

Diego E. Angelucci

**APPUNTI DI
GEOARCHEOLOGIA**

per il corso
***Processi formativi dei depositi archeologici e
micromorfologia***

del corso di laurea magistrale interateneo
(unife, unimore, unitn, univr)

***QUATERNARIO, PREISTORIA E
ARCHEOLOGIA***

A.A. 2021/2022

Prologo

Il corso ***Processi formativi dei depositi archeologici e micromorfologia***, del corso di laurea magistrale interateneo (unife, unimore, unitn, univr) *Quaternario, preistoria e archeologia*, vuole fornire agli studenti le conoscenze di base per comprendere i processi di formazione dei depositi archeologici, attraverso l'esame della loro composizione, organizzazione e caratteristiche, al fine di poterli correttamente scavare, descrivere e interpretare, riconoscendo allo stesso tempo le dinamiche naturali o culturali che hanno dato loro origine.

Le stratificazioni archeologiche prendono origine da dinamiche complesse che agiscono in corrispondenza della superficie terrestre e il cui innesco può derivare dall'azione di agenti naturali, antropici o misti. Per giungere ad una corretta analisi dei processi formativi coinvolti nella loro genesi è necessario acquisire una serie di nozioni relative ai processi che attuano alla superficie terrestre. Ci si deve addentrare in un ambito correlato alle scienze della Terra, che apportano il bagaglio teorico e metodologico appropriato alla comprensione delle dinamiche superficiali – attraverso un approccio geoarcheologico. Non è compito facile a causa delle competenze, talora differenti, che si sviluppano nei corsi dedicati ai Beni Culturali: *Processi formativi dei depositi archeologici e micromorfologia* è quindi un corso difficile, che richiede uno sforzo addizionale per la comprensione di alcuni aspetti semantici, concettuali e metodologici. Per questa ragione, tra i contenuti del corso si devono mutuare concetti e termini dalle scienze della Terra, prima di passare ai temi più propriamente geoarcheologici: si inizia richiamando, grazie agli strumenti messi a disposizione dalla geomorfologia e dalla sedimentologia, una serie di dati relativi alle forme del paesaggio e ai sedimenti; successivamente si esaminano i processi di alterazione e i suoli, facendo ricorso alla pedologia; queste nozioni si completano con quelle relative alla stratigrafia e alla geologia del Quaternario, trattate in altri corsi.

Non esiste, al momento attuale, un manuale in italiano che riassume la quantità e la complessità dei temi trattati nel corso. Da anni mi riprometto di redigere un manuale, ma non trovo il tempo per farlo e quindi, anche quest'anno, ho dovuto 'metterci una pezza', redigendo queste dispense, per le quali ho spesso fatto ricorso a semplificazioni eccessive. Le dispense riassumono gli argomenti trattati nelle lezioni tenute nell'ambito del Corso di laurea magistrale interateneo *Quaternario, preistoria e archeologia* nell'A.A. 2021/2022. Il prodotto risultante è una sintesi estrema che, pur non permettendo allo studente di acquisire il *know-how* necessario per diventare un vero e proprio geoarcheologo, può costituire un inizio per approfondimenti futuri. Il testo deriva dal *collage* degli appunti di precedenti corsi magistrali, ragione per cui in molti punti è disorganizzato e obsoleto – comunque redatto cercando di dare più importanza ai contenuti che non alla veste grafica o allo stile di scrittura.

Spero di poter fare di meglio in futuro e vi prego di segnalarmi qualsiasi errore od omissione, nonché tutte le osservazioni che vi sembrano opportune.

Buono studio, buon lavoro!

Diego E. Angelucci
diego.angelucci@unitn.it

Trento, settembre 2021

INDICE

Cap. 1	La geoarcheologia: cenno introduttivo	p.	4
Cap. 2	Paesaggio, rilievo, forme: cenni di geomorfologia	p.	7
Cap. 3	I sedimenti: nozioni di sedimentologia	p.	18
Cap. 4	Ambienti morfogenetici e sedimentari	p.	38
Cap. 5	I versanti e il loro modellamento	p.	39
Cap. 6	L'ambiente alluvionale	p.	44
Cap. 7	Ghiacciai e glacialismo	p.	54
Cap. 8	Il carsismo	p.	61
Cap. 9	Gli ambienti periglaciali, lacustri ed eolici: cenno	p.	71
Cap. 10	I processi di alterazione	p.	75
Cap. 11	I suoli: nozioni di Pedologia	p.	89
Cap. 12	Le analisi su sedimenti e suoli	p.	118
Cap. 13	Micromorfologia archeologica	p.	123
Cap. 14	Geoarcheologia del fuoco (cenno)	p.	130

CAPITOLO UNO

LA GEOARCHEOLOGIA: CENNO INTRODUTTIVO

1.1. LA GEOARCHEOLOGIA: SVILUPPO E DEFINIZIONE

Il termine "geoarcheologia" fece la sua comparsa nella bibliografia archeologica poco prima del 1970 indicando la disciplina scientifica che, facendo ricorso a concetti e tecniche delle scienze della Terra, si propone di risolvere questioni di carattere archeologico. Fin dalla sua nascita, la geoarcheologia si caratterizzò come scienza inter- e multi-disciplinare, utilizzando approcci teorici, vocabolario e strumenti metodologici provenienti sia dalle scienze della Terra sia dall'archeologia - una scienza di frontiera dunque.

Ripercorrendo brevemente le tappe che portano allo sviluppo della geoarcheologia attuale, bisogna ricordare la pubblicazione, nel 1958, del manuale *Soils for the Archaeologists* da parte di I. Cornwall. Pochi anni dopo (1964), K. Butzer edita il volume *Environment and Archaeology: An Introduction to Pleistocene Geography*, nel quale si applicano metodi geologici per la classificazione dei siti preistorici e per la ricostruzione paleoambientale.

L'idea di individualizzare una disciplina a se stante risale agli anni '60-'70 del XX secolo e si inserisce nell'ambito degli approcci teorici in voga in quegli anni, in particolare nel quadro della *New Archeology* (v. es. Ferring, 1994), dell'archeologia processuale o alla *Contextual Archaeology* (es. Butzer, 1982; Clarke, 1968; Clarke, 1972) o della *Behavioral Archeology* (es. Schiffer, 1987; Schiffer, 1995; Gladfelter, 1981). Negli stessi anni si comincia a riconoscere apertamente il contributo delle scienze della Terra all'archeologia e compaiono alcune delle definizioni classiche di geoarcheologia, tra cui quella di A. Renfrew (1976), notevole per completezza e chiarezza (v. box qui sotto).

Box - Alcune definizioni classiche di geoarcheologia

"This discipline employs the skills of the geological scientist, using his concern for soils, sediments and landforms to focus these upon the archaeological "site", and to investigate the circumstances which governed its location, its formation as a deposit and its subsequent preservation and life history. This new discipline of geoarchaeology is primarily concerned with the context in which archaeological remains are found. And since archaeology, or at least prehistoric archaeology, recovers almost all its basic data by excavation, every archaeological problem starts as a problem in geoarchaeology." (Renfrew, 1976: 2).

"[Geoarchaeology is] the geoscience tradition within archaeology [and] deals with earth history within the time frame of human history" (Gladfelter, 1981: 343).

"Geo-archaeology implies archaeological research using the methods and concepts of the earth sciences" (Butzer, 1982: 35)

"Geoarchaeology is the field of study that applies the concepts and methods of the geosciences to archaeological research [...]. Geoarchaeology uses techniques and approaches from geomorphology (the study of landform origin and morphology), sedimentology (the study of the characteristics and formation of deposits), pedology (the study of soil formation and morphology), stratigraphy (the study of the sequence and correlation of sediments and soils), and geochronology (the study of time in a stratigraphic sequence) to investigate and interpret the sediments, soils, and landforms at archaeological sites." (Waters, 1992: 3-4).

"In perhaps its broadest sense [...] geoarchaeology refers to the application of any earth-science concept, technique, or knowledge base to the study of artifacts and the processes involved in the creation of the archaeological record" (Rapp & Hill, 1998: 1-2).

"La geoarcheologia è una disciplina che interpreta le testimonianze archeologiche utilizzando i metodi e le tecniche proprie della scienza della terra" (Cremaschi ed., 2000: 3).

In questo testo s'intende per geoarcheologia la ricerca archeologica effettuata con metodi e concetti delle scienze della Terra, come formulato da K. Butzer (1982). Questa accezione, riconosciuta da buona parte dei geoarcheologi, è stata riprodotta e tradotta più o meno fedelmente in varie lingue, senza mutarne la sostanza (v. es. Cremaschi ed. 2000).

Volendo dare una definizione più completa, potremmo dire che **la geoarcheologia è una disciplina che utilizza concetti e tecniche delle scienze della Terra per raggiungere interpretazioni archeologiche. La geoarcheologia opera nell'intervallo di tempo corrispondente alla presenza umana nel pianeta, elabora i dati secondo il metodo scientifico e utilizza un vocabolario derivato dalle scienze della Terra e dall'archeologia.**

1.2. GEOARCHEOLOGIA: MODUS OPERANDI

1.2.2. La ricerca geoarcheologica

Uno dei principali obiettivi della geoarcheologia consiste nel ricostruire le relazioni esistenti tra i gruppi umani del passato e il contesto ambientale in cui essi vivevano. Più in dettaglio, potremmo raggruppare gli obiettivi principali come rivolti a studiare:

- *la cronologia e la stratigrafia*, al fine di ricostruire successioni stratigrafiche a scala locale o regionale, di localizzare cronologicamente eventi, di stabilire sequenze cronologiche ecc.;
- *il paleoambiente* fisico, le sue modificazioni nel tempo e le relazioni tra le modificazioni ambientali e le oscillazioni climatiche a scala globale o regionale;
- *le interrelazioni tra umani e ambiente*, allo scopo di stabilire il sistema di occupazione del territorio e di comprendere le relazioni tra il popolamento e l'ambiente fisico, così come l'utilizzo delle risorse naturali e gli effetti dell'impatto antropico sul territorio;
- *i processi di formazione del registro archeologico*, per determinare la genesi dei siti archeologici e dei loro componenti, le interferenze tra processi naturali e antropici, le modificazioni sin- e postdeposizionali, la conservazione dei manufatti ecc.

A seconda delle problematiche specifiche che si presentano, della situazione e del *timing* del progetto, il geoarcheologo può crearsi un proprio percorso operativo all'interno del progetto archeologico. Uno schema semplificato ed esemplificativo del percorso di ricerca può essere il seguente:

1. formulazione delle questioni archeologiche e ideazione del progetto - il geoarcheologo si trova di fronte ad una serie di domande, questioni, dubbi e problemi di carattere archeologico, che sono l'origine primaria del proprio lavoro;
2. identificazione delle fonti di informazione - si verifica se nel registro geologico vi siano evidenze, elementi o altro che, una volta analizzato, permetta di rispondere alle questioni archeologiche o quantomeno di indicare ipotesi di lavoro per le questioni sollevate;
3. raccolta di dati attraverso gli strumenti a disposizione delle scienze della Terra - una volta individuati le evidenze da analizzare, si valuta quali siano gli strumenti e le tecniche messe a disposizione dalle scienze della Terra per la raccolta di dati utili;
4. creazione di modelli geoarcheologici - raccolti i dati, li si elabora e si costruiscono modelli geoarcheologici a partire dalla spiegazione e discussione dei dati raccolti;
5. interpretazione archeologica, analisi dei risultati, loro pubblicazione e divulgazione ecc., con eventuale *feedback* con il punto 1 e possibile inizio di un nuovo percorso di ricerca.

Le questioni archeologiche per le quali la geoarcheologia può trovare soluzioni o riposte sono varie (v. box qui sotto).

Box - Esempi di problemi archeologici risolvibili attraverso l'approccio geoarcheologico

- Siti (questioni generali o specifiche di un dato ambito spazio-temporale) - Dove si trovano? Sono conservati? Sono correlati a qualche elemento paesaggistico o morfologia specifica?
- Territorio - Si è modificato? Come, quando e perché? Le modificazioni dipendono dall'azione antropica?
- Pattern di insediamento - Riflette il sistema di insediamento della regione in una data epoca o è il risultato delle trasformazioni del territorio dopo l'abbandono dei siti? Esistono scelte insediative ricorrenti? Ci sono relazioni tra siti e risorse naturali?
- Risorse - Quali e quante sono? Sono o sono state disponibili? Dove si trovano? Sono state sfruttate?
- Manufatti e ecofatti - Quali sono conservati? Come? Perché? Si trovano *in situ*? Da dove proviene la materia prima?
- Deposito archeologico - Da cosa è composto? Quali sono i processi responsabili della sua formazione? La sua organizzazione riflette la stratificazione originale? Qual è il ruolo dei processi postdeposizionali?
- Stratigrafia - Si può ricostruire la successione stratigrafica? Qual'è la sequenza d'occupazione del sito?
- Impatto antropico - Esiste? E con quali effetti? Da quali pratiche deriva?

Le soluzioni a tali questioni archeologiche provengono dall'analisi di fonti di informazione che fanno parte della geosfera e che sono analizzate mediante le tecniche mutuata dalle varie discipline delle scienze della Terra. Tra queste, le più frequentemente utilizzate sono la geomorfologia, la sedimentologia, la pedologia e la stratigrafia, finalizzate allo studio e all'interpretazione delle forme, dei sedimenti e dei suoli correlati ai siti archeologici e al loro contesto ambientale (v. Butzer, 1982; Waters, 1992). Altre scienze quali la cronometria, la petrologia, la geofisica e la geochimica sono considerate più prossime all'approccio archeometrico.

Le tecniche applicate in geoarcheologia sono varie e includono metodi a tavolino (es. compilazione di cartografia, correlazioni stratigrafiche), di laboratorio (es. analisi di sedimenti e suoli, osservazione di sezioni sottili al microscopio) e di terreno, durante la prospezione o lo scavo (es. descrizione di stratificazioni, rilievo geomorfologico). Un quadro della principali fonti di informazione, discipline e tecniche disponibili dalla geoarcheologia è riportato qui sotto.

Tabella 1-I. Fonti d'informazione, discipline e tecniche delle scienze della Terra utilizzate in geoarcheologia

<i>fonti</i>	<i>discipline</i>	<i>tecniche</i>
rilievo e forme	<i>Geomorfologia</i>	prospezione geomorfologica, morfometria, fotografia aerea
sedimenti	<i>Sedimentologia</i>	rilevamento di campo, analisi di laboratorio, analisi de facies, micromorfologia
suolo	<i>Pedologia</i>	rilevamento di campo, analisi di laboratorio, classificazione pedologica, micromorfologia
stratificazione (sedimenti e suoli)	<i>Stratigrafia</i>	rilevamento di campo, analisi de facies
età	<i>Cronologia</i>	analisi stratigrafica e correlazioni, datazioni
manufatti	<i>Tafonomia, Traceologia, Petrografia, etc.</i>	caratterizzazione petrografica, analisi microscopica
sedimenti e suoli	<i>Geofisica</i> <i>Geotecnica</i>	prospezione geofisica, prospezione geognostica
organizzazione del territorio	<i>(varia)</i>	ex. <i>land evaluation</i>

Gli strumenti della geoarcheologia possono essere applicati a ambiti differenti (dall'archeologia contrattuale e di urgenza, alla tutela e valorizzazione dei siti archeologici, fino alla ricerca archeologica) e in momenti diversi del progetto (durante la sua formulazione, nelle prospezioni preliminari, durante lo scavo archeologico, nei lavori di poscavo o durante l'interpretazione dei dati).

CAPITOLO DUE

PAESAGGIO, RILIEVO, FORME: CENNI DI GEOMORFOLOGIA

2.1. CONCETTI INTRODUTTIVI

Il paesaggio si compone di un mosaico di **forme** (sin.: **morfologie**) che, nell'insieme, costituiscono il **rilievo terrestre**. A queste forme corrispondono, al di sotto della superficie terrestre, sedimenti e suoli (trattati rispettivamente nei capitoli relativi alla sedimentologia e alla pedologia). Per l'analisi delle forme ci si deve rifare alla **Geomorfologia**, la *scienza della Terra che si occupa dello studio e dell'interpretazione del rilievo terrestre e dei meccanismi responsabili del suo modellamento*. La geomorfologia studia le forme presenti sulla superficie terrestre, esaminando le caratteristiche del rilievo (la componente abiotica del paesaggio), nonché gli agenti, i processi e i fattori responsabili della sua genesi e la sua trasformazione nel tempo.

La geomorfologia è stata considerata, storicamente, come disciplina afferente alla geografia (da qui il termine di geografia fisica) o alle scienze geologiche, e mantiene strette relazioni con la sedimentologia e la pedologia. L'analisi geomorfologica fornisce dati utili alla comprensione delle dinamiche territoriali passate e attuali ed è quindi di grande importanza in ambito geoarcheologico. Da questi dati si possono inferire informazioni sull'assetto paleogeografico e paleoambientale (recentemente sono entrati in voga termini come paleorilievo o paleopaesaggio), permettendo di ricostruire le caratteristiche del paesaggio intorno a un sito (e conseguentemente la probabilità di conservazione delle evidenze archeologiche), nonché la collocazione dei siti nel territorio e in relazione alle risorse disponibili - informazioni che aiutano a comprendere le scelte insediative del passato. I dati geomorfologici, associati con quelli sedimentologici e pedologici, permettono di ricostruire i processi responsabili del modellamento del rilievo e di riconoscere le interrelazioni tra dinamiche naturali e antropiche di modificazione del territorio. In questo senso, la geomorfologia acquisisce un'importanza particolare nell'analisi dell'impatto antropico.

2.1.1. La superficie terrestre

La superficie terrestre rappresenta l'interfaccia tra la crosta terrestre, l'atmosfera, l'idrosfera e la biosfera. Vi agiscono processi di carattere fisico, chimico, biologico e antropico, che derivano da (e a loro volta determinano) scambi di energia e trasferimenti di materia. Le fonti di energia per lo svolgersi di questi processi sono essenzialmente due: il sole, sotto forma di radiazione solare poi trasformata e ridistribuita in vario modo (es. dagli organismi vegetali attraverso la fotosintesi); la Terra, cioè il calore trasmesso dall'interno del pianeta, dal vulcanismo e dalle deformazioni cristalline. Il trasferimento di materia è veicolato da numerosi processi, es. le stesse deformazioni cristalline, i meccanismi di erosione, trasporto e sedimentazione (v. sedimentologia) o i processi pedogenetici (v. pedologia).

In corrispondenza della superficie terrestre si verificano quindi un insieme di processi che la modellano e la modificano, indicati in geomorfologia come **processi morfogenetici** (= geomorfici, geomorfogeni), che danno origine a **forme (morfologie)**.

Ogni forma è geneticamente associata a un ambiente di formazione e a un agente specifico, che chiameremo **agente morfogenetico** e che agisce attraverso un **processo morfogenetico** ("*l'insieme o il sistema di relazioni che si stabiliscono tra le azioni svolte da agenti della dinamica terrestre e i loro prodotti o risultati*" - Pedraza 1996: 43) - si noti la stretta analogia tra agenti e processi morfogenetici da un lato e sedimentari dall'altro, ragione alla base della trattazione congiunta di ambienti morfogenetici e sedimentari che si trova nel prossimo capitolo.

La combinazione di questi processi e dei loro risultati, le forme, dà origine al **rilievo terrestre**.

2.1.2. Fattori di controllo della morfogenesi

I processi superficiali interagiscono tra di loro in modo complesso e continuo, mettendosi in relazione inoltre con il clima, con l'ambiente circostante e con le sue componenti (es. vegetazione e fauna). Non sempre è dunque possibile ricostruire un legame genetico univoco tra agenti, processi e forme e si rende necessario, a scopo didattico, suddividere e classificare il *continuum* costituito dagli ambienti terrestri semplificandone la complessità. Come primo punto, si esamineranno brevemente i diversi fattori che controllano la morfogenesi.

Il clima

Le diverse fasce climatiche e ambientali del pianeta sono dominate da agenti e processi distinti e in ciascuna fascia climatica si trovano morfologie ricorrenti, caratteristiche di quella zona, correlate al comportamento dei diversi agenti superficiali. Prendendo come esempio l'acqua (solida o liquida), che è uno dei vettori principali di modificazione della superficie terrestre, potremo costruire una classificazione delle forme in base alla sua presenza o assenza e alle modalità della sua azione, distinguendo, a titolo esemplificativo, tra: regioni glaciali e "periglaciali" (alte latitudini e alte quote), dove l'azione del ghiaccio è prevalente; regioni temperate umide, dove è maggioritaria l'azione delle correnti idriche; zone aride o semiaride, ove l'azione dell'acqua è importante, ma non predominante, prevalendo l'azione di altri agenti (es. forza di gravità, vento).

In base a questo approccio si potrebbe suddividere la superficie terrestre in zone più o meno omogenee, analizzando sistematicamente i processi attivi e le morfologie corrispondenti ed effettuando studi di sintesi geomorfologica regionale, in modo da ricostruire i "temi" geomorfologici o, per meglio dire, il paesaggio tipico di ciascuna di queste zone, come si ripropone l'ambito noto come "geomorfologia climatica".

Contesto geodinamico

Un altro fattore di controllo della morfogenesi è la situazione geodinamica - cioè la struttura geologica e le deformazioni tettoniche; esiste una ricorrenza tra processi e forme caratteristiche da un lato e regioni strutturali dall'altro. Ad esempio, le zone montuose di orogenesi recente (come le Alpi), dove l'altitudine è elevata, l'energia del rilievo alta e il clima tendenzialmente freddo, sono soggette a processi glaciali, crionivali e di versante, che sono invece attenuati o assenti in altre regioni, es. le zone di affioramento degli scudi continentali.

Il posizionamento di una data area in una regione strutturale influisce quindi sui processi che vi agiscono e sulla cosiddetta **energia del rilievo**, termine con cui si indica il dislivello massimo tra aree adiacenti di dimensione determinata - es. si parla di alta energia del rilievo per le zone montuose con elevati dislivelli tra le sommità delle montagne e i fondovalle e di bassa energia del rilievo per aree di pianura alluvionale con dislivelli limitati.

