

Maurizio D'Orefice - Roberto Graciotti

RILEVAMENTO GEOMORFOLOGICO E CARTOGRAFIA

REALIZZAZIONE - LETTURA - INTERPRETAZIONE

Scheda sul sito >

Dario Flaccovio Editore

Maurizio D'Orefice Roberto Graciotti

RILEVAMENTO GEOMORFOLOGICO E CARTOGRAFIA

Realizzazione – Lettura – Interpretazione



Dario Flaccovio Editore

Maurizio D'Orefice – Roberto Graciotti

RILEVAMENTO GEOMORFOLOGICO E CARTOGRAFIA – Realizzazione – Lettura – Interpretazione

ISBN 978-88-579-0402-3

© 2015 by Dario Flaccovio Editore s.r.l. - tel. 0916700686

www.darioflaccovio.it info@darioflaccovio.it

Prima edizione: gennaio 2015

D'Orefice, Maurizio <1959->

Rilevamento geomorfologico e cartografia : realizzazione, lettura, interpretazione /

Maurizio D'Orefice, Roberto Graciotti. - Palermo : D. Flaccovio, 2014.

ISBN 978-88-579-0402-3

1. Geomorfologia – Rappresentazione grafica.

I. Graciotti, Roberto <1952->.

551.41 CDD-22

SBN PAL0276107

CIP – Biblioteca centrale della Regione siciliana "Alberto Bombace"

Stampa: Tipografia Priulla, Palermo, gennaio 2015

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>Presentazione</i>	pag.	11
<i>Premessa</i>	»	13
<i>Ringraziamenti</i>	»	15
1. Introduzione alla geomorfologia		
1.1. Finalità della geomorfologia	»	17
1.2. Cos'è una forma?	»	18
1.3. Agenti e processi morfogenetici	»	19
1.4. Forme poligeniche, fenomeni di convergenza geomorfologica e di inversione del rilievo	»	22
1.5. Criteri di classificazione utilizzati nella cartografia geomorfologica ...	»	28
1.5.1. Criteri morfografici	»	29
1.5.2. Criteri morfometrici	»	31
1.5.3. Criteri morfogenetici	»	32
1.5.4. Criteri morfodinamici	»	33
1.5.5. Criteri morfocronologici	»	35
2. La cartografia geomorfologica		
2.1. Cenni introduttivi	»	43
2.2. Alcuni cenni storici sulla cartografia geomorfologica	»	46
2.3. Scelta della scala di rappresentazione nella cartografia geomorfologica	»	48
2.4. Linee guida per la realizzazione di una carta geomorfologica: l'esperienza del Servizio geologico d'Italia	»	50
2.4.1. Aspetti generali	»	50
2.4.2. La carta geomorfologica secondo le Linee guida al rilevamento del Servizio geologico d'Italia	»	54
2.4.2.1. Definizione	»	54
2.4.2.2. Contenuti	»	55
2.4.2.2.1. Dati topografici	»	56
2.4.2.2.2. Dati idrografici	»	56
2.4.2.2.3. Dati morfometrici	»	56
2.4.2.2.4. Dati litologici	»	57
2.4.2.2.5. Dati tettonici	»	62
2.4.2.2.6. Dati morfogenetici	»	62

	2.4.2.2.7. Dati morfocronologici.....	»	63
	2.4.2.2.8. Dati morfodinamici.....	»	64
	2.4.2.3. Criteri di rappresentazione dei dati.....	»	65
	2.4.2.4. Elementi a corredo della carta geomorfologica.....	»	67
2.5.	La produzione cartografica geomorfologica ufficiale alla scala 1:50.000	»	69
2.5.1.	Foglio Belluno.....	»	69
2.5.2.	Foglio Anagni.....	»	71
2.5.3.	Foglio Tagliacozzo.....	»	72
2.5.4.	Foglio Città di Castello.....	»	73
2.5.5.	Foglio Monte Etna.....	»	75
2.5.6.	Foglio isola d'Elba.....	»	76
3. Il rilevamento geomorfologico			
3.1.	Introduzione.....	»	77
3.2.	La raccolta dei dati esistenti.....	»	79
3.2.1.	Basi topografiche.....	»	79
3.2.2.	Foto aeree.....	»	82
3.2.3.	Ortofotocarte.....	»	85
3.2.4.	Carte geologiche e geotematiche, documenti storici, pubblicazioni scientifiche, relazioni e rapporti tecnici.....	»	87
3.3.	Fotointerpretazione.....	»	89
3.3.1.	Ripresa aerea ed elementi caratteristici di una foto aerea.....	»	91
3.3.2.	La scala di un fotogramma.....	»	94
3.3.3.	Visione stereoscopica e stereoscopio.....	»	95
3.3.4.	La fotointerpretazione in geomorfologia.....	»	97
3.3.5.	Parametri delle foto aeree.....	»	99
	3.3.5.1. Tono.....	»	99
	3.3.5.2. Tessitura.....	»	99
	3.3.5.3. Pattern di drenaggio.....	»	100
3.3.6.	La restituzione dei dati.....	»	102
3.4.	Caratteri generali delle attività di terreno.....	»	103
3.4.1.	Tempi e organizzazione.....	»	104
	3.4.1.1. Indagini preliminari.....	»	105
	3.4.1.2. Rilevamento diretto di terreno e raccolta dati.....	»	107
	3.4.1.3. Sintesi ed elaborazione dei dati di terreno.....	»	112
3.5.	Rilevamento delle forme di erosione e di accumulo.....	»	113
3.5.1.	Forme d'erosione e d'accumulo.....	»	114
3.5.2.	Processi che hanno generato le forme.....	»	115
3.5.3.	Caratteristiche geometriche di una forma.....	»	117
3.5.4.	Determinazione dello stato di attività.....	»	117
	3.5.4.1. Problematiche.....	»	117
	3.5.4.2. L'attività delle forme nella comune pratica cartografica.....	»	123
	3.5.4.3. Determinazione dello stato di attività mediante un'analisi qualitativa.....	»	129

3.5.4.4.	Definizione dell'evoluzione delle forme mediante tecniche strumentali di rilievo territoriale	»	135
3.5.4.4.1.	Paline e dischetti metallici nelle misure dirette dell'intensità della denudazione .	»	138
3.5.4.4.2.	Gli estensimetri	»	139
3.5.4.4.3.	Gli estensimetri multibase o di profondità	»	140
3.5.4.4.4.	I distometri	»	140
3.5.4.4.5.	I fessurimetri	»	141
3.5.4.4.6.	Gli inclinometri a sonda	»	142
3.5.4.4.7.	La tecnica radar	»	145
3.5.4.4.8.	La tecnica di rilevamento laser.....	»	147
3.5.4.4.9.	Il rilievo geodetico-topografico	»	148
3.5.4.4.10.	Il rilievo GPS.....	»	149
3.5.5.	Determinazione dell'età di una forma.....	»	152
3.5.5.1.	Campionamento per la datazione con il metodo del radiocarbonio	»	154
3.5.5.2.	Campionamento per la datazione con il metodo $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	»	155
3.5.5.3.	Campionamento per la datazione con il metodo OSL	»	156
3.5.6.	Ulteriori informazioni utili ai fini del rilevamento	»	157
3.6.	Le modalità di registrazione in campagna dei dati	»	159
3.6.1.	Carta topografica	»	160
3.6.2.	Libretto di campagna.....	»	161
3.6.3.	Immagini fotografiche digitali.....	»	163
3.6.4.	Tablet PC	»	164
3.7.	Rilevamento dei depositi superficiali.....	»	165
3.7.1.	Metodologie d'indagine	»	165
3.7.1.1.	Indagini speditive nel primo sottosuolo mediante strumentazione leggera portatile.....	»	167
3.7.1.1.1.	Trivella portatile manuale	»	167
3.7.1.1.2.	Trivella portatile a motore	»	169
3.7.1.2.	Indagini nel primo sottosuolo mediante scavi e trincee con escavatore meccanico	»	172
3.7.1.3.	Indagini mediante sondaggi meccanici	»	173
3.7.1.4.	Indagini per mezzo di prove penetrometriche	»	175
3.7.1.5.	Indagini geofisiche.....	»	178
3.7.1.5.1.	Metodi geoelettrici	»	178
3.7.1.5.2.	Metodi sismici.....	»	181
3.7.2.	Cenni sulla descrizione degli affioramenti	»	182
3.7.2.1.	Spessore	»	186
3.7.2.2.	Geometria	»	186
3.7.2.3.	Granulometria.....	»	187
3.7.2.4.	Classazione	»	190
3.7.2.5.	Tessitura.....	»	191
3.7.2.6.	Addensamento	»	193

3.7.2.7.	Consolidazione	»	193
3.7.2.8.	Cementazione	»	194
3.7.2.9.	Caratteristiche dei clasti e della matrice	»	195
3.7.2.9.1.	Litologia	»	195
3.7.2.9.2.	Alterazione	»	195
3.7.2.9.3.	Morfologia dei clasti	»	196
3.7.2.10.	Strutture sedimentarie primarie	»	197
3.7.2.10.1.	Strutture stratificate e laminate	»	198
3.7.2.10.2.	Strutture gradate	»	201
3.7.2.10.3.	Strutture da trazione	»	202
3.7.2.10.4.	Strutture di erosione	»	204
3.7.2.10.5.	Strutture da trasporto in massa	»	204
3.7.2.10.6.	Strutture deformative	»	204
3.7.2.10.7.	Strutture biogene	»	206
3.7.2.10.8.	Strutture chimiche primarie .	»	206
3.7.2.11.	Strutture sedimentarie secondarie	»	206
3.7.2.12.	Colore	»	208
3.7.2.13.	Superfici di discontinuità	»	209
3.7.2.14.	Strutture da deformazione tettonica e gravitativa	»	210
3.7.2.15.	Facies e ambiente deposizionale	»	210
3.7.3.	Depositi colluviali, prodotti eluvio-colluviali, suoli e paleosuoli	»	211
3.7.3.1.	Depositi colluviali e prodotti eluvio-colluviali	»	211
3.7.3.2.	Suoli e paleosuoli	»	213
3.7.4.	Alcune modalità e tecniche di campionamento	»	216
4. L'informatizzazione dei dati di Valerio Noti			
4.1.	L'impiego degli strumenti informatici nella geomorfologia	»	223
4.2.	I sistemi informativi geografici	»	224
4.2.1.	Concetti fondamentali dei GIS	»	224
4.2.2.	Rappresentazione dei dati: vettoriale e raster	»	226
4.2.3.	Il database degli attributi	»	227
4.2.4.	Tipologie di dati	»	228
4.2.5.	La vestizione dei geodati	»	229
4.3.	Il concetto di scala in un GIS: la scala nominale	»	229
4.4.	L'analisi spaziale (geoprocessing)	»	230
4.5.	I modelli digitali di elevazione (DEM)	»	231
4.5.1.	Definizioni	»	231
4.5.2.	Utilizzo dei DEM nelle Scienze della Terra	»	233
5. Cenni sull'allestimento e la stampa di una carta geomorfologica in formato digitale			
5.1.	Dall'originale di campagna alla carta digitale	»	237

