

Maurice E. Tucker

GEOLOGIA DEL SEDIMENTARIO

Rocce, strutture sedimentarie, ambienti deposizionali

Traduzione a cura di
Dario Tosoni



Dario Flaccovio Editore

Maurice E. Tucker
GEOLOGIA DEL SEDIMENTARIO
ISBN 978-88-579-0041-4

Per l'edizione originale
Sedimentary Petrology
© 1981, 1991, 2001 by Blackwell Science Ltd
a Blackwell Publishing Company

Per l'edizione italiana
© 2010 Dario Flaccovio Editore s.r.l. – tel. 0916700686 – fax 091525738
www.darioflaccovio.it info@darioflaccovio.it
Traduzione: Dario Tosoni

Prima edizione: ottobre 2010

All Rights Reserved. Authorised translation from the English Language edition, published by Blackwell Publishing Limited. Responsibility for the accuracy of the translation rests solely with Dario Flaccovio Editore s.r.l. and is not the responsibility of Blackwell Publishing Limited. No part of this book may be reproduced in any form without the written permission of the original copyright holder, Blackwell Publishing Limited.

Tutti i diritti riservati. Traduzione autorizzata dall'edizione in lingua inglese, pubblicata da Blackwell Publishing Limited. La responsabilità dell'accuratezza della traduzione è di esclusiva pertinenza di Dario Flaccovio Editore s.r.l. e non è in alcun modo imputabile a Blackwell Publishing Limited. Nessuna parte di questo libro può essere riprodotta in alcuna forma né memorizzata tramite alcun mezzo, senza il permesso scritto del proprietario originario dei diritti, Blackwell Publishing Limited.

Un particolare ringraziamento a Maurizio Gorla per il suo prezioso contributo.

Nomi e marchi citati sono generalmente depositati o registrati dalle rispettive case produttrici.

L'editore dichiara la propria disponibilità ad adempiere agli obblighi di legge nei confronti degli aventi diritto sulle opere riprodotte.

La fotocopiatura dei libri è un reato.

Le fotocopie per uso personale del lettore possono essere effettuate nei limiti del 15% di ciascun volume/fascicolo di periodico dietro pagamento alla SIAE del compenso previsto dall'art. 68, commi 4 e 5, della Legge 22 aprile 1941 n. 633. Le riproduzioni effettuate per finalità di carattere professionale, economico o commerciale o comunque per uso diverso da quello personale possono essere effettuate solo a seguito di specifica autorizzazione rilasciata dagli aventi diritto/dall'editore.

INDICE

<i>Premessa all'edizione italiana</i>	»	XI
<i>Prefazione alla terza edizione</i>	»	XIII
<i>Prefazione alla seconda edizione</i>	»	XIV
<i>Prefazione alla prima edizione</i>	»	XV
1. CONCETTI BASE E METODOLOGIA		
1.1. Generalità.....	»	1
1.2. Concetti base	»	1
1.2.1. Classificazione delle rocce sedimentarie	»	1
1.2.2. Ambienti sedimentari e <i>facies</i>	»	3
1.2.3. Diagenesi	»	8
1.3. Metodologia.....	»	9
1.3.1. Sul terreno	»	9
1.3.2. In laboratorio	»	11
1.3.3. In biblioteca: letture di sedimentologia	»	13
2. SEDIMENTI SILICOCLASTICI I: ARENARIE, CONGLOMERATI E BRECCE		
2.1. Generalità.....	»	15
2.2. Tessitura del sedimento	»	17
2.2.1. Dimensione dei granuli e parametri granulometrici	»	17
2.2.2. Morfologia dei granuli	»	23
2.2.3. Tessitura della superficie dei granuli	»	24
2.2.4. <i>Fabric</i> dei granuli.....	»	25
2.2.5. Maturità tessiturale	»	27
2.3. Strutture sedimentarie	»	27
2.3.1. Strutture sedimentarie erosionali	»	28
2.3.2. Strutture sedimentarie deposizionali	»	30
2.3.3. Strutture sedimentarie post-deposizionali	»	48
2.3.4. Strutture sedimentarie biogeniche	»	51
2.4. Lo studio delle Paleocorrenti.....	»	55
2.5. Componenti detritici dei sedimenti silicoclastici	»	57
2.5.1. Frammenti litici	»	58
2.5.2. Quarzo	»	60
2.5.3. Feldspati	»	61
2.5.4. Miche e minerali delle argille	»	62
2.5.5. Minerali pesanti	»	63

2.5.6. Altri componenti detritici	» 65
2.5.7. Maturità compositiva	» 65
2.6. Classificazione dei sedimenti silicoclastici	» 65
2.6.1. Classificazione delle arenarie.....	» 65
2.6.2. Classificazione dei conglomerati e delle brecce	» 68
2.7. Petrografia e origine dei principali tipi di arenaria	» 69
2.7.1. Quarzo-arenite	» 69
2.7.2. Arcose.....	» 69
2.7.3. Litareniti	» 70
2.7.4. Grovacche.....	» 71
2.8. Composizione delle arenarie, provenienza e contesto tettonico	» 72
2.9. Diagenesi delle arenarie	» 75
2.9.1. Compattazione e dissoluzione per pressione	» 76
2.9.2. Cementazione silicea	» 77
2.9.3. Cementazione carbonatica	» 77
2.9.4. Autigenesi del feldspato.....	» 78
2.9.5. Autigenesi dei minerali argillosi e della zeolite.....	» 79
2.9.6. Cementazione ematitica e pigmentazione: le <i>red bed</i>	» 81
2.9.7. Ambienti diagenetici e sequenze	» 82
2.10. Porosità e permeabilità	» 85
2.11. Ambienti deposizionali delle arenarie e dei sedimenti clastici più grossolani	» 88
2.11.1. Ambienti fluviali e <i>facies</i>	» 88
2.11.2. Ambienti desertici e <i>facies</i> sabbiose	» 95
2.11.3. Ambienti lacustri e <i>facies</i> sabbiose	» 97
2.11.4. Ambienti deltizi e <i>facies</i>	» 97
2.11.5. Ambienti costieri marini e relative <i>facies</i>	» 103
2.11.6. Piattaforme di mare poco profondo, mari epicontinentali e relative <i>facies</i>	» 109
2.11.7. Margini continentali e bacini di acqua profonda	» 113
2.11.8. Ambienti deposizionali glaciali	» 119
2.11.9. Sequenze di <i>facies</i> e controlli	» 122
2.12. Letture di approfondimento.....	» 126
3. SEDIMENTI SILICOCLASTICI II: PELITI	
3.1. Introduzione.....	» 127
3.2. Tessiture e strutture delle peliti	» 128
3.2.1. Noduli e concrezioni	» 131
3.3. Il colore delle peliti	» 132
3.4. Costituenti minerali delle peliti	» 133
3.4.1. I minerali delle argille	» 133
3.4.2. Quarzo	» 136

3.4.3. Altri costituenti.....	» 136
3.5. Formazione e distribuzione dei minerali argillosi nei sedimenti attuali	» 136
3.6. Diagenesi dei minerali argillosi e delle rocce pelitiche	» 139
3.7. Gli ambienti deposizionali delle peliti	» 141
3.7.1. Peliti residuali e suoli.....	» 141
3.7.2. Peliti di origine detritica.....	» 142
3.7.3. Peliti di origine vulcanoclastica	» 149
3.8. Letture di approfondimento.....	» 149
4. CALCARI	
4.1. Introduzione.....	» 151
4.2. Mineralogia dei sedimenti carbonatici	» 155
4.3. Componenti dei calcari	» 156
4.3.1. Granuli non scheletrici	» 156
4.3.2. Componenti scheletrici (escluso le alghe)	» 161
4.3.3. Il ruolo delle alghe e degli organismi microbici nei calcari	» 167
4.3.4. Fango carbonatico e micrite	» 189
4.4. Classificazione dei calcari	» 191
4.5. Granulometria e tessitura dei calcari.....	» 193
4.6. Strutture sedimentarie dei calcari	» 194
4.6.1. Piani di stratificazione, <i>hardground</i> , <i>tepee</i> e superfici paleocarsiche	» 194
4.6.2. Strutture da corrente e da onda	» 197
4.6.3. Strutture di cavità.....	» 198
4.7. Diagenesi dei carbonati	» 200
4.7.1. Diagenesi marina	» 201
4.7.2. Diagenesi meteorica	» 208
4.7.3. Calcite spatica	» 210
4.7.4. Neomorfismo	» 212
4.7.5. Compattazione	» 213
4.8. Dolomitizzazione, dedolomitizzazione e silicizzazione	» 214
4.8.1. Dolomie	» 214
4.8.2. Origine delle dolomie e modelli di dolomitizzazione	» 218
4.8.3. Dedolomitizzazione	» 221
4.8.4. Silicizzazione	» 222
4.9. Porosità nei sedimenti carbonatici.....	» 222
4.10. Ambienti e <i>facies</i> deposizionali dei carbonati	» 223
4.10.1. Sedimenti carbonatici non-marini	» 223
4.10.2. Carbonati marini e piattaforme carbonatiche.....	» 226
4.10.3. Carbonati intertidali-sopratidali	» 228
4.10.4. Calcari di laguna	» 228

4.10.5. Corpi sabbiosi carbonatici di ambiente intertidale-subtidale.....	» 229
4.10.6. Costruzione di scogliere carbonatiche	» 231
4.10.7. Calcari pelagici.....	» 234
4.10.8. Carbonati risedimentati di acqua profonda	» 236
4.10.9. Sequenze carbonatiche	» 238
4.11. Letture di approfondimento	» 240
5. EVAPORITI	
5.1. Introduzione.....	» 241
5.1.1. Primi studi di carattere geochimico	» 243
5.1.2. Depositi evaporitici e ambienti deposizionali	» 243
5.2. Gesso e anidrite	» 246
5.2.1. Solfati di sabkha e anidrite nodulare	» 246
5.2.2. Gesso <i>bottom-growth</i>	» 249
5.2.3. Gesso-anidrite laminato	» 249
5.2.4. Gesso-anidrite risedimentato	» 250
5.2.5. Gesso secondario e fibroso	» 250
5.2.6. Anidrite di seppellimento.....	» 251
5.3. Halite	» 251
5.4. Altri minerali evaporitici e loro distribuzione.....	» 255
5.4.1. Sali di potassio e magnesio	» 255
5.4.2. Evaporiti lacustri	» 256
5.5. Dissoluzione e sostituzione dell'evaporiti.....	» 256
5.6. Sequenze evaporitiche e discussione.....	» 257
5.7. Letture di approfondimento	» 261
6. IRONSTONE	
6.1. Introduzione.....	» 263
6.2. Fonte e trasporto del ferro	» 263
6.3. La formazione dei principali minerali ferriferi	» 265
6.4. Distribuzione e petrografia dei minerali ferriferi	» 267
6.4.1. Ossidi di ferro.....	» 267
6.4.2. Carbonati di ferro	» 268
6.4.3. Solfuri di ferro	» 269
6.4.4. Silicati di ferro	» 270
6.5. Formazioni ferrifere precambriane e <i>ironstone</i> fanerozoiche.....	» 271
6.5.1. Formazioni ferrifere precambriane	» 271
6.5.2. <i>Ironstone</i> fanerozoiche.....	» 274
6.6. Bog iron ore.....	» 276
6.7. Noduli a Fe e Mn, croste e sedimenti metalliferi	» 276
6.8. Letture di approfondimento	» 277

7. DEPOSITI SEDIMENTARI FOSFATICI	
7.1. Introduzione	» 279
7.2. Mineralogia	» 279
7.3. Fosforiti nodulari e stratificate	» 280
7.3.1. Distribuzione delle fosforiti recenti	» 280
7.3.2. Origine delle fosforiti marine.....	» 281
7.3.3. Sequenze fosforitiche antiche	» 282
7.4. Fosforiti bioclastiche e conglomerati fosforitici	» 284
7.5. Guano e fosforiti depositate nelle isole oceaniche	» 284
7.6. Letture di approfondimento	» 285
8. CARBONE, SCISTI BITUMINOSI E PETROLIO	
8.1. Introduzione	» 287
8.2. Depositi organici attuali.....	» 287
8.3. Depositi organici antichi	» 288
8.4. Tipologie di carbone	» 289
8.4.1. Carboni humici.....	» 290
8.4.2. Carboni sapropelitici	» 291
8.5. Petrologia del carbone	» 291
8.5.1. Costituenti organici	» 291
8.5.2. Costituenti inorganici	» 293
8.5.3. <i>Coal ball</i>	» 294
8.6. Formazione e tenore del carbone	» 294
8.6.1. Considerazioni di tipo chimico	» 294
8.6.2. Tenore, profondità e temperatura	» 294
8.7. Distribuzione del carbone	» 295
8.8. Scisti bituminosi	» 297
8.9. La formazione del kerogene	» 298
8.10. Petrolio.....	» 299
8.10.1. Composizione e distribuzione	» 299
8.10.2. La formazione del petrolio.....	» 301
8.11. Letture di approfondimento	» 303
9. SELCI E SEDIMENTI SILICEI	
9.1. Introduzione	» 305
9.2. Petrologia della selce.....	» 306
9.3. Selci stratiformi	» 308
9.3.1. Fanghi silicei e selci stratiformi	» 308
9.3.2. L'origine della selce	» 311
9.4. Selci nodulari.....	» 313

9.5. Sedimenti silicei e selci di origine non marina	» 315
9.6. Letture di approfondimento	» 316
10. SEDIMENTI VULCANOCLASTICI	
10.1. Introduzione	» 317
10.2. Depositi autoclastici	» 319
10.3. Depositi piroclastici di ricaduta	» 320
10.4. Depositi piroclastici di flusso e di <i>surge</i>	» 322
10.4.1. Ignimbriti	» 322
10.4.2. Depositi piroclastici di <i>surge</i>	» 324
10.4.3. Depositi di <i>lahar</i>	» 325
10.5. Idroclastiti: ialoclastiti e ialotufi	» 325
10.6. Depositi vulcanogenici epiclastici	» 327
10.7. Diagenesi dei sedimenti vulcanoclastici	» 327
10.8. Letture di approfondimento	» 328
Bibliografia	» 329
Bibliografia dell'edizione italiana	» 347
Indice analitico	» 349

Premessa all'edizione italiana

Il testo di M.E. Tucker, *Sedimentary petrology – An introduction to origin of sedimentary rocks*, qui tradotto con *Geologia del sedimentario* con lo specifico intento di raccogliere l'attenzione non solo dei geologi ma anche di tutti gli altri soggetti che si occupano di territorio, nonché dei semplici appassionati, rappresenta da più di 20 anni il manuale di riferimento sull'argomento in molte università anglofone.

