le Unità Sicilidi sembrano essersi messe in posto durante il Miocene inf. sul tetto delle unità più esterne. Il cuneo Sicilide raggiunge spessori maggiori nella Sicilia nord-orientale, dove è preservato in una ampia depressione della catena (Bianchi *et al.*, 1989). Nell'estremità nord-orientale della Sicilia la falda sicilide è sovrascorsa dalle Unità cristalline Peloritane.

La Falda di Gela (Grasso *et al.*, 1991) sovrascorre i suoi sedimenti marini di avampaese del Pliocene superiore. Il suo fronte sommerso si assottiglia nell'offshore della Sicilia meridionale. Il cuneo alloctono è costituito da unità Sicilidi del Creatceo-Eocene, Flysch Numidico miocenico e rocce clastiche, evaporitiche e carbonatico-marnose del Miocene inf.-Pleistocene inf. piegate e fagliate. La formazione della Falda di Gela cominciò nel Pliocene medio e fu attiva fino al Pleistocene medio, come provato dai depositi di 0.8 Ma coinvolti nella deformazione. Le unità più alte nella pila tettonica sono i terreni del Flysch Numidico apparentemente scollati dal substrato imerese. Questi corpi terrigeni continuano verso sud ispessendosi notevolmente in un cuneo che coinvolge, in ripetute imbricazioni,

anche i terreni sicilidi e le coperture mioceniche e plioceniche, indicando nel Pliocene inferiore-medio l'età di messa in posto dell'intero corpo che nelle regioni più meridionali è conosciuto come Falda di Gela. La deformazione interna della piattaforma carbonatica e la sua forte embricazione è certamente posteriore al Tortoniano inferiore (età della sovrapposizione delle unità meso-cenozoiche bacinali) e può essere riferita al Pliocene-Pleistocene inferiore. Le culminazioni delle unità di piattaforma carbonatica mostrano i loro effetti in superficie dove i terreni di copertura (Unità Imeresi, cunei del Flysch Numidico, depositi mio-pliocenici) appaiono dislocati lungo fronti apparentemente rettilinei tra le Madonie ed i Nebrodi (interpretati come linee trascorrenti (Ghisetti e Vezzani, 1984) o piani di taglio ad alto angolo transpressivi (Oldow *et al.*, 1990).

Sul dorso delle unità deformate o in deformazione prendono posto i depositi del Pliocene superiore – Pleistocene inferiore che hanno riempito bacini di piggy back l.s. debolmente deformati successivamente. Il tetto del cuneo di unità carbonatiche si mantiene ad una profondità compresa tra 1500 e 3000 m nella regione Madonie orientali – Nebrodi e poi si immerge nettamente verso est scomparendo al di sotto delle coperture imeresi e numidiche spesse almeno 5000 m, confermando il motivo strutturale di depressioni e culminazioni delle strutture che si alternano in senso est-ovest per tutta la Sicilia.

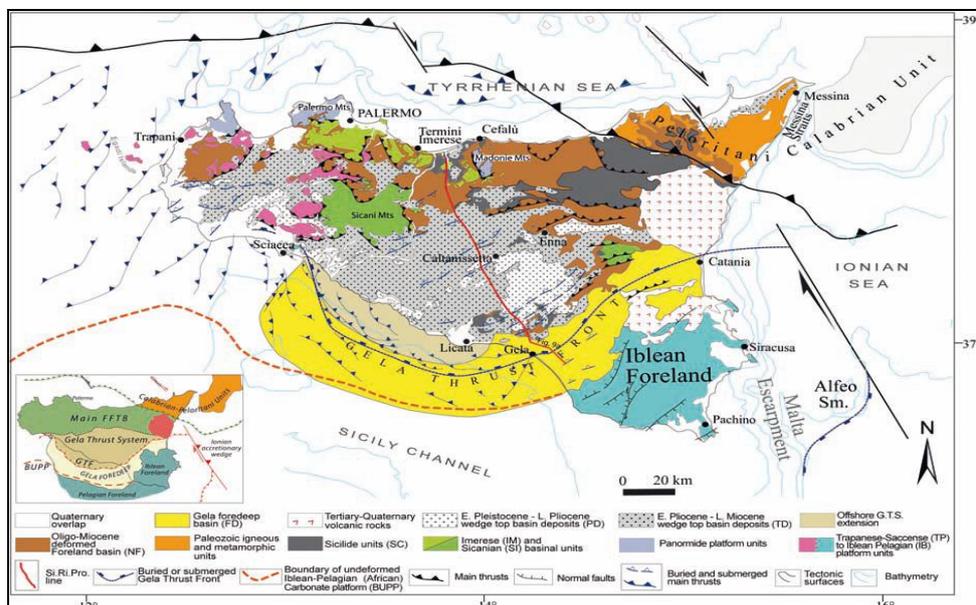


Figura 3.4.1 Carta strutturale della Sicilia (modificato da Catalano & D'Argenio 1982; Catalano *et al.*, 2000)

La cronologia deformativa, ricavata dall'analisi dei rapporti strutturali tra i vari elementi della catena, vede il susseguirsi di due fasi deformative principali: (i) durante la prima (Miocene inferiore-medio, *shallow-seated*) avviene lo scollamento e la messa in posto verso Sud delle Unità Sicilidi (tra il Langhiano superiore ed il Serravalliano superiore) e, successivamente, delle unità derivanti dalla deformazione dell'avanfossa s.l. numidica (precedente al Serravalliano superiore Catalano *et al.*, 1995, tra il Langhiano ed il Tortoniano inferiore, Catalano *et al.* 2000). Tra il Serravalliano inferiore ed il Tortoniano inferiore la deformazione coinvolge le successioni carbonatiche di mare profondo (Imeresi e Sicane) e le relative coperture, che vengono sovrapposte sull'avampaese indeformato (Catalano *et al.* 1996; Catalano *et al.*, 2000); (ii) successivamente (Miocene superiore /Pliocene inferiore) la deformazione raggiunge i livelli strutturalmente più bassi (*deep-seated*), provocando la deformazione del corpo di piattaforma carbonatica attraverso sistemi thrust ad alto angolo (Avellone *et al.*, 2010; Albanese and Sulli, 2012) che si rastremano in profondità lungo piani di scollamento sub-orizzontali (Catalano *et al.* 2000, 2002). La strutturazione del corpo di piattaforma induce la deformazione del livello strutturale sommitale (coperture neogeniche), la ri-deformazione (passiva) e l'ulteriore raccorciamento delle unità di mare profondo precedentemente deformate (Roure *et al.*, 1990) (Fig. 3.4.2-3.4.3).

I dati dell'analisi strutturale di dettaglio (a varia scala) effettuata in Sicilia nord-occidentale (Monti di Palermo, Monti Sicani, Monti di Termini Imerese, Madonie Occidentali) sui terreni appartenenti alle varie unità tettoniche (Oldow *et al.*, 1990; Avellone & Barchi, 2003; Avellone *et al.* 2010) hanno evidenziato l'esistenza di un rapporto angolare tra l'orientazione delle strutture sviluppatesi durante la prima fase (Miocene inferiore-medio) e quella delle strutture sviluppatesi durante la seconda fase della costruzione della catena (Miocene superiore-Pliocene). Le prime, infatti, sarebbero attualmente caratterizzate da un orientamento generale NO-SE e trasporto tettonico SO; le seconde, invece, sarebbero caratterizzate da un trend a grande scala E-O con generale trasporto tettonico meridionale.

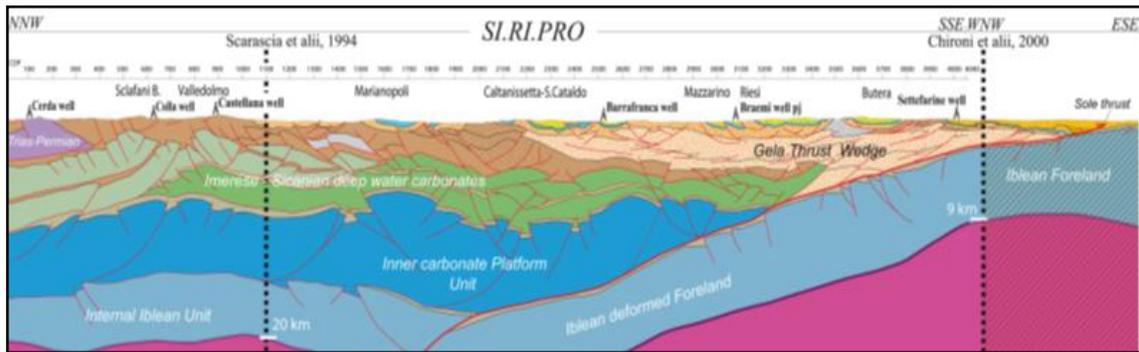


Figura 3.4.2 Profilo crostale che si estende dalle zone interne a quelle esterna della catena. S.I.R.I.P.R.O. (da Catalano *et al.*, 2012)

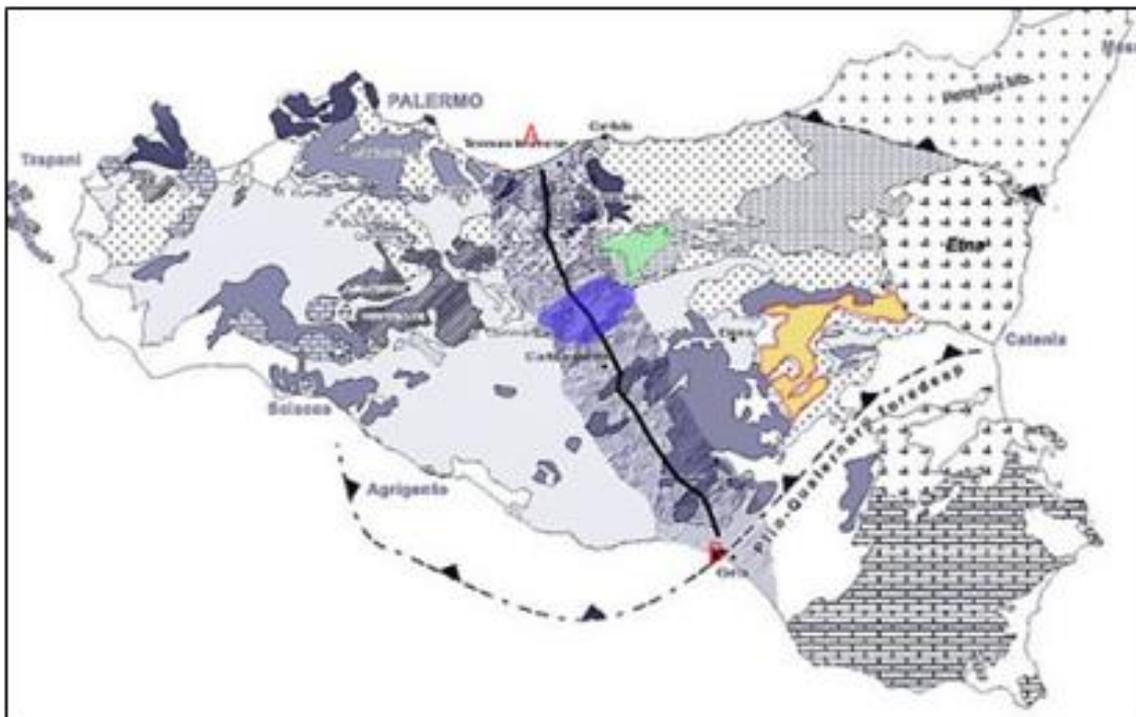


Figura 3.4.3 localizzazione dei bacini studiati : in Giallo il bacino di compreso tra Catenanuova e Centuripe; in Verde il bacino nell'area di Polizzi Generosa e in Blu il bacino nell'area di Reasuttano le lettere A e B indicano la traccia del profilo S.I.R.I.P.R.O.

3.5 Record stratigrafico del *Foreland Basin System* FBS Mio-Pliocenico in Sicilia

I depositi silico-clastici, carbonato-clastici, evaporitici e carbonatici dell'intervallo temporale compreso tra il Serravalliano ed il Pliocene ricoprono gran parte della Sicilia Nord-Occidentale occupando depressioni morfostrutturali più o meno ampie. In questo corpo roccioso è stato possibile riconoscere una serie di unità litostratigrafiche, separate da superfici di discordanza angolare a carattere regionale, che si sovrappongono scandendo le varie fasi di evoluzione e migrazione del FBS siciliano verso i settori di avampaese indeformato. Alcuni modelli riguardanti la struttura del sistema catena-avanfossa siciliano in vari momenti della sua migrazione sono noti da Catalano, 1979; Catalano & D'Argenio, 1982; Catalano *et al.*, 1989, 1993; Oldow *et al.*, 1990; Grasso & Butler, 1991; Butler & Grasso, 1993; Nigro & Renda, 2000; Grasso, 2001. Lungo questa successione è possibile ricostruire il record sedimentario di almeno quattro diverse fasi evolutive del FBS succedutesi a partire dal Miocene inferiore.

La ricostruzione della successione delle varie avanfosse *s.l.* in Sicilia è caratterizzata, dal basso verso l'alto (Fig. 3.5.1):

- Un FBS Oligo-Miocenico: I depositi terrigeni, per lo più torbiditici, formati tra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore in una vasta area del Mediterraneo centrale sono noti in Sicilia come Flysch numidico. Il Flysch numidico è costituito da litofacies pelitiche, arenacee e conglomeratico-arenacee datate all'intervallo Oligocene superiore (Chattiano) - Miocene inferiore (Burdigaliano). Queste successioni affiorano estesamente in Sicilia, costituendo le coperture solidali (spesso in discontinuità) di successioni meso-cenozoiche (Unità imeresi e panormidi) o più spesso come corpi embricati, scollati dal loro originario substrato e sovrapposti alle coperture medio Mioceniche delle unità carbonatiche più "esterne" (unità Trapanesi e Sicane).

Verso l'alto, è ricoperta in discontinuità e discordanza da litotipi appartenenti alla formazione Castellana Sicula e/o dalla formazione Terravecchia.

La provenienza paleogeografica dei sedimenti che costituiscono il Flysch Numidico *s.l.* è ancora materia di dibattito. Una delle ipotesi più accreditate è che essi provengano, almeno in parte, da un' area di alimentazione posta a nord ed a est rispetto al Cratone Africano (Wezel, 1970; Patacca *et al.*, 1992). In base ai dati noti il Flysch può essere interpretato come il riempimento di un'area deposizionale parzialmente indeformata o in via di deformazione ubicata al margine esterno del bacino di *foreland* Oligo-Miocenico.

Questa zona deposizionale sarebbe compresa tra la porzione esterna della *foredeep depozone*, la *forebulge* e la *backbulge depozone* (*sensu* DeCelles & Giles) su crosta continentale africana.

Un FBS Serravalliano–Tortoniano. Le successioni silico-clastiche Serravalliano-Tortoniane affioranti non estesamente nei settori di pertinenza di questo dottorato di ricerca (Sicilia Centro occidentale) vengono generalmente ricondotte alla formazione Castellana Sicula costituendo in alcuni casi il substrato su cui si sviluppa la formazione Terravecchia. La formazione Castellana Sicula è costituita da successioni pelitico-argillose emipelagiche (parte bassa) e pelitico-arenacee (parte alta) riferibili ad un ambiente di sedimentazione marino relativamente poco profondo (Lo Cicero *et al.*, 1997). In base ai rapporti con il substrato riconosciuti già da Ruggieri & Torre (1987) la formazione è stata definita "parzialmente parautoctona", ovvero, deposta all'interno di bacini sintettonici di tipo *piggy back* (Oldow *et al.*, 1990) formati a partire dal Miocene inferiore medio.

In base alle associazioni a foraminiferi planctonici ed a nannofossili calcarei la formazione Castellana Sicula viene datata ad un intervallo compreso tra il Serravalliano superiore ed il Tortoniano inferiore.

FBS Tortoniano – Messiniano. Le successioni depostesi in questo intervallo di tempo costituiscono la Fm. Terravecchia, il principale oggetto di studio di questa tesi di dottorato che verrà trattata con più dettaglio nei prossimi capitoli. In particolare, all'interno di questo spesso pacco roccioso è possibile distinguere diverse unità litostratigrafiche, separate da superfici di discordanza e discontinuità, che costituiscono la copertura sedimentaria delle unità deformate dell'edificio tettonico.

La formazione Baucina (Aruta & Buccheri, 1971) comprende depositi carbonatici e carbonato-clastici derivanti dallo sviluppo di piccole e discontinue aree di piattaforma carbonatica con locali scogliere e *patch reef* a coralli (*Porites* sp.). I depositi di scogliera a *Porites* e margine di scogliera-scarpata superiore (piattaforma carbonatica messiniana) sono diffusi in Sicilia nord-occidentale dove sono stati descritti in particolare da Aruta & Buccheri (1971), Di Stefano & Catalano (1978), Catalano & Esteban (1978), Catalano (1979) e Grasso & Pedley (1989).

Lo sviluppo di queste aree a sedimentazione carbonatica è stato riferito all'azione contemporanea di molteplici fattori tra cui la diminuzione di apporti clastici dalle aree sorgente. Questa diminuzione viene ricondotta a variazioni relative del livello del mare (stazionamento alto) che derivano dalla interazione tra movimenti eustatici e attività tettonica (Grasso & Pedley 1988; Butler & Grasso; 1993).

Un primo evento viene considerato tardo-Tortoniano (scogliere di tipo A di Esteban et al., 1977; Catalano, 1979; Esteban, 1979); esso è ben documentato in Sicilia centrale (Chevalier, 1961) e nei Monti Peloritani (Chevalier, 1961). Un secondo evento, datato al Messiniano inferiore (Aruta & Buccheri, 1971, 1978; Catalano & Di Stefano, 1978; scogliere di tipo B, Esteban et al., 1977; Catalano, & Esteban, 1978; Catalano, 1979; Esteban, 1979; Lo Cicero *et al.*, 1997) è documentato da affioramenti estesi dalla zona di Marsala fino ai Monti Nebrodi.

Gruppo Gessoso-Solfifero

Questa unità litostratigrafica di rango superiore raggruppa tutti i depositi evaporitici ed evaporitico-clastici inizialmente appartenenti alla Formazione Gessoso-Solfifera

E' costituita in gran parte da gessi selenitici massivi e/o stratificati in intercalazioni con intercalazioni di laminiti algali e di marne gessose biancastre (Fm. di Cattolica) con una età compresa tra 5.96 e 5.61 Ma (Lo Cicero *et al.*, 1997; Catalano *et al.*, 2009). Verso l'alto si rinvencono depositi gessoso-clastici (gessareniti e gessopeliti), argille e marne grigie o rosso-brunastre con intercalazioni di conglomerati rossastri continentali ad elementi gessosi (*ciclo evaporitico superiore* di Decima & Wezel, 1971) databili al Messiniano superiore non più recente di 5.33 Ma.

In base ai caratteri descritti ed in accordo con quanto documentato da vari autori (Catalano & D'Argenio, 1978, 1982; Butler & Grasso, 1993; Butler et al., 1995; Catalano et al., 1978; 1989; 1996, Di Stefano & Catalano, 1978; Lo Cicero *et al.*, 1997) le unità litostratigrafiche riconducibili al FBS Tortoniano-Messiniano possono essere considerate il riempimento sedimentario di bacini di *thrust-top* e/o di *piggyback* (Ori & Friend, 1984) ubicati all'interno della *wedge-top depozone* (da prossimale a distale)

- Un FBS Pliocenico caratterizzato dalla deposizione di successioni carbonatiche e miste in contesto marino da emipelagico a costiero. Le successioni che si depositano in questo intervallo di tempo sono riferibili ai Trubi che sono alternanze di marne e calcari marnosi, bianco-grigiastri e talora giallastri, con ricca fauna a foraminiferi planctonici.

Queste litologie sono notoriamente considerate l'espressione sedimentaria del ristabilirsi delle condizioni marine normali nel Mediterraneo dopo la Crisi di Salinità Messiniano avvenuta 5.33 Ma (Decima & Wezel, 1971; Cita, 1975; Ruggieri & Sprovieri 1976). In Sicilia e nelle aree studiate durante lo svolgimento di questo dottorato i Trubi poggiano in discordanza angolare nota a scala regionale sulle sottostanti successioni Messiniano e-o del Tortoniano superiore, con spessori che variano tra 50 e 100 metri. L'età di questi depositi è stata ricondotta, sulla base delle ricche associazioni a foraminiferi planctonici e

nannofossili calcarei, allo Zancleano (Sprovieri, 1974). Verso l'alto, i Trubi passano lungo una discordanza angolare (o paraconcordanza) nota a scala regionale ai depositi clastico-argillosi del Pliocene medio-superiore. Tale discordanza angolare è stata ricondotta ad una fase tettonica iniziata nel Pliocene medio e protrattasi fino al Pleistocene inferiore (Catalano & D'Argenio, 1982; Catalano *et al.*, 1998; Abate *et al.*, 1982; Grasso *et al.*, 1987; Di Stefano & Vitale, 1993; Grasso *et al.*, 1993; Lo Cicero *et al.*, 1997).

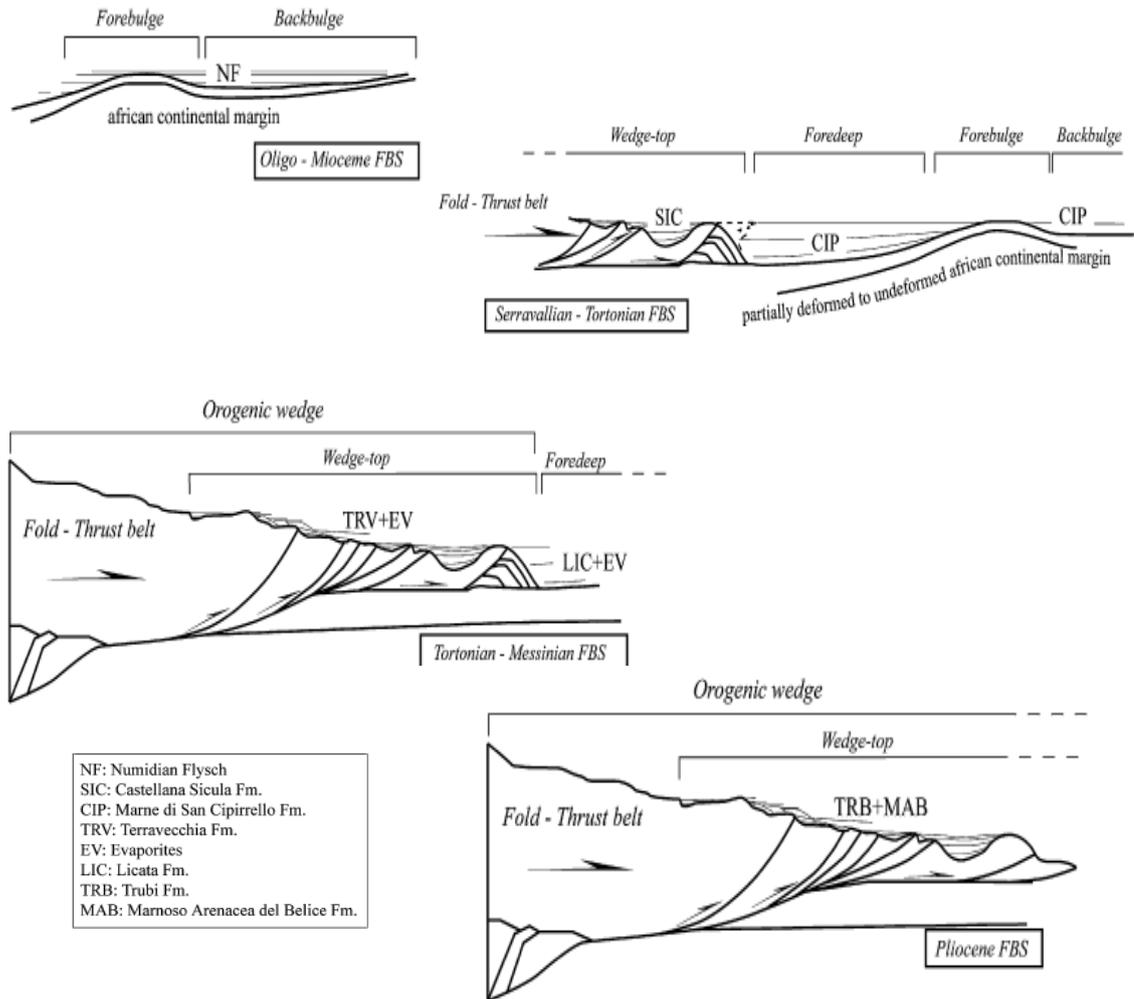


Figura3.5.1 Evoluzione della catena dall'Oligocene al Pliocene. (Da Gugliotta 2011).

3.6 Assetto geologico e stratigrafico delle aree studiate

I bacini studiati sono localizzati in 2 settori differenti della Sicilia (Fig. 3.6.1): il primo comprende le aree di Polizzi Generosa, Resuttano, Marianopoli, si estende in direzione NE-SW ed è impostato sulla zona di catena costituita da livelli strutturali sovrapposti formati dalla sovrapposizione di corpi pellicolari derivanti dalla deformazione di originari domini di mare profondo meso-cenozoici (Sicilide, Imerese e Sicano) su un prisma, spesso 8-9 km, di unità tettoniche derivanti dalla deformazione dell'originario dominio di piattaforma carbonatica (conosciuto localmente come Ibleo, Trapanese, Saccense, Panormide). Il cuneo tettonico, così formato, poggia, a sua volta, sull'avampaese poco deformato (Catalano *et al.*, 2000) (Fig.3.6.1).

Bacino di Polizzi

Il Bacino di Polizzi è interpretato come una sinclinale interessata dalla tettonica post-miocenica con sviluppo prevalente NE-SW. Gli affioramenti si estendono a S, SE, E dell'abitato di Polizzi, Calcarelli e Castellana Sicula.

Nell'area di Polizzi i terreni del Tortoniano sup.-Messiniano inf. appartenenti alla formazione Terravecchia si sovrappongono con rapporti di troncatura erosiva e discordanza sulle arenarie ed argille sabbiose della f.ne Castellana Sicula che affiorano solo nella parte SE del bacino con un affioramento di limitata estensione o sulle unità tettoniche già strutturate ed in particolare sulle argille varicolori inferiori che nella zona fanno da substrato per le unità serravalliano-tortoniane.

Tale contatto è ben visibile a sud di Polizzi, dove la successione giace in discordanza sia sulle argille varicolori inferiori (Unità sicilidi). Il bacino è interessato da tettonica distensiva con un trend di faglie NW-SE dirette che disloca i terreni tortoniano messiniani ed uno ONO-ESE che disloca i terreni mio-pliocenici.

I terreni più recenti giacciono in discordanza sulle facies pelitico argillose della Fm. Terravecchia e sono rappresentati da biocalcareni e calciruditi a frammenti di Porites, e areniti calcareo-marnose, biocalcareni massive, litofacies clastico-carbonatica della formazione Baucina (Aruta & Buccheri, 1976). Affiorano nella parte centrale del bacino a sud di Polizzi nella zona di Cozzo Re e Monte Pizzuto, l'età della formazione è attribuita al Messiniano inferiore. L'ambiente deposizionale è quello di un margine di piattaforma. A Monte Pizzuto e Cozzo Re rispettivamente circa 20 e 10 metri di questa formazione sono ben esposte, e come osservato da Pedley e Grasso 1988 sono molto simili al reef complex che affiora a Balza di Rocca Limita vicino C. Terravecchia (Resuttano); il reef costituito da calcari a Porites progradava verso sud sulle facies silicolastiche della Terravecchia; ed è

interessato da tettonica distensiva post Miocenica con trend principale selle faglie ENE-WSW, tali strutture tettoniche interessano anche i depositi Tortoniani. La fine del reef è segnata dalla deposizione dei depositi pre-evaporitici, in discordanza, costituiti da gessareniti e gessopeliti grigio-giallastre della Fm. Di Pasquia (membro gessoarentico) che affiorano per uno spessore di circa 12 m a Cozzo Re e dai Trubi, in discordanza angolare, che segnano la fase di riapertura del bacino mediterraneo.

Nella zona compresa tra Resuttano, Santa Caterina di Villermosa e Marianopoli il bacino ha uno sviluppo generale NE-SO che forma una struttura sinclinalica incompleta dissezionata da faglie ad andamento E-W circa e NE-SO.

I depositi del Tortoniano sup. Messiniano inf. giacciono con rapporti di troncatura erosiva e discordanza sulle argille sabbiose della f.ne Castellana Sicula che affiorano in tutta la zona limitrofa l'abitato di Resuttano fino a Cozzo Terravecchia, le quali giacciono sulle unità tettoniche già strutturate ed in particolare sulle argille varicolori che nella zona fanno da substrato per le unità serravalliano-tortoniane.

I terreni più recenti sono rappresentati dalla biolititi a coralli della Formazione Baucina qui datata come Tortoniano sup. (Chevalier, 1961) in base al riconoscimento *Monastrea*, *Tarbellastrea*, *Plesiostrea* e *Porites* che rappresentano la comunità preponderante (Chevalier, 1961) che raggiungono spessori di circa 40 m a Balza di Rocca Limata, e di circa 15m nella zona di portella del morto che in alcune zone è eteropica con le facies sabbioso-siltose della Terravecchia (Portella del Morto). La sedimentazione in queste aree procede con la deposizione del calcare di base che si può osservare a Cozzo Terravecchia con spessori di 40 m circa.

La fase di sedimentazione terminale in quest'area si conclude con la deposizione dei gessi, a Monte Cuticchio si osservano i conglomerati che passano lateralmente alle gessareniti e verso l'alto a gessi saccaroidi con spessore non è determinabile in quanto gli affioramenti sono stati erosi e si presentano come patch isolati di moderata estensione 2-3 m circa.

Verso Santa Caterina di Villermosa si osservano gessi balatini e selenitici che giacciono in apparente concordanza su calcare di base deformate dalla tettonica compressiva messiniana e distensiva post messiniana.

Il secondo invece è localizzato nella zona tra Centuripe e Catenanuova e aree contermini (Fig. 3.6.1) ha uno sviluppo E-W circa ed è ubicato nella parte frontale della catena appenninico-maghrebide, nel quale sono riconoscibili gli elementi strutturali derivanti dalla deformazione di settori paleocrostali che caratterizzavano i domini di avampaese-avanfossa e quello di catena. La Catena Appenninico-Maghrebide è costituita da falde, più

o meno ampiamente alloctone, disposte a più orizzonti strutturali e sovrapposte sul Sistema a *Thrust* Esterno. I livelli strutturali più alti su cui poggia il bacino della Terravecchia è costituito dalle Unità Sicilidi e del Flysch Numidico sovrascorsi fino a raggiungere l'attuale fronte della catena, in posizione più bassa, l'orizzonte strutturale è rappresentato dai domini carbonatici di mare profondo che avanzano sulla Falda di Gela (Beneo, 1958; Ogniben, 1969; Lickorish *et al.*, 1999) le cui successioni sono in parte sepolte dalle zone frontali della catena; il sistema poggia infine sull'avampaese ibleo (Fig. 3.6.1).

Questo bacino presenta le facies prossimali della formazione Castellana Sicula del Langhiano-Tortoniano inferiore e della formazione Terravecchia del Tortoniano superiore, dalla serie evaporitica messiniana, e dai calcari e calcari-marnosi dei Trubi del Pliocene inferiore. All'interno di questa sequenza si intercalano, a vari orizzonti stratigrafici, olistostromi di Argille Brecciate (Ogniben, 1953).

Queste ultime sono caratterizzate da discontinue lenti di "argille brecciate" di variabilissima potenza, talora fino a qualche centinaio di metri; sono costituite (Ogniben, 1953, 1954) da frammenti di vari tipi di argille e marne in matrice argillosa, e contengono associazioni microfaunistiche di differenti età ed ambienti.

La genesi di queste rocce è legata alla rapida mobilizzazione di nuclei antiformali e deposizione del materiale nelle prossime depressioni del bacino di sedimentazione ad opera di frane sinsedimentarie sottomarine con breve trasporto. I terreni che maggiormente hanno contribuito alla formazione delle Argille Brecciate sono le argille brune numidiche ed in parte vari litotipi riferibili alle formazioni "sicilidi", nonché i depositi mio-pliocenici, a seconda dell'orizzonte di inserimento.

I depositi del Miocene medio-Pliocene inferiore affiorano nel settore settentrionale del Foglio "Paternò", nell'alta valle del F. Dittàino, lungo il fianco meridionale della sinclinale di Leonforte-Centuripe (Foglio "Nicosia") e nel settore sud-ovest del foglio. In discordanza su tutti i termini prima citati giacciono i terreni argilloso-marnosi della formazione di Centuripe del Pliocene inferiore.

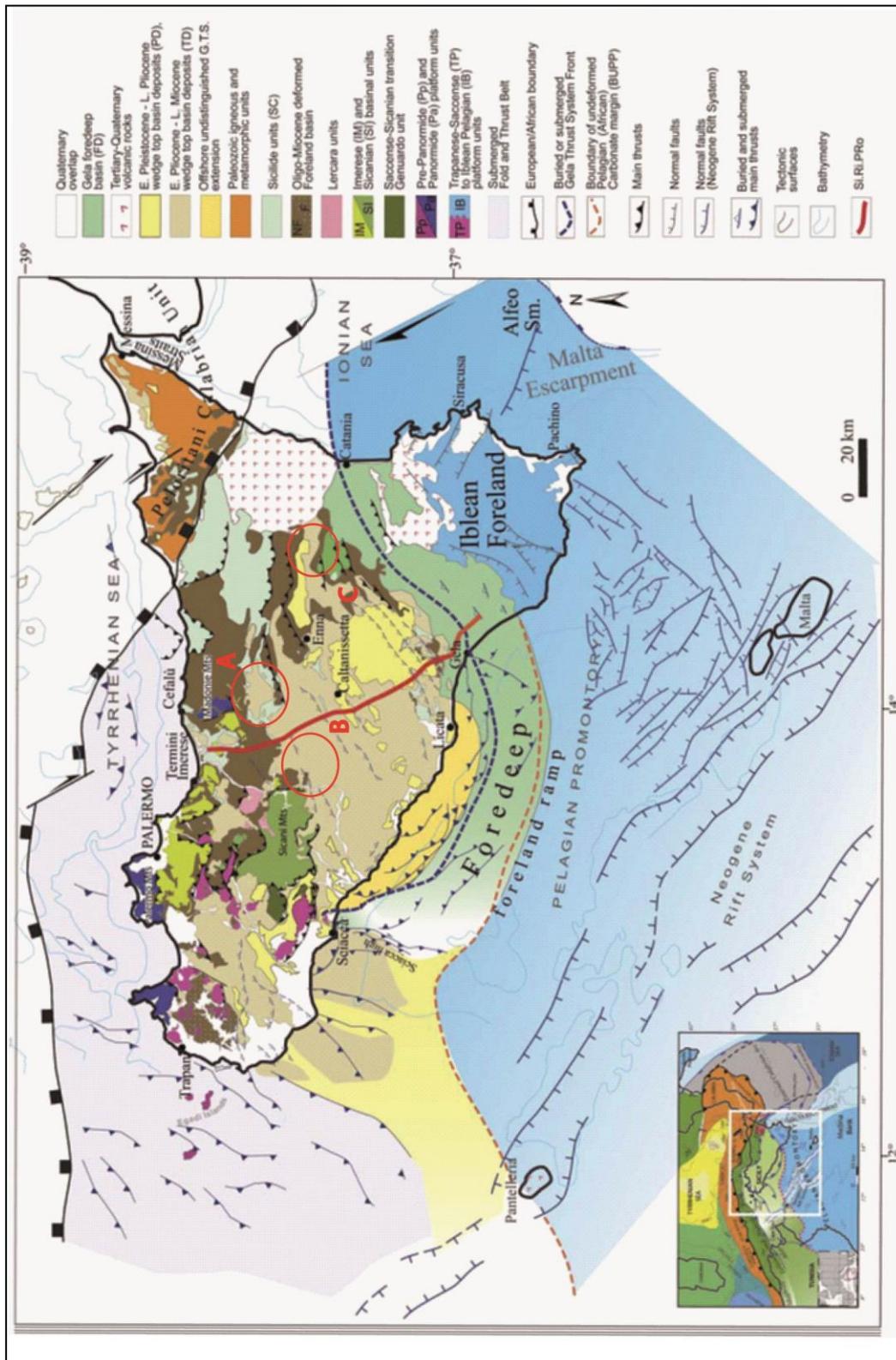


Figura 3.6.1 Carta geologico strutturale della Sicilia, in verde l'ubicazione dei tre bacini A (Polizzi); B (Resultano); C (Catananuova centuripe) (da Catalano *et al.*, 2013)

4.STUDI PRECEDENTI

Nel 1959 Flores illustra sotto il nome di "sezione Terravecchia" una successione stratigrafica che si sviluppa tra il Serravalliano (Elveziano) ed il Messiniano evaporitico.

Lungo la sezione vengono distinte tre unità stratigrafiche principali separate da superfici di *unconformity*, dal basso rispettivamente, Unità Barbara Unità San Cataldo e le Evaporiti. In particolare l'Unità Barbara di età Tortoniano, è costituita nella parte bassa da marne sabbiose e depositi alloctoni (olistostroma di Marianopoli); su questi, nella parte alta dell'unità poggia in "discordanza" una successione spessa circa 800 metri costituita da conglomerati, arenarie, marne ed argille con caratteri di mare molto sottile.

L'unità Barbara è troncata verso l'alto da una superficie di *unconformity* che la separa dalle soprastanti marne e calcari coralligeni dell'Unità San Cataldo.

Sulla base di quanto descritto da Flores (1959) Schmidt di Friedberg (1962, 1964-1965,) istituisce l'unità stratigrafica nota come formazione Terravecchia. L'unità secondo l'autore corrisponderebbe alla porzione alta dell'Unità Barbara caratterizzata dalla successione verso l'alto di conglomerati, arenarie, marne ed argille. Nella versione emendata proposta da Catalano *et al.*, (1997) la formazione Terravecchia è una unità litostratigrafica composta, dal basso verso l'alto da: *conglomerati, arenarie ed argille e marne*. Questi litotipi sono raggruppati in tre unità litostratigrafiche di rango inferiore (membri) rispettivamente indicati come: *membro conglomeratico, membro sabbioso e membro pelitico-argilloso*. I suddetti membri sono caratterizzati da complicati rapporti di eteropia laterale ed essendo indicativi elusivamente di un carattere litologico ad essi non può essere legato (come spesso fatto) alcun significato cronostratigrafico. La formazione Terravecchia in Sicilia settentrionale e nordoccidentale è costituita da una successione stratigrafica spessa tra 350 metri e punte di 1200 metri (Abate *et al.*, 1999), limitata alla da una superficie di discordanza e discontinuità erosiva che separa la formazione rispettivamente dai depositi deformati sottostanti, costituiti indifferentemente da lembi di Unità Sicilidi, dalle Unità del Flysch Numidico e/o della formazione Castellana Sicula. Al tetto la formazione è ricoperta dai terreni della formazione Baucina, della formazione Tripoli e/o dalle evaporiti.

4.1 Biostratigrafia e Cronostratigrafia

La formazione Terravecchia (emendata) è riferita ad un intervallo cronostratigrafico compreso nelle successioni più complete tra il Tortoniano "parte alta" (tra 10,4 Ma e 7.25 Ma) ed il Messiniano "parte bassa" (sotto 5.96 Ma) (Chevalier, 1961; Aruta, 1966; Ruggieri *et al.*, 1969; Catalano & Sprovieri, 1969, 1971; Ruggieri & Torre, 1970, 1984; Di Stefano & Catalano, 1978; Aruta & Buccheri, 1971, 1978; Catalano, 1979; Sprovieri *et al.*, 1996, 2002; Lo Cicero *et al.*, 1997; Catalano *et al.*, 2009). Questo intervallo cronostratigrafico è stato ricavato principalmente sulla base delle associazioni a foraminiferi planctonici e bentonici, dei nannofossili calcarei, degli ostracodi e dei molluschi. Il dato cronostratigrafico gode di un controllo geocronologico parziale grazie alla correlazione con l'età degli eventi biostratigrafici principali datati in termini assoluti in alcune successioni affioranti in Sicilia meridionale riferite alla parte terminale del Tortoniano alto ed al Messiniano pre-evaporitico (tra 8,14 Ma e 6,08 Ma) (Sprovieri *et al.*, 1996). In Sicilia nord-occidentale come documentato in diversi bacini (es. Bacino di Ciminna, Lo Cicero *et al.*, 1997) la formazione Terravecchia spesso è rappresentativa solo di una parte dell'intero intervallo cronostratigrafico (Fig 4.1.1).

Nel dettaglio la parte "alta" del Tortoniano è stata informalmente individuata sulla base delle associazioni a foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei; ad essa vengono attribuita i campioni riferibili alle biozone a foraminiferi planctonici a *Globigerinoides obliquus extremus*, a *Globorotalia suterae* ed alle biozone a nannofossili calcarei a *M. convallis*, *Coccolithus pelagicus*, *Amaurolithus primus*.

La parte "bassa" del Messiniano è stata distinta con le associazioni faunistiche ricadenti nelle biozone a *Globorotalia conomiozea* e "biozona non distintiva". Tale attribuzione è in buon accordo con la posizione stratigrafica della formazione Terravecchia nel suo stratotipo originale a Cozzo Terravecchia (Resuttano) (Flores, 1959), dove i campioni basali sono attribuibili alla biozona a *Globigerinoides obliquus extremus* e i campioni più recenti contengono *Globorotalia conomiozea* e verso l'alto *Turborotalita multiloba* (Fig. 4.1.2).

Le associazioni a foraminiferi bentonici ed ad Ostracodi sono state utilizzate per interpretazioni paleoambientali (*Ciprydeis sp.*, *Ammonia becarii tepida*; *Criboelphidium dehishens*; *Bulimina echinata*, *Bolivina dentellata*, *Spiroplectamina carinata*).

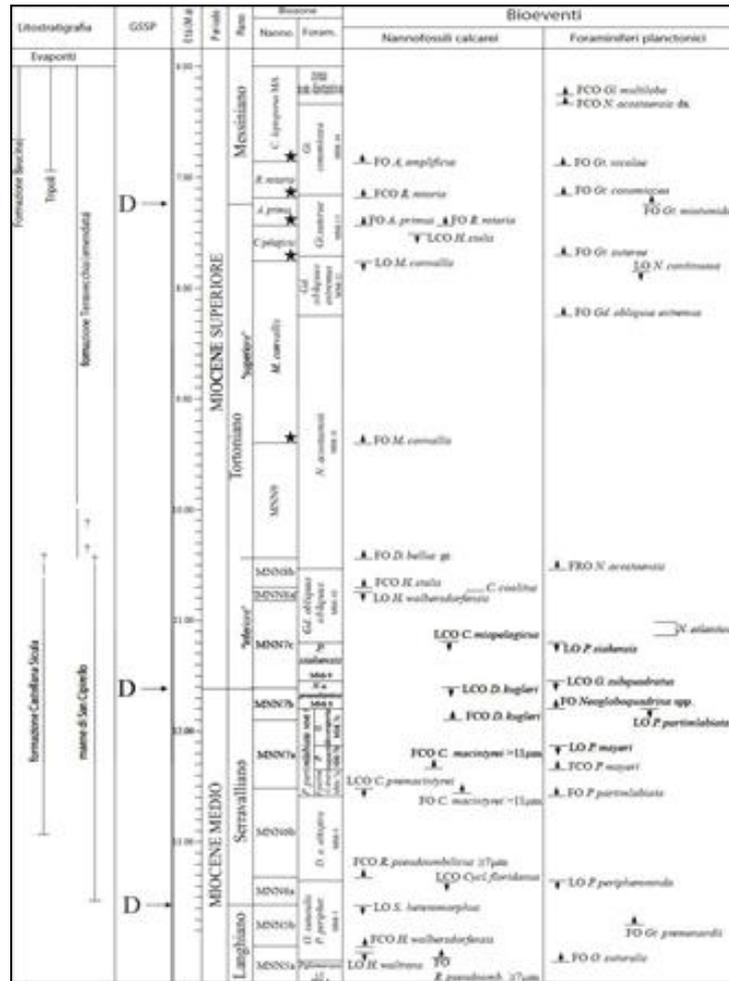
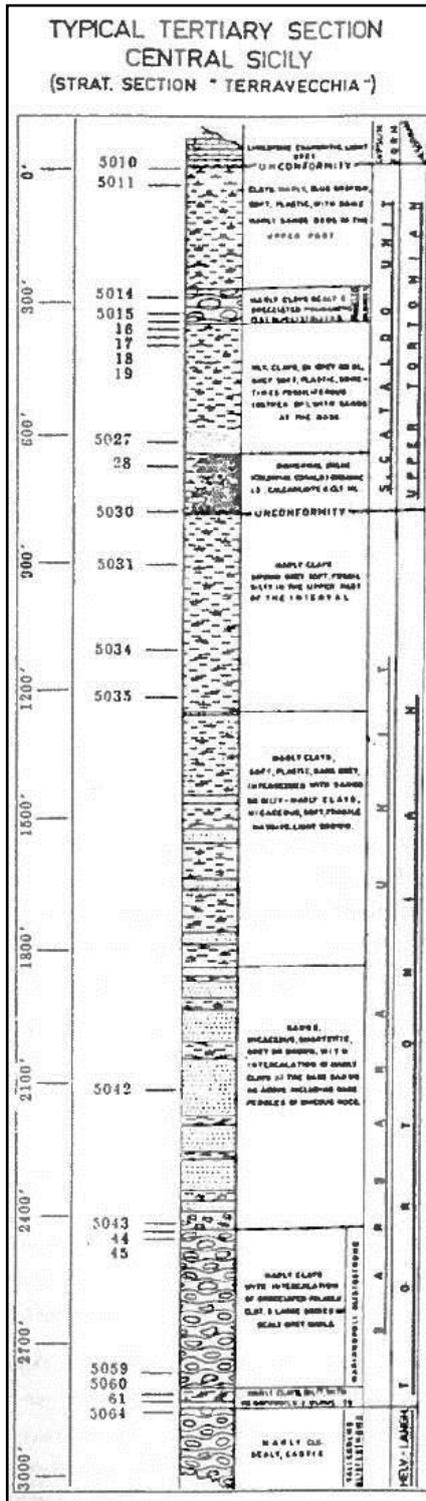


Figura 4.1.2 (in alto) Colonna stratigrafica dei principali bioeventi del tardo Miocene (da Sprovieri 1994)

Figura 4.1.2 (a sinistra) Colonna stratigrafica realizzata da Flores 1966 a Cozzo Terravecchia (Resuttano)

4.2 Considerazioni di carattere regionale

La formazione Terravecchia ricopre gran parte della Sicilia ad esclusione del settore Ibleo, costituendo due domini ad andamento E-W, disposti rispettivamente a Nord ed a Sud del parallelo Caltanissetta. Nei domini settentrionali (dai monti di Trapani ai monti Peloritani) la formazione è caratterizzata dalla tipica successione di conglomerati, arenarie, marne ed argille (Catalano, 1979). Nei domini meridionali (es. Bacino di Caltanissetta), invece, la formazione si presenta prettamente marnoso-argillosa con intercalazioni arenacee e conglomeratiche interpretate da alcuni autori (Grasso & Butler 1991; Butler & Grasso 1993; Grasso, 1997; Jones, 1997) come il risultato della progradazione verso Sud di sistemi deltizi. Ancora più a Sud, la sedimentazione è caratterizzata da litofacies di *open shelf* che ricoprono le unità Sicane parzialmente deformate e lateralmente un cuneo fortemente deformato costituito da unità di derivazione Sicilide e numidico (formazione Licata). Quest'ultima formazione è considerata un deposito di avanfossa *s.s.* (Grasso *et al.*, 1997). Catalano *et al.* (1978) e Catalano (1979) in accordo con Richter Benburg (1973) descrivono le litofacies della formazione Terravecchia, in Sicilia settentrionale, come il prodotto di numerosi sistemi fluvio-deltizi passanti verso Sud ad ambienti deposizionali di piattaforma aperta. Richter Benburg (1973), in particolare ricostruisce il profilo di numerose conoidi grossolane ubicate in Sicilia settentrionale (a Nord della congiungete Trapani - Enna). Come mostrato da vari autori (Richter Benburg, 1973; Catalano, 1979; Catalano & D'Argenio, 1990; Grasso & Butler, 1991; Jones & Grasso, 1996) i sistemi clastici si sviluppavano seguendo sistemi di drenaggio orientati principalmente in senso N-S da una zona di alimentazione posta davanti ad un settore emerso della catena ubicato in parte in Sicilia settentrionale e a Nord della stessa verso una zona a sedimentazione marina posta a Sud (Bacino di Caltanissetta e Castevetrano).