5.1.1. Reperimento della base topografica digitale	»	238
5.1.2. Vettorializzazione	»	238
5.1.3. Vestizione della carta	»	239
5.1.4. Allestimento finale della carta	»	241
6. La stesura di note esplicative		
6.1. Generalità	»	243
6.2. Principali argomenti trattati	»	244
7. Lettura ed interpretazione delle carte geomorfologiche		
7.1. Introduzione	»	251
7.2. Lettura di una carta geomorfologica	»	252
7.2.1. Indicazioni generali	»	252
7.2.2. Esempi di lettura ed interpretazione	»	257
7.2.2.1. Carta geomorfologica di un'area dell'Alta Valtellina (SO)	»	258
7.2.2.2. Carta geomorfologica dell'isola di Pianosa (Arcipelago Toscano)	»	265
7.2.2.3. Carta geomorfologica della conca intermontana di Oricola-Carsoli (AQ)	»	271
Appendice A1. Considerazioni sui fenomeni franosi e sul loro stato di attività		
A1.1. Aspetti generali	»	281
A1.2. Le frane nella cartografia geologica e geomorfologica ufficiale	»	282
A1.3. Tipo di movimento	»	283
A1.4. Velocità del movimento	»	285
A1.5. Stato di attività	»	286
A1.6. Approccio metodologico allo studio di una frana	»	290
A1.7. Conclusioni	»	290
Appendice A2. Principali metodi di datazione delle forme e dei depositi		
A2.1. Metodi siderali	»	293
A2.1.1. Dendrocronologia	»	293
A2.1.2. Metodo delle varve	»	296
A2.1.3. Dati storici	»	298
A2.2. Metodi isotopici	»	298
A2.2.1. Radiocarbonio	»	300
A2.2.2. Isotopi cosmogenici	»	305
A2.2.3. Metodo $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ e $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	»	306
A2.2.4. Serie dell'uranio	»	308
A2.3. Metodi radiogenici	»	311
A2.3.1. Luminescenza termicamente (TL) e otticamente stimolata (OSL)	»	311
A2.3.2. Electron Spin Resonance (ESR)	»	313
A2.3.3. Tracce di fissione	»	314

Rilevamento geomorfologico e cartografia

A2.4. Metodi chimici e biologici.....	»	315
A2.4.1. Lichenometria.....	»	315
A2.5. Metodi geomorfologici	»	317
A2.5.1. Pedocronologia.....	»	317
A2.5.2. Morfostratigrafia	»	318
A2.6. Metodi basati sulle correlazioni.....	»	319
A2.6.1. Tefrocronologia	»	319
 Appendice A3. Simbologia per carte geomorfologiche a media e grande scala		
A3.1. Indicazioni generali sull'uso della simbologia	»	321
 Bibliografia	»	349

Presentazione

Questo libro, nato dalla pluriennale esperienza degli autori presso il Servizio geologico d'Italia, tratta in modo chiaro e dettagliato, e con un approccio concreto, la *cartografia geomorfologica*, un settore delle Scienze della Terra di grande rilevanza applicativa.

L'opera assume un particolare valore anche in considerazione del fatto che negli ultimi anni si sta assistendo a un crescente interesse per il *rilevamento geomorfologico* nell'ambito dell'insegnamento universitario ma anche da parte delle istituzioni tecniche territoriali e del mondo professionale. Ciò è testimoniato, tra l'altro, dalla recente istituzione di un gruppo di lavoro congiunto tra ISPRA (Istituto superiore per la protezione e la ricerca ambientale) e AIGeo (Associazione italiana di geografia fisica e geomorfologia), finalizzato alla revisione delle linee guida per la cartografia geomorfologica nazionale.

Così come è strutturato, ricco di disegni, tabelle, figure e stralci di documenti cartografici a diversa scala, il volume costituisce una valida guida scientifico-tecnica, che accompagna l'operatore dalle prime fasi del rilevamento alla redazione finale della carta geomorfologica.

Particolarmente interessanti sono l'illustrazione delle diverse procedure di rilevamento, l'introduzione ai principi generali della fotointerpretazione, la presentazione sintetica delle principali tecniche strumentali utilizzate nel monitoraggio, la discussione di alcuni concetti fondamentali relativi allo stato di attività dei fenomeni franosi e la rassegna dei metodi di datazione di forme e depositi.

Il volume è rivolto agli studenti dei corsi universitari di Scienze Geologiche, di Scienze Naturali, Scienze Ambientali, Geografia, Ingegneria, Architettura e ai professionisti che affrontano a vario titolo le problematiche connesse alla gestione del territorio e alla valutazione e mitigazione dei rischi ambientali. La sua lettura può essere interessante anche per tutti coloro che sono mossi da curiosità per il paesaggio terrestre e per i meccanismi che ne regolano l'evoluzione.

Francesco Dramis
già *Ordinario di Geomorfologia*
presso l'*Università degli Studi "Roma Tre"*

Roma, agosto 2014

Premessa

Quando all'inizio del 2013 Dario Flaccovio ci ha proposto di scrivere un testo che avesse come tema la geomorfologia, dopo qualche naturale esitazione, peraltro subito rimossa, abbiamo accettato volentieri e con slancio questo nuovo impegnativo incarico.

Le motivazioni che ci hanno spinto ad accettare sono state diverse, prima tra tutte la ferma convinzione che una disciplina come la geomorfologia sia da valorizzare e divulgare, soprattutto sotto l'aspetto tecnico applicativo, tramite il rilevamento geomorfologico di campagna. Siamo decisamente convinti, infatti, che il corretto approccio per lo studio e la ricerca delle caratteristiche fisiche dell'ambiente che ci circonda siano possibili principalmente attraverso il rilievo diretto di terreno e solo secondariamente mediante le metodologie di rilevamento a distanza con opportune tecniche strumentali.

Questo testo è stato concepito sulla base della nostra lunga esperienza lavorativa, come geomorfologi del Servizio geologico d'Italia, maturata nel campo del rilevamento geologico-geomorfologico e della cartografia geotematica, in diversi contesti del territorio nazionale caratterizzati da differenti ambienti morfogenetici.

Teniamo a precisare che questo non è, e non intende essere in alcun modo, un testo di base di geomorfologia. Nel nostro Paese alcuni stimati accademici hanno prodotto trattati di questo tipo, con finalità soprattutto scientifiche e didattiche, rivolte principalmente agli studenti dei corsi universitari afferenti alle Scienze della Terra. Pertanto, nel volume, dando per acquisite le principali nozioni fondamentali, abbiamo cercato di ridurre all'essenziale le definizioni, gli aspetti speculativi e i concetti teorici della geomorfologia, soffermandoci maggiormente, invece, su questioni concrete ed applicative. In quest'ottica ci siamo posti l'obiettivo di fornire una serie di considerazioni e di indicazioni pratiche che, a nostro avviso, possono risultare di grande utilità agli operatori del settore e costituire, speriamo, una guida da adottare per il rilevamento geomorfologico e un ausilio nella lettura e nell'interpretazione delle carte geomorfologiche.

Il testo è stato, infine, arricchito con tre appendici; due delle quali trattano interessanti argomenti attualmente molto dibattuti. Il primo tocca alcune questioni

concettuali nei confronti dei processi gravitativi di versante, diffusamente presenti nel nostro Paese, e del loro stato di attività. Relativamente a questi fenomeni naturali esiste, infatti, una copiosa letteratura di riferimento, non sempre univoca, soprattutto per quanto concerne alcune classificazioni, metodologie di indagine e di monitoraggio. Il secondo riguarda, invece, i principali metodi di datazione utilizzati in campo geomorfologico con chiari riferimenti ai loro limiti di affidabilità e di applicabilità e ai risultati ottenibili.

Al fine di fornire uno strumento operativo, soprattutto per coloro che intendano utilizzare professionalmente le tecniche del rilevamento, in una terza appendice è stato inserito un elenco di simboli per carte geomorfologiche a media e grande scala, che, ad eccezione di alcune modifiche ed integrazioni, si basa ampiamente su quanto proposto nelle Guida al rilevamento della Carta geomorfologica d'Italia – 1:50.000, edita dal Servizio geologico nazionale (Brancaccio et al., 1994).

Gli autori

Ringraziamenti

Non sarebbe stato possibile realizzare questo libro senza l'aiuto e la collaborazione di numerosi professionisti e ricercatori, che a vario titolo hanno fornito il loro contributo specialistico e a cui è naturalmente rivolta tutta la nostra gratitudine.

Innanzitutto desideriamo ringraziare il prof. Francesco Dramis per i proficui e continui scambi di opinioni, per i preziosi suggerimenti forniti durante la stesura del testo e per la lettura critica dell'intero manoscritto.

Un grazie di cuore va anche al prof. Renzo Carlucci, per il supporto e la consulenza altamente professionale nel campo della cartografia digitale e delle tecniche strumentali di rilievo territoriale, e al dr. Valerio Noti, al quale abbiamo affidato, in virtù della sua comprovata esperienza in ambito GIS, la stesura del capitolo riservato all'informatizzazione dei dati.