Stato di attività

Un altro parametro discriminante per l'analisi geomorfologica di un territorio è lo stato di attività dei processi che vi agiscono che possono essere, in un dato momento, **attivi** o **inattivi** e, nel secondo caso, inattivi temporaneamente o permanentemente.

Le **forme attive** derivano da processi oggi attivi e possono dunque modificarsi, es. un'isola fluviale nel greto di un fiume attivo può trasformarsi per effetto di una piena ed è quindi da considerarsi una forma attiva. Nondimeno, agenti e processi oggi inattivi possono aver avuto un ruolo importante nella morfogenesi di una data area nel passato, es. la configurazione attuale della valle dell'Adige deriva significativamente dall'azione del ghiacciaio atesino durante il Pleistocene, che attuò mediante processi oggi non più attivi in questa area - la valle dell'Adige rientra quindi nell'ambito delle **forme inattive**.

In geomorfologia si distinguono tre tipi di forme inattive:

- **forme relitte** - il caso ora citato del ghiacciaio dell'Adige, con genesi di una valle glaciale e di apparati morenici al suo sbocco, è un tipico esempio di forma relitta, morfologia derivata da processi attuatisi nel passato in condizioni diverse dalle attuali, che oggi non agiscono in quel punto. Una forma relitta indica un cambiamento radicale delle condizioni morfogenetiche;
- **forme inattive (s.s.)** - forme oggi inattive che possono riattivarsi o essere rimodellate da parte dello stesso agente, trovandosi in un ambiente ancora in parte controllato da quell'agente morfogenetico. Si tratta di morfologie che non sono in corso di trasformazione, ma che si localizzano in un contesto dove si è registrata una mutazione meno radicale delle condizioni morfogenetiche - es. le morene abbandonate durante la Piccola Età Glaciale (LIA) si trovano oggi a poca distanza dai ghiacciai alpini, in zone dove i processi glaciali sono tuttora attivi, ma che al momento attuale non contribuiscono alla modificazione delle cerchie moreniche della LIA;
- **forme fossili** - morfologie sepolte da una coltre di sedimento.

Stabilità

Il concetto di attività visto sopra si correla a quello di **stabilità**: una morfologia può trovarsi nello stesso contesto morfogenetico da cui ha avuto origine (cioè in un ambiente controllato dagli stessi processi e agenti), ma può, allo stesso tempo, non subire alcuna trasformazione perché l'ambiente circostante si trova in condizioni stabili. Quando i processi di erosione, trasporto e sedimentazione (processi sedimentari, ma allo stesso tempo morfogenetici) sono attivi, si verificano condizioni di instabilità o **resistasia**, situazione in cui la superficie terrestre, a causa della scarsa copertura vegetale e pedogenetica e della situazione climatica, è soggetta a fenomeni d'erosione del suolo e quindi di morfogenesi. La situazione opposta è indicata come **biostasia**, in cui le condizioni climatico-ambientali favoriscono lo sviluppo di una copertura vegetale che innesca i processi pedogenetici e incentiva la stabilità, rallentando o annullando i processi di erosione.

Erosione e accumulo

Le forme geomorfologiche possono derivare da processi di erosione o di accumulo e sono quindi raggruppabili in due grandi categorie: **forme d'erosione** e **forme d'accumulo**. Rifacendoci come esempio al glacialismo, l'azione del ghiacciaio può dare origine a morfologie derivate dall'azione di esarazione (es. un circo glaciale) o da processi di accumulo (es. le morene), casi tipici, rispettivamente, di forme d'erosione e di forme d'accumulo.

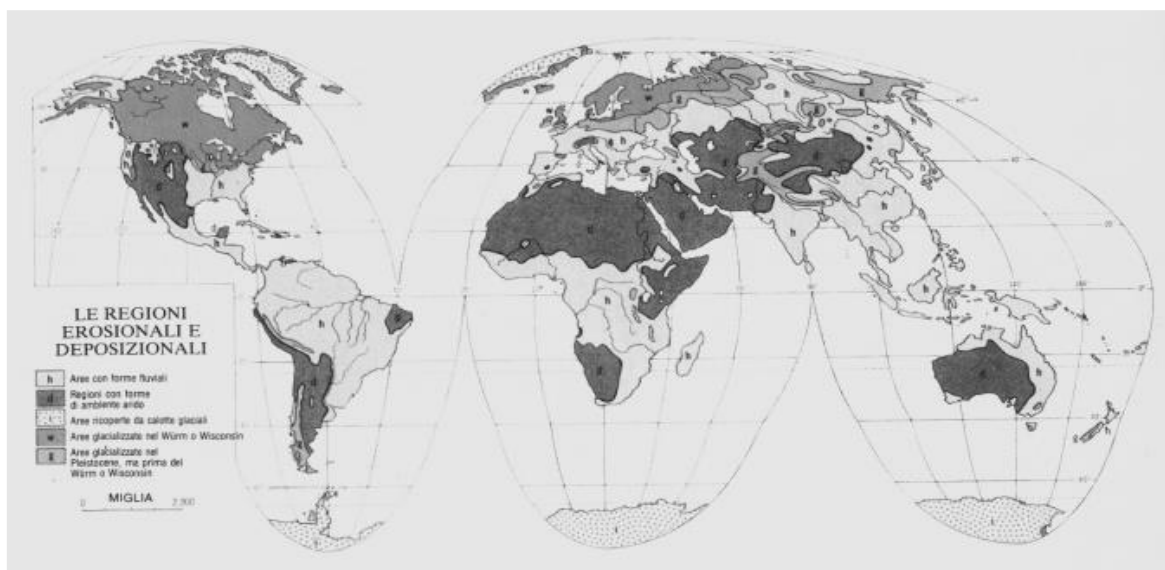


Figura 2-1. Le principali regioni erosionali e deposionali (da Strahler 1984: 591)

Forme endogene e esogene

Un'ulteriore grande suddivisione delle forme si basa sulla loro origine **endogena**, dovuta a forze di origine interna della Terra (es. deformazioni tettoniche, vulcanismo o terremoti), o **esogena**, per processi di tipo fisico, chimico, biologico o antropico che agiscono sulla superficie terrestre. Si hanno quindi **forme endogene** e **forme esogene**, es. un cono vulcanico (forma endogena) o una duna eolica (forma esogena).

2.1.3. Suddivisione delle forme in base al criterio genetico

Le forme possono essere suddivise in base a un criterio genetico, tenendo cioè conto del tipo processo e di agente che le ha originate. Molte hanno origine complessa, derivando dall'azione di più meccanismi o agenti, contemporanei o no. Inoltre, la relazione tra processi superficiali e forme risultanti non sempre è univoca, esistendo il fenomeno di **convergenza morfologica**, in cui agenti e processi diversi danno luogo a forme simili - es. i conoidi, che possono derivare da processi alluvionali, gravitativi o dall'azione di acque superficiali non incanalate. Per una suddivisione genetica v. tabella sottostante (si noti l'analogia, per le forme esogene, con la suddivisione degli ambienti sedimentari).

Tabella 3-I. Suddivisione genetica delle forme

<i>origine</i>	<i>forme</i>	<i>principali agenti (+ altri agenti)</i>
endogena	vulcaniche (influenzate da litologia, struttura e tettonica)	vulcanismo
(endogena + esogena)	carsiche	carsismo
esogena	alluvionali	acque correnti incanalate
	eoliche	vento
	lacustri	acque ferme (+ acque correnti)
	di versante	forza di gravità (+ acque correnti non incanalate)
	glaciali	ghiacciai (masse glaciali in movimento)
	crionivali (o "periglaciale)	neve e ghiaccio (non in movimento)
	costiere	moto ondoso, correnti marine (+ altri)

2.1.4. Cenno ai rami di interesse della geomorfologia

La geomorfologia include differenti indirizzi di studio:

- la **morfografia** e la **morfometria** si occupano rispettivamente della descrizione e della misurazione delle forme;
- la **geomorfologia dinamica** (= **morfodinamica**) affronta l'analisi diretta dei processi morfogenetici, anche mediante esperimenti di laboratorio;
- la **geomorfologia regionale** e la **geomorfologia storica** si indirizzano all'analisi geomorfologica di determinate aree e della loro evoluzione nel tempo - alcuni autori parlano di geomorfologia climatica per la branca di geomorfologia che analizza il rilievo delle varie fasce climatiche e le relazioni tra clima e paesaggio.

Vi sono infine altri rami, es. geomorfologia applicata, geomorfologia ambientale, geomorfologia teorica ecc.

2.2. IL CONTROLLO LITOLOGICO, STRUTTURALE E TETTONICO

Le forme del rilievo possono essere controllate, durante il loro modellamento e nella loro configurazione finale, da fattori geologici quali la litologia, l'assetto strutturale e l'attività tettonica. Il ruolo che rivestono questi fattori può essere talmente importante da portare alla genesi di morfologie caratteristiche, che non vengono inserite in altri gruppi, ma sono considerate in una categoria più o meno omogenea.

Le forme litologiche, strutturali e tettoniche non hanno, spesso, una relazione diretta e causale con l'attività antropica, ma costituiscono un elemento fondamentale per la comprensione del rilievo e del suo modellamento, ragione per la quale vi faremo un cenno, pur senza considerare (per quanto possano rientrare in quest'ambito), le forme vulcaniche e altre morfologie fortemente influenzate dalla litologia, come le carsiche, i cui caratteri peculiari richiedono una trattazione specifica.

Rientrano in questo gruppo le:

- **forme controllate dalla litologia**, cioè dalla natura e composizione delle rocce affioranti;
- **forme strutturali**, controllate dalla giacitura del materiale geologico in cui sono scolpite;
- **forme tettoniche**, influenzate da movimenti tettonici.

È da rimarcare che nei primi due casi il fattore geologico gioca un ruolo di controllo passivo, statico (si parla rispettivamente di controllo litologico e di controllo strutturale), mentre nel terzo caso la componente geologica agisce in modo attivo, dinamico. Si tratta, in tutti e tre i casi, di forme d'erosione.

2.2.1. Il controllo litologico

I vari tipi di rocce possiedono un comportamento diverso di fronte alle azioni di degradazione ed erosione, a causa della loro composizione chimica e mineralogica, della loro resistenza, della presenza e frequenza di discontinuità (giunti di stratificazione o diaclasi), ecc. Ciascun litotipo reagisce quindi in modo differente ai processi di alterazione.

Quando due rocce con differente resistenza all'erosione si trovino ad affiorare in posizione adiacente e siano sottoposte alle stesse azioni di alterazione nell'ambito di uno stesso ambiente fisico, si avrà tendenzialmente un'alterazione più efficace sulla roccia più tenera, mentre quella più resistente sarà meno soggetta alla degradazione e alla decomposizione. In situazioni di questo tipo si generano forme caratteristiche che vedono la roccia più resistente rimanere in rilievo o comunque sporgere rispetto alla più tenera, che verrà più facilmente smantellata. Questo fenomeno è indicato come **erosione differenziale** o **erosione selettiva** ed è il meccanismo di base cui si deve la genesi delle forme controllate dalla litologia.

In realtà la distinzione è più complessa, in quanto si distinguono, tra le forme controllate dalla litologia, le cosiddette **morfologie costruttive**, derivanti da processi petrogenetici che danno origine a forme specifiche (es. l'intrusione di un filone o la costruzione di un edificio vulcanico), di carattere costruttivo e non erosivo, come sono invece le forme di modellamento vere e proprie, controllate dalla litologia.

2.2.2. Forme controllate dalla giacitura

Rientrano in questo gruppo le morfologie d'erosione selettiva le cui caratteristiche dipendono soprattutto dalla giacitura della roccia; si sviluppano in rocce stratificate, ma anche in rocce metamorfiche o filoniane.

Se una successione sedimentaria stratificata contenente litotipi a resistenza differente e con giacitura orizzontale si trova esposta lungo un pendio, si origina un caratteristico profilo del **versante a gradinata** (sin.: versante a gradoni), in cui i tratti di pendio più ripidi corrispondono ad affioramenti di roccia più resistente, mentre i tratti meno acclivi sono scolpiti nel materiale più tenero.

L'esposizione agli agenti meteorici di successioni con **giacitura orizzontale** può dare origine a tipici rilievi tabulari, la cui parte sommitale è impostata nella roccia più resistente, che protegge dall'erosione

i materiali sottostanti. Si parla in questo caso **mesa** (dallo spagnolo, *mesa* = tavolo), cui può essere associato un testimone, cioè un torrione isolato in corso di smantellamento.

In generale, quando la superficie topografica coincide con la superficie di uno strato (di norma uno strato di roccia più resistente), si parla di **superficie strutturale**. Differentemente, si indica come **superficie di spianamento** una superficie pianeggiante che taglia in discordanza vari tipi di rocce e che deriva dunque dall'erosione di rilievi preesistenti.

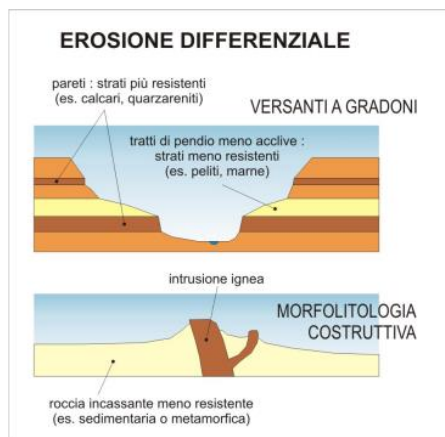


Figura 2-2 (sopra). Esempi di erosione differenziale: versanti a gradoni e morfologia costruttiva.

Figura 2-3 (a destra).
Forme controllate da litologia e giacitura: *mesa*, *cueta*, *hogback*.

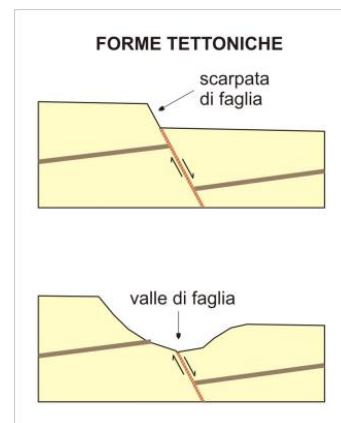
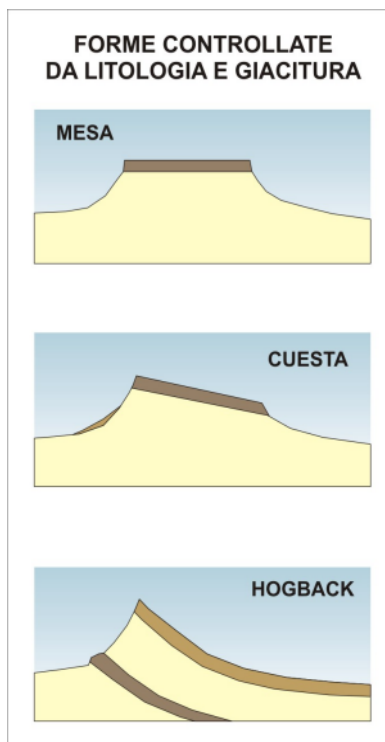


Figura 2-4 (sopra).
Evidenza morfologica di una faglia:
scarpata di faglia e valle di faglia.

Se delle rocce stratificate affiorano con **giacitura inclinata**, si possono formare rilievi caratteristici dati dall'associarsi dell'alternanza litologica con la giacitura. Un tipo particolare è dato dalle **cuetas** (dallo spagnolo = costa, pendio): come nel caso precedente, il processo di smantellamento si arresta o è rallentato in corrispondenza della roccia più resistente e si genera un caratteristico rilievo asimmetrico, con montagne (o colline) e valli con profilo trasversale asimmetrico. I versanti che seguono le superfici di stratificazione (**versanti a franapoggio**, in cui la superficie del versante segue uno strato di roccia) sono generalmente meno inclinati e presentano morfologie blande, mentre i pendii opposti (**versanti a reggipoggio**, lungo i quali affiorano le testate degli strati) si presentano più ripidi. Quando l'inclinazione è superiore a 45° si parla di rilievo tipo **hogback** (a schiena d'asino).



Figura 2-5.
Il Monte Brione (Riva del Garda) è una *cueta* (nell'immagine è visibile il versante a reggipoggio)

Queste morfologie influenzano la conservazione del materiale archeologico. Nelle *mesas* le superfici strutturali sommitali, essendo orizzontali e isolate dai fenomeni di erosione, tendono a conservare il materiale archeologico, mentre la fascia alla base delle pareti, dove l'accumulo di materiali derivanti dallo smantellamento delle stesse è ingente, è zona di probabile conservazione di successioni stratigrafiche (un caso analogo può essere quello del Doss Trento). In una *cuesta*, il versante a franapoggio corrisponde a una superficie strutturale e i processi di accumulo sono limitati, facendo in modo che il materiale archeologico non venga sepolto e subisca l'azione degli agenti di alterazione e erosione superficiale; alla base del versante a reggipoggio si formano invece ingenti accumuli sedimentari, che possono determinare il rapido seppellimento dei resti archeologici e la conservazione di stratificazioni archeologiche.

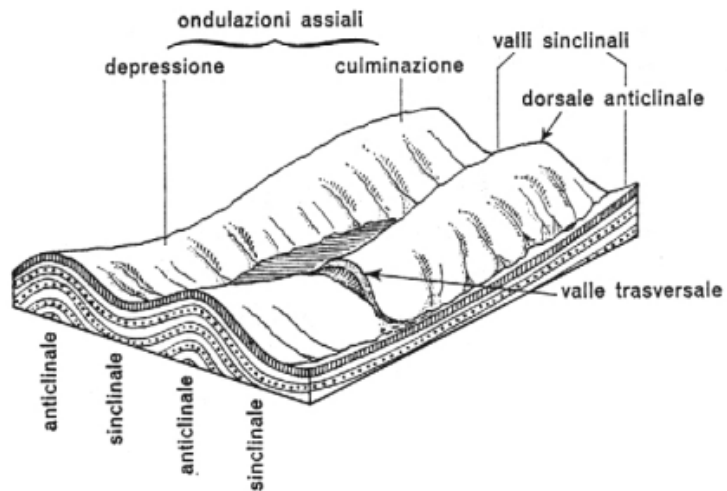
2.2.3. Forme correlate a fattori tettonici

I movimenti di deformazione tettonica (faglie, pieghe, sovrascorrimenti) possono esercitare un notevole controllo geomorfologico.

L'evidenza morfologica di una **faglia** può essere varia, a seconda del tipo di movimento, del rigetto, dell'età del movimento, del tipo di roccia coinvolta ecc. Una morfologia caratteristica è la **scarpata di faglia**, corrispondente ad un salto di pendenza più o meno marcato in corrispondenza del piano di faglia. Le faglie rappresentano zone di debolezza e possono quindi essere punti di erosione preferenziale, dando origine a **valli di faglia**.

Esiste una casistica complessa di scarpate di faglia o di linea di faglia che non approfondiremo. L'importante è notare che qualsiasi deformazione tettonica lascia un'evidenza geomorfologica più o meno riconoscibile. Nel caso delle faglie, oltre che le scarpate di faglia si generano altri elementi morfologici caratteristici, come le faccette triangolari o trapezoidali che caratterizzano il drenaggio della scarpata di faglia o configurazioni specifiche del reticolo idrografico. Anche le **pieghe** possono determinare un adattamento del rilievo alla struttura geologica, con formazione di dorsali anticlinali e valli sinclinali.

Figura 2-6.
Rilievo adattato alla struttura:
valli sinclinali e dorsali anticlinali
(da Castiglioni 1979: 53, fig. 2.13)



2.3. FORME VULCANICHE: CENNO

Il fattore genetico fondamentale di queste morfologie è dato dall'attività vulcanica, che riveste un ruolo analogo a quello delle forme controllate dalla litologia e dalla struttura geologica, anche se, in questo caso specifico, i fattori geologici giocano un ruolo attivo, dando luogo a morfolitologie costruttive.

Una prima morfologia caratteristica è data dagli apparati vulcanici, il cui aspetto complessivo dipende da una serie di fattori costruttivi (eruzioni, emissioni di materiali piroclastici ecc.) e distruttivi (collasso della caldera, fenomeni di erosione ecc.). Si distingue, prima di tutto, tra:

- **vulcani monogenici**, generati nel corso di un'unica eruzione e di forma conica più o meno marcata;
- **vulcani poligenici**, edificatisi durante successivi episodi vulcanici. In questo secondo gruppo rientrano: gli **stratovulcani**, in cui l'edificio vulcanico è dato dall'accrescersi di colate di lava e materiali piroclastici stratificati; i **vulcani a scudo**, prodotti da lave basiche che, essendo molto fluide, formano apparati con versanti poco inclinati (es. l'Etna).

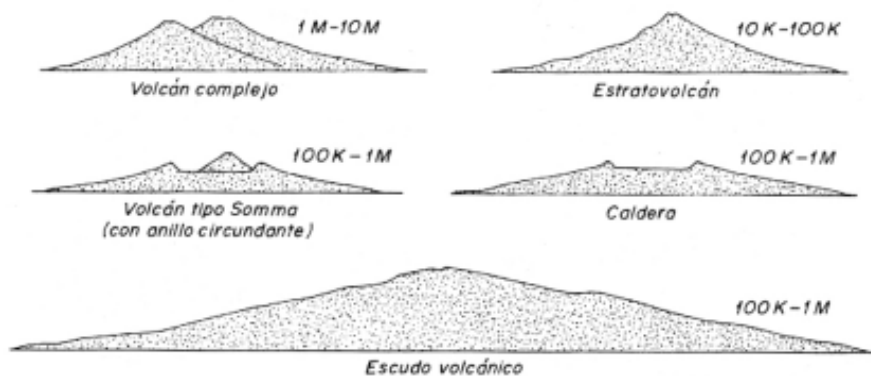


Figura 2-7. Dimensione, aspetto e tempo di edificazione dei vari tipi di vulcano (scala verticale doppia dell'orizzontale - M milioni di anni, K migliaia di anni (da Pedraza 1996: 321).

