

APVE  
EXPLO  
1568

R. Passega

*Barnaba*

Federico Barnaba Buja (Udine)	N. 1
----------------------------------	------

SEDIMENTI DI ONDE  
E  
SEDIMENTI DI TORBIDA

1962

# SEDIMENTI DI ONDE E SEDIMENTI DI TORBIDA

---

(Conferenza tenuta all'Università di Milano  
il 9 Aprile 1962)

---

R. PASSEGA

## I - INTRODUZIONE

E' stata ricostruita la sedimentazione in bacini di varie età e di varie parti del mondo: alcuni piccoli come il Graben oligocenico del Reno; altri molto mobili come il bacino terziario della Valle Padana e quello pure terziario del Venezuela Orientale; altri grandi e stabili come i bacini paleozoici del Sahara e quelli del Midcontinent negli Stati Uniti.

Da queste ricostruzioni come dai risultati pubblicati da numerosi Autori, si sono potute dedurre alcune idee generali sul meccanismo di trasporto dei sedimenti marini e sulle caratteristiche dei sedimenti dovuti al loro trasporto.

Questa nota discute soltanto i sedimenti clastici escludendo le evaporiti e le costruzioni organogene.

## II - SEDIMENTI ATTUALI ED ANTICHI

Negli Oceani attuali si possono distinguere le seguenti principali zone di sedimentazione:

- 1) La zona litorale alla quale i sedimenti sono portati dai fiumi. Questi possono formare dei delta, in parte subaerei, in parte sottomarini. La parte più grossolana dei sedimenti, portata dai fiumi, formata dalle sabbie e dai ciottoli, è ripresa dalle correnti litorali per essere distribuita dai frangenti sulle spiagge o su banchi sottomarini costieri. Un altro agente della sedimentazione è costituito dalle correnti di marea, particolarmente forti dove vengono forzate in passaggi stretti. Queste correnti trasportano sedimenti fra il mare aperto e le baie e le lagune chiuse fra il continente e file di isole.
- 2) Al largo della zona litorale vi è la piattaforma continentale limitata per definizione dalla isobata di 200 m. Su questa piattaforma vi sono condizioni di sedimentazione particolari dovute al rapido innalzamento del livello del mare dopo lo scioglimento dei ghiacciai del Quaternario. Questo innalzamento è stato di circa 100 metri ed è avvenuto molto rapidamente per terminarsi circa 2000 anni fà. Perciò, la sedimentazione non ha avuto il tempo di adattarsi alle condizioni attuali. I sedimenti recenti della piattaforma continentale sono fini e formano un piccolo spessore. Quelli più grossolani, sabbie e ciottoli, che si trovano particolarmente sui banchi e sul margine esterno della piattaforma sono generalmente sedimenti pleistocenici rimaneggiati dalle onde di tempesta attuali.

3) Finalmente nella zona abissale la sedimentazione è soprattutto pelagica. I sedimenti sono in maggior parte argille trasportate nella parte superiore delle acque e depositate particella per particella. Queste particelle hanno un diametro che è generalmente di pochi micron e che raramente giunge a 50 micron.

Nella zona abissale si depongono anche sabbie. Queste sono trasportate da correnti di torbida. Tali correnti, che possono avere una larghezza di centinaia di chilometri e velocità di decine di chilometri all'ora, verranno discusse in un altro paragrafo. Siccome la formazione delle torbide dipende dall'apporto dei sedimenti sulla piattaforma continentale, anche la sedimentazione profonda per torbide è attualmente scarsa.

Nei sedimenti antichi non si possono generalmente riconoscere le tre zone sopraccennate. I sedimenti litorali che si formano sul bordo dei bacini sono vulnerabili all'erosione e sono raramente conservati. Perciò non formano che una piccolissima parte dei sedimenti antichi che studiamo. I mari antichi poi erano mari interni dei continenti. Non si possono in essi riconoscere piattaforma continentale e zona abissale. Perciò lo studio della genesi dei sedimenti antichi non può essere che in parte aiutato da quello dei sedimenti recenti.

I mari antichi che studiamo erano generalmente, ma non sempre, poco profondi. Le zone profonde come quelle della sedimentazione del Macigno o della Marnoso-Arenacea occupavano, nei bacini tettonicamente più mobili, aree nelle quali la forte subsidenza non era compensata dall'apporto dei sedimenti.