Ancora Catalano (1979) riporta che il carattere discordante del limite inferiore della formazione Terravecchia diminuisce progressivamente da Nord verso Sud fino ad essere sostituito da una paraconcordanza caratteristica dei settori della Sicilia centrale (Bacino di Caltanissetta o fossa di Caltanissetta). Il quadro a scala regionale fornito dai vari autori (Catalano & D'Argenio, 1978, 1982, 1990; Catalano, 1979; Catalano *et al.*, 1978, 1989, 1996, 2000; Grasso & Butler, 1991; Butler & Grasso, 1993; Butler *et al.*, 1995; Vitale, 1996; Lo Cicero *et al.*, 1997; Vitale & Sulli, 1997; Nigro & Renda, 2000) riguardo le caratteristiche di questa formazione ha indotto a considerare questa unità litostratigrafica come parte del *record* sedimentario dell'avanfossa *s.I.* siciliana, articolata in bacini

flessurali minori ed interposta tra una catena emersa a Nord ed un'area cratonica indeformata a Sud.

Nell'area della Sicilia Orientale essa è generalmente costituita da due litofacies eteropiche, prevalentemente nella parte alta della sequenza. La litofacies più diffusa è rappresentata da marne argillose di colore grigio-azzurro o bruno e da sabbie quarzose giallastre in sottili livelli, raramente in banchi; l'altra è caratterizzata da sabbie quarzose giallastre con grosse lenti di conglomerati a clasti eterometrici da piatti a sferici, arrotondati, di natura sia sedimentaria che cristallina di vario grado metamorfico. Lo spessore di queste intercalazioni può raggiungere potenza pluridecametrica.

A nord del Foglio la formazione è costituita prevalentemente da bancate sabbioso-conglomeratiche alternate ad argille e silt, mentre lungo la sinclinale di Centuripe-Leonforte (fogli "Monte Etna" e "Nicosia") e la valle del F. Dittàino prevale nettamente la facies marnosa. A sud di Centuripe e tra Catenanuova e Assoro le sabbie sono rappresentate da lenti potenti varie decine di metri e con estensione laterale variabile, mentre in destra del F. Simeto la facies sabbioso arenacea chiude la successione al tetto. Le brusche variazioni litologiche e di spessore che la formazione presenta sono dovute probabilmente a diverse profondità del bacino di sedimentazione e ad apporti variabili da punto a punto.

La base della formazione, discordante sul substrato, è eterocrona e caratterizzata, nelle aree di bacino, da appoggi di tipo *on lap* su alti strutturali, in prossimità dei quali si assiste anche alla progressiva chiusura della stessa. La facies dei conglomerati suggerisce una deposizione in sistemi fluviali anastomizzati, con larghi settori di non deposizione dovuti a *by-pass* di materiale fluviale (Grasso & Butler, 1991).

Sui livelli alti della formazione Terravecchia poggiano, con contatto erosivo, brecce argillose di colore bruno (Ogniben, 1953, 1957). La massa pelitica ingloba olistoliti eterometrici e poligenici di prevalenti quarzareniti numidiche e minori lembi di argille varicolori. Lo spessore di questa intercalazione olistostromica raggiunge i 200 m.

5.MATERIALI E METODI

Il lavoro svolto è stato effettuato in diverse fasi, ciascuna delle quali è stata dedicata all'indagine di un particolare aspetto. La base del lavoro effettuato è rappresentata dal rilevamento geologico di dettaglio alla scala 1:10.000. Tale fase ha permesso l'identificazione dei principali affioramenti e la definizione dei più idonei siti per uno studio sedimentologico di dettaglio. La distinzione tra i principali corpi mappati è stata basata principalmente su caratteri di natura litologica, tenendo conto però di dati di natura paleontologica (contenuto di macrofossili e microfossili), sedimentologica (strutture sedimentarie), stratigrafica (trend deposizionali analisi delle variazioni verticali e laterali di facies) e misura di paleocorrenti e studio delle strutture direzionali (clasti embricati *pebble cluster*, *groove casts*, *flute casts*, ecc). Sulla base di tale rilevamento è stata anche definita la distribuzione spaziale dei vari corpi sedimentari e dei loro spessori. Durante la fase di rilevamento sono state individuate anche le principali strutture tettoniche e misurati i valori giaciture e rappresentati tramite diagrammi di tipo stereonet con l'ausilio del software *Open Stereo*.

Tra i principali affioramenti individuati durante il rilevamento geologico, sono stati selezionati quelli caratterizzati da una maggiore estensione verticale e laterale ed analizzati secondo i moderni principi dell'analisi di facies e della stratigrafia sequenziale. Sono stati misurati dei log sedimentologici di dettaglio in aree chiave per la definizione della successione stratigrafica e dei principali ambienti deposizionali. La misurazione di tali sezioni è stata accompagnata dalla raccolta di circa 45 campioni per analisi micropaleontologiche.

Per la classificazione di ciascun bacino sedimentario, è stato fatto riferimento alle classificazioni proposte dai vari autori, in particolare Allen & Allen (1993) e DeCelles & Giles 1996 (Vedi Tematiche).

Per la classificazione e codificazione dei depositi terrigeni è stata utilizzata la classificazione di Miall (1978-1985) che di seguito verrà descritta in dettaglio.

Il metodo di Miall è basato su tre concetti cardine:

- A) la definizione codificata di litofacies basata su granulometrie e strutture sedimentarie;
- B) l'individuazione di superfici limite gerarchizzate fra litosomi (gli "elementi architettonici");
- C) la definizione, tramite le litofacies e le superfici limite, di "elementi architettonici" tridimensionali, le cui mutue relazioni consentono di ricostruire, con un certo grado di attendibilità, ambienti e sub ambienti deposizionali.

Le litofacies.

Lo schema delle litofacies proposto da Miall risulta efficace, in quanto prende in considerazione granulometrie (Ghiaie, Sabbie, Fini) con l'aggiunta di Carboni e Paleosuoli, e ad esse associa le strutture sedimentarie presenti (struttura massiva, laminazioni parallele, incrociate, mud-crack, ecc.): viene anche fornita la più probabile interpretazione del processo sedimentario responsabile della litofacies. Alcuni autori spagnoli hanno esteso lo schema di Miall, incorporando nelle litofacies anche la forma del litosoma corrispondente (Fig. 5.1).

Le superfici limite

La prima proposta di superfici limite gerarchizzate è di Allen (1983); egli definisce 3 tipi di superfici: di 1° di 2° e di 3° grado. Le superfici di 1° ordine semplicemente separano l'uno dall'altro semplici set; quelle di 2° ordine delimitano una serie di forme di dimensione variabile dai coset ad alcuni degli elementi architettonici più piccoli; le superfici di 3° ordine marcano la base dei canali e suddividono fra loro elementi architettonici più complessi. Miall nel 1988 suddivide le superfici di 2° ordine in superfici di 2°, 3° e 4° ordine, così rispettivamente rappresentando: nelle superfici di 2° ordine, variazioni minime di direzione o di intensità all'interno di un singolo episodio di flusso suddividendo coset di tipo o orientazione diversa; nelle superfici di 3° ordine, importanti variazioni di livello idrometrico all'interno di un singolo flusso, che possono portare ad una quantomeno parziale erosione della precedente forma, ma non mutamenti di stile o di orientazione: ad esse appartengono le *epsilon cross bedding*; le superfici di 4° ordine sono superfici piatte o tipicamente convesse verso l'alto, erosive a basso angolo, che suggeriscono una riorganizzazione delle precedenti macroforme fluviali (dovute alle piene precedenti) durante una nuova piena principale; esiste un altro tipo di superficie di 4° ordine: la base del canale minore o del canale di chute; le superfici di 5° ordine sono piatte o concave e delimitano alla base i canali principali ed i complessi di riempimento di canale, con erosione e lag basale; le superfici di 6° ordine, coincidenti con il 5° ordine della stratigrafia sequenziale, definiscono la base di gruppi di canali o di paleovalli, o la base di sequenze di conoide o di sequenze minori. Successivamente, Miall (1996) ha aggiunto superfici di 7° (piatte e regionalmente estese, base di una valle incisa o di un sistema deposizionale principale) ed 8° ordine (disconformità regionali), coincidenti con i cicli sequenziali di 4° e di 3° ordine.

Gli elementi architeturali

Gli elementi architeturali sono di due pertinenze: canalizzati e di piana di esondazione o racimazione (*overbank*) e sono costituiti da specifiche associazioni di litofacies. Fra essi distinguiamo, nel contesto canalizzato:

I canali CH, elementi che possono essere sia composti da un unico elemento, sia essere composti da numerosi elementi diversi; le barre e forme di fondo ghiaiose GB; le forme di fondo sabbiose SB; le macroforme ad accrezione sottocorrente DA; le macroforme ad accrezione laterale LA; le depressioni erosive HO; i flussi gravitativi di sedimento SG; le “lame” di sabbia laminata LS; i fini di tracimazione presenti sporadicamente all’interno del canale FF. Nel contesto di tracimazione sono distinguibili invece: i depositi di argine LV; i canali di rotta CR; i lobi di rotta CS; i sedimenti fini depositi nei canali abbandonati e nei laghi di meandro (oxbow lake) [CH(FF)]; i sedimenti fini di piana alluvionale FF (Fig. 5.2-5.3-5.4-5.5).

Facies code	Lithofacies	Sedimentary structures	Interpretation
Gms	massive, matrix supported gravel	grading	debris flow deposits
Gm	massive or crudely bedded gravel	horizontal bedding, imbrication	longitudinal bars, lag deposits, sieve deposits
Gt	gravel, stratified	trough crossbeds	minor channel fills
Gp	gravel, stratified	planar crossbeds	linguoid bars or deltaic growths from older bar remnants
St	sand, medium to v. coarse, may be pebbly	solitary (theta) or grouped (pi) trough crossbeds	dunes (lower flow regime)
Sp	sand, medium to v. coarse, may be pebbly	solitary (alpha) or grouped (omikron) planar crossbeds	linguoid, transverse bars, sand waves (lower flow regime)
Sr	sand, very fine to coarse	ripple marks of all types	ripples (lower flow regime)
Sh	sand, very fine to very coarse, may be pebbly	horizontal lamination, parting or streaming lineation	planar bed flow (l. and u. flow regime)
Sl	sand, fine	low angle (< 10°) crossbeds	scour fills, crevasse splays, antidunes
Se	erosional scours with intraclasts	crude cross-bedding	scour fills
Ss	sand, fine to coarse, may be pebbly	broad, shallow scours including eta cross-stratification	scour fills
Fl	sand, silt, mud	fine lamination, very small ripples	overbank or waning flood deposits
Fsc	silt, mud	laminated to massive	backswamp deposits
Fcf	mud	massive, with freshwater molluscs	backswamp pond deposits
Fm	mud, silt	massive, desiccation cracks	overbank or drape deposits
Fr	silt, mud	rootlets	seatearth
C	coal, carbonaceous mud	plants, mud films	swamp deposits
P	carbonate	pedogenic features	soil

Figura 5.1 Classificazione delle litofacies (da Miall 1978)

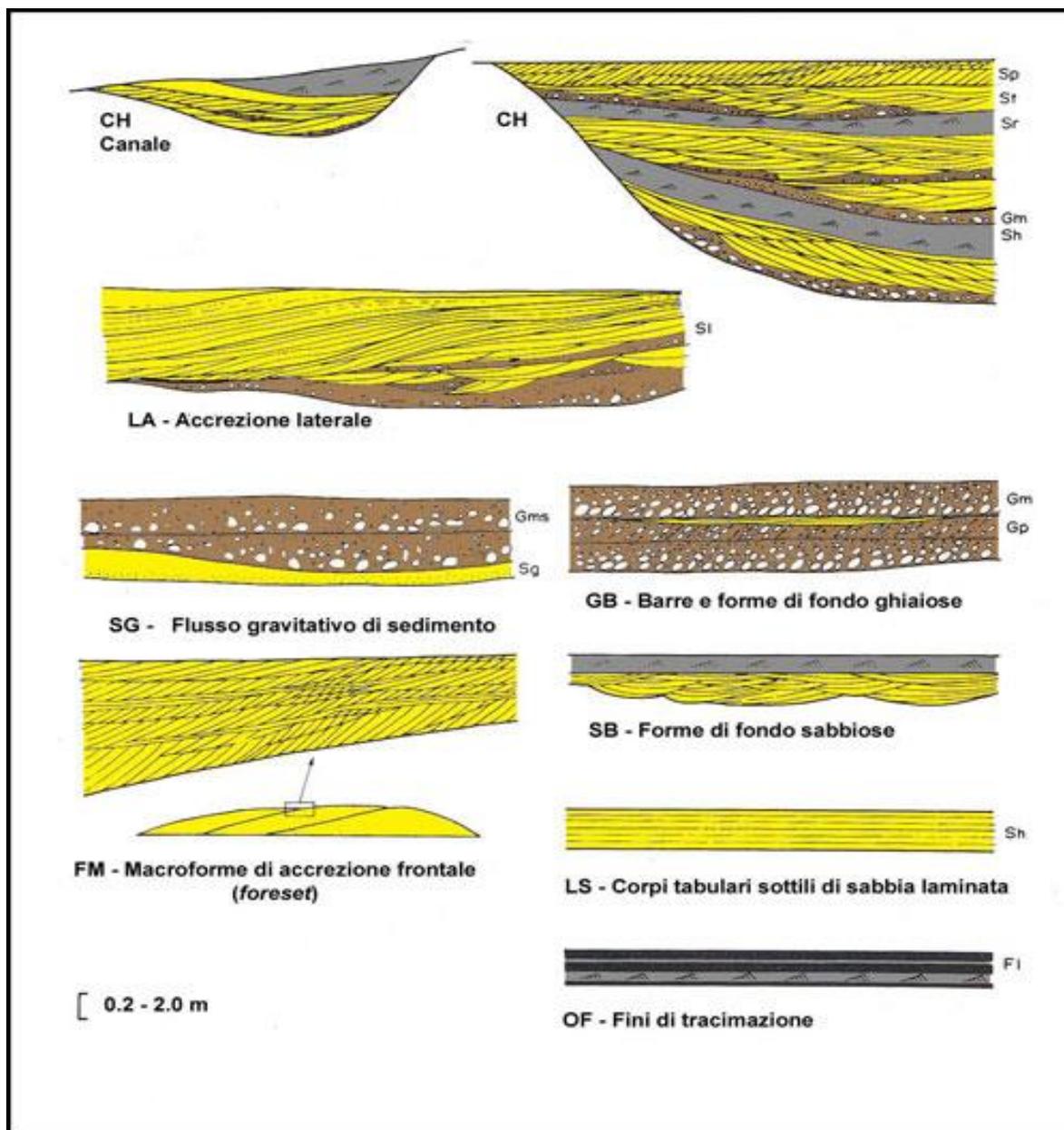


Figura 5.2 Maggiori elementi architettonici in un contesto di canale (da Miall 1978)

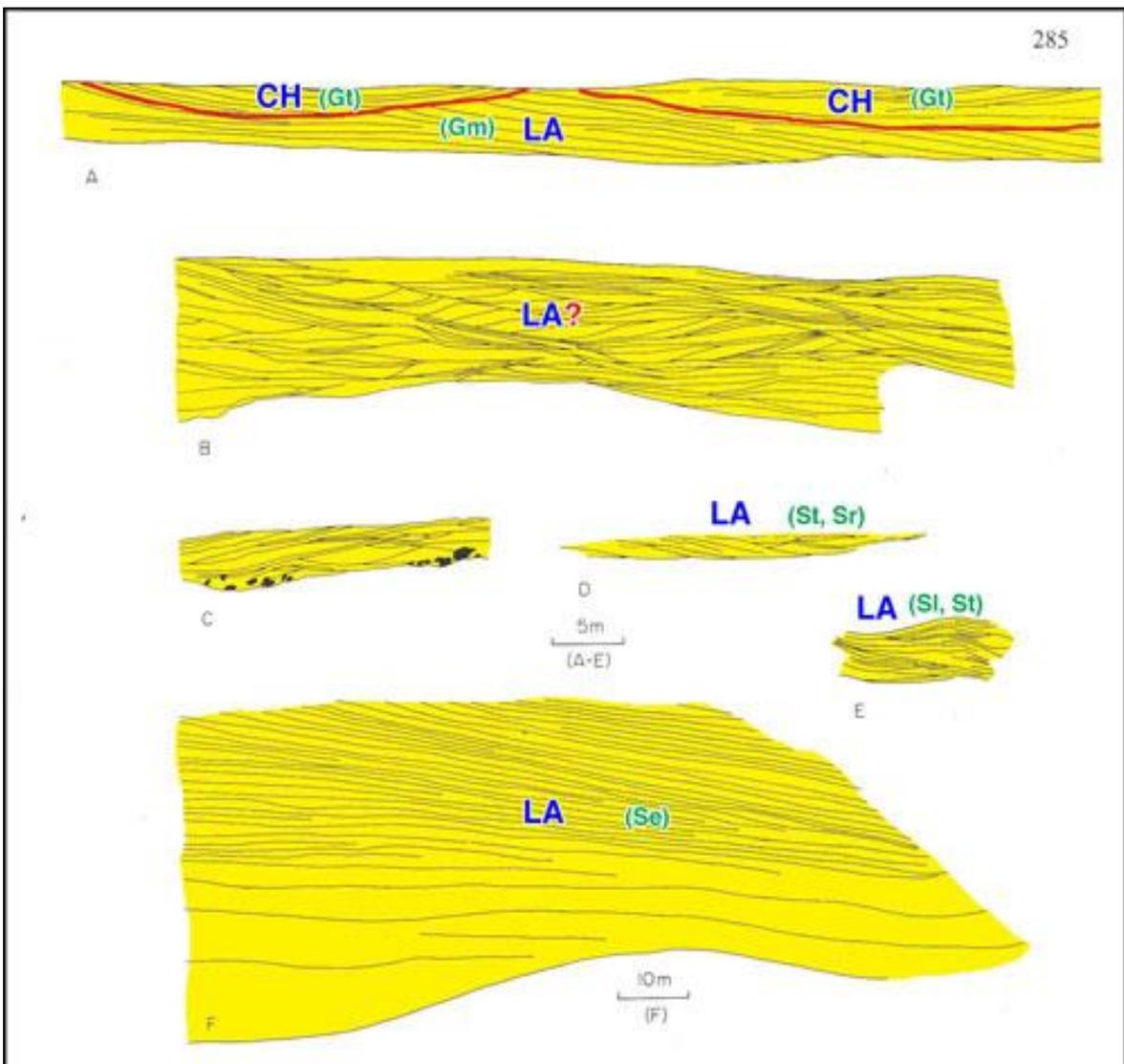


Figura 5.3 Esempi di elementi di accrezione laterale (da Miall 1978)

Element	Symbol	Principal lithofacies assemblage	Geometry and relationships
Channels	CH	any combination	finger, lens or sheet; concave-up erosional base; scale and shape highly variable; internal concave-up secondary erosion surfaces common
Gravel bars and bedforms	GB	Gm, Gp, Gt	lens, blanket; usually tabular bodies; commonly interbedded with SB
Sandy bedforms	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	lens, sheet, blanket, wedge; occurs as channel fills, crevasses splays, minor bars
Foreset macroforms	FM	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	lens resting on flat or channelled base, with convex-up second-order internal erosion surfaces and upper bounding surface
Lateral accretion deposits	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss; less commonly Gm, Gt, Gp	wedge, sheet, lobe; characterized by internal lateral accretion surfaces
Sediment gravity flows	SG	Gm, Gms	lobe, sheet; typically interbedded with GB
Laminated sand sheets	LS	Sh, Sl; minor St, Sp, Sr	sheet, blanket
Overbank fines	OF	Fm, Fl	thin to thick blankets; commonly interbedded with SB; may fill abandoned channels

Figura 5.4 Elementi architeturali nei depositi fluviali (da Miall 1978)

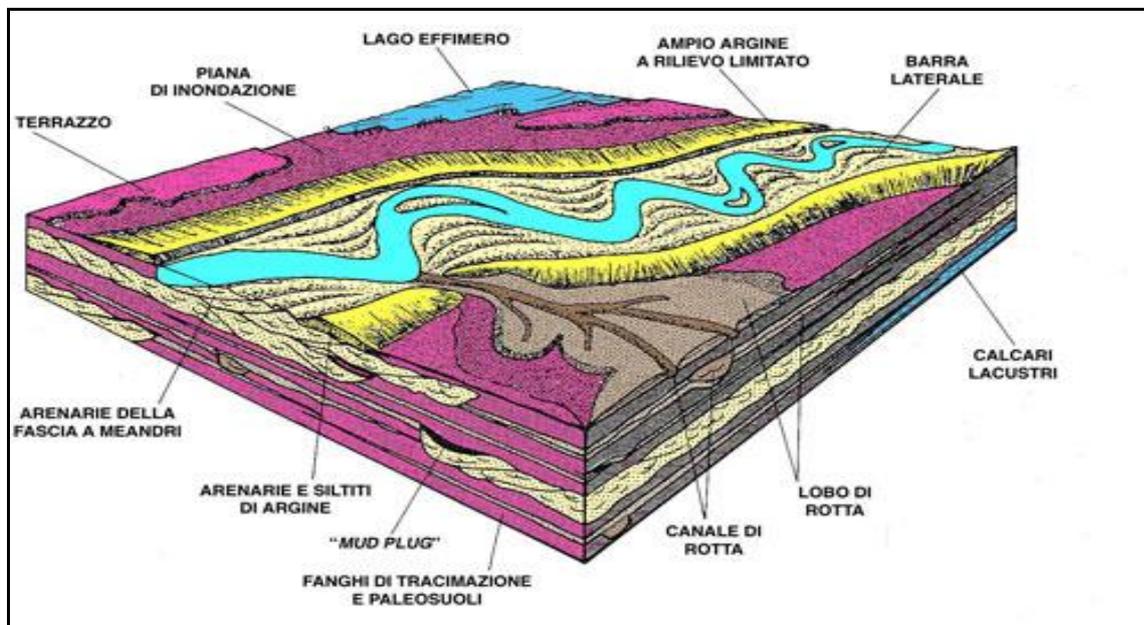
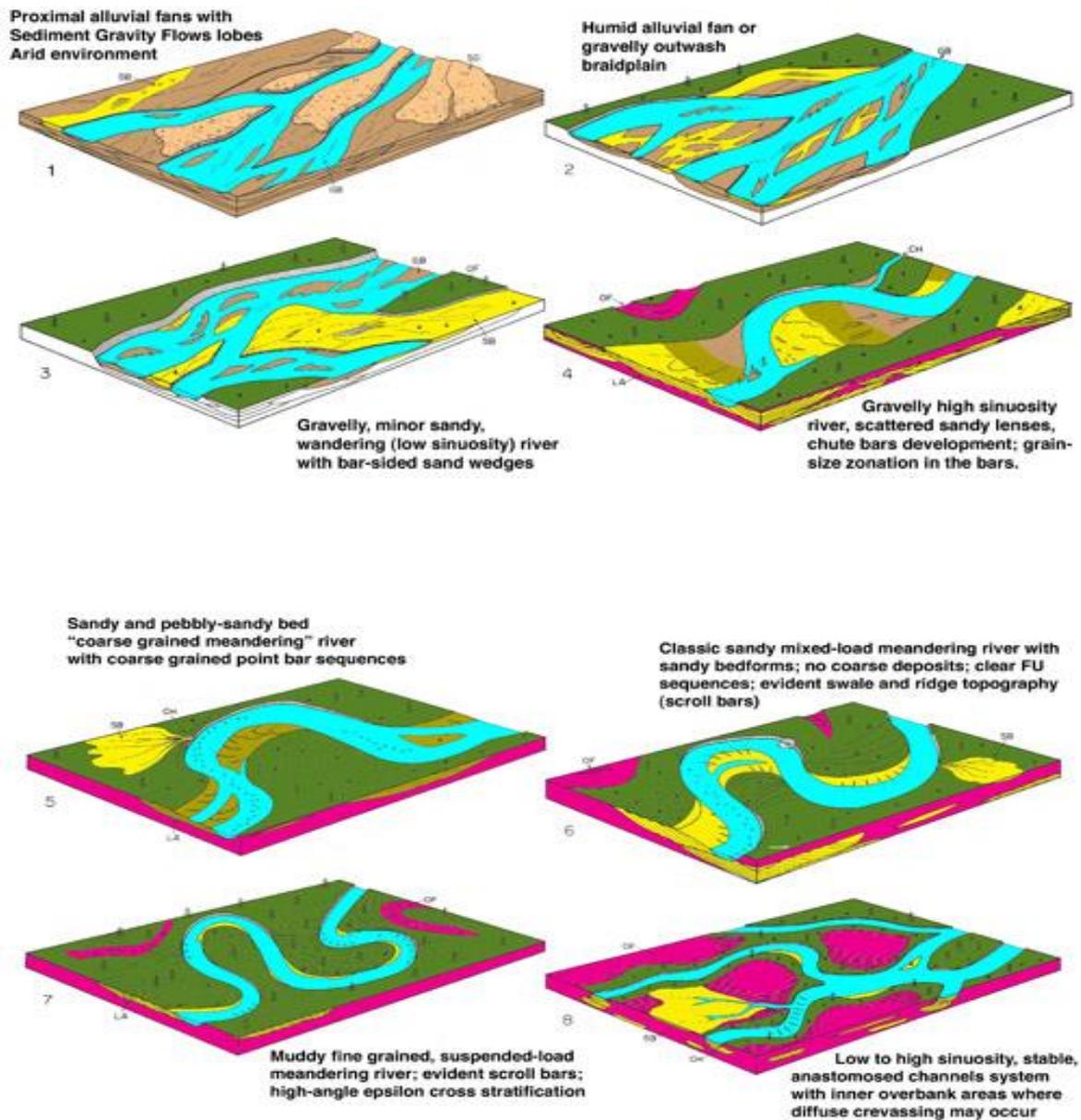


Figura 5.5 Elementi architeturali del contesto di tracimazione (da Miall 1996)

ASSOCIAZIONI FRA ELEMENTI ARCHITETTURALI: GLI “STILI FLUVIALI”

Miall propone una serie di “modelli” o “stili fluviali”, cercando di ricoprire i casi più tipici dello spettro esistente: dai quelli prossimi o facenti parzialmente parte dei sistemi di conoide, ai fiumi intrecciati più o meno sinuosi, a quelli a meandri più o meno grossolani, a quelli anastomosati (Fig. 5.6).



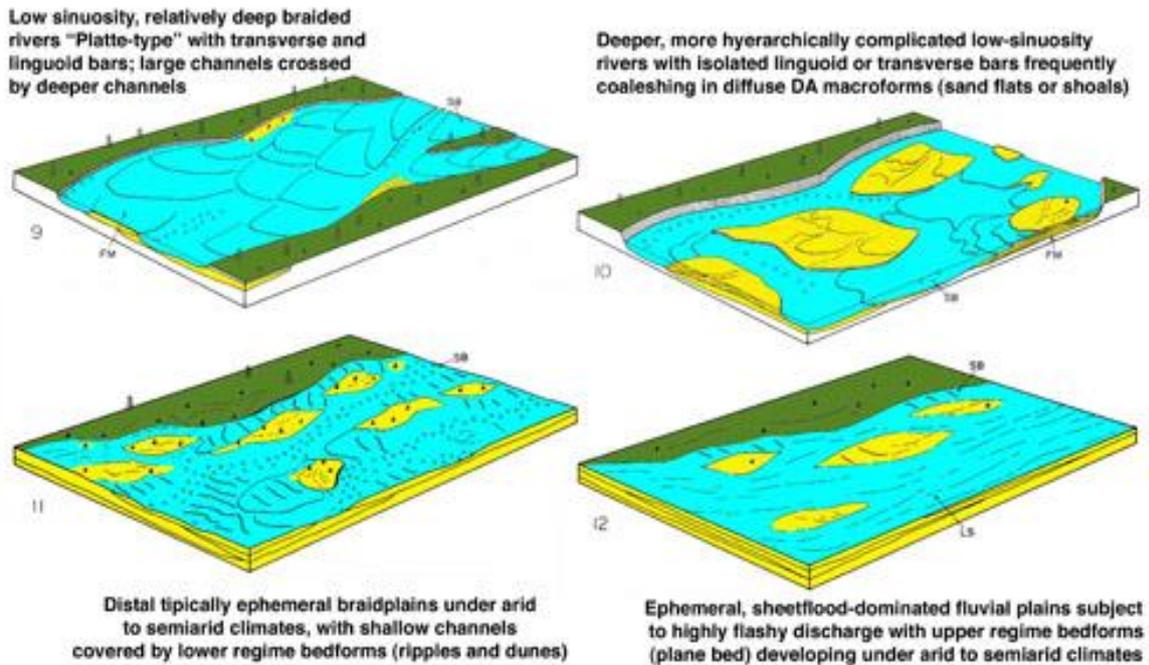


Figura 5.6 Esempi di stili architeturali dei corsi d'acqua (da Miall 1978)

Nel presente lavoro, l'esame dei depositi marini costieri e profondi è basato sulla diversa zonazione del profilo costiero. Tale zonazione è impostata sugli effetti del moto ondoso e sulla loro interazione con l'interfaccia deposizionale. In tale contesto, un profilo di spiaggia viene suddiviso in un certo numero di zone, ognuna delle quali caratterizzata da specifici processi, morfologie e facies (Komar, 1976; Bourgeois & Leithold, 1984). In questo studio, la suddivisione utilizzata è quella di Reading & Collinson (2006). Secondo tale distinzione il profilo costiero è suddiviso in tre principali porzioni: *shoreface*, *offshore transition* e *offshore*. Nella zona di *shoreface* l'interfaccia deposizionale è costantemente interessata da moto ondoso, e la sedimentazione di materiali fangosi è pressoché impossibile tale zona è stata distinta tra upper e lower shoreface, sulla base della presenza di diverse tipologie di *ripples*, drappi di fango e grana dei sedimenti (Fig. 5.7). Nella zona di *offshore transition*, le onde riescono a smuovere il fondo solo durante le tempeste, pertanto la sedimentazione principale è rappresentata da limi ai quali si alternano livelli di sabbie accumulati durante le principali tempeste. Nella zona di *offshore* le onde non riescono mai a ripulire il fondo del mare..

Lo studio svolto ha permesso l'identificazione di diverse tipologie di depositi (facies) ciascuna delle quali è stata prodotta da diversi processi deposizionali. Tali tipologie possono essere presenti in ambienti diversi, ma le associazioni di diverse tipologie, (associazioni di facies), sono indicative di particolari ambienti deposizionali.

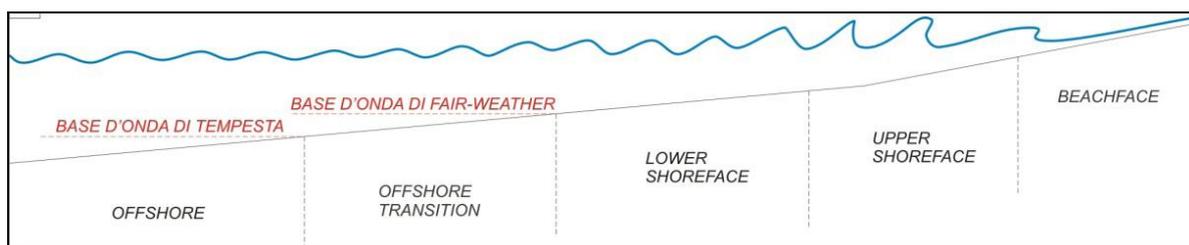


Figura 5.7 Suddivisione dell'ambiente costiero (da Reading & Collinson 1996)

Un altro metodo utilizzato in questo lavoro è quello della stratigrafia che studia, la risposta sedimentaria ai cambi del livello di base e dei *trend* deposizionali che hanno origine dall'interazione tra la sedimentazione e l'*accomodation* (spazio disponibile per l'accumulo del sedimento).

Numerosi autori hanno dato definizioni più specifiche di cosa sia la stratigrafia sequenziale tra cui ricordiamo:

Sequence stratigraphy (Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner, 1995): lo studio delle relazioni delle rocce all'interno della struttura tempo-stratigrafica di strati ripetitivi geneticamente correlati limitati da superfici di erosione o non deposizione, o loro conformità correlative.

Sequence stratigraphy (Embry, 2001): riconoscimento e correlazione di superfici stratigrafiche che rappresentano i cambi nel trend deposizionale delle rocce sedimentarie.

Stratigrafia Sequenziale: Terminologia

Il termine sequenza fu introdotto da Sloss *et al.* nel 1949 per designare una unità stratigrafica limitata da *unconformities* subaeree.

Nel 1988 Van Wagoner *et al.* restrinsero il significato di questo termine ad “una superficie che separa gli strati più giovani da quelli più vecchi lungo la quale ci sono evidenze di erosione subaerea, e troncazione (e in alcune aeree erosione sottomarina correlativa) ed esposizione subaerea, e lungo la quale è riconoscibile un significativo *hiatus*”.

Posamentier *et al.*, 1988 danno un'ulteriore definizione di sequenza : “successione di strati deposizionali (*systems tracts*) collegati geneticamente ed interpretati come depositatisi tra due punti d'inflessione della caduta eustatica”. Questa definizione è stata oggetto di discussione per ciò che riguarda soprattutto il punto d'inflessione della caduta eustatica, in quanto è stata pubblicata dopo la lunga discussione relativa al ruolo dei sedimenti depositatisi durante il ciclo di caduta del livello del mare (*falling stage*) e quindi sul posizionamento del limite di sequenza rispetto alla posizione del livello del mare.

Una definizione più esplicitiva è stata fornita da Posamentier *et al.*, 1999 , secondo i quali il *systems tracts* sono : “unità stratigrafiche geneticamente associate, che si sono deposte durante fasi specifiche del ciclo del livello del mare relativo”.

I *systems tracts* sono definiti sulla base delle superfici che li limitano, sulla posizione all'interno della sequenza e sullo *stacking pattern* delle parasequenze.

La parasequenza è definita come “una successione relativamente conforme di strati geneticamente o una serie di strati (all'interno di una serie di parasequenze), limitate da superfici di ingressione marina” (Van Wagoner 1985).

Una parasequenza può essere caratterizzata sia da un aumento che da una diminuzione della granulometria verso l'alto, ciò fa sì che le superfici d'ingressione marina siano generalmente identificate da bruschi cambiamenti della granulometria, che si possono verificare sia da un lato che dall'altro della superficie d'ingressione marina. Questo cambio è spesso causato dal brusco cambiamento nell'energia delle onde e delle correnti.

Tipi di terminazioni stratali

Le terminazioni stratali sono definite dalle relazioni geometriche tra gli strati e le superfici stratigrafiche contro le quali esse terminano. I termini che definiscono le terminazioni stratali provengono dalla stratigrafia sismica e sono stati assunti dalla stratigrafia sequenziale per descrivere gli “*stacking patterns*” delle unità stratali e per fornire le caratteristiche diagnostiche per il riconoscimento delle varie superfici e dei *systems tracts*.

I tipi di terminazioni stratali sono elencati di seguito e rappresentati in figura 5.8:

- *Truncation*: terminazione degli strati contro la sovrastante superficie erosionale; implica lo sviluppo sia di un rilievo erosionale che di un *angular unconformity*.
- *Toplap*: terminazione di strati inclinati (clinoformi) contro la sovrastante superficie a più basso angolo, è il risultato della non deposizione (*bypass* del sedimento) più o meno un minore erosione. La superficie di *toplap* rappresenta il limite deposizionale prossimale dell'unità sedimentaria.
- *Onlap*: è la terminazione degli strati a basso angolo contro una superficie stratigrafica più inclinata; marca la terminazione laterale dell'unità sedimentaria al suo limite deposizionale.
- *Downlap*: terminazione di strati inclinati contro una superficie a basso angolo; marca la base dell'unità sedimentaria al suo limite deposizionale. Il *downlap* si vede generalmente alla base delle clinoformi progradanti, sia negli ambienti di mare basso che in quelli di mare profondo.

- *Offlap*: è il progressivo spostamento dell'*offshore* delle terminazioni *updip* delle unità sedimentarie all'interno di una sequenza conforme di rocce nella quale ciascuna unità più giovane lascia esposta una porzione dell'unità più vecchia sulla quale si depone. Questa terminazione è il prodotto della caduta del livello del mare, è divenne così diagnostica per il riconoscimento delle regressioni forzate.

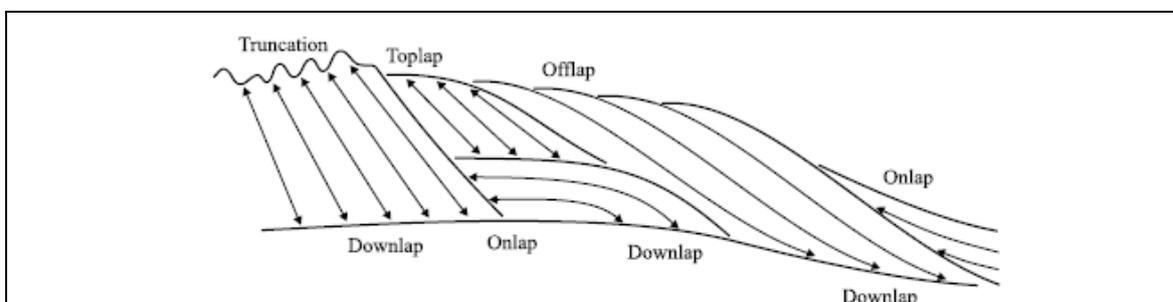


Figura 5.8 Principali terminazioni laterali

Livello di base e accommodation

La deposizione di una sequenza, ed in particolare le caratteristiche stratigrafiche e le architetture che la costituiscono, sono la risposta sedimentaria all'interazione tra Eustatismo, Tettonica e Clima.

I primi due fattori controllano la quantità dello spazio disponibile per l'accumulo di sedimenti (*accommodation*), mentre tutti e tre interagiscono sulla quantità di sedimento fornito.

Eustatismo

Con il termine eustatismo si indica la variazione del livello del mare, misurata tra la superficie del mare ed un dato punto fisso, generalmente il centro della Terra (fig. 5.9). Esso è indipendente da fattori locali ed è funzione dei cambiamenti di volume dei bacini oceanici (per es. attraverso la variazione di volume delle dorsali oceaniche), e della variazione del volume dell'acqua (per es. glacioeustatismo).

Livello di base

Il livello di base viene generalmente considerato come la superficie di riferimento globale alla quale agiscono la denudazione e l'aggradazione marina. Questa è una superficie dinamica che si sposta verso l'alto o verso il basso nel tempo, relativamente alla risalita e alla caduta del livello del mare. Per semplicità il livello di base è spesso approssimato con il livello del mare. In realtà il livello di base è al di sotto del livello del mare a causa dell'azione erosionale delle onde e delle correnti marine.

Le fluttuazioni del livello di base sono indipendenti dalla sedimentazione, e riflettono i cambi in risposta a fattori esterni (eustatismo, tettonica, clima).

Livello relativo del mare

Il livello relativo di mare è la posizione della superficie relativa del mare rispetto ad un punto fisso locale (*datum*) (Fig. 5.9) come per esempio il basamento o una superficie all'interno di una pila di sedimenti (Posamentier *et al*, 1988).

La subsidenza tettonica o la risalita del basamento, la compattazione dei sedimenti ed i movimenti eustatici verticali contribuiscono tutti al cambiamento del livello relativo del mare.

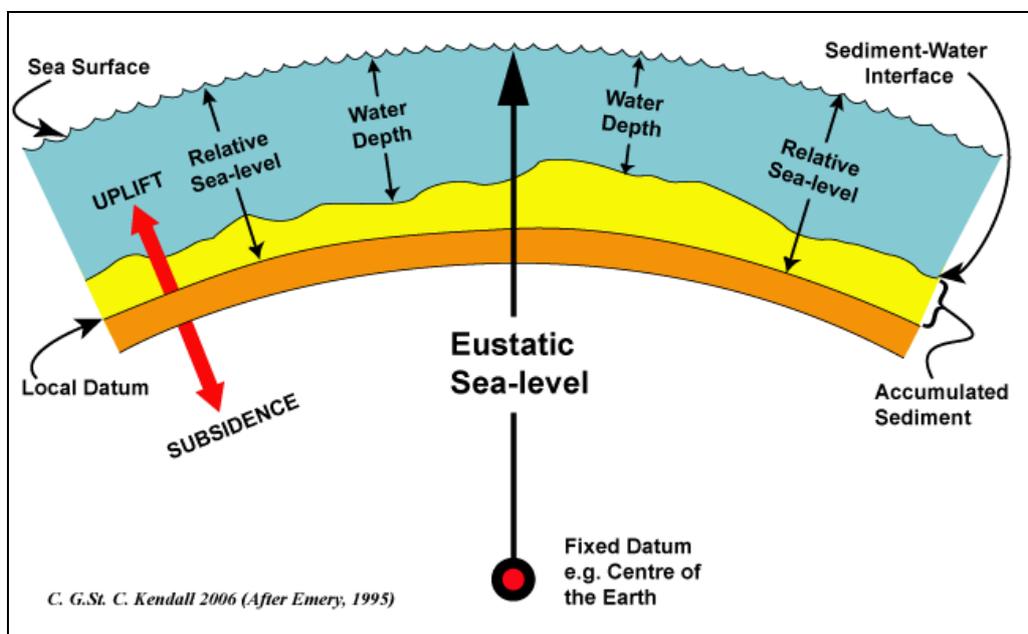


Figura 5.9 Livello relativo del mare, livello eustatico, profondità dell'acqua.

Accomodation

Il concetto di *accomodation* è abbastanza recente fu definita da Jervey nel 1998 come: “lo spazio disponibile per il potenziale accumulo di sedimenti”.

Questo spazio è prodotto dal movimento:

- Della superficie del mare (eustatismo)
- Del fondo del mare (tettonica)
- Dai cambi nel tasso di sedimento accumulato.

Jervey nel 1998 suggerisce che i maggiori controlli sull'accomodazione sono dovuti ai cambi del livello relativo del mare, per esempio possono essere il prodotto di movimenti combinati dell'eustatismo e della tettonica.

Posamentier & Allen, (1999), Coe et al., (2002), and Catuneanu (2002) riconoscono al tasso di sedimentazione la stessa importanza della tettonica e dell'eustatismo nel controllo della formazione dell'accomodazione, infatti:

- Se si ha una risalita del livello del mare e si ha un scarso o nullo apporto di sedimento, si avrà una trasgressione.
- Se quando il mare risale si ha un basso apporto sedimentario, si avrà una retrogradazione della parasequenza costiera.
- Se la risalita del livello del mare uguaglia la quantità di sedimento fornito si avrà una aggradazione delle parasequenze costiere.
- Se la quantità di sedimento fornito è tale da superare la risalita del livello del mare si avrà una progradazione delle parasequenze costiere (Fig. 5.10).

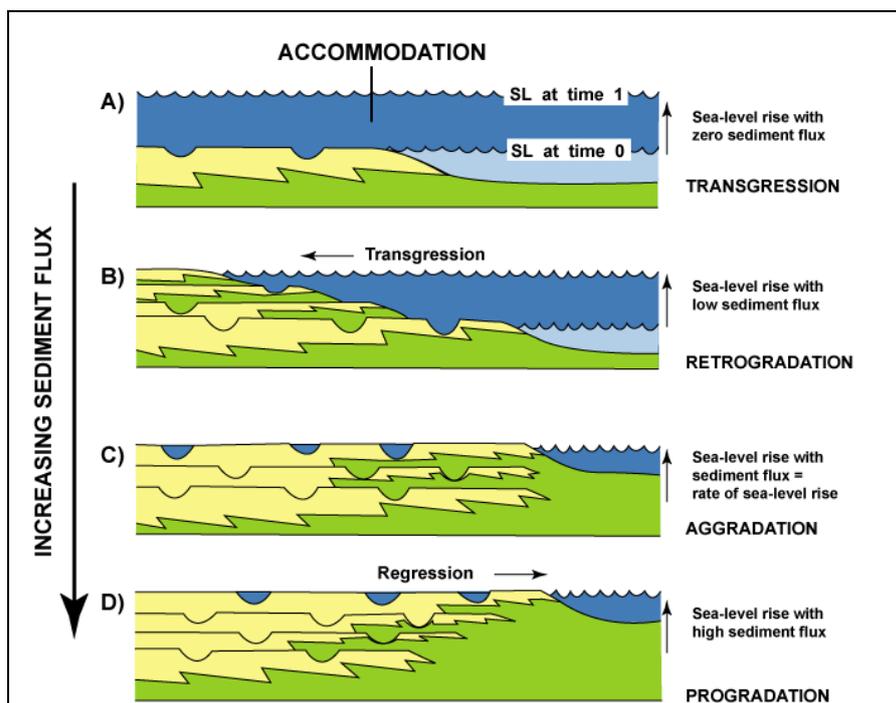


Figura 5.10 Variazioni dello Stacking pattern in base all'apporto sedimentario e alle

Limiti di sequenza

I limiti di sequenza sono identificati come significative *unconformities* erosionali e loro disconformità correlative. Essi sono il prodotto di una caduta del livello del mare che erode le superfici esposte del sedimento appartenente alla precedente sequenza o alle precedenti sequenze.

Tali limiti sono diacroni, ricoprono il precedente *high stand system tracts* ed erodono i sedimenti sottostanti depositatisi durante la *forced regression* che li accompagna, associata con la caduta del livello del mare (Cotunenanu 2002).

Nella letteratura passata venivano distinti due tipi di limiti sequenza, il limite di sequenza di tipo 1 (SB1) ed il limite di sequenza di tipo 2 (SB2).

Il limite di sequenza di tipo 1 è definito come un *unconformity* caratterizzata dal ringiovanimento del sistema fluviale, dal *bypass* da parte del sedimento dello *shelf*, e da un brusco scivolamento delle facies dell'*onlap* costiero. Questa *unconformity* si forma quando il tasso di caduta eustatica è maggiore del tasso di subsidenza del bacino all'*offlap break*.

Il limite di sequenza di tipo 2 è un *unconformity* marcata da esposizione subaerea e dallo spostamento verso il basso delle facies di *onlap* costiero, essa manca dell'erosione subaerea associata al ringiovanimento del sistema fluviale.

Si forma quando il tasso della caduta eustatica è minore del tasso di subsidenza all'*offlap break*.

Systems tracts

Appare chiaro, a questo punto, che il modello rappresentato dalla stratigrafia sequenziale è incentrato sulla curva delle fluttuazioni del livello del mare, ed in particolare i *systems tracts* equivalgono ad una specifica parte dei cambi ciclici, descritti dalla suddetta curva, ed esprimono anche il bilancio che si crea tra lo spazio di *accomodation* ed il sedimento fornito.

I *systems tracts* vengono riconosciuti dallo *stacking patterns* delle parasequenze che li compongono, dalla loro posizione all'interno della sequenza, e dal tipo di superfici che li limitano.

Nella discussione per la standardizzazione della stratigrafia sequenziale si propone che *systems tract* vengono riconosciuti dalle superfici che li limitano.

I principali *systems tracts* sono (fig. 5.11):

Falling stage systems tract (FSST)

Il *falling stage systems tract* include gli strati che si depositano durante la caduta del livello di base nella porzione marina del bacino, contemporaneamente alla formazione della

unconformity subaerea verso terra in relazione alla linea di costa (Plint and Nummendal 2000).

Il limite inferiore del FSST è un limite di sequenza diacrono che marca la caduta del livello del mare al di sotto del margine di piattaforma dell'*highstand systems tract* appartenente alla precedente sequenza.