L'evoluzione successiva dell'apparato vulcanico porta alla genesi di forme particolari, come:

- i **crateri vulcanici**, derivati generalmente da fenomeni esplosivi;
- le **caldere**, cavità subcircolari dovute allo svuotamento della camera magmatica e al collasso della parte interna del vulcano; caldere e crateri possono ospitare bacini lacustri;
- i **vulcani a recinto**, caratterizzati da un cono sviluppatosi all'interno di una caldera collassata (es. il sistema Somma-Vesuvio).

Esiste inoltre una casistica diversificata di forme vulcaniche minori, es..

- le **colate di lava** possono dare origine a svariate morfologie caratteristiche, quali espandimenti, cupole, guglie, campi di scorie ecc.
- forme coniche possono risultare dall'attività esplosiva con genesi di **coni di scorie** e **coni di cenere**.
- le ceneri e altri materiali piroclastici possono ricoprire vaste estensioni, originando campi di cenere o pianure vulcaniche.
- infine, l'accumulo di ceneri lungo i versanti può portare al loro rimaneggiamento con frane, valanghe o, in presenza di acqua, **colate di fango (lahar)**, spesso catastrofiche - come nel caso dell'eruzione del Vesuvio del 79 d.C.

2.4. LE SUPERFICI DI SPIANAMENTO E IL CICLO D'EROSIONE: CENNO

Tra i grandi temi della geomorfologia, rientra il tentativo di comprendere l'organizzazione del rilievo nel suo insieme e i modelli che soprintendono alla sua trasformazione nel corso del tempo e in base al contesto climatico e ambientale. L'argomento è stato affrontato secondo diversi approcci e modelli teorici, tra cui alcuni relativi alla geomorfologia climatica (es. Büdel), altri che propongono classificazioni climatogenetiche del rilievo (Peltier o Wilson) e altri che tentano di comprendere i cicli di evoluzione del rilievo (Davis). Accenneremo brevemente ad alcuni di questi approcci.

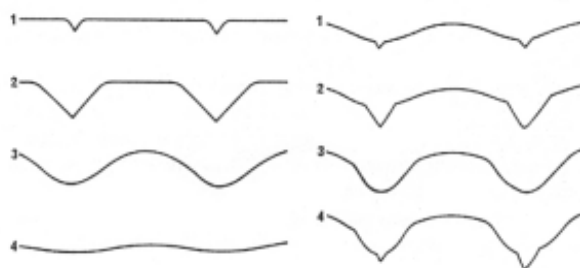
2.4.1. Il ciclo d'erosione

Uno dei concetti di base della geomorfologia teorica sostiene che il rilievo subisce nel corso del tempo un'evoluzione con passaggi più o meno costanti, indipendentemente da altri fattori. Questo modello venne sviluppato da W. Davis a cavallo tra XIX e XX secolo, che introdusse il concetto di "**ciclo d'erosione normale**", che comprende vari stadi.

Nello **stadio giovanile** (es. immediatamente dopo un sollevamento tettonico) i fiumi cominciano a incidere il proprio corso e scavano le proprie valli per erosione regressiva; i pendii sono ripidi e soggetti a movimenti rapidi di versante e si ha, nel complesso, un'alta energia del rilievo.

Con il procedere dell'erosione fluviale e dei movimenti di versante, la rete fluviale si ramifica e il rilievo diventa più articolato, ma meno ripido, raggiungendo lo **stadio maturo**.

Figura 2-8.
Sezioni trasversali teoriche di valli soggette al ciclo di erosione normale (a sinistra - stadi: 1 iniziale, 2 giovanile, 3 maturo, 4 senile) e evoluzione policiclica (a destra) che, a partire da uno stadio maturo, vede due fasi di sollevamento tettonico che riattivano i processi di incisione fluviale (2 e 4) (da Castiglioni 1979: 171)



Lo **stadio senile** si caratterizza per la bassa energia del rilievo, con valli ampie e versanti poco inclinati, dislivelli bassi e processi di versante rallentati. Si arriva ad uno spianamento del rilievo, con formazione di un **penepiano**, cioè di una **superficie di spianamento** che taglia in discordanza le strutture geologiche, si estende su territori vasti e risulta dalla demolizione del rilievo preesistente.

Questo modello teorico non sempre è di facile applicazione, a causa delle possibili riattivazioni tettoniche o degli effetti di ringiovanimento del rilievo, come può avvenire nel caso del modellamento glaciale.

Si tenga conto inoltre che i movimenti tettonici possono dislocare le antiche superfici di spianamento, creando un mosaico complesso di superfici in cui si associano elementi morfologici diacronici dovuti a processi differenti (terrazzi alluvionali, penepiani, accumuli di versante ecc.).



Figura 2-9.
Superficie di spianamento scavata in calcari paleozoici inclinati di circa 45°; le forme visibili sul versante sono indicate come **flatiron** (presso Huqf, Oman).

2.4.2. Le regioni morfoclimatiche

L'approccio morfoclimatico correla il rilievo alla **zona morfoclimatica**, area a clima omogeneo che ha sviluppato un paesaggio caratteristico annullando i fattori di controllo di carattere litologico o strutturale, grazie al raggiungimento della maturità morfologica (stadio in cui i processi esogeni hanno potuto agire per un tempo sufficiente per determinare la "impronta" caratteristica del paesaggio). Facendo riferimento al sistema di Wilson, il rilievo è suddivisibile in sei regioni morfoclimatiche.

Tabella 2-II. Suddivisione del pianeta in zone morfoclimatiche

<i>zona</i>	<i>clima (semplif.)</i>	<i>processi dominanti</i>	<i>forme caratteristiche</i>
glaciale	inlandsis	glacialismo, nivazione e azione del vento	esarazione glaciale, forme di tipo alpino, morene e altre forme glaciali
periglaciale	tundra e steppa fredda	azione del gelo, soliflusso e correnti fluviali	suoli poligonali, versanti soggetti a soliflusso, pianure alluvionali proglaciali
arida	desertico	essiccazione, azione del vento e correnti idriche	dune, playas, sebkhas, nicchie di deflazione, versanti a segmenti rettilinei, wadian
semiarida (o subumida)	steppa o savana tropicale	correnti idriche, alterazione (s/t disgregazione), movimenti rapidi in massa	pediment, conoidi alluvionali, versanti con detrito grossolano, calanchi
temperata umida	mesotermico umido	correnti idriche, alterazione chimica, creep e altri movimenti in massa	versanti dolci, sistemi di pendio-valle, valli e pianure alluvionali
tropicale umida	tropicale o monsonico	alterazione chimica, movimenti in massa e correnti idriche	pendii ripidi e creste aguzze, falesie

Le **zone temperate** presentano una grande varietà di morfologie a causa della diversità di agenti che vi operano, dell'intensità delle oscillazioni climatiche che hanno sofferto durante il Quaternario e, infine, della frequente presenza di zone orogenetiche in questa fascia climatica. I processi alluvionali e gravitativi sono predominanti, ma non unici di queste zone. Caratteristica della zona temperata (in particolare delle aree a clima mediterraneo) è l'azione congiunta di azione idrica e trasporto gravitativo, che dà origine a superfici designate *glacis*.

Il termine *glacis* indica, in modo generico, una superficie piana o poco inclinata (sotto i 15°) derivante da processi di erosione areale, con inclinazione che diminuisce da monte verso valle, partendo da una scarpata più o meno articolata e sviluppandosi verso una base suborizzontale. Il *glacis* corrisponde grosso modo al *pediment* delle regioni semiaride ed è un termine descrittivo, che può indicare superfici d'erosione (*glacis* d'erosione, in roccia nuda) o d'accumulo (*glacis* d'accumulo o *glacis* detritico, dove si è verificata sedimentazione alluvionale o di versante).

Le **zone aride e semiaride** presentano caratteristiche estreme, per la intensità dei processi morfogenetici che vi avvengono, ed esiste una terminologia complessa che designa le superfici di erosione che qui si formano.

Secondo i modelli di arretramento dei versanti, si genera, alla base del pendio, una superficie in roccia, che con il procedere dei processi di erosione si trasforma in una vasta superficie d'erosione tagliata nel substrato cristallino che circonda le catene montuose e che viene indicata come *pediment*. È una superficie poco inclinata (tra 5°-7°), di solito al piede del rilievo, che può terminare verso il basso in una conca chiusa o in una pianura alluvionale. Sulla superficie si possono trovare rilievi residuali non ancora spianati dall'erosione, indicati *Inselberg*.

Con il procedere dei processi erosivi si arriva alla fusione di diversi *pediment*, con genesi di un'ampia zona pianeggiante scavata in roccia, che taglia le strutture geologiche, designata *pediplain*.

La genesi di queste grandi superfici spianate, tipiche di aree desertiche (ma non solo, si pensi alla Meseta Iberica), non è del tutto chiara e si ritiene che i processi d'erosione laterale dei corsi d'acqua vi svolgano un ruolo preminente.

2.5. LE CARTE GEOMORFOLOGICHE: CENNO

Le **carte geomorfologiche** sono carte tematiche che rappresentano simbolicamente le forme del rilievo. In una carta geomorfologica si trovano le informazioni relative alla morfometria e alla morfografia, alla genesi delle forme, ai processi responsabili del loro modellamento e alla loro cronologia; a queste informazioni geomorfologiche si associano spesso dati topografici e sulla geologia del territorio. Ne risultano quindi carte molto complesse, che uniscono simboli e campiture di carattere differente e che richiedono l'utilizzo di una simbologia specifica.

Per la compilazione di una carta geomorfologica è necessario effettuare un **rilevamento geomorfologico** del territorio in esame, che inizia di norma con la lettura e la fotointerpretazione di fotografie aeree in stereoscopia, cui segue il rilevamento sul terreno; la consultazione della cartografia preesistente e l'esecuzione di eventuali analisi di laboratorio su sedimenti e suoli possono completare il processo di raccolta dati necessario per l'elaborazione della carta.

Esistono due tipi di carte geomorfologiche:

- le **carte geomorfologiche di base**, che contengono tutte le informazioni necessarie per la conoscenza della geomorfologia di un dato territorio,
- le **carte geomorfologie speciali**, contenenti informazioni di carattere applicativo o scientifico rivolte a scopi specifici, come possono essere le carte della stabilità geomorfologica, le carte della franosità, le carte neotettoniche ecc.

La Carta Geomorfologica d'Italia è una carta geomorfologica di base alla scala 1:50 000 ed è pubblicata dal Servizio Geologico Nazionale e dalla APAT (Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici), che mette a disposizione on-line una guida al rilevamento alla carta che include la legenda per la sua compilazione.



Figura 2-10.
La Carta Geomorfologica d'Italia
alla scala 1:50.000,
estratto dal
foglio 063 (Belluno).

CAPITOLO TRE

I SEDIMENTI: NOZIONI DI SEDIMENTOLOGIA

Le stratificazioni archeologiche sono principalmente composte da **sedimenti** (sin.: **depositi**). Per descriverne le caratteristiche e comprenderne la genesi, i processi e gli ambienti di formazione si ricorrerà agli strumenti della **Sedimentologia**, che è la *scienza della Terra che si occupa dello studio dei sedimenti e delle rocce sedimentarie*. Occupandosi di materiali che si originano sulla superficie terrestre, la sedimentologia è intimamente legata alla stratigrafia, alla geomorfologia e alla geologia strutturale. Nelle prossime pagine verranno trattati alcuni dei concetti fondamentali di questa scienza, in forma non esaustiva, ma mirata alle esigenze specifiche della ricerca archeologica.

3.1. FONDAMENTI : SEDIMENTI, ROCCE SEDIMENTARIE, CICLO SEDIMENTARIO

Per **sedimenti** (sin.: **depositi**) si intendono tutti quei *materiali inorganici od organici, solidi, accumulati sulla superficie terrestre da agenti naturali o antropici*.

Dai sedimenti derivano, attraverso i processi di **diagenesi** e **litificazione** (compattazione, cementazione ecc.), le **rocce sedimentarie**. Sedimenti e rocce sedimentarie sono classificati su base genetica. In base al processo che ha dato loro origine, si parla di sedimenti:

- **clastici** (sin.: **terrigeni**, particellari) - prodotti dall'accumulo meccanico di particelle solide per effetto dell'azione di agenti sedimentari meccanici (acqua corrente, vento, gravità, ecc.)
- **chimici** (sin.: **evaporitici**) - provenienti dalla precipitazione chimica di sostanze disciolte in acqua
- **organici** e **organogeni** - derivanti dall'accumulo e dalla decomposizione di materia organica o resti biologici o da costruzione diretta da parte di organismi
- **piroclastici** (sin.: **ignimbrici**, vulcanoclastici) - derivati dalla deposizione di materiali prodotti da eruzioni vulcaniche.

La genesi dei sedimenti è il risultato di una serie più o meno regolare di eventi e trasformazioni che è denominata **ciclo dei sedimenti** (sin.: **ciclo sedimentario**). Nel caso dei sedimenti clastici, il ciclo sedimentario completo include i seguenti processi:

alterazione; erosione; trasporto; sedimentazione; seppellimento; diagenesi

Gli ultimi due eventi (seppellimento e diagenesi) si riferiscono alla genesi delle rocce sedimentarie. Se il sedimento, dopo il suo seppellimento, viene nuovamente esposto, si trova soggetto a nuovi processi di alterazione che danno inizio a un altro ciclo sedimentario.

Di seguito concentreremo la nostra attenzione sui sedimenti clastici, in particolare quelli d'ambiente continentale, essendo il gruppo di sedimenti di maggiore interesse in ambito archeologico.

3.2. L'EROSIONE

I processi di alterazione fisica e chimica fanno sì che un materiale (roccia, sedimento o altro) diventi disponibile ad essere rimosso dall'erosione e essere successivamente preso in carico dagli agenti di trasporto e sedimentazione.

Per **erosione** si intende *l'asportazione di materiale dalla superficie del terreno ad opera dell'acqua corrente, del ghiaccio, del vento, di movimenti gravitativi di massa o da agenti biologici o antropici.*

In base all'agente responsabile si distingue tra erosione **idrica** (acqua), **nivale** (neve), **glaciale** (ghiaccio), **olica** (vento), **di massa** (gravità), **organica** (organismi).

È inoltre frequente la distinzione tra erosione **naturale** ed erosione **antropica** (questa ultima può essere diretta o indiretta) e tra erosione:

- **normale** - in condizioni naturali normali
- **ostacolata** - quando l'intervento antropico porti a rallentare l'insieme dei processi di erosione attraverso tecniche o interventi specifici
- **accelerata** - quando si determinano condizioni di squilibrio che portano ad una situazione anormale di asportazione del materiale.

3.2.1. Erosione idrica

L'acqua è uno dei principali agenti d'erosione. I meccanismi di erosione idrica sono svariati, così come gli ambienti in cui essa agisce; una prima distinzione necessaria è tra erosione idrica dovuta alle acque superficiali non incanalate e quella correlata alle acque incanalate.

Erosione idrica da parte di acque superficiali non incanalate

Questo tipo di erosione è determinato dall'azione delle acque superficiali libere (= non incanalate), cioè non gerarchizzate in corsi d'acqua, ma libere di scorrere sulla superficie topografica. L'intensità di questo tipo d'erosione dipende dalla quantità e dall'intensità delle precipitazioni atmosferiche (piovosità), dalle condizioni della superficie (eventuale presenza di copertura vegetale, inclinazione ecc.) e dalle caratteristiche del sedimento (o suolo) affiorante in superficie.

L'erosione idrica da parte delle acque superficiali non incanalate si attua mediante una serie di processi che possiamo idealmente mettere in sequenza per energia crescente, immaginando le dinamiche che avvengono lungo un ipotetico pendio.

L'azione delle acque superficiali è di norma innescata dalla **erosione da impatto** (*rainsplash erosion, raindrop erosion*). Questo primo meccanismo d'erosione è dovuto all'azione della pioggia, in particolare alle gocce che, colpendo la superficie, tendono a rimuovere le particelle che subiscono l'impatto. La sua intensità varia a seconda delle condizioni della superficie, della sua inclinazione, della dimensione delle particelle e dell'energia cinetica della goccia (massa e velocità). Non sempre però la pioggia esercita un'azione erosiva: la pressione esercitata dalla pioggia può portare in alcuni casi alla compattazione dello strato o dell'orizzonte affiorante (*soil crusting*).

L'erosione provocata dall'impatto delle gocce è seguita di norma dall'innescarsi dei processi di **ruscellamento e erosione laminare**: l'acqua scorre lungo il pendio senza infiltrarsi nel terreno, con

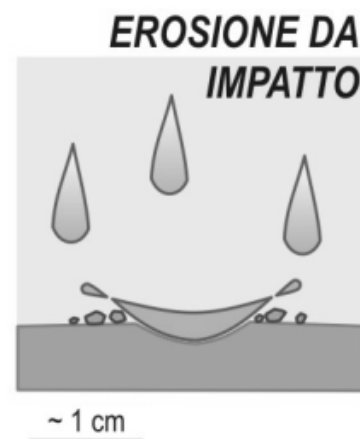


Figura 3-1.
Esemplificazione dell'erosione da impatto

velocità ed energia che dipendono dalla pendenza della superficie. La concentrazione di sedimento trasportato dall'acqua può portare a fenomeni particolari, con azione combinata della forza di gravità e dello scorrimento idrico, in cui è il peso del sedimento a determinare un effetto di "trascinamento" della corrente idrica superficiale, con significativi fenomeni di erosione dovuti alla velocità e alla densità della sospensione acqua + sedimento.

I meccanismi d'erosione derivanti dallo scorrimento superficiale sono diversificati. Il **ruscellamento superficiale** (*overland flow*) consiste nella formazione di una lama d'acqua di spessore quasi costante che scorre lungo la superficie asportando materiale per **erosione laminare** (*sheet erosion*). Con l'aumentare della distanza percorsa il ruscellamento tende a concentrarsi formando dapprima **rigagnoli** e dando origine al **ruscellamento concentrato**, con conseguente genesi di piccoli solchi con profilo trasversale a V che incidono la superficie, detti **rivoli** (*rill*). Si parla, in questo caso, di **erosione a solchi** (sin.: a rivoli, a rigagnoli, *rill erosion*).

Quando il deflusso si fa più concentrato si passa alla **erosione a fossi** (*gully erosion*), con genesi di solchi di dimensioni maggiori indicati come **fossi**, *gullies*, *arroyos*, *barrancos*, *ravins*. Si tratta di forme che ricordano piccole valli e che possono avere grande capacità di asportazione del materiale a causa dei meccanismi che soprintendono al loro funzionamento: un *gully*, una volta formatosi, tende ad autoalimentarsi e ad ampliarsi gradualmente per **erosione regressiva** (arretramento della testata), erosione laterale e incisione lineare. *Gullies* e rivoli non sono corsi d'acqua veri e propri, ma fenomeni di concentrazione del ruscellamento superficiale che non possiedono deflusso perenne.

Tutti questi processi possono portare all'accumulo di prodotti d'erosione alla base del versante, dando origine alla categoria di sedimenti indicati comunemente come **colluvi**.

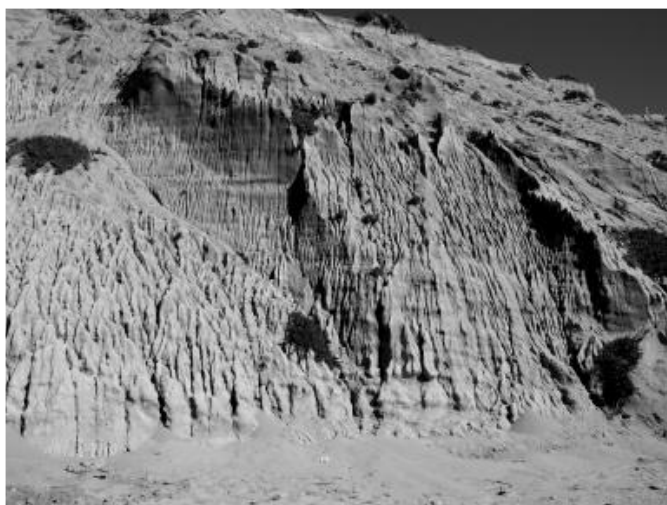


Figura 3-2. *Rill-erosion* lungo una falesia (altezza ~10 m) in argille e sabbie terziarie (Praia da Bica, Meco, Portogallo).

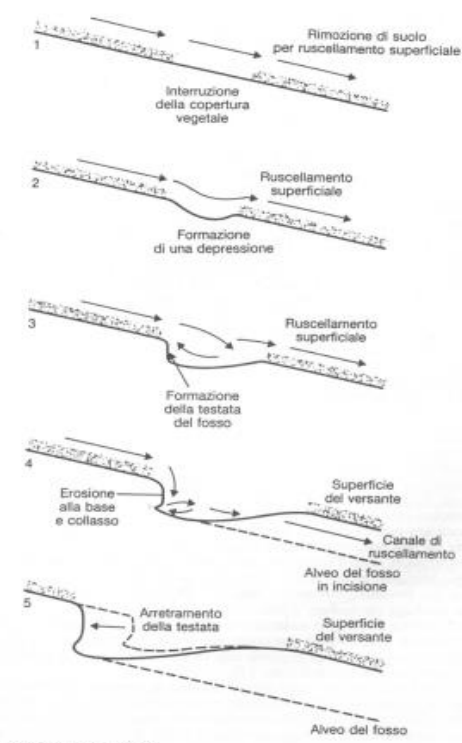


Figura 3-3. Fasi di sviluppo di un fosso lungo versante (da Morgan 1980, in Cremaschi & Rodolfi 1991: 381)

Erosione da parte di acque sotterranee

Parte dell'acqua che raggiunge la superficie si infila nel terreno. La quantità d'acqua che si infila e la sua velocità nel terreno (all'interno del quale l'acqua si muove attraverso i pori interconnessi), dipendono dalle caratteristiche della superficie, dalla pendenza, dalla copertura vegetale, dalla permeabilità del terreno ecc. Le acque d'infiltrazione svolgono un ruolo fondamentale nella **pedogenesi** (v. oltre), ma possono portare a fenomeni di erosione subsuperficiale correlati con il flusso sotterraneo. Abbastanza frequente è lo scavo di gallerie sotterranee di dimensione varia con successivo collasso del materiale soprastante - processo indicato come **soffiosione** (sin.:

erosione a gallerie, *piping*), mentre in altre situazioni il movimento delle acque sotterranee può provocare la rimozione di determinati materiali. L'acqua d'infiltrazione può inoltre portare alla saturazione del sedimento, alla sua liquefazione e all'innescare di frane, colate ecc. (v. oltre).