Siamo enormemente riconoscenti nei confronti del dr. Paolo Quaglieri e della sig.ra Paola Di Nardo, che grazie alle loro capacità artistiche e creative hanno consentito la riproduzione manuale di diversi schemi, disegni e diagrammi a blocco. Rivolgiamo, inoltre, uno speciale ringraziamento all'ICCD-Aerofototeca nazionale, sottolineando la particolare disponibilità dell'arch. Laura Moro per averci autorizzato a pubblicare alcuni fotogrammi tratti dal Fondo RAF e dalla collezione Fotocielo e della dr.ssa Elizabeth Jane Shepherd per la revisione del paragrafo dedicato alle foto aeree.

Intendiamo poi ringraziare la dr.ssa Emi Morroni, Responsabile della biblioteca ISPRA, e la dr.ssa Fabiana Console, sua collaboratrice, per averci cortesemente messo a disposizione cartografie e immagini storiche di pregio, le cui riproduzioni hanno sicuramente arricchito la documentazione iconografica del nostro libro. A quest'ultima va anche la nostra riconoscenza per la rilettura del paragrafo riguardante la ricerca biblio-cartografica.

Un sentito ringraziamento è oltretutto rivolto a coloro i quali hanno pazientemente revisionato, in base alle loro competenze specifiche, alcuni argomenti trattati nel testo; in particolare al prof. Piero Bellotti per i caratteri sedimentologici dei depositi superficiali, al prof. Michele Soligo per la geocronologia, al prof. Maurizio Del Monte per i metodi di misurazione diretta dell'intensità della denuda-

zione, alla dr.ssa Rosanna Fantucci per la dendrocronologia e per le immagini cortesemente concesse e al dr. Stefano Rizzo per le prospezioni geofisiche.

Inoltre, ringraziamo cordialmente gli amici e colleghi Giancarlo De Sisti, Pio Di Manna, Valeria Eulilli, Domenico Fiorenza, Flaviano Gaeta, Felicia Papasodaro e Luca Maria Puzzilli per le immagini fotografiche inedite che ci hanno gentilmente fornito, Vittorio Chiessi per la lettura critica del paragrafo riservato alle indagini geognostiche, Augusta D'Andrassi, Lucilla Laureti e Valeria Giacanelli per alcuni suggerimenti in merito al paragrafo sugli aspetti vegetazionali, Silvana Falcetti per la rilettura del capitolo sull'allestimento e la stampa della carta geomorfologica digitale, Paolo Moretti per alcune rappresentazioni grafiche, Marco Pantaloni per la scansione dei pregiati documenti storici recuperati presso la biblioteca dell'ISPRA, Renato Ventura per la consulenza su talune questioni informatiche e Alessandro Fontana per lo schema cronologico del Quaternario che cortesemente ci ha fornito.

Vorremmo esprimere, altresì, la nostra più viva gratitudine nei confronti di Rosa Di Maggio e Cristina Muraro per i consigli elargiti durante la redazione del testo. Infine, abbiamo il desiderio di ringraziare con affetto i nostri cari per il sostegno morale e il grande aiuto che ci hanno dato durante la stesura di questo libro.

1. Introduzione alla geomorfologia

1.1. Finalità della geomorfologia

La geomorfologia può essere definita come la scienza che studia ed interpreta l'origine, la storia, la distribuzione ed i rapporti reciproci delle forme che compongono il rilievo terrestre, e dei depositi ad esse connesse, in relazione agli agenti ed ai processi che le hanno generate e modificate (processi morfogenetici) (Dramis e Bisci, 1998).

Appare evidente, in base a questa definizione, che la geomorfologia ha molti punti in comune con la geologia del Quaternario e pertanto la differenza tra i due campi d'applicazione appare spesso molto sfumata. In linea di principio la geomorfologia si occupa delle forme d'erosione e d'accumulo "che sono geneticamente collegate con il rilievo attualmente osservabile" (Panizza, 1988) e pertanto delle unità morfologiche affioranti sulla superficie terrestre, che di solito sono anche le più recenti. La geologia del Quaternario s'interessa, invece, "dell'ultimo periodo della storia della Terra in cui è ancora possibile riconoscere gli eventi e gli ambienti che via via si sono succeduti, mediante l'analisi diretta di forme e depositi in gran parte continentali" (Carobene, 2008). Il campo d'indagine della geologia del Quaternario si può quindi estendere anche a quella parte connessa con paesaggi terrestri del passato, che in quell'area sono attualmente del tutto cambiati. Secondo Carraro (2012) "il quaternarista inizia ad occuparsi dell'evoluzione del paesaggio, andando indietro nel tempo, quando gli strumenti d'indagine dei geomorfologi dispongono di dati troppo carenti e, viceversa, si ferma, andando verso il recente, quando la mole di dati disponibile è tale da consentire una ricostruzione dettagliata che esula dalle proprie competenze".

Comunque, le differenze tra le due discipline divengono più evidenti se si affronta la questione in termini cartografici. La carta geomorfologica è di fatto finalizzata soprattutto alla rappresentazione delle forme d'erosione e d'accumulo (compresi i depositi associati) che caratterizzano il rilievo terrestre, prendendo in considerazione i loro aspetti descrittivi (morfografia), le loro caratteristiche geometriche (morfometria), la loro origine (morfogenesi), il loro stato di attività (morfodinamica) ed il loro inquadramento cronologico (morfocronologia).

L'obiettivo principale è, quindi, quello di delineare un quadro completo delle caratteristiche geomorfologiche di un dato territorio dal momento della sua formazione fino ai nostri tempi, prevedendone anche l'evoluzione futura. Tutte queste informazioni sono riportate su un elaborato cartografico attraverso innumerevoli combinazioni di simboli e colori distribuiti sull'intera area presa in considerazione.

La carta geologica del Quaternario ha invece come scopo principale la rappresentazione cartografica delle formazioni superficiali che caratterizzano un determinato territorio, a prescindere da una loro forma esterna caratteristica, secondo criteri litostratigrafici, allostratigrafici o sintemici (si veda paragrafo 3.7.2.13, note 20 e 21). In questo tipo di carta, le varie unità stratigrafiche superficiali (essenzialmente quaternarie) sono rappresentate attraverso poligoni di colore diverso a seconda dell'età e dell'unità stratigrafica di appartenenza, soprassegni riguardanti essenzialmente la tessitura dei depositi e alcuni simboli geomorfologici (per esempio un conoide alluvionale, un cordone dunare, ecc.).

1.2. Cos'è una forma?

In geomorfologia la forma può essere definita come un'entità spaziale costituita da una superficie, caratterizzata da una propria configurazione, ossia da un aspetto tridimensionale di una superficie (per esempio piana, ondulata, ecc.), che rappresenta il riscontro di un episodio erosivo (forma di erosione) o l'espressione morfologica finale di un episodio sedimentario (forma di accumulo) (Carraro, 2012). Per quanto riguarda le forme di accumulo, in geomorfologia è fondamentale studiare, oltre alla superficie (entità tridimensionale, ma priva di "spessore") che delimita un determinato deposito, anche il deposito stesso (entità volumetrica) (figura 1.1).

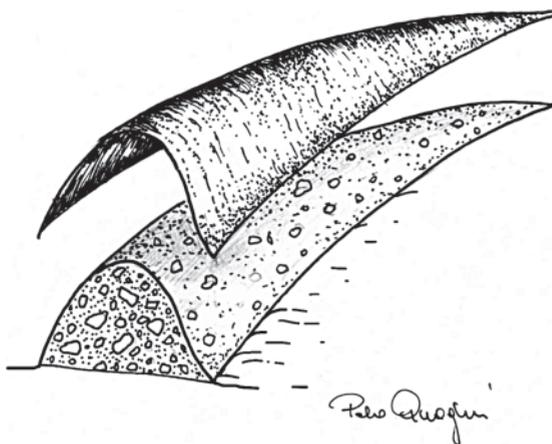


Figura 1.1
 Forma di accumulo, in questo caso rappresentata da un lembo di cordone morenico, la quale può essere scomposta in una superficie (in alto), contraddistinta da una propria conformazione, e da un deposito sottostante delimitato dalla prima (disegno di Paolo Quaglieri)

Naturalmente, le dimensioni delle forme possono essere molto differenti; si passa, infatti, da quelle enormi dei continenti o dei bacini oceanici, che si estendono per decine di milioni di chilometri quadrati, a quelle minuscole rappresentate da scannellature, incavi, scalfitture, ondulazioni, ecc., che con uno sviluppo areale dell'ordine dei centimetri o addirittura dei millimetri quadrati, interessano sia le rocce e sia i sedimenti.

1.3. Agenti e processi morfogenetici

Quali sono i meccanismi fondamentali che portano alla genesi delle forme sulla superficie terrestre? La risposta alla domanda va ricercata nella specificità di questa superficie, che rappresenta il luogo, dove vengono a contatto la litosfera, l'atmosfera, l'idrosfera e la biosfera, e su cui si confrontano due importanti categorie di agenti (denominati *agenti morfogenetici*), di solito antagoniste: agenti endogeni (o interni) e agenti esogeni (o esterni). I primi, attraverso l'attività geodinamica interna del nostro pianeta (movimenti crostali verticali e orizzontali, attività vulcanica, formazione delle catene montuose, ecc.), danno luogo alle cosiddette *forme primarie* del rilievo. Pertanto, tra i principali agenti endogeni possiamo annoverare l'attività tettonica, il vulcanismo e lo scuotimento sismico. I secondi, invece, tendono al modellamento della superficie terrestre attraverso un progressivo smantellamento e spianamento del rilievo precedentemente prodotto dagli agenti endogeni, ma anche tramite la costruzione di forme generalmente più piccole rispetto a quelle di tipo endogeno (ad esempio cordoni morenici e dunari, conoidi alluvionali, ecc.). Questi agenti traggono origine essenzialmente dall'energia solare (che attiva il ciclo idrologico, i moti convettivi atmosferici e oceanici e permette lo sviluppo dell'attività biologica), dal campo gravitazionale terrestre (che nel caso di un dislivello può consentire lo spostamento verso il basso di masse rocciose, glaciali ed idriche), dall'attrazione lunisolare (da cui dipendono le maree) e dal moto di rotazione terrestre (che condiziona principalmente la circolazione oceanica ed atmosferica). In particolare, fanno parte dei maggiori agenti esogeni la forza di gravità, le acque superficiali diffuse ed incanalate, il moto ondoso lungo la costa, il ghiaccio, la neve, l'attività chimica dell'acqua, il vento, l'attività biologica e quella antropica.