La terza edizione, che qui viene proposta, è arricchita da un prezioso atlante a colori che, attraverso le immagini, illustra le caratteristiche più importanti delle rocce sedimentarie viste in sezione sottile.

Per quanto riguarda la struttura, dopo una breve introduzione l'argomento viene sviluppato partendo proprio dal *soggetto protagonista* del libro, cioè le rocce sedimentarie. Sono dedicati interi capitoli alle rocce silicoclastiche o terrigene (conglomerati, arenarie, peliti), ai calcari e alle evaporiti, proseguendo poi con le *ironstone*, le rocce fosfatiche e i carboni.

Il testo si conclude con la trattazione delle selci e delle rocce vulcanoclastiche.

In ogni capitolo si offre *in primis* la descrizione macroscopica delle rocce, della tessitura, delle strutture sedimentarie ad esse associate, nella seconda parte del capitolo si affrontano gli aspetti più petrologici riguardanti la mineralogia e la diagenesi. Segue la parte finale dedicata agli ambienti deposizionali.

Il testo di Tucker è stato arricchito da note e integrazioni utili al pubblico italiano (per fare qualche esempio le carnioli, i cicli sedimentari, i giacimenti di carbone in Italia, ecc.).

Laddove è stato possibile e nei limiti delle conoscenze del curatore, sono stati forniti alcuni esempi di unità stratigrafiche italiane (*Formazione a Bellerophon, Rosso Ammonitico*, ecc.) particolarmente rappresentative dei vari litotipi trattati.

Si ritiene necessario chiarire in che modo si è operato per quanto riguarda la terminologia tecnica:

- se esiste il corrispondente termine in italiano ed esso è utilizzato correntemente, è stata data la traduzione del vocabolo senza citare il termine originale¹;
- il più delle volte sono in uso sia il termine in italiano che quello in inglese: in tal caso sono stati citati entrambi. Questa scelta, anche a costo di appesantire un po' la lettura, è stata dettata dallo scopo di fornire un riferimento terminologico tra le due lingue che aiuti il lettore in caso voglia approfondire l'argomento consultando articoli specialistici che, di norma, sono in inglese;
- può capitare che esista il termine in italiano e il suo omologo inglese e che entrambi siano usati: per primo viene riportato il termine di uso più frequente²;
- alcuni termini, infine, sono intraducibili in italiano³.

In corsivo sono riportate anche le denominazioni delle unità stratigrafiche non italiane. Ad esempio *New Red Sandstone* o la *Monterey Formation*.

Al termine di questo lungo e faticoso lavoro desidero esprimere il mio più sincero ringraziamento a quanti hanno contribuito, a diverso titolo e in diverso grado, alla buona riuscita dell'opera. Tra questi vorrei ricordare S. Ferrando, F. Gianotti, C. Marro, G. Rigatti, C. Venturini.

Un ringraziamento particolare va infine a Michela Dini che ha riletto più volte la traduzione iniziale, fornendomi un aiuto determinante nella resa in buon italiano del testo inglese.

Settembre 2010

Dario Tosoni

¹ Ad esempio: superfici paleocarsiche → *palaekarstic surface*.

² Ad esempio stratificazione incrociata rovesciata → *overturned cross bedding* oppure *dish and pillar structure* → struttura a piatto e camini di fuoriuscita d'acqua.

³ Ad esempio *sandwave, grainstone*, ecc.

Prefazione alla terza edizione

È finalmente arrivato il momento per una nuova edizione di questo libro.

Nei dieci anni trascorsi dalla seconda edizione, è stata pubblicata un'enorme quantità di materiale scientifico sui sedimenti. Il testo è stato pertanto modificato e sono stati aggiunti i riferimenti bibliografici più recenti. Molti articoli basilari degli anni '70 e '80 citati nell'ultima edizione sono stati tolti e sostituiti con altri articoli degli anni '90 e 2000; gli studenti dovrebbero essere in grado di trovarne i riferimenti nella letteratura attuale. Negli ultimi dieci anni, la ricerca sulle rocce sedimentarie ha insistito molto nel campo della stratigrafia sequenziale, riconoscendo le superfici-chiave, i cicli sedimentari, la disposizione spaziale delle singole parasequenze e collegando gli ambienti deposizionali, le *facies* e i processi diagenetici alle variazioni relative del livello del mare. Per comprendere tutto questo è essenziale avere un'adeguata conoscenza di molti aspetti delle rocce sedimentarie (composizione, tessiture, strutture, origini, ecc.).

Il libro ha proprio l'obiettivo di fornire agli studenti tutte queste conoscenze di base.

Anche se nel corso dei prossimi dieci anni l'approccio della stratigrafia sequenziale può passare di moda ed essere sostituito da altre teorie unificanti, sarà sempre fondamentale conoscere come si descrive e si interpreta un sedimento.

Per aiutare chi compie studi di taglio petrografico, in questa edizione sono state inserite 74 foto a colori di rocce sedimentarie in sezione sottile e alcune tabelle per guidare il lettore nella descrizione e interpretazione delle arenarie e dei calcari.

L'autore trae grande diletto dallo studio delle rocce sedimentarie, nel vederle sul terreno, nell'osservarle al microscopio ma soprattutto nel cercare di comprenderne l'origine.

Si spera che anche il lettore possa farsi prendere dall'entusiasmo per i sedimenti e le storie che possono raccontare e che si diventerà nello studiare queste rocce affascinanti.

Un sincero ringraziamento va a Alison Jones, Rob Raiswell e Stuart Jones per aver letto alcune parti del testo ed anche agli insegnanti che hanno usato il libro nei loro corsi per le loro critiche e suggerimenti di cui si è tenuto conto in questa edizione.

Come sempre, grazie a Vivienne per la sua infinita pazienza e comprensione e per il continuo sostegno che ha saputo darmi.

Maurice Tucker
Durham
Febbraio 2001

Prefazione alla seconda edizione

Nei dieci anni che sono passati dalla prima edizione ci sono stati progressi nella conoscenza di molti aspetti della geologia del sedimentario, di conseguenza si è ritenuto necessario aggiornare il volume.

Anche se gran parte del materiale originale è ancora corretto, sono tuttavia entrati in uso nuovi metodi di osservazione delle rocce, nuovi termini e interpretazioni e sono pertanto indispensabili i più recenti riferimenti bibliografici.

Com'era prevedibile, ci sono argomenti ancora molto controversi per i quali poche nuove idee si sono fatte avanti negli ultimi dieci anni. Il libro è cresciuto nel testo e nelle figure di circa il 30% e molte delle originarie fotografie sono state ingrandite nel nuovo formato a due colonne. I paragrafi riguardanti gli ambienti deposizionali e le *facies* di alcuni capitoli sono stati anch'essi un po' ampliati, per rendere il libro più completo. Tuttavia, non viene data la descrizione di nessun esempio specifico ma solo il richiamo. Molti dei riferimenti bibliografici presenti nella prima edizione sono stati sostituiti con quelli degli anni '80.

La geologia del sedimentario è ancora una delle più importanti discipline delle scienze della terra. La conoscenza della storia diagenetica e deposizionale del sedimento è essenziale per conoscere la geometria delle facies e l'evoluzione della porosità, fattori critici per la ricerca degli idrocarburi. Negli ultimi anni i concetti di stratigrafia sequenziale, derivata dalla stratigrafia sismica, hanno trovato una sempre crescente applicazione nello studio delle rocce sedimentarie sia di superficie che di sottosuolo, per cercare di mettere in luce i fattori di controllo a scala più grande (la tettonica contrapposta alle variazioni eustatiche del livello del mare) e per fornire uno strumento di previsione dell'assetto interno dei bacini di margine continentale. Comunque la conoscenza e l'esame delle condizioni di deposizione delle rocce sedimentarie sono essenziali nell'approccio della stratigrafia sequenziale, altrimenti quest'ultima dà informazioni fuorvianti che portano ad interpretazioni e correlazioni erranee.

Ringraziamenti

Sono grato a John Aggett, Peter Balson e a Mic Jones per le loro osservazioni. I suggerimenti ricevuti dai vari professori di geologia del sedimentario nei primi anni '80 e l'anno scorso si sono rivelati davvero molto utili nella revisione del libro. Un sentito ringraziamento va a Karen Atkinson per aver disegnato le nuove figure, a Gerry Dresser per le nuove microfotografie, a George Randall e a Ron Lambert per le sezioni sottili, e a Emmie Williamson della Blackwell che ha seguito in maniera molto professionale le fasi di stesura del manoscritto e le prove di stampa. Come sempre devo molto a Vivienne per il suo instancabile sostegno e per aver scritto a macchina il testo e i riferimenti bibliografici. Anche A. e Z. (figura 2.39) meritano un ringraziamento, perché in questi momenti sono stati di grande aiuto e non di intralcio e perché mi hanno aiutato con la bibliografia.

Maurice Tucker
Durham
Marzo 1991

Prefazione alla prima edizione

Lo studio delle rocce sedimentarie – la geologia del sedimentario – risale al secolo scorso e oltre, ma solo negli ultimi decenni si è cominciato a conoscere e capire i processi che hanno formato queste rocce. Molti degli ultimi passi in avanti sono venuti proprio dalla ricerca sui sedimenti attuali e sul materiale ricavato da perforazioni superficiali e profonde. L'avvento di nuovi sofisticati strumenti come il microscopio elettronico è stato importante. Parte dell'interesse nello studio di queste rocce deriva dalla loro importanza economica: i combustibili fossili come il carbone e il petrolio, molti minerali essenziali e materie prime sono contenuti in queste rocce.

Nonostante i recenti progressi, ancora molto può essere fatto con l'ausilio di un martello in campagna e di un semplice microscopio in laboratorio e un paio di occhi attenti a quello che si osserva.

Questo libro tenta di offrire un conciso e aggiornato compendio di geologia del sedimentario.

Negli ultimi anni sono stati pubblicati molti testi che parlano di ambienti deposizionali e di *facies* ma che trascurano un po' le caratteristiche delle rocce in sé.

Questo libro affronta il soggetto da un'altra direzione, cioè esaminando i vari litotipi uno alla volta sotto l'aspetto della composizione, petrografia, strutture sedimentarie, diagenesi, ambienti deposizionali e facies.

Poiché il libro è stato scritto con la mente rivolta agli studenti universitari, i riferimenti bibliografici sono stati scelti con un certo criterio. In genere, gli studenti non vogliono (o non sentono il bisogno) di consultare gli articoli originali su un certo argomento, scritti molti anni fa. Gli studenti richiedono informazioni aggiornate, le ultime idee e recensioni. Gli articoli delle buone riviste scientifiche di sicuro contengono i riferimenti alla letteratura precedente per cui lo studente desideroso può in breve tempo risalire indietro nel tempo e trovare gli articoli importanti. Tutti i riferimenti citati in questo libro dovrebbero essere facilmente accessibili nelle biblioteche universitarie e dei singoli dipartimenti.

Ringraziamenti

Molti amici e colleghi hanno spontaneamente letto le prime versioni dei capitoli e fatto utili e preziosi commenti. Sono particolarmente grato a Hugh Battey, Colin Braithwaite, Paul Bridges, Trevor Elliott, John Hemingway, Mic Jones, Duncan Murchison, Andrew Parker, Tim Pharoah, Alastair Robertson, Colin Scrutton e Bruce Sellwood. Desidero ringraziare anche le persone (citate nel testo) che mi hanno fornito campioni, fotografie o sezioni sottili per le figure del testo.

Un ringraziamento speciale va alla Sig.ra K. Sales del dipartimento di fotografia dell'Università di Newcastle per tutto il suo impegno nella stampa delle foto.

La mia più profonda gratitudine va infine a mia moglie Vivienne, per aver fatto gran parte del lavoro più ingrato (ad esempio, battere a macchina, ecc.), per aver rinunciato a molte serate e fine settimana senza lamentarsi troppo e, infine, per aver tenuto a bada le piccole "birbe" di figura 2.40 (i figli dell'autore n.d.t.).