Il limite superiore è contrassegnato dalla variazione che avviene nella geometria del sedimento quando si verifica un aumento dell'*accomodation* in risposta all'innalzarsi del livello del mare relativo. Questo limite si riconosce dai primi sedimenti che poggiano in onlap sulle clinoformenti progradanti dell'*highstand systems tract* precedente.

Il FSST si ha solo quando avviene una *forced regression*.

Il FSST è caratterizzato dallo spostamento delle facies in posizione più distale (per es. progradazione), ciò si traduce topograficamente in un abbassamento del profilo deposizionale, e quindi si possono trovare depositi di *foreshore*, in discordanza, sui depositi della zona di transizione di *offshore*.

È bene precisare, che essendo questo *systems tract* funzione della caduta del livello del mare, sul continente sarà caratterizzato da una maggiore erosione dovuta all'aumento dell'incisione e del trasposto nei fiumi, ciò produrrà, inoltre, una maggiore fornitura di sedimento nei bacini silicoclastici.

Negli ambienti carbonatici si possono verificare due condizioni, i sedimenti possono essere prodotti in situ ad una posizione più bassa nel profilo deposizionale, oppure deriveranno dall'erosione dei precedenti depositi carbonatici.

La conservazione, la geometria e la posizione laterale del FSST sono variabili, in funzione della forma del profilo deposizionale, della grandezza e della velocità della caduta del livello del mare relativo, della quantità di sedimento fornito e dei cambi nel processo sedimentario che avvengono quando si ha la caduta del livello del mare relativo e della grandezza dell'area che è sottoposta ad esposizione subaerea.

La mancanza del FSST è abbastanza comune nel *record* geologico, ciò si può verificare quando durante una *forced regression*, la quantità di sedimento fornito è bassa o moderata, oppure il tasso di caduta del livello del mare è particolarmente alto, o ci sono erosioni continuate lungo il profilo deposizionale al livello più basso raggiunto dal livello del mare. Questo *systems tract* corrisponde al *Forced regression systems tract* (FRST) di Hunt e Tucker (1992).

Lowstand systems tract (LST)

Il *lowstand systems tract* è limitato alla base dal FSST e al top dal TST (Plint and Nummendal, 2000, Coe et al., 2002). Nella precedente terminologia Posamentier e Allen, 1999, suddividono il LST in due fasi *Early lowstand systems tract*, coincidente con il FSST, e *Late lowstand systems tract*.

Il LST è il pacchetto di sedimenti depositatisi tra il minimo relativo del livello di base e il pronunciato incremento nello spazio dell'*accomodation*; questo *systems tract* è composto da una o più serie di parasequenze che vanno da progradazionali ad aggradazionali. Nel caso in cui ci troviamo in un ambiente deposizionale di *shelf-break margin*, il LST può comprendere una o più conoidi sottomarine che si depositano sulla scarpata, oppure sul *top* della scarpata formata recentemente dalle conoidi sottomarine del FSST.

Hunt e Tucker (1992) hanno ridefinito il limite inferiore del LST ponendolo all'inizio della risalita del livello di base.

Transgressive systems tract (TST)

Il *transgressive systems tract* segue il LST e comprende i depositi che si accumulano all'inizio della trasgressione costiera fino al tempo della massima trasgressione della linea di costa.

Il limite più basso di questo *systems tract* è marcato dallo sviluppo della TS che retrograda sul margine della piattaforma. Il top è definito dalla MFS, sulla quale i sedimenti dell'*highstand* successivo progradano ed aggradano (Van Wagoner *et al.*, 1998) e da Posamentier and Allen (1988).. Diagnostiche di questo *systems tract* sono le parasequenze retrogradanti nella maggior parte degli ambienti silicoclastici ed in alcuni ambienti carbonatici. In particolare, le parasequenze sono in *onlap* sul limite di sequenza verso terra e in *downlap* sulla superficie trasgressiva in direzione del bacino.

Il TST si deposita durante l'intervallo in cui il tasso di crescita dell'*accomodation* è maggiore della quantità di sedimento fornito. Infatti verso mare il tasso di accumulo del sedimento è comunque basso e spesso si formano sezioni condensate, costituite da sedimenti ricchi in glauconite, e coincidenti con la *marine flooding surface* (MFS).

La MFS in ambiente silicoclastico marca un cambio nel *trend* deposizionale da *fining upward* a *coarsening upward* (Embry 2001). In ambiente di *nearshore* il cambio nel *trend* deposizionale coincide con il passaggio da un ambiente di mare più profondo ad uno di mare meno profondo.

Se la quantità di sedimento è bassa il TST può essere sottile o assente, o comprendere sedimenti ricchi in fossili.

Highstand systems tract (HST)

I depositi regressivi che si formano quando il tasso di accumulo del sedimento supera il tasso di risalita del livello del mare e di conseguenza aumenta l'accomodation costituiscono il *systems tract* superiore ossia l'*highstand systems tract*.

La base di questo *systems tract* è costituita dalla MFS sulla quale i sedimenti dell'HST progradano e aggradano. Il top di questo *systems tract* è formato dalla superficie di *unconformity* che si sviluppa quando comincia la caduta del livello del mare e inizia l'erosione dei sedimenti dell' HST (Van Wagoner *et al.*, (1998) e da Posamentier and Allen (1988)).

L' HST è ben sviluppato sulla piattaforma e può essere caratterizzato da una o più serie di parasequenze progradazionali e aggradazionali con una geometria di clinoforni progradanti. Esso è in *onlap* sul limite di sequenza verso terra ed è in *dowlap* sul top del TST e-o sul LST verso il bacino.

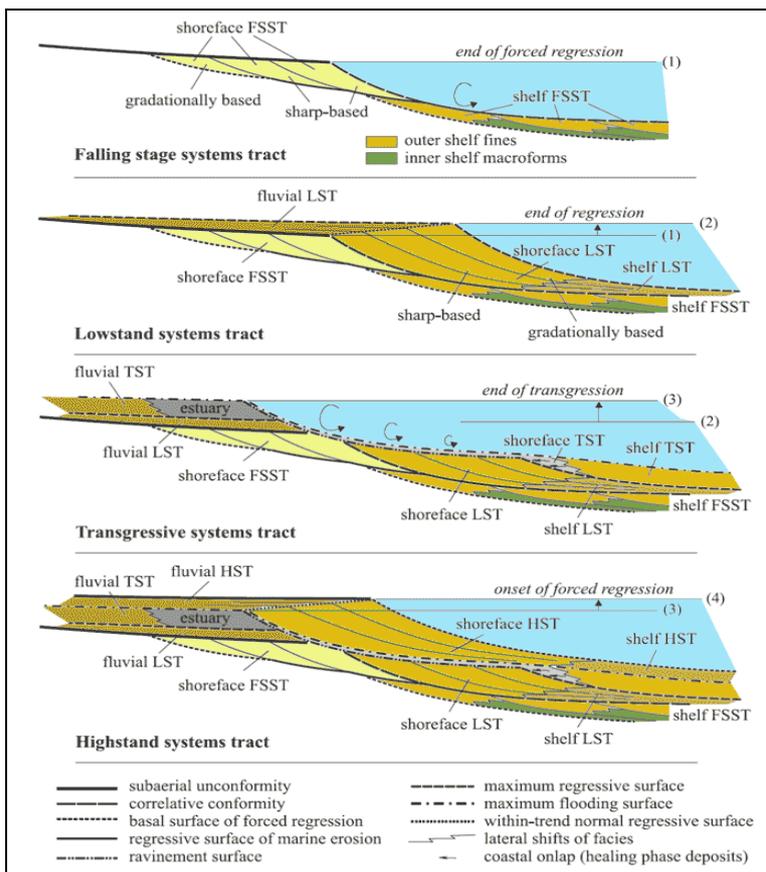


Figura 5.11 Tipologie di System Tracts (da Catuneanu 2002)

6. ANALISI DEI DATI

6.1 La successione tardo miocenica nell'area di Polizzi

I dati bibliografici in merito alla stratigrafia di dettaglio sulla successione tardo miocenica nella zona di Polizzi sono pochi e quasi tutti riconducibili alle recenti attività di campagna relative a questa tesi. La formazione si presenta come una successione *fining- e deepening upward* caratterizzata dalla sovrapposizione verso l'alto di litofacies conglomeratiche, sabbiose ed argillose mostranti rapporti laterali eteropici. Come nella descrizione emendata della formazione (Catalano *et al.*, 1997, 2000) vengono distinti tre membri su base prettamente litologica.

I tre membri, rispettivamente *membro conglomeratico" sabbioso e pelitico-argilloso* racchiudono un insieme variegato di litofacies, con granulometria via via minore verso l'alto, riconducibili a diversi contesti deposizionali compreso tra l'ambiente continentale e l'ambiente marino. Lo spessore della formazione, ricostruito da dati di affioramento varia fino ad un massimo di circa 160 metri, ma subisce forti variazioni laterali in via dell'articolazione dell'originario contesto deposizionale e della deformazione tettonica.

Nella maggior parte dei casi a letto poggia con un contatto discordante ed erosivo sulle Argille Varicolori e in alcuni punti sulle Tufiti di Tusa (Fig. 6.1.1) che in questo settore affiorano come membro siltitico argilloso di colore giallo-verdastro (Superficie S1) invece più raramente ricopre i depositi pelitico argillosi della Fm. Castellana Sicula in C.da Pantaleo e Nucciatella, ma la superficie di contatto è obliterata da terreno agrario. Il limite superiore della Fm. Terravecchia si rinviene localmente ed è rappresentato da una superficie di discordanza e discontinuità (Superficie S2) ricoperta rispettivamente da carbonati di scogliera riferibili alla formazione Baucina (Fig. 6.1.2) o dalle evaporiti del Gruppo Gessoso Solfifero, in questo settore affiora il membro delle gessareniti della Fm di Pasquasia, caratterizzato da gessoareniti gradate che presentano in alcuni punti ciuffi di gessi selenitici, la cui genesi è imputabile a processi di *debris flow*. Questo membro ha uno spessore di 10-15 m e affiora a NE di Polizzi con spessore di 15 m circa e sulla cima di Mt. Pizzuto con spessori di 10 m e a Cozzo Re con spessori di 8 m circa, qui si osserva che le gessareniti al passaggio con i Trubi sono fogliettate e deformate, infatti il contatto è discordante ed erosivo (Superficie S3). Chiudono la successione i calcari marnosi a Globigerine che in C.da Calcarelli raggiungono uno spessore di 25 m circa, invece su Cozzo Re raggiungono uno spessore di circa 5 m (Fig. 6.1.2-6.1.3-6.1.4).



Figura6.1.1 Contatto discordante ed erosivo tra le argille varicolori (b) e i conglomerati della Fm. Terravecchia (a)

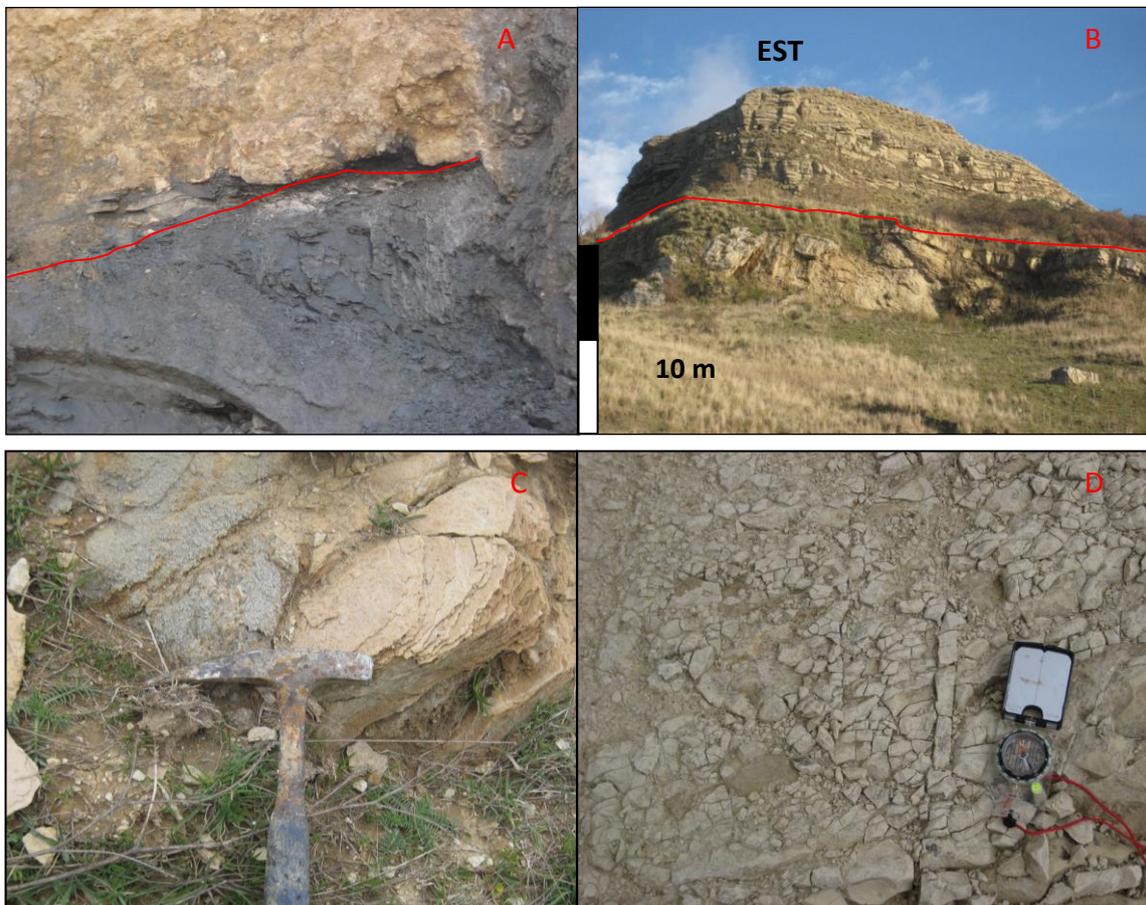


Figura 6.1.2 A) Contatto tra l membro argilloso della Fm.Terravecchia (in basso)e i calcari organogeni della Fm. Baucina in alto.;B) contatto erosivo tra il membro gessarenitico della Fm. Di Pasquasia (in alto) e i calcari organogeni della Fm. Baucina in basso a Mt. Pizzuto; C) Gessareniti deformate D) Trubi fratturati a cozzo Re.

La successione tardo miocenica: Sedimentologia ed analisi di facies

In questo capitolo saranno descritti, i caratteri stratigrafici, sedimentologici e di facies osservati nei litotipi che costituiscono alla successione tardo miocenica affiorante nella zona di Polizzi. Le singole litofacies, identificate principalmente sulla base della granulometria e delle associazioni di strutture sedimentarie, sono state raggruppate in associazioni di facies riconducibili ad un preciso contesto deposizionale dominato da processi deposizionali ben definiti. Quando possibile, compatibilmente con la qualità e la quantità di dati ottenuti attraverso l'osservazione diretta delle singole litofacies in campagna, ogni contesto deposizionale è stato scomposto in sottoambienti a scala minore. All'interno della successione stratigrafica tardo miocenica sono state differenziate due zone con associazioni di facies differenti: il settore NW che presenta associazioni riferibili ad un contesto di: (I) conoide alluvionale e (II) *Wave dominated shoreface delta system* e marino "aperto".; ed una zona orientale caratterizzata da associazioni di facies riconducibili a contesti deposizionali di tipo (III) *braided river* e (IV) *delta front*

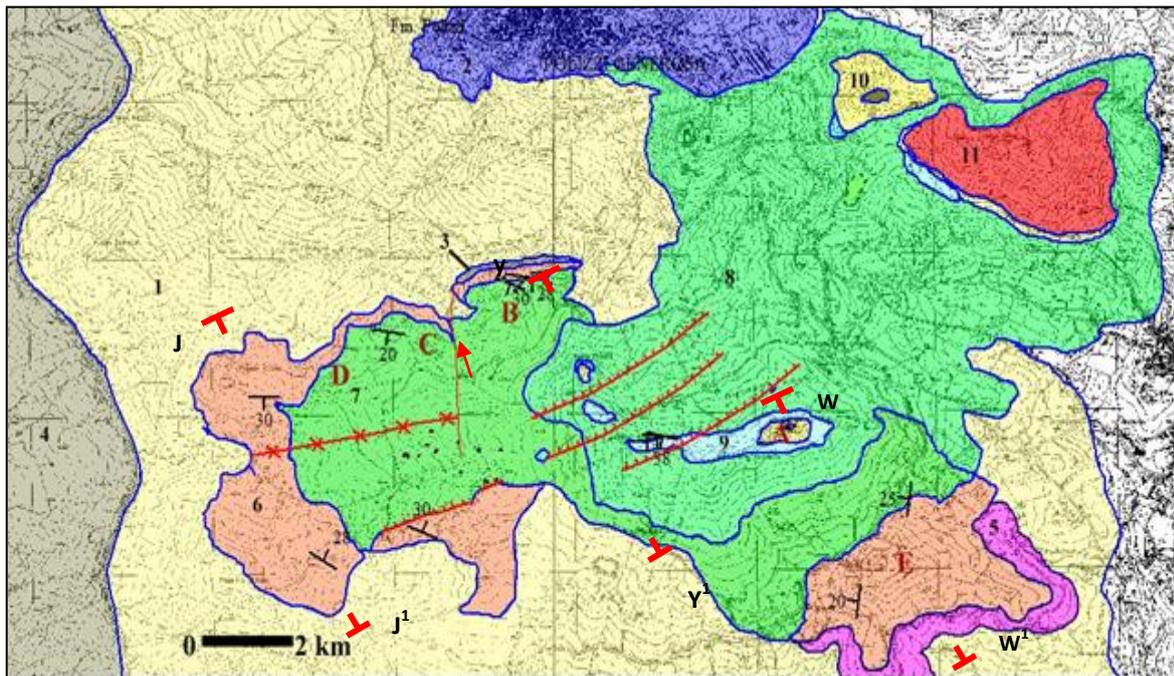
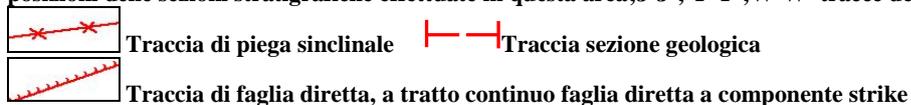


Figura 6.1.3 Carta geologica bacino di Polizzi: 1) Argille Varicolori (Cretaceo-Eocene inf.); 2) Fm. Polizzi (Eocene); 3) Tufiti di Tusa (Oligocene); 4) Flysch Numidico (Oligocene sup.-Miocene inf.); 5) Fm Castellana Sicula (Serravalliano sup. -Tortoniano inf.); 6-7-8) Fm. Terravecchia rispettivamente membro conglomeratico, sabbioso, argilloso (Tortoniano sup.-Messiniano inf.); 9) Fm. Baucina (Tortoniano sup. Messiniano inf.); 10) Fm. di Pasquasia membro delle gessareniti (Messiniano sup.); 11) Trubi (Zancleano). A_B_C_D E, indicano le posizioni delle sezioni stratigrafiche effettuate in questa area; J-J¹; Y-Y¹; W-W¹ tracce delle sezioni geologiche.



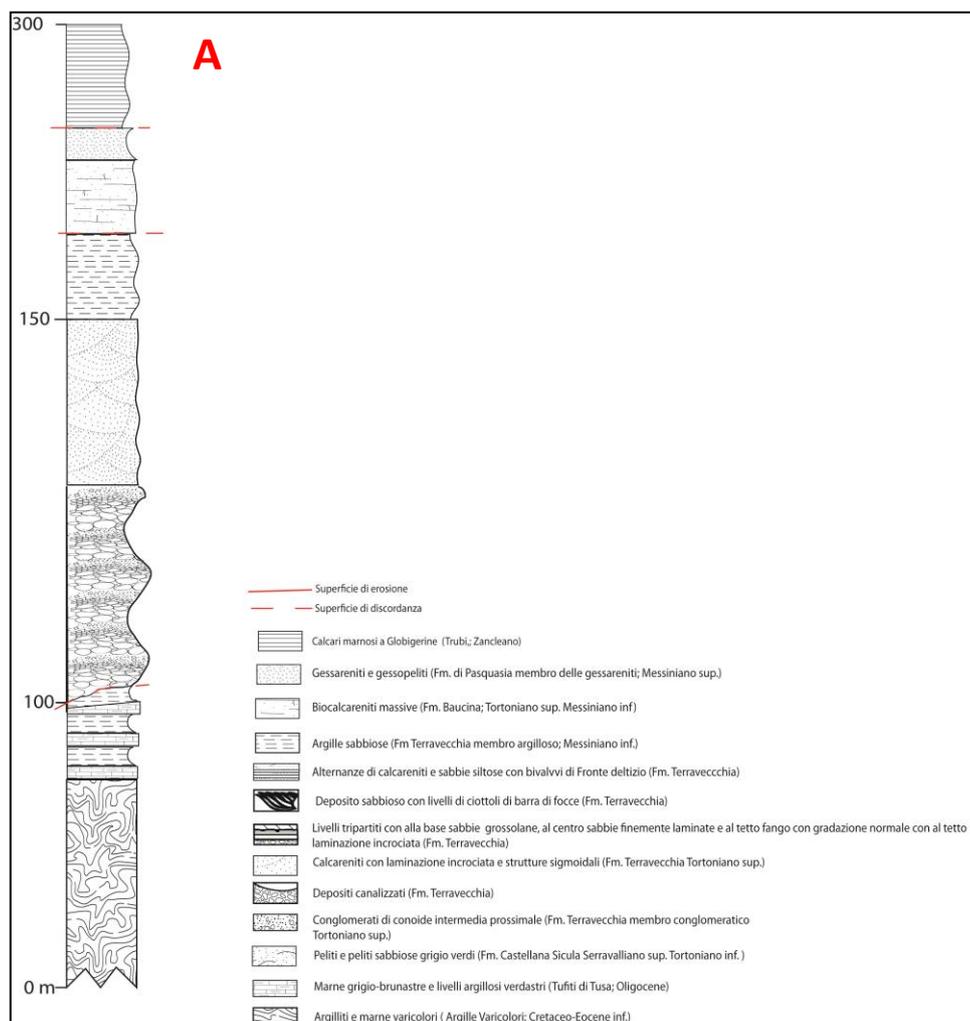


Figura 6.1.4 Colonna stratigrafica (A) completa delle successioni affioranti nel bacino di Polizzi, per l'ubicazione vedi Fig.6.1.3 La legenda è generale e se ne farà riferimento per le

Associazioni di facies alluvionali affioranti nel settore NW del bacino di Polizzi

Le associazioni di facies ricondotte ad un contesto deposizionale di tipo alluvionale costituiscono una porzione molto ampia della stratigrafia della formazione Terravecchia in questo settore di studio. In particolare sono state distinte due associazioni di facies alluvionali, uno relativo ad un contesto di conoide alluvionale suddiviso in prossimale (CA1) e distale (CA2) (Fig. 6.1.5).

La ricostruzione dei singoli contesti deposizionali rappresentati all'interno dei litotipi di ambiente continentale è stata effettuata integrando caratteri litologici ed associazioni di strutture sedimentarie secondo il metodo proposto da A.D. Miall (1977, 1978, 1985) per la classificazione dei depositi fluviali.

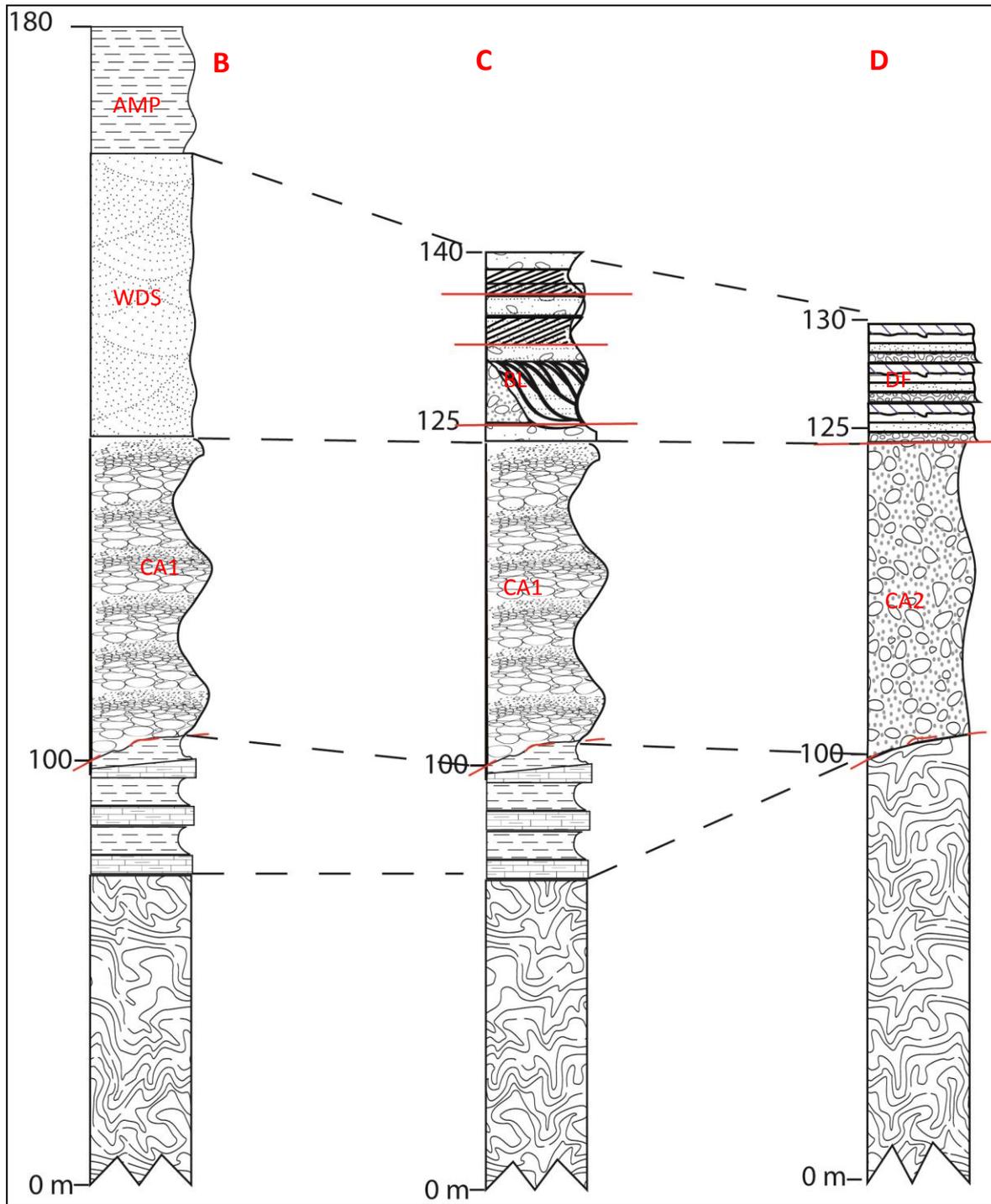


Figura 6.1.5 Colonne stratigrafiche ubicate in diversi settori del bacino (per l'ubicazione vedi Fig.6.1.3 per la legenda Fig. 6.1.5) Le sigle si riferiscono alle varie associazioni di facies (per la spiegazione vedi testo).

Conglomerati di conoide intermedia prossimale (CA1)

Questa litofacies è caratterizzata da litotipi conglomeratici, organizzati in unità tabulari, con spessore totale di circa 20 m, essi sono costituiti da conglomerati rossastri e giallastri politipici, ad elementi eterometrici carbonatici, silicei, cristallini, graniti e porfiriti dacitico-andesitiche (Ferla & Alaimo, 1976), con matrice sabbiosa rossastra, stratificati in grossi banchi e livelli sabbiosi grossolani.

Il membro conglomeratico è costituito da alternanze di livelli amalgamati che alla base hanno geometria esterna tabulare per passare verso l'alto ad una geometria esterna cuneiforme.

I conglomerati si presentano mal classati, con clasti ben arrotondati di dimensioni variabili dal ciottolo fino ai blocchi di diametro metrico, la tessitura è generalmente matrice-sostenuta con taglia sabbioso siltosa di colore rosso (litofacies Gms) con gradazione normale (Fig.6.1.6A). Alla base, nei livelli più bassi, si può vedere una laminazione incrociata dei conglomerati (Litofacies Gp). Salendo lungo il singolo livello la taglia dei conglomerati diminuisce e di contro aumenta la matrice costituita da silt argilloso con sabbia di colore rosso, riconducibili a zone deposizionali di overbank (OF) (Fig.6.1.6C) con un trend *fining upward*; i livelli hanno uno spessore di circa 2 metri e sono lateralmente continui .

I clasti piatti in alcuni casi sono isorientati parallelamente alla direzione dello strato, altri ciottoli invece presentano embricazione da corrente con direzione che copre un range da NE a NNE. Le strutture sedimentarie principali sono rappresentate dai *pebble clusters* (Dal Cin, 1968), indicano la stessa direzione della corrente che li ha formati (Fig. 6.1.7B- Sez. 6.1.1).

Conglomerati di conoide distale (CA2)

Verso Sud si osserva che il corpo conglomeratico non risulta più essere suddiviso in maniera così netta, ma si presenta massivo con geometria esterna tabulare, la matrice sabbioso siltosa è maggiore rispetto ai ciottoli ed ai blocchi che hanno taglia granulometrica inferiore; lo spessore complessivo è di 20 m circa (Fig. 6.1.7).

Questa litofacies è costituita da paraconglomerati, che non mostrano organizzazione, sovrapposti lungo superfici di amalgamazione poco riconoscibili. Il principale areale di affioramento (spesso circa 15 metri) è ubicato nel settore sud-occidentale della zona di Polizzi presso le località Poggio Culma e Poggio S. Filippo. L'organizzazione interna della facies CA2 è rappresentata dalla sovrapposizione di corpi tabulari spessi fino a 2 metri

costituiti da conglomerati grigiastri, massivi o mal stratificati (litofacies Gms). Ogni livello conglomeratico non è separato dagli altri da superfici nette. I conglomerati si presentano mal classati, con clasti ben arrotondati di dimensioni variabili dal ciottolo fino ai blocchi, la tessitura è generalmente matrice-sostenuta. Le strutture sedimentarie principali sono rappresentate dai pebble clusters (Dal Cin, 1968) e dalla embricatura dei ciottoli più appiattiti.

Questa litofacies affiora lungo un torrente che incide le argille Varicolori immediatamente a sud di Polizzi e si estende con uno spessore pressochè costante fino a poggio Culma e passa da strati amalgamati a non amalgamati di sequenza più distale (Sez. 6.1.1).

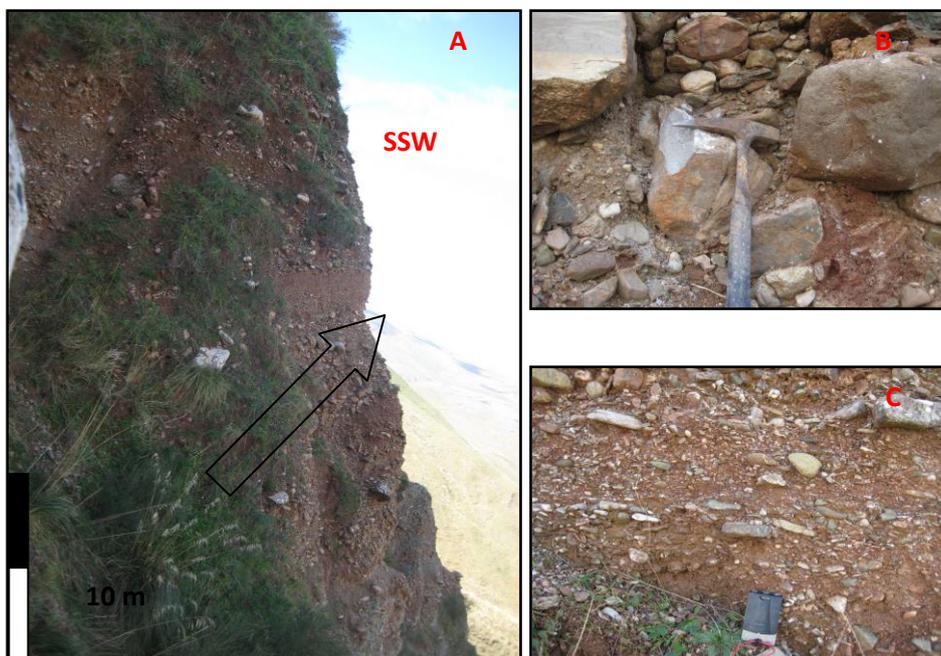


Figura 6.1.6 A) livelli con gradazione normale amalgamati (Poggio S. Paolo). B) Conglomerati mal classati a letto di ogni livello C) conglomerati costituiti da ciottoli e abbondante matrice che formano la parte alta di ogni livello. Sequenza di conoide intermedia-prossimale CR1. La freccia indica la direzione della paleocorrente.

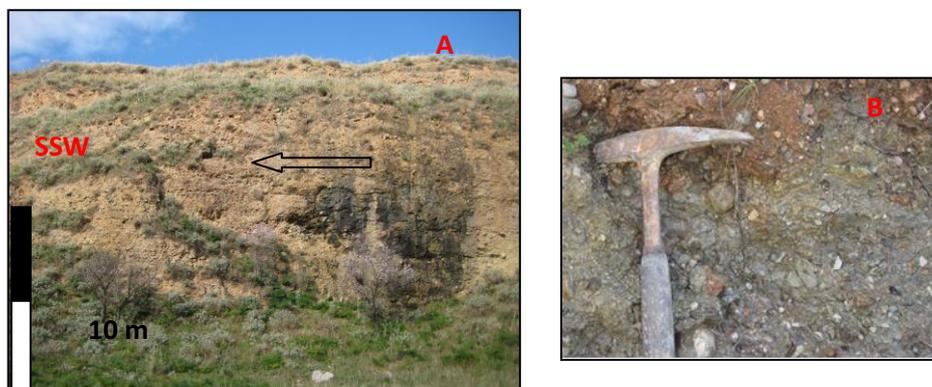


Figura 6.1.7 A) Paraconglomerati di sequenza distale di conoide (CR2) (Poggio Culma-San Filippo) caratterizzati da elevata matrice arenitica e in alcuni casi da materile argilloso (B) con clasti di dimensioni del ciottolo e della ghiaia e minor presenza di blocchi. La freccia indica la direzione della paleocorrente.

Interpretazione

L'insieme dei caratteri litologici e l'associazione di strutture sedimentarie osservati e descritti permettono di considerare questa associazione di facies come il *record* sedimentario di un ambiente di sedimentazione di conoide, dominato da un flusso intermittente ad energia variabile capace di trasportare e depositare sedimenti in maniera caotica e poco organizzata. Un ambiente di sedimentazione così costituito è caratteristico di una zona di conoide prossimale e di conoide distale che forma la piana alluvionale.

La presenza delle litofacies Gms matrice sostenute con la presenza di ciottoli e blocchi con una organizzazione di tipo *fining upward* può essere ricondotta nella zona immediatamente a sud di Polizzi a *debris flow* caratterizzati da elementi molto grossolani immersi in matrice rossastra che si ripetono nel tempo e che formano uno dei livelli che si distinguono bene tra loro tipico di conoide prossimale. Procedendo verso sud lo stesso corpo a Poggio Culma e Poggio S. Filippo presenta una matrice che è in quantità superiore rispetto a quella vista precedentemente quindi siamo in un contesto in cui l'energia dei flussi tende a diminuire e a depositare anche gli elementi più fini come sabbie e silt.

Il contesto di sedimentazione è di conoide che prograda verso mare in una piana alluvionale a bassa pendenza.

In generale questo contesto è associabile a lobi di sedimento che avanzano verso mare (Miall, 1978). La geometria del corpo è di forma concava verso l'alto, questo fa pensare che i conglomerati sono incanalati in una depressione di origine tettonica che all'inizio ha una superficie a bassa inclinazione a forma di U molto larga ma che nel tempo si deforma e diventa più stretta e profonda in cui si depositano i depositi sabbiosi e argillosi.

Associazioni di wave dominated shoreface delta system (WDS)

Queste associazione di facies è costituita da arenarie con granulometria da grossolana a media, con geometria esterna lentiforme che ha massimo spessore (25 m) (Fig. 6.1.8) a sud di Polizzi fino ad arrivare a circa 2,5 m nella zona di Poggio Culma, organizzate in strati a geometria tabulare, con spessori fino al metro. Gli risultano sovrapposti l'uno all'altro lungo superfici di amalgamazione, erosive, spesso marcate da un livello grossolano basale con ciottoli allineati altre volte invece e più di frequente da superfici di erosione che interrompono i vari set di lamine (Superficie S1a Fig 6.1.8B). Questo si osserva a sud di Polizzi immediatamente sopra i conglomerati infatti si hanno dei livelli con stratificazione

incrociata ad alto angolo ed immergente a sud che si trova tra due superfici di erosione che sono marcate dalla presenza di ciottoli a tetto e a letto. Salendo nella sequenza delle arenarie si notano ripple da onda dell'ordine di qualche cm che sono incatenati tra le laminazioni obliquo tangenziali immergenti verso sud e una stratificazione incrociata a basso angolo di tipo *swaley* (SCS) ed *hummocky* (HCS) (Fig. 6.1.8-Sez.6.1.2). Un intensa stratificazione incrociata a basso angolo di tipo (SCS) ed (HCS) caratterizza gli strati di arenarie, livelli con laminazione piano-parallela sono stati rinvenuti in minor frequenza. La bioturbazione è scarsa o del tutto assente nei livelli dominati dalle strutture fisiche. I lavati hanno mostrato che sono presenti dei bentonici come *Ammonia Inflata*, *Florilus* ssp *Cibicides lobatus* e foraminiferi rimaneggiati e qualche planctonico come *Globigerinoides quadrilobatus*, attribuiti al Tortoniano (non definibile)

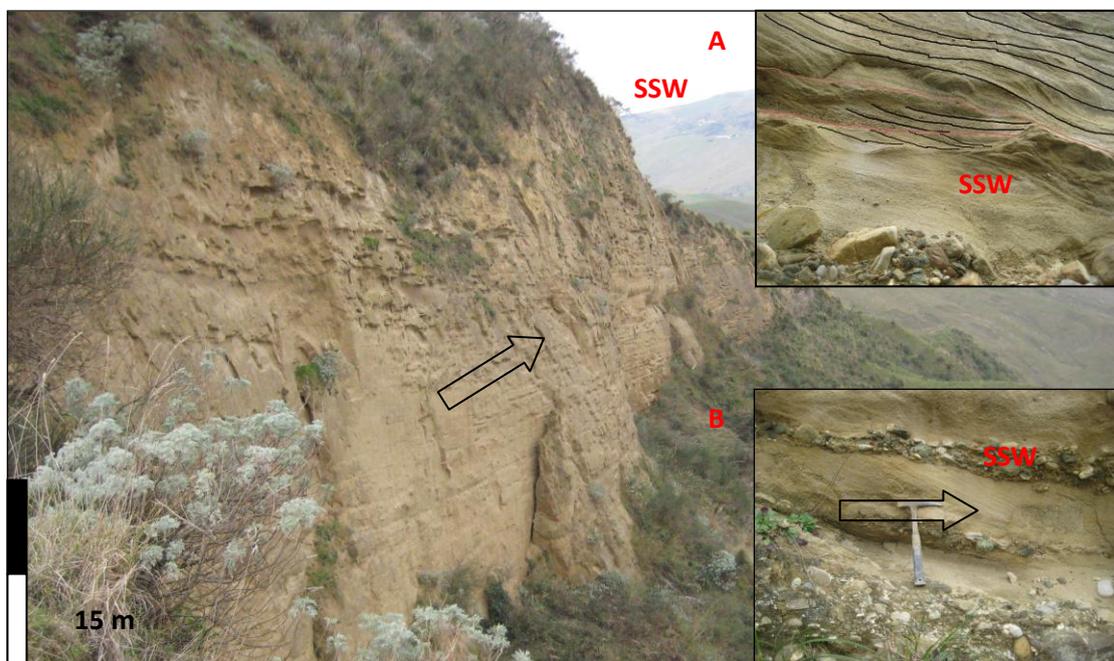


Figura6.1.8 Successione di *wave dominated shoreface delta system*. A) parte bassa della successione costituita da ciottoli allineati (superficie di *ravinement*).B) stratificazione HCS-SCS nella parte alta e stratificazione incrociata nella parte bassa con direzione SSW. Le linee in rosso separano i vari set di lamine.

Interpretazione

I caratteri granulometrici e la predominante presenza di stratificazione incrociata indicano che la deposizione di questi depositi è avvenuta in un contesto ad elevata energia posto ben al di sopra del livello di base delle onde normali, probabilmente in un ambiente di *shoreface* superiore. La *shoreface* superiore è infatti un ambiente ad alta energia compreso tra il limite delle onde normali (*fairweather wave base*) ed il limite medio della bassa

marea (*mean low water*). La formazione della laminazione incrociata concava può essere stata prodotta dalla migrazione di forme di fondo probabilmente barre sabbiose o dune che si spostavano lateralmente grazie a *longshore currents* (Plint & Walker, 1987; Howell & Flint, 2003). Durante gli episodi di tempesta questa porzione della *shoreface* è fortemente interessata dall'azione delle onde che rimuovono grosse quantità di sedimento dalle zone di spiaggia ridistribuendoli lungo la *shoreface*. La stratificazione SCS ed HCS, in totale assenza di sedimenti fini è tipicamente interpretata con il risultato dell'amalgamazione di ripetuti depositi di tempesta (*amalgamated storm beds*, Reynolds, 1984). La stratificazione incrociata di tipo SCS ed HCS è indicata come la principale struttura fisica osservabile nei depositi prodotti da eventi di tempesta. La genesi di queste strutture sedimentarie imputabile dall'azione di un flusso combinato che si instaura tra correnti generate da eventi di tempesta e l'azione del moto oscillatorio di onde ad alta ampiezza sul fondo del mare (Hamblin & Walker, 1979; Dott & Bourgeois, 1982; Leckie & Walker, 1982; Swift et al. 1983; Nichols, 1999). In altre parole, ogni singolo strato gradato è riconducibile ad un evento di tempesta, la mancanza di interstrati fini tra un evento e l'altro indica che la deposizione avviene al di sopra del limite delle onde normali (*fair weather wave base*) in un ambiente perennemente agitato in cui non si preservano i sedimenti fini. La presenza di stratificazione incrociata sostiene l'ipotesi di un ambiente a forte energia di transizione alla *shoreface* superiore (Reading & Collison 1996). Plint (1982) interpreta i livelli arenitici amalgamati con SCS come un deposito di *shoreface* inferiore (Plint & Walker 1987), una simile interpretazione viene data anche da Harms (1975). Simili depositi sono anche indicati come riconducibili ad un ambiente di *shoreface* media-superiore da Lackie & Walker (1982). Dall'insieme dei dati osservati l'ambiente deposizionale è di *shoreface* medio-superiore. La presenza di *Cibicides* e *Florilus* è indicativo di acque marine poco profonde in zone con elevata energia di fondo.

Barre longitudinali (BL)

Nella zona pressochè centrale del bacino è stato osservato una associazione di facies (Fig. 6.1.9 A) con spessore complessivo di circa 10 m che è costituita alla base dall'alternanza di conglomerati e sabbie medio fini; i conglomerati si presentano con tessitura matrice sostenuta della dimensione dei ciottoli alcuni discoidali altri sub sferici, allineati che alla base hanno ciottoli embricati che indicano una corrente da SW verso NE, nella parte alta si inverte la corrente e i clasti embricati indicano direzione opposta, con giacitura orizzontale intervallati a sabbie che non presentano strutture interne (Fig. 6.1.9 B). La parte media della

successione è rappresentata da sabbie medio fini con stratificazione incrociata tabulare con immersione verso Sud e inclinazione di circa 20° erosi al tetto e su cui poggiano sabbie che presentano gradazione inversa verso l'alto (Fig. 6.1.9 A). Al tetto sono delimitate da livelli conglomeratici alternati a sabbie con stratificazione incrociata tabulare che immergono a Nord. Il contatto è erosivo ed è marcato dall'allineamento di ciottoli e blocchi lungo la superficie; questa associazione si trova sui paraconglomerati di conoide distale (Fig. 6.1.9 C)

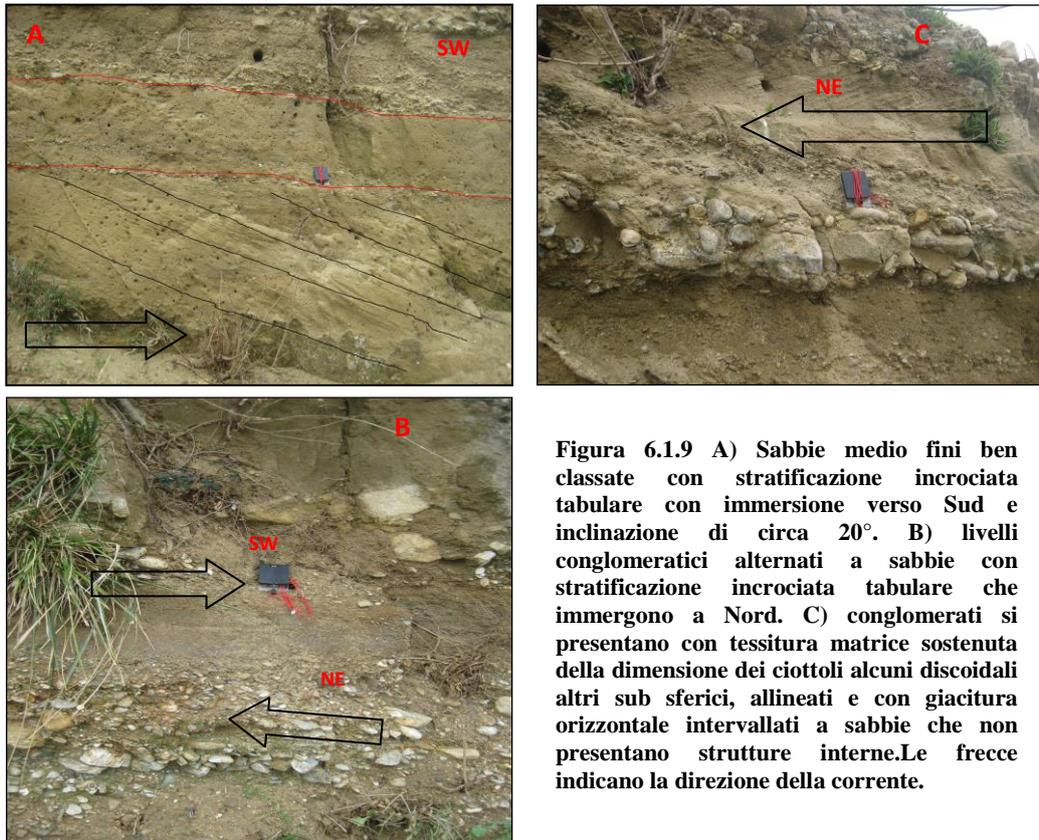


Figura 6.1.9 A) Sabbie medio fini ben classate con stratificazione incrociata tabulare con immersione verso Sud e inclinazione di circa 20°. B) livelli conglomeratici alternati a sabbie con stratificazione incrociata tabulare che immergono a Nord. C) conglomerati si presentano con tessitura matrice sostenuta della dimensione dei ciottoli alcuni discoidali altri sub sferici, allineati e con giacitura orizzontale intervallati a sabbie che non presentano strutture interne. Le frecce indicano la direzione della corrente.