Gli agenti endogeni e quelli esogeni non costituiscono, tuttavia, due entità che agiscono in maniera nettamente separata. I vari tratti del rilievo terrestre sono, infatti, il risultato della loro interazione, con il prevalere nello spazio e nel tempo dell'una o dell'altra entità. In questo modo, in una determinata area e in un certo intervallo di tempo, possono prevalere gli agenti endogeni, ai quali è imputabile la costruzione del rilievo, mentre in un altro periodo possono prendere il sopravvento, nella medesima area, gli agenti esogeni che tendono, invece, a modificarlo o persino a demolirlo. La superficie delle terre emerse non è, quindi, statica ma è soggetta a continui mutamenti che, esplicandosi in ambito spazio-temporale con modalità e tipologie diverse, danno luogo ad un'infinità di forme.

La genesi, il tipo di evoluzione e l'estensione di ogni forma esogena del rilievo terrestre emerso dipendono essenzialmente da tre insiemi di cause: gli agenti del modellamento, i fattori geologici e le condizioni climatiche (Panizza, 1992).

AGENTI DEL MODELLAMENTO

Sono gli elementi propri degli agenti esogeni che con una triplice azione d'erosione, trasporto e sedimentazione modificano e trasformano in continuazione la superficie terrestre.

FATTORI GEOLOGICI

Comprendono la tettonica, intesa sia in senso attivo (fagliazioni, piegamenti e deformazioni delle rocce, basculamenti, sollevamenti e abbassamenti isostatici, ecc.) sia in senso passivo (giacitura, grado di tettonizzazione, fratturazione e scistosità delle rocce, ecc.). Tra questi fattori rientra anche l'attività vulcanica come espressione di una tettonica attiva (effetto in superficie di eventi geologici profondi, fratturazione crostale e risalita dei magmi) e la litologia, considerata nelle sue caratteristiche fisico-meccaniche e chimiche che condizionano la resistenza delle rocce nei riguardi dei fenomeni erosivi e d'alterazione.

CONDIZIONI CLIMATICHE

Rappresentano le cause direttamente dipendenti dalla radiazione solare, dall'umidità dell'aria, dalla temperatura, dalla pressione atmosferica, dal regime pluviometrico, dalla direzione e dall'intensità dei venti, ecc. Esse hanno anche un'influenza indiretta, attraverso la vegetazione, sui fenomeni erosivi e sui processi d'alterazione delle rocce.

Gli agenti del modellamento, i fattori geologici e le condizioni climatiche, nelle loro innumerevoli combinazioni, danno luogo ad una serie di processi morfogenetici esogeni, che a loro volta producono una molteplicità di forme. Alcuni esempi, di seguito riportati, potranno chiarire meglio questo concetto.

Un cordone morenico (forma di accumulo) è costituito da materiale detritico eterogeneo ed eterometrico (fattore geologico) trasportato e accumulato dal ghiaccio (agente del modellamento) di un ghiacciaio nel suo lento movimento verso valle, ad opera della forza di gravità (altro agente del modellamento), in un ambiente d'alta montagna di tipo glaciale (condizioni climatiche). In questo caso l'opportuna combinazione degli agenti del modellamento (ghiaccio e forza di gravità), dei fattori geologici (materiale detritico) e delle condizioni climatiche (ambiente glaciale) ha attivato un determinato processo morfogenetico, quello glaciale, responsabile della messa in posto del cordone morenico (forma di accumulo).

Un conoide alluvionale costituito prevalentemente da ghiaie e sabbie è stato generato dall'acqua corrente superficiale incanalata e dalla forza di gravità in un ambiente caratterizzato da precipitazioni abbondanti e temperature medie relativamente basse. In quest'altro esempio la combinazione degli agenti del modellamento (acqua corrente superficiale e forza di gravità), dei fattori geologici (ghiaie e sabbie) e delle condizioni climatiche (precipitazioni abbondanti e temperature medie relativamente basse) hanno attivato un determinato processo morfogenetico, quello fluviale, responsabile della formazione del conoide alluvionale (forma di accumulo).

Solitamente le forme a prevalente componente endogena sono caratterizzate da una maggiore estensione areale e da una maggiore età rispetto a quelle a prevalente componente esogena. Prendendo spunto da tale considerazione, diversi studiosi si sono adoperati nel tentativo di proporre una classificazione tassonomica delle forme del rilievo terrestre. Tra queste, degna di nota è la classificazione proposta da Gerasimov e Meshcheryakov (1967), che suddivide le forme della superficie terrestre in tre ordini, secondo criteri essenzialmente genetici, cronologici e dimensionali. Partendo da scale spazio-temporali di carattere continentale sino ad arrivare a scale di ambito locale, i tre ordini sono stati così denominati: *geotessiture* (o megastrutture), *morfostrutture* e *morfosculture* (tabella 1.1).

Tabella 1.1. Classificazione delle forme del paesaggio terrestre in base a criteri genetici, cronologici e dimensionali (le descrizioni sono state in gran parte riprese da Panizza, 1988)

Ordini	Caratteristiche delle unità morfologiche (esempi)	Genesi	Tempo di persistenza morfologica
Geotessiture	Unità più generali e più remote del rilievo a scala mondiale come i continenti (Eurasia), gli scudi prevalentemente cristallini (africano, canadese), le aree montuose prodotte da antiche orogenesi (caledoniana, ercinica), ecc.	Unità legate prevalentemente ad eventi endogeni solitamente pre-mesozoici. La loro conformazione generale non è stata modificata e non è modificabile dagli agenti esogeni, che operano secondo scale spazio-temporali molto minori	> 100 milioni di anni
Morfostrutture	Unità del paesaggio terrestre a scala regionale, come le catene montuose (Alpi, Appennini), gli archi insulari (arcipelago indonesiano), le regioni depresse (valle del Reno, mar Rosso, Great Rift Valley), i grandi altipiani (Columbia Plateau, altipiano del Deccan), ecc.	Unità generate da eventi post-paleozoici a prevalente componente endogena. Il loro aspetto originario è in linea di massima preservato e solo parzialmente modificato dagli agenti esogeni, in relazione alle differenti scale spazio-temporali in cui agiscono le due componenti	~ 10 milioni di anni
Morfosculture	Unità più particolari del rilievo come ad esempio i monti (Monte Bianco), le valli (valle dell'Adige), gli edifici vulcanici (Etna), i bacini lacustri (lago di Garda), i delta fluviali (delta del Po), ma anche un singolo versante, un terrazzo fluviale, una falesia, un cordone morenico, una frana, una dolina, una duna, un suolo poligonale, un karren, una scultura alveolare, ecc.	Possono essere connesse ad eventi endogeni post-paleozoici, ma anche prodotte o comunque modificate da cause esogene recenti (inferiori al milione di anni).	< 1 milione di anni

1.4. Forme poligeniche, fenomeni di convergenza geomorfologica e di inversione del rilievo

Per giungere ad una corretta interpretazione genetica dei fenomeni geomorfologici è fondamentale determinare i processi che hanno originato le forme del paesaggio terrestre. Molto spesso, basandosi esclusivamente su osservazioni a distanza da punti panoramici, o sulla tecnica del telerilevamento, o anche su considerazioni limitate all'aspetto esteriore delle forme, si può pervenire ad attribuzioni erranee, le quali possono essere evitate, se integrate da indagini dirette e dettagliate di campagna.

Nell'ascrivere una forma ad uno specifico processo dobbiamo tener conto che esistono diverse forme originate dal concorso di più processi morfogenetici, i quali, agendo simultaneamente o in momenti successivi, danno luogo alle cosiddette forme poligeniche, oppure si possono verificare fenomeni di convergenza morfologica, in cui forme simili sono generate però da processi morfogenetici differenti.

Tra le forme poligeniche possiamo annoverare, ad esempio, le scarpate con influenza strutturale, rimodellate dal processo fluviale, gravitativo di versante o glaciale, oppure le scarpate di erosione glaciale, rimodellate dai processi fluviali o gravitativi. Nella figura 1.2 è riprodotto uno stralcio della legenda della *Carta geomorfologica dell'area circostante la Pietra di Bismantova* (GSUEG, 1976), in cui sono rappresentate alcune simbologie connesse a forme poligeniche.

OLOCENE NON ATTUALE	ATTUALE
 <p data-bbox="306 1070 606 1184">Orlo di scarpata fluviale rimodellato da processi di degradazione <i>Stream erosion cliff remodelled by degradational processes</i> ($h > 50$ m)</p>	 <p data-bbox="821 1070 1112 1184">Orlo di scarpata di degradazione o di frana, con influenza strutturale <i>Edge of degradational or landslide scarp, with structural influence</i> ($h > 50$ m)</p>
 <p data-bbox="306 1208 606 1323">Orlo di scarpata di degradazione o di frana <i>Edge of degradational or landslide scarp</i> ($h > 50$ m)</p>	 <p data-bbox="821 1208 1112 1323">Orlo di scarpata fluviale rimodellato da processi di degradazione <i>Stream erosion cliff remodelled by degradational processes</i> ($h > 50$ m)</p>
 <p data-bbox="306 1346 606 1461">Orlo di scarpata di degradazione o di frana <i>Edge of degradational or landslide scarp</i> ($15 \text{ m} \leq h \leq 50 \text{ m}$)</p>	 <p data-bbox="821 1346 1112 1461">Orlo di scarpata fluviale rimodellato da processi di degradazione <i>Stream erosion cliff remodelled by degradational processes</i> ($15 \text{ m} \leq h \leq 50 \text{ m}$)</p>

Figura 1.2. Alcuni esempi di simbologie relative a scarpate poligeniche (differenziate anche in base all'altezza e alla loro età), tratte dalla legenda della Carta geomorfologica dell'area circostante la Pietra di Bismantova (fonte: GSUEG, 1976)

I fenomeni di convergenza morfologica sono più frequenti in natura di quanto si pensi e per questo è necessaria una particolare attenzione da parte del geomor-

anche di notevole apertura. Il distometro si compone di un corpo cilindrico in lega leggera, una rotella metrica in lega invar, un comparatore centesimale digitale, un sistema di tensionamento. Esistono due tipi di distometri: a filo e a nastro. Nel primo le basi di misura possono raggiungere anche i 50 m di distanza; nel secondo le basi hanno una distanza di poco inferiore. La precisione che si raggiunge con i distometri è molto elevata, circa 0,02 mm per lunghezze di misura sino a 20 m. Come gli estensimetri, i distometri trovano largo impiego nella misurazione di dislocazioni superficiali che interessano i versanti soggetti a processi gravitativi.