Nei sedimenti clastici antichi si possono distinguere tre tipi principali di sedimentazione.

Le argille, ad una certa distanza dalla costa, sono generalmente depositate particella per particella da sedimentazione pelagica. Esse possono essere depositate tanto nelle zone profonde che in quelle poco profonde. La presenza di argilla da sola non fornisce dunque alcuna indicazione sulla batimetria.

Nelle zone di meno di 100 metri di profondità, l'agente principale di trasporto e deposizione delle sabbie è costituito dalle onde le quali sole possono formare le estese coltri sabbiose che in certi bacini, come quelli sahariani, dovevano essere depositate a centinaia di chilometri dalle coste.

Nelle zone profonde invece l'unico agente di trasporto delle sabbie erano le correnti di torbida che formavano i depositi sabbiosi delle spesse serie di alternanze, come il Flysch della Marnoso-Arenacea.

### III - TRASPORTO PER ONDE

Le onde più grosse, possono agire sul fondo del mare fino ad una profondità di circa 100 metri. Esse danno ai sedimenti sabbiosi un movimento alternato che può disperderli sopra una superficie molto estesa del fondo marino. La massima turbolenza di tale movimento di fondo dipende dalla profondità del mare e può perciò essere presa come indice di questa profondità.

In due articoli (1957 e 1960) lo scrivente discusse la rappresentazione della granulometria di un deposito sedimentario clastico su di un diagramma CM. I campioni di tutti i sedi

menti del deposito, dai più fini ai più grossolani, vengono rappresentati da due parametri: C, un valore approssimato del granulo massimo del campione e M, il granulo mediano. I vari punti del diagramma CM formano una figura (vedi fig. 1) caratteristica del modo di deposizione. I vari segmenti della figura CM corrispondono a vari meccanismi di trasporto. Particolarmente è da ritenersi che i sedimenti del segmento QRS sono trasportati solamente in sospensione e che il valore  $C_s$  di C corrispondente al punto Q è il granulo massimo trasportato in sospensione quando non vi è rotolamento, e che il segmento QPON rappresenta sedimenti trasportati in parte in sospensione, in parte per rotolamento con percentuale di sedimenti rotolati, crescente da Q a N.

Il valore di  $C_s$ , che dipende dalla turbolenza massima delle onde sul fondo, è stato utilizzato come indice della batimetria ed ha servito alla costruzione di carte paleobatimetriche (Passega 1960). Questo è facilitato dal fatto che in ogni punto del bacino la profondità sembra mantenersi costante durante lunghi periodi.

Recentemente sono stati introdotti due parametri nuovi per caratterizzare un deposito sedimentario clastico.

Mm è il mediano della figura CM che corrisponde alla verticale che limita la figura CM a destra. Mm dà un'indicazione della grossolanità del deposito e permette lo studio delle variazioni della tessitura del bacino.

Im è l'indice di classazione massima. Misura la distanza del segmento QR della figura CM dalla linea C=M. Questo indice, a differenza dei vari indici di classazione di singoli campioni, permette la comparazione della classazione di vari depositi sedimentari.

Uno studio dei sedimenti del fiume Adige, da Bolzano alla foce, ha mostrato che i sedimenti più facili da trasportare sono quelli di diametro inferiore al  $C_s$  trasportati in sospensione,

cioè generalmente sabbie medie, sabbie fini e silts. Per ordine di facilità di trasporto vengono poi i sedimenti trasportati per rotolamento che hanno un diametro superiore ai 2 mm. (ghiaie e ciottoli). I sedimenti più difficili da trasportare sono quelli intermedi che avendo un diametro superiore al Cs non possono essere trasportati per sospensione e che sono più difficili da rotolare dei sedimenti più grossolani. I sedimenti di trasporto più difficile sono quindi le sabbie grossolane e molto grossolane.

Queste nozioni permettono di capire i risultati ottenuti dallo studio dei vari bacini.

I sedimenti sabbiosi sono depositati dalle onde secondo un profilo di equilibrio. Le pendenze minime di questi profili sono di circa 0,20 per 1000.