In casi particolari si possono verificare fenomeni di erosione dovuti all'azione simultanea di acque sotterranee e superficiali, indicati come **erosione polimorfa** o combinata, con azione congiunta dei processi di deflusso superficiale concentrato (*gully erosion*) e dell'erosione a gallerie. Questi processi danno origine a paesaggi particolari quali **badlands** o **calanchi**.

Alcune forme d'erosione caratteristiche di sedimenti sciolti (es. le piramidi di terra), derivano da processi d'erosione idrica superficiale e d'erosione polimorfa, talora in combinazione con erosione selettiva (v. oltre).



Figura 3-4.
Badlands in sedimenti terziari
(presso Montalbán, Aragona, Spagna;
per la scala v. antenna nel lato destro).

Erosione da parte di acque superficiali canalizzate

Le correnti idriche canalizzate, che scorrono nei corsi d'acqua a deflusso perenne (torrenti e fiumi), sono responsabili di vari processi erosivi, tra cui possiamo distinguere l'erosione:

- **di fondo (= incisione)** - porta all'approfondimento dell'alveo del corso d'acqua
- **laterale** - agisce sulle sponde o ripe laterali del corso d'acqua allargando l'alveo
- **regressiva** - agisce verso monte, causando l'arretramento della testata del corso d'acqua.

L'argomento verrà ripreso nel capitolo dell'ambiente fluviale.

3.2.2. Erosione eolica

L'erosione eolica è dovuta all'azione del vento ed è particolarmente attiva negli ambienti dove questo agente di trasporto è più efficace, ovverosia nelle zone a clima arido o semiarido (regioni desertiche, semidesertiche, periglaciali e glaciali) e nelle aree litorali.

L'erosione eolica attua con due meccanismi:

- la **deflazione** è la rimozione di particelle da parte della corrente eolica e dipende dalla velocità del vento, dalla dimensione delle particelle e dalla rugosità della superficie;
- la **corrasione [sic] eolica** è l'azione di "smerigliatura" che le particelle trasportate dal vento esercitano sugli oggetti intercettati lungo il percorso.

3.2.3. Altri tipi di erosione

Si ricorda inoltre:

- l'**erosione glaciale** (sin.: **esarazione glaciale**), messa in atto dal movimento dei ghiacciai che "sradicano" e levigano i materiali sui quali scorrono (v. oltre);
- l'erosione nivale (sin.: **esarazione nivale**), correlata ai movimenti di valanghe e slavine;
- l'erosione idrica in ambiente marino e costiero, innescata dal moto ondoso, dalle maree e dalle correnti, che attua con processi molto differenziati.

3.3 - IL TRASPORTO

In sedimentologia si intende per **trasporto** *l'azione di dispersione esercitata dagli agenti esogeni* (acqua, vento, ghiaccio), che provoca il trasferimento di materiale dal punto in cui è stato eroso a quello in cui sarà deposto.

3.3.1. Le correnti trattive

Affinché un oggetto venga asportato dall'erosione e successivamente preso in carico (quindi trasportato da un punto ad un altro), è necessario che si verifichino una serie di condizioni fisiche. In particolare, è necessario che l'agente di erosione e di trasporto possieda energia sufficiente per vincere l'attrito dell'oggetto e mantenerlo poi in carico, il che dipenderà, oltre che dall'energia del mezzo, dal peso dell'oggetto e da vari altri parametri. Le condizioni di presa in carico e di trasporto dipendono quindi da leggi fisiche più o meno complesse - faremo qui cenno all'erosione e al trasporto di oggetti in mezzi fluidi, come l'acqua corrente e il vento, agenti che, pur avendo densità molto differenti, possiedono comportamento analogo per quanto concerne il trasporto di particelle.

Volendo analizzare quale sia la velocità minima necessaria per rimuovere una particella da parte di una **corrente idrica**, possiamo fare riferimento al **diagramma di Hjulström**.

Questo diagramma mette in relazione la velocità media della corrente (per profondità > 1 m) e la dimensione dei clasti che possono essere erosi dal fondo (campo "velocità di erosione") e trasportati dalla corrente stessa.

Osservando il diagramma vediamo, es., che un clasto di diametro pari a 2 mm viene rimosso dal fondo per correnti di velocità compresa tra c. 30-50 cm/sec. Per velocità tra c. 10-30 cm/sec, il clasto verrà trasportato, mentre velocità inferiori a 10 cm/sec ne determinano la sedimentazione.

È importante notare che i clasti che vengono rimossi per velocità più basse (punto inferiore del campo "velocità di erosione") sono quelli di dimensione c. 0.5 mm e non quelli più fini, che hanno bisogno di velocità superiori a causa delle

forze di coesione che li mantengono uniti. Nondimeno, quando una particella di piccolo diametro (es. una lamella di argilla) viene presa in carico, può essere trasportata anche da correnti con velocità molto basse, come desumibile dall'estensione del campo "trasporto" riportato nel diagramma, e depositarsi solo per velocità inferiori a 0.1 cm/sec.

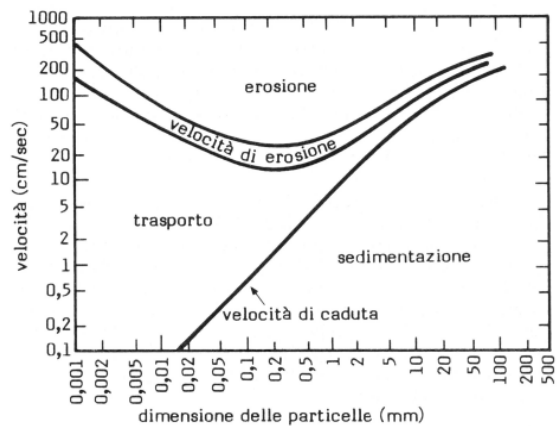


Figura 3-5.
Diagramma di Hjulström (da Casati 1985: 41)

L'apparente paradosso tra velocità minima d'erosione e velocità di trasporto si deve alle condizioni di trasporto, che non sono uguali per particelle di dimensione diversa. Il trasporto può infatti avvenire come **trasporto in sospensione** o come **trasporto di fondo**. La relazione tra tipo di trasporto e dimensione dei clasti è desumibile dal **diagramma di Shields** (fig. 3-6, in ordinata la pressione di taglio critica, energia necessaria per rimuovere la particella), che mostra l'esistenza di due comportamenti diversi:

- i granuli più piccoli (<0.15 mm) una volta rimossi entrano in sospensione (e non vengono mai trasportati sul fondo)
- i granuli più grandi (>0.15 mm) sono trasportati come carico di fondo (= **bedload**) o, per velocità maggiori, in sospensione.

Il trasporto di fondo può avvenire per:

- **rotolamento**
- **saltellamento** (= saltazione)
- **tappeto di trazione** - granuli trascinati da una sorta di "nastro trasportatore" che si muove sul fondo.

Questi meccanismi di trasporto, seppur con le dovute differenze, sono comuni alle correnti idriche e al vento. Si parla, per questi due agenti, di **correnti trattive** - correnti che, oltre a trasportare granuli, possono erodere il fondo e originare strutture sedimentarie per la trazione che esercitano.

La sedimentazione dei materiali trasportati ha luogo quando la forza di gravità che tende a portare verso il basso le particelle diventa superiore alla forza che tende a mantenerli in trazione / sospensione (nella maggior parte dei casi per diminuzione della velocità). Quando ciò avviene, l'agente di trasporto abbandona il proprio carico, per effetto dell'arresto dei granuli trasportati sul fondo e della caduta di quelli in sospensione.

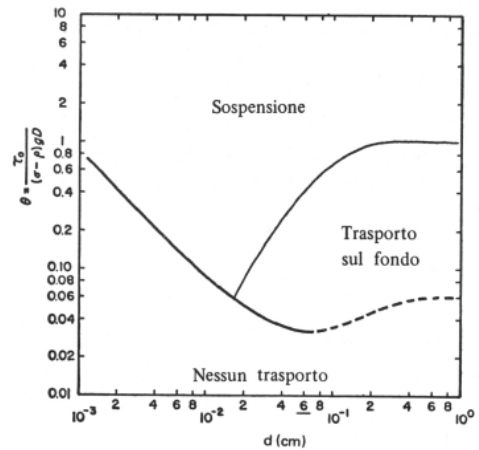


Figura 3-6. Diagramma di Shields: in ascissa la dimensione delle particelle, in ordinata la pressione di taglio critica (da Ricci Lucchi 1980: II, 20)

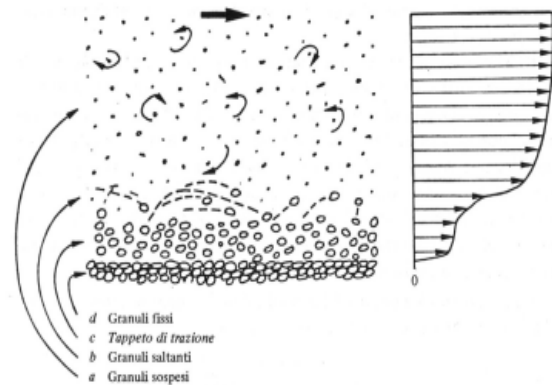


Figura 3-7. Meccanismi di trasporto delle particelle (a sinistra) e distribuzione delle velocità in un fluido in movimento (a destra; da Ricci Lucchi 1980: II, 22)

3.3.2. Il trasporto gravitativo

Alcuni tipi di trasporto sono controllati esclusivamente dalla forza di gravità: si parla, in questo caso, di **trasporto gravitativo** e **sedimentazione gravitativa**, in cui i materiali sono mossi e depositati attraverso l'azione diretta della forza di gravità (senza intermediazione di fluidi).

La forza di gravità può agire sia su singole particelle o frammenti di **detrito**, che verranno rimosse e trasportate per rotolamento, scorrimento o saltellamento in prossimità della superficie topografica, sia secondo il meccanismo del **trasporto in massa**, con un'ampia casistica di movimenti (v. oltre).

Il trasporto su versante si differenzia in base:

- al **tipo di processo**, che può essere dovuto alla sola forza di gravità (**processi gravitativi**) o derivare dall'azione combinata della forza di gravità e del trasporto idrico;

- all'attuazione nel **tempo**, potendo essere più o meno continuo (es. *creep*) o improvviso, con carattere talora catastrofico (es. frane);
- alla **velocità** del processo, che può essere da molto lento a estremamente veloce.

I prodotti che ne derivano sono quindi molto diversificati.

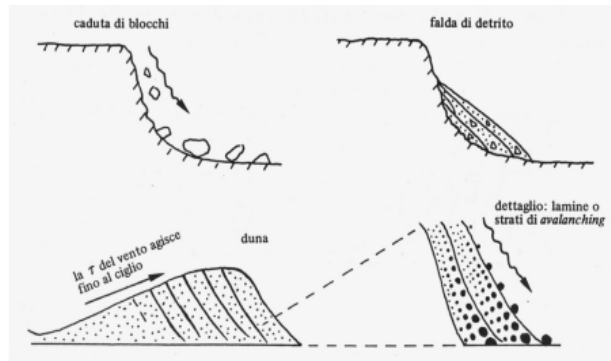


Figura 3-8.
Esempi di sedimentazione gravitativa su pendii naturali:
caduta di blocchi, falda di detrito e sedimentazione gravitativa
sul lato sopravvento di una duna (da Ricci Lucchi 1980: II, 42)

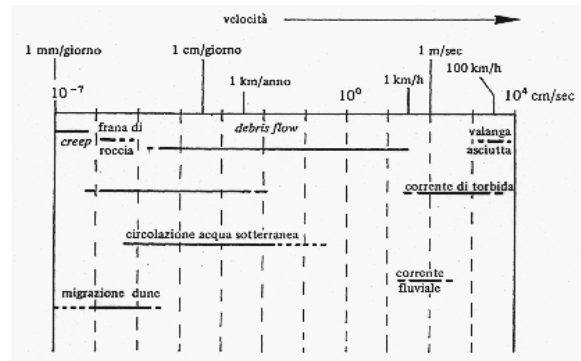


Figura 3-9.
Comparazione della velocità
di alcuni processi meccanici naturali
(da Flint & Snikker, 1974)

I casi di trasporto e sedimentazione in cui la forza di gravità si combina con l'azione dell'acqua sono particolarmente complessi. Il meccanismo di movimento non è dovuto all'azione dell'acqua come fluido in movimento, ma è, in certo qual modo, il peso dello stesso sedimento o alcune sue caratteristiche (densità, liquefazione) che "trascinano" la massa nel suo insieme (sedimento + acqua). Citiamo alcuni esempi dall'ampia casistica esistente.

Le **correnti di densità** sono determinate da masse fluide contenenti grande quantità di materiali solidi in sospensione che, grazie alla loro elevata densità, scorrono al di sotto del fluido principale, potendo raggiungere velocità significative. Tra queste, le **correnti di torbida**, tipiche di ambienti marini e lacustri, che danno origine a sequenze caratteristiche di sedimenti (sequenza di Bouma).

La fluidificazione del sedimento può determinare, nei sedimenti a composizione granulare (sabbie), un aumento della pressione interstiziale dell'acqua contenuta nel sedimento e la conseguente dispersione dei granuli. Il processo può innescare il movimento in massa o addirittura getti di espulsione o fontanelle (es. vulcanetti di sabbia), che si muovono secondo meccanismi di flusso fluidificato o di **grain flow** (flusso di granuli).

Un ulteriore caso è quello delle **colate (debris flow)**, in cui la saturazione d'acqua porta alla trasformazione del sedimento in **fango** (sedimento a tessitura limo-argillosa, liquefatto per saturazione da parte dell'acqua), che può muoversi con modalità simili a quelle del flusso idrico. Le colate possono essere costituite da solo fango (**mud flow**) oppure essere **colate miste**, che contengono fango mischiato con sabbia e detrito. In entrambi i casi, possono innescarsi su pendii con bassi angoli di inclinazione e raggiungere velocità nell'ordine dei pochi m/sec.

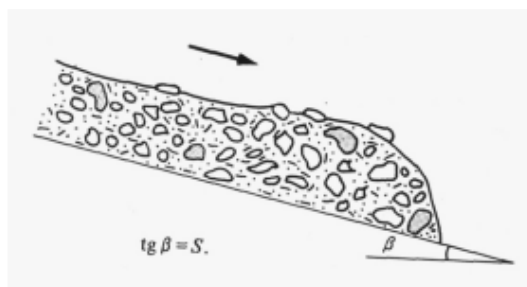


Figura 3-10.
Esemplificazione di una colata mista
vista in sezione longitudinale al movimento
(da Ricci Lucchi 1980: II, 64)

3.4. PROPRIETÀ DEI SEDIMENTI

I meccanismi di trasporto e sedimentazione, i caratteri dell'ambiente sedimentario e dell'agente di sedimentazione, la sua energia e caratteristiche ecc. sono i principali fattori che determinano i caratteri del sedimento che si accumula in dato punto della superficie terrestre. Lo studio dei caratteri dei sedimenti ci permette quindi di ricostruire il tipo di ambiente in cui si è formato un sedimento e di determinare l'agente di sedimentazione da cui deriva e le sue caratteristiche. Si esamineranno qui le principali proprietà dei sedimenti facendo particolare riferimento ai **sedimenti clastici di ambiente continentale**, tra i quali rientra la maggior parte dei sedimenti archeologici.

I caratteri che tratteremo rientrano in tre gruppi: **composizione**, **tessitura**, **strutture sedimentarie**, cui aggiungeremo, più oltre, la stratificazione.

3.4.1. Composizione dei sedimenti

I sedimenti clastici sono formati principalmente da **clasti**, termine con cui si indicano tutti i frammenti derivati dall'azione di trasporto e accumulo sedimentario meccanico. Un sedimento può però contenere materiale di natura differente, che sono i seguenti:

- **clasti** (= granuli, particelle) di composizione varia, in genere frammenti di rocce o di minerali;
- **precipitati chimici**, minerali (cristalli) o sostanze amorfe (gel colloidali) formati per precipitazione chimica all'interno del sedimento;
- **resti di origine organica**, gusci, ossi ecc.;
- **materiali organici**, foglie, rami, radici, frammenti di carbone ecc.;
- **frammenti vulcanici** o piroclastici;
- **frammenti extraterrestri** (meteoriti);
- particelle indigene di origine mista;
- **manufatti antropici**;
- **manuports**, materiali modificati dall'azione antropica o introdotti nel sedimento che non rientrano nella categoria dei manufatti.

Riguardo alla distinzione tra resti di origine organica e materiali organici, bisogna sottolineare che i primi sono materiali a chimismo inorganico derivati da azione biologica (es. frammenti di osso), mentre i secondi sono materiali di natura organica (es. carboni). Entrambe le classi di materiali rientrano, da un punto di vista archeologico, nella categoria degli **ecofatti** (= *ecofacts*).

3.4.2. Tessitura dei sedimenti

Il concetto di **tessitura** si rifà alle caratteristiche d'insieme del sedimento, in particolare:

- la **granulometria**, cioè la dimensione dei clasti che compongono il sedimento;
- la **forma** dei clasti;
- la **selezione**;
- il **supporto**;
- il **packing** (compattazione);
- la **fabric**, cioè l'organizzazione spaziale (o assemblaggio) dei clasti.

Granulometria

Il primo criterio di classificazione tessiturale di un sedimento è la **granulometria**, termine con cui si indica la dimensione dei granuli che lo compongono. All'interno dei sedimenti si possono trovare clasti di dimensioni variabili e per semplificare la determinazione e la descrizione della granulometria si usano **scale granulometriche** e **classi granulometriche**.

Le dimensioni di una particella si calcolano misurando i suoi tre assi: **a** (asse maggiore, corrisponde alla massima lunghezza); **b** (intermedio, misurato perpendicolarmente all'asse **a**); **c** (minore, perpendicolare ai due precedenti - si noti che il calcolo delle dimensioni di un clasto d'origine sedimentaria è differente da quella di un oggetto archeologico).

Per indicare la dimensione unica di un clasto si fa spesso riferimento all'asse **b**, che controlla il suo passaggio nei setacci, usati per l'analisi granulometrica per materiali di dimensioni superiori a 0.0625 mm. Esistono formule complesse mutuati dall'ottica, dall'idraulica o dalla microscopia che permettono di calcolare la dimensione determinante di clasti di dimensioni minori o di quelli che non misurabili perché cementati.

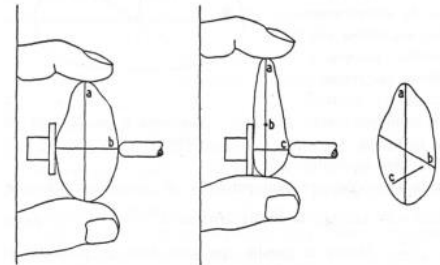


Figura 3-11.
Misura delle dimensioni di un clasto
(da Ricci Lucchi, 1980)

La scala granulometrica più comune fu stabilita da Wentworth nel 1922, che suddivise i clasti in base a una progressione geometrica del diametro delle particelle basata su un fattore 2 (2, 4, 8 ecc., così come 1/2, 1/4 ecc.). Da questa prima scala Krumbein ottenne, nel 1934, una scala logaritmica basata sul logaritmo negativo in base 2 del diametro della particella espresso in millimetri (**x** nella formula sotto), indicando la grandezza così ottenuta con la lettera *phi* minuscola (**φ**):

$$\phi = -\log_2 x$$

Ne deriva una scala che suddivide e denomina le varie **classi granulometriche**, riportate nella tab. 3-I, da cui si deduce che:

- la **argilla** (intesa in senso granulometrico) ha dimensioni inferiori a 4 μm
- il **limo** (o **silt**) è costituito da particelle di dimensioni comprese tra 4 μm e 62.5 μm
- la **sabbia** è composta da granuli tra 62.5 μm (cioè 0,0625 mm) e 2 mm
- la **ghiaia** comprende tutti i materiali di dimensioni superiori a 2 mm.

La suddivisione in classi granulometriche indicata in tabella è accettata più o meno universalmente, ma i valori dei limiti tra una classe e l'altra possono variare da una disciplina all'altra (es. in pedologia si usa talora un limite tra sabbia e limo corrispondente a 50 μm) o da un paese all'altro.

Tabella 3-I. Classi granulometriche

φ	dimensione		nomenclatura				
	mm	μm	classe granulometrica	frammento (generico)	sedimento sciolto	roccia	sedim. (generico)
-8	256		masso	masso, blocco	AMMASSO, DETRITO	conglomerato molto gross. breccia molto grossolana	RUDITE
-7	128		ciottolo molto grossolana	ciottolo grossolano, pietra	GHIAIA GROSS., DETRITO	conglomerato grossolano breccia grossolana	
-6	64		ciottolo grossolana				
-5	32		ciottolo medio-grossolana				
-4	16		ciottolo medio	ciottolo	GHIAIA, PIETRISCO	conglomerato, breccia	
-3	8		ciottolo medio-fine				
-2	4		ciottolo fine				
-1	2		granulo	granulo	GHIAIETTA	microconglomerato microbreccia	
0	1		sabbia molto grossolana				
1	1/2	500	sabbia grossolana	granulo o particella	SABBIA	arenaria	
2	1/4	250	sabbia media				
3	1/8	125	sabbia fine				
4	1/16	62.5	sabbia finissima				
5	1/32	31.25	limo grossolano	granulo o particella	LIMO o SILT	siltite	LUTITE o PELITE
6	1/64	~ 15.6	limo medio				
7	1/128	~ 8	limo fine	lamella			
8	1/256	~ 4	limo finissimo				
			argilla	particella o lamella	ARGILLA		

È raro che un sedimento sia composto da una sola classe dimensionale: la maggior parte dei sedimenti è formata da più classi granulometriche combinate tra di loro denominate in vario modo.