3.5.4.4.5. I fessurimetri

Questi strumenti, di facile utilizzo, misurano manualmente lo spostamento relativo tra due punti fissi posti ai lati di piccole fessure presenti su manufatti, opere murarie e/o microfratture che interessano pareti rocciose. Il fessurimetro è composto da due piastre sovrapponibili: la prima trasparente è incisa con una croce di riferimento, la seconda è intagliata con una griglia millimetrata (figura 3.31).



Figura 3.31. Fessurimetro composto da due piastre sovrapponibili in materiale plastico, con croce di lettura e griglia di misura. Lo strumento è stato infisso, mediante viti inossidabili, a cavallo di una frattura che attraversa dei litotipi tufacei

Le due piastre sono fissate a cavallo della discontinuità che si vuole misurare mediante appositi collanti bicomponenti o con viti inossidabili. Durante l'installazione il centro della croce di riferimento si fa coincidere con il centro degli assi cartesiani della griglia millimetrata. Una volta registrata la data d'installa-

zione si procede a misure periodiche, da effettuare secondo prestabiliti intervalli di tempo. Eventuali spostamenti dei due lembi della discontinuità vengono registrati sulla griglia millimetrata secondo le due componenti x e y. Esistono vari tipi di fessurimetri: lineari, elettrici, misuratori monoasse con comparatore meccanico. Generalmente la precisione che si ottiene nelle misure è dell'ordine del millimetro.

3.5.4.4.6. *Gli inclinometri a sonda*

Gli inclinometri a sonda sono strumenti composti da una serie di elementi: un tubo inclinometrico, una sonda inclinometrica, una centralina elettronica di misura e registrazione e alcuni accessori quali cavi, carrucole, tamburo di avvolgimento, ecc.

Il tubo inclinometrico è realizzato con materiale deformabile e/o flessibile in alluminio o PVC (polimero del cloruro di vinile) per seguire le eventuali spinte originate dai movimenti del terreno alle diverse profondità. Il tubo è infisso all'interno di un foro di sondaggio, realizzato in precedenza (si veda paragrafo 3.7.1.3), e opportunamente cementato in modo da essere solidale al terreno che lo ingloba (figura 3.32). La cementazione del tubo dovrà avvenire a bassa pressione con miscela cementizia costituita d'acqua, cemento pozzolanico e bentonite, mescolate tra loro secondo varie proporzioni (generalmente si usa un rapporto rispettivamente pari a 100, 30, 5 parti in peso). Il tubo ha una sezione circolare di circa 76 mm di diametro interno, provvista di quattro scanalature verticali, tra loro perpendicolari, lungo le quali si fanno scorrere le ruote del carrello della sonda durante le fasi di misurazione. I tubi inclinometrici sono di norma realizzati in spezzoni di 3 m di lunghezza ciascuno e sono assemblati mediante appositi manicotti di giunzione. Particolare cura dovrà essere riservata alla loro installazione; una non corretta messa in opera dei tubi potrà, infatti, inficiare le successive operazioni di misura. In estrema sintesi dovranno essere adottate le seguenti prescrizioni e precauzioni:

- la perpendicolarità del tubo dovrà avere una tolleranza ammissibile di circa $1 \div 2^\circ$;
- la spirallatura dovrà essere inferiore a $0,5^\circ$ /metro lineare;
- il fondo tubo dovrà essere chiuso con tappo in cemento e opportunamente ancorato al substrato stabile per una sufficiente profondità;
- le scanalature ortogonali (guide della sonda) dovranno essere libere da ostacoli e gradini che si possono formare nelle giunzioni;
- la testa del tubo, nella sua parte affiorante dal p.c. (piano campagna), dovrà essere opportunamente protetta con un apposito tombino dotato di lucchetto, per evitare atti vandalici e danneggiamenti accidentali.

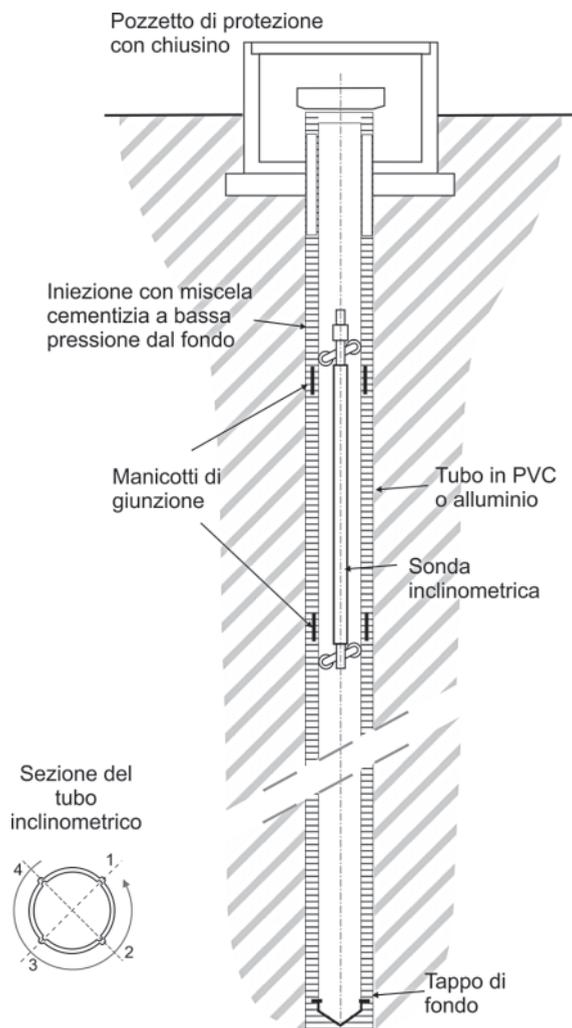


Figura 3.32. Schema di un inclinometro a sonda

La sonda inclinometrica è costituita da un involucro cilindrico di acciaio, montato su piccole ruote flessibili messe in tensione da molle; presenta al suo interno un sensore (servoaccelerometro) di elevata precisione che, sollecitato dalla forza di gravità, genera un segnale elettrico inviato via cavo alla centralina. La sonda misura l'angolo (inclinazione) formato tra il suo asse e la verticale nel piano contenente le rotelline. Le misure sono eseguite, in punti prestabiliti (generalmente con intervalli di 1 m o 0,5 m), durante la fase di risalita della sonda dal fondo foro, dove precedentemente era stata calata; esse sono ripetute, ruotando la sonda di 90°, per ridurre al minimo gli eventuali errori sistematici. Al termine delle attività

di misura si ottiene sia il modulo del vettore spostamento, alle varie profondità indagate (differenziale locale dal basso) e alla sommità del tubo inclinometrico (differenziale integrale dal basso), sia il suo azimut, ossia l'angolo formato dalla risultante dello spostamento e l'est geografico (positivo in senso antiorario).
Con la stessa sonda si possono leggere più tubi inclinometrici opportunamente installati sull'area da indagare; questi vanno letti una prima volta, detta *lettura zero*, con la quale saranno confrontate le successive misurazioni, effettuate secondo intervalli di tempo regolari e predefiniti.

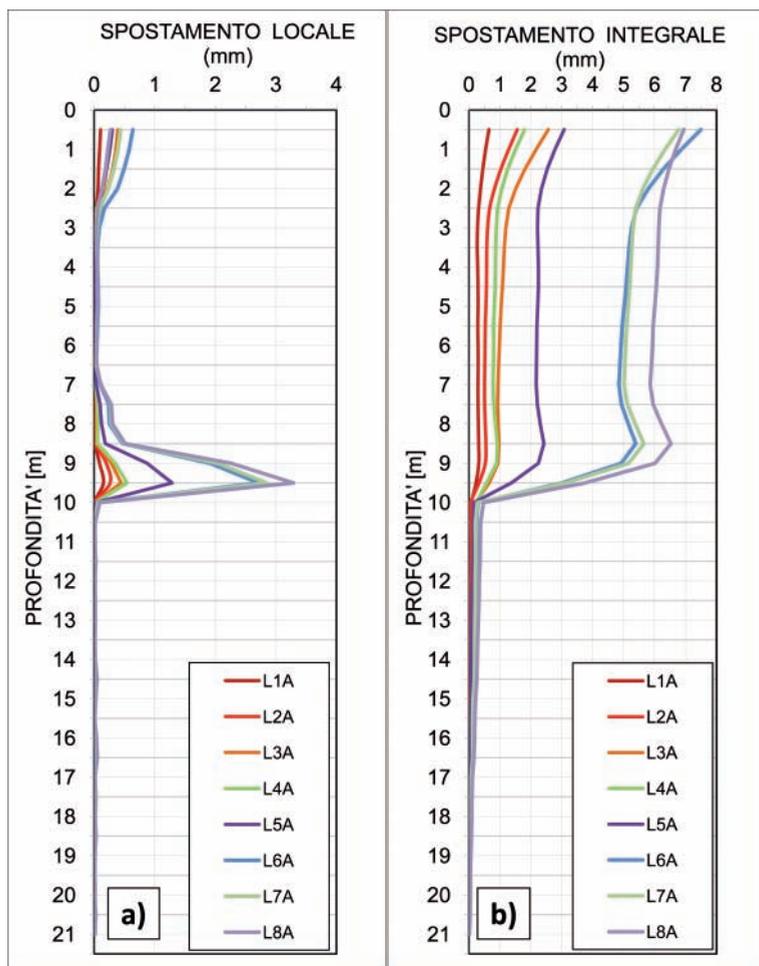


Figura 3.33. Grafico delle letture eseguite su un singolo tubo inclinometrico, in determinati intervalli temporali. Sono evidenti gli spostamenti locali integrati alle singole profondità (a) e gli spostamenti integrati cumulati in testa tubo (b). Come si può notare gli spostamenti sono concentrati nell'intervallo 8÷10 m, con i valori maggiori a circa 9,5 m di profondità dal p.c., cui corrisponde la probabile posizione del piano di scorrimento di un fenomeno franoso (immagine di L.M. Puzilli)