Interpretazione

L'organizzazione della associazione di facies BL è interpretata come il *record* sedimentario della progradazione di barra di foce a scala metrica (Walker & Plint, 1992). La progradazione è indotta dall'apporto di sedimenti da parte di corsi d'acqua con carico sabbioso-ghiaioso. In base alle caratteristiche delle litofacies che costituiscono la singola sequenza si deduce che i processi deposizionali lungo la linea di costa erano guidati dall'attività del corso d'acqua e dalle onde e/o in minore misura dalle maree, dato che proviene dalle lamine immergenti nella direzione opposta (Nord) rispetto alle lamine progradanti. Di norma come descritto da diversi autori (Ainsworth et. al. 1999, Chydsey et.

al 2004) questo tipo di struttura è sicuramente un elemento che si forma in un ambiente a bassa profondità e in particolar modo in un ambiente dominato dal sistema fluviale, anche se si possono formare in un ambiente *wave-dominated shoreface delta system*, (Howell et al., 2003) ma con espressione sedimentaria più limitata. Queste strutture con stratificazione immergente verso il bacino sono dovute a rapide immissione di sedimenti da parte di un corso d'acqua. I sedimenti introdotti dai corsi d'acqua vengono rielaborati e ridistribuiti lungo la costa a formare corpi sedimentari (barre di foce) disposti parallelamente alla linea di costa e/o perpendicolari alla foce del corso d'acqua. Questo dato comporta che questi corpi sedimentari siano caratterizzati da bassa continuità laterale rispetto ai depositi che si formano lungo le porzioni frontali di lobi deltizi dominati dagli apporti fluviali.

Depositi da flusso (DF)

Nella zona distale del bacino più precisamente su Poggio Culma è stata riconosciuta una sequenza di facies costituita dalla sovrapposizione di livelli con gradazione normale formati alla base da sabbie grossolane ben classate con alla base qualche frammento di ghiaia arrotondato a seguire sabbie medio fini con un grado di classazione inferiore e con un accenno di laminazione pian-parallela e silt (fango) che si presenta con aspetto liquefatto (Fig. 6.1.10), questi livelli si ripetono per tre cicli per uno spessore complessivo di circa 150 cm. Verso l'alto si nota che i livelli sabbiosi hanno una laminazione incrociata immergente verso il centro del bacino e in alcuni casi la base su cui poggiano, le sabbie grossolane, mostrano delle strutture da erosione tipo *tool marks*, dove sono presenti le laminazioni incrociate parallele non ci sono i livelli fangosi (Fig. 6.1.11). Al tetto questa sequenza è costituita da sabbie medio fini con stratificazione incrociata planare che immerge verso Sud.

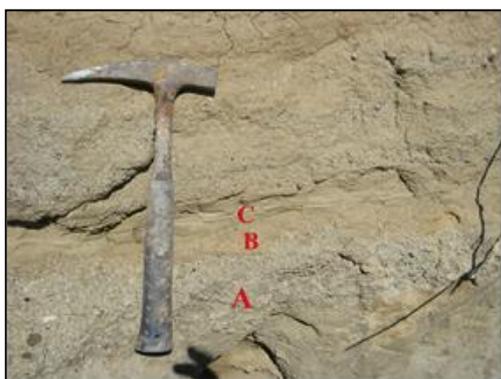


Figura 6.1.10 Strati tripartiti costituiti da sabbie grossolane ben classate alla base (A) sabbie sottilmente laminate al centro (B) e fango al tetto (C)

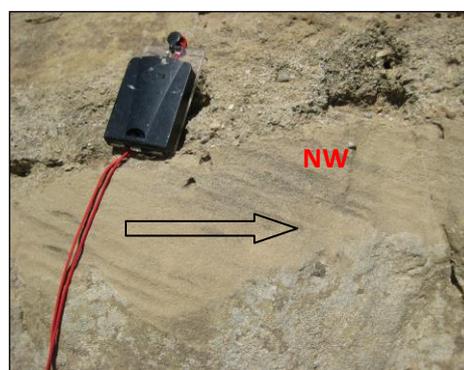
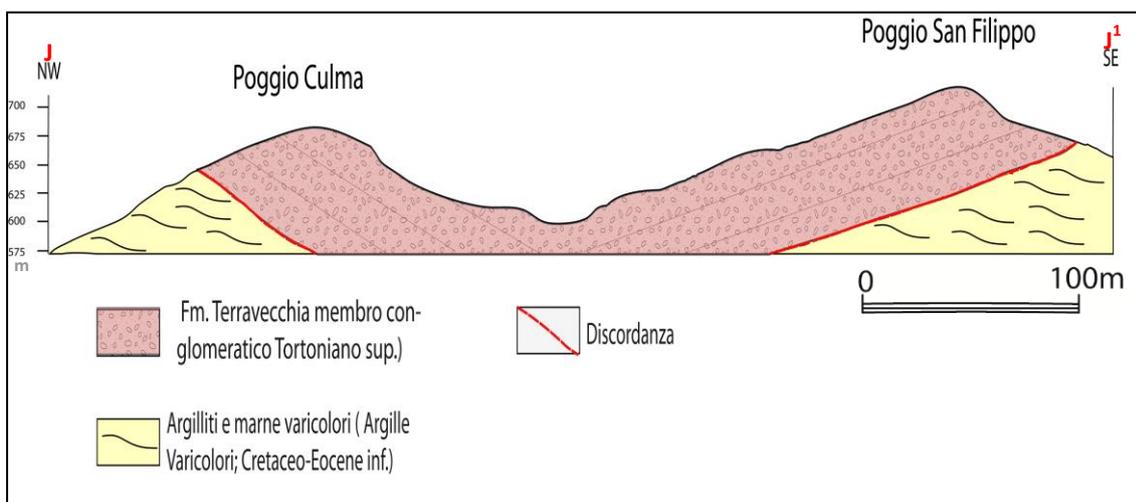


Figura 6.1.11 laminazione incrociata al tetto di livelli con sabbia ben classata e scour erosivi alla base. La freccia indica la direzione della paleocorrente.

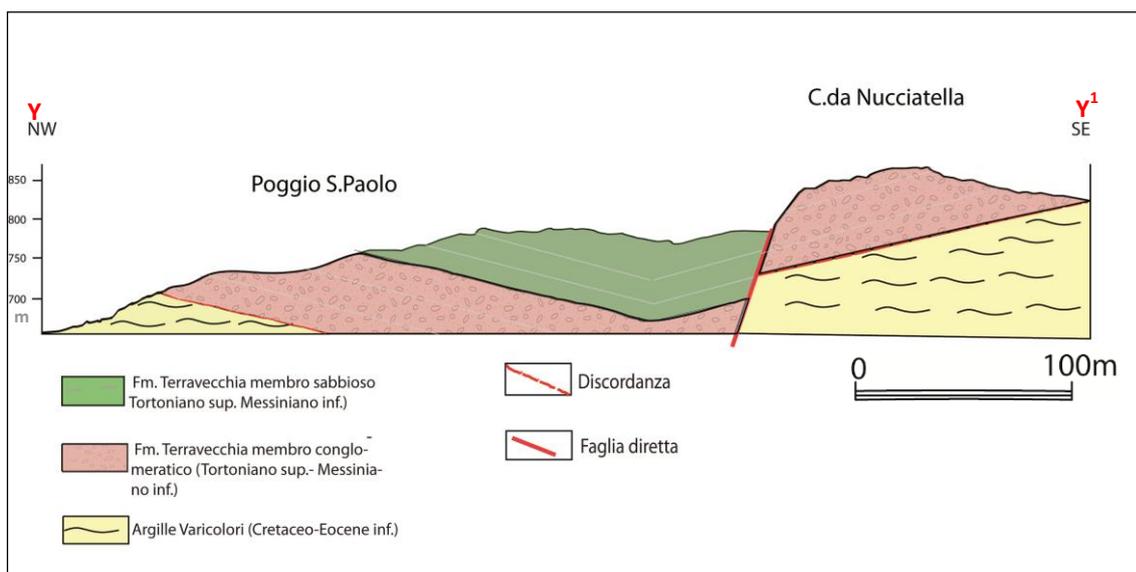
Interpretazione

Gli strati tripartiti possono essere associati a flussi gravitativi nella zona di *shoreface* che portavano i sedimenti nelle zone più profonde. La laminazione incrociata immergente nella direzione opposta del flusso fa presupporre che questi flussi erano soggetti a correnti di marea che si spostavano verso costa e che rielaboravano il sedimento e lo depositavano con laminazione incrociata, erodendo anche la base costituita da sedimenti più grossolani.

Un'altra interpretazione per gli strati tripartiti può essere ricondotta al modello di Ricci Lucchi (1978) e Ricci Lucchi & Valmori (1980) che hanno introdotto il termine *sandwich bed* per rappresentare gli strati caratterizzati da una base e un tetto ben classificati e una porzione intermedia caratterizzata da un grado di classazione molto inferiore.



Sezione 6.1.1. Sezione geologica della parte meridionale del bacino di Polizzi. Per l'ubicazione vedi Fig. 6.1.3. J-J¹ punti di inizio e fine sezione.



Sezione 6.1.2. Sezione geologica della parte centro-meridionale del bacino di Polizzi. Per l'ubicazione vedi Fig. 6.1.3. Y-Y¹ punti di inizio e fine sezione.

Associazioni di facies affioranti nella parte SE del bacino di Polizzi

Associazione di facies tipo braided (BR)

Questa associazione di facies affiora estesamente a SE dell'abitato di Polizzi e presenta conglomerati organizzati in unità di spessore metrico, sovrapposti lungo superfici di amalgamazione con l'interposizione di intervalli arenacei di pochi centimetri. L'organizzazione interna di questa associazione di facies è rappresentata dalla sovrapposizione di corpi con geometria concava (Elemento architeturale CH) (Fig. 6.1.12-6.1.13), spessi fino a 2 metri costituiti da conglomerati rossastri o giallastri, massivi o mal stratificati (litofacies Gm). Ogni livello conglomeratico è separato dagli altri da superfici non molto nette a geometria concava. I conglomerati si presentano mal classati, con clasti ben arrotondati di dimensioni variabili dal ciottolo fino ai blocchi con diametro metrico, la tessitura è generalmente clasto-sostenuta. Le strutture sedimentarie principali sono rappresentate dalla embricatura dei ciottoli più appiattiti (Fig. 6.1.14A), e dai *pebble clusters* (Dal Cin, 1968) (Fig. 6.1.14B), . Talvolta, tra un livello conglomeratico e l'altro è presente un intervallo arenaceo più o meno grossolano, di colore giallastro che passa al rosso intenso, con spessore variabile tra il decimetro e il metro, caratterizzato da laminazione planare leggermente concava (litofacies SI) (Fig. 6.1.14C), che presentano alternanze di piccoli ciottoli appiattiti che seguono l'andamento concavo della laminazione. Al top dei conglomerati si riconoscono anche dei livelli centimetrici con laminazione parallela (litofacies Sh) che lateralmente sono molto continui. In alcuni punti è possibile riconoscere silt argillosi di colore rosso-grigiastro riconducibili a zone deposizionali di *overbank* (elemento architettuale OF) e in alcuni punti si riconoscono dei canali minori colmati da sabbie e da argille siltose.

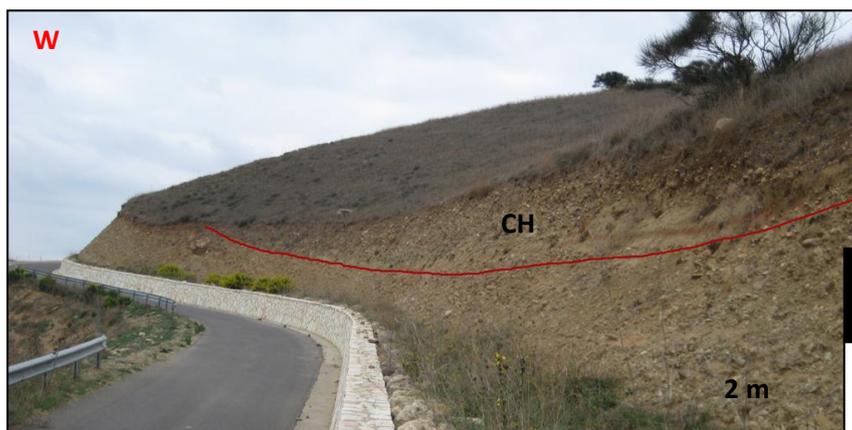


Figura 6.1.12 Pprofilo trasversale di un canale a fondo concavo.

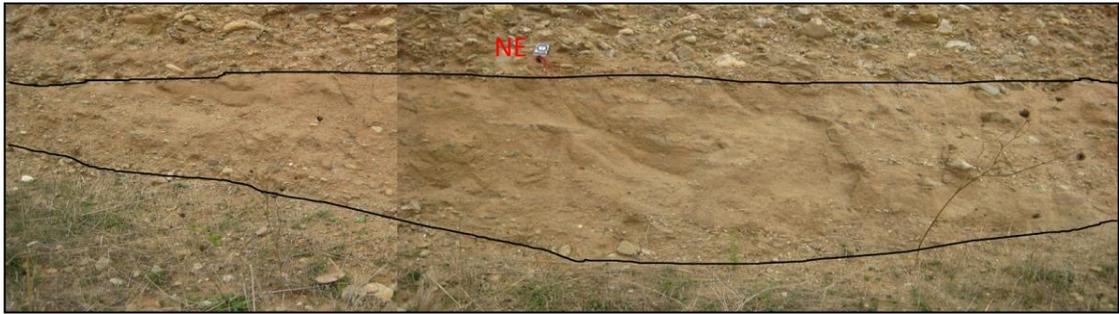


Figura 6.1.13 Profilo trasversale di un canale a fondo concavo riempito da sabbie

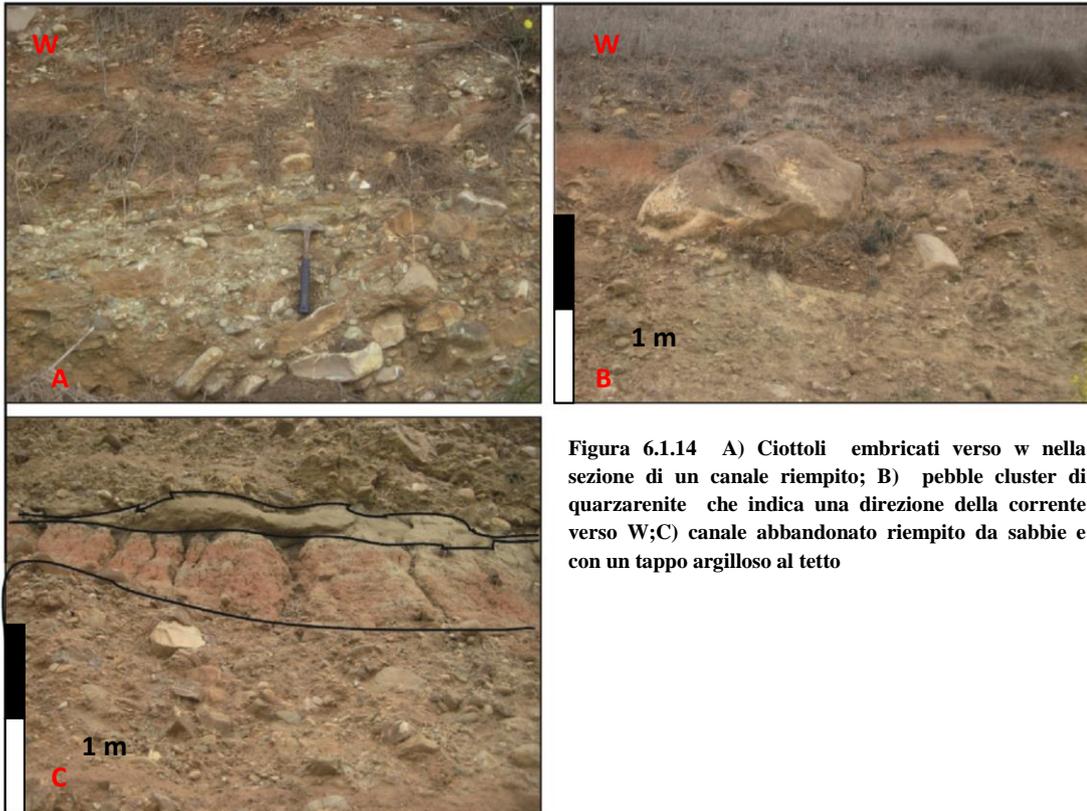


Figura 6.1.14 A) Ciottoli embricati verso w nella sezione di un canale riempito; B) pebble cluster di quarzarenite che indica una direzione della corrente verso W; C) canale abbandonato riempito da sabbie e con un tappo argilloso al tetto

Interpretazione

L'insieme dei caratteri litologici e l'associazione di strutture sedimentarie osservati e descritti permettono di considerare questa associazione di facies come il *record* sedimentario di un ambiente di sedimentazione fluviale, dominato da un flusso intermittente ad energia variabile capace di trasportare e depositare sedimenti con granulometria sabbiosa, ghiaiosa e ciottolosa. Un ambiente di sedimentazione così costituito è caratteristico delle piane alluvionali prodotte da corsi d'acqua grossolani caratterizzati da canali di tipo *braided*.

L'applicazione del metodo classificativo di Miall (1977, 1978, 1985) ha permesso di distinguere due principali contesti di sedimentazione: (i) un contesto di sedimentazione canalizzato (CB); (ii) un contesto di tracimazione (OF).

Le sequenze metriche *fining upward*, con base erosiva, formate dalla ripetizione di conglomerati (Gm) ed arenarie (Sh, Sl) sono interpretate come il riempimento di canali ghiaiosi e ciottolosi, ampi e poco profondi, in cui migrano forme di fondo ghiaiose tipo barre longitudinali durante i periodi di flusso capace di deporre carico di fondo grossolano (Rust, 1972; Heien & Walker, 1977; Bothroyd & Nummndal, 1978; Ramos & Sopena, 1983; Steel & Thompson, 1983). La geometria concava degli strati conglomeratici induce a ritenere che il fondo del canale era a forma di conca. Le singole sequenze registrano diversi eventi deposizionali caratterizzati da una fase iniziale di flusso ad alta energia seguita da una graduale diminuzione della corrente che ha permesso il riempimento dei canali con il materiale arenaceo.

La presenza di strutture tipo gradazione normale, livelli di clasti embricati, e *pebble clusters* fa presupporre che il principale meccanismo deposizionale sia riconducibile a ripetuti flussi ad alta energia capaci di trasportare i clasti di grandi dimensioni riscontrati in questi depositi. Flussi di tale entità sono tipici di eventi chiamati *stream flash* o *surge flows* (Nemec & Postma, 1993) ovvero, flussi catastrofici limitati nel tempo, ad energia molto elevata capaci di mobilitare un carico di fondo costituito anche da blocchi metrici.

Nei punti in cui si ha la presenza di materiale fine, si può supporre che l'ondata di piena in alcuni punti ha creato dei canali di rotta che sono stati riempiti da materiale della taglia delle sabbie medio-fini fino alle argille siltose, che rappresentano il tappo del canale che viene abbandonato dalla corrente (*clay plug*). Nei periodi di abbandono dei canali e nelle aree tra un canale e l'altro si sviluppavano aree a sedimentazione fine probabilmente vegetate durante le fasi di esposizione subaerea (contesto di tracimazione OF).

La presenza di laminazione planare (Sh) viene inserita in un contesto di canale attivo e ricondotta ad un flusso laminare instauratosi durante le fasi di piena e durante le fasi calanti del flusso (*waining flood*).

Associazione di delta front (DF)

Ad est di Polizzi affiorano delle facies calcarenitiche medio-grossolane arrangiate in strati metrici che si intervallano a strati costituite da arenarie medio fini. La successione passa lateralmente ai conglomerati di tipo *braided* sopra descritti e il corpo ha una geometria tabulare immergente verso W-SW. La geometria è tabulare nelle zone a Est della statale

che porta a Polizzi e spostandosi verso W l'inclinazione aumenta. Si notano dei clinoforimi progradanti verso W con inclinazione di 20° circa, costituite da calcareniti grossolane, alternate a sedimenti siltosi, nella zona di C.da Avanella e Pantaleo (Fig. 6.1.15),.

La caratteristica principale di questa successione è l'enorme quantità di fossili riconosciuto; infatti i livelli con calcareniti grossolane contengono frammenti di pectinidi, ostreidi e clamis e altre a questo tracce di bioturbazione da Skolithos (Fig. 6.1.15A-B),. A parte la stratificazione non vi sono strutture sedimentarie riconosciute (Sez.6.1.3).



Figura 6.1.15 Associazione di fronte deltizio costituito da alternanze di calcareniti e silt sabbiosi, A particolare di ichnofacies a Skolithos e B gusci di pectinidi

Interpretazione

Questa associazione di facies rappresenta la parte più fine di un deposito fluviale che avanza verso il bacino e rappresenta il top del fronte deltizio in particolare i clinoforimi immergenti verso il bacino rappresentano la caratteristica comune di un sistema *river dominated delta* (Howell et. al., 2003). Queste strutture sono comuni nei delta dominati dal sistema fluviale in cui i sistemi di alimentazione forniscono degli input sedimentari molto rapidi e veloci nel tempo. La granulometria della taglia delle sabbie che si alterna ai silt e le ichnofacies e la presenza di grande abbondanza di fossili dimostra che il bacino non era caratterizzato da elevata energia e si sviluppava in una zona a bassa inclinazione,

alimentato da un corso d'acqua di tipo braided. Seguendo la classificazione di Galloway 1995 si può dire che il delta è dominato dal corso d'acqua; seguendo la classificazione di Nemec e Steel 1988 si può classificare come un delta *Hjulstrom Type* con sistema di alimentazione di tipo B o Upper Scott (Orton e Reading 1993).

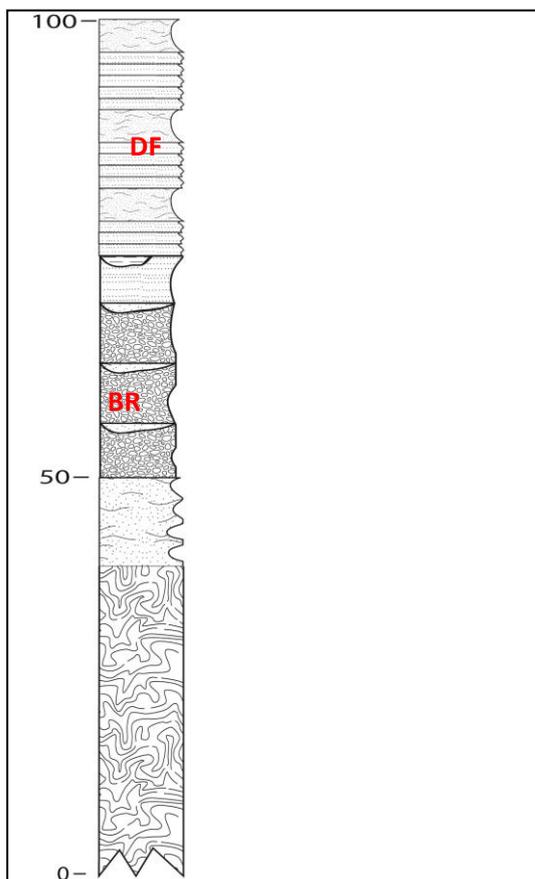


Figura 6.1.16 Colonna stratigrafica che mostra la sequenza di facies BR e DF (per l'ubicazione vedi Fig. 6.1.3 per la legenda Fig. 6.1.4)

Associazioni di facies di mare aperto (AMP)

All'interno di questa associazione di facies sono stati inseriti tutti i litotipi a granulometria fine (peliti sabbiose, marne argillose, silt argillosi) accomunate da caratteri stratigrafici e sedimentologici riconducibili ad un ambiente deposizionale marino, relativamente distale. Questo ambiente, indicato genericamente come di piattaforma esterna, è posto in posizione più distale rispetto alla linea di costa ad una batimetria ben al di sotto del limite di base delle onde di tempesta. Secondo la suddivisione di Reading & Collison (1996) la piattaforma esterna corrisponde ad un ambiente denominato di *offshore*. I litotipi ricondotti

a questo ambiente deposizionale sono stati inseriti in un'unica associazione di facies (AMP) affiorante nella porzione centrale e centro-orientale del settore di Polizzi.

L'associazione di facies AMP è rappresentata (Fig. 6.1.17), nella parte bassa da peliti sabbiose, marne argillose, e argille grigio-bluastre, con quarzo abbondante, muscovite e biotite massive nella parte bassa della successione, e stratificate nella parte alta con una scarsa micro-associazione planctonica (foraminiferi e radiolari) che nella maggior parte dei casi sono piritizzati; i foraminiferi bentonici riconosciuti sono *Cassidulina ssp* ed *Elphidium ssp* e nelle zone terminali della successione ostracodi aculei di echinodermi, briozoi, invece i planctonici sono *Globigerinoides sp* e *Globorotalia Menardi*, *Sphaeroidinellopsis sp*. Verso l'alto predominano litotipi pelitico-argillosi di colore brunastro che si alternano a livelli di arenarie siltose giallastre con laminazione piano-parallela, con tessitura matrice-sostenuta e clasti con dimensioni medie variabili tra il granulo e la sabbia. Questi livelli arenacei affiorano come corpi di spessore centimetrico (50 cm) caratterizzando soprattutto i settori di Cozzo Re, i livelli argillosi sono ricchi di pirite, gesso e sostanze carboniose. Questo litotipi risultano direttamente sottoposti alle successioni evaporitiche messiniane o alle bioliti a coralli della Fm. Baucina con un contatto erosivo e in alcuni casi discordante (Sez.6.1.3).



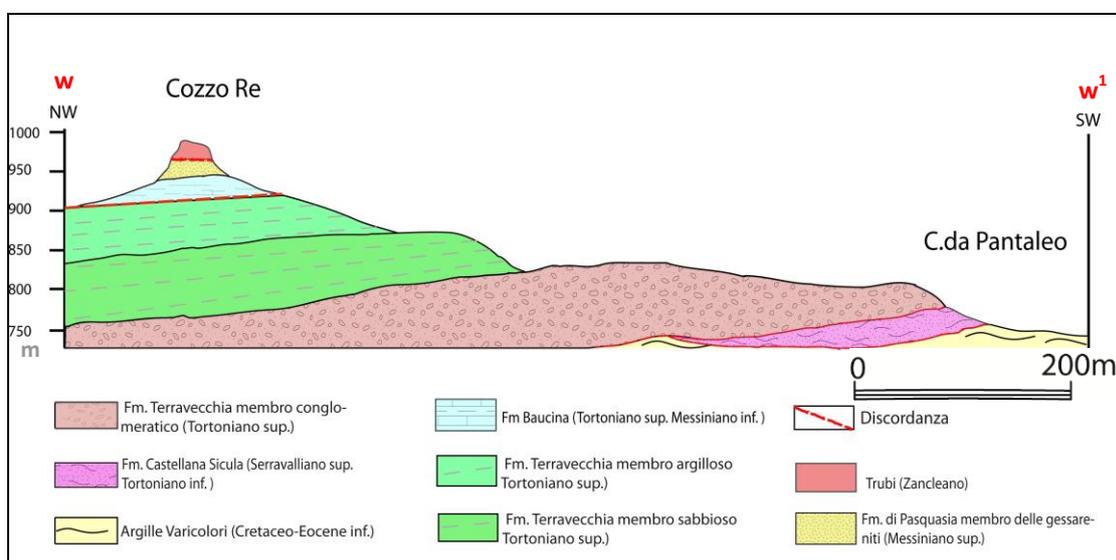
Figura 6.1.17 Argille siltose con intercalazioni centimetriche (50 cm) di arenarie siltose

Interpretazione:

La predominanza di litotipi a grana fine, anche se caratterizzate da una scarsa micro-associazione bentonica e planctonica, permette di ricondurre l'associazione di facies AMP ad un ambiente di sedimentazione marino, più o meno profondo, ubicato in posizione distale rispetto alle zone di massimo approvvigionamento di sedimenti clastici grossolani ubicate lungo la linea di costa.

La mancanza di strutture sedimentarie fisiche tipiche di sequenze tempestiche tipo HCS e ripples da onda esclude (almeno per la porzione più alta dell'associazione) una interazione tra superficie deposizionale e le onde di tempesta. Questo dato ci porta a posizionare il contesto deposizionale ad una batimetria maggiore rispetto a quella del limite di base delle onde di tempesta, ovvero in un contesto di *offshore*. Anche se vi è una scarsa associazione di faune presenti in questi litotipi essi possono essere ricondotti alla parte alta del Tortoniano.

Le intercalazioni di arenarie nella porzione alta dell'associazione di facies potrebbero essere ricondotti a flussi di massa innescati da instabilità gravitativa lungo la piattaforma o il deposito di correnti indotte da eventi di tempesta tipo *rip currents* (Komar, 1976).



Sezione 6.1.3. Sezione geologica della porzione orientale del bacino di Polizzi.. Per l'ubicazione vedi Fig. 6.1.3. W-W¹ punti di inizio e fine sezione.

Paleocorrenti ed aree sorgente

Le misure di paleoflusso sono state eseguite in stazioni di misura, ubicate in diversi punti del bacino, integrando diverse tipologie di strutture sedimentarie ed indicatori di paleoflusso (laminazione incrociata, ciottoli embricati, pebble clusters, ripple da corrente). L'insieme dei dati, eliminato l'effetto della deformazione tettonica, è stato plottato, grazie all'utilizzo di appositi software, su diagrammi a Rosa ottenendo un valore medio dell'orientazione della paleocorrente.

I conglomerati alluvionali dell'associazione di facies CR (Fig. 6.1.18 I), registrano un paleoflusso con pattern che ricopre un trend di orientazione che va da NNW a NE con

trasporto medio preferenziale verso S con un pattern secondario NE-SW e NNW-SSE con trasporto verso SW e SE. Questo dato indica che la piana alluvionale fosse rifornita di materiale clastico da un'area sorgente ubicata mediamente a NNE rispetto all'attuale posizione del bacino. La presenza abbondante ed in alcuni casi predominante di clasti di natura ignea (clasti di natura magmatica come graniti a 2 feldspati e vulcanica come basalti andesitici e frammenti di rioliti) e metamorfica di alto grado come micascisti a granato e gneiss (già documentata da Ferla & Alaimo, (1976), è un altro dato a sostegno della tesi che il materiale clastico provenisse dalle zone di hinterland della catena.

In minor misura i clasti sono costituiti da quarzareniti provenienti dal Flysch Numidico e frammenti carbonatici che provenienti dalla Fm. Polizzi.

I dati raccolti nelle arenarie a laminazione incrociata forniscono un pattern di paleoflusso concorde con quello dei depositi continentali con una direzione media N-S questo si discosta di poco dai valori dei conglomerati e può essere imputabile dinamiche del moto ondoso (Fig. 6.1.18 II), l'analisi delle sabbie al microscopio a riflessione mostra che la componente principale dei granuli è costituita da quarzo a seguire feldspati e biotite e in qualche raro caso frammenti di olivina. In alcune zone il pattern delle paleocorrenti è opposto,; esso copre un range che va da SW a NE con direzione media verso SSW a NNE dovute a correnti tidali ritrovati sui depositi di barra e tra i livelli sedimentati da flusso (Fig. 6.1.18 III)

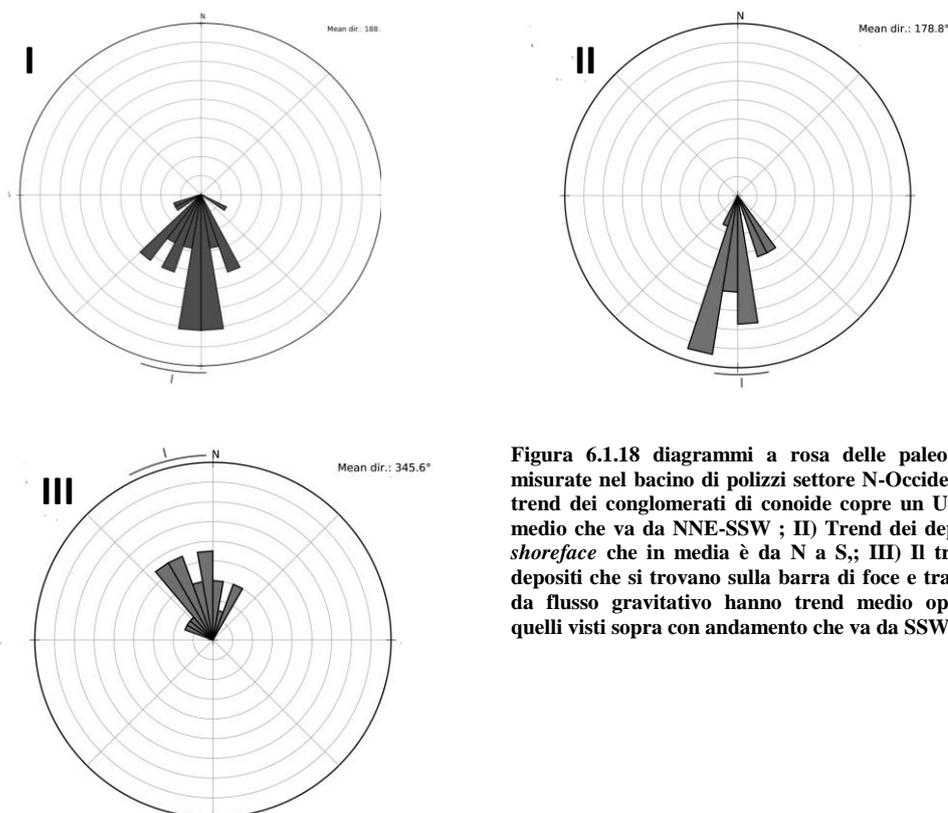


Figura 6.1.18 diagrammi a rosa delle paleocorrenti misurate nel bacino di polizzi settore N-Occidentale. I) trend dei conglomerati di conoide copre un Un range medio che va da NNE-SSW ; II) Trend dei depositi di *shoreface* che in media è da N a S,; III) Il trend dei depositi che si trovano sulla barra di foce e tra i livelli da flusso gravitativo hanno trend medio opposto a quelli visti sopra con andamento che va da SSW a NNE

Per ciò che concerne il pattern di paleocorrente dei depositi BR si vede che la direzione di drenaggio sono molto diverse da quelle descritte sopra infatti si ha un range di direzioni che va da WNW a WSW con direzione della corrente da ENE e ESE, la direzione media mostra un flusso che va da ENE a WSW, registrata anche dalle arenarie che compongono la successione di delta front (Fig. 6.1.19) Da questi dati si evince che i sistemi di alimentazione erano due e drenavano da posizioni differenti, il primo nella porzione occidentale del bacino che drenava dai quadranti settentrionali e l'altro a E del bacino che drenava dai quadranti orientali.

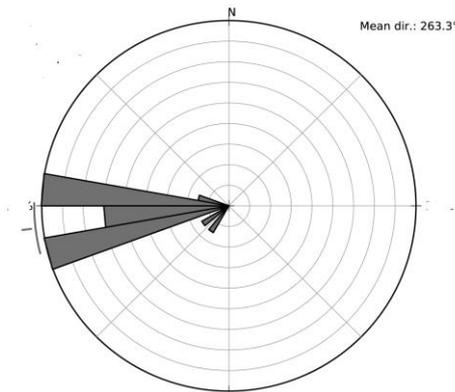


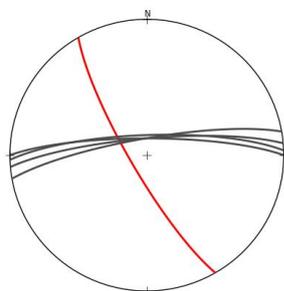
Figura 6.1.19 Trend relativo ai depositi braided river che mostrano una direzione media delle paleocorrenti da ENE a WSW.

Assetto strutturale

Il bacino di Polizzi è una sinclinale con asse che si sviluppa in direzione NNE-SSW. I fianchi risultano essere più inclinati nella parte occidentale di circa 35° e immersione a ENE invece il fianco orientale di circa 25° immergente ad WSW. Il rilevamento geologico strutturale ha permesso di ricostruire questa ampia e blanda struttura che è interessata da una faglia transtensiva con componente di movimento laterale sinistro orientata circa NNW-SSE che ne interrompe la continuità. Questa faglia contribuisce alla leggera rotazione della porzione meridionale della sinclinale, e disloca solamente i terreni della Fm. Terravecchia e quindi non ha età superiore al Messiniano inf., ma non vi sono evidenze che queste faglie abbiano avuto un movimento durante le fasi deposizionali.

Gli altri elementi strutturali presenti nell'area sono faglie dirette con orientazione circa E-W che dislocano i terreni Pliocenici e creano una morfologia a scalinata nella parte centrale del bacino; i rigetti sono dell'ordine della decine di metri e le faglie sono subverticali e non mostrano strutture da crescita (Fig. 6.1.20)

Le associazioni di mare profondo presentano delle pieghe di piccole dimensioni nella parte a contatto con i depositi della Fm. Baucina, tali strutture hanno una direzione dell'asse NE-SW.



— (P1rh) Polizzi Strike.

— (P1rh) Polizzi dirette.

Figura 6.1.20 le ciclografiche indicano un trend E-W per le faglie dirette; la ciclografica in rosso indica una faglia transtensiva orientata NE-SW. Dati misurati a SW del centro abitato di Polizzi

Come è possibile osservare dai profili sismici a riflessione dell'Eni (pa 04360) che attraversano il settore studiato la sinclinale di Polizzi rappresenta un esempio di basso morfostrutturale, che pur essendo geneticamente ricondotto alla deformazione dei livelli strutturali più profondi (unità Trapanesi) (Catalano *et al.*, 2009 SI.RI.PRO) non corrisponde ad un basso strutturale del sottostante edificio tettonico ma, al contrario si sviluppa in corrispondenza di una zona in rilievo la quale è delimitata a Est da thrust Sud vergenti e a Nord invece la spalla più occidentale da *Back Thrust* che si formano in risposta ad uno stress orientato da NW verso SE. Questa sinclinale si imposta sulle argille

delle Unità Sicilidi che stanno sopra il Flysch Numidico che ricoprono il tetto delle unità imeresi (dati che derivano dal Pozzo Avanella) e deformano tutto il corpo delle sequenze tardo Mioceniche (Fig. 6.1.21-6.1.22).

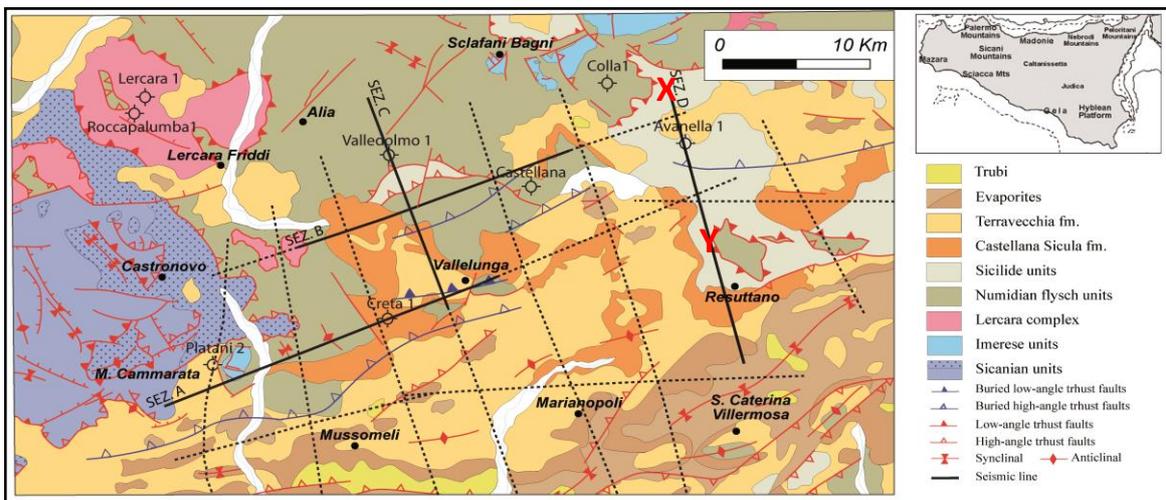


Figura 6.1.21 Carta geologica semplificata sulla quale sono stati ubicati i profili sismici a riflessione fatti dall'Eni. X e Y sono rispettivamente inizio e fine della linea sismica discussa sotto. Catalano et al., 2008

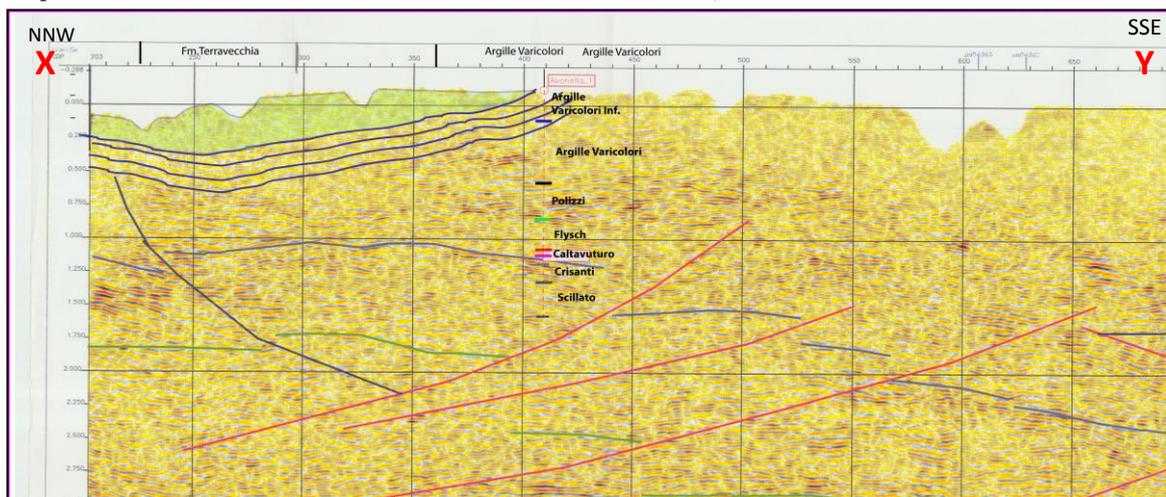


Figura 6.1.22) Questa parte del profilo pa 04360 acquisito dall'Eni passa a SW dell'abitato di Polizzi Generosa, ed è stato calibrato grazie al pozzo che arriva a 3000 m di profondità. Nel pozzo sono stati riscontrati a partire dall'alto le Argille Varicolori che presentano dei riflettori poco continui e caotici, a bassa ampiezza e alta frequenza con geometrie esterne a cuneo e a lente, in questa zona sono raddoppiate a causa di sovrascorrimenti e questo si nota anche dal fatto che si ritrovano sulla Fm. Polizzi; essa presenta riflettori più continui con elevata ampiezza e buona continuità laterale, alta frequenza con geometria esterna tabulare.

Al di sotto si hanno i terreni del Flysch Numidico, la cui facies sismica è costituita da riflettori con scarsa continuità laterale, bassa ampiezza, bassa frequenza con geometria esterna a lente che poggia sui depositi di mare profondo della Successione Imerese, (Fm. Scillato, Crisanti e Caltavuturo) le cui facies sismiche sono costituite da riflettori ad alta ampiezza, buona continuità laterale e alta frequenza.

Come si nota vi sono dei Thrust S-vergenti che rappresentano le sequenze con vergenza verso l'avampaese, ma vi sono dei Thrust che sono N-vergenti Back Thrust che deformano i depositi tortoniani (pattern verde) giacenti sulle argille Varicolori. Catalano et al., 2008

Analisi dei dati

6.2 La successione tardo miocenica nell'area di Resuttano

I dati bibliografici in merito alla stratigrafia di dettaglio della formazione Terravecchia nella zona di Resuttano sono stati ricavati dagli studi fatti da Pedley e Grasso (1988) da Esteban *et al.*, (1982) e integrati dalle recenti attività di campagna relative a questa tesi. La formazione si presenta come una successione *coarsening-* e *shallowing* upward nella parte bassa e nella restante parte segue con un trend *fining deepening upward*, caratterizzata dalla sovrapposizione verso l'alto di litofacies sabbiose e conglomeratiche, e lateralmente argillose e calcarenitiche, mostrandoti rapporti laterali eteropici. Nel complesso la sequenza di facies è rappresentata dall'alternanza di 3 banchi conglomeratici (25-28 m) con clasti costituiti da quarzareniti, marne, calcareniti e pochissimi clasti cristallini che si alternano a 3 livelli (circa 4-5 m) costituiti da calcareniti alla base e arenarie e sabbie argillose e argillo-sabbiose quando presenti (Fig. 6.2.1A). Come nella descrizione emendata della formazione (Catalano *et al.* 1997, 2000) vengono distinti tre membri su base prettamente litologica.

I tre membri, rispettivamente *membro conglomeratico" sabbioso e pelitico-argilloso* racchiudono un insieme variegato di litofacies, riconducibili a diversi contesti deposizionali compreso tra l'ambiente continentale e l'ambiente marino. Lo spessore della formazione, ricostruito da dati di affioramento varia fino ad un massimo di circa 80 metri, ma subisce forti variazioni laterali in via dell' articolazione dell'originario contesto deposizionale e della deformazione tettonica.

Nella maggior parte dei casi a letto poggia con un contatto discordante ed erosivo sulle Argille Varicolori nella zona limitrofa l'autostrada PA-CT ed estesamente sulla Fm. Castellana Sicula (Fig. 6.2.1B), ma non si riconosce la superficie di contatto perché obliterata dall'erosione. Il limite superiore della Fm. Terravecchia è rappresentato da una superficie di discordanza e discontinuità ricoperta rispettivamente da carbonati di scogliera costituite da bilititi a *Porites* e calcari bioclastici riferibili alla formazione Baucina (Superficie S1) che affiorano a Portella del Morto (Fig. 6.2.1B-C) e a Balza di Rocca Limata, al calcare di base che affiora su Cozzo Terravecchia o dalle evaporiti del Gruppo Gessoso Solififero che affiorano nella zona meridionale verso l'abitato di S.Caterina di Villermosa (Fig. 6.2.1D)..

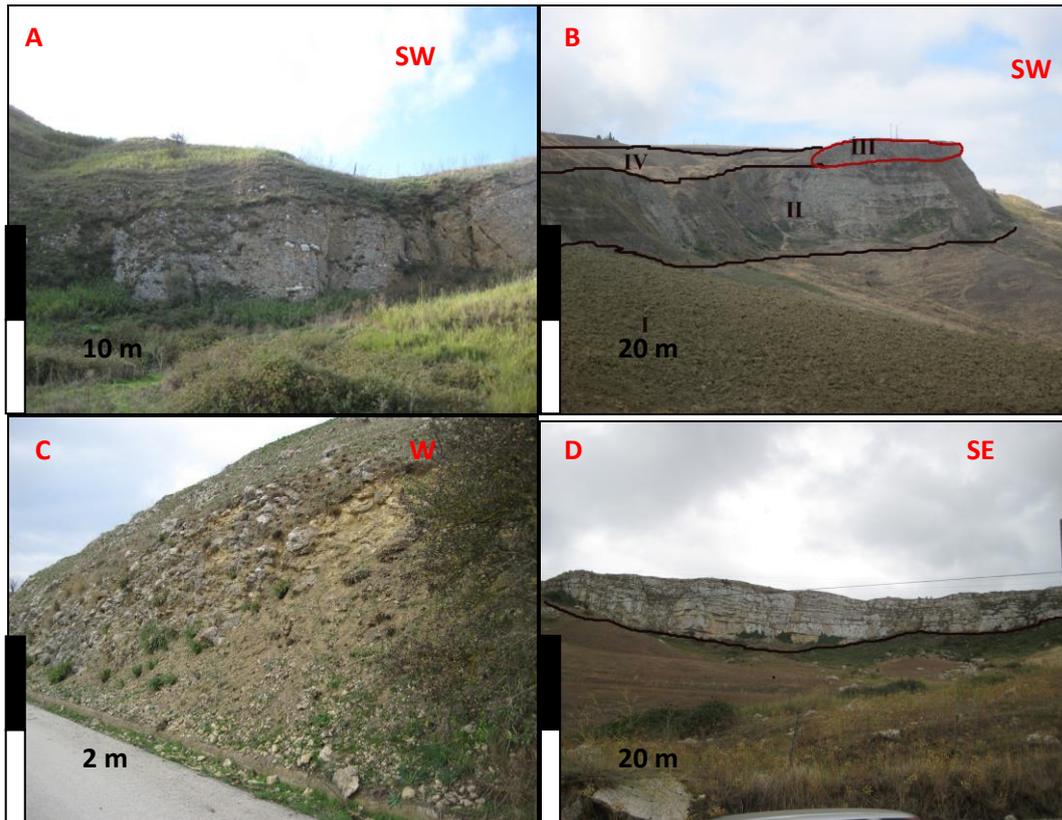


Figura 6.2.1A) calcari a porites che passano alle facies sabbiose della Fm. Terravecchia. B) ontatto tra il calcare di base in alto e le facies sabbiose della Fm. Terravecchia; C) Contatto tra la Fm. Castellana (I), le facies argillose della Fm. Terravecchia (II) sulle quali vi sono i calcari della Fm. Baucina (III) , queste ultime passano lateralmente e verso l'alto alle facies sabbiose. D) Corpo conglomeratico affiorante a C.da Cuti

La successione tardo Miocenica: Sedimentologia ed analisi di facies

In questo paragrafo saranno descritti, nel dettaglio, i caratteri stratigrafici, sedimentologici e di facies osservati nei litotipi che costituiscono la successione tardo miocenica affiorante nella zona di Resuttano (Fig.6.2.2-6.2.3). Le singole litofacies, identificate principalmente sulla base della granulometria e delle associazioni di strutture sedimentarie, sono state raggruppate in associazioni di facies riconducibili ad un preciso contesto deposizionale dominato da processi deposizionali ben definiti. Quando possibile, compatibilmente con la qualità e la quantità di dati ottenuti attraverso l'osservazione diretta delle singole litofacies in campagna, ogni contesto deposizionale è stato scomposto in sottoambienti a scala minore. All'interno della successione stratigrafica della la successione tardo miocenica sono state differenziate diverse associazioni di facies riconducibili a tre principali contesti deposizionali: (I) alluvionale, (II) fronte deltizia e (III) marino aperto (prodelta).