Per i sedimenti fini, costituiti da particelle delle dimensioni della sabbia, del limo e dell'argilla, si può fare riferimento ai **diagramma triangolari**. Un diagramma triangolare è un elaborato grafico per rappresentare le percentuali di un sistema ternario (cioè a tre componenti), nel nostro caso specifico sabbia, limo e argilla.

Nel diagramma triangolare i vertici A, B e C costituiscono i punti equivalenti al 100% del rispettivo componente (es. nel punto A il componente A equivale al 100%, mentre i componenti B e C corrispondono a 0). La determinazione delle percentuali relative a un qualsiasi punto y si ottiene misurando le distanze del punto dai lati: la percentuale del componente A corrisponde alla distanza del punto y dal lato BC, quella di B alla distanza dal lato AC, quella di C alla distanza dal lato AB.

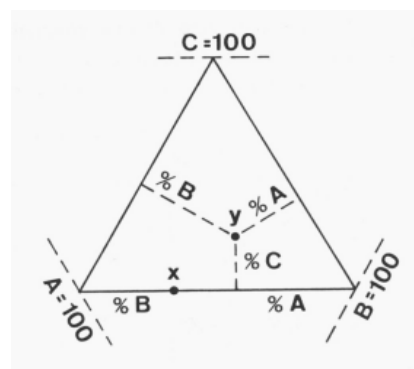
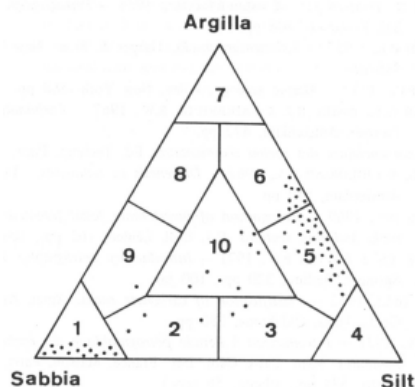


Figura 3-12 (sopra). Lettura delle percentuali in un diagramma triangolare (da Ricci Lucchi 1980: I, 66)

In sedimentologia (e in pedologia) il diagramma triangolare viene suddiviso in campi, ciascuno dei quali corrisponde a una denominazione del sedimento. Il diagramma triangolare usato in pedologia, pur mantenendo le stesse denominazioni, ha campi di forma leggermente differente.

Figura 3-13. Diagramma triangolare usato in sedimentologia e denominazione dei campi:
 1 - sabbia, 2 - sabbia siltosa, 3 - silt sabbioso, 4 - silt (= limo),
 5 - silt argilloso, 6 - argilla siltosa, 7 - argilla,
 8 - argilla sabbiosa, 9 - sabbia argillosa, 10 - franco



La **granulometria** fornisce, in prima istanza, un'indicazione sulla **energia dell'agente sedimentario** responsabile dell'accumulo del sedimento. Agenti sedimentari con energia elevata depositano sedimenti grossolani (es. un torrente di montagna, il cui corso ha un'inclinazione elevata e le cui acque scorrono ad alta velocità, può trasportare e depositare ciottoli di grandi dimensioni), mentre agenti con energia bassa accumulano sedimenti tendenzialmente più fini (es. un fiume di bassa pianura, le cui acque scorrono meandreggiando lentamente in aree con terreno poco inclinato, deposita in genere sedimenti di granulometria compresa tra la sabbia e l'argilla).

Morfologia delle particelle

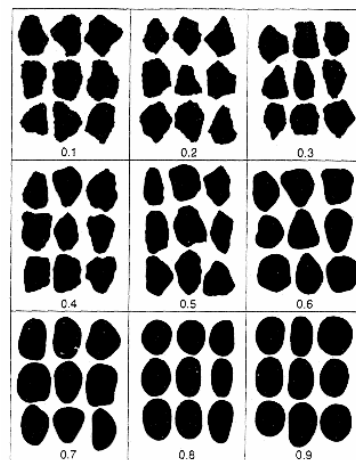
Nel concetto di **morfologia delle particelle** rientrano tre parametri principali, ciascuno dei quali indicativo di alcune caratteristiche dell'agente sedimentario.

Il grado di **arrotondamento** (= *roundness*) è la misura dell'acutezza dei bordi e degli spigoli della particella.

Si parla, in generale, di **clasti arrotondati** quando gli spigoli sono smussati e di **clasti angolosi** (= angolari) quando questi possiedono spigoli vivi, non smussati.

L'arrotondamento fornisce un'indicazione sulla **lunghezza** e la **durata del trasporto** cui il clasto è stato sottoposto: quando una particella è liberata dalla roccia di origine ha usualmente forma angolosa, che tenderà ad arrotondarsi durante il trasporto a causa di impatti, abrasioni ecc., con conseguente usura degli spigoli e suo arrotondamento.

Figura 3-14. Tavole per la stima dell'arrotondamento (da Gale & Hoare 1991: 120)



Il grado di arrotondamento non va confuso con la **sfericità**, parametro che indica la tendenza di una particella ad approssimarsi alla forma sferica teorica corrispondente (indipendentemente dal fatto che i suoi spigoli siano arrotondati o angolosi). La sfericità è valutata calcolando le proporzioni relative tra i tre assi sedimentologici della particella (a, b, c), i cui valori permettono di definire (v. diagramma di Zingg, fig. 3-15) quattro forme principali: sferica (detta anche **equante** quando i clasti siano angolosi), discoidale, lamellare, allungata.

Infine si può considerare la **forma** del clasto a livello descrittivo; esistono infatti delle forme caratteristiche associate a determinati ambienti, es.:

- i ciottoli "**a ferro da stiro**" (= triquetri), con forma triangolare appiattita e superfici striate, derivano dal trasporto glaciale di fondo;
- i **ciottoli appiattiti** sono in generale caratteristici degli ambienti di spiaggia, a causa del movimento cui sono sottoposti;

- i **ciottoli sfaccettati** (=ventofatti, *ventifacts*), angolosi e smerigliati (ricordano talvolta manufatti litici), sono tipici dell'erosione eolica in ambiente desertico;
- le **placchette gelive** (= crioclasti, gelifratti, *frost slabs*), lamellari ed angolose, sono tipiche (ma non esclusive) dell'azione del gelo-disgelo.

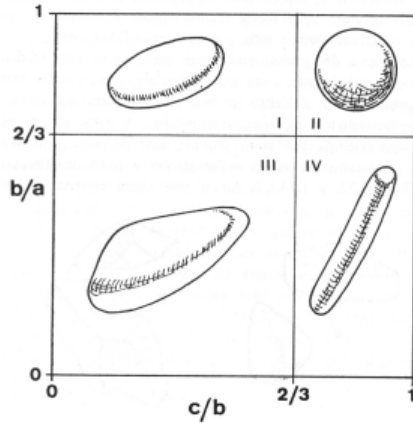


Figura 3-15. Forme fondamentali dei clasti secondo Zingg: I discoidale, II sferica, III lamellare, IV allungata (da Ricci Lucchi 1980: I, 150)

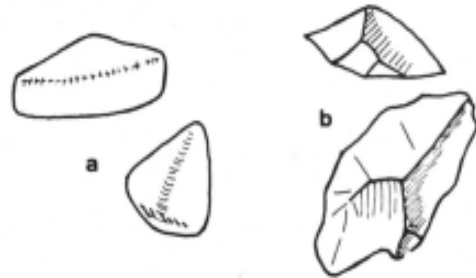


Figura 3-16. Ciottoli a ferro da stiro (triquetri, a) e ciottoli sfaccettati (ventofatti, b) (da Ricci Lucchi 1980: I, 149)

Selezione

Il concetto di **selezione** (= classazione, *sorting*, cernita, selezione granulometrica) si riferisce al grado di uniformità dimensionale di un sedimento. Si parla di un sedimento ben selezionato o con selezione buona quando formato da particelle aventi tutte la stessa dimensione (es. fig. 3-17). Viceversa, in un sedimento mal selezionato (o con selezione scarsa) i clasti possiedono dimensioni diseguali (eterometrica; fig. 3-18).

I sedimenti con selezione molto scarsa sono denominati **diamicton** (diamictite se litificati): sono depositi formati da elementi eterometrici, es. blocchi imballati in una matrice fine. Se d'origine glaciale, un diamicton può essere indicato più specificamente con il termine di **till** (tillite se litificato).

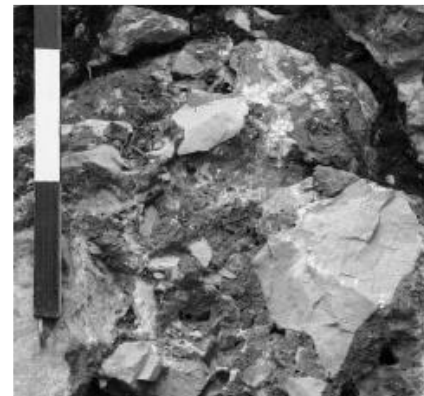
La selezione può essere espressa numericamente o statisticamente; nella norma la si classifica in modo speditivo o con scale di comparazione attraverso aggettivazione (selezione molto buona, buona, discreta, moderata, scarsa, molto scarsa).

In prima approssimazione, la selezione si correla al **grado** e alla **durata di rielaborazione** del sedimento da parte dell'agente deposizionale. Un agente che rielabora il sedimento per molto tempo dà origine a sedimenti ben selezionati (es. i sedimenti di spiaggia, continuamente ripresi in carico da onde, correnti e maree), mentre i mezzi che mantengono in carico il materiale per poco tempo accumulano di norma sedimenti poco classati (es. i *till* derivati dall'azione dei ghiacciai, che semplicemente



Figura 3-17 (sopra). Sedimento ben selezionato: ghiaia fine di spiaggia (i ciottoli hanno dimensione di 2-3 cm - Chesil Beach, UK).

Figura 3-18 (sotto). Sedimento poco selezionato: deposito di versante con frammenti pluricentrici imballati in materiale limoso (le barre della scala sono lunghe 10 cm; Brecha dos Ursos, Almonda, Portogallo)



prendono in carico il sedimento e lo depositano a valle dopo un solo trasporto).

Supporto

Il concetto di **supporto** (= *support*) si riferisce all'intelaiatura che sostiene la massa del sedimento, parte corrispondente alla frazione a comportamento granulare (sabbia e ghiaia), indicata anche con il termine di **scheletro**. Il supporto esprime quindi la relazione esistente tra la frazione granulare e quella fine (quest'ultima detta anche **matrice**).

In base a questo parametro possiamo distinguere sedimenti:

- a **supporto pelitico**, cioè di granulometria fine e senza una frazione granulare significativa;
- a **supporto di matrice** (= *matrix-supported*, fango-sostenuto), in cui la matrice fine è prevalente e i granuli grossolani sono imballati nel fine, senza toccarsi tra di loro;
- a **supporto clastico** (= *clast-supported*, grano-sostenuto), con grani a contatto tra di loro e spazi tra i granuli riempiti da matrice fine. Due casi particolari di supporto clastico sono il supporto **open work**, in cui il sedimento è a supporto clastico e gli spazi tra le particelle sono vuoti (come nel caso della ghiaia di spiaggia in fig. 3-17), e il supporto **partially open work**, a supporto clastico e con spazi vuoti parzialmente riempiti dal materiale fine.

Dal punto di vista genetico non ci sono regole fisse per la formazione di determinati tipi di supporto piuttosto che di altri. In genere gli agenti sedimentari di alta energia danno origine a supporti tendenzialmente clastici, ma esistono numerose eccezioni.

Fabric

Con il termine **fabric** si fa riferimento all'organizzazione spaziale (assemblaggio) delle particelle che costituiscono il sedimento, cioè a quell'insieme di fattori che controllano la distribuzione e l'orientazione relativa dei clasti all'interno del deposito.

Il primo parametro di cui si tiene conto è il grado di **compattazione** del sedimento (sin.: **packing**, impacchettamento, costipazione, compattezza, assestamento). In sedimenti granulari (sabbie e ghiaie), il **packing** si riferisce alla distribuzione geometrica tra le particelle che formano il sedimento, che possono essere disposte in modo da possedere una struttura volumetrica più o meno compatta (cioè con spazi interstiziali tra una particella e l'altra più o meno ampi - fig. 3-19).

Il **packing** di un sedimento dipende dal tipo di particelle che lo compongono, dai processi di sedimentazione e postdeposizionali (compressione meccanica, perdita dell'acqua capillare ecc.).

La compressione meccanica può portare al processo di consolidamento (= costipazione) del sedimento, che può portare ad una significativa diminuzione della porosità nel caso di sedimenti composti da particelle lamellari (fig. 3-20), a causa dell'arrangiarsi reciproco delle particelle, dando origine a sedimenti **sovraconsolidati**.

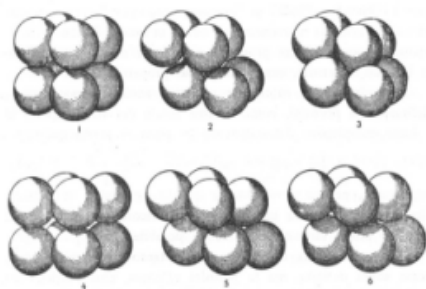


Figura 3-19. Possibili disposizioni geometriche di sfere di ugual diametro (da Pettijohn, 1957: fig. 89)

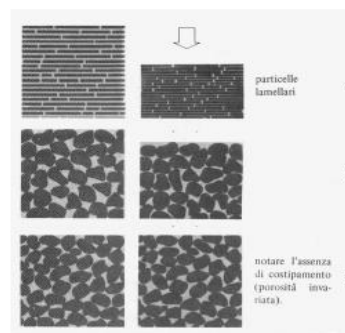


Figura 3-20. Esempi di consolidamento di materiali differenti: A: pelite, B: sabbia poco addensata, C: sabbia addensata (da Ricci Lucchi 1980: II, 60)

Altri parametri di cui tenere conto sono la distribuzione (**distribution pattern**, DP) e l'orientazione (**orientation pattern**, OP) delle particelle, che danno indicazioni sul meccanismo deposizionale e

sull'agente sedimentario. Un caso particolarmente significativo è quello della **imbricazione** (sin.: embricizzazione, embricazione), disposizione caratteristica che assumono i clasti deposti da una corrente trattiva

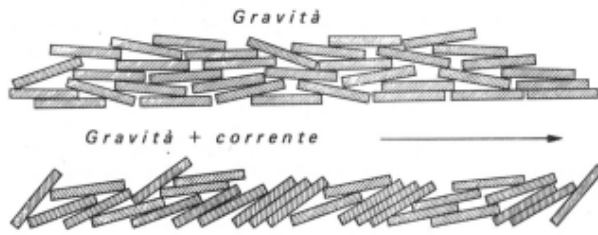


Figura 3-21. Vista in sezione dell'orientamento di particelle discoidali deposte per gravità (sopra) e per azione della gravità combinata alla corrente, dove si inizia a notare la caratteristica imbricazione (la freccia indica la direzione dell'agente sedimentario; da Potter & Pettijohn 1963: fig. 3.2)

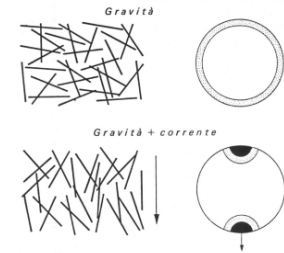


Figura 3-22. Vista planimetrica e proiezione polare della disposizione di granuli nel caso di azione della sola forza di gravità e di azione combinata di gravità e di corrente (da Potter & Pettijohn, 1963: fig. 3.3.).

Box - Un caso di studio sulla fabric dei depositi archeologici paleolitici

I dati derivanti dalla fabric sono di grande importanza per determinare la posizione dei reperti archeologici ritrovati in un determinato strato. Come è risaputo, non è solo la posizione "assoluta" degli oggetti archeologici ad essere significativi, ma anche la loro orientazione - per l'appunto, la fabric se la volessimo denominare in termini sedimentologici - in quanto fornisce informazioni significative sulla genesi del deposito archeologico. Questa è la ragione principale per la quale è importantissimo non solo posizionare i reperti durante lo scavo archeologico, ma descriverne ed eventualmente misurarne l'orientazione.

Nella letteratura archeologica si trovano vari casi di analisi della fabric di strati o livelli archeologici; tra questi citiamo un lavoro di A. Lenoble e P. Bertran (2005) che analizza la fabric di alcuni siti paleolitici.

I due autori suddividono le fabric in quattro tipi principali: isotropa, planare, lineare e con imbricazione (fig. 3-23). Scartando quest'ultima, caratteristica del trasporto di fondo da parte di correnti trattive, arrivano ad una rappresentazione triangolare delle tre restanti ("diagramma di Benn") dove plottano le fabric caratteristiche di una serie di processi di versante (fig. 3-24, dall'alto a sinistra: crolli, valanghe, debris flow, ruscellamento superficiale, soliflusso e colate di fango). La stessa operazione di plottaggio è effettuata per i reperti raccolti in varie unità di siti paleolitici della Francia (fig. 3-25). I due gruppi di dati sono poi riportati su un unico diagramma (fig. 3-26), dove, oltre alle informazioni di cui

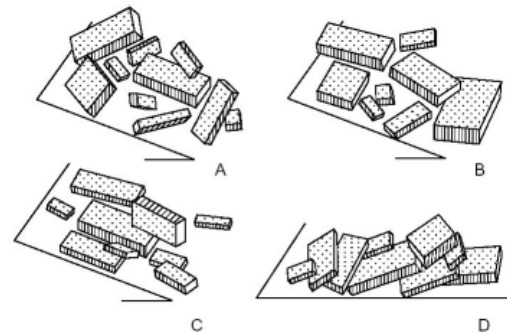


Fig. 1. Fabric types. A - isotropic, B - planar, C - linear, D - imbrication.

Figura 3-23 (sopra).

Tipi di fabric (Lenoble e Bertran 2005: fig. 1).

Figura 3-24 (sotto). Diagrammi di Benn riferiti ad alcuni processi di versante (Lenoble e Bertan 2005: fig. 7).

sopra, sono stati inseriti anche i dati relativi ad processi postdeposizionali relativamente comuni (bioturbazione e processi vertici), raccolti in base ad altre fonti d'informazione geoarcheologica.

Questo semplice procedimento grafico, basato sull'analisi di una grande quantità di dati sedimentologici e archeologici, consente agli autori di individuare il settore del diagramma triangolare corrispondente ai depositi archeologici indisturbati e indicare per i restanti il tipo principale di processo responsabile delle modificazioni postdeposizionali (fig. 3-26). La pubblicazione così rapidamente riassunta (si veda l'originale per i dettagli) dimostra come l'analisi di un solo parametro sedimentologico possa essere determinante per comprendere i processi di formazione dei sedimenti archeologici e l'integrità dei complessi archeologici raccolti in un dato strato o sito e fornire quindi una più corretta interpretazione del record archeologico.

(Dati da Lenoble e Bertran 2005 e Lenoble 2005).

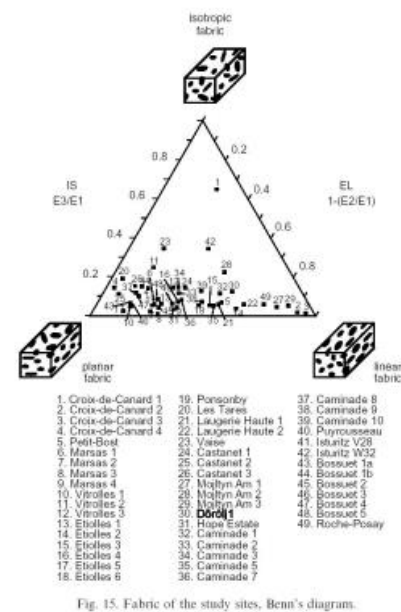


Fig. 15. Fabric of the study sites, Benn's diagram.

Figura 3-25 (a sinistra) Fabric dei siti studiati, riportata su diagramma di Benn (Lenoble e Bertran 2005: fig. 15).

Figura 3-26 (a destra) Fabric dei siti e loro contesto sedimentario (Lenoble e Bertran 2005: fig. 16).

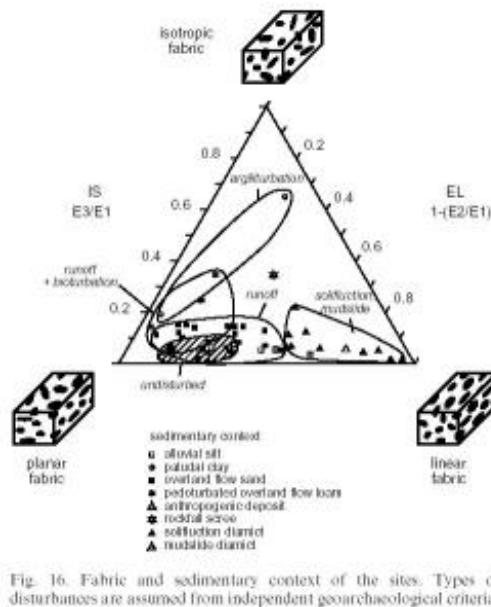


Fig. 16. Fabric and sedimentary context of the sites. Types of disturbances are assumed from independent geoarchaeological criteria.

Maturità tessiturale

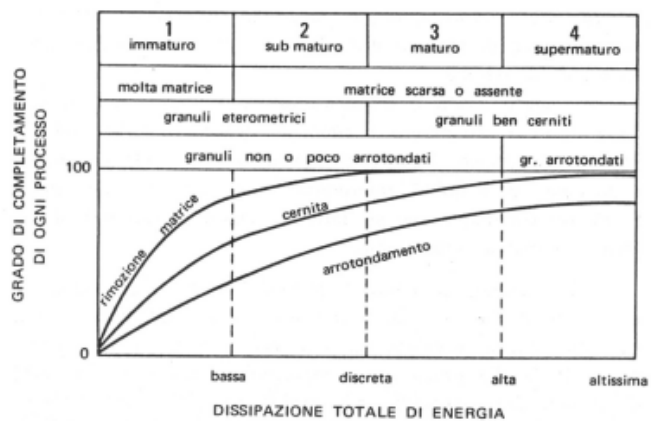
La **maturità tessiturale** è un concetto che associa selezione, supporto e forma dei clasti.