Se i sedimenti resistenti all'erosione, come sedimenti consolidati più antichi, od argille sono situati al disopra del profilo di equilibrio essi non vengono ricoperti da sabbia la quale forma degli innesti sul fianco di queste zone di alto. Questo spiega come a volte si trovino zone argillose vicino alle coste con i sedimenti sabbiosi situati più al largo. Questi innesti (pinch-out) sono generalmente considerati come antiche linee di costa, mentre in realtà possono essere stati formati a considerevoli distanze dalla costa ed a profondità fino a 100 metri.

A più di 100 metri di profondità le onde non possono trasportare sabbie e, se le condizioni non sono favorevoli alla formazione delle torbide, si depone soltanto argilla.

Perciò, come è stato detto, le argille non sono indicazioni di batimetria. Le sabbie possono formare fasce situate fra due zone argillose l'una più e l'altra meno profonda.

Studi molto recenti delle variazioni laterali dei due parametri Mm e Im hanno dato indicazioni sulla direzione di trasporto dei sedimenti sabbiosi per mezzo delle onde.

Il valore di Cs varia con la batimetria. Perciò ogni isobata forma una barriera al trasporto per sospensione di sedimenti più grossolani del Cs corrispondente a questa isobata. Questi sedimenti si a r r e s t a n o alla isobata perchè sono più difficili a trasportarsi per rotolamento che sedimenti più grossolani e perciò non possono essere trasportati che parallelamente alle isobate. Sembra dunque che vi siano due direzioni principali di trasporto:

- 1) una, quella dei sedimenti più fini, trasportati soprattutto in sospensione, che seguono la direzione di massima pendenza. Il mediano massimo diminuisce e l'indice di classamento sembra diminuire (cioè il classamento migliora) con l'aumento della profondità del mare. Sembra probabile che la gravità sia la causa principale del movimento verso la parte più profonda del bacino.

Vi è una certa similarità fra questo trasporto per gravità, agente su una sospensione con poco rotolamento, ed il trasporto per torbide. La differenza è nella pendenza e nella disponibilità di sedimenti che permette alla sospensione delle torbide di acquistare forte velocità, mentre quelle normali dei sedimenti di onde, poco dense, si spostano lentamente. Se però la pendenza e l'apporto sono sufficienti le sospensioni di onde si possono trasformare in torbide.

- 2) L'altra direzione è quella delle isobate, cioè delle zone di uguale turbolenza massima ed è seguita dai sedimenti difficili da trasportare verso il basso. Le poche indicazioni che si hanno sembrano indicare che le variazioni di Mm e di Im in questa seconda direzione sono molto minori che in quella trasversale alle isobate.

Se lungo zone di flesso strutturale le pendenze sono forti, molte classi non possono essere trasportate verso il bas

so e formano terrazze sottomarine. Queste terrazze a volte hanno forma di strisce porose limitate da argille e possono costituire buone trappole per il petrolio.

Alle due direzioni di trasporto possono dunque corrispondere forme diverse dei depositi le quali possono anche coesistere nella stessa zona. Per esempio nella zona del campo di San Roque, Venezuela, vi sono terrazzi sottomarini probabilmente paralleli alle isobate con canali trasversali erosi da torbide.

Dunque le caratteristiche dei sedimenti di onda sono intimamente legate alla batimetria e alla topografia sottomarina. Queste a loro volta sono legate alla struttura del bacino e possono rimanere costanti per lunghi periodi. I cambiamenti laterali di facies di intere serie dipendono così generalmente dalla struttura. Un esempio è quello del Makran, nel SE della Persia, dove serie di varie migliaia di metri di strati sabbiosi diventano lateralmente argillosi nello spazio di due chilometri.

#### IV - TRASPORTO PER TORBIDE

Le torbide sono formate da sospensioni di sedimenti più pesanti dell'acqua limpida circostante che, come un liquido pesante, slittano sul fondo del mare verso la parte più profonda del bacino. La velocità della torbida può essere molto elevata. Perciò i sedimenti non possono essere rotolati dalle torbide che per una breve distanza perchè, essendo più lenti di queste, vengono lasciati indietro. La figura CM, caratteristica dei sedimenti di torbida, è parallela alla linea C=M (vedi figura 2). Questa è simile al segmento QR della figura dei sedimenti di onde (fig. 1). Come il segmento QR corrisponde al trasporto dei sedimenti in sospensione gradata di fondo cioè tale che tanto il granulo massimo che la concentrazione diminuisco-

no verso l'alto.