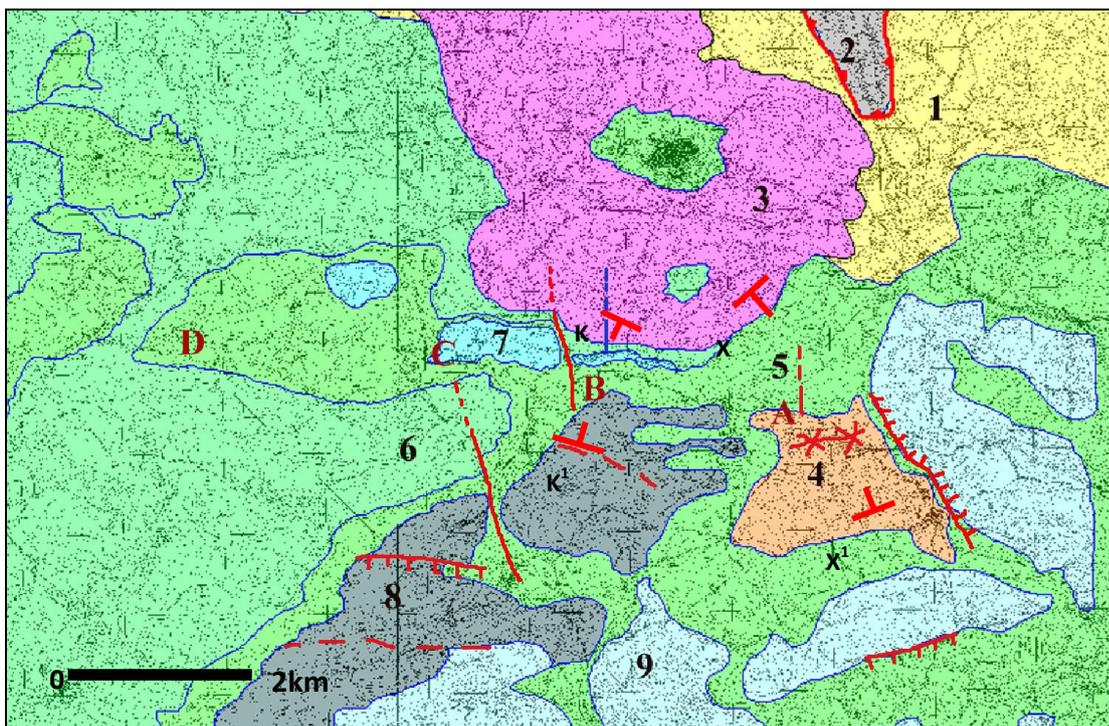
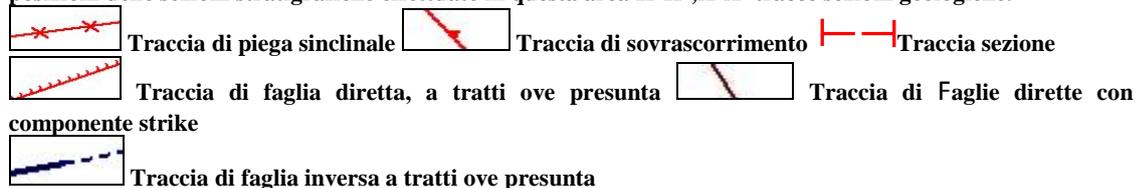


Figura 6.2.2 Carta geologica bacino di Resuttano: 1) Argille Varicolori (Cretaceo-Eocene inf.); 2) Flysch Numidico (Oligocene sup.-Miocene inf.); 3) Fm Castellana Sicula (Serravalliano sup. -Tortoniano inf.); 4-5-6) Fm. Terravecchia rispettivamente membro conglomeratico, sabbioso, argilloso (Tortoniano sup.-Messiniano inf.); 7) Fm. Baucina (Tortoniano sup. Messiniano inf); 8) Fm. di Cattolica membro del Calcarea di base (Messiniano sup.); 9) Fm di Cattolica Membro Selenitico (Messiniano). A_B_C_D indicano le posizioni delle sezioni stratigrafiche effettuate in questa area K-K¹;X-X¹ tracce sezioni geologiche.



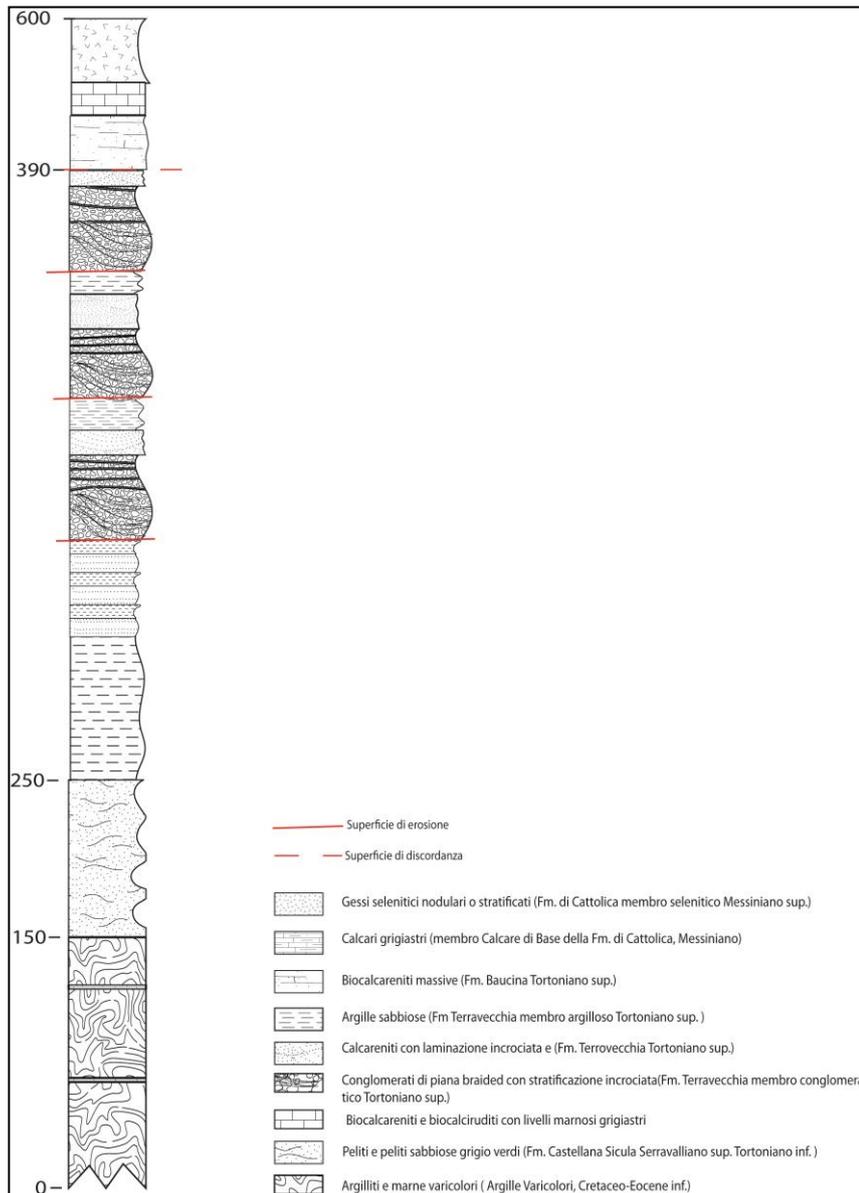


Figura 6.2.3 Colonna stratigrafica di tutte le successioni affioranti nell'area di Resuttano

Associazione di facies BR; piana alluvionale prossimale di tipo braided non confinata

Quest'associazione di facies racchiude litofacies prevalentemente conglomeratiche e sabbiose cui si associano litofacies conglomeratiche-sabbiose e litofacies sabbioso-siltose. Nel complesso, all'interno dell'associazione di facies BR è stato possibile distinguere due sottoassociazioni caratterizzate rispettivamente da litotipi conglomeratico-sabbiosi e sabbioso-siltosi (Fig. 6.2.4)

Gli affioramenti utilizzati per l'analisi di quest'associazione di facies sono ubicati nei settori nord-orientali del bacino (versanti orientale di Cozzo Terravecchia, Monte

Cuticchio). Presso Cozzo Terravecchia, Monte Cuticchio l'associazione di facies BR raggiunge lo spessore massimo di circa 50 metri. Questa associazione di facies è caratterizzata dall'alternanza di arenarie e conglomerati organizzati in sequenze da metriche a plurimetriche sovrapposte con base erosiva.

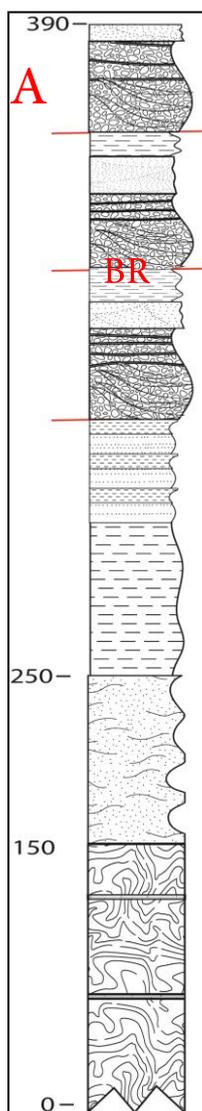


Figura 6.2.4 Colonna stratigrafica A della successione affiorante a C.da Cuti (per l'ubicazione vedi Fig. 6.2.2 per la legenda 6.2.3)

Alla base i conglomerati (in C.da Cuti) poggiano su strati di calcareniti spesse circa 4 m con geometria esterna tabulare con la presenza di grosse valve di ostreidi. I conglomerati sovrapposti sono ortoconglomerati con spessore di circa 10 m che si presentano mal classati, con clasti ben arrotondati di dimensioni variabili dal ciottolo fino ai blocchi con diametro metrico, la tessitura è generalmente clasto-sostenuta. La gradazione, quando presente, è sia del tipo normale che di tipo inverso (Fig. 6.2.5A) osservata nelle parti più ciottolose. Si presentano generalmente organizzate in strati a geometria tabulare (Litofacies

Gm) spessi mediamente tra i 40 cm ed i 50 cm nelle zone di Cda Cuti e plurimetriche verso Nord (Fig. 6.2.4B). Le strutture sedimentarie principali sono rappresentate dai *pebble clusters* (Dal Cin, 1968) e dalla embricatura dei ciottoli più appiattiti. Nella parte basse si presentano massive invece nella parte alta si riscontrano livelli a laminazione piano parallela (litofacies Sh) che si alternano ai conglomerati. Verso sud i conglomerati sono eteropici con le calcareniti. Nelle zone più Settentrionali (Monte Cuticchio) gli spessori dei conglomerati arrivano fino a 28 m e mostrano, come in quelli di C.da Cuti, laminazione pian-parallela nei livelli arenitici, che anche qui hanno uno spessore di circa 15 cm fino a 20; alcuni livelli conglomeratici sono fangosostenuti in particolar modo nelle parti alte della sequenza (litofacies GmS) (Fig. 6.2.4 C-D). La sequenza è di tipo tickening e verso l'alto le facies conglomeratiche sono più amalgamate che verso il basso.

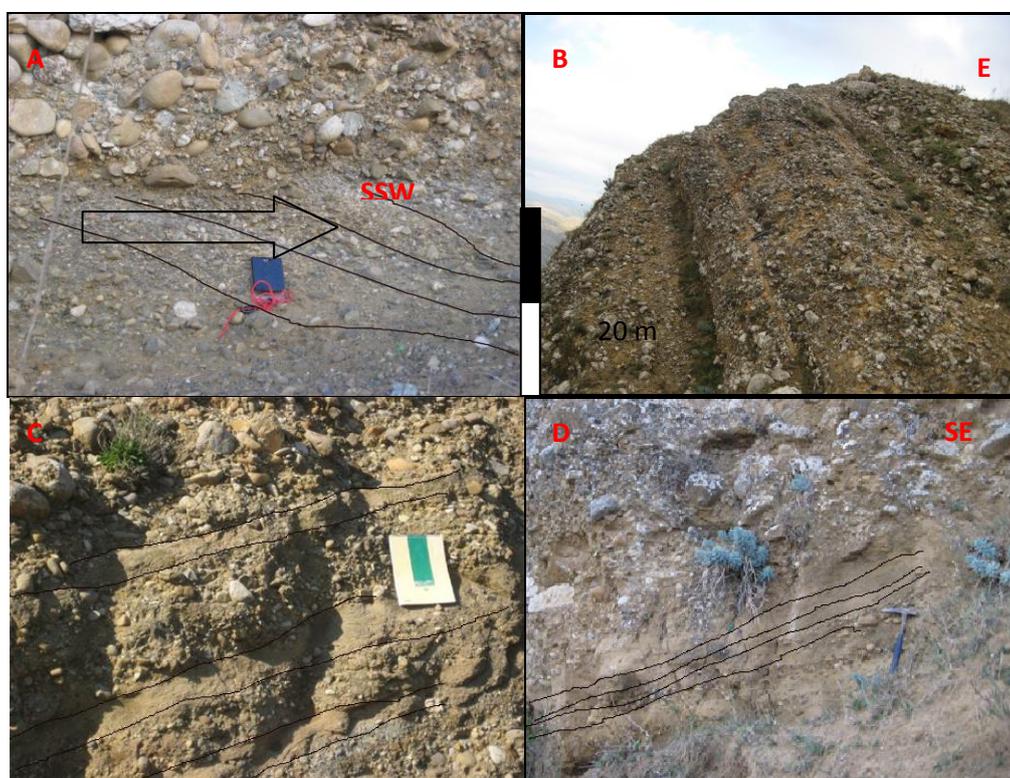


Figura 6.2.4 A) stratificazione incrociata nei ciottoli alla base del primo corpo conglomeratico che si presenta con gradazione inversa. B) livelli amalgamati di conglomerati che si alternano a livelli di arenarie laminate; C) parallela livelli amalgamati in C.da Cuti; D) conglomerati con arenarie a laminazione. La freccia indica la direzione della paleocorrente.

Alternati ai conglomerati, tramite superfici che a volte si riconoscono come erosive vi sono arenarie-siltose in strati metrici (fino a 3 m) con laminazione piano-parallela (litofacies Sh) o inclinata alternate a siltiti argillose con laminazione parallela (litofacies Fl) (Fig. 6.2.5 A-B). Le arenarie hanno granulometria da media a medio-fine, talvolta si presentano

grossolane con alternanze di livelli ciottolosi/ghiaiosi. I singoli strati di arenaria sono caratterizzati da limiti netti, con geometria tabulare e stratificazione incrociata concava, talvolta evidenziati da sottili allineamenti di ciottoli e granuli.

Le calcareniti più cementate con cementi carbonatici che si rinvengono al tetto delle facies sabbioso siltose hanno geometria tabulare e stratificazione interna incrociata concava (Litofacies St) e non presentano tracce di fossili (Fig. 6.2.5C).

In alcuni punti, anche se l'erosione ha obliterato la reale forma, è stata notata la presenza di forme concave riempite con arenarie grossolane che presentano laminazione paralla o leggermente inclinata verso Sud (Litofacies Sh).

In corrispondenza del secondo corpo conglomeratico al tetto di queste facies si ritrovano depositi argillosi ed i lavati mostrano che c'è la presenza di *Elphidium s.p.*, *Ammonia s.p.*, *Florilus s.p.* di affinità marina di acque poco profonde che verso l'alto con una superficie di erosione passano ai conglomerati (Fig. 6.2.5D-Sez. 6.2.2).



Figura 6.2.5 Arenarie siltose con laminazione pian parallela (sh); B) arenarie a stratificazione incrociata concava; C) piccolo canale riempito da arenari a laminazione incrociata concava (st).D livello di argilla con fauna marina interposto tra le sabbie in basso e i conglomerati in alto, il tetto è erosivo

Interpretazione

L'applicazione del metodo classificativo di Miall (1977, 1978, 1985) ha permesso di distinguere due principali contesti di sedimentazione: (i) un contesto di sedimentazione canalizzato (CB); (ii) un contesto di tracimazione (OF). Le sequenze metriche, con base erosiva, formate dalla ripetizione di conglomerati (Gm) ed arenarie (Sh, St) sono interpretate come il riempimento di canali ghiaiosi, ampi e poco profondi, in cui migrano forme di fondo ghiaiose tipo barre longitudinali durante i periodi di flusso capace di deporre carico di fondo grossolano (Rust, 1972; Heien & Walker, 1977). La geometria tabulare degli strati conglomeratici induce a ritenere che il fondo del canale era sub-orizzontale. Le singole sequenze registrano diversi eventi deposizionali caratterizzati da una fase iniziale di flusso ad alta energia seguita da una graduale diminuzione. Il livello conglomeratico rappresenta la fase di trasporto all'acme dell'energia, mentre, il livello arenaceo rappresenta la fase di trasporto e deposizione durante la fase calante del flusso (Campbell & Hendry, 1987).

La gradazione inversa, osservata in alcuni livelli conglomeratici, viene interpretata come il risultato di flussi di tipo *grain-flow* originati dal repentino aumento dell'energia del flusso (*gravelly traction carpet* Nemeč & Postma, 1993) fino al suo picco, successivamente a causa della progressiva diminuzione dell'energia la porzione restante del carico viene deposta con gradazione normale. Sia le strutture tipo *pebble cluster* che la presenza di ciottoli embricati è compatibile con questa interpretazione (Miall, 1978; Reading, 1996). I pochi conglomerati massivi a tessitura matrice-sostenuta (Gms) sono riconducibili alla formazione di lobi durante eventi di tipo *debris-flow* (Miall, 1978).

Questi conglomerati possono essere viste come una sequenza L-B cioè *Longitudinal bar-Transverse bar* di sequenza prossimale nella zona di M.te Cuticchio e distale in quella di C.da Cuti in quando lo spessore dei livelli conglomeratici diminuisce e di contro si ha un incremento di spessore delle facies sabbiose. Le arenarie con stratificazione incrociata concava (St) vengono ricondotte alla migrazione di forme di fondo formatesi per effetto di correnti trattive che rielaborano il sedimento sabbioso all'interno delle porzioni più profonde di canali attivi. Anche, la presenza di laminazione planare (Sh) viene inserita in un contesto di canale attivo e ricondotta ad un flusso laminare instauratosi durante le fasi di piena e durante le fasi calanti del flusso (*waning flood* Kneller & Branney (1995). La formazione di queste strutture in contesto di sedimentazione di canale fluviale sabbioso è stata descritta da molti autori (Miall, 1977, 1978, 1985).

Nei periodi di abbandono dei canali e nelle aree tra un canale e l'altro si sviluppavano aree a sedimentazione fine durante le fasi di esposizione subaerea (contesto di tracimazione OF) come mostrato dalle argille siltose tra i conglomerati nelle zone settentrionali del bacino.

Le litofacies conglomeratiche descritte possono essere ricondotte agli elementi architettonici GB ed SG, queste, insieme alle litofacies sabbiose CH, SB e LS precedentemente descritte sono tutte compatibili con un contesto deposizionale canalizzato.

Tutti i corpi sopra descritti sembra che abbiano uno staching pattern retrogradante con profilo *fining upward* ad eccezione della parte bassa che presenta uno stacking pattern progradante con profilo *coarsening upward*.

Associazioni di facies di fronte deltizia (FD)

Questa associazione di facies è spesso qualche metro nella zona di portella del Morto e C.da Cuti e raggiunge spessori di 20 m nella zona di Tudia (Fig. 6.2.6).

Nella prima zona le facies arenitiche di taglia grossolana sono stratificate con spessori di 20 cm circa e presentano strutture sedimentarie di tipo stratificazione incrociata a basso angolo ed hanno una diffusa presenza di ostreidi, pectinidi e tracce di bioturbazione alternati a litotipi più fini costituiti da sabbie siltose.

Nella seconda invece affiorano arenarie con granulometria da grossolana a medio-fine, organizzate in strati a geometria planare, con spessori fino al metro. Gli strati sono sovrapposti l'uno all'altro lungo superfici di amalgamazione, erosive. Una stratificazione incrociata a basso angolo di tipo *swaley* (SCS) ed *hummocky* (HCS) caratterizza alcuni strati di arenarie, che si intercalano a sabbie siltose (Fig. 6.2.6).



Figura 6.2.6 Alternanze di arenarie e sabbie siltose di fronte deltizia. A destra particolare in cui si vede al centro la laminazione HCS-SCS amalgamate e a tetto e letto sabbie siltose. 134

Interpretazione

I caratteri litologici e l'insieme delle strutture sedimentarie che caratterizzano questa associazione di facies possono essere ricondotti ad un ambiente deposizionale di tipo deltizio relativamente poco profondo, interessato sporadicamente dall'azione delle tempeste e alimentato da apporti fluviali. In particolare le facies che affiorano nella zona di Portella del Morto e Balza di Rocca Limata e C.da Tudia possono essere ricondotte ad una zona di fronte deltizio che si sviluppa verso Sud, ed i singoli strati di arenaria alternati alle siltiti materializzano l'alternanza tra periodi di forte attività del sistema fluviale (arenarie) e più lunghi periodi di relativa calma (livelli siltitici).

Particolarmente importante ai fini dell'interpretazione paleoambientale è la presenza di strati sovrapposti con base erosiva, costituiti da arenarie con stratificazione incrociata di tipo SCS ed HCS, in totale assenza di sedimenti fini. Questa particolare combinazione tra caratteri litologici e strutture sedimentarie è tipicamente interpretata come con il risultato dell'amalgamazione di ripetuti depositi di tempesta (*amalgamated storm beds*, Reynolds, 1984). La stratificazione incrociata di tipo SCS ed HCS è indicata come la principale struttura fisica osservabile nei depositi prodotti da eventi di tempesta. La genesi di queste strutture sedimentarie imputabile dall'azione di un flusso combinato che si instaura tra correnti generate da eventi di tempesta e l'azione del moto oscillatorio di onde ad alta ampiezza sul fondo del mare. In altre parole, ogni singolo strato è riconducibile ad un evento di tempesta, la mancanza di interstrati fini tra un evento e l'altro indica che la deposizione avviene al di sopra del limite delle onde normali (*fair weather wave base*) in un ambiente ad alta energia in cui non si preservano i sedimenti fini che vengono depositati per decantazione tra un evento di tempesta e l'altro.

Associazioni di mare aperto (prodelta, PD)

All'interno di questa associazione di facies sono stati inseriti tutti i litotipi a granulometria fine (peliti sabbiose, marne argillose, silt argillosi) accomunate da caratteri stratigrafici e sedimentologici riconducibili ad un ambiente deposizionale marino, relativamente distale. Questo ambiente, indicato genericamente come di piattaforma esterna, è posto in posizione più distale rispetto alla linea di costa ad una batimetria ben al di sotto del limite di base delle onde di tempesta in un ambiente denominato di *offshore*. I litotipi ricondotti a questo ambiente deposizionale sono stati inseriti in un'unica associazione di facies (PD) affiorante nella porzione centrale e meridionale del settore di Resuttano e procedendo verso sud fino a Tudia e Marianopoli a cui si sovrappongono le litofacies di fronte deltizia descritte

sopra. Questa associazione di facies è rappresentata, nella parte bassa da peliti sabbiose, marne argillose, e argille grigio-bluastre, con quarzo abbondante, muscovite e biotite, stratificate con una scarsa micro-associazione planctonica (foraminiferi e radiolari) che nella maggior parte dei casi sono piritizzati, i foraminiferi bentonici riconosciuti sono *Elphidium* spp. ostracodi aculei di echinodermi briozoi (Fig. 6.2.7-Sez. 6.2.1).



Figura 6.2.7 Argille di prodelta deformate da una faglia inversa ad alto angolo NNE-SSW

Interpretazione

La predominanza di litotipi a grana fine, anche se caratterizzate da una scarsa micro-associazione bentonica e planctonica, permette di ricondurre l'associazione di facies AMP ad un ambiente di sedimentazione marino, più o meno profondo, ubicato in posizione distale rispetto alle zone di massimo approvvigionamento di sedimenti clastici grossolani ubicate lungo la linea di costa.

La mancanza di strutture sedimentarie fisiche tipiche di sequenze tempestiche tipo HCS e ripples da onda esclude (almeno per la porzione più alta dell'associazione) una interazione tra superficie deposizionale e le onde di tempesta. Questo dato ci porta a posizionare il contesto deposizionale ad una batimetria maggiore rispetto a quella del limite di base delle onde di tempesta, ovvero in un contesto di *offshore* in ambiente di prodelta.

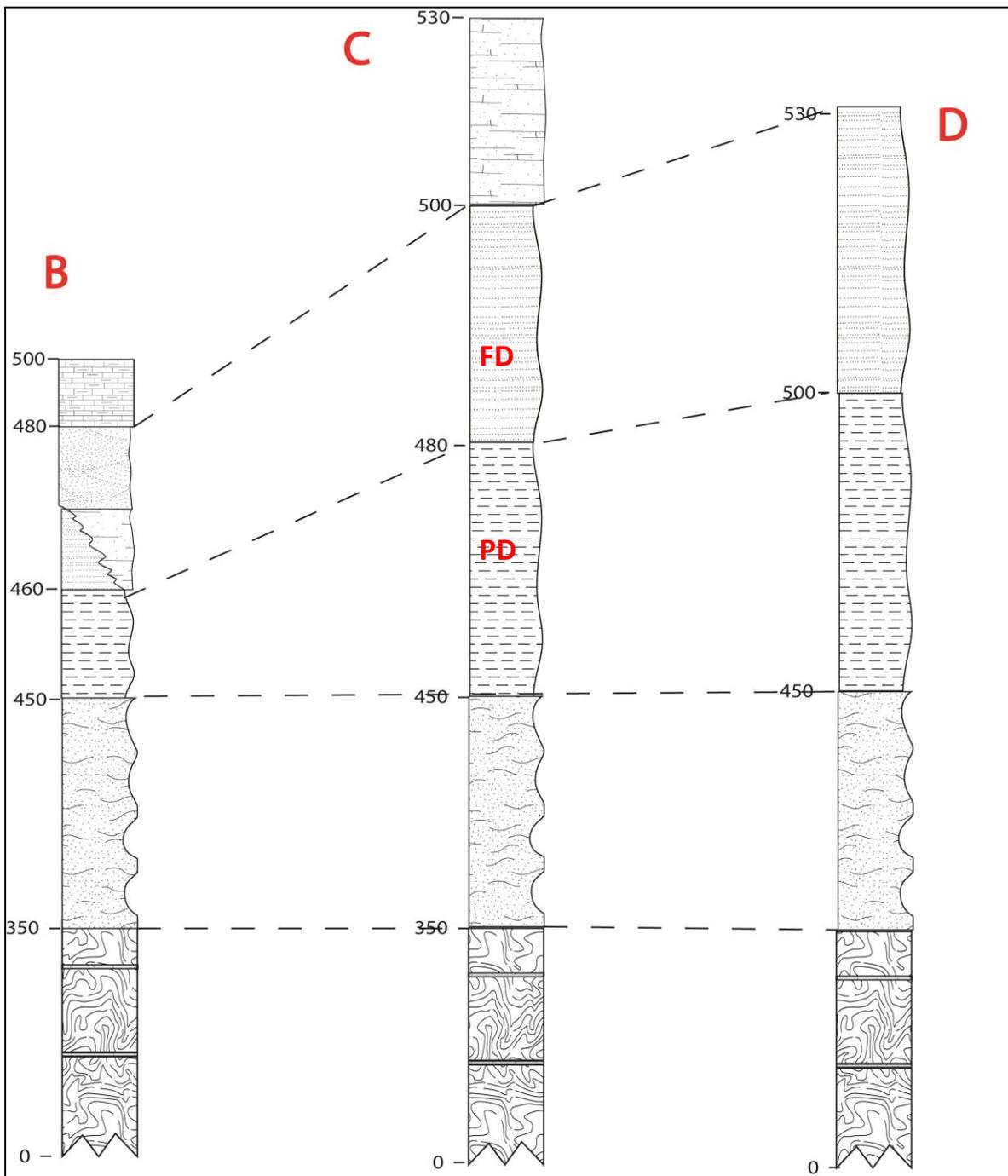
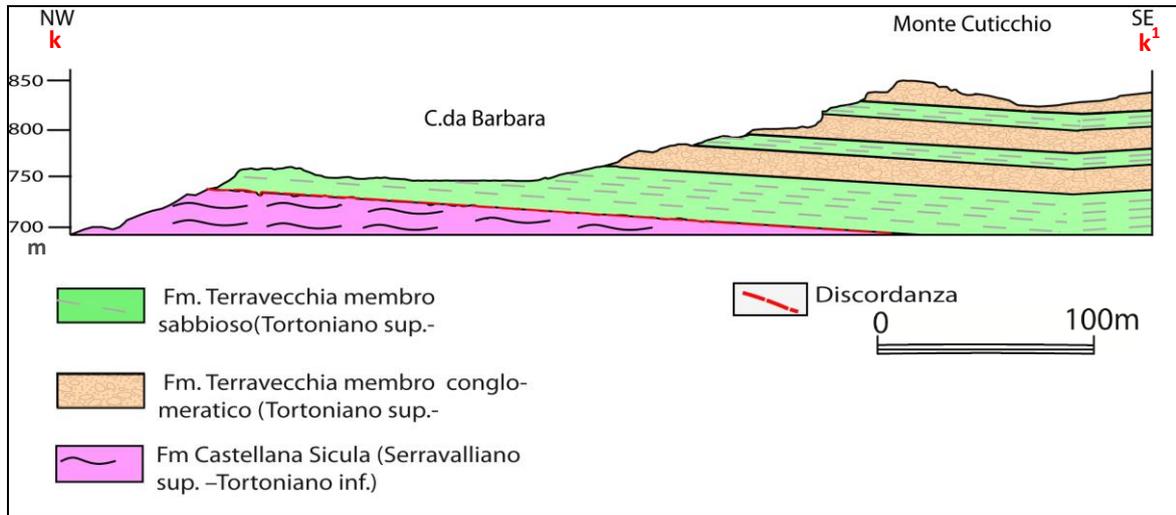
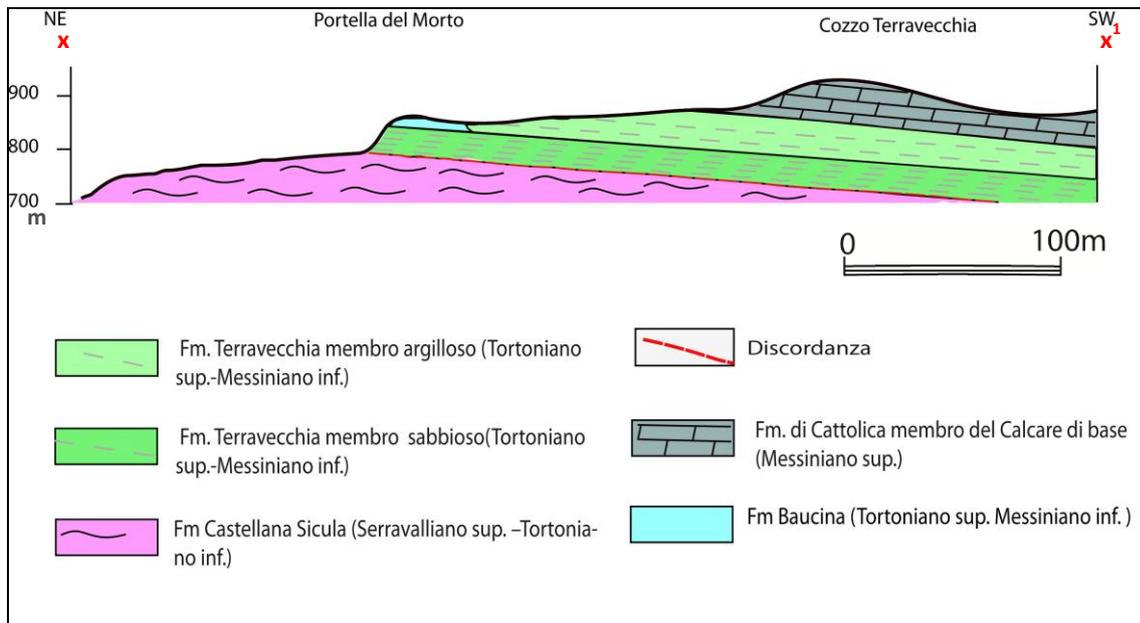


Figura 6.2.8 Colonne stratigrafiche rappresentanti i diversi settori indagati (per l'ubicazione vedi Fig. 6.2.2 per la legenda 6.2.3) con i riferimenti in cui si trovano nel record stratigrafico le varie associazioni di facies



Sezione 6.2.1. Sezione geologica orientata NW-SE della parte più settentrionale del bacino di Resuttano. Per l'ubicazione vedi Fig. 6.2.2. K-K¹ punti di inizio e fine sezione.



Sezione 6.2.2. Sezione geologica orientata NE-SW della parte centro meridionale del bacino di Resuttano. Per l'ubicazione vedi Fig. 6.2.2. X-X¹ punti di inizio e fine sezione.

Assetto strutturale

Il bacino di Resuttano è una sinclinale blanda e incompleta con asse che si sviluppa in direzione NE-SW. Il fianco risulta essere più inclinati nella parte Occidentale con inclinazione di circa 20° e immersione a ESE. Il rilevamento geologico strutturale ha permesso di ricostruire lungo questa sinclinale lineamenti strutturali transensivi con direzione circa NW-SE che interrompono la continuità di questa struttura esse sono faglie con componente di movimento laterale destro. Queste faglie contribuiscono alla leggera rotazione di alcuni settori della sinclinale, esse dislocano solamente i terreni Tardo Miocenici e i depositi pliocenici (Calcere di Base), ma non vi sono evidenze che queste faglie abbiano avuto un movimento durante le fasi deposizionali.

Gli altri elementi strutturali presenti nell'area sono due di faglie dirette una con orientazione circa NW-SE e l'altra NE-SW che dislocano i terreni Pliocenici (Gessi della Fm. Di Cattolica Membro Selenitico) e quindi più recenti delle faglie a componente Strike. Sono state riscontrate faglie inverse con andamento circa E-W e NE-SW le prime dislocano tutti i terreni della Fm Terravecchia ma non vi è traccia per i terreni più giovani invece il secondo sistema interessa solo le facies Tardo Mioceniche. La regione è interessata da pieghe come è possibile notare Mt. Cuticchio con orientazione NE-SW che interessa i conglomerati e nei gessi che hanno asse di piega orientati SW-NE (Fig. 6.2.9).

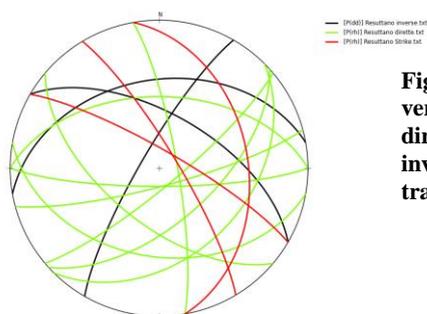


Figura.6.2.9 Le ciclografiche in verde indicano il trend delle faglie dirette in rosso quelle delle faglie inverse e in nero le faglie trascorrenti

Come è possibile osservare dai profili sismici a riflessione Eni Pa 04360 che attraversano il settore studiato la sinclinale di Resuttano (Fig. 6.2.10-6.2.11) rappresenta un esempio di basso morfostrutturale, che pur essendo geneticamente ricondotto alla deformazione dei livelli strutturali più profondi (unità Trapanesi) non corrisponde ad un basso strutturale del sottostante edificio tettonico ma, al contrario si sviluppa in corrispondenza di una zona in rilievo. In questa zona i thrust delle unità Imeresi sono N vergenti e questo spiega perché il fianco di questa sinclinale immerge verso S-SE, inoltre sia dal rilevamento di campagna

che dai dati di pozzo si nota che in alcuni punti che esso si imposta sui terreni delle unità Sicilidi, in altri su quelli del Flysh numidico che sono al tetto delle Unità Imeresi. Non sono state riscontrate strutture da crescita infatti lo spessore delle successioni si mantiene pressochè costante

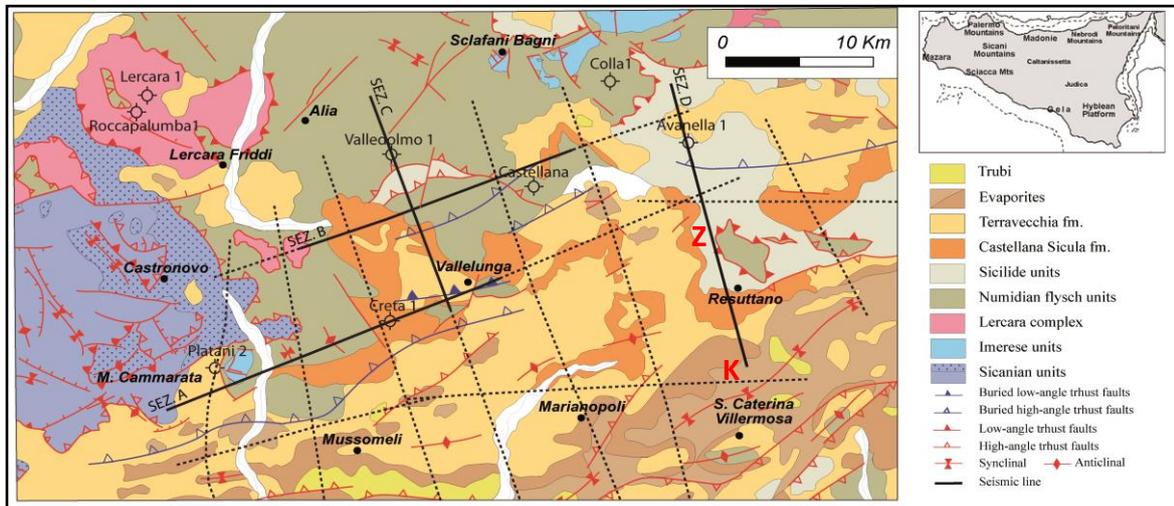


Figura 6.2.10 Carta geologica semplificata sulla quale sono stati ubicati i profili sismici a riflessione fatti dall'Agip. Z e K sono rispettivamente inizio e fine della linea sismica discussa sotto. Catalano *et al.*, 2008

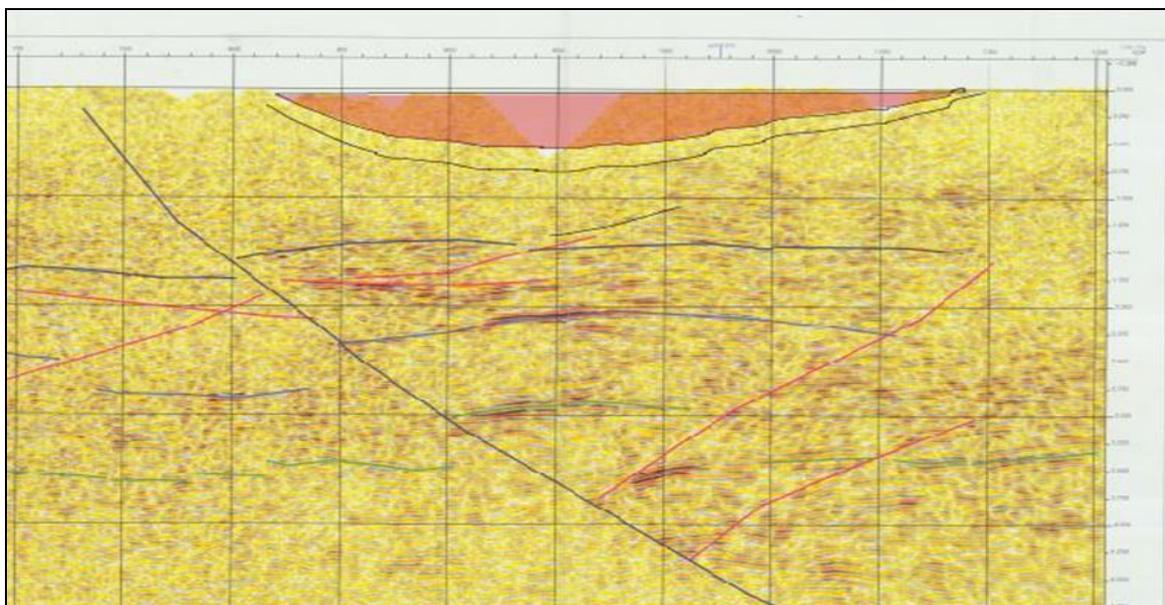


Figura 6.2.11. Parte del profilo sismico Pa 04360 che si estende da NNW Il profilo passa nelle aree di Resuttano la facies sismica nelle zone superficiali è composta da riflettori a bassa ampiezza scarsa continuità laterale e alta frequenza con geometria esterne tabulari. Grazie ai rilievi di campagna è stato possibile associare alle unità sismiche le relative unità liostratigrafiche: 1) Argille Varicolori 2)Fm. Castellana 3) Fm. Terravecchia. Questa parte di profilo passa vicino l'abitato di Resuttano, ed è stato calibrato grazie al pozzo che arriva a 3000 m di profondità (Per il pozzo Vedi Fig. 6.1.22). Catalano *et al.*, 2008

Paleocorrenti ed aree sorgente

Le misure di paleoflusso sono state eseguite in stazioni di misura, ubicate in diversi punti del bacino, integrando diverse tipologie di strutture sedimentarie ed indicatori di paleoflusso (laminazione incrociata, ciottoli embricati, pebble clusters, ripple da corrente). L'insieme dei dati, è stato plottato, grazie all'utilizzo di appositi software, su diagrammi a rosa ottenendo un valore medio dell'orientazione della paleocorrente per ogni singola stazione di riferimento di circa NE SW.

I conglomerati alluvionali registrano un paleoflusso con pattem orientato da NW a SE con direzione di trasporto verso SW e SE con trasporto medio verso SW. Questo dato indica che la piana alluvionale fosse rifornita di materiale clastico da un'area sorgente ubicata a nei quadranti settentrionali rispetto all'attuale posizione del bacino (Fig. 6.2.12). La presenza abbondante di clasti di natura ignea magmatica come graniti a 2 feldspati e metamorfica di alto grado come micascisti a granato e gneiss (già documentata da Ferla & Alaimo, (1976), è un altro dato a sostegno della tesi che il materiale clastico provenisse dalle zone di hinterland della catena; anche se in questa zona sono molto abbondanti anche i clasti quarzarenitici che derivano dallo smantellamento del Flysch Numidico.

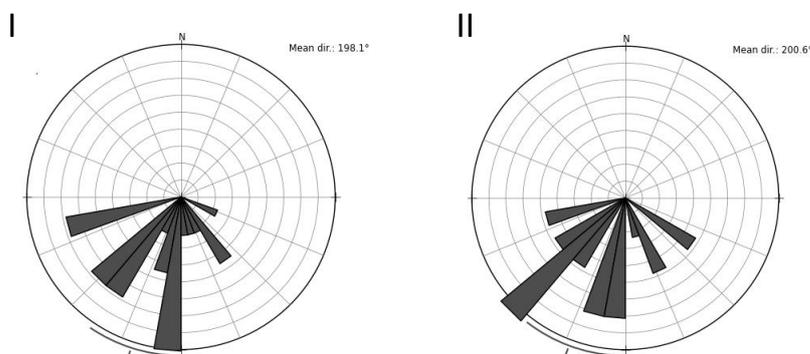


Figura 6.2.12 diagrammi a rosa chemostrano le direzione delle paleocorrenti nei conglomerati e sabbie dell'associazione BR. Il primo (I) si riferisce ai conglomerati che mostrano una direzione media della paleocorrente da NE verso Sw; il secondo (II) invece è relativo alle sabbie e mostra circa lo stesso trend.

I dati raccolti nelle arenarie a larninazione incrociata forniscono un pattem di paleoflusso concorde con quello dei depositi continentali.

Da questi dati si evince che i sistemi di alimentazione drenavano dai quadranti settentrionali.

ANALISI DEI DATI

6.3 La successione tardo miocenica nell'area tra Catenanuova e Centuripe

I dati bibliografici in merito alla stratigrafia di dettaglio della successione tardo miocenica nella zona tra Centuripe-Catenanuova sono relativi al foglio 633 CARG Paternò e riconducibili alle recenti attività di campagna relative a questa tesi. La formazione si presenta come una successione *Coarsening- Shallowing Upward*. Nell'area essa è generalmente costituita da due litofacies eteropiche: una litofacies, più diffusa, costituita da marne argillose di colore grigio-azzurro o bruno e da sabbie quarzose giallastre in sottili livelli, raramente in banchi; l'altra è costituita da sabbie quarzose giallastre con grosse lenti di conglomerati a clasti da piatti a sferici, arrotondati, di natura sia sedimentaria che cristallina.

Queste litofacies sono riconducibili a diversi contesti deposizionali compreso tra l'ambiente continentale e l'ambiente marino. Lo spessore della formazione, ricostruito da dati di affioramento varia fino ad un massimo di circa 1 metro, fino a 20 metri anche se dati di pozzo in questa zona confermano che arriva fino a 300 m (CARG Paternò) ma subisce forti variazioni laterali in via dell' articolazione dell'originario contesto deposizionale e della deformazione tettonica. In questa area a letto poggia con un contatto discordante ed erosivo sul Flysch Numidico (Superficie S1) invece più raramente ricopre la Fm. Castellana Sicula che nella zona non è stata riscontrato. All'interno della Fm Terravecchia in sinistra della valle del Dittàino, tra Agliastrello e M. Pulicara e nell'area di M. La Guardia (fianco meridionale della sinclinale Leonforte-Centuripe) sui livelli alti della formazione Terravecchia poggiano, con contatto erosivo, breccie argillose di colore bruno (AB II di Ogniben, 1953, 1957). Sulla Fm. Terravecchia o sulle argille brecciate, e solo localmente sul Tripoli, poggiano calcari microcristallini di colore bianco-grigiastro, a struttura da massiva a sottilmente laminata, che appartengono al membro del calcare di base della Fm. Cattolica; nella parte alta della formazione si intercalano olistostromi di argille brecciate (equivalenti per posizione stratigrafica alle Argille Brecciate ABIII di Ogniben, 1953).

A seguire sul membro Calcare di Base o direttamente sui termini sottostanti (fm. Terravecchia, argille brecciate ab) poggiano gessi microcristallini sottilmente laminati (ritmiti), in strati fino a 1 m, e gessi massivi in grossi cristalli geminati, stratificati in banchi di dimensione metriche. A seguire sulle evaporiti poggiano, talvolta con l'interposizione di olistostromi di argille brecciate, marne calcaree e calcari marnosi

bianchi a globigerine i Trubi. Infine in discordanza sul Gruppo della Gessoso-Solfifera e sui Trubi, talvolta direttamente sul Flysch Numidico le calcareniti della Fm. di Centuripe (Fig 6.3.1-6.3.2 -Sez. 6.3).