Si parla di buona maturità tessiturale per un sedimento a supporto clastico, ben selezionato, formato da particelle arrotondate e con poca matrice fine. Viceversa, un sedimento poco selezionato, formato da particelle angolose e abbondante matrice è indicato come immaturo.

La maturità tessiturale fornisce un'indicazione sul livello di rimaneggiamento e rielaborazione del sedimento da parte dell'agente sedimentario - in particolare per correnti trattive (acqua corrente e vento) - che a sua volta indica il grado di svolgimento ("completezza") del processo sedimentario.

Tra i sedimenti supermaturo ricordiamo le sabbie di duna eolica.

Figura 3-27.
 Gradi di maturità tessiturale
 dei sedimenti clastici
 secondo Folk
 (cit. da Ricci Lucchi 1980)



3.5. LA STRATIFICAZIONE

Una delle principali caratteristiche dei sedimenti consiste nell'organizzarsi in corpi stratificati, cioè in unità discrete e tra loro distinte, generalmente con un'estensione laterale di ordine superiore al loro spessore. Nella maggior parte dei casi quindi i corpi sedimentari non affiorano in forma continua verticalmente e lateralmente, ma presentano delle discontinuità che ne delimitano l'estensione.

L'insieme di questi corpi stratificati e discontinuità costituisce la **stratificazione**.

In realtà la **stratificazione** non è un carattere esclusivo di sedimenti e rocce sedimentarie - alcuni concetti stratigrafici sono infatti applicabili anche a rocce ignee e metamorfiche, ma nel caso dei sedimenti l'organizzazione in strati è uno dei parametri di maggiore importanza e visibilità.

La stratificazione è l'oggetto di studio della **stratigrafia**, trattata altrove.

3.5.1. Gli strati

Le unità discrete e distinguibili citate sopra sono gli strati. Per **strato**, termine generale utilizzato in sedimentologia e stratigrafia, si intende un *corpo tridimensionale, tabulare o lenticolare, di qualsiasi spessore, litologicamente, tessituralmente o strutturalmente distinguibile dai materiali soprastanti, sottostanti o adiacenti*.

La ragione per la quale i materiali che si depositano sulla superficie terrestre si organizzano in strati non è facilmente spiegabile; si correla al fatto che i processi di accumulo non sono continui nello spazio e nel tempo, ma procedono per pulsazioni e fasi. Durante il processo di sedimentazione si possono infatti verificare, variazioni negli apporti, nei meccanismi sedimentari, nell'energia o nella velocità di sedimentazione, a loro volta determinate da modificazioni dei fattori di controllo (climatici, ambientali, strutturali ecc.). Queste variazioni provocano l'accumulo di materiali con litologia e tessitura differente, con conseguente genesi di giunti di stratificazione, superfici che separano gli strati tra di loro (fig. 3-28)

I parametri che controllano la forma degli strati e la delineazione dei loro limiti - responsabili dell'assetto generale della stratificazione ("architettura stratigrafica" o layout stratigrafico) - sono vari.

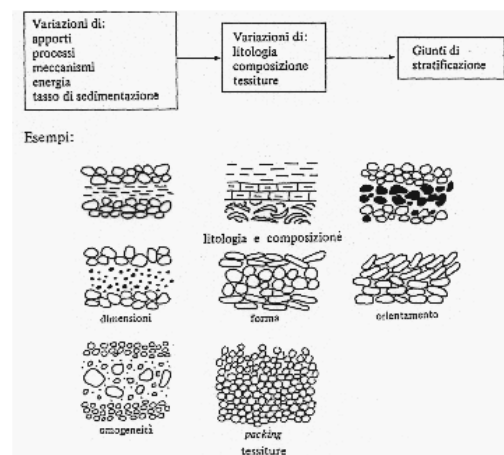


Figura 3-28
(da Griffiths 1967).

La **forma** degli strati dipende da come i sedimenti si accumulano sulla superficie, che possono:

- "lisciare" la topografia preesistente, originando strati orizzontali paralleli, per **accrezione verticale** - caso tipico del trasporto orizzontale da parte di correnti - fig. 3-29);
- adattarsi alla topografia preesistente, sempre per accrezione verticale, ma dando origine a strati ondulati e giacitura a drappeggio - caratteristica del processo di decantazione;
- organizzarsi secondo una stratificazione inclinata o incrociata in corpi lenticolari o tabulari, per effetto della **accrezione laterale** - caso comune nel trasporto per gravità e in alcuni tipi di trasporto da corrente (es. dune).

Dalla combinazione tra processo, tipo di accrezione e caratteristiche della superficie preesistente deriveranno strati di **forma** variabile; dal punto di vista descrittivo, si parla di strato (fig. 3-30):

- **tabulare**, quando l'estensione laterale è molto maggiore dello spessore;
- **lenticolare** (= lenti), quando l'estensione laterale è limitata e almeno uno dei limiti presenti delineazione concava o convessa (con vari sottocasi);

- **cuneiforme**, quando sia delimitato da superfici piane non parallele tra di loro, che originano una terminazione laterale per assottigliamento (a cuneo);
- **irregolare**;
- **ondulato**.

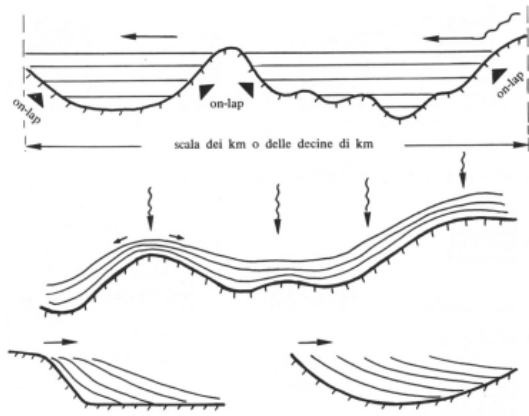


Figura 3-29 .Tipi geometrici fondamentali della stratificazione (dall'alto in basso): piana; ondulata; inclinata e incrociata (da Ricci Lucchi 1980: II, 82)

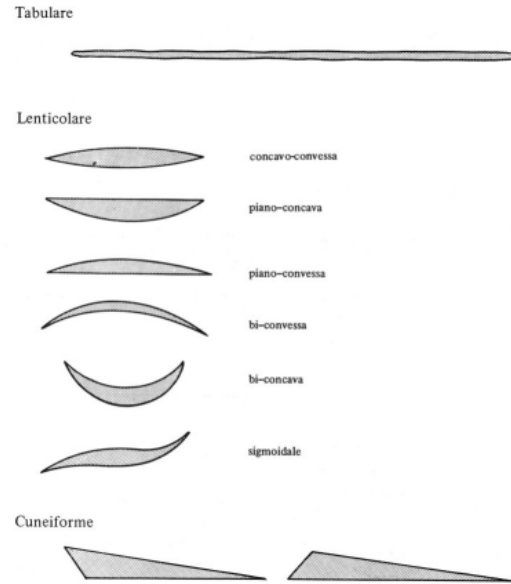


Figura 3-30. Forma degli strati in sezione (da Ricci Lucchi 1980: II, 78)

Considerando lo **spessore** si distingue tra strati sottilissimi ("veli"), sottili, medi, spessi, molto spessi (spessore > 1 m). Questi ultimi sono indicati anche come **banchi** o **bancate**.

Un altro criterio descrittivo riguarda la **giacitura** dello strato, che può essere planare, inclinato, convoluto ecc.

3.5.2. I limiti

Gli strati sono delimitati tra di loro da **limiti** (= **interfacce**), detti anche **giunti di stratificazione** e corrispondenti, nella maggior parte dei casi, alle superfici di stratificazione lungo le quali si sono andati depositando gli strati.

I limiti possono essere più o meno riconoscibili ed avere andamento variabile - possono essere **piani**, **concavi** (superficie rivolta verso l'alto), **convessi** (superficie rivolta verso il basso) o **irregolari** (questi ultimi spesso di origine erosiva). In corrispondenza della superficie che rappresenta il limite di uno strato possono essere presenti strutture sedimentarie.

Il limite tra due strati non sempre rappresenta una transizione continua di deposizione, con accumulo regolare di uno strato sopra l'altro; esiste, piuttosto, una casistica abbastanza complessa di **discontinuità** di vario tipo, alcune accompagnate da erosione tra l'accumulo di uno strato e il successivo, altre no, la cui analisi è di grande importanza per comprendere la sequenza dei vari eventi che hanno determinato la genesi di una data successione e le trasformazioni che hanno avuto luogo tra un evento di accumulo e l'altro. Riprenderemo questa tematica nella parte dedicata alla stratigrafia.

3.6. LE STRUTTURE SEDIMENTARIE

Gli strati possono presentare una loro organizzazione interna o suddivisioni; non necessariamente sono omogenei o uniformi al loro interno. Questa organizzazione interna è costituita dalle **strutture sedimentarie**, forme di **disposizione geometrica tridimensionale degli elementi che costituiscono il sedimento**.

Le strutture sedimentarie sono elementi caratterizzanti in termini di processi sedimentari, quindi diagnostici per ricostruire la genesi del deposito.

Le strutture sedimentarie si formano in seguito a processi meccanici, chimici o biologici.

Le strutture sedimentarie vengono classificate in base alla loro origine. Le strutture sedimentarie meccaniche si generano dall'azione di processi fisici di vario tipo.

L'azione meccanica delle correnti trattive sul fondo, in particolare quella correlata al tappeto di trazione, porta alla formazione delle **strutture trattive**, tra le quali si annoverano:

- **laminazione** parallela o inclinata;
- stratificazione o laminazione incrociata;
- dune e antidune;
- **increspature** di fondo (= *ripples*), che possono essere da corrente, d'onda o d'interferenza.

Tutte queste strutture sedimentarie sono indicative (ma alcune non esclusive) dell'azione di correnti trattive (idriche o eoliche) nell'accumulo sedimentario.

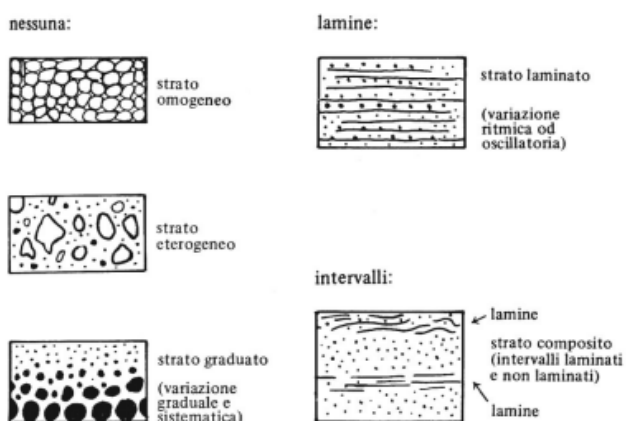


Figura 3-31. Esempi di suddivisione interna di uno strato (da Ricci Lucchi 1980: II, 79)

TIPO BASE	LITOLOGIA	STRATI	SET
arenaria laminata	[diagramma]		semplice
stratificazione incrociata	[diagramma]	lamine lamina-set	semplice
alternanze arenaria-argilla	[diagramma]		ritmico
mega-sequenza	[diagramma]		gradazionale
			composito

Figura 3-32. Possibili raggruppamenti di strutture sedimentarie (le linee nella colonna "strati" indicano i giunti di stratificazione; da Reineck & Singh, in Ricci Lucchi 1980: II, 80).

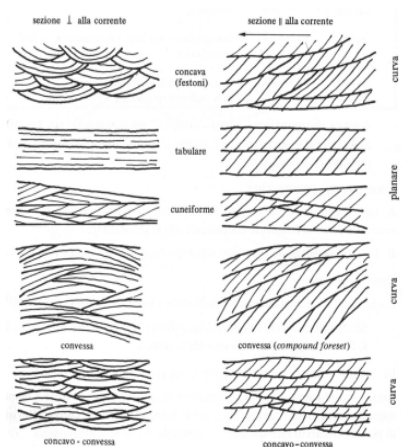


Figura 3-33. Esempi di stratificazione incrociata vista in senso perpendicolare (a sinistra) e parallelo (a destra) alla corrente (da Ricci Lucchi 1980: II, 84).

All'azione di una corrente trattiva si possono combinare episodi di sedimentazione per decantazione, con la possibile genesi di **strutture da decantazione e trazione**, come:

- alcuni tipi di *ripples*;
- drappeggi di fango;

- la stratificazione a bande tipica di depositi di decantazione;
- le laminazioni tipo *flaser* (lenticelle di fango alternate a ripple sabbiosi).

Vi sono inoltre una serie di indicatori di trasporto e decantazione, come

- i **ciottoli embricati** (v. sopra) o **allineati**;
- i raggruppamenti di ciottoli (*pebble cluster*);
- la **gradazione normale** e la **gradazione inversa**, che corrispondono, rispettivamente, ad una diminuzione della granulometria all'interno dello strato dal basso verso l'alto e dall'alto verso il basso.

Questi, pur non essendo vere e proprie strutture sedimentarie, sono indicatori delle condizioni di trasporto e delle loro variazioni, es. la gradazione normale indica una diminuzione graduale dell'energia del mezzo durante la sedimentazione (l'opposto per la gradazione inversa).

Altre strutture trattive possono correlarsi all'erosione - sono le **strutture erosive**, tra cui:

- canali di varia forma e dimensione;
- docce, solchi e tasche d'erosione;
- solchi d'erosione da ostacolo (*crescent marks*);
- impronte da ruscellamento (*rill-marks*), d'erosione (*flute casts* o *flute marks*), d'impatto o da trascinarsi.

I sedimenti possono inoltre contenere **strutture da deformazione**, come:

- fessure da disseccamento (*mud cracks*) o da contrazione;
- strutture da iniezione (es. vulcanetti di fango), liquefazione o espulsione d'acqua (*dishes and pillars*);
- vari tipi di convoluzioni o deformazioni;
- deformazioni da carico (*load casts*);
- deformazioni dovute a frane, scivolamenti o *slumping* (frane intraformazionali).

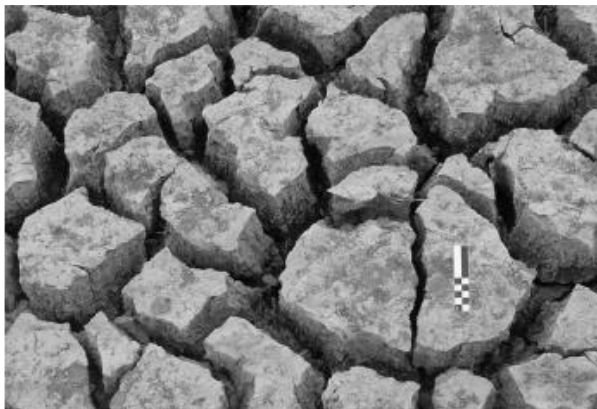


Figura 3-34. Lobi da carico (*load casts*) su interfaccia sabbia-fango (da Ricci Lucchi 1980: II, 137).

Figura 3-35. Fessure da disseccamento in sedimento limo-argilloso di un fondo lacustre (Albufeira de Montargli, Portogallo)

Le **strutture biogeniche** sono correlate all'attività di organismi; in ambiente continentale possono includere tane e gallerie legate ad animali fossoriali, impronte, resti fossili ecc.

Infine, le **strutture chimiche e diagenetiche**, legate a processi di diagenesi o di precipitazione chimica, includono incrostazioni, noduli, concrezioni ecc. di varia forma e composizione.

3.7 - LE FACIES SEDIMENTARIE

Come si è visto, la sedimentologia fa ricorso a numerosi parametri per descrivere i caratteri di un deposito, ciascuno dei quali possiede criteri descrittivi differenziati e una sua propria terminologia. Buona parte dei parametri finora discussi può essere raggruppata in un solo concetto, la **facies sedimentaria** (o **litofacies**), termine che indica *l'insieme dei caratteri fisici di un pacco di strati o di un singolo strato legati a un ben definito processo sedimentario (o a più di un processo)* (sec. Ricci Lucchi), ove per caratteri fisici si intende composizione, tessitura, strutture sedimentarie, stratificazione ecc. La facies è quindi il concetto (e lo strumento) che permette di fare un'equivalenza tra i caratteri di un sedimento e il processo sedimentario responsabile della sua deposizione. Operativamente, esistono liste di facies cui possiamo fare riferimento (v. tab.).

Tabella 3-II. Designazione di alcune litofacies sedimentarie (da Benn & Evans, 1998; Miall, 1978; Eyles et al., 1983)

<p>D - Diamicton sedimento poco selezionato, con particelle eterometriche Dmm - massiccio, supporto di matrice Dcm - massiccio, supporto clastico Dcs - stratificato, supporto clastico Dcl - laminato, supporto clastico</p>	<p>B - Blocchi (boulders) particelle > 256 mm Bms - massiccio, supporto di matrice Bcm - massiccio, supporto clastico Bcg - gradato, supporto clastico BL - pavimento residuale (lag)</p>
<p>G - Ghiaia (gravel) particelle tra 8-256 mm Gms - massiccia, supporto di matrice Gm - massiccia, supporto clastico Gsi - massiccia, con embriciature, supporto di matrice Gmi - massiccia, con embriciature, supporto clastico Gh - stratificazione orizzontale Gt - stratificazione incrociata a truogolo (<i>trough</i>) Gp - stratificazione incrociata planare Go - <i>open work</i> Gd - con strati deformati</p>	<p>GR - Ghiaia fine (granules) particelle tra 2-8 mm GRcl - massiccia, con lamine di argilla GRch - massiccia, a riempire canali GRh - stratificazione orizzontale GRm - massiccia e omogenea GRmb - massiccia e con pseudo-stratificazione GRmc - massiccia, con clasti più grossolani isolati GRmi - massiccia, clasti più grossolani isolati e embriciati GRO - <i>open-work</i> GRruc - con cicli a gradazione inversa GRruf - con cicli a gradazione diretta GRt - stratificazione incrociata a truogolo (<i>trough</i>) GRcu - con gradazione inversa (<i>upward coarsening</i>) GRfu - con gradazione normale (<i>upward fining</i>) GRp - stratificazione incrociata planare GRfo - con <i>foreset</i> deltaici</p>
<p>S - Sabbia - particelle tra 0,0625-2 mm St - da media a molto gross., stratificaz. incrociata a truogolo Sp - da media a molto gross., stratificaz. incrociata planare Sr - con <i>ripples</i> Sm - massiccia Sl - con laminazione orizzontale Sh - da molto fine a molto grossolana, stratificazione orizzontale e laminazione incrociata a basso angolo Sfl - con laminazione <i>flaser</i> Sc - stratificazione incrociata planare molto inclinata Sd - con strati deformati Suc - con gradazione inversa (<i>upward coarsening</i>) Suf - con gradazione normale (<i>upward fining</i>) ---(d) - con <i>dropstones</i></p>	<p>F - Limi e argille particelle < 0,0625 mm Fm - massivo Fl - finem. laminato, con sabbia fine e <i>ripples</i> molto fini Flv - finemente laminato con ritmiti o varve Fp - con intraclasti o lenti --(d) - con <i>dropstones</i></p>

La facies è quindi un indicatore dell'attuarsi di determinati processi sedimentari, ma non di un ambiente sedimentario specifico: facies identiche possono essere prodotte in ambienti diversi. La ricostruzione dell'ambiente sedimentario si basa sull'**associazione di facies**, cioè sul tipo di facies presenti e sul modo come queste si associano e organizzano tra di loro. L'**analisi di facies**, derivante dall'associazione dell'analisi stratigrafica, sedimentologica e paleoecologica, è uno degli strumenti più potenti a disposizione degli studiosi per la ricostruzione paleoambientale e paleoecologica di un dato sedimento o gruppo di sedimenti.

CAPITOLO QUATTRO

AMBIENTI MORFOGENETICI E SEDIMENTARI

Nei capitoli precedenti si è accennato all'esistenza di sistemi sedimentari e di ambienti morfogenetici, oggetto rispettivamente della sedimentologia e della geomorfologia. Sebbene i due concetti siano differenti tra di loro e la terminologia usata per il loro studio diversificata, si tratta, in entrambi i casi, di porzioni della superficie terrestre dominate da determinati processi caratteristici, il cui risultato è un insieme di morfologie cui si correlano determinate associazioni di facies sedimentarie - la distinzione è quindi in parte artificiale e questi ambienti, morfogenetici o sedimentari che li si voglia chiamare, formano parte del *continuum* che costituisce l'ambiente naturale. Partendo da questo presupposto (che sarebbe forse considerato impuro da qualsiasi sedimentologo o geomorfologo puro!) tratteremo, in questo capitolo, le caratteristiche degli ambienti esogeni di maggior interesse archeologico, illustrandone brevemente le forme principali e i sedimenti che vi si possono trovare (per gli ambienti controllati da agenti endogeni si veda il capitolo relativo alla geomorfologia). Suddivideremo gli ambienti secondo lo schema illustrato nella tabella sottostante.

Un **ambiente sedimentario** (= **sistema deposizionale**) può essere definito come una porzione determinata della superficie terrestre dove agiscono determinati processi specifici differenti dai processi che agiscono al suo intorno - es. nell'ambiente eolico agiscono prevalentemente processi di erosione, trasporto e sedimentazione veicolati dal vento.

In base alla posizione, possiamo distinguere tre gruppi principali di ambienti sedimentari:

- **continentali**
- **marini**
- **di transizione** (= **misti**), ubicati al limite tra i due precedenti.

Tralasciando gli ambienti marini, possiamo suddividere gli ambienti continentali e di transizione in base a un criterio genetico, cioè in base all'agente sedimentario principale che vi attua (v. tab.).

Tabella 4-I. Suddivisione (semplificata) degli ambienti morfogenetici / sistemi sedimentari.