Con il rilevamento delle impronte di correnti della Mar  
noso-Arenacea, Ten Haaf ha mostrato che le correnti di torbida  
che hanno depositato questa formazione provenivano da NW e scor  
revano in direzione SE parallelamente all'asse del trogolo.

Uno studio fatto dai geologi dell'AGIP Mineraria della  
zona di partenza di queste torbide ha portato alle conclusioni  
seguenti (Passega 1962).

Le torbide venivano formate in una zona a monte del tro  
golo, erano molto spesse (varie decine di metri) e riempivano  
probabilmente tutta la larghezza del trogolo. Questo aveva una  
pendenza inferiore ad 1°.

Data l'assenza di slittamenti sottomarini e il fatto che  
nella zona di partenza i sedimenti di torbida si alternano con  
sedimenti di onde, si è pensato al meccanismo seguente per la  
formazione delle torbide.

Una vasta zona con pendenza inferiore a un grado era ab  
bondantemente rifornita di sedimenti dalle onde. A valle di  
questa zona un trogolo di grande subsidenza non poteva essere  
riempito dalle onde e perciò aveva una considerevole profondi  
tà. Durante tempeste particolarmente forti, i sedimenti di onde  
venivano sollevati in sospensioni di qualche metro di spessore  
che, per il loro peso specifico, slittavano lungo la pendenza e  
acquistavano velocità. La sospensione, nella parte più alta del  
pendio, trovandosi in una zona di maggior turbolenza, è più den  
sa e tende perciò a slittare più rapidamente della sospensione  
della parte più bassa ed a scivolare come un cuneo sotto questa  
ultima, sollevandola. La torbida cioè si gonfia ed acquista spes  
sore allo stesso tempo che velocità.

Non tutte le torbide sono formate allo stesso modo.  
Stanley (1961) descrive le torbiditi che si sono formate nelle  
Alpi nella zona del monte Ventoux, i "Grès d'Annot". Questo ba

cino non era allungato come quello della Marnoso-Arenacea. Torbide si formavano da vari lati e depositi di torbida si trovano assieme a slittamenti sottomarini. Queste torbide formano spesso depositi molto lenticolari. Esse potrebbero originarsi almeno in parte come slittamenti sottomarini.

Non è però chiaro se gli slittamenti diano origine alle torbide o se slittamenti e torbide siano associati perchè le condizioni sono favorevoli ad ambedue i fenomeni.

#### V - COMPARAZIONE DELLE CARATTERISTICHE DEI SEDIMENTI DI ONDA E DI TORBIDA

Ai diversi modi di trasporto corrispondono caratteristici che diverse dei sedimenti di onde e di torbida.

Il rotolamento è caratteristico del trasporto per onde benchè una torbida possa rotolare ciottoli vicino al suo punto di partenza e varie torbide successive possano anche trasportarli a considerevole distanza. Se vi sono ciottoli in sedimenti di torbida, questi dovrebbero trovarsi soltanto alla base di uno strato gradato. Una volta seppelliti dai sedimenti più grossolani della sospensione, i sedimenti successivi del banco gradato dovrebbero essere unicamente trasportati in sospensione. Nei sedimenti di onde, ciottoli possono essere distribuiti in modo irregolare in mezzo alle sabbie.

I diagrammi CM dei due tipi di sedimenti sono diversi. Però vicino alla zona di partenza delle torbiditi dove queste possono rotolare sedimenti e dove sedimenti di torbida e di onda si alternano, si ottengono diagrammi misti che possono essere di difficile interpretazione. Il diagramma CM però è generalmente un buon criterio distintivo.

Le grandi correnti di torbida formano generalmente strata

ti di spessore molto costante che si alternano con strati di argilla e cioè le alternanze tipiche del Flysch. Anche alle onde, in acque di una certa profondità, è possibile formare depositi di spessore abbastanza costante. Però in depositi di onde poco profonde la lenticolarità degli strati è forte. Piccole torbide possono formare depositi lenticolari.

I canali possono essere erosi tanto da torbide che da onde però sono più frequenti nei depositi di onde. I canali hanno generalmente come direzione quella della pendenza del fondo marino. I bordi dei canali di erosione possono franare mentre i sedimenti si depongono nel canale sotto forma di frammenti angolosi di argilla.