I dati acquisiti su ogni inclinometro sono restituiti secondo grafici che hanno in ascissa la risultante dello spostamento espresso in millimetri e in ordinata la profondità del tubo inclinometrico espressa in metri; ogni curva, contraddistinta da un colore specifico, identifica la lettura delle misure ad una determinata data (figura 3.33). Accanto alle curve dello spostamento locale e integrale sono rappresentate anche le curve dell'azimut, le quali si differenziano dalle prime soltanto nei valori dell'ascissa che, in questo caso, sono espressi in gradi da 0° a 360°. In base a quanto sopra descritto risulta evidente che gli inclinometri a sonda sono alquanto utili in campo geomorfologico, specialmente per quanto riguarda il monitoraggio profondo dei movimenti franosi, per la valutazione dello stato di attività di una frana e per lo studio evolutivo di un versante. I dati che si ottengono sono molto precisi; nella lettura dei grafici si apprezzano, infatti, spostamenti anche millimetrici. Le deformazioni subite dal terreno, in senso ortogonale all'asse del foro di sondaggio, possono essere determinate a varie profondità, secondo il "passo" che si è deciso di adottare per la risalita manuale della sonda inclinometrica; ne consegue che è possibile individuare anche superfici multiple di scorrimento.

In considerazione della loro elevata precisione, gli inclinometri a sonda sono particolarmente indicati per il monitoraggio dei movimenti franosi caratterizzati da spostamenti da lenti a molto lenti. Quando il monitoraggio si protrae per periodi sufficientemente lunghi, è possibile determinare, oltre alla profondità della superficie, o delle superfici, di scorrimento, anche la velocità, la direzione e il modulo del vettore spostamento del movimento franoso. Utili informazioni sulle caratteristiche della frana vengono fornite indirettamente anche quando il tubo inclinometrico subisce deformazioni significative, tali da non consentire il passaggio della sonda inclinometrica sino a fondo foro. In questo caso la brusca ed improvvisa interruzione indica una riattivazione repentina del movimento franoso ad una determinata profondità, coincidente con una superficie di scorrimento; movimento che si è manifestato con tale intensità da causare la rottura del tubo inclinometrico che, come si ricorda, è di alluminio o PVC.

3.5.4.4.7. *La tecnica radar*

La tecnica di telerilevamento radar, messa a punto nei primi anni '90 per il rilevamento dei movimenti superficiali del terreno, si basa sulla propagazione di onde elettromagnetiche nel campo delle microonde e sulla rilevazione delle relative diffusioni. Questo tipo d'indagine è particolarmente utilizzato in ambito geologico perché non è influenzato dalle condizioni meteo-climatiche (coperture nuvolose) e dall'illuminazione (giorno o notte); la strumentazione, inoltre, può essere installata su satelliti in orbita intorno alla Terra, su aeromobili o su apparecchiature a terra.

Il dispositivo radar è costituito da alcuni elementi principali:

- il trasmettitore che origina le onde elettromagnetiche;
- l'antenna che invia le onde verso il bersaglio (rocce esposte, superfici dure non vegetate, grossi massi, edifici, tralicci, *guard rail* di strade e viadotti, ecc.);
- il ricevitore che capta l'onda riflessa dal bersaglio;
- un registratore che immagazzina i segnali che ritornano alla sorgente.

In base alle caratteristiche del segnale di ritorno (distanza, intensità e fase) è possibile ricavare le proprietà e la posizione dell'oggetto rilevato. Al termine della prospezione radar si ottiene un'immagine bidimensionale della superficie terrestre indagata, che sarà contraddistinta da differenti toni di grigio a seconda della potenza del segnale registrato.

Per migliorare la risoluzione del rilievo radar è possibile ricorrere alla cosiddetta tecnica SAR (*Synthetic Aperture Radar*) che consiste nell'aumentare il tempo di misura di un oggetto in modo proporzionale alla sua distanza dal sensore. Il radar nella metodologia SAR è montato su satellite o su aeromobile e diretto verso la superficie terrestre, in posizione ortogonale rispetto alla direzione del suo movimento. Due immagini riprese in tempi differenti della stessa area possono essere messe a confronto utilizzando la tecnica InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*). Mediante opportuni sistemi di elaborazione, alla fine del rilievo, è possibile stimare spostamenti del suolo anche centimetrici in base allo sfasamento delle onde riflesse durante due acquisizioni consecutive dello stesso oggetto. Quando s'indaga una determinata zona, per aumentarne il potere di riflettività si possono installare particolari riflettori artificiali facilmente identificabili nell'immagine radar.

Con la tecnica SAR è possibile monitorare aree anche molto estese, apprezzando spostamenti del terreno con elevata precisione. Questo tipo di rilievo è, pertanto, largamente impiegato in campo geomorfologico principalmente per studi di subsidenza, per definire l'evoluzione di aree interessate da deformazioni gravitative profonde di versante, da fenomeni franosi o da intensi processi erosivi denudazionali, per analizzare lo sviluppo della dinamica fluviale in aree soggette ad esondazione e ad erosione laterale spondale.

L'ASI (Agenzia spaziale italiana) ha investito molte risorse in questo settore, mettendo in orbita intorno alla Terra la costellazione Cosmo, costituita da una decina di satelliti gestiti dalla società Telespazio.

Quando la strumentazione radar è posizionata a terra (*Terrestrial InSar*) è possibile effettuare un numero maggiore di scansioni della stessa zona, aumentando la velocità di esecuzione e la precisione del rilievo. In tal caso però la strumentazione deve essere collocata ad una distanza massima di 4 km dal soggetto da osservare; condizione questa che in alcune circostanze può rappresentare un serio limite al suo impiego. Al termine del rilievo, elaborando e confrontando le serie di immagini ottenute, è possibile determinare il vettore spostamento del terreno con una precisione inferiore al millimetro.

3.5.4.4.8. La tecnica di rilevamento laser

I primi dispositivi di misura che utilizzano la tecnologia laser sono nati alla fine degli anni '70. Il principio su cui si basa questo metodo è quello della misura, mediante un raggio laser, della distanza tra lo strumento emettitore e l'oggetto. Tale misura può essere eseguita sia con il metodo ad impulsi, che calcola il tempo di percorrenza dell'onda tra l'emettitore e l'oggetto, sia con il metodo delle fasi, che calcola lo sfasamento tra l'onda emessa e quella di ritorno.

Questa metodologia di rilevamento presenta delle notevoli potenzialità sia per la possibilità di acquisire i dati a distanza sia per l'elevatissima velocità di acquisizione (migliaia di punti al secondo).

Gli strumenti laser possono essere distinti in due categorie principali: il laser a scansione terrestre, TLS (*Terrestrial Laser Scanner*) e il laser a scansione da satellite o da aeromobile, LiDAR (*Light Detection and Ranging*). Entrambe queste strumentazioni permettono di determinare, con notevole precisione e in tempi molto brevi, la posizione plano-altimetrica di un considerevole numero di punti terreno, senza l'ausilio di strumenti riflettori.

La tecnologia TLS consente di raggiungere precisioni molto elevate, in genere dell'ordine del millimetro, ma il suo utilizzo è funzione della distanza che intercorre tra lo strumento e l'oggetto da monitorare e delle condizioni meteorologiche. A seconda della strumentazione utilizzata si possono ottenere precisioni differenti. Con uno strumento ad impulsi, posto a 100 m di distanza dall'oggetto da monitorare, si ottengono precisioni variabili tra i 2 e i 5 mm. La massima distanza misurabile è di circa 1.000 m. Questa tecnica è adatta per la ricostruzione dettagliata e precisa della morfologia dei versanti e, di conseguenza, anche per la definizione dei principali fenomeni d'instabilità geomorfologica che su di essi si manifestano.

La strumentazione LiDAR è più complessa in quanto il sistema, generalmente installato su aereo o su elicottero, è composto da differenti unità. La piattaforma aerea presenta un sensore laser che invia un fascio di onde nella frequenza dell'infrarosso (trasmettitore) e ne raccoglie gli echi di ritorno (ricevitore). Un sistema per il posizionamento satellitare GPS e un sistema inerziale di navigazione (INS) forniscono l'orientamento costante e la rotta dell'aeromobile impiegato. La tecnologia LiDAR consente una veloce acquisizione dei dati con una precisione dell'ordine del centimetro su aree molto vaste. Questa metodologia, dopo opportuno filtraggio, è molto utile per la realizzazione di modelli digitali del terreno (DTM) ad alta risoluzione, georeferenziati, da utilizzare per il monitoraggio di particolari aree in evoluzione, soggette a dissesto e/o deformazione quali: aree vulcaniche, zone costiere sottoposte ad ingressione marina, piane alluvionali esposte a rischio idraulico, aree soggette ad attività estrattiva.

Fattori limitanti all'impiego della tecnica laser sono rappresentati dalla fitta vegetazione e, per il LiDAR, dai versanti caratterizzati da pareti subverticali.

La tecnica laser può essere integrata con la sovrapposizione di immagini digitali fotogrammetriche; è possibile così ottenere dei modelli digitali del terreno che possono risultare molto simili alla realtà (per i DTM, DEM e DSM si veda capitolo 4).