Quando possibile, compatibilmente con la qualità e la quantità di dati ottenuti attraverso l'osservazione diretta delle singole litofacies in campagna, ogni contesto deposizionale è stato scomposto in sottoambienti a scala minore. All'interno della successione stratigrafica della successione tardo miocenica sono state differenziate 2 associazioni di facies riconducibili a 2 principali contesti deposizionali: (I) piana deltizia e (II) fronte /prodelta.

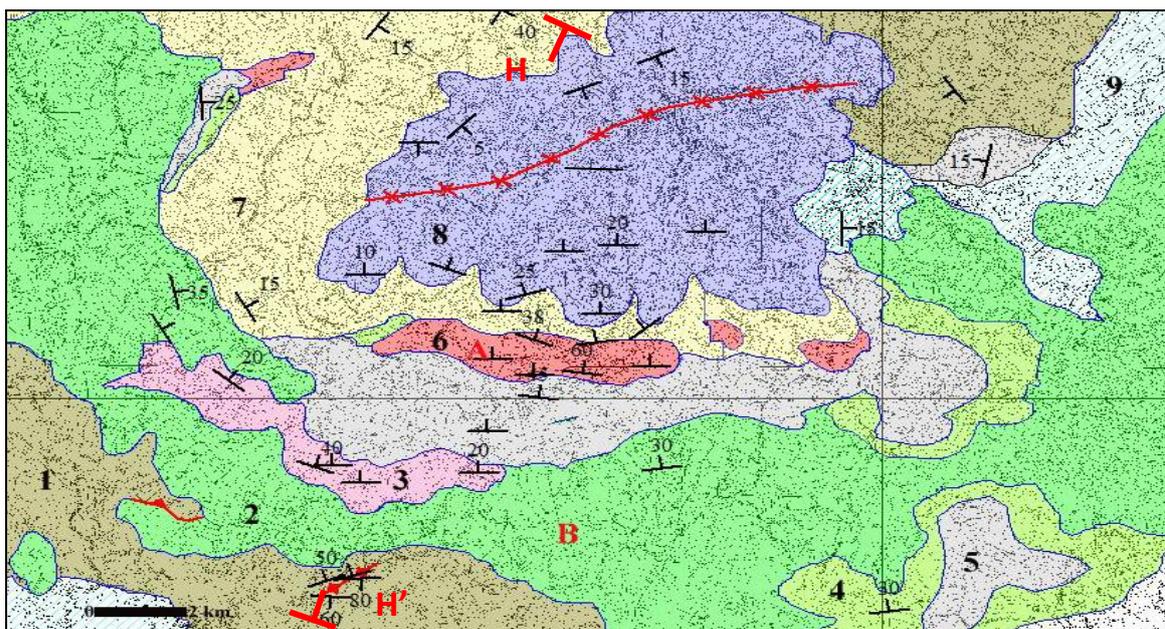


Figura 6.3.1 Carta geologica del bacino Catenanuova - Centuripe: 1) Flysch Numidico (Oligocene sup.-Miocene inf.); 3); 2-3) Fm. Terravecchia rispettivamente membro marnoso argilloso e sabbie quarzose giallastre, e membro sabbie quarzose giallastre con grosse lenti di conglomerati (Tortoniano sup.-Messiniano inf.); 4) Argille Brecciate (non costituiscono una formazione); 5); Fm di Cattolica Membro Selenitico (Messiniano); 6) Trubi Zancleano; 7-8) Fm. Di Centuripe rispettivamente argille marnose e alternanze tra argille e calcareniti (Pliocene inferiore-medio); 9) Depositi eluvio-colluviali. A_B_ indicano le posizioni delle sezioni stratigrafiche effettuate in questa area; H-H' traccia della sezione geologica.



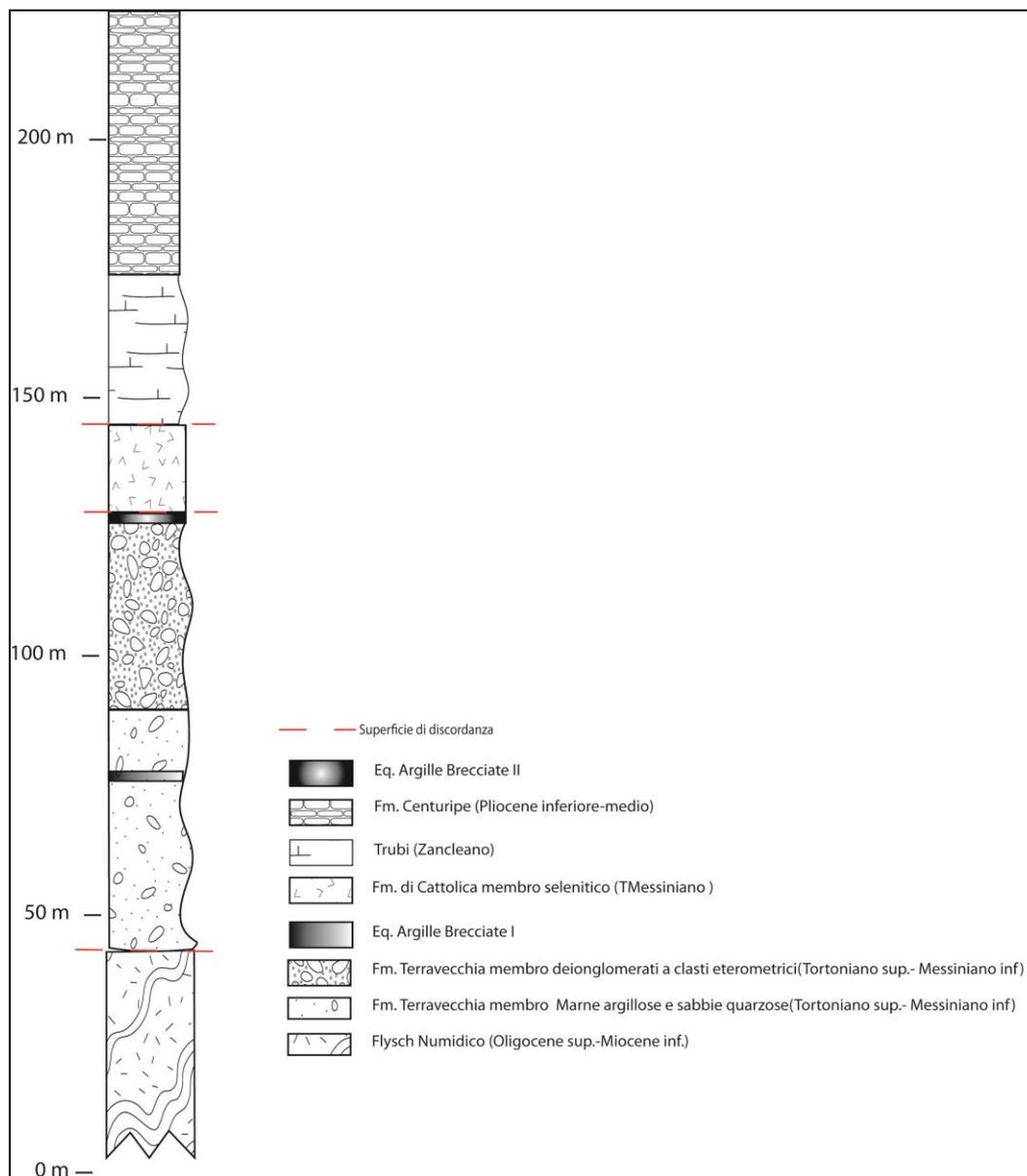


Figura 6.3.2 Colonna stratigrafica completa della successione che affiora nell'area tra Catenanuova e Centuripe

Piana Deltizia (PD)

Nella zona di cava S. Pietro lo sbancamento mette in luce una sequenza di conglomerati alternati a sabbie e silt argillosi per uno spessore di circa 15m in cui si alternano livelli potenti circa 4 m di conglomerati con geometria esterna tabulare, gradati inversamente nella parte bassa e caotici nella parte alta (Litofacies Gms e Gm) le cui dimensioni vanno dai blocchi ai ciottoli in matrice arenitica di taglia media e grossolana. I due corpi conglomeratici sono separati da un livello di 50 cm circa di peliti argillose le quali presentano delle zone nerastre (Litofacies Fm, C) a chiazze sparse in tutto il livello e oltre a questo presentano un livello di 2-3 cm di calcite molto continuo (Litofacies P). I clasti

sono costituiti per la maggior parte da calcareniti, quarzareniti, marne e frammenti di rocce vulcaniche e metamorfiche, arrotondati e appiattiti (Fig. 6.3.3-6.3.4-6.3.5-Sez. 6.3.1) .

Fronte deltizio/prodelta (FDP)

Lungo la sinclinale di Centuripe-Leonforte e la valle del F. Dittàino prevale nettamente la facies marnoso sabbiosa che è costituita da alternanze di arenarie e argille marnose, interdigitate tra loro con spessore di 20 m circa; non presentano strutture sedimentarie ben visibili a parte gradazione inversa. Le argille sabbiose contengono quarzo e glauconite hanno colore grigio, non vi è stratificazione, che si vede solamente quando sono alternate alle sabbie; le sabbie hanno colore giallastro, talora sono ben classate, e mostrano una composizione quasi esclusivamente quarzosa, e si ritrovano delle intercalazioni marnoso-sabbiose poco cementate. Dove presenti le intercalazioni arenacee sono messe in evidenza da una morfologia acclive, ben visibile lungo le incisioni fluviali. Le diverse facies che contraddistinguono la formazione presentano notevoli variazioni di spessore testimonianza di una varietà degli apporti detritici connessi all'articolazione dell'ambiente deposizionale. Il corpo è massivo sia alla base che al tetto anche se tra le 2 litofacies vi è una superficie di erosione di forma concava che fa presupporre che si tratti di forme canalizzate (Fig. 6.3.3-6.3.6).

Nella cava all'interno del membro si intercalano, le Argille Brecciate (Ogniben, 1953). Queste ultime sono caratterizzate da livelli di "Argille Brecciate" di pochi metri di spessore (Argille Brecciate I di Ogniben, 1953, 1954), costituiti da frammenti di vari tipi di argille e marne in matrice argillosa.

Questi corpi presentano spessore variabile da pochi fino a qualche centinaio di metri e sono costituiti da breccie argillose caratterizzate da associazioni microfaunistiche di differenti età ed ambienti, contenenti blocchi di diverse formazioni. I terreni che maggiormente hanno contribuito alla formazione delle argille brecciate sono le argille brune numidiche ed in parte quelle sicilidi, nonché le formazioni mio-plioceniche, a seconda dell'orizzonte di inserimento. Dal punto di vista geometrico, le argille brecciate formano delle intercalazioni lenticolari a diverse altezze stratigrafiche, in particolare al tetto della formazione Terravecchia, all'interno del Gruppo Gessoso-solfifero e al tetto dei Trubi (Sez. 6.3.1).

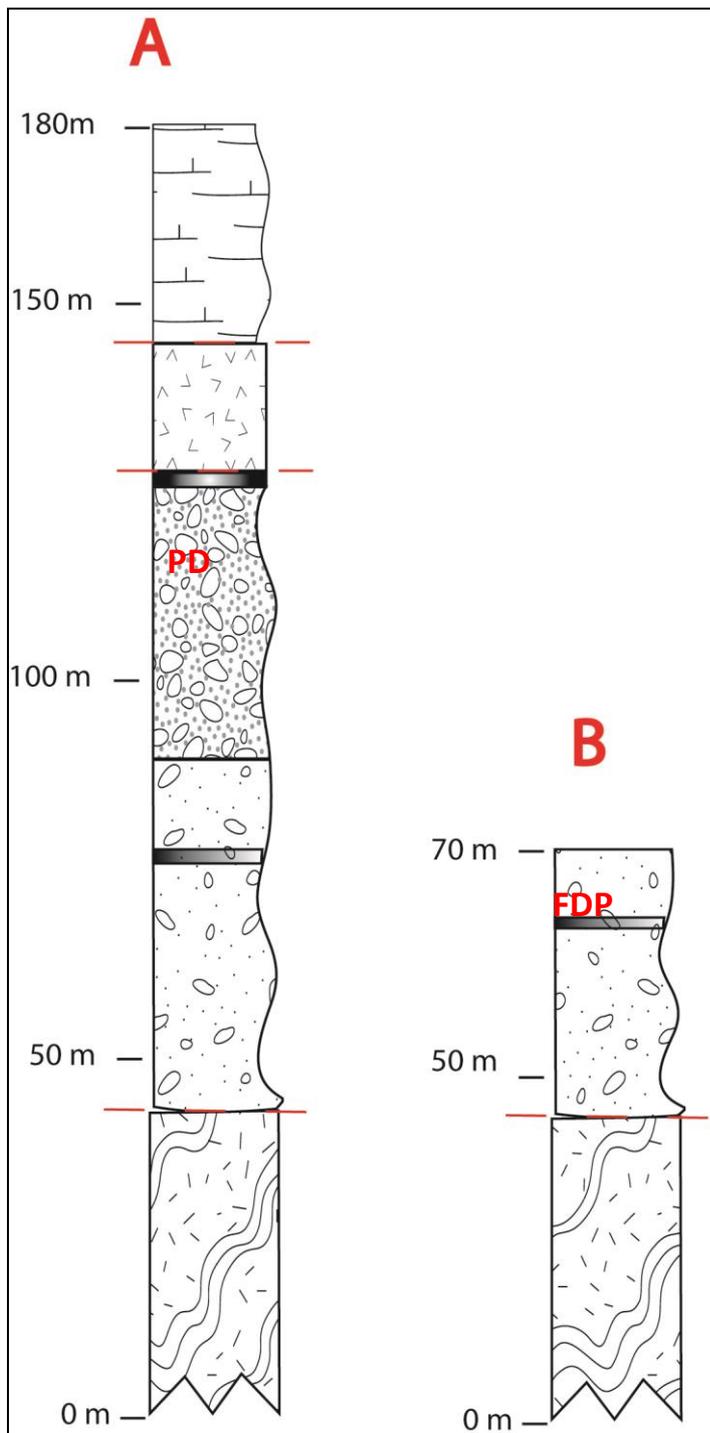


Figura 6.3.3 Colonne stratigrafiche rappresentative di due zone dell'area studiata (per l'ubicazione vedi Fig. 6.3.1 per la legenda vedi Fig. 6.3.2). Gli acronimi sono i riferimenti delle associazioni di facies.



Figura 6.3.4 Conglomerati gradati normalmente costituiti da livelli di paraconglomerati che si alternano a siltiti sabbiose e siltiti argillose che si ritrovano in sequenza di canale. A) particolare dei livelli più siltosi che alla base hanno degli ortoconglomerati. B) Spesso livello argilloso siltoso che ha all'interno un livelletto calcitico (litofacies P)



Figura 6.3.5 Contatto discordante ed erosivo dei conglomerati sui livelli del Flysch Numidico deformato in C.da S. Pietro.

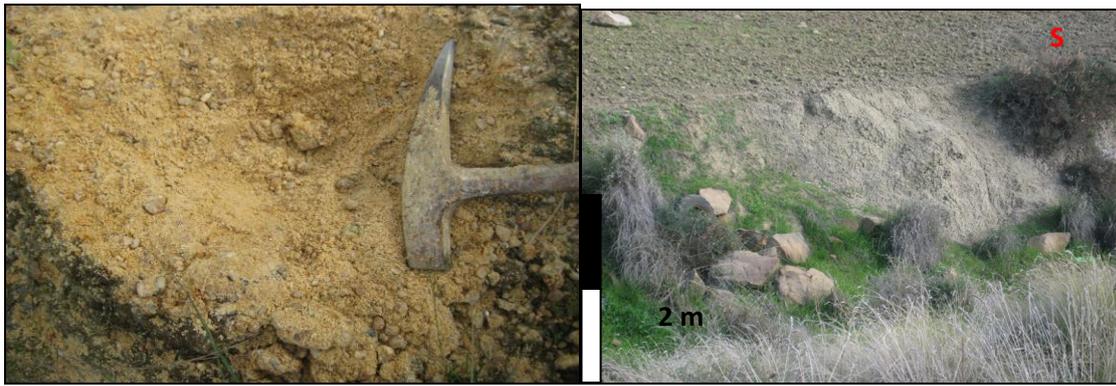


Figura 6.3.6 Facies marnoso sabbiosa dei conglomerati affioranti lungo la valle del Fiume Dittaino

Interpretazione

L'insieme dei caratteri litologici e l'associazione di strutture sedimentarie osservati e descritti permettono di considerare questa associazione di facies come il *record* sedimentario di un ambiente di sedimentazione fluviale, dominato da un flusso intermittente ad energia variabile capace di trasportare e depositare sedimenti con granulometria sabbiosa, ghiaiosa e ciottolosa. Un ambiente di sedimentazione così costituito è caratteristico delle piane alluvionali prodotte da corsi d'acqua grossolani caratterizzati da canali di tipo *braided*.

L'applicazione del metodo classificativo di Miall (1977, 1978, 1985) ha permesso di distinguere due principali contesti di sedimentazione: (i) un contesto di sedimentazione canalizzato (CB); (ii) un contesto di tracimazione (OF).

Le sequenze, con base erosiva, formate dalla ripetizione di conglomerati (Gm) ed silt argillosi fangosi (Fm) sono interpretate come il riempimento di canali ghiaiosi e ciottolosi, ampi e poco profondi, in cui migrano forme di fondo ghiaiose tipo barre longitudinali durante i periodi di flusso capace di deporre carico di fondo grossolano (Rust, 1972; Heien & Walker, 1977; Bothroyd & Nummendal, 1978; Ramos & Sopena, 1983; Steel & Thompson, 1983). La geometria concava degli strati conglomeratici induce a ritenere che il fondo del canale fosse piatto. Le singole sequenze registrano diversi eventi deposizionali caratterizzati da una fase iniziale di flusso ad alta energia seguita da una graduale diminuzione della corrente che ha permesso il riempimento dei canali con materiale più arenaceo.

La presenza di strutture tipo gradazione normale, livelli di clasti embricati, e *pebble clusters* fa presupporre che il principale meccanismo deposizionale sia riconducibile a ripetuti flussi ad alta energia capaci di trasportare i clasti di grandi dimensioni riscontrati in

questi depositi. Flussi di tale entità sono tipici di eventi chiamati *stream flash* o *surge flows* (Nemec & Postma, 1993) ovvero, flussi catastrofici limitati nel tempo, ad energia molto elevata capaci di mobilitare un carico di fondo costituito anche da blocchi metrici (Gms). La gradazione inversa, osservata in alcuni livelli conglomeratici, viene interpretata come il risultato di flussi di tipo *grain-flow* originati dal repentino aumento dell'energia del flusso (*gravelly traction carpet* Nemec & Postma, 1993) fino al suo picco, successivamente a causa della progressiva diminuzione dell'energia la porzione restante del carico viene deposta con gradazione normale. La gradazione inversa può anche essere il risultato della crescita di barre grossolane.

La presenza di materiali siltitico fangoso tra un corpo conglomeratico ed un altro è riconducibile ad eventi di piena che invadono la pianura deltizia e che fanno tracimare i canali distributori, ma un altro elemento importante è la presenza di macchie scure in questi livelli. Esse sono date da materiale organico in decomposizione quindi è presumibile dire che sulle barre di canale cresceva vegetazione che aveva lo scopo di bloccare i sedimenti più fini e preservarli dall'azione del flusso delle piene.

Un altro elemento importante è la presenza di livelli carbonatici all'interno del fango, essi infatti possono essere considerati dei paleosuoli i quali si formano in un contesto in cui l'acqua che esonda dai canali che qui tendono a divagare per la bassa pendenza e lascia delle zone umide che poi soggette ad evaporazione rilasciano i soluti e formano delle croste in questo caso carbonatiche, nel suolo.

Queste caratteristiche collocano l'ambiente deposizionale in una zona di pianura alluvionale interessata da periodi di tracimazione (Elemento Architettuale OF) dovuto ad eventi di piena.

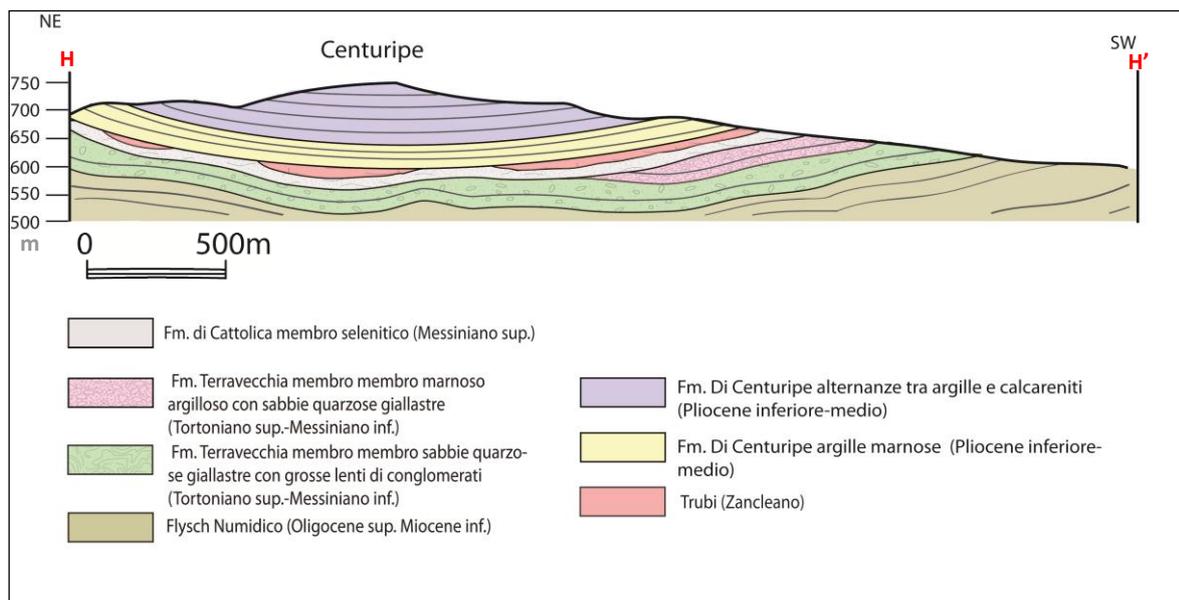
Le litofacies costituite alla base da argille marnose che passano al tetto a sabbie quarzose le quali hanno una geometria concava verso l'alto possono essere attribuiti a canali distributari nella piana deltizia inferiore che passa a zone di fronte deltizia/scarpata e la presenza di argille marnose fa presupporre che in questo ambiente oltre alla sedimentazione silicoclastica vi era una componente carbonatica. Molto probabilmente questi ultimi erano dei canali che si venivano a formare in momenti in cui vi era energia del flusso elevata che riuscivano ad arrivare nelle zone più distali rispetto all'area di formazione.

I livelli di argille brecciate sono il prodotto di scivolamenti gravitativi di masse argillose (olistostromi) dai fianchi di bacini sospesi sulle falde in movimento, talora per mobilitazione di nuclei antiformali (Ogniben, 1954) o, secondo le interpretazioni più

recenti, di processi di *mud-diapirism* che, ancora oggi attivi nelle aree frontali dell'orogene, hanno accompagnato i fenomeni di migrazione del cuneo tettonico Neogenico-Quaternario (Monaco & Tortorici, 1996; Catalano *et al.*, 2002).

Un'altra spiegazione sull'origine delle argille brecciate può essere imputata allo sviluppo di filoni sedimentari che si formano per un fenomeno chiamato "geometria a cucchiaio", dove lo spazio che potenzialmente può essere riempito da sedimenti, ha una geometria concava verso l'alto che tende a diventare orizzontale gradualmente verso il basso; (Vera *et al.*, 1987; Molina, 1989) in questo caso si può applicare ai Thrust che avanzano e che hanno una geometria concava verso l'alto. Le argille brecciate sono state distinte da Ogniben (1954) in cinque distinti orizzonti, intercalati a termini via via più recenti delle successioni sintettoniche, a partire dal Tortoniano superiore.

Nell'area di Centuripe corpi lenticolari di argille brecciate di colore variabile sono diffusamente intercalati a vari livelli in tutta la successione neogenica.



Sezione 6.3.1. Sezione geologica con andamento NE-SW del bacino di Centuripe-Catananuova. Per l'ubicazione vedi Fig. 6.3.1. H-H' punti di inizio e fine sezione.

Paleocorrenti ed aree sorgente

Le misure di paleoflusso sono state eseguite ma con grande difficoltà in quanto non vi erano ben chiari indicatori di paleoflusso (laminazione incrociata, ciottoli embricati, pebble clusters, ripple da corrente). Però in alcune zone era possibile vedere dei canali a fondo concavo che dalla loro geometria e forma avevano un andamento che rispecchia una direzione di flusso NE-SW. Però il dato senza avere altri indicatori non discriminava una direzione del flusso da NE verso SW quindi è stata vista la distribuzione delle granulometrie all'interno dell'area analizzata.

La distribuzione delle granulometrie mette in evidenza che la parte settentrionale dell'area presenta granulometria più grossolana (conglomerati intercalati a silt fangosi) rispetto alla porzione più centrale e meridionale che presenta granulometria più fine (argille marnose e sabbie grossolane). L'insieme dei dati ha permesso di stimare un valore medio dell'orientazione della paleocorrente che è orientata circa NE-SW con direzione del flusso verso SW (Fig. 6.3.7).

Questo dato indica che la piana alluvionale fosse rifornita di materiale clastico da un'area sorgente ubicata a Nord o a NNE rispetto all'attuale posizione del bacino. La presenza abbondante di clasti di natura ignea e metamorfica, è un altro dato a sostegno della tesi che il materiale clastico provenisse dalle zone di hinterland della catena caratterizzate dall'attiva erosione delle unità cristalline Kabilo- Calabridi; ma in questo settore il materiale preponderante è relativo all'erosione del substrato su cui poggia la successione tardo miocenica è il Flysch Numidico, quindi quarzareniti e clasti carbonatici provenienti dalle unità carbonatiche della catena.

Da questi dati si evince che il sistema di alimentazione drenava dalle posizioni settentrionali , il primo nella porzione occidentale del bacino che drenava dai quadranti Nord orientali.



Figura 6.3.7 diagramma a rosa che mostra le direzione delle paleocorrenti nei conglomerati e sabbie dell'associazione PD ed FDP, come si vede il trend è orientato verso SW con una direzione della paleocorrente che proveniva da NE.

Assetto strutturale

Nell'area tra Catenanuova e Centuripe il bacino che è occupato dalla Fm.Terravecchia ha la forma di un sinclinorio con orientazione E-W che non presenta un pattern deformativo sia fragile che duttile molto evidente.

Si può notare che questo bacino è il risultato dell'avanzamento del fronte della catena che man mano che procedeva verso ESE e si smantellava, le misure giacitureali infatti confermano che questi bacini impostati sul dorso dei principali sovrascorrimenti immergono a N-NNW come mostrato anche dalle geometrie di crescita che hanno i livelli marnoso-sabbiosi grossolani sul Flysch Numidico (fig. 6.3.8-6.3.9).

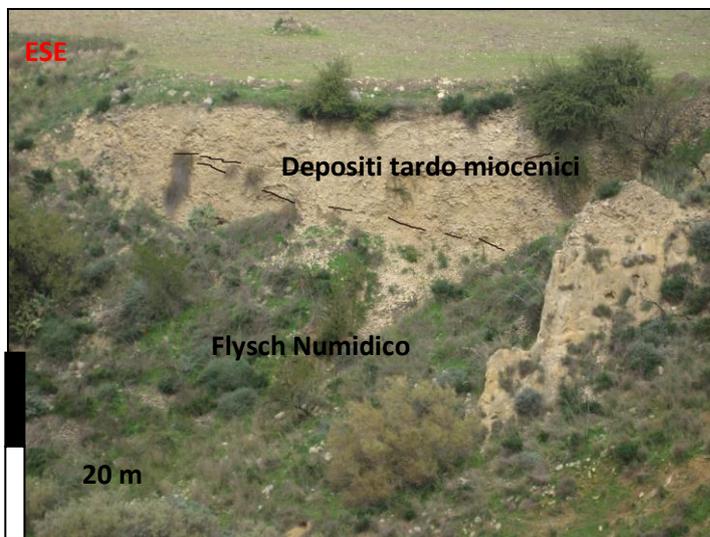


Figura 6.3.8 strutture da crescita dei depositi tardo miocenici sul fianco di una piega che interessa il Flysch Numidico C.da S. Pietro.

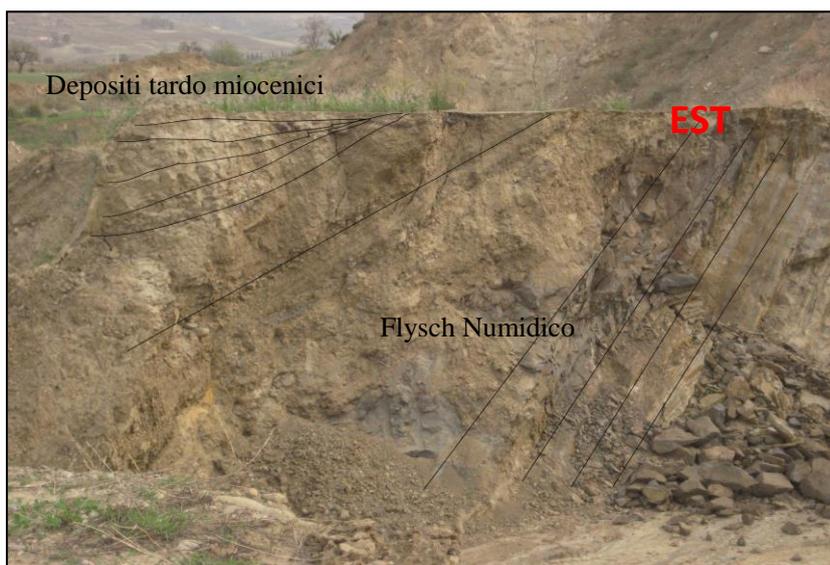


Figura 6.3.9 strutture da crescita dei depositi tardo miocenici sul fianco di una piega che interessa il Flysch Numidico C.da S. Pietro.

In alcune zone è stato possibile misurare le deformazioni del Flysch su cui poggia la successione tardo miocenica e che la deformano.

Sono state misurate assi di pieghe isoclinali con assi orientati NE-SW e pieghe coricate con asse NNE-SSW ed ENE-WSW (Fig. 6.3.9) a volte erose dalle successioni tardo mioceniche e che rispecchiano il senso di orientazione dei fronti. L'andamento di queste strutture duttili è concorde con l'orientazione delle successioni piegate che stanno al tetto delle successioni tardo mioceniche (sinclinale di Centuripe).

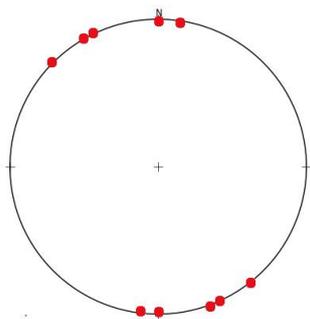


Figura 6.3.9 Stereonet mostrante la disposizione spaziale degli assi delle pieghe misurate nei punti in cui i terreni del Flysch Numidico erano smantellati.

Una successiva fase di deformazione post pilocenica è rappresentata dalla formazione della sinclinale di Centuripe che giace in discordanza sui depositi tardo miocenici che rideforma i terreni sottostanti, formando una sinclinale con asse che si sviluppa in direzione NNE-SSW.

Interpolando a tetto e a letto si evince che il pattern deformativo duttile, anche se con lunghezza d'onda differente, ha interessato i depositi interposti (Fm. Terravecchia, gessi e Trubi).

7.TETTONICA E SEDIMENTAZIONE NEI BACINI STUDIATI

7.1Bacino di Polizzi

L'integrazione tra i dati provenienti da: (i) analisi delle associazioni di facies, (ii) analisi dei rapporti laterali e verticali tra esse intercorrenti, (iii) caratteristiche delle superfici limite tra le associazioni, (iv) valutazione dei pattern di paleocorrente e (v) valutazioni sulla variazione della composizione media delle litofacies e (vi) stratigrafia sequenziale, ha permesso di ricostruire l'architettura deposizionale del Bacino di Polizzi e di formulare qualche ipotesi sul contesto paleogeografico di questo settore. E' importante sottolineare, però, che la ricostruzione paleogeografica si basa su dati parziali dato che le rocce della formazione Terravecchia osservabili in campagna sono il residuo di un contesto probabilmente molto più esteso successivamente sottoposto ad erosione.

La successione stratigrafica nel settore di Polizzi è riconducibile principalmente a due sistemi deposizionali: uno di *fan delta system*, evolvente a *river dominated delta system* (Fig 7.1.1 I) ed uno di *river delta system* che confluivano all'interno di un bacino da due diverse direzioni: il primo da N-NNE il secondo da ENE. Questi ambienti sono caratterizzati da una serie di subambienti lateralmente contigui ubicati in un'ampia area deposizionale ben connessa con il mare aperto, occupata in gran parte da un'area di mare basso a sedimentazione silico-clastica dominata per la maggior parte dal moto ondoso e anche da fenomeni riconducibili a variazioni di marea.

L'area sorgente come documentato dalla presenza di rocce intrusive era caratterizzata dall'attiva erosione delle unità cristalline Kabilo- Calabridi e non solo infatti si aggiunge una sorgente che deriva da vulcanismo di tipo calcocalcino come dimostrato dalla presenza di basalti andesitici. Queste rocce derivano dal vulcanismo relativo alla subduzione (tra 23 Ma e 11 Ma) lungo il margine occidentale della Sardegna (Cherchi and Montadert, 1982); tale vulcanismo è stato suddiviso in due fasi; la prima tra 32 Ma e 23Ma che ha dato vita ai prodotti calcocalcini come i basalti andesitici e le andesiti, e una fase esplosiva tra 23 Ma e 11Ma che ha dato vita alle rioliti e alle daciti (Berccaluva et. al., 1985

L'area di sedimentazione aveva caratteristiche diverse spostandosi da W a E, in particolare la paleolinea di costa doveva avere un andamento NW-SE ed era interessata da depositi più grossolani che venivano depositati da flussi granulari derivanti da una conoide che era molto prossima alla zona di scarico (mare) nella zona SW del bacino con flussi diretti da NE-NW verso Sud come si evince dalla potente successione di conoide distale e prossimale con forma tabulare deformata dalla tettonica compressiva. Il meccanismo deposizionale (flussi rapidi con grande energia, *grain flow*) induce a considerare che i corsi

d'acqua che alimentavano la piana alluvionale si sviluppavano per un tratto relativamente corto mantenendo un gradiente elevato fino allo sbocco nel bacino ricevente. Questi caratteri sono tipici di zone costiere limitate a monte da rilievi relativamente vicini che nella maggior parte dei casi sono controllati dalla tettonica attiva. I depositi di *shoreface* media superiore invece si formano nel momento in cui si ha risalita del livello del mare che modifica il tipo di apporto sedimentario, infatti cominciano a depositarsi sabbie ben cernite di taglia medio-grossolana con un grosso sviluppo verticale che lateralmente riducono il loro spessore verso il bacino e aumentano verso terra; l'evoluzione di questo sistema deposizionale nelle fasi iniziali è rappresentata dalla sequenza di *mouth bar* (Fig. 7.1.1 II) osservabile nella porzione centro-occidentale del bacino, che si forma all'inizio della risalita del mare nella situazione in cui si ha ancora un apporto di sedimenti mediamente elevato. Questo tipo di sistema molto probabilmente era controllato da un corso d'acqua che forniva il sedimento rielaborato dall'azione del moto ondoso e da correnti litorali parallele alla paleo linea di costa. I depositi grossolani trasportati alla foce dei corsi d'acqua venivano probabilmente ridistribuiti lungo la linea di costa dall'azione del moto ondoso e dagli eventi di tempesta e depositi nell'antistante piattaforma interna (*shoreface*) a formare sistemi deltizi di piccole dimensioni caratterizzati probabilmente dallo sviluppo di barre di foce sabbiose nella porzione frontale sommersa (*river-dominated "shoreface" delta system*, (Howell *et al.*, 2003). Infine si depositano i depositi argillosi di mare profondo con geometria lentiforme che presentano spessori maggiori al centro del bacino e si riducono verso SW (Fig. 7.1.1 III).

Nelle zone più orientali si sviluppava un sistema di tipo *braided* (Fig 7.1.1 IV) che scaricava in mare i depositi via via più sabbiosi che progradavano in un delta a basso gradiente, di cui oggi si può vedere la parte frontale (Fig 7.1.1 V), da una direzione Orientale come si evince dalle misure di paleocorrente. I caratteri deposizionali inducono a considerare che i corsi d'acqua che alimentavano la piana alluvionale si sviluppavano per un tratto relativamente lungo mantenendo un gradiente poco elevato fino allo sbocco nella zona costiera. In questo sistema è possibile riconoscere quindi una piana alluvionale inferiore attraversata da canali a fondo concavo che erano soggetti anche a piene che formavano canali di rotta successivamente abbandonati (*river dominated delta system* (Galloway 1988) (Fig 7.1.1 VI).

Correlando le diverse sezioni stratigrafiche osservate nel Bacino di Polizzi è possibile osservare che la formazione Terravecchia è caratterizzata da una successione "Trasgressiva" con un profilo complessivamente *fining upward*.

I due settori però, possono dare alcune informazioni di carattere "regressivo", la porzione bassa delle sequenze di facies alluvionali è considerato il risultato della progradazione di sistemi fluviali e/o di conoide alluvionale, indotta da un incremento progressivo dell'energia dei corsi d'acqua. Un processo di questo tipo prevede l'interazione di diversi fattori di controllo allociclici (tettonica e/o eustatismo) che abbiano come risultato (i) un abbassamento relativo del livello di base nelle aree sorgente (uplift) che induca l'aumento dell'energia dei corsi d'acqua e (ii) un contemporaneo aumento dello spazio di accomodamento nelle aree costiere (subsidenza), ad un tasso inferiore rispetto al tasso di sedimentazione, necessario alla deposizione di notevoli spessori di sedimenti. Una situazione simile può avvenire durante la regressione deposizionale (Plint, 1988; Posamentier et al., 1992) che accompagna le fasi iniziali della risalita (relativa) del livello del mare, quando il tasso di sedimentazione eccede il tasso di sollevamento del livello di base. Nella curva di variazione relativa del livello del mare simili condizioni si verificano durante lo sviluppo del *lowstand systems tract* LST. La restante parte della successione si sviluppa con un profilo "trasgressivo" con sequenze di facies a trend *fining- e deepening upward* (Fig. 7.1.2). Questa organizzazione è riconducibile al progressivo aumento dello spazio di accomodamento ad un tasso superiore al tasso di sedimentazione che induce lo sviluppo di una fase di sollevamento relativo del livello del mare. I caratteri deposizionali e le geometrie stratali descritte per l'associazione di facies di *shoreface* (profilo *fining upward*) sono concordanti con quelli tipicamente associati allo sviluppo del *trasgressive system tract* TST. Questo è testimoniato anche dalle geometria progradanti delle facies arenitiche sulle stesse facies arenitiche di *delta front*.

La superficie erosiva che limita alla base i depositi sabbiosi della associazione di facies di *shoreface* e la presenza di ciottoli allineati di litotipi conglomeratici presso C.da San Paolo potrebbe rappresentare il residuo di una superficie di ravinement (Swift, 1975).

La presenza di depositi di piattaforma carbonatica in stretta relazione con sistemi deposizionali silico-calstici deltizi è una condizione molto comune e ben documentata soprattutto durante le fasi retrogradanti di questi ultimi (Catalano, 1979; Esteban, 1982; Pedley, 1996; Bosence, 2005) (Fig. 7.1.11 VII). Il carattere debolmente discordante ed erosivo della superficie alla base dei depositi della fm. Baucina (Superficie S2) induce a considerare che la tettonica abbia agito prima della deposizione di quest'ultima e quindi non ha avuto un ruolo importante come fattore di controllo della sedimentazione. Le faglie che dislocano questo settore non hanno agito in associazione con la sedimentazione e

nemmeno le strutture plicative, infatti lo spessore degli strati è pressochè costante e non si riscontrano geometrie di crescita e superfici di discordanza intraformazionale.

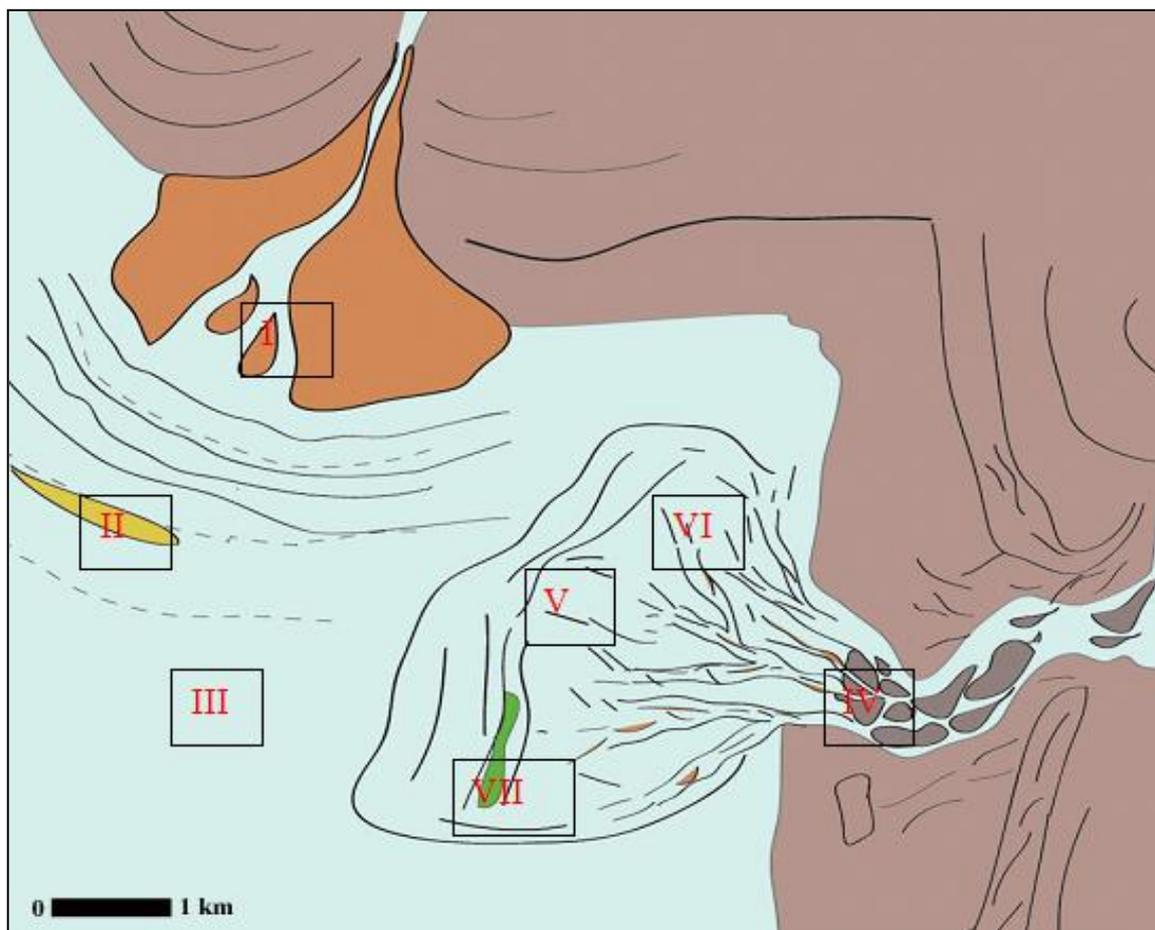


Figura 7.1.1 Modello schematico dei paleo ambienti deposizionali che hanno formato le successioni tardo mioceniche ora affioranti nel bacino di Polizzi. I) Fan delta system e *shoreface* delta system (paraconglomerati alla base e sabbie); II) Mouth bar (depositi sabbiosi e ciottolosi); III) Depositi di mare profondo (argille siltose); IV) Braided river (depositi grossolani di barra e canale); V) Delta front (calcareniti e siltiti); VI) River dominated delta system (depositi grossolani e sabbiosi nella parte distale). VII) Piccola piattaforma carbonatica. La ricostruzione, l'ubicazione e le proporzioni dei sistemi deposizionali è stata fatta tenendo conto delle estensioni dei corpi geologici in affioramento.

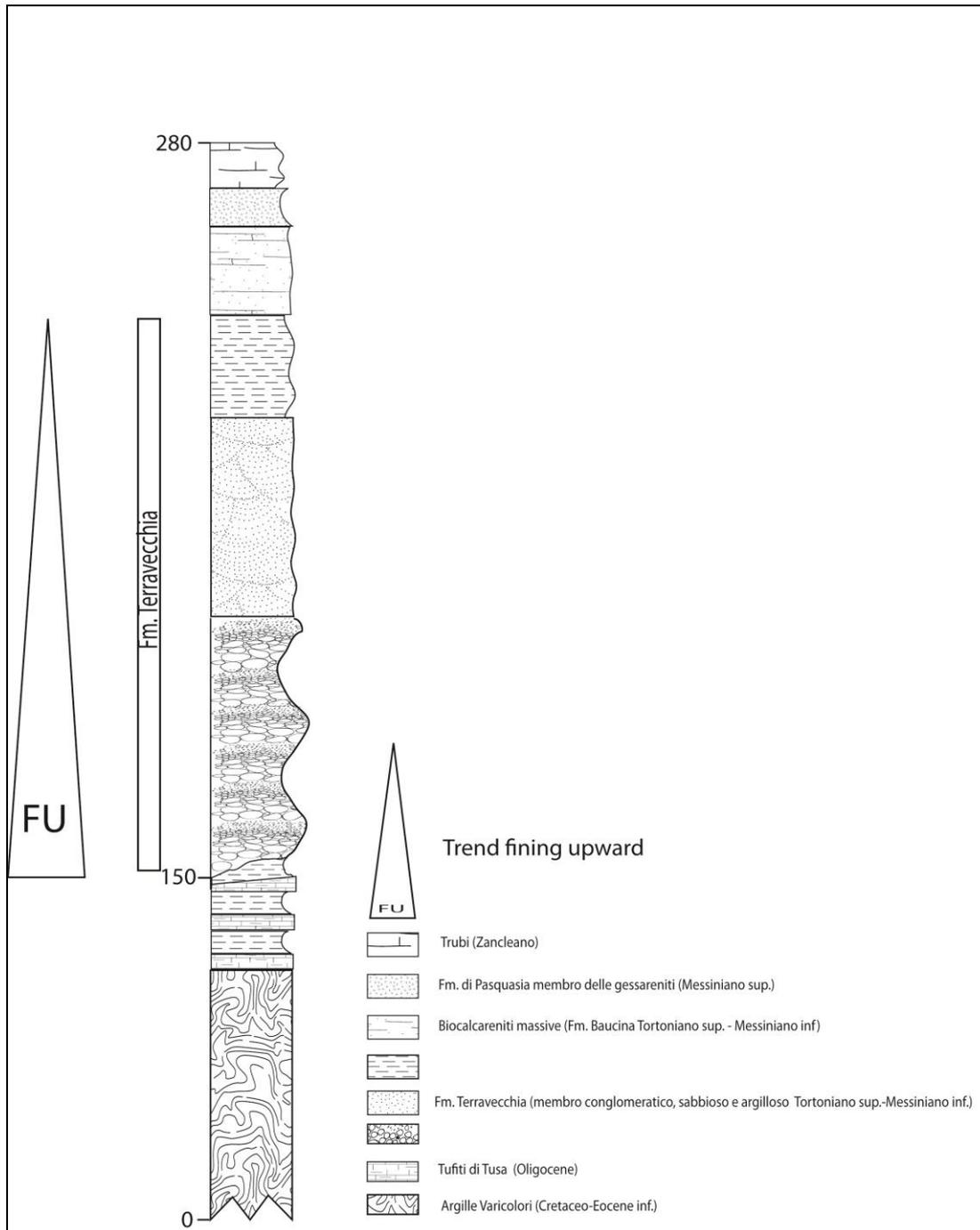


Figura 7.1.2 Trend fining upward (Trasgressivo) per l'area di Polizzi

7.2 Bacino di Resuttano

L'integrazione tra i dati provenienti da: (i) analisi delle associazioni di facies, (ii) analisi dei rapporti laterali e verticali tra esse intercorrenti, (iii) caratteristiche delle superfici limite tra le associazioni, (iv) valutazione dei pattern di paleocorrente e (v) valutazioni sulla variazione della composizione media delle litofacies e (vi) stratigrafia sequenziale, ha permesso di ricostruire l'architettura deposizionale del Bacino di Resuttano e di formulare qualche ipotesi sul contesto paleogeografico di questo settore.