Maurice Tucker
Durham
Gennaio 1981

1. CONCETTI BASE E METODOLOGIA

1.1. GENERALITÀ

Il 70% delle rocce sulla superficie terrestre è di origine sedimentaria: tra queste quelle più ricorrenti sono le arenarie, i calcari e le argilliti. Meno comuni, ma altrettanto ben conosciuti, sono i depositi salini, le *ironstone*, il carbone e la selce.

Le rocce sedimentarie, testimonianze dirette dell'archivio geologico, si sono originate in ambienti deposizionali del tutto simili e confrontabili a quelli attuali. Lo studio di questi moderni ambienti, dei loro sedimenti e processi, contribuisce molto a definire i loro antichi equivalenti. Tuttavia, ci sono alcuni tipi di rocce sedimentarie per le quali non sono conosciuti gli analoghi ambienti moderni oppure le relative condizioni deposizionali sono poco rappresentate nel tempo presente.

Una volta depositati, i sedimenti sono sottoposti ai processi di diagenesi, cioè a processi di tipo fisico, chimico e biologico che portano alla compattazione, cementazione, ricristallizzazione e ad altre modificazioni dell'originale sedimento fino alla sua successiva trasformazione in roccia.

Ci sono molti motivi per studiare le rocce sedimentarie, non ultimo per la ricchezza di minerali e materiali di interesse economico che esse contengono. I combustibili fossili, come il petrolio e il gas, derivano dalla maturazione di materia organica nei sedimenti; questi materiali naturali migrano poi in un'idonea roccia-serbatoio, rappresentata per lo più da una roccia sedimentaria porosa.

L'altro combustibile fossile, il carbone, è anch'esso normalmente contenuto all'interno di sequenze sedimentarie. Le tecniche sedimentologiche e petrolologiche vengono sempre più utilizzate nella ri-

cerca di nuove riserve di questi combustibili e di altre risorse naturali. Le rocce sedimentarie forniscono gran parte del ferro mondiale, della potassa, del sale, dei materiali da costruzione e molte altre materie prime.

Tramite lo studio delle rocce sedimentarie, si possono altresì ricostruire gli ambienti e i processi di deposizione, così come le condizioni paleogeografiche e paleoclimatiche. Tali studi danno un grande contributo alla conoscenza e alla comprensione della storia geologica della Terra.

Le rocce sedimentarie contengono, infine, la registrazione della vita sulla Terra, sotto forma di fossili, questi ultimi costituiscono i principali strumenti operativi per la correlazione stratigrafica degli eventi fanerozoici.

1.2. CONCETTI BASE

1.2.1. Classificazione delle rocce sedimentarie

Le rocce sedimentarie si sono formate attraverso processi di tipo fisico, chimico e biologico.

In base ai processi attivi dominanti, le litologie dei sedimenti più comuni possono essere raggruppate in quattro grandi categorie (tabella 1.1).

I sedimenti silicoclastici (detti anche depositi terrigeni o epiclastici) consistono in frammenti (clasti) di rocce preesistenti, trasportati e depositati da processi fisici. I conglomerati e le brecce, le arenarie e le peliti, che saranno trattate nei capitoli 2 e 3, appartengono a questo primo gruppo.

I calcari sono invece costituiti da sedimenti in gran parte di origine biogenica, biochimica e organica, che successivamente possono trasformarsi in dolo-

Tabella 1.1. Principali tipi di rocce sedimentarie

Sedimenti silicoclastici	Sedimenti biogenici, biochimici e organici	Sedimenti chimici	Sedimenti vulcanoclastici
Conglomerati e breccie, arenarie, peliti	Calcarei (e dolomie), selci, rocce fosfatiche, carbone e scisti bituminosi	Evaporiti, <i>ironstone</i>	Ignimbriti, tufi e ialoclastiti

Tabella 1.2. Schema per l'identificazione e la descrizione delle rocce sedimentarie su campione a mano

Esaminare la roccia in base a colore, tessitura, composizione, strutture sedimentarie e fossili e alla fine identificare il tipo di roccia sedimentaria. Se possibile, dare una interpretazione dell'ambiente deposizionale e sulla diagenesi del sedimento.
<p>Colore Dovrebbe essere abbastanza facile descrivere il colore. Il colore di solito riflette il contenuto in materia organica (da grigio a nero al crescere del contenuto organico) e lo stato di ossidazione del ferro: Il ferro ferroso Fe^{+2} presente nei minerali argillosi (per esempio la clorite) e nei minerali del ferro (per esempio nella serie berthierina-chamosite) dà un colore verde; il Ferro ferrico Fe^{+3} dà un colore rosso (nell'ematite) e giallo-bruno (nella goethite-limonite). Alcuni minerali sedimentari possono avere un colore particolare come ad esempio il bianco per l'anidrite pura e il gesso.</p>
<p>Tessitura Determinare la taglia dei granuli della roccia con una lente di ingrandimento; guardare la forma dei granuli (è arrotondata o spigolosa?) e il grado di assortimento dei granuli. È poco o ben classata? Controllare la natura dei contatti tra i granuli (se visibili) e verificare se i granuli presentano una orientazione preferenziale (<i>fabric</i>).</p>
<p>Composizione Identificare la composizione del sedimento usando una lente di ingrandimento. È una arenaria? – fatta di quarzo, feldspato, frammenti di roccia. Se è così, è una quarzoarenite, una litoarenite, un'arcose o una grovaccia (i quattro tipi principali)? È un calcare (reagisce con l'acido)? – fatto di bioclasti (fossili), ooidi, peloidi. Se è così, è un <i>grainstone</i>, un <i>packstone</i>, un <i>wackestone</i>, un <i>mudstone</i> o un <i>bounstone</i>? È una dolomia (o un calcare dolomitizzato, reagisce poco con l'acido?) – cristallina, con fossili e strutture poco preservate, colore bruno pallido o beige. È una pelite? Se lo è presenta una fissilità (è quindi una <i>shale</i>) o no (è un <i>mudstone</i>)? Ci sono dei noduli? Composizione? È un conglomerato? Determinare se è monomittico o polimittico (in base alla composizione dei clasti), ortoconglomerato o paraconglomerato (dalla tessitura). Rocce sedimentarie meno comuni sono le evaporiti (possono essere saline o tenere), le selci (dure e scheggiate) e le <i>ironstone</i> (rosse o verdi, pesanti, oolitiche).</p>
<p>Strutture sedimentarie Cercare strutture come la stratificazione, la laminazione, la stratificazione incrociata, la laminazione incrociata, le lineazioni primarie da corrente, le impronte/controimpronte basali o <i>sole structure</i>, le gallerie di bioturbazione – <i>burrow</i> –, le stiloliti, ecc.</p>
<p>Fossili Se presenti (una lente di ingrandimento può essere necessaria per vederli), cercare di identificarli almeno a livello di <i>phylum</i> (di più se possibile). Valutarne lo stato di conservazione (conchiglie a valve unite o rotte, perforate, dissolte, ecc.).</p>
<p>Interpretazione Da tutti gli elementi raccolti proporre un litotipo e un possibile ambiente deposizionale. Ci possono essere diverse alternative. Fare commenti sulla diagenesi della roccia sui processi di cementazione, compattazione, sostituzione, ecc. e sugli effetti della diagenesi di superficie in rapporto con quella più profonda.</p>

mie (capitolo 4). Di natura analoga sono i depositi fosfatici (capitolo 7), il carbone e gli scisti bituminosi (capitolo 8) e le selci (capitolo 9).

Rocce sedimentarie in gran parte di origine chimica sono le evaporiti (capitolo 5) e le *ironstone* (capitolo 6).

I depositi vulcanoclastici (capitolo 10), che rappresentano la quarta e ultima categoria, sono formati da frammenti di lava e roccia, derivati da un'attività vulcanica pene-contemporanea.

Ciascuno di questi tipi di rocce sedimentarie può

essere ulteriormente suddiviso, di solito in base alla composizione. Bisogna ricordare infine che molte tipologie di rocce sedimentarie gradano lateralmente o verticalmente in altre litologie, passando attraverso termini litologici intermedi.

Uno schema per aiutare l'identificazione e la descrizione dei vari tipi di roccia sedimentaria è contenuto nella tabella 1.2.

1.2.2. Ambienti sedimentari e *facies*

Gli ambienti sedimentari variano in maniera considerevole, passando da quelli dove dominano erosione e trasporto a quelli dove predomina la deposizione.

La maggioranza dei processi di alterazione meteorica ed erosione, in grado di liberare granuli di sedimenti e ioni in soluzione, ha luogo nelle aree continentali, mentre il clima e le condizioni geologiche e topografiche locali controllano il tipo e la quantità di materiale rilasciato.

I principali ambienti deposizionali continentali sono rappresentati dai sistemi fluviali e glaciali, ma anche dai laghi e dalle immense distese di sabbia eolica dei deserti.

La maggior parte degli ambienti di transizione (i delta, le lagune, le piane tidali (o piane di marea), le *sabkha*, le spiagge e i cordoni litorali) e degli ambienti di mare aperto (le piattaforme di mare basso e i mari epicontinentali, così come i siti batiali-abissali, anch'essi sede di una sedimentazione pelagica, emipelagica e torbiditica) sono aree di prevalente deposizione, che coinvolge l'intera varietà dei litotipi sedimentari.

La maggior parte di questi sedimenti possiede caratteri distintivi, che possono essere usati per riconoscere i loro equivalenti nell'archivio geologico.

Facies

Solo dopo aver descritto e identificato le rocce sedimentarie (è il tema di questo libro), e dopo aver ricostruito le relazioni stratigrafiche tra loro intercorrenti, è possibile applicare il concetto di *facies*.

Una *facies* è un corpo o un *pacco* di rocce sedimentarie con caratteristiche tali da distinguerla rispetto alle altre *facies*.

Una *facies* è il prodotto della deposizione e può essere peculiare di un particolare ambiente deposizionale o di un particolare processo deposizionale. I caratteri utilizzati per distinguere tra loro le differenti *facies* sono la composizione dei sedimenti (litologia), la dimensione dei granuli, la tessitura, le strutture sedimentarie, il contenuto in fossili e il colore.

Le *litofacies* si definiscono in base alle caratteristiche sedimentarie, mentre le *biofacies* si fondano su differenze di tipo paleontologico.

Grazie ad un lavoro di dettaglio, si possono riconoscere anche delle *subfacies* e persino delle *microfacies*, se ad esempio ci si avvale di studi al microscopio, utili soprattutto quando si tratta di distinguere rocce che sul terreno appaiono simili (è questo un caso frequente con i calcari).

Le *facies* possono essere descritte in funzione:

- delle sole caratteristiche sedimentologiche (per esempio, *facies* di arenaria a stratificazione incrociata);
- del processo deposizionale (ad esempio, *facies* alluvionale);
- dell'ambiente di deposizione (ad esempio, *facies* di piana di marea).

Soltanto l'opzione a) è oggettiva e, con una certa approssimazione, inequivocabile; la seconda e la terza b) e c) sono invece entrambe interpretative.

[Il termine *facies* è usato anche con significato geografico per indicare sedimenti di tipo molto diverso ma della stessa età. Si distingue, ad esempio, un Triassico in *facies* alpina (marino) da un Triassico in *facies* germanica (prevalentemente continentale). Il termine *facies* è utilizzato nella letteratura europea e anglosassone con significati diversi.

Nella letteratura anglosassone il termine indicava "una parte limitata di una data unità stratigrafica con caratteri sedimentari sensibilmente diversi da quelli mostrati dalla medesima unità in aree limitrofe". In questo caso, la *facies* è definita come aspetto areale di una data unità stratigrafica, aspetto areale messo

in evidenza da colore, composizione, litologia, strutture interne differenti da quelli mostrati dalla stessa unità in aree vicine. Questa definizione, messa a punto da Moore nel 1949, è stata ripresa e adottata dal Codice internazionale di stratigrafia.

In Italia e nell'Europa continentale, il termine *facies* ha sempre avuto (e lo ha tuttora) una forte connotazione paleoambientale. Con il termine *facies* Dal Piaz (1957) indicava "l'insieme dei caratteri litologici e paleontologici che presenta una formazione rocciosa in un punto determinato e che permette di stabilire in quale ambiente essa ebbe origine". Più recentemente, la distinzione tra processi (o meccanismi) di sedimentazione e ambienti sedimentari ha portato Mutti e Ricci Lucchi (1972) a considerare la *facies* come "l'insieme dei caratteri fisici di un pacco di strati o di un singolo strato legati ad un ben definito processo sedimentario". Secondo questa definizione, quindi, la *facies* non indica direttamente un ambiente di deposizione, ma solo le modalità in cui il sedimento si è deposto. Ad esempio, un'arenaria con laminazione obliqua a festoni deriva dalla migrazione sottocorrente di dune o *ripple* in condizioni di regime di flusso inferiore (paragrafo 2.3.2). Questo processo deposizionale è presente in ambienti diversi (fluviali, litorali, eolici) per cui non è possibile risalire direttamente all'ambiente di sedimentazione. Per farlo bisogna considerare l'associazione di due o più *facies* in continuità di sedimentazione e tener conto anche dei dati paleontologici a disposizione. L'associazione di *facies* può essere così definita come l'insieme di due o più *facies* geneticamente legate fra loro a formare un corpo sedimentario di forma e dimensione variabile che rappresenta uno specifico ambiente di deposizione. Ad esempio, l'ambiente di spiaggia è formato dalla somma di più *facies* (di battigia, di spiaggia esterna, di transizione), ciascuna delle quali con propri caratteri sedimentologici che dipendono da distinti processi deposizionali.