I sedimenti verticalmente gradati indicano deposizione di sedimenti trasportati in sospensione da una corrente che rallenta. Sedimenti rotolati, a meno che siano più grossolani di 5 mm., non formano depositi gradati. Banchi gradati sono caratteristica delle torbide ma si trovano spesso anche in depositi di onde particolarmente se questi hanno poco materiale rotolato.

Le stratificazioni incrociate indicano generalmente trasporto in sospensione con poco rotolamento per azione di correnti con velocità modeste. Tali stratificazioni nei depositi di torbida, si trovano soltanto nelle sabbie molto fini e nei silt trasportati dalla sua parte finale, meno densa. Nei depositi di onda, invece, sono frequenti anche in sabbie medie. In certe formazioni depositate dalle onde quasi tutte le stratificazioni sono incrociate.

Le impronte di corrente (flute-casts o flow-marks) sono caratteristiche delle torbide e indicano correnti con forte velocità. Esse si trovano a volte anche in depositi di onde ed indicano probabilmente il passaggio di torbide.

Le stratificazioni "convolute" e le "load-casts" sono caratteristiche di depositi di torbide ma si trovano a volte anche in depositi di onde.

I "ripple-marks" sono frequenti nei depositi di onde; nei depositi di torbida sono rari e limitati alla parte superiore dei banchi gradati.

Le stratificazioni contorte ed altre strutture dovute a slittamenti sottomarini sono frequenti quando una sospensione si deposita rapidamente sopra delle argille idroplastiche. Esse sono più frequenti nei depositi di torbide che in quelli di onde, ma si trovano anche in questi ultimi. Questi slittamenti non indicano necessariamente una forte pendenza del fondo marino perchè probabilmente possono prodursi anche se la pendenza è inferiore ad un grado.

Gli strati di sabbia massiccia molto spessi sembrano piuttosto indicare sedimentazione per onda.

I depositi di torbida sono generalmente meno bene classificati che i depositi di onde trasportati in sospensione (Im maggiore). Ciò è probabilmente dovuto alla necessaria prevalenza di sedimenti fini e particolarmente di silt, per la formazione della torbida.

I sedimenti di torbida non si possono distinguere da quelli delle onde usando solamente pochi criteri, come la presenza di sedimenti gradati. E' necessario tener presente lo sfondo paleogeografico e tettonico del bacino. In alcuni casi la distinzione può essere difficile giacchè è possibile che torbide locali si formino anche in zona di piattaforma dove la sedimentazione è prevalentemente per onda. Così nel Paleozoico dei bacini cratonici degli Stati Uniti sono frequenti flow-marks, stratificazioni convolute e slittamenti sottomarini.

VI - C O N C L U S I O N E

In conclusione si può ricordare che la stratigrafia serve di base a tutte le scienze geologiche e che ad ogni passo lo stratigrafo è condotto a fare considerazioni di sedimentologia. Egli deve decidere se un ambiente è litorale, neritico, abissale, se variazioni litologiche si possono o meno spiegare con variazioni di facies. Sfortunatamente lo stratigrafo è spesso insufficientemente attrezzato per fare queste considerazioni.

E' dunque facile ammettere che nozioni precise sulla genesi dei sedimenti e più particolarmente, sul loro modo di trasporto, sulla paleobatimetria, sulla relazione fra modo di deposizione, topografia sottomarina e struttura possano portare un aiuto considerevole alla stratigrafia e così a tutte le scienze geologiche.

Questo aiuto sarà particolarmente utile per la valutazione delle caratteristiche economiche dei sedimenti le quali sono intimamente legate alla loro genesi.

---

BIBLIOGRAFIA CITATA

- R. PASSEGA - "Texture as characteristic of clastic deposition".  
AAPG. Bull. pp. 1952-1984, Sept. 1957.
- R. PASSEGA - "Sédimentologie et recherche de pétrole"  
Revue de l'Institut Français du Pétrole,  
vol. XV n° 12, pp. 1731-1740, décembre 1960.
- R. PASSEGA - "Problem of comparing ancient with recent  
sedimentary deposit".  
AAPG. Bull. pp. 114-124, January 1962.
- D.J.STANLEY - "Etudes sédimentologiques des grès d'Annot et  
de leurs équivalents latéraux".  
Thèse présentée à la Faculté de Sciences de  
l'Université de Grenoble, Juin 1961.
- E. TEN HAAF - "Graded beds of the Northern Apennines".  
Thesis of Groningen Univ., 1959.
-