<i>ambiente / sistema</i>	<i>principali agenti (+ altri agenti)</i>	
di versante alluvionale	forza di gravità (+ acque correnti non incanalate)	
eolico	acque correnti incanalate	
di sorgente lacustre e palustre	vento	
glaciale	emersione in superficie di falda acquifera	continentali
crionivale (o "periglaciale")	acque ferme (+ acque correnti)	
di grotta e riparo	ghiacciai (masse glaciali in movimento)	
di spiaggia	neve e ghiaccio (non in movimento)	
deltizio	vario	
di piana di marea e di estuario	moto ondoso e correnti marine (+ vento)	
	moto ondoso, correnti marine, acque correnti e acque ferme	di transizione
	correnti di marea (+ acque correnti e acque ferme)	

In ogni ambiente possono agire, oltre ai processi correlati con l'agente principale che lo domina, processi di altro tipo. Gli ambienti sedimentari si correlano strettamente alle unità geomorfologiche, in quanto ad ogni ambiente sedimentario specifico corrisponde, di norma, un ventaglio caratteristico di morfologie.

CAPITOLO CINQUE

I VERSANTI E IL LORO MODELLAMENTO

Con il termine di **versante** si indica un qualsiasi pendio del rilievo. Dopo avere accennato ai processi di denudazione e al trasporto gravitativo (v. sopra) riprendiamo qui l'argomento per approfondire i movimenti e le forme dei versanti. Il **modellamento dei versanti** si correla a processi differenziati che tendono a ribassare il rilievo, attraverso la degradazione e l'erosione, e contemporaneamente a riempire le depressioni, attraverso i processi di accumulo (= aggradazione). Questi processi possono agire con meccanismi puramente gravitativi, per azione diretta della forza di gravità, o in associazione con agenti di trasporto, in particolare l'acqua. I tempi d'azione di questi processi sono variabili, così come la loro velocità, che costituisce il primo criterio per la differenziazione dei processi di versante, che vengono suddivisi tradizionalmente tra movimenti lenti e movimenti veloci.

5.1. MOVIMENTI LENTI

I **movimenti lenti** interessano principalmente i suoli affioranti lungo il versante e il regolite, cioè il materiale detritico prodotto dai processi di disfacimento non interessato in modo intenso dai processi di pedogenesi (indicato in geologia come *eluvium* o mantello detritico). I movimenti lenti sono spesso il risultato del naturale assestamento del materiale lungo il versante e attuano secondo due meccanismi differenti: soliflusso e reptazione. Questi due tipi di movimento sono frequenti nelle nostre aree montane e lungo i fianchi vallivi.

Il **soliflusso** è una sorta di scorrimento lento, comparabile a quello di una massa fluida molto viscosa, che si verifica in suoli a tessitura fine (limosi o argillosi) soprattutto se impregnati d'acqua. Si innesca anche in pendii con inclinazione molto bassa (da 5°) e la velocità del movimento è compresa tra alcuni mm e pochi metri all'anno. Dà origine a **lobi di colata** e **terrazzette** lungo il pendio.

Un caso particolare è dato dal **geliflusso**, caratteristico degli ambienti crionivali, che interessa lo strato attivo superficiale del suolo che, durante la stagione calda, disgela e scorre verso il basso. Dà origine, oltre alle forme succitate, a **vallette a fondo arrotondato** (*Dellen*) e **cuscineti erbosi**.

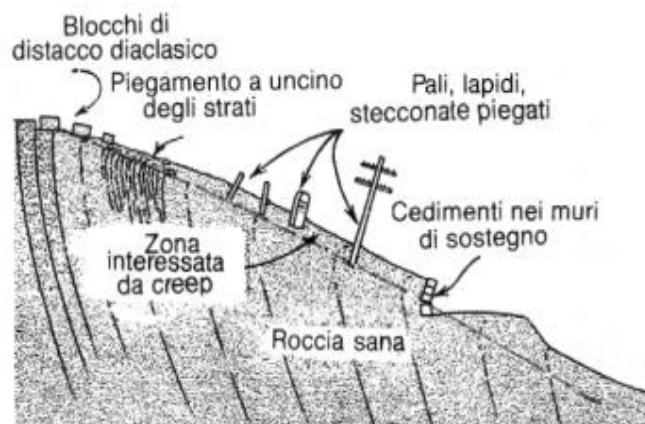


Figura 5-1 (sopra). Evidenze della reptazione (da Strahler 1984: 374).

Figura 5-2 (a sinistra). Valletta a fondo arrotondato tipo *Delle* (Fosse, Monti Lessini, VR)

Il secondo tipo di movimento lento è la **reptazione** (= *soil creep*), che consiste nello spostamento verso il basso degli strati superficiali del terreno (suolo o regolite) per effetto di una serie di piccoli assestamenti (dovuti ai cicli secco/umido o gelo/disgelo, *pipkrake*, dilatazione termica, attività biologica ecc.), che, assommandosi, determinano uno spostamento complessivo verso il basso.

Il *soil creep* è riconoscibile per il piegamento ad uncino degli strati prossimi alla superficie topografica e per l'inclinazione di oggetti originariamente verticali (pali, muri a secco ecc.).

5.2. MOVIMENTI VELOCI

I movimenti veloci possono coinvolgere singoli frammenti di roccia (**caduta di detrito**) o masse rocciose e terreni sciolti nel loro insieme (**frane**).

5.2.1. Caduta di detrito

La **caduta di detrito** consiste nel distacco e nella caduta per gravità di frammenti rocciosi liberati dalla disgregazione, che vanno ad accumularsi alle basi delle pareti o ai piedi dei versanti. Il fenomeno può dare origine a due forme di accumulo differenti: falde detritiche e coni detritici.

Le **falde detritiche** sono fasce di detrito più o meno continue che si accumulano alla base di una parete.

Sono formate in genere da frammenti di forma angolosa con aumento relativo della pezzatura dall'alto verso il basso (a causa dell'azione della forza di gravità i blocchi più grandi tendono a viaggiare per percorsi più lunghi e ad accumularsi alla base della falda detritica). L'inclinazione della superficie della falda detritica dipende dall'**angolo di riposo** (massimo angolo di inclinazione per il quale il materiale è stabile) del materiale che compone la falda che, nel caso di materiale di granulometria grossolana (pietrisco o pietre) si aggira sui 30°-35°. Le falde detritiche attive, soggette a processi di accumulo, sono normalmente prive di vegetazione (es. i caratteristici "ghiaioni" di montagna); se gli apporti dalla parete si attenuano, la falda detritica viene ricoperta da un manto vegetale e si parla di falda detritica stabilizzata (lo stesso vale per i coni).

In ambienti "periglaciali" si possono formare falde con particolare organizzazione interna, indicate come **falde detritiche stratificate**.

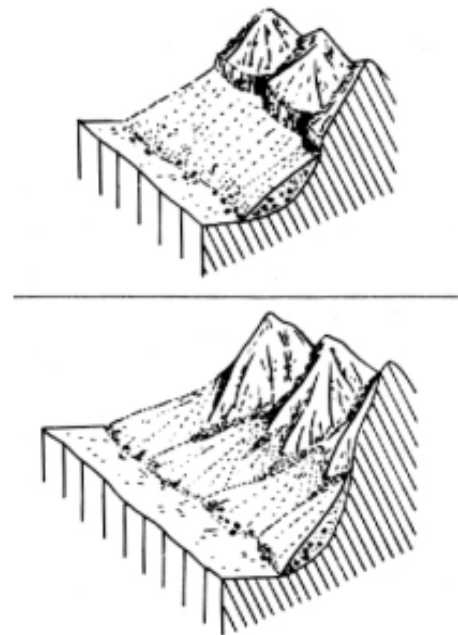


Figura 5-3. Falde (alto) e coni (basso) detritici (da Pedraza 1996)

I **coni detritici** si originano attraverso lo stesso meccanismo ora descritto di caduta e alimentazione del materiale, che si ridistribuisce però in modo differente, andando a riempire una rientranza o una irregolarità della parete o perché fuoriesce da una valle o da un canalone. Si produce quindi la forma a conoide, tipica anche di altri processi (alluvionali, di scorrimento idrico superficiale), ma che caratterizza in questo caso per una maggiore inclinazione della superficie.

Le fasce detritiche continue che si trovano alla base di alcune pareti sono spesso dovute alla coalescenza di più coni detritici - caso comune nelle falde detritiche della valle dell'Adige.

5.2.2. Frane

Il termine **frana** raggruppa tutti i movimenti di massa veri e propri, che portano spesso a ingenti fenomeni di riconfigurazione dei versanti e possono avere effetti catastrofici.

In linea di massima tutte le frane si compongono di tre zone:

- la **nicchia di distacco**, più o meno intagliata nel versante, delimitata da una scarpata al di sopra della quale si possono trovare evidenze correlate al movimento franoso, come crepe, fessure ecc.;
- la **zona di trasporto**, lungo la quale è trasferito il materiale rimosso dalla zona di distacco;
- la **zona di accumulo** (o **macereto di frana**), che può articolarsi in modo variabile a seconda del rilievo preesistente, della quantità di materiale rimosso, di eventuali fenomeni di risalita sul fianco opposto, formazione di laghi di sbarramento, distribuzione del materiale ecc.

Gli accumuli di frana sono di norma costituiti da sedimenti caotici, massicci, poco selezionati, con elementi grossolani imballati in matrice fine e caratteristiche litologiche dipendenti dal materiale di origine.

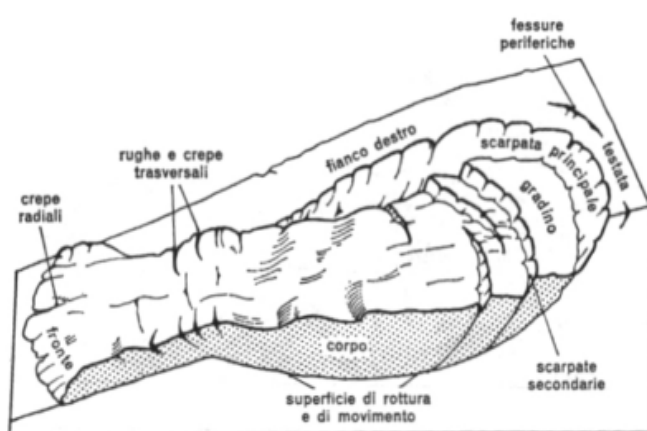


Figura 5-4. Nomenclatura delle parti di una frana rotazionale (da Castiglioni 1979: 108)

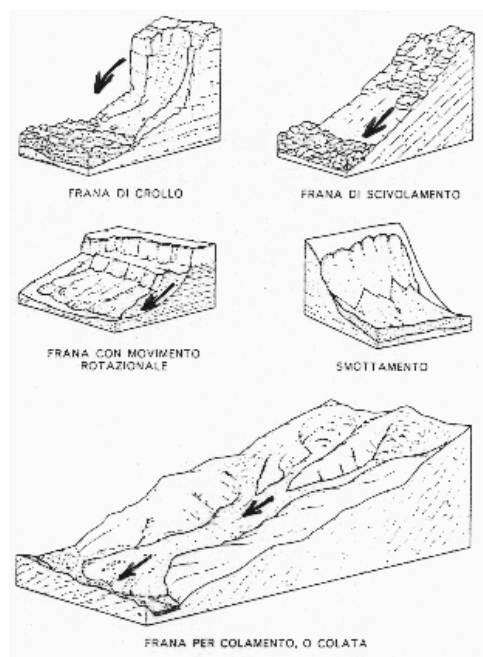


Figura 5-5. Classificazione semplificata dei tipi di frane (da Castiglioni 1979)

A causa della loro pericolosità, le frane sono ampiamente studiate sotto vari punti di vista, con il principale scopo di minimizzarne gli effetti. Esiste una terminologia molto variabile, così come numerose classificazioni dei movimenti franosi, che partono da criteri differenti quali il materiale interessato, il movimento, la durata, le cause ecc. In base al tipo di movimento possiamo distinguere, in modo semplificato, tra i seguenti tipi:

- **frana di crollo** (*rock fall*), con distacco di masse rocciose da pareti e movimento prevalentemente verticale;
- **toppling**, con distacco di masse rocciose da pareti e movimento rotazionale verso l'esterno, seguito da caduta;
- **frana di scivolamento** (*rock slide*), in cui si verifica movimento lungo una superficie (es. di strato);
- **frana rotazionale** (*slump* o *slumping*), con movimento di rotazione e formazione di una superficie di taglio di forma arcuata o curva - spesso in materiali poco coerenti;
- **smottamento**, piccola frana superficiale in materiali poco coerenti o impregnati d'acqua;
- **colata**, scorrimento provocato dalla saturazione d'acqua con movimento fluido viscoso (spesso è difficile discriminare tra colate e soliflusso).

Molte frane sono però **di tipo misto**, derivando da movimenti complessi che possono combinare due o più dei casi succitati.

5.3. LA FORMA DEI VERSANTI

La configurazione di un versante dipende da una serie di fattori: litologia (rocce affioranti), struttura geologica, presenza di accidenti tettonici, processi di scorrimento superficiale e subsuperficiale dell'acqua, tipo di movimenti di versante, contesto climatico e ambientale, livello di base dell'erosione e durata dei processi nel tempo.

Lo studio dei versanti si avvale di approcci e terminologia differenziata - citeremo in seguito parte della **nomenclatura** con cui vengono designati gli elementi di un pendio.

Da un punto di vista morfometrico qualsiasi versante è formato da più segmenti ciascuno dei quali avente determinata lunghezza, inclinazione e curvatura. In quest'ottica si definiscono una serie di termini che permettono di descrivere numericamente un versante, che sono:

- la **linea di spartiacque**, culminazione a monte in corrispondenza della quale si passa a un altro versante;
- la **linea di fondo**, linea a valle che corrisponde alla base del versante;
- lo **sviluppo del versante**, l'insieme dei segmenti esistenti tra la linea di spartiacque e la linea di fondo; gli **elementi del versante**, ciascuno dei segmenti in cui si può scomporre il versante.

Considerando le parti che compongono un versante, parleremo, dall'alto in basso, di: **sommità**, **shoulder**, **versante rettilineo**, **footslope** e **base del versante**.

Facendo invece riferimento alla rete idrografica, potremo dividere il versante, sempre dall'alto verso il basso, in **spartiacque**, **pendio** (o versante *s.s.*) e **fondovalle** (o *talweg*).

Infine, partendo dal profilo longitudinale del versante, che è tracciato lungo la **linea di massima pendenza**, si avranno pendii rettilinei, concavi o convessi, distinzione che può essere utilizzata anche a livello planimetrico.

Considerandone l'evoluzione, si osserva che in linea di massima (e teoricamente) ogni versante tende, attraverso i processi di denudamento e i movimenti lungo il pendio, a raggiungere una forma stabile e in equilibrio con le condizioni al contorno. Il prodotto finale di tutti questi processi è il **versante regolarizzato** (talora indicato come versante di Richter o richteriano), che è stabile, ha forma regolare, profilo rettilineo e inclinazione corrispondente all'angolo di riposo del materiale che vi affiora. La genesi di un versante regolarizzato può avvenire o attraverso la formazione di una falda detritica alla sua base o senza la formazione di questo accumulo detritico, nel caso esistano processi di rimozione del materiale che si accumula alla base del versante. A partire da una parete o da un versante molto inclinato, la degradazione dà inizialmente luogo a una convessità nella parte superiore del profilo e l'accumulo nella sua parte inferiore originano una concavità; il procedere dei processi di degradazione e accumulo portano alla genesi di un pendio rettilineo, corrispondente al versante regolarizzato.

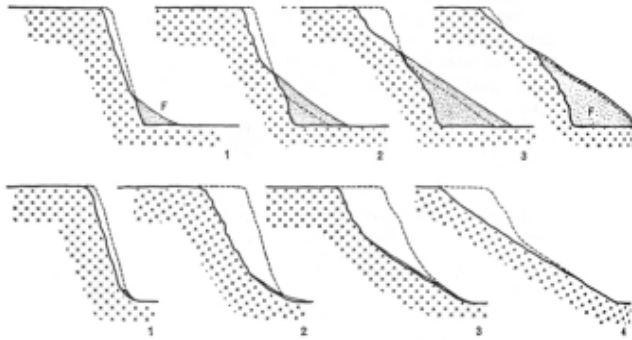


Figura 4-7. Formazione di versante regolarizzato con presenza (A) o assenza (B) di falda detritica (da Castiglioni 1979: 124)

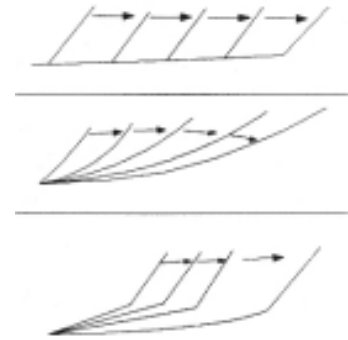


Figura 4-8. Evoluzione di un versante: traslazione, rotazione e sostituzione (da Pedraza 1996: 122)

Ovviamente la trasformazione di un versante non si arresta con la sua regolarizzazione, ma prosegue per effetto dei processi di alterazione e erosione che portano allo smantellamento graduale del rilievo.

L'evoluzione dei versanti è uno dei grandi argomenti della geomorfologia teorica, con modelli differenziati che si riferiscono, in generale, alle teorie di evoluzione del rilievo terrestre.

In sostanza possiamo citare tre differenti **modelli di evoluzione dei versanti**:

- il modello di **traslazione** presuppone una retrocessione parallela del versante, che mantiene nel tempo la sua inclinazione iniziale, portando alla genesi di un *glacis* alla sua base (King);
- il modello di **rotazione** prevede una diminuzione progressiva dell'inclinazione del versante concomitante all'abbassamento della linea di spartiacque e la conseguente genesi di un versante di profilo concavo-convesso (Davis);
- il modello di **sostituzione**, secondo il quale si produce una leggera rotazione per erosione dello spartiacque, ma prevale una retrocessione quasi parallela (Penck).

CAPITOLO SEI L'AMBIENTE ALLUVIONALE

L'**ambiente alluvionale** è controllato dall'azione delle acque correnti incanalate. Se queste ultime appartengono a un corso d'acqua permanente, si parla di **ambiente fluviale**.

Gli ambienti alluvionali possiedono un alto livello d'organizzazione. I corsi d'acqua sono gerarchizzati, si organizzano in reti e bacini idrografici, possiedono caratteristiche geometriche ben definite e trasportano il materiale secondo meccanismi descrivibili matematicamente e fisicamente. Da qui la complessità degli ambienti alluvionali e la loro organizzazione in sottoambienti, tra cui possiamo distinguere: le zone a comportamento torrenziale; le valli alluvionali; i conoidi alluvionali; le pianure alluvionali. Dal punto di vista geomorfologico, nelle parti vallive si verifica un'interazione continua tra le dinamiche del corso d'acqua che percorre la valle e i processi che modellano i versanti, e l'analisi dei due sistemi non può tralasciare l'altro (si parla di sistema versante - fondovalle).

Dal punto di vista sedimentologico si verifica, dalla sorgente alla foce, una diminuzione media della granulometria dei sedimenti e del rapporto tra materiale trasportato per trazione e in sospensione.

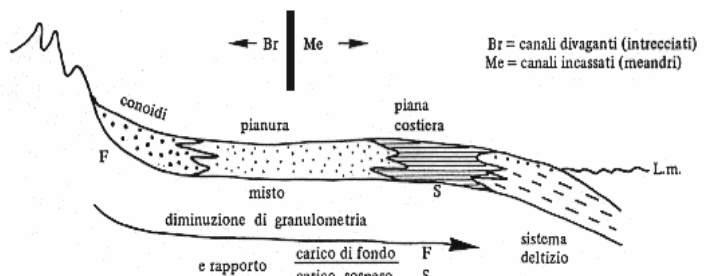


Figura 6-1. Principali suddivisioni del sistema alluvionale (da Ricci Lucchi 1980: III, 45)

6.1. BACINI IDROGRAFICI E RETICOLI IDROGRAFICI

I corsi d'acqua si organizzano in **bacini idrografici**, porzioni di territorio che convogliano l'acqua verso un determinato fiume e che sono delimitate da **linee di spartiacque** (o linee di displuvio).

L'insieme dei corsi d'acqua e la loro configurazione spaziale (planimetrica) viene indicata come **reticolo idrografico** (o rete di drenaggio). La configurazione di un reticolo idrografico dipende da vari fattori di modo che attraverso la semplice analisi planimetrica del reticolo si possono avere indicazioni sulle caratteristiche geologiche e strutturali dell'area e sulle tendenze evolutive del bacino.



Figura 6-2 (a sinistra). Esempio di bacino idrografico con indicazione dell'ordine gerarchico dei corsi d'acqua (da Strahler 1984: 424).

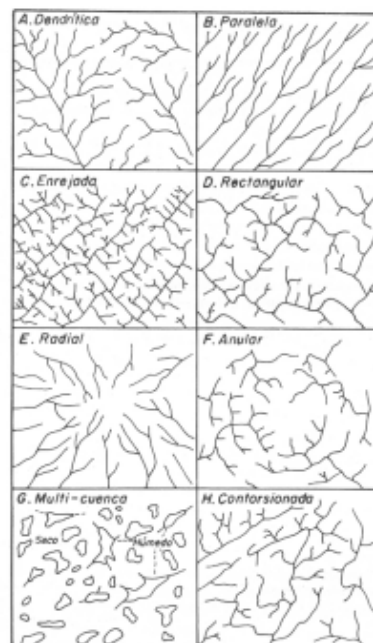
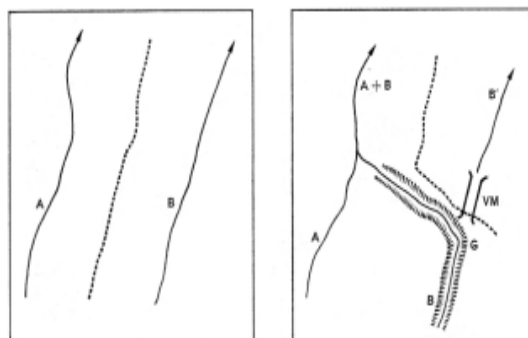


Figura 6-3 (a destra). Termini descrittivi utilizzati per descrivere il pattern del reticolo idrografico (da Pedraza 1996: 250)

L'analisi del reticolo idrografico e delle sue relazioni con la struttura può dare indicazioni sulle deviazioni dei corsi d'acqua. I corsi d'acqua difficilmente mantengono la stessa posizione nel tempo e possono subire deviazioni: si parla di **cattura fluviale**, termine che indica la modificazione di un bacino idrografico per effetto di fenomeni tettonici, di erosione o di sedimentazione.