L'associazione di più ambienti sedimentari così definiti costituisce i cosiddetti *sistemi deposizionali*: unità litologiche a grande scala riferibili ad un singolo macro-ambiente.

Si distinguono sistemi deposizionali di conoide, fluviali, deltizi, di piattaforma, di scarpata, di bacino. NdT]

Differenti tipi di *facies* si trovano di solito assieme e quindi danno luogo ad associazioni di *facies*. Le ripetizioni di sequenze di *facies* sono comuni e generano dei cicli a piccola scala, con spessori di pochi metri.

Alcuni cicli si sviluppano naturalmente all'interno dell'ambiente sedimentario senza alcuna variazione nei fattori esterni.

Ci sono molti fattori che controllano e influiscono sui sedimenti depositati e determinano la tipologia della roccia sedimentaria e la *facies* prodotta.

A grande scala i principali fattori di controllo sono i processi deposizionali a), l'ambiente deposizionale b), il contesto tettonico c) e il clima d).

Processi e ambienti deposizionali

I sedimenti possono essere depositati da una grande varietà di processi legati all'azione del vento, ai flussi idrici (corsi d'acqua, correnti di marea e di tempesta, moto ondoso), ai flussi di miscele di acqua + sedimento (come le correnti di torbida e i *debris flow*), alla crescita *in situ* di animali provvisti di scheletro (come avviene nelle barriere coralline) e alla precipitazione diretta di minerali (come nel caso delle evaporiti).

I processi deposizionali lasciano il loro segno nei sedimenti sotto forma di strutture sedimentarie e tessiture. Alcuni processi deposizionali sono tipici di un particolare ambiente, mentre altri sono attivi solo in alcuni o in molti contesti ambientali.

Gli ambienti sono definiti sulla base di parametri fisici, chimici e biologici e possono essere sede di erosione, di non deposizione o di sedimentazione. La profondità dell'acqua, il suo grado di agitazione e la salinità sono importanti fattori fisici degli ambienti subacquei, i quali influenzano e controllano gli organismi che vivono sopra o all'interno del sedimento o che formano loro stessi il sedimento.

Fattori di tipo chimico, come il potenziale redox Eh e

il pH (acidità-alcalinità) delle acque di superficie e di quelle interstiziali influenzano gli organismi e controllano la precipitazione dei minerali.

Contesto tettonico

Questo fattore è di primaria importanza perché determina il contesto deposizionale, cioè se è, ad esempio, un cratone stabile, un bacino di retro-arco o un *rift*.

Negli ultimi anni sono stati fatti molti studi sui bacini sedimentari, attuali e antichi.

Le principali categorie in cui questi bacini sono stati raggruppati sono riportate nella tabella 1.3.

Ciascun bacino segue un particolare modello di accumulo sedimentario e alcuni di questi presentano, inoltre, *facies* particolari o addirittura litologie specifiche. I depositi di molti antichi margini passivi, bacini di retro-arco/avan-arco e piane abissali, si ritrovano, di solito molto deformati, nelle catene montuose prodotte dalla collisione tra placche.

I tassi di subsidenza e sollevamento, i livelli di attività sismica e la presenza di vulcani dipendono anch'essi dal contesto tettonico e si riflettono nella tipologia e nelle caratteristiche dei sedimenti depositati.

Clima

Questo è il fattore più importante che interviene nei processi di alterazione meteorica e di erosione, influenzando pesantemente la composizione dei sedimenti clastici terrigeni.

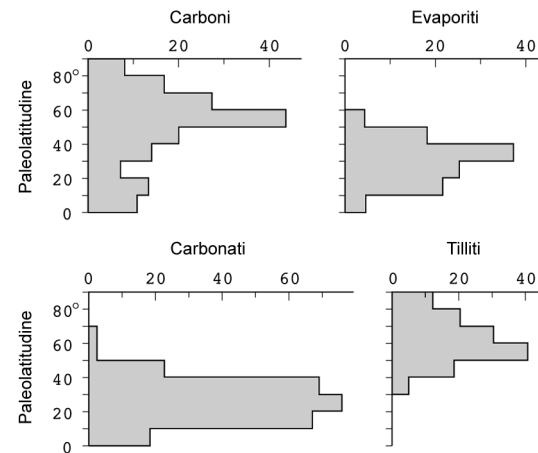


Figura 1.1
Distribuzione, in funzione della latitudine, dei depositi sensibili alle condizioni climatiche. In ascissa la frequenza (numero di casi), in ordinata la paleolatitudine

Tabella 1.3. Classificazione dei bacini sedimentari e relativi litotipi in funzione della tettonica delle placche

Margini distensivi o passivi

- 1) *rift* intracratonici (per esempio in Africa orientale), per lo più riempiti da conoidi alluvionali e da *facies* fluviali e lacustri;
- 2) *rift* mancati o aulacogeni (per esempio il graben del fiume Benue in Nigeria). Potenti successioni di conoidi da mare profondo fino a fluviali;
- 3) *rift* intercontinentali:
 - a) precoci (per esempio Mar Rosso) – evaporiti, carbonati, sedimenti da fluviali fino a marini profondi;
 - b) evoluti (per esempio Oceano Atlantico) – sedimentazione clastica da terrestre a marina, *facies* carbonatiche ed evaporitiche.

Margini attivi

- 1) di collisione continentale
 - a) bacini oceanici residuali (per esempio Golfo del Bengala, Mar Mediterraneo) – sedimenti variabili, torbiditi, fanghi anossici, evaporiti;
 - b) bacini di avanfossa – *foreland basin* – (per esempio bacini del Sub-Himalaya e della Molassa alpina, Canada occidentale) – sedimenti clastici terrestri e marini di acque da poco profonde a profonde, carbonati;
- 2) bacini di *strike-slip/pull apart* (per esempio California). Potenti successioni di conoidi da mare profondo fino a fluviali;
- 3) bacini di subduzione:
 - a) archi magmatici di margine continentale (per esempio Ande):
 - (i) bacini di avan-arco – *fore arc basin* –. Successioni da sottili a potenti, di conoidi da fluviali a marini profondi e depositi vulcanoclastici;
 - (ii) bacini di retro-arco – *back arc/retro arc basin* –. Per lo più *facies* terrestri e vulcanoclastiche;
 - b) archi intraoceanici (per esempio Giappone, Isole Aleutine – Alaska):
 - (i) bacini di avan-arco – *fore arc basin* –. Torbiditi, emipelagiti, pelagiti, vulcanoclastiti;
 - (ii) bacini di retro-arco – *retro-back arc basin* – *facies* marine e vulcaniche, influssi terrigeni.

Il clima ha un ruolo fondamentale nella formazione di alcune litologie come ad esempio le evaporiti e i calcari.

In effetti, esiste un forte controllo paleolatitudinale nella distribuzione di alcuni tipi di roccia (figura 1.1). Altri due fattori controllati dal clima sono l'apporto sedimentario e la produttività organica.

L'apporto sedimentario è così rilevante che bassi tassi di sedimentazione favoriscono la formazione di calcari, evaporiti, rocce fosfatiche e *ironstone*, mentre alti livelli di produttività organica si rivelano importanti nella formazione di calcari, rocce fosfatiche, selce, carbone e scisti bituminosi.

Ruolo del livello relativo del mare

Un altro fattore essenziale che influenza le *facies* sedimentarie è il livello del mare a scala globale e i suoi cambiamenti relativi.

Il livello del mare è determinato principalmente da fattori climatici e tettonici e i processi che provocano variazioni relative del livello del mare possono essere di tipo regionale (ad esempio cambiamenti nei tassi di sollevamento/subsidenza o di apporto sedimentario) oppure di tipo globale, nel qual caso vengono chiamati eustatici (ad esempio variazioni nel clima che causano cambiamenti nella dimensione delle calotte polari, apertura/chiusura degli oceani, fluttuazioni nella velocità di apertura dei fondali oceanici, che causano variazioni di volume di oceani e bacini).

Nonostante ci sia stata molta discussione in merito ai meccanismi responsabili, si possono distinguere variazioni del livello del mare di diverso ordine (di I, II ordine, ecc., tabella 1.4). La curva delle variazioni globali del livello del mare di primo ordine mostrata nelle figure 4.4 e 8.7 è il risultato dell'apertura e chiusura dell'Oceano Iapeto nell'era Paleozoica, dell'apertura dell'Oceano Atlantico e del mare della Tetide e della successiva chiusura della Tetide nelle ere Mesozoica e Cenozoica.

La diffusione dei calcari (più abbondanti nei periodi di stazionamento alto del livello relativo del mare) e la loro mineralogia primaria (si veda figura 4.4), lo

sviluppo di rocce madri di idrocarburi (figura 8.7) e, in una certa misura, l'abbondanza delle dolomie, delle fosforiti e delle *ironstone*, sono tutti in linea di massima correlabili con la curva delle variazioni di livello del mare di I ordine.

[Una delle caratteristiche più frequenti dei depositi sedimentari è quella di organizzarsi in cicli o sequenze, vale a dire in successioni di *facies* ordinate e ripetute (del tipo 123, 123, 123 oppure 12321, 12321, ecc.). La formazione di questi cicli è conseguenza della migrazione laterale degli ambienti deposizionali dovuta a variazioni a lungo e a corto periodo del livello marino. I cicli sedimentari sono definiti *successioni ordinate* cioè non casuali, poiché gli ambienti che si susseguono nello spazio sono formati da un numero limitato di *facies*, che tendono a sovrapporsi secondo un ordine preferenziale, in quanto la dinamica evolutiva dell'ambiente che rappresentano è sempre la stessa. Ad esempio, nel caso di un ambiente di fronte deltizio, l'avanzata del delta verso il mare (progradazione) produrrà inevitabilmente la sovrapposizione ordinata di *facies* di barra prossimale su *facies* di barra intermedia a loro volta appoggiate su *facies* di barra distale. Il risultato finale della progradazione sarà una colonna stratigrafica con le tre *facies* sovrapposte sempre allo stesso modo. Sulla base di quanto esposto, i cicli sedimentari possono essere definiti anche come il prodotto di fasi di sedimentazione trasgressivo-regressive ripetute: questa è una definizione che va bene per i sedimenti marini, ma non può essere applicata ai depositi continentali.

Le variazioni del livello marino a lungo periodo generano cicli sedimentari a grande scala (di I, II e III ordine), quelle di più breve periodo cicli sedimentari a piccola scala (di IV e V ordine; in tabella 1.4 è mostrato il riepilogo dei vari cicli con la loro durata media e la cause probabili).

I cicli del I ordine rappresentano il riempimento di un intero bacino. La successione tipica di un ciclo di questo tipo è data dalla sovrapposizione dei seguenti depositi dal basso in alto: depositi continentali, depositi deltizi o litorali, depositi di piattaforma,

Tabella 1.4. Gli ordini di variazione del livello del mare e i possibili meccanismi. C'è ancora molta discussione sul meccanismo/i responsabile/i dei fenomeni eustatici globali che avvengono nell'arco di 1-10 milioni di anni (variazioni di II e III ordine). L'influenza dei cambiamenti nel regime di stress intraplacca sulle variazioni relative del livello del mare non è stato ancora ben compreso

I primo ordine, 10^8 anni	→ tettonico-eustatici	} eustatismo
II secondo ordine, 10^7 anni	→ <i>rifting</i> e subsidenza termica	
III terzo ordine, 10^6 anni	→ stress intraplacca	
IV quarto ordine, 10^5 anni	} glacio-eustatismo, tettonica, processi sedimentari	
V quinto ordine, 10^4 anni		

scarpata e bacino, nuovamente depositi di scarpata e piattaforma, depositi litorali e deltizi, e, infine, depositi continentali. Lo spessore dei sedimenti accumulati può superare alcune migliaia di metri.

I cicli di II ordine sono legati a fasi trasgressivo-regressive di importanza inferiore e sono costituiti da almeno due sistemi deposizionali; per esempio, un sistema deposizionale di scarpata e uno di piattaforma oppure un sistema fluviale e uno deltizio. Lo spessore dei depositi è di alcune centinaia di m.

I cicli di III ordine sono formati dalla ripetizione di strati appartenenti ad un solo sistema deposizionale, mentre quelli di IV ordine dalla ripetizione della stessa associazione di *facies* (dello stesso ambiente).

I cicli di V ordine riflettono oscillazioni del livello marino ancora più piccole. Gli spessori medi variano da alcune decine ad alcune centinaia di m (per i cicli del III ordine), da pochi m fino ad alcune decine di m (per i cicli di IV ordine) e fino ad alcuni m (per i cicli del V ordine).

I cicli di I, II e III ordine sono riconducibili a meccanismi allociclici, ossia esterni al bacino deposizionale. Tra questi, i principali sono la tettonica, il clima e l'eustatismo (tabella 1.4). I cicli di IV e V ordine sono essenzialmente legati a processi di tipo autociclico, intrinseci alla dinamica evolutiva dell'ambiente deposizionale. Sono processi autociclici l'avulsione fluviale, la migrazione dei meandri, la progradazione dei conoidi sui depositi dell'alta pianura, la migrazione delle barre di foce e dei lobi deltizi, e le correnti di torbida. I cicli sedimentari di ambiente continentale sono essenzialmente legati a meccanismi di questo tipo.