La successione stratigrafica della successione tardo miocenica nel settore di Resuttano è riconducibile principalmente ad un sistema deposizionale di *river delta system* che si sviluppava da NNE e NE verso SSW e SW. Questi ambienti sono caratterizzati da una serie di sub-ambienti sedimentari lateralmente contigui ubicati in un'ampia area deposizionale ben connessa con il mare aperto, occupata in gran parte da un'area di mare basso a sedimentazione silico-clastica dominata per la maggior parte da un corso d'acqua e dal moto ondoso.

Questa area di sedimentazione era alimentata da corsi d'acqua effimeri, ad alta energia, che depositavano il loro carico grossolano lungo la linea di costa formando ampie piane alluvionali non confinate attraversate da canali a morfologia *braided* (Fig. 7.2.2 I). Le caratteristiche granulometriche delle litofacies conglomeratiche (diffusa presenza di blocchi di grandi dimensioni), il meccanismo deposizionale (flussi rapidi con grande energia) induce a considerare che i corsi d'acqua che alimentavano la piana alluvionale si sviluppavano per un tratto relativamente breve mantenendo un gradiente elevato fino allo sbocco nella zona costiera. Questi caratteri sono tipici di zone costiere limitate a monte da rilievi relativamente vicini che nella maggior parte dei casi sono controllati dalla tettonica attiva.

I depositi grossolani trasportati alla foce dei corsi d'acqua venivano probabilmente ridistribuiti in maniera molto blanda lungo la linea di costa dall'azione del moto ondoso e dagli eventi di tempesta) ma il meccanismo di trasporto principale è il corso d'acqua che forma sistemi deltizi anche di grandi dimensioni *river-dominated delta system*, (Galloway 1995).

In particolare per la distribuzione delle facies riscontrate sul campo si può dire che questo delta è classificabile come *Shelf Type* in quanto si riconoscono tre zone fisiografiche che sono: pianura deltizia (Fig. 7.2.2 II). soggetta alle dinamiche del sistema di alimentazione, fronte deltizia (Fig. 7.2.2 III). soggetta alle dinamiche del moto ondoso e prodelta (Fig.

7.2.2 IV)., al di sotto del livello di base delle onde e quindi non soggetta all'azione del moto ondoso e si sedimentano solamente emipelagiti (Galloway 1976).

La presenza dei calcari di scogliera della Fm. Baucina, sovrapposti alle litofacies di fronte/prodelta nelle aree meridionali del bacino, è indicativa della tendenza "trasgressiva" nell'evoluzione complessiva del bacino tra il Tortoniano alto ed il Messiniano inferiore.

Tuttavia alcuni settori danno informazioni di carattere "regressivo"; la porzione bassa delle sequenze di facies alluvionali è considerato il risultato della progradazione di sistemi fluviali indotta da un incremento progressivo dell'energia dei corsi d'acqua. Un processo di questo tipo prevede l'interazione di diversi fattori di controllo allociclici (tettonica e/o eustatismo) che abbiano come risultato (i) un abbassamento relativo del livello di base nelle aree sorgente (*uplift*) che induca l'aumento dell'energia dei corsi d'acqua e (ii) un contemporaneo aumento dello spazio di accomodamento nelle aree costiere (subsidenza), ad un tasso inferiore rispetto al tasso di sedimentazione, necessario alla deposizione di notevoli spessori di sedimenti alluvionali delle facies deltizie con profilo *coarsening upward* (Fig.7.2.3). Una situazione simile può avvenire durante la regressione deposizionale (*normal regression*, Plint, 1988; Posamentier et al., 1992) che accompagna le fasi iniziali della risalita (relativa) del livello del mare, quando il tasso di sedimentazione eccede il tasso di sollevamento del livello di base. Nella curva di variazione del livello del mare simili condizioni si verificano durante lo sviluppo del *lowstand systems tract* LST. La parte superiore della successione costituita dalle arenarie con piccoli canali riempiti a stratificazione incrociata che sovrasta il secondo corpo conglomeratico induce a pensare che dopo la prima fase di abbassamento del livello del mare e progradazione ci sia stata una fase di sollevamento, confermato anche dal livello di argille con affinità marina che si trova alla base del terzo corpo conglomeratico e alla base delle facies sabbiose; questa parte di successione si sviluppa con un profilo "trasgressivo" con sequenze di facies a *trend fining- e deepening upward* (Fig.7.2.3). Questa organizzazione è riconducibile al progressivo aumento dello spazio di accomodamento ad un tasso superiore al tasso di sedimentazione che induce lo sviluppo di una fase di sollevamento relativo del livello del mare. I caratteri deposizionali e le geometrie stratali descritte per l'associazione di facies BR (*profilo fining upward*) sono concordanti con quelli tipicamente associati allo sviluppo del *trasgressive system tract* TST . Una generale risalita del livello del mare può essere accompagnata dalla formazione di sistemi deltizi retrogradanti fino a totalmente sub-acquee (Nemec, 1990).

La superficie erosiva che limita alla base i calcari della Fm. Baucina osservata al tetto di

litotipi conglomeratico-arenacei presso Portella del Morto potrebbe rappresentare il residuo di una superficie di *ravinement* successivamente rielaborata (Bruun, 1962; Swift et al., 1972), La presenza di depositi di piattaforma carbonatica *s.l.* in stretta relazione con sistemi deposizionali silico-calstici deltizi è una condizione molto comune e ben documentata soprattutto durante le fasi retrogradanti di questi ultimi (Bosence, 2005). La posizione dei depositi della formazione baucina induce a pensare che questa barriera coralline si sviluppava nelle zone di *Delta Top* (Grasso & Pedley, 1988; Bosence 2005) nei periodi in cui vi era un sollevamento del livello del mare e un minore o nullo apporto di sedimenti clastici, anche se come dimostrato da diversi autori (Dullo & Montaggioni 1998) lo sviluppo del *reef* può avvenire anche in presenza di piccole quantità di sedimento. Come descritto da Bosence 2005 le piattaforme di tipo *Delta Top Platform* sono tipicamente di piccole dimensioni, lateralmente discontinue e con spessori ridotti compresi tra 5 metri e un massimo di 80 metri (Fig 7.2.1-7.2.2V).

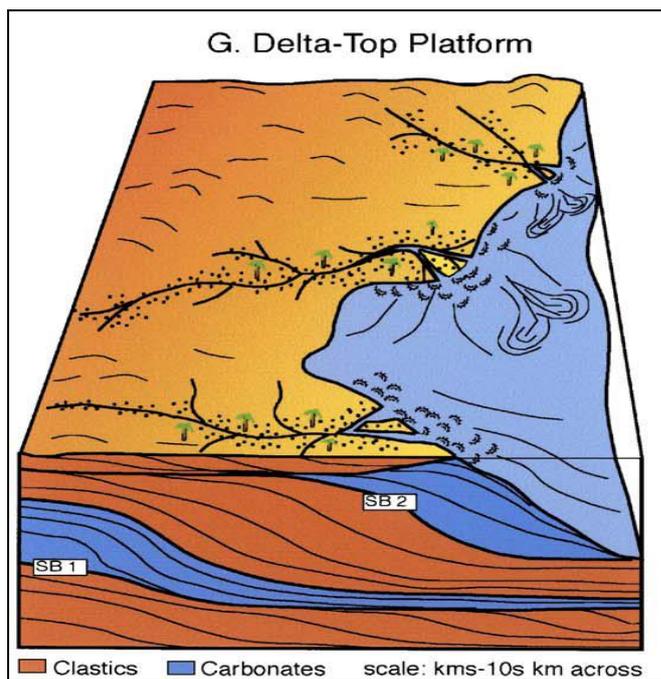


Figura 7.2.1 Modello di una piattaforma carbonatica che si imposta sul fronte di delta (da Bosence 2005)

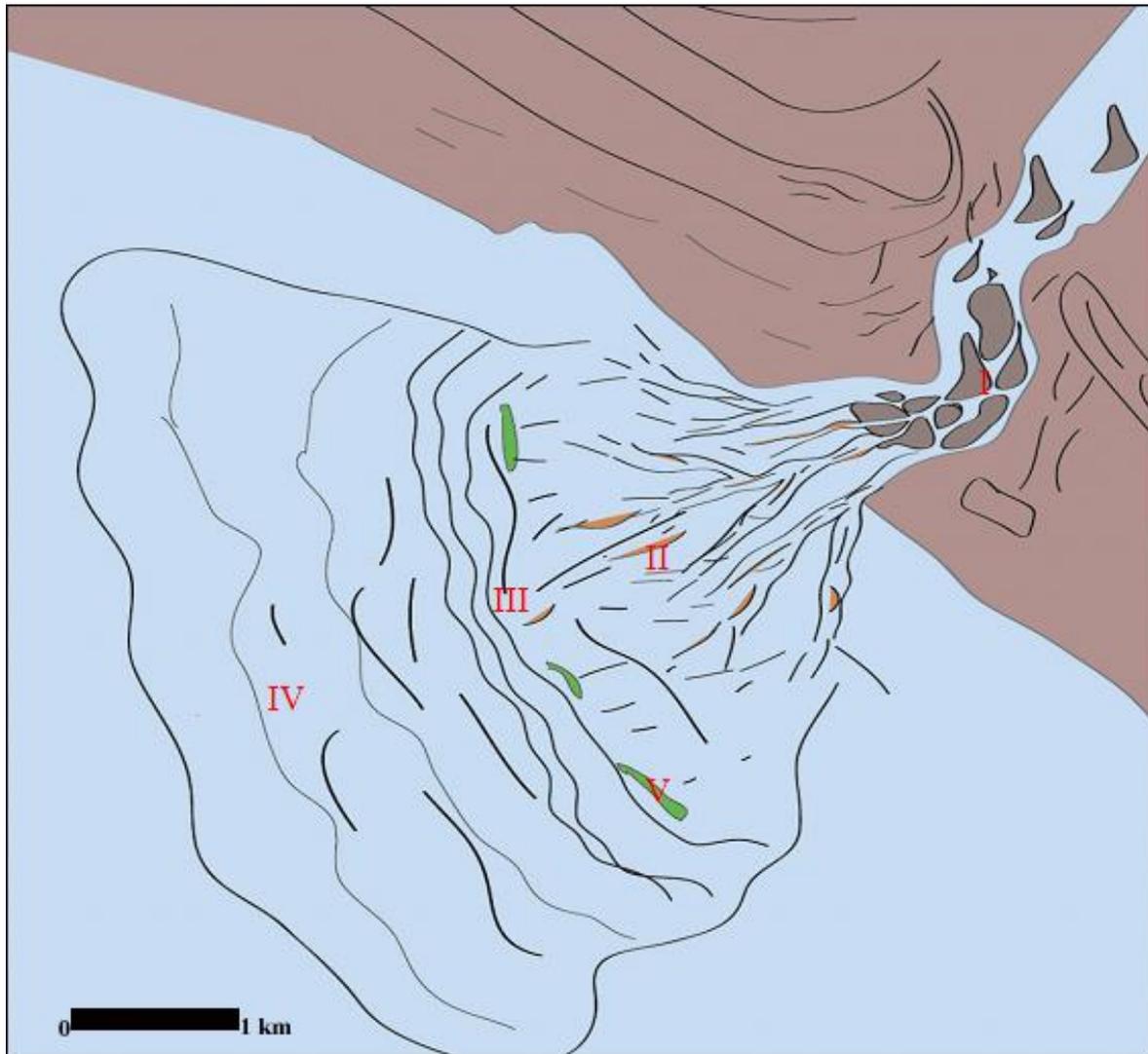


Figura 7.2.2 Modello schematico dei paleo ambienti deposizionali che hanno formato le successioni tardo mioceniche ora affioranti nel bacino di Resuttano. I) Braided river (depositi di barra e canale) II) Piana deltizia (depositi sabbiso-ciottolosi) III) Fronte deltizio (alternanze tra calcareniti poco cementate e silt sabbiosi) IV) Prodelta (argille siltose) V) Piccole piattaforme carbonatiche (*Fringing reef*). La ricostruzione, l'ubicazione e le proporzioni dei sistemi deposizionali è stata fatta tenendo conto delle estensioni dei corpi geologici in affioramento.

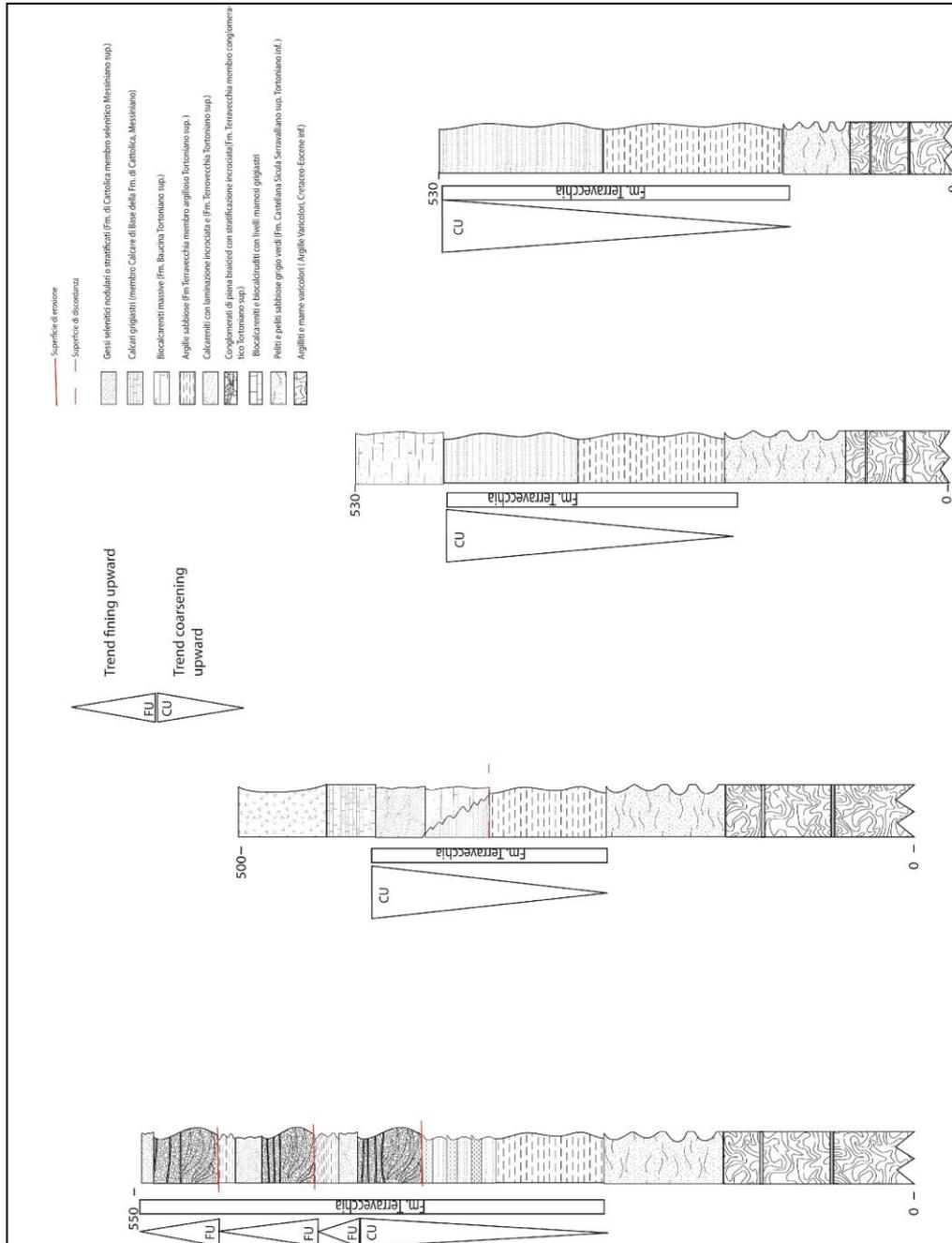


Figura 7.2.3 Trend regressivo e trasgressivo per la successione di Resuttano

7.3 Bacino di Catenanuova-Centuripe

L'integrazione tra i dati provenienti da: (i) analisi delle associazioni di facies, (ii) analisi dei rapporti laterali e verticali tra esse intercorrenti, (iii) caratteristiche delle superfici limite tra le associazioni, (iv) valutazione dei pattern di paleocorrente e (v) valutazioni sulla variazione della composizione media delle litofacies grossolane e (vi) stratigrafia sequenziale ha permesso di ricostruire la possibile architettura deposizionale dell'area tra Catenanuova e Centuripe e di formulare qualche ipotesi sul contesto paleogeografico di questo settore della catena. E' importante sottolineare, però, che la ricostruzione paleogeografica si basa su dati parziali dato che le rocce della Formazione Terravecchia osservabili in campagna sono il residuo di un contesto probabilmente molto più esteso successivamente sottoposto ad erosione.

La successione stratigrafica della formazione Terravecchia in questo settore è riconducibile principalmente a un sistema deposizionale di tipo *braided* non confinato. Questi ambienti sono caratterizzati da una serie di ambienti sedimentari lateralmente contigui ubicati in un'ampia area deposizionale di mare basso a sedimentazione silico-clastica dominata per la maggior parte dal sistema alluvionale.

Questa area di sedimentazione aveva caratteristiche diverse spostandosi da N a S.

I caratteri granulometrici e stratigrafici inducono a considerare che i corsi d'acqua che alimentavano la piana alluvionale si sviluppavano per un tratto relativamente lungo mantenendo un gradiente poco elevato fino allo sbocco nella zona costiera. In questo sistema è possibile riconoscere quindi una piana alluvionale superiore attraversata da canali a fondo piatto che erano soggetti a piene frequenti che formavano canali amalgamati che successivamente venivano abbandonati *river delta system* (Galloway 1988) (Fig. 7.3.1 I) e una pianura alluvionale diastale caratterizzata da canali distributari con carico sabbioso in cui prevalevano i processi fluviali che via via lasciavano il posto ai processi marini verso la zona di fronte deltizio/prodelta (Fig. 7.3.1 II).

Correlando le diverse sezioni stratigrafiche osservate è possibile osservare che la successione tardo mocenica è "Regressiva" con un profilo complessivamente *coarsening upward*.

La sequenza di facies alluvionale è considerato il risultato della progradazione di sistemi fluviali indotta da un incremento progressivo dell'energia dei corsi d'acqua. Un processo di questo tipo prevede l'interazione di diversi fattori di controllo allociclici (tettonica e/o eustatismo) che abbiano come risultato (i) un abbassamento relativo del livello di base nelle aree sorgente (uplift) che induca l'aumento dell'energia dei corsi d'acqua e (ii) un

contemporaneo aumento dello spazio di accomodamento nelle aree costiere (subsidenza), ad un tasso inferiore rispetto al tasso di sedimentazione, necessario alla deposizione di notevoli spessori di sedimenti. Una situazione simile può avvenire durante la regressione normale (Plint, 1988; Posamentier et al., 1992) Nella curva di variazione relativa del livello del mare simili condizioni si verificano durante lo sviluppo del *lowstand systems tract* LST. La presenza di una superficie di erosione probabilmente sub-aerea alla base dei depositi alluvionali induce a considerare che si tratti di un LST.

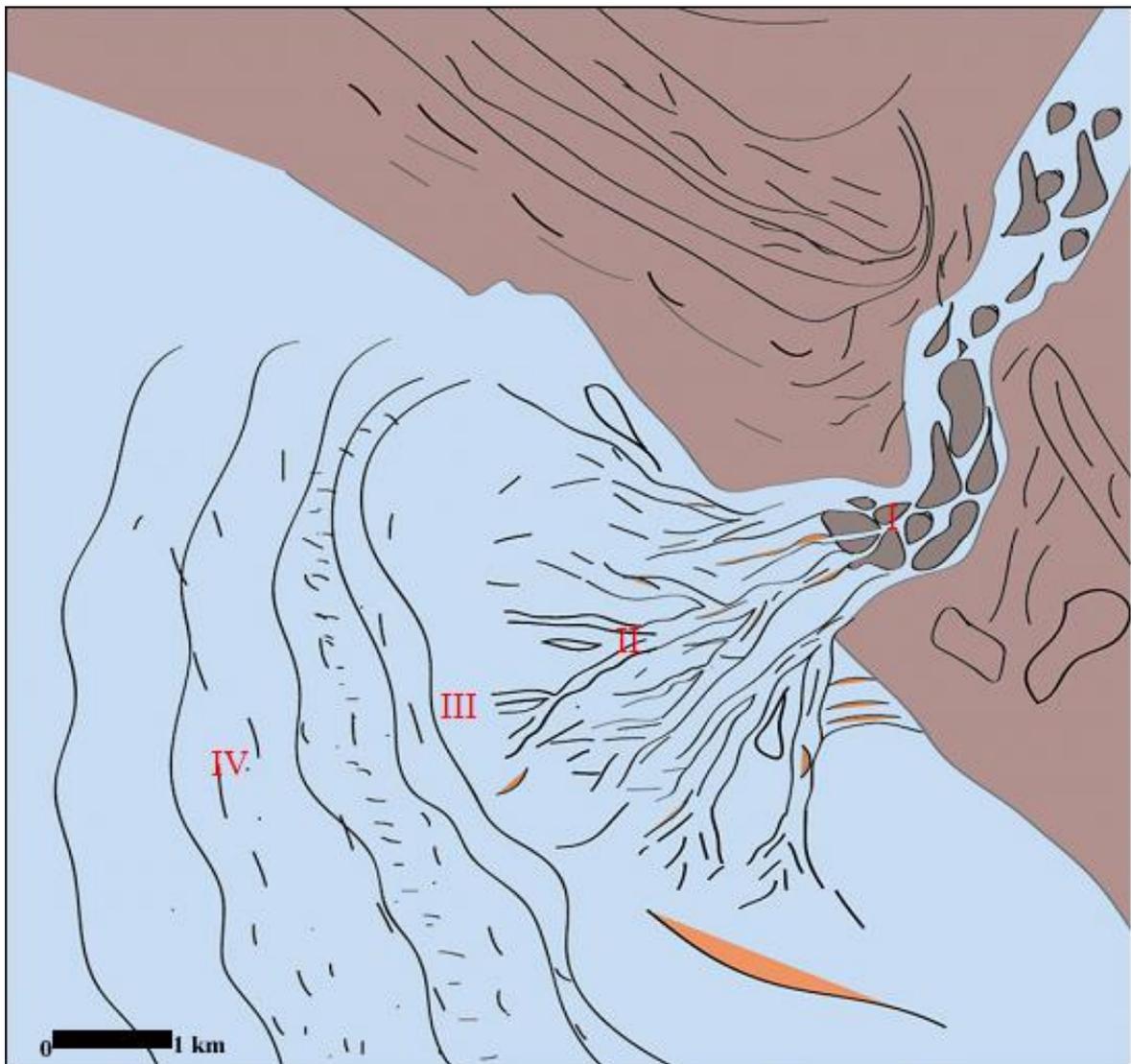


Figura 7.3.1 Modello schematico dei paleo ambienti deposizionali che hanno formato le successioni tardo mioceniche ora affioranti nel bacino Catenanuova -Centuripe . I) Braided river (depositi grossolani di canale) II) Piana deltizia (sabbie quarzoso-ciottolose) III) Fronte deltizio (sabbie marnose) IV) Prodelta (marne argillose). La ricostruzione, l'ubicazione e le proporzioni dei sistemi deposizionali è stata fatta tenendo conto delle estensioni dei corpi geologici in affioramento.

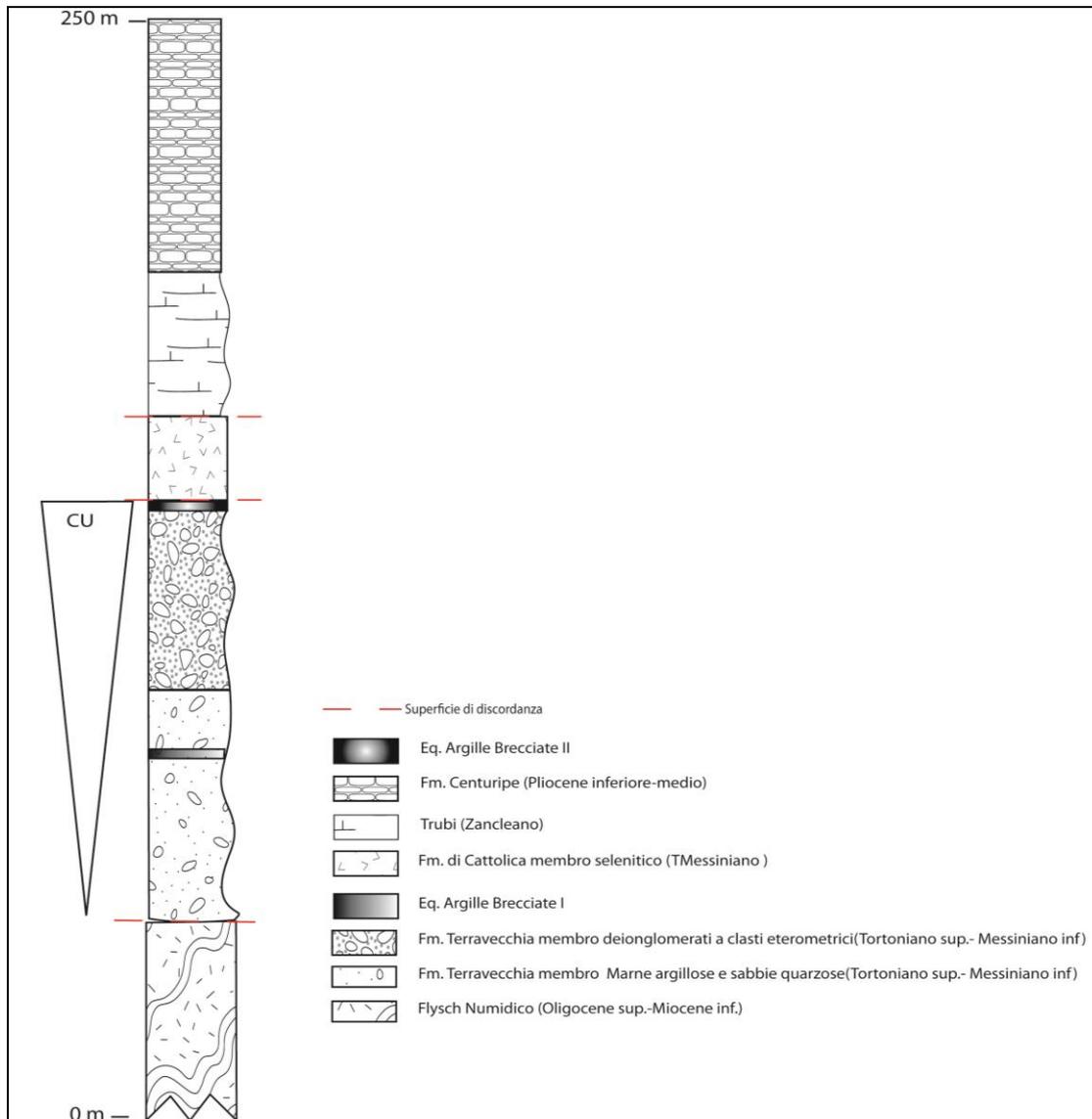


Figura 7.3.2 Trend regressivo per il bacino Catenanuova -Centuripe

8.CONCLUSIONI

8.1 Bacino di Polizzi

L'evoluzione della formazione Terravecchia segue un *trend fining e deepening upward* che indica creazione di spazio d'accomodamento nel lungo periodo ad un tasso maggiore del tasso di sedimentazione. Lo spazio necessario alla deposizione può essere ricondotto ad un sollevamento relativo del livello di base dovuto alla combinazione tra tettonica, variazioni eustatiche del livello del mare.

Le variazioni dello stile fluviale, esposte in precedenza, vengono generalmente attribuite a fattori di controllo di tipo tettonico che inducono il sollevamento delle aree sorgente relativamente vicine al fronte di una catena attiva (*tectonically-triggered alluvial fan progradation*, Heller & Paola, 1992).

Il sollevamento di settori di *hinterland* e delle aree sorgente è accompagnato dalla subsidenza del bacino di Polizzi in cui la creazione di spazio di accomodamento è necessaria alla deposizione dei depositi alluvionali e costieri. Il sollevamento e la deformazione di questo settore è avvenuto nel Messiniano iniziale come indicato dallo sviluppo in discordanza di piccole piattaforme carbonatiche (fm. Baucina).

Tipologia di bacino

Le successioni sedimentarie osservate nel Bacino di Polizzi costituiscono il residuo deformato di un'area deposizionale sviluppatasi a partire dall' alto Tortonian e perdurata almeno sino al basso Messiniano.

I caratteri stratigrafici e strutturali delle successioni che ne costituiscono il riempimento sedimentario ed i rapporti intercorrenti tra queste ed il substrato più o meno deformato permettono di sostenere che il Bacino di Polizzi non si sia sviluppato come un bacino di *thrust-top* ma che sia stato coinvolto successivamente (Messiniano inf. prima della deposizione della Fm. Baucina) nella deformazione influenzato dalla deformazione delle unità strutturalmente più basse della catena siciliana (unità di piattaforma carbonatica Trapanese). I caratteri sedimentologici osservati nelle litofacies della formazione Terravecchia fanno supporre che la sedimentazione avveniva in un' area deposizionale piuttosto ampia, caratterizzata dallo sviluppo di sistemi deposizionali costieri e deltizi influenzati dal moto ondoso e dalle correnti. L'orientazione media della paleo-linea di costa sembra approssimabile con un *trend* SSW-NNE.

Considerazioni a carattere locale e regionale permettono di collocare quest' area deposizionale tra un settore di catena emersa (verso i quadranti settentrionali) che fungeva da area sorgente di sedimenti clastici ed un'area bacinale relativamente profonda (verso i

quadranti meridionali e sud-occidentali) caratterizzata da sedimentazione emipelagica. Sulla base dei dati geologici profondi (Catalano *et al.*, 2009 SIRI.PRO) è possibile osservare che il Bacino di Polizzi si sviluppa sul complesso sicilide la cui messa in posto verso Sud avviene tra il Langhiano superiore ed il Serravalliano superiore. Tra il Serravalliano inferiore ed il Tortonianiano inferiore la deformazione coinvolge le successioni carbonatiche di mare profondo (Imeresi e Sicane) e le relative coperture, che vengono sovrapposte sull'avampaese indeformato (Catalano *et al.*, 1996; Catalano *et al.*, 2000); successivamente (Miocene superiore /Pliocene inferiore) la deformazione raggiunge i livelli strutturalmente più bassi (*deep-seated*), provocando la deformazione del corpo di piattaforma carbonatica attraverso sistemi thrust ad alto angolo (Avellone *et al.*, 2010; Albanese and Sulli, 2012) che si rastremano in profondità lungo piani di scollamento sub-orizzontali (Catalano *et al.*, 2000, 2002) che rideforma i terreni Imeresi e Sicani.

La possibilità di accedere a profili sismici a riflessione che attraversano il settore di interesse ha permesso di estrapolare il dato superficiale in profondità e di correlare le strutture tettoniche affioranti con quelle che interessano l'edificio tettonico sepolto.

Nel settore di Polizzi e nei settori immediatamente circostanti i thrust che dislocano le unità di piattaforma carbonatica (U. Trapanesi) provocano il sollevamento delle unità carbonatiche di mare profondo (Unità imeresi e sicane) queste ultime e sono intervallate ad aree di basso strutturale con una lunghezza d'onda di diversi km. Nella maggior parte dei casi anche le depressioni morfotettoniche caratterizzate dall'affioramento delle unità terrigene tardo-Mioceniche seguono l'assetto strutturale delle unità profonde collocandosi in corrispondenza di bassi strutturali, ma in questo caso si nota che il bacino si imposta su un alto strutturale che a W è limitato da un *Backthrust* NW-vergente che porta alla generale immersione degli strati verso SE, ed a Est dai *Forethrust* che avanzano verso sud facendo in modo che gli strati superficiali immergano verso N.

Le principali strutture fragili riconosciute alla scala della carta geologica e dell'affioramento nei depositi terrigeni del Bacino di Polizzi sono organizzati in sistemi con orientazioni preferenziali ENE-WSW e N-S.

8.2 Bacino di Resuttano

L'evoluzione della formazione Terravecchia segue un *trend coarsening e shallowing upward* nella parte bassa e l'aumento dell'amalgamazione verso l'alto osservati nell'associazione di facies BR del primo corpo conglomeratico sono considerati indizi di attività tettonica durante la deposizione della formazione Terravecchia. In particolare, l'arrangiamento delle associazioni di facies indica una fase di avanzamento del sistema alluvionale, accompagnata da incisione forzata dei canali (aumento dell'amalgamazione) e dall'aumento dell'energia dei corsi d'acqua (aumento delle dimensioni dei clasti). Simili variazioni dello stile fluviale vengono generalmente attribuite a fattori di controllo di tipo tettonico che inducono il sollevamento delle aree sorgente relativamente vicine al fronte di una catena attiva (*tectonically-triggered alluvial fan progradation* (Heller & Paola, 1992). Il sollevamento di settori di *hinterland* e delle aree sorgente è accompagnato dalla subsidenza del bacino di Resuttano in cui la creazione di spazio di accomodamento è necessaria alla deposizione di depositi alluvionali e deltizi. La presenza di Delta Top Platform induce a pensare che vi sia stato un sollevamento relativo del livello del mare che ha portato le scogliere a coralli ad attecchire su un substrato argilloso-siltoso e che abbia formato il pacco di depositi conglomeratici e sabbiosi retrogradanti che si possono osservare a monte Cuticchio .

Tipologia di bacino

Le successioni sedimentarie osservate nel Bacino di Resuttano costituiscono il residuo deformato di un'area deposizionale sviluppatasi a partire dall' alto Tortoniano e perdurata almeno sino al basso Messiniano.

I caratteri stratigrafici e strutturali delle successioni che ne costituiscono il riempimento sedimentario ed i rapporti intercorrenti tra queste ed il substrato più o meno deformato permettono di sostenere che il Bacino di Resuttano non si sia sviluppato come un bacino di *thrust-top* localizzandosi in risposta alla deformazione delle unità strutturalmente più basse della catena siciliana (unità di piattaforma carbonatica Trapanese). I caratteri sedimentologici osservati nelle litofacies della formazione Terravecchia fanno supporre che la sedimentazione avveniva in un' area deposizionale piuttosto ampia, caratterizzata dallo sviluppo di sistemi deposizionali di costieri e di mare basso (piattaforma continentale) influenzati dal moto ondoso. L'orientazione media della paleo-linea di costa sembra approssimabile con un *trend* SSW-NNE.

Considerazioni a carattere locale e regionale permettono di collocare quest' area deposizionale tra un settore di catena emersa (verso i quadranti settentrionali) che fungeva

da area sorgente di sedimenti clastici ed un'area bacinale relativamente profonda (verso i quadranti meridionali e occidentali) caratterizzata da sedimentazione emipelagica. Sulla base dei dati geologici profondi (Catalano *et al.*, 2009 S.I.R.I.PRO) è possibile osservare che il Bacino di Resuttano si sviluppa sul complesso sicilide la cui messa in posto verso Sud avviene tra il Langhiano superiore ed il Serravalliano superiore.

La possibilità di accedere a profili sismici a riflessione che attraversano il settore di interesse ha permesso di estrapolare il dato superficiale in profondità e di correlare le strutture tettoniche affioranti con quelle che interessano l'edificio tettonico sepolto.

Nel settore di Resuttano e nei settori immediatamente circostanti i thrust che dislocano le unità di piattaforma carbonatica (U. Trapanesi) provocano il sollevamento delle unità carbonatiche di mare profondo (Unità imeresi e sicane) queste ultime e sono intervallate ad aree di basso strutturale con una lunghezza d'onda di diversi km. Nella maggior parte dei casi anche le depressioni morfotettoniche caratterizzate dall'affioramento delle unità terrigene tardo-Mioceniche seguono l'assetto strutturale delle unità profonde collocandosi in corrispondenza di bassi strutturali, ma in questo caso si nota che il bacino si imposta su un alto strutturale che a W è limitato da un *Back thrust* NW-vergente in risposta ad uno stress tettonico compressivo orientato circa da NW a SE, che porta alla generale immersione degli strati verso SE ed a est dai thrust che avanzano verso sud facendo in modo che gli strati superficiali immergano verso N.

Le principali strutture fragili riconosciute alla scala della carta geologica e dell'affioramento nei depositi terrigeni del Bacino di Resuttano sono organizzati in sistemi con orientazioni preferenziali E-W e NW-SE e NE-SW.

Le strutture piegate hanno un andamento circa NE-SW come si vede dai conglomerati a Mt. Cuticchio.

L'insieme di questi caratteri permettono di definire il Bacino di Resuttano come pre-tettonico. Poiché non si riconoscono strutture da crescita e chiare discordanze (S1), le caratteristiche della successione che registra alla base e al tetto uno stacking pattern regressivo e trasgressivo che è imputato alle variazioni relative del livello del mare ed indica che la successione si depositava durante fasi di tettonica.

8.3 Bacino di Catenanuova- Centuripe

L'evoluzione della delle successioni tardo mioceniche segue un *trend coarsening e shallowing upward*, connesse alle variazioni relative del livello del mare (attività tettonica e subsidenza) durante la deposizione di queste ultime. In particolare, l'arrangiamento delle associazioni di facies indica una fase di avanzamento del sistema alluvionale, e dall'aumento dell'energia dei corsi d'acqua (aumento delle dimensioni dei clasti). Simili variazioni dello stile fluviale vengono generalmente attribuite a fattori di controllo di tipo tettonico che inducono il sollevamento delle aree sorgente relativamente vicine al fronte di una catena attiva (*tectonically-triggered alluvial fan progradation* (Heller & Paola, 1992). Il sollevamento di settori di *hinterland* e delle aree sorgente è accompagnato dalla subsidenza del bacino in cui la creazione di spazio di accomodamento è necessaria alla deposizione di depositi alluvionali e costieri che si distribuivano su una piana alluvionale.

Tipologia di bacino

Le successioni sedimentarie osservate nel bacino Catenanuova - Centuripe costituiscono il residuo deformato di un'area deposizionale sviluppatasi a partire dall' alto Tortonianiano e perdurata almeno sino al Pliocene medio.

I caratteri stratigrafici e strutturali delle successioni che ne costituiscono il riempimento sedimentario ed i rapporti intercorrenti tra queste ed il substrato deformato permettono di sostenere che quest'area si sia sviluppato come un bacino di *thrust-top* (Ori & Friend, 1984), localizzandosi in risposta alla deformazione delle unità strutturalmente più basse della catena siciliana (unità di piattaforma carbonatica Trapanese). I caratteri sedimentologici osservati fanno supporre che la sedimentazione avveniva in un' area deposizionale piuttosto ampia, caratterizzata dallo sviluppo di sistemi deposizionali di mare basso.

Considerazioni a carattere locale e regionale permettono di collocare quest' area deposizionale tra un settore di catena emersa (verso i quadranti settentrionali) che fungeva da area sorgente di sedimenti clastici ed un'area bacinale relativamente profonda (verso i quadranti meridionali e occidentali) caratterizzata da sedimentazione emipelagica. Sulla base dei dati geologici profondi (Vedi Foglio 633 Paternò) e superficiali, è possibile osservare che questa area si sviluppa sul Flysch Numidico, questi corpi terrigeni continuano verso sud ispessendosi notevolmente in un cuneo che coinvolge, in ripetute imbricazioni, anche i terreni sicilidi e le coperture mioceniche e plioceniche, indicando nel Pliocene inferiore-medio l'età di messa in posto dell'intero corpo.

La deformazione interna della piattaforma carbonatica e la sua forte embricazione è certamente posteriore al Tortoniano inferiore (età della sovrapposizione delle unità mesocenozoiche bacinali) e può essere riferita al Pliocene-Pleistocene inferiore. Le culminazioni delle unità di piattaforma carbonatica mostrano i loro effetti in superficie dove i terreni di copertura (Unità Imeresi, cunei del Flysch Numidico, depositi miopliocenici) appaiono dislocati.

Sul dorso delle unità deformate o in deformazione prendono posto i depositi della tardo miocenici e del Pliocene superiore – Pleistocene inferiore che hanno riempito bacini di piggy back l.s. debolmente deformati successivamente.

In particolare i depositi tardo miocenici vanno a colmare le depressioni morfostrutturali che si creano dall'avanzamento della catena. Durante il rilevamento di campagna i diversi spessori della formazione, l'orientazione e il fatto che si trovano alternate zone in cui c'è il Flysch e zone in cui affiora la Terravecchia con geometrie di crescita e strati immergenti a nord è un pattern che riflette un substrato in movimento colmato da depositi alluvionali sintettonici.

Durante la fase di deformazione in discordanza si depositano i terreni della Fm. di Centuripe, la discordanza viene registrata anche dai terreni sottostanti includendo anche i gessi e i Trubi.

L'insieme di questi caratteri permettono di definire che il Bacino Catenanuova- Centuripe è come sin-orogenco e di posizionarlo nella porzione più distale, del bacino di *foreland* siciliano, in riferimento al modello di *foreland basin system* di DeCelles & Giles, (1996).

9.CORRELAZIONE TRA I TRE BACINI STUDIATI

Confrontando i dati ottenuti dall'analisi stratigrafica e di facies della Formazione Terravecchia nei singoli settori di studio è stato possibile mettere in risalto le principali differenze e/o analogie riscontrate nella successione depositata in differenti settori della catena, riassunte di seguito:

- I depositi tardo miocenici in tutti i settori studiati poggia con rapporto di discordanza angolare, oltre che sulle unità del Flysch Numidico e Sicilidi (Creataceo sup.-Eocene /Oligocene sup.-Miocene inf.), sui depositi appartenenti alla Fm. Castellana Sicula (Serravalliano superiore - Tortoniano inferiore);
- la successione tardo miocenica nel settore di Polizzi e di Resuttano si è sviluppata all'interno di bacini sedimentari che si sono prima riempiti e poi deformati in risposta alla deformazione delle unità strutturalmente più basse dell'edificio tettonico siciliano (unità di piattaforma carbonatica) in risposta ad un campo di stress contrazionale orientato circa NW-SE, nella parte alta del Tortoniano, quindi tali bacini sono pre-tettonici; formatisi tra il primo e il secondo evento della deformazione della catena (Avellone *et al.*, 2010) invece nell'area tra Centuripe e Catenanuova il bacino è sintettonico (Fig. 9.1)
- la successione tardo miocenica ricostruita nei bacini studiati si discosta, in molti casi, dalla successione "ideale" con *trend fining* e *deepening upward* riconducibile ad una fase di innalzamento relativo del livello di base. All'interno della successione, infatti, sono state messe in evidenza porzioni relativamente spesse che evolvono con un profilo "regressivo" rispondendo ad eventi di abbassamento relativo del livello di base a loro volta innescati dalla combinazione di fattori di controllo locali e regionali. La presenza di sequenze di facies regressive nella successione assume un carattere molto più importante spostandosi verso Est (attuale) dal Bacino di Polizzi verso il Bacino Catenanuova - Centuripe che è l'unico ad essere regressivo (Fig 9.2);
- il carattere confinato delle litofacies alluvionali e le litofacies di valle incisa si attenuano fino a scomparire spostandosi verso l'attuale Est partendo dal Bacino di Polizzi;
- spostandosi da Est verso Ovest si passa, da sistemi deposizionali di tipo di tipo *wave dominated "shoreface" delta system* (Bacino di Polizzi porzione Occidentale) a sistemi deposizionali del tipo *river-dominated delta system* (Bacino di Polizzi

porzione Orientale, Bacino di Resuttano e Bacino tra Catenanuova e Centuripe), molto probabilmente legata alla fisiografia dell'area deposizionale su cui si impostavano;

- gli spessori in affioramento sono simili nei bacino di Polizzi e Resuttano e si riducono in quello di Catenanuova -Centuripe. L'estensione invece dei bacini è più elevata nel bacini orientale e meno elevata in quelli occidentali;
- in base a quanto osservato nei singoli bacini le strutture da back thrust a vergenza settentrionale hanno giocato un ruolo importante, dopo la deposizione delle successioni tardo mioceniche, per la deformazione dei bacini più occidentali seguendo una propagazione della deformazione verso i settori di *hinterland*. Per il bacino di Catenanuova-Centuripe la geometria divergente indica la possibile attività di un thrust nord-vergente contemporaneamente alla deposizione.

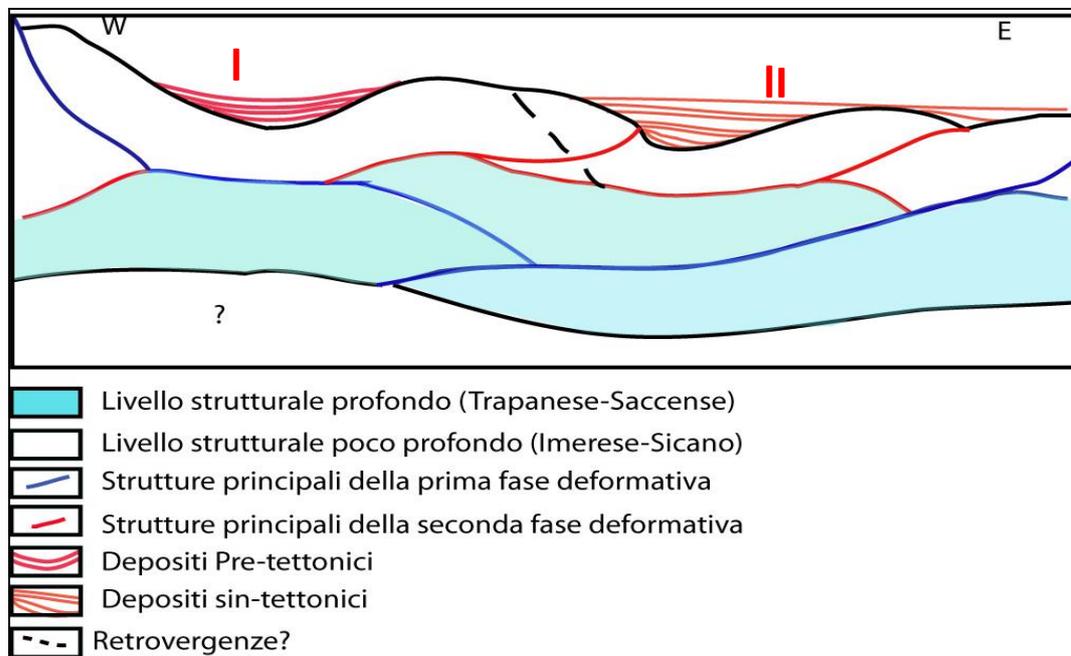


Figura 9.1 Lo schema illustra le due tipologie di bacino che sono stati riconosciuti nelle aree studiate, in particolare i bacini di Polizzi e Resuttano, si possono collocare nella zona numero **I**, cioè la zona in cui si ha una deformazione pre-tettonica dei sedimenti che si accumulavano nel tardo miocene. Il bacino Catenanuova -Centuripe si può collocare nella zona **II**, cioè la zona in cui i bacini sono sin-tettonici e la deformazione procedeva assieme alla sedimentazione.