3.5.4.4.9. Il rilievo geodetico-topografico

Le tecniche di misura nel rilievo geodetico-topografico sono eseguite con teodoliti, stazioni totali (motorizzate e automatizzate) (figura 3.34), distanziometri a infrarosso e laser, livelli elettronici, ecc., e permettono di ottenere, con notevole precisione, la posizione plano-altimetrica di punti rappresentativi della superficie terrestre. I punti dei quali si vogliono determinare le coordinate tridimensionali sono materializzati mediante appositi pilastrini inamovibili, fondati efficacemente nel terreno, che costituiscono la così detta *rete di caposaldi*. Questo tipo di rilievo può essere impiegato sia per rappresentare l'esatta posizione geometrica di determinati elementi morfologici o di aree particolarmente interessanti dal punto di vista geomorfologico, sia per le attività di monitoraggio di zone instabili, tipo aree in frana o zone in subsidenza.

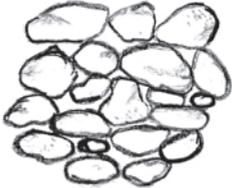
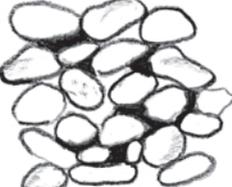
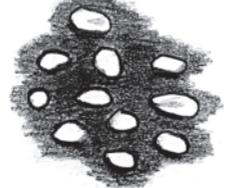


Figura 3.34. Rilievo topografico di una parete rocciosa eseguito con una stazione totale automatica con distanziometro laser (località Prima Porta, Roma) (foto di F. Gaeta)

Tra clasti e matrice non sussiste, comunque, un limite dimensionale unico e preciso¹⁷: ad esempio se i clasti sono costituiti da ciottoli, la matrice può essere formata da sabbia, silt e/o argilla; se i clasti sono composti da sabbia, la matrice può essere data da silt e/o argilla; se i clasti sono costituiti da ciottoli grossolani, la matrice può anche essere composta da ghiaia fine.

Tra i componenti tessiturali prima accennati, possono intercorrere diversi rapporti quantitativi e spaziali. Per una loro descrizione qualitativa si può ricorrere alla semplice classificazione riportata in tabella 3.13.

Tabella 3.13. Classificazione della tessitura di un sedimento clastico in funzione dei rapporti tra clasti e matrice

Tipo di tessitura	Descrizione	Rappresentazione schematica
Tessitura aperta (<i>open-work</i>)	I clasti sono tutti in contatto reciproco; la matrice è assente e pertanto gli interstizi sono vuoti	
Tessitura parzialmente aperta (<i>partially open-work</i>)	I clasti sono tutti in contatto reciproco; la matrice è presente, ma riempie solo alcuni interstizi	
Tessitura a supporto di clasti (<i>clast supported</i>)	I clasti sono tutti in contatto reciproco, ma tutti gli interstizi sono completamente riempiti da matrice	
Tessitura a supporto di matrice (<i>matrix supported</i>)	I clasti non sono in contatto reciproco e sono immersi, in numerosa quantità, nella matrice	

¹⁷ Sebbene il limite tra clasti e matrice sia relativo, comunemente in sedimentologia si tende a definire la matrice come l'insieme delle particelle inferiori a 0,0625 mm.

3.7.2.6. Addensamento

L'addensamento è un parametro comunemente utilizzato per sedimenti a grana grossa, composti cioè in prevalenza da ghiaie e da sabbie (terre granulari in geotecnica). Con questo termine si intende la concentrazione delle particelle più grandi, espressa come percentuale del volume complessivo del sedimento (comprendente, oltre alle suddette particelle, la matrice, il cemento e gli interstizi). Un elevato grado di addensamento vuol dire particelle più vicine tra loro e con maggior punti di contatto, e di conseguenza una porosità inferiore. Questo parametro, oltre ad informazioni sulla porosità, fornisce anche indicazioni sul processo meccanico che ha originato il deposito e sulle modificazioni post-deposizionali nell'assetto delle particelle.

Il grado di addensamento di un sedimento si può stimare qualitativamente in campagna con prove manuali, o anche tramite l'ausilio di comparatori visivi, esprimendo una valutazione con aggettivi come: molto addensato, addensato, poco addensato e non addensato. Tuttavia, se vogliamo essere rigorosi, il grado di addensamento di una ghiaia o di una sabbia dovrebbe essere espresso numericamente mediante la densità relativa (rapporto tra la densità del sedimento e la sua densità massima); proprietà questa misurabile, però, solo in laboratorio.

3.7.2.7. Consolidazione

Il processo della consolidazione, anche se può manifestarsi con depositi di qualsiasi granulometria, acquista una primaria importanza solo nel caso di sedimenti fini (silt e argille) saturi d'acqua, i quali, se sottoposti ad una determinata pressione (ad esempio quella operata dal carico litostatico degli strati soprastanti), possono espellere grandi quantità d'acqua interstiziale (anche il 50÷60%), con conseguente riduzione della porosità e quindi del loro volume.

Quando un deposito nel corso della sua storia geologica è stato sottoposto ad una pressione effettiva massima prossima a quella attuale esercitata dal peso del sedimento medesimo e da quello degli strati soprastanti, si ha un deposito *normalmente consolidato*. Se, invece, la pressione effettiva massima registrata in passato è superiore a quella che agisce attualmente, si è in presenza di un deposito *sovraconsolidato*.

La sovraconsolidazione può essere dovuta al peso degli strati soprastanti successivamente erosi, al peso di ghiacciai poi scomparsi, a tensioni indotte dall'essiccazione superficiale e all'azione di forze tettoniche.

Sul terreno possiamo solo esprimere una stima puramente indicativa dello stato di consolidazione di un deposito in base soprattutto alla sua resistenza opposta all'infissione (utilizzando ad esempio un penetrometro tascabile) e al taglio da parte di normali utensili da scavo (spatola, cazzuola, martello, ecc.).

Per una valutazione quantitativa del grado di consolidazione dobbiamo necessariamente prelevare un campione indisturbato e sottoporlo ad analisi di laborato-

rio. Queste sono utili nella ricostruzione morfoevolutiva di talune aree poiché, nel caso di un deposito sovraconsolidato, è possibile risalire allo spessore dei sedimenti eventualmente asportati dall'erosione, attraverso la determinazione della pressione di preconsolidazione.

3.7.2.8. Cementazione

Gli interstizi di un deposito superficiale, in un secondo tempo, possono essere parzialmente o del tutto occlusi dal cemento. Si tratta di sali che precipitano sotto forma di cristalli da soluzioni chimiche circolanti negli spazi fra le particelle. Il tipo più comune di cemento nei sedimenti clastici è la calcite. Agenti cementanti di secondaria importanza sono la silice (quarzo o calcedonio), i minerali evaporitici (gesso, anidrite e sale), gli ossidi e gli idrossidi.

La cementazione di un deposito superficiale, di solito discontinua, irregolare e non omogenea, può anche avvenire in tempi abbastanza brevi; essa non è quindi indicativa dell'età relativa del sedimento, sfatando un luogo comune che induce a ritenere antichi i depositi ben cementati e recenti quelli sciolti.

Le varie tipologie di cemento possono essere determinate attraverso l'analisi al microscopio di sezioni sottili (figura 3.50). Sul terreno possiamo solo stimare genericamente il grado di cementazione di un deposito superficiale, indicandolo come:

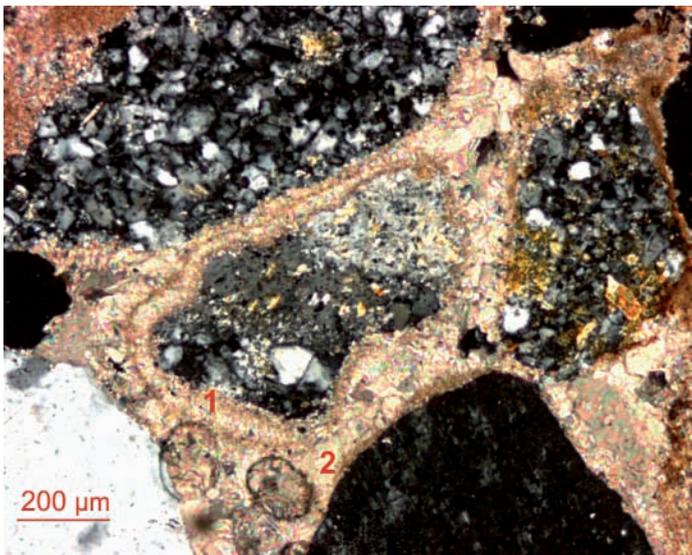


Figura 3.50. Sezione sottile a nicoli incrociati di un campione di quarzoarenite eolica dell'isola d'Elba. I vari granuli prevalentemente silicatici sono contornati da due generazioni di cemento: 1) un cemento di prima generazione formato da carbonato di calcio isopaco, spesso pochi μm , che contorna i granuli assumendo la forma di "dente di cane"; 2) un cemento di seconda generazione, formato da carbonato di calcio disposto a mosaico (sparite), che tende a riempire le cavità tra i granuli (fonte: D'Orefice et al., 2007)

- *basso*: i clasti si isolano con la sola azione manuale;
- *medio*: i clasti si isolano con il martello (percuotendo il deposito, questo si rompe sempre in corrispondenza del cemento, consentendo la separazione dei clasti);
- *alto*: il deposito appare come litificato e i clasti non si isolano neppure con il martello (percuotendo energicamente il deposito, questo si rompe indifferentemente in corrispondenza del cemento o dei clasti).

3.7.2.9. Caratteristiche dei clasti e della matrice

3.7.2.9.1. Litologia

Le caratteristiche litologiche dei clasti sono estremamente utili in quanto possono fornire informazioni sulla loro area di provenienza e sui litotipi che in quel periodo erano esposti all'erosione degli agenti esogeni. Questo è di fondamentale interesse ai fini della ricostruzione morfoevolutiva di una determinata area. Attraverso l'esame litologico dei clasti è possibile, ad esempio:

- ricostruire l'andamento del paleo-tracciato di un corso d'acqua e casomai il perimetro e l'estensione dell'antico bacino idrografico d'appartenenza prima che si manifestassero rilevanti eventi di deviazione fluviale conseguenti a fenomeni di cattura, di diversione o di tracimazione;
- determinare il bacino d'alimentazione di un dato deposito d'origine glaciale;
- valutare se un corpo sedimentario ubicato al piede di un pendio proviene dal versante soprastante o da distanze maggiori (ad esempio per trasporto fluviale, glaciale, in massa, ecc.).