I cicli di cui si parla in questa sede possono a volte coincidere ma, in genere, non sono direttamente confrontabili con i cicli sedimentari (sequenze e parasequenze) messi in evidenza dalla stratigrafia sequenziale tramite prospezioni sismiche (paragrafo seguente). NdT]

Stratigrafia sequenziale

Le variazioni del livello del mare di II e di III ordine sono responsabili della formazione delle *sequenze deposizionali*, ossia di pacchi di strati geneticamente collegati tra loro, spessi in genere alcune centinaia di metri, delimitati da superfici di discordanza e da superfici di concordanza ad esse correlabili (cioè i limiti di sequenza). Le piattaforme carbonatiche, per esempio, si generano durante intervalli di tempo come questi (1-10 milioni di anni).

L'archivio stratigrafico è costituito da sequenze deposizionali, in cui di solito si riconosce una regolare e prevedibile disposizione delle *facies* sedimentarie (il prodotto di *lowstand*, *transgressive* e *highstand system tract* rispettivamente, *sistemi di stazionamento basso del livello del mare*, *sistemi trasgressivi* e *sistemi di stazionamento alto*), deposte durante distinti intervalli della curva di cambiamento del livello del mare (si veda figura 2.86). I *system tract* – sistemi deposizionali – sono separati da superfici-guida, ossia da: limiti di sequenza, superfici di trasgressione, superfici di stazionamento alto del livello del mare.

Le variazioni del livello del mare di IV e V ordine sono, invece, responsabili della ripetizione di cicli a

piccola scala, chiamati *parasequenze*, spessi da 1 a 10 m e caratteristici di molte formazioni sedimentarie. Sistematiche variazioni verticali nella tipologia delle parasequenze riflettono un *onlap* a lungo termine (trasgressione/innalzamento relativo del livello del mare) o un *offlap* (regressione/abbassamento relativo del livello del mare), vale a dire delle variazioni relative del livello del mare a più lungo termine. Le variazioni orbitali descritte da Milankovitch¹ sono una spiegazione diffusa ma controversa delle parasequenze, specialmente per quelle carbonatiche. Altre spiegazioni fanno riferimento specialmente a processi sedimentari autociclici e ai fenomeni di subsidenza periodica di origine tettonica.

Modelli di facies

Molti attributi di una *facies* sono l'espressione diretta dell'ambiente e dei processi di deposizione. Il numero di ambienti deposizionali è limitato, per cui *facies* o associazioni di *facies* simili vengono prodotte dovunque e ogni volta che un particolare ambiente è esistito nel passato geologico.

Naturalmente, esistono delle differenze tra i vari ambienti, ma di solito si limitano a variazioni nella provenienza dei sedimenti, nella natura del contenuto fossilifero, mutevole nel tempo e a considerazioni di tipo climatico e tettonico.

Dallo studio degli ambienti deposizionali recenti e antichi e dei relativi processi sono stati proposti modelli di *facies* generali, capaci di mostrare le relazioni laterali e verticali tra le diverse *facies*. Questi modelli facilitano l'interpretazione delle formazioni sedimentarie e permettono di fare previsioni sulla distribuzione delle *facies* e sulla loro geometria.

¹ Letteralmente nella banda di Milankovitch. La banda di Milankovitch è un insieme di variazioni orbitali come i moti di precessione, l'obliquità dell'asse terrestre e l'eccentricità dell'orbita terrestre intorno al Sole che modificano la quantità di radiazione solare ricevuta dalla Terra e, quindi, il clima. Le variazioni climatiche, a loro volta, influenzano i processi sedimentari in atto. I moti descritti (precessione, obliquità ed eccentricità) hanno un periodo rispettivamente di 20.000, 40.000 e 100.000 anni circa. Esiste anche una eccentricità lunga con periodo di circa 400.000 anni.

In ogni caso, i modelli di *facies* sono soltanto delle "istantanee" di un ambiente; i sistemi deposizionali, infatti, sono dinamici e un modello di *facies* può essere riferito solo ad un particolare momento della curva di variazione del livello relativo del mare.

L'importanza della successione verticale delle *facies* è stata evidenziata per la prima volta da Johannes Walther, alla fine del XIX secolo, nella sua *legge sulla correlazione delle facies*: differenti *facies* in successione verticale riflettono ambienti che in origine erano contigui l'uno all'altro, ammesso che non siano avvenute significative interruzioni nella sedimentazione.

Cambiamenti verticali di *facies* sono il risultato di processi sia interni che esterni. Esempi ben conosciuti dei primi sono la progradazione (avanzamento) dei delta e delle piane di marea verso le acque più profonde e il divagare dei fiumi nella loro piana alluvionale. I processi di tipo esterno sono soprattutto i movimenti tettonici, attivi a scala regionale o globale, e i cambiamenti climatici.

Entrambi influenzano la posizione del livello relativo del mare, che è il fattore più importante nello sviluppo delle *facies* insieme all'apporto di sedimenti, come sopra ricordato.

1.2.3. Diagenesi

Le considerazioni che si possono fare sulle rocce sedimentarie non si fermano alle interpretazioni di carattere ambientale. Un'intera storia può essere raccontata anche sugli eventi che avvengono dopo la deposizione, cioè nel corso della diagenesi.

È durante la diagenesi, infatti, che una roccia coerente prende origine da un sedimento sciolto e non consolidato. I processi diagenetici iniziano subito dopo la deposizione e continuano fino al metamorfismo, processo legato a reazioni che avvengono in condizioni di pressione e/o temperatura elevate (superiore a 150-200°C).

Una distinzione dev'essere fatta tra eventi diagenetici precoci, che hanno luogo fra la sedimentazione e il successivo seppellimento a bassa profondità, e gli eventi diagenetici tardivi, che avvengono duran-

te il seppellimento profondo e la successiva riesumazione.

I processi diagenetici, che vengono qui introdotti, ma che saranno trattati per esteso nei paragrafi successivi (2.9, 3.6 e 4.7), sono:

- la compattazione;
- la ricristallizzazione;
- la dissoluzione;
- la sostituzione;
- l'autigenesi;
- la cementazione.

La compattazione è un processo sia di tipo fisico che chimico, derivante dalla massa di sedimenti sovrastanti che causa l'espulsione dell'acqua e l'addensamento dei granuli. Alcuni granuli e minerali depositi in un sedimento o costituenti il sedimento stesso sono instabili e durante la diagenesi possono ricristallizzare (cambiando così la loro struttura cristallina, ma non la mineralogia) oppure possono subire la dissoluzione e/o essere sostituiti da altri minerali.

Gli effetti della dissoluzione e sostituzione sono comuni nei calcari, nelle arenarie e nelle evaporiti. La formazione della dolomia deriva in gran parte dalla sostituzione di originario calcare. La precipitazione di un nuovo minerale negli spazi intergranulari è chiamata *autigenesi* e se precipita una sufficiente quantità di materiale, allora inizia la cementazione del sedimento. Concrezioni e noduli, come comunemente avviene nelle peliti, si formano per precipitazione localizzata di minerali. Gli ioni per la cementazione derivano dall'acqua interstiziale e dalla dissoluzione dei granuli.

I cambiamenti relativi del livello del mare e la posizione del livello del mare a scala globale esercitano un controllo fondamentale su molti aspetti della deposizione delle rocce sedimentarie e, allo stesso modo, sono in grado di spiegare i principali eventi diagenetici. Gran parte della diagenesi di superficie interessa i limiti di sequenza ed è prodotta da variazioni del livello del mare di II e III ordine, ma a questo stadio è anche influenzata dal clima (umido-secco). Il tipo di diagenesi di superficie controlla fortemente il percorso della diagenesi tardiva (profonda).

I processi diagenetici sono importanti per diverse ragioni: possono modificare il sedimento in maniera considerevole, sia in termini di composizione che di tessitura, e in rari casi possono distruggere completamente l'originaria struttura. Le varie fasi della diagenesi influenzano anche la porosità e la permeabilità dei sedimenti, proprietà queste che controllano la potenzialità del sedimento come serbatoio di petrolio, gas o acqua.

1.3. METODOLOGIA

Lo studio delle rocce sedimentarie inizia invariabilmente sul terreno, dopo ci sono diverse possibilità in funzione degli obiettivi dello studio e degli interessi di chi compie l'indagine. I campioni raccolti possono essere esaminati a scala macro-, micro- o nanoscopica. Tecniche e apparecchiature sofisticate possono essere utilizzate per determinare la mineralogia e la geochimica del sedimento.

Per simulare le condizioni di deposizione, in certi casi possono essere ideati dei veri e propri esperimenti a scala ridotta. I dati raccolti sul terreno o in laboratorio possono essere sottoposti ad indagini statistiche e ad analisi al computer. Bisognerebbe poi tener conto di ogni documento bibliografico esistente sulle rocce in esame e delle descrizioni di rocce e *facies* simili, provenienti da altre aree, insieme con i loro probabili analoghi moderni.

Con tutte queste informazioni a disposizione, le rocce in esame possono essere interpretate in merito alla loro origine, al processo deposizionale e all'ambiente di formazione, nonché in merito alla paleogeografia, alla storia diagenetica e, infine, al possibile significato e potenzialità economica.

1.3.1. Sul terreno

La principale capacità che bisogna avere per il lavoro di terreno è quella di saper osservare e annotare con cura ciò che si vede. Con un po' di esperienza di terreno e alcune conoscenze di base, si può velocemente sapere che cosa attendersi e che cosa cercare in un certo tipo di roccia sedimentaria

avente una specifica *facies*. Ovviamente, è importante conoscere il significato delle varie strutture sedimentarie che si vedono, allo scopo di distinguere quelle che sono diagnostiche di un determinato ambiente, per esempio, ma anche per sapere come usarle per ottenere da loro il massimo delle informazioni: che cosa misurare, che cosa fotografare, che cosa raccogliere.

Lo studio di terreno delle rocce sedimentarie è trattato nel volume di Tucker (2003); la descrizione e l'interpretazione delle strutture sedimentarie sono discusse in Collison & Thompson (1989), mentre l'analisi statistica dei dati di terreno è affrontata nei testi di Potter & Pettijohn (1977) e Graham (1988). Lo studio delle rocce sedimentarie sul terreno richiede l'iniziale identificazione della litologia (spesso con l'aiuto di una lente) in termini di composizione, dimensione dei granuli, tessitura e contenuto fossilifero (tabella 1.2). Questi attributi possono essere confermati e quantificati successivamente in laboratorio. Le strutture sedimentarie sono di solito descritte e misurate sul terreno in rapporto alle loro dimensioni. È relativamente facile vedere le strutture su un campione a mano o su un blocco; ma quelle che hanno la dimensione di un fronte di cava o di una parete rocciosa possono, invece, passare facilmente inosservate, per cui è necessario ispezionare a tutte le scale e annotare taglia e orientamento delle strutture individuate.

Molte strutture sedimentarie possono essere usate per l'analisi delle paleocorrenti e, insieme ad altre, riflettono i processi che agiscono nell'ambiente di deposizione (paragrafi 2.3, 2.4, 3.2 e 4.6). Ogni struttura sedimentaria dovrebbe essere descritta nel suo contesto litologico: molte, infatti, sono in relazione ad esempio con la granulometria o la composizione. Attualmente, una particolare attenzione viene posta alle relazioni geometriche tra gli strati sedimentari a più grande scala cercando gli *onlap*, gli *offlap* i *downlap*, ecc., ossia tutti i rapporti tra unità sedimentarie (figura 2.86) che riflettono cambiamenti a lungo termine del livello relativo del mare. Nelle regioni montuose, in condizioni di buona esposizione, queste relazioni di tipo sismico pos-

sono essere osservate direttamente; in altri casi, può essere necessaria l'elaborazione dei dati raccolti.

L'identificazione dei limiti di sequenza è altresì importante, dal momento che tanti modelli di *facies*, laterali e verticali, possono essere spiegati tramite l'approccio della stratigrafia sequenziale; inoltre, molti processi diagenetici sono legati a questi limiti.

Uno dei migliori metodi per raccogliere dati riguardanti le rocce sedimentarie è quello di costruire una sezione. Sostanzialmente, si tratta di misurare lo spessore di ciascuno strato o unità di *facies*, annotare la sua composizione, granulometria, colore, registrare le strutture sedimentarie presenti, i fossili e altri caratteri.

Se si può misurare la direzione di una paleocorrente conviene annotare anche quella.

Una sezione – *graphic log* – può essere costruita sul terreno usando una scala verticale adatta per lo spessore dei sedimenti e una scala orizzontale per la taglia dei granuli (per esempio le figure 2.64, 2.66, 2.68, 2.74).

Si possono usare differenti tipi di retini per le varie litologie. Appositi simboli e abbreviazioni possono essere impiegati per indicare le strutture sedimentarie e i fossili (Graham, 1988; Collinson & Thompson, 1989; Tucker, 1996). L'utilità di queste sezioni sta nell'immagine immediata che si ottiene della successione verticale di *facies*. Nel completare una sezione, si deve prendere in considerazione anche l'estensione laterale e la continuità degli strati, poiché molti corpi sedimentari hanno una forma lenticolare. Anche se durante lo studio di terreno delle rocce sedimentarie è probabile che sia già disponibile una carta geologica, la cartografia di dettaglio di piccole aree può essere necessaria per accertare le relazioni intercorrenti tra *facies* e associazioni di *facies*, nonché gli effetti di complicazioni strutturali locali. In molti casi, l'interpretazione delle rocce sedimentarie dipende dalle osservazioni di terreno, per cui si dovrebbe porre la massima attenzione e cura su di esse.