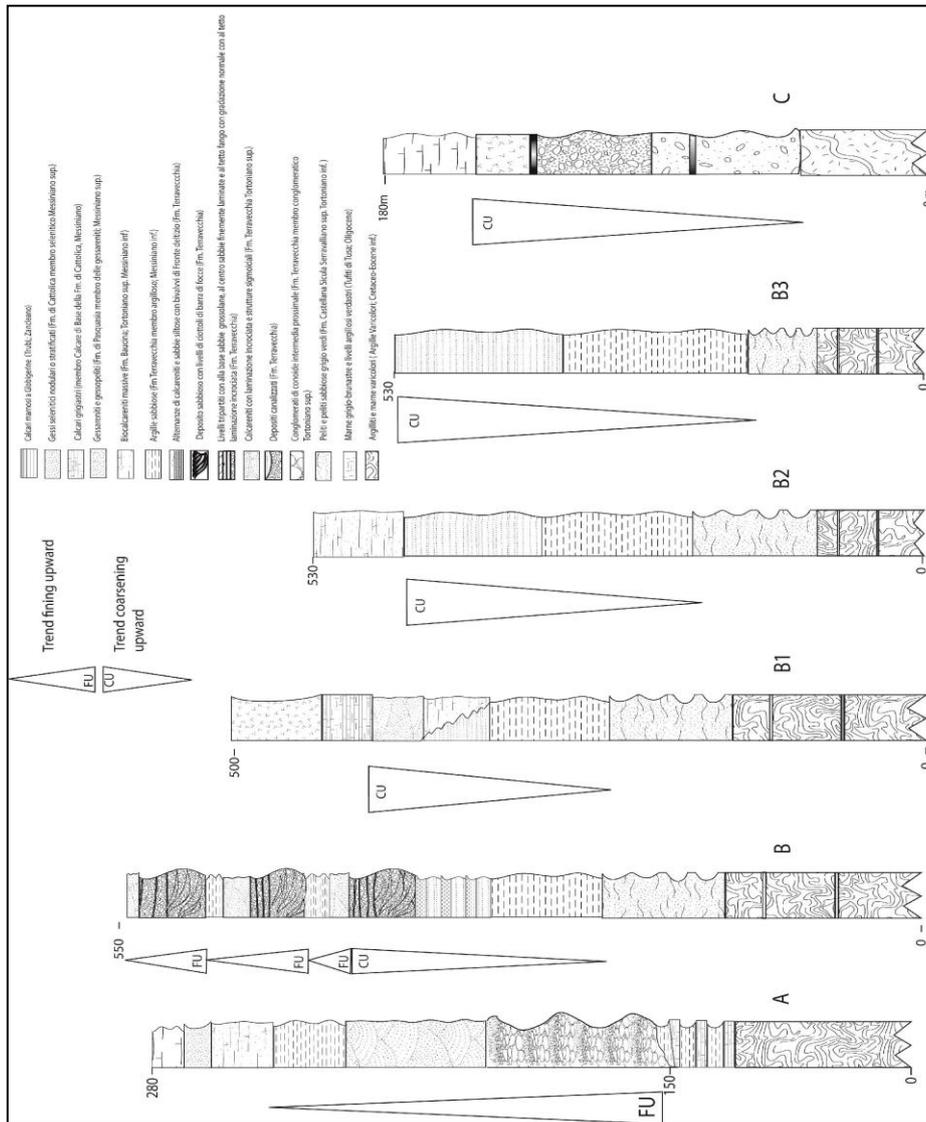
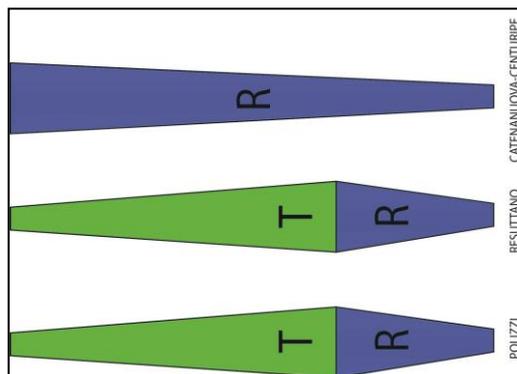


Figura 9.2 trend delle successioni tardo mioceniche affioranti nelle aree studiate le lettere indicano A) Polizzi, B-B1-B2-B3 Resuttano C Catenanuova –Centuripe.



10.BIBLIOGRAFIA

Abate B., Di Maggio C., Incandela A., Renda P. (1991) – Nuovi dati sulla geologia della penisola di capo S. Vito (sicilia nord-occidentale). Mem. Soc. Geol. It., 47, 15- 25.

Accordi B., (1956) – Relazione sui rilevamenti geologici del 1956 nei monti nebrodi, (Sicilia settentrionale). Boll. Serv. Geol. It., Vol. LXXXI, pp. 929-949.

Albanese C., Sulli A. (2012) - Backthrusts and passive roof duplexes in fold and thrust belts. The case of Central-Western Sicily based on seismic reflection data. *Tectonophysics* 514-517: 180-198.

Allen P.A. and Collinson J.D. (1986) - Lakes. In: *Sedimentary Environments and Facies* (ed. By H.G. Reading): 63-94, Blackwell Scientific, Oxford.

Allen, P.A., Homewood, P., (1990) - *Foreland Basins*. I.A.S. Spec. Pub. 8. Blackwell Scientific Publications.

Allen, P.A. and Allen, J.R., (1990) - *Basin Analysis: Principles and Applications*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Alvarez W. (1976) - A former continuation of the Alps. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 87 : 891-896.

Amodio-Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccareta G., Russo M., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E., Zuppetta A. (1977) – L’arco Calabro–Peloritano nell’orogene Appenninico-Maghrebide. – Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-70.

Anadon, P., Cabrera, L., Colombo, F., Marzo, M. & Riba, O. (1986) - Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro basin margins (NE Spain). In: *Foreland Basins* (Ed. by P.A. Allen & P. Homewood), Spec. Pub. Int. Ass. Sed., 8, 259–271.

- Antonelli M., Franciosi R., Pezzi G., Querci A., Ronco G.P. & Vezzani F. (1991) - Paleogeographic evolution and structural setting of the northern side of the Sicily Channel. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41: 141-157.
- Artoni A. & Casero P. (1997) - Sequential balancing of growth structures, the late Tertiary example from the central Apennine. *Bull. Soc. Géol. France* 168, 35-49.
- Aruta L. & Buccheri G. (1971) - Il Miocene pre-evaporitico in facies carbonatico-detritica dei dintorni di Baucina, Ciminna, Ventimiglia di Sicilia, Calatafimi (Sicilia sud-occidentale). *Riv. Min. Sic.*, 100-102: 198-207.
- Avellone G. & Barchi M.R. (2003) – Le pieghe minori nelle Unità Imeresi e Trapanesi dei Monti di Palermo ed il loro significato nell'evoluzione tettonica dell'area. *Boll. Soc. Geol. It.*, 122, 277-294.
- Avellone G., Barchi M.R., Catalano R., Gasparo Monticelli M. & Sulli A. (2010) – Interference between shallow and deep-seated structures in the Sicilian fold and thrust belt, Italy. *Journ. of the Geol. Soc.*, 167, 109-126.
- Axelsson, V. (1967) - The Laitaure Delta, a study of deltaic morphology and processes. *Geogr. Ann.* 49A, 1- 127.
- Baldacci L. (1886) - Descrizione geologica dell'isola di Sicilia. *R. Comit. Geol. Roma.*, p., 404.
- Bally, A.W.& Gordy, P.L.& Stewart, G.A., (1966) - Structure, seismic data and orogenic evolution of Southern Canadian Rocky Mountains", *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, vol. 14, p.337-381
- Bally, A.W. and Snelson, S. (1980) - Realms of subsidence. In: *Facts and Principles and Petroleum Occurrence* (ed. by AD. Miall), *Canadian Society Petroleum Geologists Memoir*, 6, 9-75.

- Beaumont C. (1981) - Foreland basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol.65: 291-329.
- Beccaluva L., Civetta L., Macciotta G., Ricci C. A., (1985) - Geochronology in Sardinia: results and problems. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 40: 57-72.
- Bello M., Franchino A. & Merlini S. (2000) - Structural model of Eastern Sicily. *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 61-70.
- Bello, M., Catalano, R., Merlini, S., Sulli, A., (2000) - The apenninic chain in western and eastern Sicily. A Comparison. In: *Congr. Naz. Evoluzione geologica e geodinamica dell'Appennino*, Abstract vol. 25–26, Foligno.
- Bellon, H., Coulon, C., Edel, J., 1977. Le déplacement de la Sardaigne: synthèse de données géochronologiques, magmatiques et paleomagnetiques. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 19, 825–831.
- Beneo F. (1958) - Sull'olistostroma quaternario di Gela (Sicilia meridionale). *Boll. Serv. Geol. It.*, 79,5-15.
- Bermann R. B., (1938) – appunti sulla geologia della Sicilia Centro-Meridionale. Roma, Cuggiani, 56.
- Bhattacharya J and Walker R. J. (1991) - River and Wave-Dominated Depositional Systems of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation, Northwestern Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* Vol. 39 (1991), No. 2. (June), Pages 165-191.
- Bianchi F., Carbone S., Grasso M., Invernizi G., Lentini F., Longaretti G., Merlini S. & Mostardini F. (1989) – Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi – Iblei. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, 429-458.

- Bianchi F., Carbone S., Grasso M., Invernizzi G., Lentini F., Longaretti G., Merlini S., Mostardini F. (1987) – Sicilia Orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei. Mem. Soc. Geol. It., 38, 429-458.
- Boccaletti M., Nicolich R. & Tortorici L. (1984) - The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean. Mar. Geol.,55: 219-245.
- Boccaletti M., Nicolich R. & Tortorici L. (1990) - New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian basin. Paleo. Paleo. Paleo., 77 : 15-40.
- Boccaletti, M., Calamita, F., Centamore E., Chiocchini, U., Deiana, G., Micarelli, A., Moratti, G., P Otetti M., (1986) – Evoluzione dell’Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene. Giornale di Geologia, 48, 227-233.
- Bogen, J. (1983) - Morphology and sedimentology of deltas in fjord and fjord valley lakes. Sedim. Geol. 36, 245 - 267.
- Boggs, Jr., S., (1995) - Principles of Sedimentology and Stratigraphy, 2nd ed. Prentice-Hall, NJ. Bordes, F., 1975.
- Bosellini A., (1989) - Dynamics of Tethyan carbonate platforms. SEPM Spec. Publ. 44, 3-13.
- Broquet P. (1970) – The geology of Madonie mountains of Sicily. Geology and history of Sicily. Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli 1970, 201-230.
- Burbank D.W. (1992) – Causes of recent Himalayan uplift deduced from depositional patterns in the Ganges basin. Nature vol.357: 680-682.
- Butler, R. & Grasso, M., (1993) - Tectonic controls on base-level variations and depositional sequences within thrust-top and foredeep basins: examples from the Neogene thrust belt of central Sicily, Basin Research, vol. 5, p.137-151.

- Butler R.W.H., Grasso M. & Lickorish W.H. (1995) - Plio-Quaternary megasequence geometry and its tectonic controls within the Maghrebian thrust belt of south-central Sicily. *Terra Nova*, 7, 171-178.
- Caflich L. (1966) – La geologia dei Monti di Palermo. *Riv. Ital. E Start.*, Mem 12, 108 pp., 4 ff., 6 tt., Milano.
- Carbone S., Catalano S., Grasso M., Lentini F. & Monaco C. (1990) - Carta geologica della Sicilia centro orientale alla scala 1:50.000. S.EL.CA, Firenze.
- Casero P, Roure F (1994) Neogene deformation at the sicilian-north african plate boundary. In: Roure F (ed) *Peri-Tethyan platforms*. Editions Technip, Paris, pp 27–50.
- Casero, P., Roure F., Endignoux L., Moretti I., Muller C., Sage L., Vially, R., (1988) - Neogene geodynamic evolution of the southern Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.* 41, 109–120.
- Catalano R, & Sulli A., (2006). Crustal image of the Ionian basin and accretionary wedge. *Bollettino Di Geofisica Teorica e Applicata*, 47, 343-374.
- Catalano R. & D'Argenio B. (1978) - An essay of palinspastic restoration across the western Sicily. *Geol. Rom.*, 17, 145-159, Roma.
- Catalano R. & D'Argenio B. (1978) - An Essay of palinspastic restoration across the western Sicily. *Geol.Rom.*, 17: 145-159, Roma.
- Catalano R. & D'Argenio B., (1982) - Schema geologico della Sicilia occidentale. In: R. Catalano & B. D'Argenio (Ed.): *Guida alla geologia della Sicilia occidentale*. Guide geologiche regionali, *Mem. Soc. Geol. It.*, suppl. A, 24, 9-41, Palermo.
- Catalano R. & Di Maggio C. (1996) - Sovrapposizione tettonica delle Unità Imeresi sulle Panormidi nei Monti di Palermo (Sicilia). *Naturalista Siciliano*. (3-4), 147-166.

- Catalano R. (1979) – Scogliere ed evaporiti messiniane in Sicilia. Modelli genetici ed implicazioni strutturali. *Lavori Ist. Geol. Palermo* 18, 21.
- Catalano R., Di Stefano P., Sulli A. & Vitale F. P. (1996).- Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily and its offshore area. *Tectonophysics*, 260, 291-323.
- Catalano R., (1998) – Struttura della Catena Siciliana. Una Introduzione. In S. G. I. - 79° Congresso Nazionale “La Sicilia, un laboratorio naturale nel Mediterraneo. Strutture, mari, risorse e rischi. Guida alle Escursioni. pp. 7-12.
- Catalano R., Avellone G., Basilone L., Sulli A (2010) – Note illustrative della Carta Geologica D'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 609 “Termini Imerese Capo Plaia”. ISPRA.
- Catalano R., D'argenio B. (1982) - Schema Geologico della Sicilia. In: *Guide Geologiche Regionali, Mem. Soc. Geol. It., Suppl. A; V. XXIV*, 9-41. Palermo.
- Catalano R., D'argenio B., Montanari L., Renda P., Abate B., Monteleone S., Macaluso T., Pipitone G., Di Stefano E., Lo Cicero G., Di Stefano P., Agnesi V. (1978) – Contributi alla conoscenza della struttura della Sicilia occidentale. 1) Il profilo Palermo-Sciacca. – *Mem. Soc. Geol. It.*, 19, 485-493.
- Catalano R., Di Stefano P., Sulli A. & Vitale F. P. (1996) - Paleogeography and structure of the Central Mediterranean: Sicily and its offshore area. *Tectonophysics*, 260, 291-323.
- Catalano R., Di Stefano P., Sulli A., Vitale F. P. (1995) - Evoluzione paleogeografia e strutturale della Sicilia e dei mari adiacenti. *Naturalista sicil.*, S. IV, Vol. XIX (3-4), pp. 143-187.
- Catalano R., Doglioni C. & Merlini S. (2001) – On the Mesozoic Ionian Basin. *Geophys. J. Int.*, 144, 49-64.

- Catalano R., Esteban M. (1978) – Messinian reef of Western and central Sicily. Meeting on geodynamic and biodynamic effect of salinity crisis in the Mediterranean, Roma 1978
- Catalano R., Franchino A., Merlini S. & Sulli A. (2000) – Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles. *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 5-16
- Catalano R., Franchino A., Merlini S. & Sulli A. (2000). A crustal section from the Eastern Algerian basin to the Ionian ocean (Central Mediterranean). *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 71-85..
- Catalano R., Franchino A., Merlini S., Sulli A. (1998) - Geologia della Sicilia Occidentale. In S. G. I. - 79° Congresso Nazionale “La Sicilia, un laboratorio naturale nel Mediterraneo. Strutture, mari, risorse e rischi. Guida alle Escursioni. pp. 143-155.
- Catalano R., Franchino A., Merlini S., Sulli A. (1998) - Geologia della Sicilia Occidentale. 79° Congresso nazionale. Guida alle escursioni vol.1: 143-155.
- Catalano R., Franchino A., Merlini S., Sulli A., Agate M., Basilone L. (1998) – Materiale per la Comprensione dell’Assetto Profondo della Sicilia Centro-Occidentale. In S. G. I. - 79° Congresso Nazionale “La Sicilia, un laboratorio naturale nel Mediterraneo. Strutture, mari, risorse e rischi. Guida alle Escursioni. pp. 175-185.
- Catalano R., Lo Cicero G., Sulli A. (2002) – Geology of Sicily: an introduction. 6th International Symposium on the Jurassic System, General Field Trip Guidebook, Palermo, Italy, 12-22 September 2002, pp. 5-20.
- Catalano R., Merlini S. & Sulli A. (2002) - The structure of western Sicily, central Mediterranean. *Petroleum Geoscience*, 8, 7-18.
- Catalano R., Renda P. & Slaczka A. (1978) - Redeposited Gypsum In Evaporitic Sequence Of The Ciminna Basin (Sicily). In: R. Catalano, G. Ruggieri, R. Sprovieri (Eds.), *Messinian Evaporites In The Mediterranean*, *Mem. Soc. Geol. It.*, 16, 83-93.

- Catalano R., Sprovieri R. (1971) – Biostratigrafia di alcune serie saheliane (Messiniano Inferiore) in Sicilia. In: Farinacci A., (ed) Proceeding of the II Planktonic Conference- Rome 1970.
- Catalano, R., D'Argenio, B. & Torelli, L. (1989) - From Sardinia Channel to Sicily Strait. A geologic section based on seismic and field data. In: The Lithosphere in Italy, Acc. Naz. dei Lincei, Atti dei Convegni Lincei, 80: 109-127.
- Catalano R., Agate M., Albanese C., Avellone G., Basilone L., Gasparo Morticelli M., Gugliotta C., Sulli A., Valenti V., Gibilaro C., Pierini S., (2013)- Walking along a crustal profile across the Sicily fold and thrust belt. Periodico semestrale del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA e della Societa Geologica Italiana Geol.F.Trips, Vol.5 No.2.3, 213
- Catuneanu O.(2002) - Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls-Journal of African Earth Sciences 32; 1-43.
- Cazzola C., Critelli S., (1987) - Litostratigrafia e petrologia delle quarzoareniti torbiditiche oligomioceniche di Asilah (Catena del Rif, Marocco nord-occidentale). Mineralogica et Petrographica Acta, 30: 203-226.
- Centamore E. e Deiana G. (1986) La geologia delle Marche. Riv. Studi Geol. Camerti, num. speciale 73, congresso S.G.I., Roma, pp 145.
- Channel J. E. T., Oldow J., Catalano R. & D'argenio B. (1990) - Palaeomagnetically Determined Rotations in the Western Sicilian Fold and Thrust Belt. Tectonics, 9 (4), 641-660.
- Channell, J.E.T., Catalano, R., D'argenio, B., 1980. Palaeomagnetism and deformation of the Mesozoic continental margin in Sicily. Tectonophysics 61, 391–407.
- Cherchi A., Montadert L., (1982). Il sistema di rifting oligo-miocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul Terziario sardo. Mem. Soc. Geol. It., 24: 387-400.

- Chevalier J.P. (1961) – Recherches sur le Madréporaires et les formations recifal miocènes de la Mediterranée occidentale. Mem. Soc. Geol. Fr., Nouv. Ser., 93:1-156.
- Cita, M.B. (1975) - Studi Sul Pliocene Egli Strati Di Passaggio Dal Miocene Al Pliocene. Vii. Planktonic Foraminiferal Biozonation Of The Mediterranean Pliocene Deep Sea Record: A Revision. Riv. It. Paleontol Strat., 81, 527-544.
- Cita M. B., Abbate E., Conti M. A., Falorni P., Germani D., Gropelli G., Manetti P., Petti F. M. (2007) – Carta Geologica d’Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni-Unità tradizionali (2). Quad. Serv. Geol. D’It., ser. III, 7 (VII): pp. 382.
- Contino A. & Catalano R. (2003) - Descrizione Geologica Della Riserva Serre Di Ciminna. Studi E Cartografie Necessarie Alla Predisposizione Dei Piani Di Sistemazione Della Riserva Naturale Orientale "Serre Di Ciminna" Convenzione Tra Provincia Regionale Di Palermo - Assessorato Tutela Ambientale_ Direzione Tutela Ambientale Riserve Naturali Ed Aree Protette Ed in C.I.R.I.T.A. - Università Degli Studi Di Palermo.
- Covey M. (1986) - The evolution of foreland basins to steady state: evidence from the western Taiwan foreland basin. In: Foreland basins (eds. P.A. Allen and P. Homewood), 77-90, Special Publication International Association of Sedimentology, vol.8, Blackwell Scientific, Oxford.
- Critelli S., Ingersoll R.V., (1994) - Sandstone petrology and provenance of the Siwalik Group (northwestern Pakistan and western-southeastern Nepal). *J. Sedim. Res.*, A64: 815-823.
- Critelli S., Le Pera E., (1998) - Post-Oligocene sediment-dispersal systems and unroofing history of the Calabrian microplate, Italy. *Int. Geol. Rev.*, 40: 609-637.

- Critelli S., (1999) - The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences in the southern Apennines foreland basin system, Italy. *Memorie dell'Accademia Nazionale dei Lincei*, v. 10: 257-326.
- Critelli S., Reed W.E., (1999) - Provenance and stratigraphy of the Devonian (Old Red Sandstone) and Carboniferous sandstones of Spitsbergen, Svalbard. *European J. Mineralogy*, 11: 149-166.
- DeCelles, P. G. (1994) Late Cretaceous-Paleocene synorogenic sedimentation and tectonic history of the Sevier thrust belt, Utah and southwest Wyoming. *Bull. geol. Soc. Am.*, 106, 32-56.
- DeCelles, P.G., Giles, K.A., (1996) - Foreland basin systems. *Basin Res.* 8, 105-123.
- DeCelles P.G., Hertel F., (1989) - Petrology of fluvial sands from the Amazonian foreland basin, Peru and Bolivia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 1552-1562.
- Decima A. & Wezel C. (1971) - Osservazioni sulle evaporiti messiniane della Sicilia centro-meridionale. *Riv. Min. Sicil.*: 130-132, 172-187, Palermo.
- Del Ben A. & Guarnieri P. (2000) - Neogene Transpression In The Cefalù Basin (Southern Tyrrhenian): Comparison Between Land And Marine Data. *Mem. Soc. Geol. It.* (2000), 55: 27-33.
- Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou L. E., Kazmin V. G., Le Pichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sbertshikov I. M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D. H., Boulin J., Sibuet J. C., Savostin L. A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P. & Biju-Duval B. (1986) - Geologic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Dewey J. F., Helman M. L., Turco E., Hutton D. H. W. & Knott S. D. (1989) - Kinematics of the western Mediterranean. *Alpine Tectonics*, 45, 265-283.

- Di Stefano E. & Catalano R. (1978) - Biostratigraphy, Palaeoecology And Tectonosedimentary Evolution of The Preevaporitic And Evaporitic Deposits Of The Ciminna Basin (Sicily). In: Catalano R., Ruggieri G., Sprovieri R. (Eds.), Messinian Evaporites In The Mediterranean. Mem. Soc. Geol. It., 16,95-110.
- Di Stefano P., Gullo M. (1997a) – Late Paleozoic- Early Mesozoic stratigraphy and paleogeography of Sicily. In R.Catalano (Ed.): “Time scale and basin dynamics. Sicily, the adjacent Mediterranean and other natural laboratoires”. 8th Workshop ILP Task Force, Field workshop guidebook: 87-99, Palermo.
- Di Stefano P., Gullo M. (1997b) – Permian Deposits of Sicily: a review. Geodiversitas, 19(2): 193-202, Paris.
- Dickinson W.R. (1974) - Plate tectonics and sedimentation. In: Tectonics and Sedimentation (ed. By W.R. Dickinson), 1-27, Special Publication Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 22, Tulsa, Oklahoma.
- Dickinson W.R., (1985) - Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: G.G. Zuffa (ed.), Provenance of Arenites, 333-361. D. Reidel, Dordrecht.
- Dickinson, W.R., (1988) - Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. In: K.L. Kleinspehn, C. Paola (eds.), New Perspectives in Basin Analysis, 3-25. New York, Springer-Verlag.
- Distefano P. & Vitale F.P. (1993) - Carta Geologica Dei Monti Sicani Occidentali, Scala 1:50.000 Dipartimento Di Geologia E Geodesia, Palermo.
- Dott R.H. and Bourgeois (1982) - Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Discussion and reply Reply. Bull. Soc. Geol Am. 94,10 – 1249-1251
- Doglioni, C. (1993) - Geological evidence for a global tectonic polarity. J. Geol. Soc. London, 150, 991-1002.

- Dogliani, C.(1991) - A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions; possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system. *Terra Nova* 3, 423-434.
- Dogliani, C., Gueguen, E., Harabaglia, P., Mongelli, F. (1999) - On the origin of W-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean. *Geol. Soc.*
- Dogliani, C., Merlini, S., Cantarella, G.(1999) - Foredeep geometries at the front of the Apennines in the Ionian Sea (central Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Lett.* 168,
- Dunne, L.A. & Hempton , M. R. (1984) Deltaic sedimentation in the Lake Hazar pull-apart basin, southeastern Turkey. *Sedimentology* 31 , 40 1- 412.
- Elliot, T. (1975) - The sedimentary history of a delta lobe from a Yoredale (Carboniferous) cyclothem . *Proc. Yorkshire geol. Soc.* 40, 505-536.
- Entridge , F.G. & Wescott, W.A. (1984) - Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan delta deposits. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (Ed . by E. H Kusters and R. J . Steel). *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.* 10, pp. 217- 235.
- Esteban M. (1978) - Significance Of The Upper Miocene Reefs In The Western Mediterranean, *Messinian Seminar 4* (Abs.).
- Esteban M. (1979) – Significance of upper Miocene coral reefs of westwern Mediterranean. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology.* Vol 29 pp. 169-189.
- Esteban M., Calandra D., Catalano R. & Di Stefano E. (1982) - La Scogliera Messiniana Di Mazara Del Vallo. In Catalano R. & D'argenio B. (Eds). *Guida Alla Geologia Della Sicilia Occidentale*, pp. 146-151, 1982, Palermo.

- Esteban M., Calvet F., Dabrio C.J. Baron A., Giner J., Pomar L., Salas., (1977) – Messinian (uppermost Miocene) reef in Spain: morphology, composition and depositional environments. 3rd int. Coral Reef Symp. Miami (Abstract).
- Ferla P. e Alaimo R., (1976) – Graniti e porfiriti dacitico-andesitiche dei conglomerati poligenici tortoniani della Sicilia centrale. *Boll. Soc. Geol. It.* 95, pp.577-600.
- Fielding, C.R., Trueman, J.D. Alexander J. (2005)- Sharp-Based, Flood-Dominated Mouth Bar Sands from the Burdekin River Delta of Northeastern Australia: Extending the Spectrum of Mouth-Bar Facies, Geometry, and Stacking Patterns. *Journal of Sedimentary Research* January 2005 75:55-66.
- Flemings P.B., Jordan T.E. (1990) – Stratigraphic modelling of foreland basins: interpreting thrust deformation and lithospheric rheology. *Geology* vol.18: 430-434.
- Flores, G., 1959. Evidence of Slump Phenomena (Olistostromes) in areas of hydrocarbons explorations in Sicily. In: *Proceedings of 5th World Petroleum Congress*, Sect, New York, pp. 255–259.
- Fraser, G.S. & Suttner, L. (1986) - *Alluvial Fan and Fan Deltas. A Guide to Exploration for Oil and Gas.* International Human Resources Development Corporation , Boston, 199 pp.
- Galloway, W.E. (1975) Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems. In : *Delta, Models for Exploration.* Ed . by M.L. Broussard), Houston Geological Society, Houston pp. 87-98.
- Galloway, W.E. (1976) - Sediments and Stratigraphic framework of the Copper river fan-delta , Alaska . *J Sedim. Petrol.* 46, 726- 737.
- Garzanti E., Critelli S., Ingersoll R.V., (1996) - Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Himalayan Range as reflected by detrital modes of Tertiary sandstones and modern sands (Indus Transect, India and Pakistan). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108: 631- 642.

Gerber E., In Castiglioni G. B. (1986) - Geomorfologia, Torino, UTET.

Ghisetti F. & Vezzani L. (1984) – Thin-skinned deformation of the Western Sicily thrust belt and relationships with crustal shortening: mesostructural data on the Mt. Kumeta-Alcantara fault zone and related structures. *Boll. Soc. Geol. It.*, 103, 129-157, Roma.

Gilbert, G. K. (1885) - The topographic features of lake shores . *Ann. Rep. V.S. geol. Survey* 5, 69 - 123.

Giles K. A., Dickinson W. R., (1995) - The interplay of eustasy and lithospheric flexure in forming stratigraphic sequences in foreland settings: an example from the Antler foreland, Nevada and Utah. In: S. L. Dorobek, G. M. Ross (eds.), *Stratigraphic Evolution of Foreland Basins*. SEPM (Soc. for Sedim. Geol.), spec. pub., 52: 187-211.

Giunta G. & Liguori V. (1973) - Evoluzione paleotettonica della Sicilia nord-occidentale. *Boll. Soc. Geol. It.* 92: 903-924.

Giunta G. (1993) - Elementi per un modello cinematico delle Maghrebidi siciliane - *Mem. Soc. Geol. It.* 47 (1991): 297-311.

Gleadow A.J.W., Duddy I.R. & Lovering J.F., (1983) - Fission track analysis: a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential. *Austral. Petrol. Expl. Ass. J.*, 23, 93-102.

Graham S.A. et 14 others, (1986) Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation. In: P.A. Allen, P. Homewood (eds.), *Foreland Basins. Int. Ass. Sediment.*, spec. pub. 8: 425-436.

Grasso M. & Pedley (1988) - The sedimentology and development of Terravecchia Formation carbonates (Upper Miocene) of North Central Sicily: Possible eustatic influence on facies development. *Sedimentary Geology*, 57, 131-149.

Grasso M., Butler R.W. H. & La Manna F. (1991) - Thin skinned deformation and structural evolution in the NE segment of the Gela Nappe, SE Sicily. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Spec.: 9-17.

Grasso, M.& Butler, R.W.H., (1991) Tectonic controls on the deposition of Late Tortonian sediments in the Caltanissetta basin of central Sicily. *Memorie della Società Geologica Italiana*, vol. 47, , p.313-324 "Tripoli" and Calcare di Base basins (Late Miocebe) of central Sicily. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 105, 337-360.

Grasso, M.& Manzoni, M.& Quintili, A., (1987) - Misure magnetiche sui Trubi della Sicilia orientale. possibili implicazioni stratigrafiche e strutturali", *Memorie della Società Geologica Italiana*, vol. 38, p.459-474.

Grasso, M., (2001) - The Apenninic-Maghrebian orogen in southern Italy, Sicily and adjacent areas. In: Finetti, I.R., Boccaletti, M., Bonini, M., Del Ben, A., Gelati, R., Papani, M., Sani, F. (Eds.), *Crustal section based on CROP seismic data across the North Tyrrhenian- Northern Apennines-Adriatic Sea*. *Tectonophysics*, 343, 135–163. *Ist. Geol. e Min. Univ. Padova*, 18: 92 pp.

Gugliotta C., (2011) -The "Camporeale wedge-top Basin" (NW Sicily; Italy) in the frame of the Late Miocene Sicilian Foreland Basin System; Inferences from the Upper Tortonian–Lower Messinian Terravecchia Formation. *Journal of Geodynamics* 51 pp. 378–397.

Harms, L. C., Sovthard, L. B., Spealung, D. R., And Walker, R. G.,(1975) - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences: *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Short Course No. 2-* p. 161.

Holt, W. E. & Stern, T. A. (1994) - Subduction, platform subsidence, and foreland thrust loading: the late Tertiary development of Taranaki basin, New Zealand. *Tectonics*, 13, 1068–1092.

- Homewood P., Allen P.A., Williams G.D (1986) - Dynamic of the Molasse Basin of western Switzerland. In: Foreland basins (eds. P.A. Allen and P.Homewood), 199-217, Special Publication International Association of Sedimentology, vol.8, Blackwell Scientific, Oxford.
- Hsu K.J. (1983) - Mountain Building Processes. Academic Press, Orlando, Florida.
- Ingersoll R.V. and Busby C.J. (1995) - Tectonics of sedimentary basins. In: Tectonics of Sedimentary Basins (eds. C.J. Busby and R.V. Ingersoll), 1-52, Blackwell Science, Oxford.
- Jenkyns H. C. (1970) - Speculation on the genesis of Crinoidal limestones in the Tethian Jurassic. *Geol Rundsch.*, 60 (2): 471-488, 9 fig., Stuttgart.
- Jordan T.E. (1981) - Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, vol, 65: 2506-2520.
- Jordan T.E., Flemings P.B., Beer J.A., 1988. Dating thrust-fault activity by use of forelandbasin strata. In: K.L. Kleinsphen, C. Paola (eds.), *New Perspectives in Basin Analysis*, 307-330. Springer-Verlag, New York.
- Leckie, D. A., and Walker, R. G., (1982) - Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval-outcrop equivalents of deep basin gas traps in western Canada: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 66, pp. 138-157.
- Leeder, M.R ., Ord, D.M. & Collier, R. (1988) - Development of alluvial fans and fan deltas in neotectonic extensional settings: implications for the interpretation of basin fills. In: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Edit by W. Nemeč and R.J. Steel) , pp. 173-185 . Blackie and Son. London.
- Lentini F. (1983) - The geology of the Mt. Etna basement. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 23, 7-25.

- Lentini F., Carbone S. & Catalano S. (1994) - Main structural domains of the central Mediterranean region and their Neogene tectonic evolution. *Boll. Geofis. Teor. ed Appl.*, Vol. XXXVI, N. 141-144.
- Lentini F., Carbone S., Catalano S., Grasso M. (1996) - Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia orientale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 145-156.
- Lentini F., Grasso M. & Carbone S. (1987) – Introduzione alla geologia della Sicilia e guida all'escursione. *Conv. Soc. Geol. It.*, Naxos-Pergusa.
- Leopold, L.B. and Wolman, M.G., (1957) – River channel patterns: braided, meandering and straight. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 282-B, pp. 39-5.
- Lickorish H., Grasso M., Butler R.W.H., Argnani A. & Maniscalco R. (1999) – Structural style and tectonic setting of the “Gela Nappe” and frontal part of the Maghrebian thrust belt in Sicily. *Tectonics*, 18: 655-668.
- Lo Cicero G., Di Stefano E., Catalano R., Sprovieri R., Agate M., Contino A., Greco G. & Mauro G., (1997) - The Ciminna Evaporitic Basin Cyclical Sedimentation And Eustatic Control In A Transpressive Tectonic Setting. In: R. Catalano (Ed.), *Time Scales And Basin Dynamics. Sicily, The Adjacent Mediterranean And Other Natural Laboratories*, 8111 Workshop Of The Task Force "Origin Of Sedimentary Basins", Palermo (Sicily), June 7-13, 1997. *London Spec. Publ.* 156, 541-561.
- Malinverno, A. & Ryan, W.B.F., (1986) Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere", *Tectonics*, vol. 5, p. 227-245
- Marchetti M. P. (1956) – The occurrence of slide and flowage materials (olistostromes) in the tertiary series of Sicily. *Intern. Geol. Congr. Mexico City Proc.*
- Marinelli O., (1922) - *Atlante dei tipi geografici desunti dai rilievi al 25000 e al 50000 dell'I.G.M.*, Firenze, I.G.M.

- Masce G. (1979) - Etude Géologique des Monts Sicani. Riv It. Paleont. Strat., mem. XVI, 430 pp., Milano
- Massari, F., Parea, G.C., 1988. Progradational gravel beach sequences in a moderate to high-energy, microtidal marine environment. *Sedimentology* 35, 881–913.
- Mcpherson J.G., Shanmugam G., Moiola R.J. (1996) - Fan-Deltas And Braid Deltas: Conceptual Problems. *A.A.G.P. Bull*, 70, 619, Tulsa.
- Mcpherson, J.G. , Shanmugam, G. & Moiola, R.J. (1987) - Fan deltas and braid deltas; varieties of coarse-grain deltas. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 99, 331-340.
- Miall, A.D., (1977) - A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.* 13, 1–62.
- Miall, A.D., (1978) - Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: Miall A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 5, pp. 597–604.
- Miall, A.D., (1985) - Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.* 22, 261–308.
- Mitrovica J.X., Beaumont C., Jarvis G.T. (1989) - Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. *Tectonics* vol.8: 1079-1094.
- Miuccio A. Frixia, A. & Bertamon M. (2000) - The Trapanese Structural Domain in the Termini Imerese Mountain area (Sicily). *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 227-234.
- Monaco C., Mazzoli S. & Tortorici L. (1996) - Active Thrust tectonics in western Sicily (southern Italy): the 1968 Belice earthquake sequence. *Terra Nova* 8, 372-381, 1996.
- Montgomery, D.R. and J.M. Buffington. (1997) - Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Bulletin of the Geological Society of America*, 109: 596-611.

- Mutti, E. (1992) - Turbidite Sandstones. San Donato Milanese, Agip-Istituto di Geologia, Università di Parma, 275.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Di Biase, D., Cavanna, G., (2003) - Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Mar. Petrol. Geol.* 20,733–755.
- Nemec, W. & Steel, R.J. (1988) - What is a fan -delta and how do we recognize it? In: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Ed. by W. Nemec & R.J. Steel), pp. 3- 13. Blackie and Son, London.
- Nemec, W. (1990) - Depositional controls on plant growth and peat accumulation in a braidplain environment: Helvetiafjellet Formation (Barremian-Aptian), Svalbard. In: *controls on the distribution and quality of cretaceous coal.* (Ed. by P.J. McCabe & J. Totman Parrish), *Spec. Publ. Geol. Soc. Am.*
- Nemec, W., Postma, G., (1993) - Quaternary alluvial fan in southwestern Crete: sedimentation process and geomorphic evolution. In: *Alluvial sedimentation*, pp. 235 – 276. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 17, 3.3.8, 3.5.1, 3.6.3, 3.6.4.
- Nigro F., Renda P. (1998) – Evoluzione geologica ed assetto strutturale della Sicilia Centro-Occidentale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 117, 1-17.
- Nigro F. & Renda P. (1999) - Evoluzione geologica ed assetto strutturale della Sicilia centro-settentrionale. -- *Boll. Soc. Geol. It.* 118: 375-388.
- Nigro F. & Renda P. (2000) - Un modello di evoluzione tettono-sedimentaria dell'avanfossa neogenica siciliana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 118, 667-686.
- Ogniben L. (1953) - “Argille Scagliose” ed “Argille Brecciate” in Sicilia. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, 75 (1): 281-289.

- Ogniben L. (1954) - Le "argille brecciate" siciliane. Con i rilievi di dettaglio di Grottacalda (Valguarnera, Enna), Passarello (Licata, Agrigento), Zubbi (S. Cataldo, Caltanissetta). Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, 18, 1-92.
- Ogniben L. (1960) - Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord - orientale. Riv. Min. Sic., 64-65: 183-212.
- Ogniben L. (1969) - Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. Mem. Soc. Geol. It., 8: 453.
- Oldow J. S., Channel J. E. T., Catalano R. & D'Argenio B. (1990) - Contemporaneous thrusting and large-scale rotations in the western Sicilian fold and thrust belt. Tectonics, 9 (4), 661-681.
- Ori, G.G., Friend, P.F., (1984) - Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheet. Geology 12, 475-478.
- Orton, G.J. (1988) - A spectrum of middle Ordovician fan deltas and braidplain deltas, North Wales: a consequence of varying fluvial clastic input. In : Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings (Ed. by W. Nemecek and R.J. Steel), pp. 23-49. Blackie and Son, London.
- Patacca E., Scandone P., Giunta G. & Liguori V. (1979) - Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (Southeastern Sicily). Geologica Romana, 18, 331-369.
- Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U. (1992) - La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco meridionale nell'Abruzzo e nel Molise. Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1991/2, CROP 11: 417-441, Camerino.
- Pedley H. M. & Grasso M., (1993) - Controls on faunal and sediment cyclicity within the plain: a geometrical analysis. Sedimentology, 27, 241-270.
- Plint, A.G., (1988) - Sharp based shoreface sequence and offshore bars in the Cardium Formation of Alberta; their relationship to relative changes in sea level. In : Wilgus,

- C.K, Hastings, B.S., Kendall, C.G.St. C., Posamentier, H.W. , Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds), Sea Level Changes-An Integrated Approach, vol 42 SEPM Special Publication, pp357-370.
- Plint, A.G., Walker, R.G., (1987) - Morphology and origin of an erosional surface cut into the Bad Heart during major sea-level change, Santonian of west-central Alberta, Canada. *J. Sedim. Petrol.*, 57.
- Plint, A.G., Nummedal, D., (2000) - The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: Hunt, D., Gawthorpe, R.L. (Eds.), *Sedimentary Response to forced regression*, vol. 172. Geol. Soc. London Spec. Publ., pp. 1–17.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P. (1999) - Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and application. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, n7, pp 210
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R. (1988) - Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework. In: Wilgus, C.K, Hastings, B.S., Kendall, C.G.St. C., Posamentier, H.W. , Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds), *Sea Level Changes-An Integrated Approach*, vol 42 SEPM Special Publication, pp125-154
- Postma G., (1990) – Depositional architecture and facies of river and fan delta: a Synthesis. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* 10. 13-27.
- Postma, G. and Roep, Th.B., (1985) - Resedimented conglomerates in the bottomset of a Gilbert-type gravel delta. *J. Sediment. Petr.*, 55, 874-885.
- Price R. A. (1973) - Large-scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies. In: *Gravity and tectonics* (eds. K. de Jong and R. Scholten), 491-502, Wiley, New York.
- Prior D.B. & Bornhold B.D.,(1988) - Submarine morphology and processes of fjord fan deltas and related high-gradient systems: modern examples from British Columbia.

In: *Fall Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Ed. by W. Nemeč and R.J. Steel), Blackie and Son, Glasgow pp. 125-143.

Prior D.B. & Bornhold B.D., (1989) - Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta. *Sedimentology* 36, 1053-1076.

Riccio A. (1999) - *Analisi geomorfologica dei conoidi alluvionali in area alpina (Trentino nord-occidentale)*, Università degli Studi di Padova, Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Tesi di Dottorato.

Roure F., Howell D.G., Muller C. & Moretti I. (1990) - Late Cenozoic subduction complex of Sicily. *Journ. of Struct. Geology*, 12 (2): 259-266.

Royden L. (1993) - The tectonic expression of slab pull at convergent plate boundaries. *Tectonics*, vol.12: 303-325.

Ruggieri, G. & Torre G., (1987) – *Geologia del lembo neautoctono di Ciminna (Palermo)*. *Il naturalista siciliano* 21 (1-2): 109-127

Rust, B.R., (1978) - Depositional model for braided alluvium. In: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial sedimentology*. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol. Calgary*, 5, 605–625.

Santantonio M. (1993). Facies associations and evolution of pelagic platform/basin systems: examples from the Italian Jurassic. *Sedimentology*, vol.40, 1039-1067.

Santantonio M. (1994). Pelagic Carbonate Platforms in the Geologic Record: Their Classification, and Sedimentary and Paleotectonic Evolution. *AAPG Bulletin*, vol. 78, n°1, 122-141.

Schmidt di Friedberg, P., (1962) - Introduction a la géologie pétrolière de la Sicilie. *Rev. Inst. Franc. du Petr.*, Paris 17 (5), 635–669.

Schmidt di Friedberg, P., (1964–1965) - Litostratigrafia petrolifera della Sicilia. *Riv. Min. Sic.*, 88–90, 91–93, 80 pp., Palermo.

- Schwab F.L., (1986) - Sedimentary "signatures" of foreland basin assemblages: real or counterfeit. In: P.A. Allen, P. Homewood (eds.), *Foreland Basins*. Int. Ass Sediment. spec. pub. 8: 395-410.
- Steidtmann J.R. and Schmitt J.G., (1988) - Provenance and dispersal of tectogenic sediments in thin-skinned, thrust terrains. In: K.L. Kleinsphen, C. Paola (eds.), *New Perspectives in Basin Analysis*, 353-366. Springer-Verlag, New York.
- Sinclair H.D. and Allen P.A. (1992) - Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. *Basin Research*, vol.4: 215-232.
- Speranza, F.& Maniscalco, R.& Grasso, M., (2003) - Pattern of orogenic rotations in central-eastern Sicily: implications for the timing of spreading in the Tyrrhenian Sea, *Journal of the Geological Society of London*, vol. 160, p.183-195
- Sprovieri R. (1977) - Distribuzione dei foraminiferi bentonici nei Trubi di Buonfornello (Palermo). *Bull. Soc. Paleont. Ital.*, 16 (I): 61-68.
- Sprovieri R. (1979) - I foraminiferi bentonici del Pliocene inferiore lungo la costa nord occidentale della Sicilia. *Nat. Sic.*, 3: 61-78.
- Staplin F. (1969) - Sedimentary organic matter, organic metamorphism and oil and gas occurrence. *Bull. Can. Petr. Geol.*, 17, 47-66.
- Swift D.J.P. (1968) – Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *J. Geol.*, 76, 444-456.
- Swift, D. J. P., Figueiredo, A. G., Jr., Freeland, G. L., And Oertel, G. F., (1983) - Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard? *Jour. Sed. Petrology*, v. 53, p. 1295-1317.
- Syvitsk I, J .P.M. & Farrow, G.E. (1983) Structures and processes in bayhead deltas: Knight and bute inlet. *British Columbia . Sedim. Geol.* 36,2 17 - 244 .

- Syvitski, J .P.M .. Smith . J.N Calabrese E.A. & Boudrea, B.P. (1938) - Basin sedimentation and the growth of prograding deltas. *J. geophys. Res.* 93 .6895- 6908.
- Torelli, L., Grasso, M., Mazzoldi, G., Peis, D. and Gori, D. (1995) - Cretaceous to Neogene structural evolution of the Lampedusa shelf (Pelagian Sea, Central Mediterranean). *Terra Nova* 7, 200-212.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H. W., Mitchum R.M. Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S. & Hardenbol J (1988) – An Overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: *Sea Level Changes – An Integrated Approach* (ed. by C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St Kendall, H.W.Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner). Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, 42, 39-45.
- Vergès J., Marzo M. & Munoz J.A. (2002) - Growth strata in foreland settings. *Sediment. Geol.* 146, 1-9.
- Vitale F.P., (1990) – Studi sulla valle del mido Belice (Sicilia centro-occidentale). L’avanfossa Plio-Pleistocenica nel quadro dell’evoluzione tettonica dell’area. Tesi di dottorato 201 pp., consorzio Università di Napoli e Palermo.
- Wezel C., (1970) – Geologia del Flysch Numidico della sicilia nord-orientale. *Mem. Soc. geol It.*, 9, 225-280.
- Wiltschko D.V., Door J.A. Jr., (1983) -Timing of deformation in overthrust belt and foreland of Idaho, Wyoming, and Utah. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 67: 1304-1322.
- Wright, L.D . & Coleman, J .M. (1973) - Variations in morphology of major river deltas as fuctions of ocean wave and river discharge regimes. *Bull. Am. Assoc. Pelrol. Geol.* 57, 370- 398.
- Wright, L.D. (1977)-Sediment Transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Bull. geol. Soc. Am.* 88,857-868.

www.geoportale.it

<http://csmres.jmu.edu/geollab/fichter/SedRx/braidedriver.html>

www.USC.com

RINGRAZIAMENTI

Alla fine di questo percorso di crescita personale e culturale desidero ringraziare quanti hanno contribuito affinché questo si realizzasse.

Ringrazio innanzitutto il mio Tutor di Dottorato, Prof. Attilio Sulli che ha messo a mia disposizione le sue competenze ed idee, consentendomi un processo di maturazione scientifica.

Ringrazio il Dott. Antonio Caruso dell'Università di Palermo, che mi ha aiutato nel riconoscimento delle specie fossili all'interno dei campioni.

Ringrazio il Prof. Raimondo Catalano il Dott. Mauro Agate, il Dott. Maurizio Gasparo Morticelli e il Prof. Giuseppe Montana, dell'Università di Palermo per i contributi scientifici profusi in questi tre anni di ricerca.

Ringrazio il Prof. Salvatore Critelli, dell'Università Della Calabria e la Prof.ssa Sveva Corrado dell'Università di Roma Tre, per aver referato la mia tesi di dottorato ed avermi suggerito utili idee per la stesura finale di questo lavoro.

Ringrazio Maurizio Greco, tecnico del laboratorio rocce, per aver preparato i lavati e le sezioni sottili utilizzati in questo lavoro di ricerca.