Sul terreno è sufficiente una valutazione speditiva della litologia dei clasti, che in ogni modo è opportuno distinguere in ordine decrescente di frequenza (ad esempio 50% calcarei, 30% dolomitici, 20% arenacei) specificando, quando possibile, la formazione geologica d'origine. Una volta effettuata questa prima valutazione, sarà importante determinare anche la provenienza dei clasti, i quali andranno distinti in *locali*, ovverosia derivanti da formazioni affioranti nell'area o nel bacino di alimentazione in cui è situato il deposito, oppure *esotici*, cioè di sicura provenienza esterna rispetto all'attuale area o bacino di pertinenza.

3.7.2.9.2. Alterazione

Un corpo sedimentario dopo la sua deposizione è sottoposto ad una progressiva alterazione superficiale dovuta innanzitutto a processi pedogenetici. In quest'ottica, nell'ambito dell'esame di un deposito grossolano, è importante valutare il grado d'alterazione dei vari clasti, e possibilmente anche della matrice; fattore questo che generalmente dipende dall'età del corpo sedimentario.

In campagna si può solo stimare approssimativamente il grado di alterazione che, per quanto riguarda i clasti, può variare in funzione delle loro caratteristiche minero-petrografiche. Per tale motivo esso andrà specificato per ciascuna delle categorie litologiche di appartenenza dei clasti con una valutazione del genere:

- non alterati
- poco alterati
- alterati
- completamente alterati.

Per ciò che concerne la matrice, si può fornire un'indicazione ancora più generica del tipo: alterata e non alterata.

Dato che l'alterazione dei componenti di un deposito ha origine dalla superficie topografica per poi progressivamente propagarsi nel sottosuolo, è utile annotare, anche a fini cronologici, la massima profondità dal p.c. cui questa si è spinta.

3.7.2.9.3. *Morfologia dei clasti*

L'analisi morfologica dei clasti consente di ricavare utili informazioni sugli agenti del trasporto e sui meccanismi deposizionali. Essa trova applicazione soprattutto sui ciottoli (quindi su ghiaie e conglomerati) e riguarda tre parametri fondamentali: la *forma base*, la *sfericità* e l'*arrotondamento*.

Relativamente alla *forma base*, in natura si possono riconoscere quattro classi principali:

- equidimensionale (cubica o sferica)
- a lama (piatta e allungata)
- a bastone (sottile e allungata)
- tabulare (o discoidale).

Queste forme possono essere determinate quantitativamente in base ai rapporti esistenti tra i tre assi di un clasto (lungo, intermedio e corto) riportati su un apposito grafico (diagramma di Zingg), oppure, più semplicemente, definite mediante una stima qualitativa (figura 3.51).

La *sfericità* fornisce un'indicazione di quanto un clasto si discosta o si avvicina alla forma sferica. Questo parametro, da cui dipende in gran parte il comportamento idraulico di un clasto, può essere valutato sul terreno utilizzando l'indice di sfericità di Folk stimato in base a comparatori visivi, o quantitativamente, mediante alcune formule che mettono in relazione le dimensioni dei tre assi principali dell'elemento considerato.

L'*arrotondamento*, infine, indica la misura dell'acutezza dei bordi e degli spigoli di un clasto (ciottolo di ghiaia o granulo di sabbia), cioè il grado di smussamento

delle asperità subito da una particella durante il trasporto. Tale parametro, più significativo rispetto alla sfericità, varia, oltre che in funzione della distanza, della durata e delle condizioni idrodinamiche del trasporto, anche in relazione alla litologia e alle dimensioni del clasto, nonché del clima.

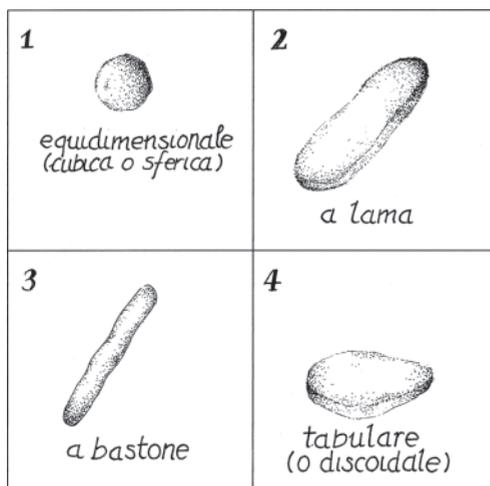


Figura 3.51
Le quattro forme principali dei clasti:
1) equidimensionale (cubica o sferica);
2) a lama; 3) a bastone;
4) tabulare (o discoidale) (disegno
di Paolo Quagliari, modificato da Bini, 1990)

Esso non va confuso con la sfericità e la forma dalle quali è indipendente. Solitamente il grado d'arrotondamento viene definito approssimativamente in campagna, anche con l'ausilio di comparatori visivi, distinguendo i clasti in:

- molto arrotondati
- arrotondati
- subarrotondati
- subangolosi
- angolosi
- molto angolosi.

3.7.2.10. Strutture sedimentarie primarie

Per strutture sedimentarie primarie si intendono le strutture singenetiche o penecontemporanee, ovverosia quelle prodottesi durante o subito dopo la deposizione del sedimento, in ogni caso prima della sua litificazione. Esse possono essere utilizzate per comprendere i processi e i caratteri deposizionali, nonché la direzione, il verso e l'intensità delle eventuali paleocorrenti responsabili della messa in posto dei corpi sedimentari.

Le strutture sedimentarie primarie sono innumerevoli e di diverso tipo; di conseguenza una loro classificazione non è affatto semplice poiché si corre il rischio di

forzare questi elementi entro caselle rigide, i cui confini non riflettono l'origine naturale dei fenomeni. Pur consapevoli di tali difficoltà, in questa sede è stato adottato, con parziali modifiche, un sistema di classificazione che fa riferimento allo schema di Baggio et al. (1997) per le formazioni superficiali, e che consente di riunire tali strutture nei seguenti gruppi principali:

- strutture stratificate e laminate
- strutture gradate
- strutture da trazione
- strutture di erosione
- strutture da trasporto in massa
- strutture deformative
- strutture biogene
- strutture chimiche primarie.

L'elevato numero delle strutture sedimentarie primarie non consente in questo contesto una loro esposizione soddisfacente, prerogativa di trattati specialistici e pubblicazioni scientifiche cui si rimanda; di seguito, pertanto, ci si limiterà ad elencare le principali strutture, descrivendo brevemente i loro gruppi di appartenenza.

3.7.2.10.1. Strutture stratificate e laminate

Una struttura primaria di considerevole importanza è la *stratificazione*, generata da variazioni del regime sedimentario¹⁸. In quest'ottica ogni strato può essere considerato come il prodotto di un singolo evento sedimentario, finito nel tempo e legato a un determinato processo deposizionale (Ricci Lucchi, 1992). Le superfici di stratificazione, quindi, possono rappresentare interruzioni più o meno lunghe nell'ambito del processo deposizionale o variazioni improvvise nelle condizioni di sedimentazione e sono da considerare isocrone.

All'interno degli strati spesso si individuano delle strutture che denotano episodi sedimentari d'ordine minore¹⁹: le *lamine*. Anche in questo caso si tratta di importanti strutture della stessa natura degli strati, ma di rango gerarchico inferiore, che possono raggiungere spessori al di sotto del millimetro. Per una descrizione dello spessore degli strati e delle lamine può essere utilizzata la classificazione riportata nella tabella 3.14.

¹⁸ Vale la pena ricordare che anche le rocce vulcaniche sono spesso stratificate e, quindi, nei loro confronti possono essere adottati criteri di studio per certi aspetti analoghi a quelli impiegati per le rocce sedimentarie.

¹⁹ In caso di assenza di strutture sedimentarie, lo strato si definisce massivo. Esso può essere a sua volta: massivo omogeneo (cioè formato da un solo componente granulometrico o da due, ma con tessitura a supporto di clasti) o massivo eterogeneo (ossia costituito da più componenti granulometriche distribuite in modo caotico; per esempio il diamicton).

Si ricorda che sia in presenza di stratificazioni sia di laminazioni è molto importante specificare l'immersione e l'inclinazione degli strati e delle lamine.

La stratificazione principalmente può essere:

- piano-parallela orizzontale
- piano-parallela ondulata

Tabella 3.14. Principali classi di spessore degli strati e delle lamine (leggermente modificata da Ricci Lucchi, 1992)

Strati (spessore in cm)		Lamine (spessore in mm)	
> 300	Estremamente spessi	100÷30	Bande o accenni di lamine
300÷100	Molto spessi	30÷10	Molto spesse
100÷30	Spessi	10÷3	Spesse
30÷10	Medi	3÷1	Medie
10÷3	Sottili	< 1	Sottili
< 3	Sottilissimi		

- piano-parallela ritmica
- piana non parallela
- curva non parallela.

La laminazione principalmente può essere:

- piano-parallela orizzontale
- piano-parallela ondulata
- piano-parallela ritmica
- piana non parallela
- curva non parallela
- convoluta.

Tra le strutture sedimentarie sopra citate, la stratificazione o la laminazione non parallela sono quelle più utili per le interpretazioni di carattere sedimentologico e in particolare per determinare il verso delle paleocorrenti²⁰. In sostanza si tratta di set di strati o di lamine inclinate rispetto a superfici di strato principali. Sulla base della loro inclinazione è possibile distinguere una stratificazione o laminazione a basso angolo ($\leq 15^\circ$) e una ad alto angolo ($> 15^\circ$). In quest'ultimo caso gli strati o le lamine inclinate sono denominate *foreset*.

La stratificazione (o la laminazione) non parallela può essere originata da *ripple* (figura 3.52), *sand wave*, dune eoliche (figura 3.53), dal riempimento di docce e solchi erosivi, dalla progradazione del fronte di piccoli delta, dalla migrazione di barre fluviali (figura 3.54), dalla sedimentazione in zone di battigia, da *surge* piroclastici, ecc.

²⁰ Da questo discorso va esclusa la *epsilon cross stratification*, ossia una varietà di stratificazione non parallela a grande scala connessa alla crescita laterale (verso il centro del canale) di una barra di meandro.