I luoghi di studio devono essere visitati diverse volte: è sorprendente quante cose in più si possono vedere su un affioramento alla seconda o alla terza visita.

1.3.2. In laboratorio

Molte informazioni sulle rocce sedimentarie si possono ricavare da analisi di laboratorio. Numerosi sono infatti i libri dedicati alle procedure di laboratorio (Tucker, 1988). Iniziando con un campione a mano, il taglio e la lucidatura di una superficie può rivelare strutture sedimentarie poco evidenti o invisibili sul terreno.

Attaccare con acido e trattare una superficie calcarea può mettere ulteriormente in risalto le strutture. Con i sedimenti non consolidati e le rocce sedimentarie facilmente disgregabili, la granulometria del sedimento può essere misurata tramite setacci o vasche di sedimentazione (paragrafo 2.2.1). I minerali pesanti possono essere estratti dai sedimenti sciolti utilizzando liquidi pesanti, ma ciò può essere pericoloso.

Molto lavoro di dettaglio viene svolto su sezioni sottili ricavate da rocce sedimentarie o da sedimenti non consolidati impregnati di resina. I *peel* di acetato sono usati frequentemente per i calcari e il trattamento della superficie di questi e delle sezioni sottili con alizarina rossa S e ferrocianuro di potassio aiuta a identificare i tipi di carbonati presenti.

Trattamenti simili possono essere utilizzati anche per i feldspati, nelle rocce clastiche terrigene.

Le rocce sedimentarie sono formate da un numero relativamente ristretto di minerali comuni e con un po' di esperienza non è necessario esaminarne ogni volta le proprietà ottiche per identificarli.

Le proprietà dei minerali sedimentari comuni sono riportate nella tabella 1.5.

L'esatta composizione di molte rocce sedimentarie (arenarie e calcari in particolare), che permette di classificarle, è ottenuta da studi al microscopio mediante l'uso del contatore per punti. Alcune centinaia di granuli sono identificati in questo modo, mentre la sezione sottile viene spostata sistematicamente sul piattello del microscopio. Le dimensioni dei granuli delle rocce coerenti di composizione da siltosa a sabbiosa sono misurate a partire da una sezione sottile o un *peel*, adoperando un reticolo calibrato sull'oculare. Anche la forma e l'orientazione dei granuli può essere accertata con questa tecnica.

Molti aspetti della diagenesi nelle arenarie, nei calcari e nelle evaporiti può essere ricavata da studi in sezione sottile. L'uso di un catodoluminoscopio, che bombarda di elettroni una lamella di roccia causando la luminescenza, può rivelare dettagli sui cementi e sui sovraccrescimenti (tavola fuori testo 13b, c per un esempio e D.J. Marshall, 1988).

Anche la fluorescenza a raggi UV è utile per identificare la materia organica così come per riconoscere le *tessiture nascoste*.

Al fine di valutare la porosità e la capacità d'immagazzinamento, molte rocce sedimentarie vengono oggi impregnate con una resina contenente un colorante, prima di essere tagliate in sezione sottile (esempi nelle tavole fuori testo 2c e 6d).

Per vedere rocce sedimentarie e minerali in sezione sottile consultare Scholle (1978, 1979), Adams & Mackenzie (1998), Adams et al. (1984) e Mackenzie & Adams (1994).

Negli ultimi anni, molti studi sedimentologici sono stati condotti con l'aiuto del SEM – microscopio elettronico a scansione –. Questo strumento permette l'esame dei campioni ad un ingrandimento molto elevato, consentendo così di riconoscere i caratteri di dimensione inferiore a 0,1 μm . Il SEM è particolarmente utile per le rocce sedimentarie a grana fine, come le selci, ma anche per osservare i minerali delle argille e i cementi delle arenarie e dei calcari: alcuni esempi nelle figure 2.54, 2.55, 4.29 e 4.31. La modalità retrodiffusa è utile per studi tessiturali sulle peliti (figura 3.2). Si faccia riferimento a Trewin (1988) per una rassegna sul SEM applicato agli studi di tipo sedimentologico.

La diffrazione a raggi X – XRD – è largamente usata per l'identificazione dei minerali nei sedimenti e nelle rocce sedimentarie a grana fine. I minerali delle argille sono regolarmente analizzati in questo modo (in Hardy & Tucker (1988) i dettagli su questa tecnica).

Sta diventando evidente che le analisi geochemiche delle rocce sedimentarie, specialmente dei calcari e delle peliti, possono dare utili e fondamentali informazioni sull'ambiente di deposizione e sul percorso della diagenesi.

Tabella 1.5. Proprietà ottiche dei minerali comuni nelle rocce sedimentarie osservati con il microscopio da petrografia

Minerale	Formula chimica	Sistema cristallino	Colore	Sfaldatura	Rilievo	Birifrangenza	Altre caratteristiche	Forma e distribuzione	Vedasi paragrafo
Quarzo	SiO ₂	Trigonale	Incolore	Assente	Molto basso (+)	Debole	-	In granuli detritici (tipi monocristallini o policristallini), cementi e sostituzioni: quarzo fibroso (calcedonio), microquarzo, megaquarzo	2.5.2 2.9.2 9.2
Microclino	KAlSi ₃ O ₈	Triclinico	Incolore	Presente	Basso (-)	Debole	Geminazione a graticcio (tartan)	In cristalli detritici, anche autigenici, di solito alterati in argilla perciò di aspetto pulverulento	2.5.3 2.9.4
Ortoclasio	K(Na)Al Si ₃ O ₈	Monoclinico	Incolore	Presente	Basso (-)	Debole	Geminazione semplice (karlsbad)		
Albite	Na(Ca)Al Si ₃ O ₈	Triclinico	Incolore	Presente	Basso (-)	Debole	Geminazione multipla		
Muscovite	KAl ₂ (OH) ₂ AlSi ₃ O ₁₀	Monoclinico	Incolore	Planare	Moderato	Forte	Estinzione parallela	Comuni minerali detritici presenti in scaglie	2.5.4 3.4.3
Biotite	K(Mg, Fe) ₂ (OH) ₂ AlSi ₃ O ₁₀	Monoclinico	Da bruno a verde	Planare	Moderato	Forte	Estinzione parallela		
Clorite	Mg ₅ (Al,Fe)(OH) ₈ (AlSi) ₄ O ₁₀	Monoclinico	Verde	Planare	Discreto	Debole	Meglio identificate tramite diffrazione ai raggi x perché di solito sono a grana molto fine	Come minerali detritici, particolarmente nelle argilliti, altrimenti come cemento (nelle arenarie) o come minerali di sostituzione per esempio di feldspati e di granuli vulcanici	2.9.5 3.4.1 10.7
Caolinite	Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ ·2H ₂ O	Triclinico	Incolore-giallo	Planare	Basso (+)	Debole			
Illite	KAl ₂ (OH) ₂ [AlSi ₃ (O,OH) ₁₀	Monoclinico	Incolore-giallo	-	Basso (+)	Forte			
Montmorillonite	(Mg,Ca)O·Al ₂ O ₃ ·5SiO ₂	Monoclinico	Incolore-rosa	-	Basso (-)	Moderata			
Berthierina – Chamosite	Fe ₃ ²⁺ Al ₂ Si ₂ O ₁₀ ·3H ₂ O	Monoclinico	Verde	-	Moderato	Debole	-	Ooidi e fango nelle <i>ironstone</i>	6.4.3
Glauconite	KMg(Fe,Al)(SiO ₃) ₆ ·3H ₂ O	Monoclinico	Verde	Planare	Moderato	Moderata	-	Forma granuli sinsedimentari	6.4.3
Aragonite	CaCO ₃	Ortorombico	Incolore	Rettilinea	Moderato	Moderata	-	Formano granuli, matrice, cemento e sostituzioni in calcari, dolomie, arenarie, ecc.	4.2 4.3 4.7 4.8 2.9.3
Calcite	CaCO ₃	Trigonale	Incolore	Rombica	Da basso a alto	Molto forte	-		
Dolomite	CaMg(CO ₃) ₂	Trigonale	Incolore	Rombica	Da basso a alto	Molto forte	-		
Siderite	FeCO ₃	Trigonale	Incolore	Rombica	Da basso a alto	Molto forte	Colore bruno se alterata	Cristalli da fini a grossi nelle <i>ironstone</i>	6.4.2
Gesso	CaSO ₄ ·2H ₂ O	Monoclinico	Incolore	Planare	Basso	Debole	-	Cristalli da anedrali a eudrali	5.2
Anidrite	CaSO ₄	Ortorombica	Incolore	Rettilinea	Moderato	Forte	Estinzione parallela	Cristalli da equanti a forma di listella	
Halite	NaCl	Cubico	incolore	Rettilinea	Basso	-	Può avere inclusioni fluide	Spesso in cristalli a grana grossa	5.3
Collofane	Ca ₁₀ (PO ₄ ,CO ₃) ₆ F ₂₋₃	Mineraloide	Tonalità di bruno	-	Moderato	Nulla o debole	Struttura ossea/organica	Forma ooidi, <i>pellet</i> , ossi, alcune conchiglie	7.2
Pirite	FeS ₂	Cubico	Opaco	-	-	-	Gialla in luce riflessa	Aggregati e cristalli cubici, autigenica	6.4.4
Ematite	Fe ₂ O ₃	Esagonale	Opaco	-	-	-	Rosso-grigia in luce riflessa	Criptocristallina, pigmento, sostituzione	6.4.1 2.9.6
Magnetite	Fe ₃ O ₄	Cubico	Opaco	-	-	-	Grigio-nera in luce riflessa	Criptocristallina, detritica	6.4.1

Gli elementi maggiori e minori sono determinati di solito mediante la spettrofotometria ad assorbimento atomico – AAS (*atomic absorption spectrophotometry*), la spettroscopia ottica in emissione con plasma accoppiato induttivamente – ICP OES (*inductive coupled plasma optical emission spectrometry*) o mediante la spettrometria di massa (ICP-MS) e la fluorescenza a raggi X – XRF –.

Alla scala del singolo granulo e/o cristallo, si ricorre alla microsonda elettronica e al laser *ablation*, accoppiato alla spettrometria di massa ICP-MS, al fine di determinare gli elementi in traccia su superfici larghe soltanto pochi micrometri. L'analisi isotopica di elementi come l'ossigeno e il carbonio, misurati tramite uno spettrometro di massa, costituisce uno strumento potente nello studio dei calcari e della diagenesi della selce (vedere Fairchild et al., 1988 per una rassegna sulle tecniche di tipo geochimico applicate agli studi sedimentologici). L'analisi delle inclusioni fluide nei cristalli di calcite, quarzo e halite (salgemma) fornisce anch'essa molte informazioni sulla temperatura e la salinità dell'acqua interstiziale da cui i minerali sono precipitati (Goldstein & Reynolds, 1994).

Un ulteriore approccio di laboratorio consiste nell'eseguire esperimenti per determinare le condizioni in cui si sono formate le strutture sedimentarie, i tipi di granuli, i minerali, ecc. Forse gli esperimenti meglio conosciuti sono quelli che implicano l'utilizzo di condotte o canali artificiali eseguiti per simulare gli effetti dell'acqua che fluisce sulla sabbia (paragrafo 2.3.2) e i tentativi di fare precipitare la dolomite.

Una volta raccolti i dati sulle rocce sedimentarie, può cominciare la fase d'interpretazione.

Le informazioni sulla composizione del sedimento e sulle *microfacies* possono essere combinate con i dati di terreno per ricavare gli ambienti e le condizioni di deposizione.

Studi di petrografia delle arenarie possono fornire informazioni sulla geologia delle aree-sorgente (la provenienza) e sull'assetto tettonico.

Studi sulla diagenesi possono, invece, essere integrati con i dati su *facies* e storia di seppellimento,

così da spiegare le tipologie di cementazione e dissoluzione, oltre all'evoluzione della porosità.

Statistica e computer sono impiegati con sempre maggior frequenza per la valutazione e l'interpretazione dei dati sedimentologici e petrografici.

La geomatematica è ormai diventata una disciplina consolidata delle scienze della Terra, considerando i sempre più numerosi riferimenti bibliografici esistenti sull'argomento. Anche i dati di terreno possono essere sottoposti ad analisi statistiche, ad esempio per identificare i cicli in una successione di *facies* (Graham, 1988).

La modellazione quantitativa del riempimento di un bacino sedimentario e la simulazione di sequenze e cicli stratigrafici stanno anch'essi dando grandi contributi alla comprensione dei fattori che controllano la deposizione.

1.3.3. In biblioteca: letture di sedimentologia

Per quanto buono sia il lavoro eseguito sul terreno e in laboratorio, non si può prescindere dalla conoscenza della letteratura sull'argomento. Le prime pubblicazioni sulla petrologia delle rocce sedimentarie risalgono al secolo scorso, ma in realtà i maggiori progressi sono arrivati negli ultimi quarant'anni.

Ci sono molti libri disponibili che coprono alcuni aspetti della sedimentologia con maggior dettaglio rispetto a quanto può essere fatto qui o che si occupano direttamente di temi correlati.

Testi recenti sui processi sedimentari sono quelli di Pye (1994), Reading (1996), Allen (1997), Leeder (1999) e Nichols (2009).

Alla fine di ogni capitolo di questo libro è fornita una lista di libri e articoli facilmente accessibili per ulteriori letture su quel particolare tipo di roccia sedimentaria.

I libri che si occupano degli aspetti più pratici della sedimentologia/petrologia sedimentaria sono Friedman & Johnson (1982), Lewis (1984), Lindholm (1987) e Tucker (1988).

Testi recenti sulla stratigrafia sequenziale sono quelli di Emery & Meyers (1996), Miall (1997) e

Gradstein et al. (1988). L'analisi di bacino, ramo importante delle scienze della Terra e, per di più, molto utile negli studi sul sedimentario, è trattata in Busby & Ingersoll (1995), Einsele (1990), Maill (2000) e Allen & Allen (2001). Esistono molte raccolte di articoli su specifici argomenti di sedimentologia, tra queste possiamo citare la serie di speciali pubblicazioni della Society of Sedimentary Geologists (già *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists* – SEPM) e la *International Association of Sedimentologists* (IAS), alcune memorie della *American Association of Petroleum Geologists* e le speciali pubblicazioni della *Geological Society of London*.

La maggior parte degli articoli di ricerca sono comunque pubblicati nelle riviste specializzate. Gli studenti interessati dovrebbero tenere sott'occhio i numeri attuali di queste riviste per le più recenti informazioni e teorie. I libri, infatti, diventano ben presto dei documenti superati.

Le tre principali riviste sono il *Journal of Sedimentary Research* (già *Journal of Sedimentary Petrology*), *Sedimentology* e *Sedimentary Geology* pubblicati da SEPM, IAS ed Elsevier rispettivamente.

Altre riviste dedicate al sedimentario o contenenti numerosi articoli che parlano di sedimentologia sono *Geology*, *Bulletin of the Geological Society of America*, *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, *Facies*, *Journal of Geology*, *Marine Geology*, *Palaeogeography*, *Palaeoecology*, *Palaeoclimatology* e *Palaios*.

Inoltre, esistono molti altri periodici che spesso contengono articoli significativi sull'argomento; la regolare e attenta lettura dei periodici attuali in biblioteca permette di conoscere quelli che vengono pubblicati. Un crescente numero di riviste è ora disponibile online: guardare nel sito web della propria biblioteca per averne la lista.

Infine, sono disponibili molti *abstract*, indici e bibliografie da dove si possono recuperare riferimenti su un particolare tema di sedimentologia. Ci sono alcune riviste che regolarmente fanno l'elenco di tutti gli articoli pubblicati. Sul web esistono attualmente molti database utili per reperire articoli di riviste, libri, tesi e atti di congressi. Di particolare interesse per la sedimentologia sono il Web della scienza (*Science Citation Index*), GeoRefS e GEOBASE.

2. SEDIMENTI SILICOCLASTICI I: ARENARIE, CONGLOMERATI E BRECCIE

2.1. GENERALITÀ

I sedimenti silicoclastici sono un gruppo di rocce piuttosto diversificato che va dalle peliti a grana fine alle arenarie fino ai più grossolani conglomerati e breccie. I sedimenti sono composti in gran parte da granuli (clasti) derivanti da preesistenti rocce plutoniche, metamorfiche e sedimentarie.

I granuli clastici sono rilasciati durante i processi di alterazione meccanica e chimica e poi sono trasportati al sito di deposizione da una gran varietà di agenti di trasporto tra i quali il vento, i ghiacciai, le correnti fluviali, le onde, le correnti di marea, i *debris flow* e le correnti di torbida.

I conglomerati sono formati principalmente da ciottoli e blocchi provenienti da un'ampia varietà di tipi litologici. Anche le arenarie contengono frammenti litici, ma la maggioranza dei granuli sono cristalli singoli, principalmente quarzo e feldspati, con diverso grado di abrasione. I più fini prodotti della degradazione dell'originaria roccia madre, formati per alterazione meteorica e rappresentati principalmente da minerali argillosi, predominano nelle peliti – *mudrock* – e formano la matrice di alcuni tipi di arenarie e conglomerati.

In senso generale, la composizione dei sedimenti silicoclastici riflette direttamente i processi di alterazione determinati largamente dal clima e dalla geologia delle aree sorgente (la provenienza del sedimento).

Le aree sorgente sono in genere gli altopiani, le regioni montagnose in sollevamento; tuttavia, il detrito può anche derivare dai processi erosivi che agiscono in pianura e nelle regioni costiere. La

composizione del sedimento è, infine, influenzata dalla distanza di trasporto del sedimento e dai processi diagenetici.

Le strutture sedimentarie e le tessiture rappresentano due importanti caratteri distintivi dei sedimenti silicoclastici. Molte di queste sono prodotte dai processi deposizionali, mentre altre sono di origine post-deposizionale o diagenetica. La maggior parte delle strutture sedimentarie presenti nelle arenarie si trovano anche nei calcari e in alcuni altri tipi di rocce sedimentarie.

Per studiare la composizione, la tessitura, la diagenesi e la porosità delle arenarie si utilizzano di solito le sezioni sottili. Attaccare con acido una sezione può aiutare a distinguere i granuli di feldspato (vedasi paragrafo 2.5.3) così come la catodoluminescenza (paragrafi 2.5.2 e 4.1). Uno schema per descrivere le arenarie in sezione sottile è fornito nella tabella 2.1; le note per le osservazioni al microscopio sono espresse nella tabella 2.2.

In questo capitolo sono trattati i sedimenti silicoclastici più grossolani, vale a dire le arenarie¹, i conglomerati e le breccie. I sedimenti a grana più fine, le peliti, saranno discussi nel capitolo 3.

¹ Si noti la differenza tra arenite e arenaria: arenite è un termine molto generale che indica qualsiasi roccia clastica composta da granuli del diametro delle sabbie, indipendentemente dalla loro composizione (quarzosa, calcarea, vulcanica, ecc.); arenaria è un termine presente anche nel linguaggio comune che, in geologia, è sinonimo di arenite silicoclastica.

Tabella 2.1. Schema per la descrizione petrografica delle arenarie

<p>Campione a mano Annotare il colore, la taglia e la forma dei granuli, la stratificazione, la laminazione e ogni altra struttura sedimentaria. Ci sono dei fossili? Determinare la composizione/mineralogia dei granuli e dei cementi se possibile.</p> <p>In sezione sottile Controllare le caratteristiche macroscopiche della sezione sottile tenendola in mano verso una fonte luminosa e prendendo nota di ogni laminazione, macrofossile o granulo visibili.</p> <p><i>Tessitura</i>: determinare la granulometria, la classazione del sedimento, il grado di arrotondamento e la forma dei granuli, il <i>fabric</i> (si nota una certa orientazione preferenziale dei granuli?) e la natura dei contatti tra i granuli.</p> <p><i>Granuli</i>: identificare i tipi di granulo; determinare le proporzioni relative tra quarzo, feldspato, frammenti litici e matrice.</p> <p><i>Matrice</i>: controllare se è di natura detritica; può essersi formata per alterazione e compattazione di granuli labili.</p> <p><i>Compattazione</i>: cercare i contatti tra i granuli di tipo concavo-convessi o suturati, le scaglie di mica e i bioclasti rotti o piegati.</p> <p><i>Cementazione</i>: identificare i cementi, per esempio, il quarzo, la calcite, la dolomite, i minerali argillosi e il loro aspetto/modo di presentarsi – se formano sovraccrescimenti, riempimenti o rivestimenti di pori, ecc.</p> <p><i>Sostituzione/dissoluzione dei granuli</i>: per esempio, feldspato da calcite o argilla; parziale o completa dissoluzione dei granuli; cercare i pori sovradimensionati dove interi granuli sono stati dissolti.</p> <p><i>Porosità</i>: se presente, determinarne l'origine e il tipo: intergranulare, per dissoluzione, per fratturazione, ecc.</p> <p><i>Classificazione</i>: sulla base del contenuto di matrice è una arenite o una grovacca? Se è una arenite, stabilire dalla composizione dei granuli di quale tipo si tratta (quarzo-arenite, arcose o litoarenite). Stimarne la maturità dalla tessitura.</p> <p>Interpretazione <i>Ambiente deposizionale</i>: ricavarlo dalla tessitura, dalla composizione e da ogni altra informazione disponibile, ad esempio, le strutture sedimentarie e i fossili, dal campione a mano o dai dati di terreno.</p> <p><i>Diagenesi</i>: determinare la natura e l'ordine degli eventi diagenetici; stabilire se sono superficiali (pre-compattazione) o profondi (post-compattazione) sulla base delle evidenze tessiturali; proporre un'evoluzione dei fluidi circolanti nei pori e la distruzione/creazione di porosità durante la storia diagenetica profonda.</p>
--

Tabella 2.2. Schema per descrivere le arenarie in sezione sottile

Caratteristiche	Sezione sottile 1	Sezione sottile 2
<i>Granuli presenti e percentuale</i>		
Quarzo (tipi)		
Feldspato (tipi)		
Frammenti litici (tipi)		
Mica (tipi)		
Bioclasti (tipi)		
Altro		
<i>Tessitura</i>		
Arrotondamento, classazione, <i>fabric</i> , disposizione spaziale – <i>packing</i> –, orientazione preferenziale dei granuli		
<i>Cementi</i>		
Quarzo, calcite, dolomite, ematite, minerali argillosi, anidrite; forma e successione temporale dei cementi		
<i>Sostituzioni</i>		
Alterazione, dissoluzione, conservazione del feldspato, sostituzione di granuli da parte di calcite e minerali argillosi		
<i>Evidenze di compattazione</i>		
Granuli rotti e schiacciati, contatti concavo-convessi e suturati, stiloliti		
<i>Porosità</i>		
Intergranulare, ridotta/aumentata, secondaria per dissoluzione di bioclasti – <i>mouldic</i> –, di frattura, da stiloliti, ecc.		
<i>Tipi di arenarie</i>		
Arenite/grovacca, quarzo-arenite, arcose, lito-arenite, grovacca -litica, feldspatica, quarzitica		
<i>Ambiente deposizionale</i>		
Marino/non marino, fluviale/eolico, di mare sottile/di mare profondo, di bassa/di alta energia		
<i>Ordine degli eventi diagenetici</i>	1:	
	2:	
	3:	

2.2. TESSITURA DEL SEDIMENTO

Studiare la tessitura dei sedimenti consiste nel fare considerazioni sulla granulometria e sui parametri granulometrici del sedimento, sulla morfologia dei granuli, sulla tessitura della superficie dei singoli granuli e, infine, sul *fabric* (paragrafo 2.2.4) e sulla natura dei contatti tra i granuli. In base agli attributi tessiturali un sedimento può essere valutato in termini di *maturità tessiturale*. La tessitura di una roccia sedimentaria riflette in gran parte la tipologia di processo/i che ha subito. Perciò molti sedimenti attuali, provenienti da diversi ambienti, sono stati studiati per determinarne le caratteristiche tessiturali. I risultati di questi studi sono successivamente utilizzati per l'interpretazione delle rocce sedimentarie.

2.2.1. Dimensione dei granuli e parametri granulometrici

L'elemento descrittivo di base di ogni roccia sedimentaria è la dimensione dei granuli. Numerose scale granulometriche sono state proposte, ma quella che viene più largamente usata e accettata è la scala di J.A. Udden basata su un rapporto costante uguale a 2 tra successivi limiti di classe granulometrica e modificata nella terminologia da C.K. Wentworth (tabella 2.3).

La scala di Udden-Wentworth divide i sedimenti in 7 classi: argille, silt (limi), sabbie, granuli, ciottoli – *pebbel* – ciottoli grossolani – *cobbel* – e massi – *boulder* – e suddivide le sabbie in 5 sottoclassi e il silt in quattro. Questa scala è stata modificata ed estesa da Blair & McPherson (1999) per avere un maggior dettaglio nei termini granulometrici maggiori. Ciottoli, ciottoli grossolani e massi sono stati suddivisi rispettivamente in 4, 2 e 4 sottoclassi e i termini *block*, *slab*, *monolith* e *megalith*² sono stati introdotti per classificare i clasti di grosse dimensioni.

Per i sedimenti/rocce sedimentarie il significato dei termini arena³/arenite, silt/siltite, argilla/argillite è evidente.

² *Block*: ϕ da 4.1 a 65.5 m; *slab*: ϕ da 65.5 a 1049 m; *monolith*: ϕ da 1 a 33 km; *megalith*: ϕ da 33 a 1075 km.

³ Arena o rena (= sabbia) è un termine di uso letterario o

Tabella 2.3. Scala granulometrica per sedimenti sciolti e rocce sedimentarie. Da Udden & Wentworth e Blair & McPherson (1999)

Diametro (mm)			Classe	Sedimento/roccia	
	ϕ		Blocco	Mega-conglomerato	RUDITI
4096	-12	mg	Masso	Ghiaia/conglomerato	
2048	-11	g			
1024	-10	m			
512	-9	f			
256	-8	g	Ciottolo grossolano		
128	-7	f			
64	-6	mg	Ciottolo		
32	-5	g			
16	-4	m			
8	-3	f			
4	-2		Granulo		
2	-1	mg	Sabbia		Sabbia/arenaria
1	0	g			
0,50	1	m			
0,25	2	f			
0,125	3	mf			
0,063	4	g	Silt	Silt (o limo)/siltite	PELITI
0,31	5	m			
0,015	6	f			
0,008	7	mf			
0,004	8		Argilla	Argilla/argillite	

Il termine ghiaia – *gravel* – è applicato ai sedimenti incoerenti con dimensioni variabili dal granulo al blocco (da 2 a 4096 mm di diametro) e quello di megagliaie – *megagravel* – per i sedimenti a granulometria ancora maggiore che però, di solito, contengono anche significative quantità di matrice più fine. Il termine rudite⁴ è utilizzato per le ghiaie e le megagliaie cementate e comprende i conglomerati e le brecce, i megaconglomerati e le megabrecce. La figura 2.1 riporta uno schema classificativo per

regionale presente anche in alcuni toponimi (ad esempio Arena Po) o in parole composte (ad esempio arenile).

⁴ Le ruditi sono anche dette *rocce psefitiche* o *psefiti* (dal

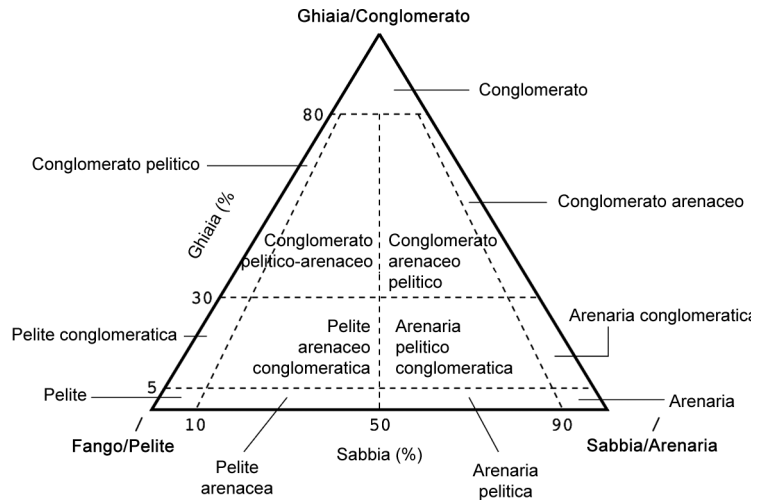


Figura 2.1
 Diagramma ternario classificativo delle miscele di sabbia-ghiaia-fango con la relativa terminologia in uso per sedimenti sciolti e rocce corrispondenti (da Udden & Wentworth e Blair & McPherson, 1999)

le miscele di sabbia, ghiaia e fango. Per la terminologia usata nella classificazione delle peliti e delle miscele di sabbia, silt e fango si rimanda al paragrafo 3.1.

Dato che usa i millimetri come unità di misura, la scala di Udden-Wentworth è di tipo geometrico (ad esempio 1, 2, 4, 8, 16). W.C. Krumbein ha introdotto una scala di tipo aritmetico (ad esempio 1, 2, 3, 4, 5) delle unità ϕ (phi) dove ϕ è la trasformazione logaritmica in base 2 della scala di Udden-Wentworth: $\phi = -\log_2 d$ (con d = diametro dei granuli in millimetri). Esiste anche la scala delle unità psi (ψ) che corrisponde semplicemente al valore negativo di phi ($\psi = -\phi$). In generale, si preferisce utilizzare la scala ϕ perché ha il vantaggio di rendere i calcoli molto più facili. Per studi di dettaglio gli intervalli granulometrici nel campo delle arenarie sono presi ogni quarto di ϕ .

Quando si esaminano le arenarie sul terreno, in prima approssimazione, la dimensione dei granuli può essere valutata mediante una lente di ingrandimento. Nel caso dei conglomerati e delle breccie si

greco $\psi\eta\theta\omicron\varsigma$ = ciottolo), le arenite *rocce psammitiche* o *psammiti* (dal greco $\psi\alpha\mu\mu\omicron\varsigma$ = sabbia, le peliti *rocce lutitiche* o *lutiti* (dal latino *lutum* = fango).

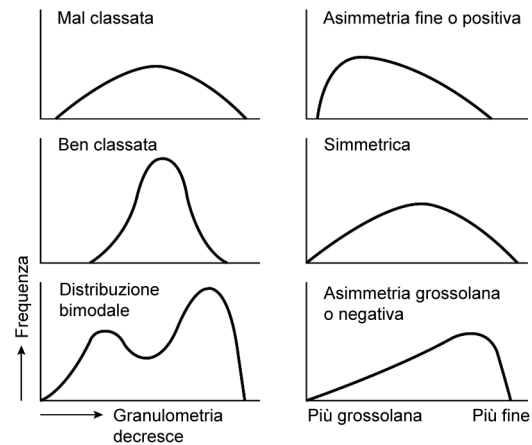


Figura 2.2
 Esempi di curve di frequenza con gradi diversi di classazione e di asimmetria

usa il metro a nastro. Per accurate analisi granulometriche sono disponibili diversi metodi di laboratorio. Ad esempio, la setacciatura è la tecnica più comunemente utilizzata per lo studio delle arenarie poco cementate e delle sabbie incoerenti. La procedura è di solito la seguente: si mettono nei setacci i sedimenti

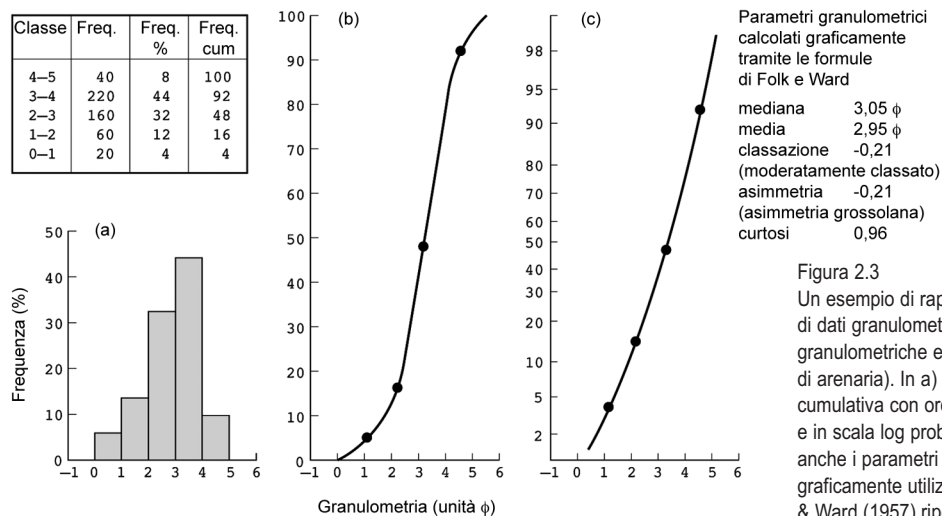


Figura 2.3

Un esempio di rappresentazione grafica di dati granulometrici (da 500 misure granulometriche effettuate su un campione di arenaria). In a) l'istogramma, la curva cumulativa con ordinate in scala aritmetica b) e in scala log probabilistica c). Sono forniti anche i parametri granulometrici ottenuti graficamente utilizzando le formule di Folk & Ward (1957) riportate nella tabella 2.4

di taglia variabile dal silt medio al ciottolo fine e poi si svolge l'analisi utilizzando un tempo di setacciatura costante (circa 15 minuti per ogni campione) e una quantità di sedimenti simile (intorno a 30 g o un po' di più per i sedimenti a granulometria maggiore). Con i sedimenti da argillosi fino a sabbiosi fini si utilizza invece la tecnica della sedimentazione, che misura la velocità di decantazione dei granuli in una colonna d'acqua. Infine, per siltiti, arenarie e calcari ben cementati si possono usare le sezioni sottili dove il conteggio dei granuli viene fatto tramite un reticolo ad oculare e un contatore per punti.

Una panoramica su queste tecniche è disponibile su McManus (1988), Syvitski (1991) e Lewis & McConchie (1994). Un sistema di analisi di immagine collegato ad un microscopio può fornire quasi istantaneamente l'analisi della dimensione dei granuli e dei relativi parametri.

Una volta calcolata la distribuzione granulometrica del sedimento, si possono determinare i seguenti parametri: diametro medio, moda, mediana, classazione o grado di assortimento – *sorting* – e asimmetria – *skewness* –. Un ulteriore parametro chiamato curtosi o appuntimento – *kurtosis* – ha un modesto significato geologico. Questi parametri possono essere calcolati per via grafica come in figura 2.3

oppure mediante l'uso di appositi software. Per quanto riguarda le rappresentazioni grafiche dei dati, le più importanti sono l'istogramma, la curva di frequenza e la curva di frequenza cumulata (figure 2.2 e 2.3). È consuetudine, per la granulometria, impostare valori decrescenti lungo l'asse delle ascisse (asse x) a partire dall'origine. L'istogramma e la curva di frequenza continua mostrano la frequenza dei granuli in ciascuna classe granulometrica e, con grande vantaggio per il lettore, danno una percezione immediata della distribuzione dei granuli, in particolare, se la distribuzione è unimodale o bimodale (figura 2.2). La curva cumulativa mostra la frequenza percentuale dei granuli di diametro maggiore rispetto ad un determinato valore. Per rappresentare le frequenze cumulate è meglio usare una scala probabilistica semilogaritmica che permette di avere una linea retta se la distribuzione è normale, cioè gaussiana, come in genere succede per i sedimenti. Dalla curva cumulativa si ottengono i percentili di distribuzione, cioè le dimensioni dei granuli che corrispondono ad una determinata frequenza percentuale, cosicché ad un generico percentile *n*-esimo corrisponde una analoga percentuale *n*% di campione con granulometria maggiore di quella considerata.

Tabella 2.4. Formule per il calcolo dei parametri granulometrici tramite la rappresentazione grafica dei dati su curva cumulativa. Il percentile ϕ_n è la misura della dimensione del granulo in unità phi (ϕ) riferita alla n -esima frequenza percentuale

Parametro	Formula di Folk & Ward (1957)
Mediana	$Md = \phi_{50}$
Media	$M = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$
Classazione	$\sigma\phi = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$
Asimmetria	$Sk = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$

I parametri granulometrici sono definiti nella tavola 2.4. Per calcolarli, la dimensione dei granuli è espressa in unità ϕ (phi). La *mediana*, che corrisponde semplicemente alla taglia del 50% dei granuli sulla curva cumulata, non è un parametro così utile come il *diametro medio* che invece tiene conto della dimensione dei granuli ai percentili del 16, 50 e 84%. La *moda* è il valore in unità ϕ o in millimetri del punto medio della classe granulometrica più abbondante. Molti sedimenti sono unimodali, cioè dominati da una classe granulometrica; quelli bimodali (figura 2.2) o persino polimodali non sono comunque infrequenti (ad esempio i conglomerati ricchi di matrice fine in figura 2.10).

Dove la distribuzione granulometrica è perfettamente normale e simmetrica allora mediana, diametro medio e moda coincidono.

Le variazioni nella taglia dei granuli su vaste aree possono essere utilizzate per dedurre la direzione di dispersione del sedimento, in quanto la dimensione dei granuli diminuisce allontanandoci dall'area sorgente. Cambiamenti simili avvengono sottocorrente, nei sistemi fluviali e deltizi e nelle torbiditi che si depositano nei bacini di mare profondo. La diminuzione della granulometria generalmente dipende dal trasporto selettivo del sedimento più che dall'abrasione (Hoek & Bluck, 1999; Rice, 1999). Dalla linea di costa verso il mare aperto la diminuzione della granulometria è strettamente connessa

con la diminuzione del moto ondoso e dell'energia delle correnti all'aumentare della profondità.

Nei conglomerati è utile misurare la dimensione massima dei granuli unitamente allo spessore dello strato poiché la relazione tra questi due parametri non varia con il processo deposizionale, ma soprattutto con la competenza del flusso. In ambiente fluviale, per esempio, i conglomerati di esondazione e di *mudflow* mostrano di solito una correlazione positiva tra la dimensione massima del ciottolo e lo spessore dello strato mentre nei conglomerati di corso d'acqua tipo *braided* questo non succede.

La classazione – *sorting* – è la misura della deviazione standard cioè dell'ampiezza di distribuzione della granulometria. È uno dei parametri più utili perché dà indicazioni sulla capacità dell'agente deposizionale nel separare granuli di diverse classi granulometriche.

I termini usati per i valori di classazione ottenuti dalla formula di Folk & Ward (1957) sono:

ϕ meno di 0,35	molto ben classato
0,35-0,50	ben classato
0,50-0,71	moderatamente ben classato
0,71-1,00	moderatamente classato
1,00-2,00	mal classato
più di 2,00	molto mal classato

Nelle sezioni sottili di arenarie e calcari c'è il problema della classazione apparente, in quanto il sedimento risulta essere meno classato di quello che è in realtà. Passando in rassegna i vari comparatori⁵ disponibili, Jerram (2000) ha sviluppato un comparatore supplementare bi-dimensionale geologicamente più realistico e un nuovo comparatore tridimensionale basato sulla distribuzione tridimensionale di sfere generata da un computer (figura 2.4).

⁵ Comparatore: serie di immagini o di contenitori di clasti a granulometria predefinita utili per stimare visivamente la granulometria di un sedimento. In base allo stesso principio sono stati costruiti comparatori per la stima della forma, sfericità, arrotondamento dei granuli e per valutare l'abbondanza relativa di una tipologia di granulo rispetto ad un'altra.