Un caso classico è dato da due corsi d'acqua che drenano bacini differenti e che possiedono differente capacità erosiva, che può portare il corso d'acqua con erosione più intensa ad erodere il versante, arretrare la linea di spartiacque e "cattare" l'altro corso d'acqua. Altri casi di cattura fluviale possono verificarsi per tracimazione o per erosione laterale.

Figura 6-4. Esempio di cattura fluviale: il corso d'acqua A "cattura" parte del B per erosione dello spartiacque (linea puntinata - (da Castiglioni 1979: 190)



6.2. PROFILO LONGITUDINALE DI UN CORSO D'ACQUA

I processi di erosione fluviale possono attuare come processi d'erosione lineare (in profondità) o d'erosione laterale, portando rispettivamente all'incisione (approfondimento) del corso d'acqua e alla genesi di **scarpate** (o ripe) **d'erosione fluviale** in posizione laterale. La velocità dei processi d'erosione dipende, ovviamente, dalla roccia in cui è scavato il corso d'acqua, dal clima, dalla disponibilità idrica, dalle caratteristiche della corrente ecc. Tutti questi processi tendono, insieme ai processi di accumulo, a portare a una regolarizzazione del profilo del corso d'acqua e delle sue pendenze. Ogni corso d'acqua tende infatti a raggiungere una configurazione d'equilibrio che, se i fattori esterni non si modificano, determina la formazione di un **profilo** (longitudinale) **d'equilibrio** (sin.: **profilo regolarizzato**). Il profilo longitudinale regolarizzato di un corso d'acqua presenta una graduale diminuzione delle

pendenze dalla sorgente verso la foce, secondo una configurazione con variazione graduale della curvatura e raccordo con il livello di base¹.

Il **livello di base** dell'erosione corrisponde al livello medio degli oceani o, nel caso un fiume sbocchi in un mare o in un lago, il livello del mare o del lago; rappresenta il livello al di sotto il quale l'erosione non agisce. Per raggiungere il profilo di equilibrio è necessario che il corso d'acqua regolarizzi i dislivelli presenti lungo il suo tracciato (e quindi che i processi di erosione e sedimentazione attuino per un tempo sufficientemente lungo) attraverso le azioni di erosione e trasporto che funzionano come **processi di autoregolazione** del profilo longitudinale. È necessario inoltre che le condizioni al contorno non mutino, cosa non sempre verificata perché il livello del mare può oscillare (es. per effetto dei cicli glaciale-interglaciale), il bacino idrografico può essere soggetto a fenomeni di sollevamento o abbassamento tettonico, possono intervenire fattori che mutano la configurazione della valle (es. azione dei ghiacciai) o fattori climatici che determinano variazioni nella portata del fiume ecc. Questi fattori esterni fanno sì che il profilo dei corsi d'acqua in aree soggette a glacialismo o a neotettonica, come è la zona alpina, siano spesso lontani dal profilo d'equilibrio teorico di cui si è parlato.



Figura 6-5.
 Profilo regolarizzato di un corso d'acqua
 (con esagerazione verticale - da Castiglioni 1979: 152)

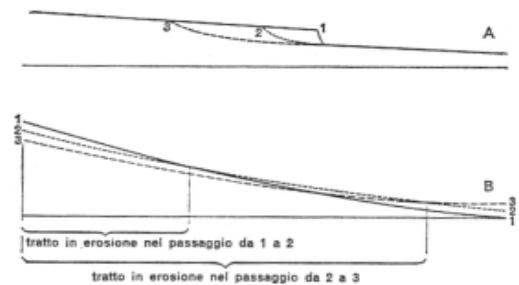


Figura 6-6.
 Erosione regressiva (A) e erosione verso valle (B)
 (da Castiglioni 1979: 150)

I succitati processi di autoregolazione tendono a regolarizzare il profilo del corso d'acqua mediante due meccanismi differenti:

- la **erosione regressiva**, cioè la propagazione dell'erosione verso monte (**retrocessione**);
- la **propagazione verso valle** dell'erosione.

Ogniquale volta si verifichi una modificazione nei parametri idrologici o nei fattori esterni che regolano il profilo del corso d'acqua esso tenderà, attraverso l'erosione e la sedimentazione, a ri-configurare il proprio profilo in funzione dell'equilibrio determinato dalla nuova situazione. In seguito citiamo alcuni dei fattori che controllano l'evoluzione del profilo longitudinale di un corso d'acqua.

Variazioni eustatiche. Con il termine di **variazioni** (o **oscillazioni**) **eustatiche** si indicano le variazioni del livello del mare, denominate **glacioeustatiche** quando dipendano dai cicli glaciale-interglaciale. Le variazioni del livello del mare, che corrisponde al livello di base dell'erosione per la maggior parte dei corsi d'acqua (eccetto per quelli che drenano **bacini endoreici**, che non hanno sbocco al mare), influenzano notevolmente il profilo longitudinale dei fiumi.

Nel caso di un abbassamento del livello del mare si avrà, in generale, un fenomeno di **regressione**, cioè uno spostamento della foce in avanti (verso il mare), con innesco di fenomeni d'erosione in corrispondenza della foce e sua propagazione verso monte secondo il processo di retrocessione, con graduale riequilibrio del profilo del corso d'acqua. Viceversa, un innalzamento del livello del mare può portare allo spostamento della foce verso l'interno (**trasgressione** - il mare conquista aree che erano

¹ Il profilo longitudinale di un corso d'acqua si ottiene unendo tutti i punti quotati (es. quelli che intercettano una curva di livello) dalla sua sorgente fino al suo sbocco in mare e riportando in ascissa le distanze corrispondenti.

prima terraferma), con tendenziale accumulo di nuovi sedimenti alla foce e propagazione dei fenomeni di sedimentazione verso monte.

Fatte salve situazioni più complesse, un abbassamento del livello del mare innesca di norma un processo d'incisione del corso d'acqua, mentre il suo innalzamento determina il riempimento sedimentario della valle. Non sempre però i meccanismi di regressione e trasgressione sono direttamente correlati a abbassamento e innalzamento del livello del mare ed è importante distinguere tra i due meccanismi, oscillazione del livello del mare da un lato e spostamento della linea di costa e delle foci dei fiumi dall'altro.

Fenomeni di sbarramento. Una possibile fonte di irregolarità nel profilo di un corso d'acqua può essere la formazione di sbarramenti dovuti alla genesi di dighe di travertino, alla caduta di frane che ostruiscono la valle o all'avanzare di una lingua glaciale. Si formerà, nel profilo, un gradino che tenderà a essere eroso e spianato nel corso del tempo.

Fenomeni di approfondimento della rete idrografica. Altre irregolarità possono essere correlate a processi di ravvivamento del rilievo, es. dovuti all'esarazione glaciale che tende a sottoescavare le valli dando origine a scarpate laterali. I corsi d'acqua laterali, una volta ritirati dal ghiacciaio, si troveranno quindi sospesi rispetto alla valle principale e il loro profilo mostrerà un marcato "gradino" tra la parte sospesa e la foce, con dislivelli talora notevoli, che si andrà attenuando con il procedere dell'erosione.

Movimenti tettonici. Eventuali movimenti di abbassamento o sollevamento tettonico hanno effetti simili a quanto detto per il livello del mare: un sollevamento provocherà, in prima istanza, regressione e tendenza all'incisione, mentre un abbassamento porterà a trasgressione e riempimento. La situazione è in realtà più complessa, perché spesso solo una parte del bacino idrografico, e non tutto, è soggetta a movimenti tettonici.

Variazioni di portata liquida o di trasporto solido che possono essere a loro volte legate ad altri fattori, come variazioni climatiche, movimenti tettonici ecc. In generale, un aumento della **portata liquida** (e quindi dell'energia) fa propendere all'incisione, mentre una sua diminuzione determina accumulo. Viceversa, se è il **trasporto solido** ad aumentare, si verificherà, nella maggior parte dei casi, una tendenza all'accumulo nella valle, mentre una diminuzione provoca erosione

Tutte queste informazioni vanno considerate con cautela perché non sempre si verifica la variazione di un solo fattore di controllo. Piuttosto, si ha spesso un'azione concomitante e complessa, con interazione tra più fattori - es. in una fase di scioglimento dei ghiacci si può verificare, allo stesso tempo, innalzamento del livello del mare, aumento della portata liquida e aumento del trasporto solido. Altri fattori possono inoltre influire sul profilo del corso d'acqua, come eventuali variazioni nel reticolo idrografico per cattura fluviale, l'azione antropica (irregimentazione, disboscamento, costruzione di dighe ecc.), la generale evoluzione del rilievo e del contesto ambientale (copertura vegetale, resistasia vs. biostasia ecc.).

6.3. VALLI, CONOIDI, PIANURE E TERRAZZI ALLUVIONALI

Come visto in precedenza, i sistemi alluvionali e fluviali si caratterizzano per la loro gerarchizzazione, che si manifesta nelle forme e nei sedimenti che li costituiscono. I corsi d'acqua percorrono dapprima valli fluviali secondarie per gettarsi nelle valli principali; questa convergenza da valli secondarie a valli principali determina spesso la genesi di forme a ventaglio, i conoidi alluvionali. Le valli principali sono spesso caratterizzate da ampi fondivalle, che sfociano in pianure alluvionali; nelle valli e nelle pianure è frequente la presenza di terrazzi alluvionali. Tutte queste morfologie e i sedimenti a loro correlate verranno trattati qui di seguito.

6.3.1. Le valli fluviali

I problemi relativi alle variazioni del profilo del corso d'acqua si riflettono sulla configurazione e sulla fisiografia delle valli e delle pianure alluvionali e sulla formazione dei terrazzi fluviali.

La morfologia di una **valle fluviale** è determinata, oltre che dai processi fluviali che agiscono nel fondovalle, lungo l'asta fluviale e nel **talweg**, dal comportamento del corso d'acqua, dalle sue caratteristiche (passate e presenti) e da una serie di altri fattori, es. i processi di modellamento dei versanti, i fattori di controllo da cui essi dipendono, i fattori geologici come le rocce affioranti, il loro assetto strutturale e i fenomeni tettonici, le eventuali azioni antropiche.

Nella morfogenesi di una valle fluviale si ha un'interazione complessa tra fondovalle e versanti che insistono sul fondovalle e quindi per analizzare la fisiografia di una valle si deve tenere conto del sistema fondovalle-pendio. Da qui deriva l'ampia casistica di **sezioni trasversali** che una valle può presentare e che illustrano in modo semplicistico ma efficace la sua fisiografia.

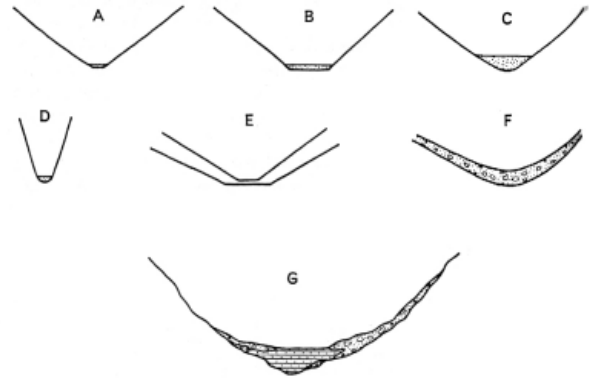
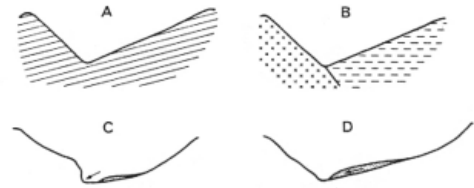


Figura 6-7. Sezioni trasversali di valli: A valle a V, B-C valle a fondo piatto in roccia e alluvionale, D forra, E, evoluzione di una valle senza incisione, F *dellen*, G valle a fondo concavo per accumulo depositi alluvionali e di versante (da Castiglioni 1979: 160)

Figura 6-8.
Sezioni di valli asimmetriche per:
cause strutturali (A e B), erosione fluviale (C),
diversa degradazione dei versanti (D)
(da Castiglioni 1979: 161)



La sezione di una valle fluviale dipende inoltre dal suo **adattamento alla struttura geologica**. Tra le valli ben adattate alla struttura ricordiamo le **valli conseguenti**, percorse da corsi d'acqua che seguono i dislivelli creati dalla deformazione tettonica, e le **valli susseguenti**, i cui tracciati seguono fasce di minore resistenza geologica (faglie, discontinuità, affioramenti di rocce più tenere ecc.). Non sempre però il reticolo idrografico si adatta alle condizioni geologiche, come nel caso delle **valli antecedenti**, che tagliano trasversalmente le strutture di deformazione - indicando che il tracciato fluviale è anteriore alla deformazione tettonica. Un caso frequente nelle valli alpine è dato dalle **valli epigenetiche** (o sovrimposte) dove, successivamente a una fase di accumulo sedimentario, si verifica lo spostamento laterale dell'asse fluviale nella successiva fase d'incisione.

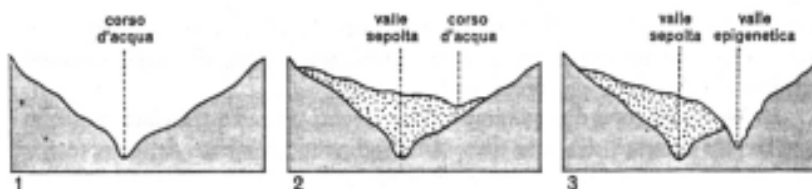
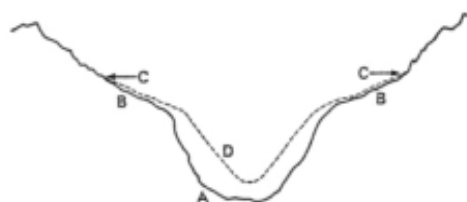


Figura 6-9.
Formazione di valle epigenetica per sovrimposizione dopo fase di seppellimento
(da Castiglioni 1979: 197)

Figura 6-10.
Sezione di valle con modellamento glaciale:
A doccia glaciale, B spalla,
C altezza massima ghiacciaio,
D presunta sezione della valle preglaciale
(da Castiglioni 1979: 271).



I fondovalle fluviali sono di norma occupati da varie forme e depositi che sono frequentemente zone di insediamento preferenziale, quali terrazzi fluviali, conoidi alluvionali e il proprio fondovalle, che si configura spesso come una piana alluvionale.

6.3.2. I conoidi alluvionali

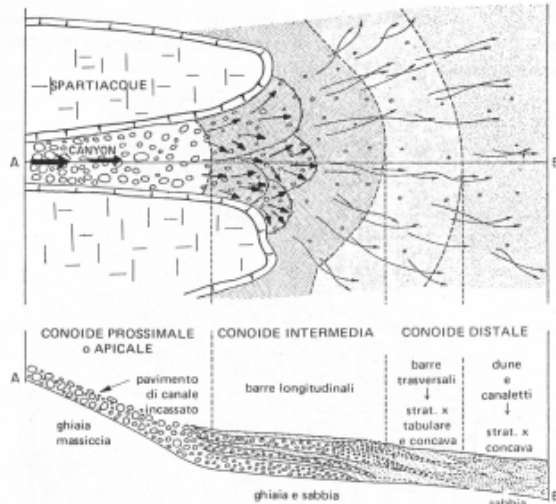


Figura 6-11. Pianta e sezione radiale di un conoide in clima umido (da Mc Gowen & Groat, 1971)

I conoidi (= *fans*) sono forme che si sviluppano allo sbocco di un emissore laterale quando si getta in una valle o in una pianura, es. allo sbocco di una valle laterale nella valle principale o della valle principale nella pianura.

Il termine conoide deriva dall'organizzazione che presentano questi elementi, che si organizzano in forma di tronco di cono molto schiacciato.

Un **conoide alluvionale** è normalmente suddiviso in tre settori, ciascuno dei quali controllato da meccanismi differenti: prossimale (o apicale), intermedio e distale (o basale). Dalla zona apicale si sviluppa un canale più o meno incassato che fuoriesce dalla valle laterale e che si dirama nella parte intermedia fino a raggiungere la distale, che costituisce il raccordo con il fondovalle o con la piana che accoglie il conoide.

L'apice del conoide è, geometricamente, il punto da cui parte il tronco di cono schiacciato, da cui il conoide si apre a ventaglio attraverso un sistema di canali distributori.

Trasversalmente e longitudinalmente la sezione di un conoide è lenticolare.

I processi che controllano la deposizione lungo un conoide alluvionale sono vari: nella parte apicale attuano prevalentemente processi di carattere torrentizio, con energia elevata ma intermittente, spesso attraverso flussi concentrati ad alta energia (quindi con materiale a granulometria grossolana, come ghiaie massicce), accompagnati da processi misti, es. colate o *debris-flow*; nella porzione intermedia l'energia è media e si depongono di norma lenti di ghiaia alternate a sabbia; la graduale perdita di energia verso la parte distale porta a una prevalenza di corpi sabbiosi con strutture sedimentarie trattive in questo settore.

L'organizzazione stratigrafica che ne deriva è data da corpi lenticolari, spesso discontinui lateralmente o delimitati da discontinuità stratigrafiche, per l'erosione dei corpi sedimentari sottostanti da parte delle correnti ad alta energia che percorrono periodicamente il conoide. La stratificazione è di norma mal definita e gli strati spessi, ma irregolari.

Dal punto di vista delle facies presenti, si trovano: ghiaie poco organizzate, poco selezionate e contenenti blocchi, soprattutto nella zona apicale, talora accompagnate da sedimenti ghiaiosi a supporto di matrice; in tutte le zone si possono trovare facies di argine naturale costituite da ghiaie a supporto clastico e a supporto di matrice, nonché ghiaie massicce o sabbie a stratificazione incrociata.

6.3.3. Pianure alluvionali

Le **pianure alluvionali** (e per estensione le **valli alluvionali**, che rientrano in questo sottosistema sedimentario) possono presentare morfologie e sedimenti differenziati, a seconda della configurazione e della competenza del corso d'acqua che le percorre, nonché delle caratteristiche fisiografiche e

geomorfologiche del territorio circostante. Distinguiamo tre casi fondamentali, che includono le piane alluvionali a canali:

- anastomosati (= anastomizzati);
- intrecciati (= *braided*);
- meandriformi.

Piane a canali anastomosati e piane a canali intrecciati

Le **piane a canali anastomosati** e le **piane a canali intrecciati** hanno varie caratteristiche in comune. In entrambe il corso d'acqua è suddiviso in vari canali intrecciati, con numerose intersezioni e interconnessioni, separati tra di loro da **barre** di sedimento. Nel primo caso, i canali sono, mediamente, poco sinuosi, a fondo piatto, poco profondi, poco stabili e la piana d'inondazione è relativamente limitata; nel secondo i canali sono stretti, profondi (in media), a sinuosità media o alta, più stabili nel tempo e delimitati da argini naturali che li separano dalle piane di inondazione, spesso coperte da fitta vegetazione e più ampie che nel caso precedente.

Queste piane sono controllate dall'azione di correnti trattive incanalate di carattere prevalentemente intermittente dove prevale il trasporto di fondo, che provoca la migrazione rapida dei sedimenti e delle forme di fondo: i canali vengono periodicamente abbandonati (secondo il processo di avulsione, per abbandono o migrazione laterale dei canali), i sedimenti sono asportati dall'azione del corso d'acqua che, più o meno frequentemente, può fuoriuscire dal suo letto provocando l'inondazione della piana circostante.

In sezione trasversale, il corpo sedimentario che forma una piana a canali anastomosati o una a canali intrecciati ha limiti erosivi e include sedimenti più o meno grossolani, organizzati in lenti discontinue, interdigitate, a base concava e erosiva.

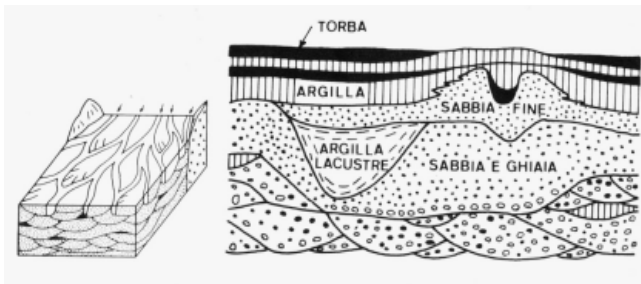


Figura 6-12.
Corpo alluvionale grossolano
dovuto a divagazione di canali anastomosati
(da Allen 1965)

In una piana a canali anastomosati le facies caratteristiche includono: ghiaie e sabbie grossolane passanti a sabbie fini e limi; nelle barre longitudinali, ghiaie massicce e sabbie con stratificazione tabulare o incrociata; nelle barre sommerse, trasversali, sabbie a stratificazione incrociata, con increspature (*ripples*), passanti a sabbie fini; nei canali abbandonati, livelli di ghiaie residuali più o meno disorganizzate passanti a sabbie massicce o con laminazione obliqua e lenti di peliti (argille) e torba.

Nelle piane a canali intrecciati, ove si ha una relativa diminuzione dell'energia rispetto alle precedenti, il corso d'acqua trasporta principalmente sabbie, attraverso meccanismi di trascinalamento di fondo o saltazione, mentre la sua tracimazione porta alla decantazione di sedimenti limo-argillosi. In tal modo, il corpo sedimentario corrispondente si organizza in corpi lenticolari più o meno allungati, formati da sabbie in lenti concave, interdigitate e intercalate con sedimenti limo-sabbiosi. Riguardo alle facies, si trovano: nelle sequenze di canale, sabbie e ghiaie massicce o stratificate e sabbie a stratificazione incrociata concava; lungo gli argini naturali, limi e argille più o meno stratificati; nelle piane di inondazione, sedimenti fini (sabbie fini, limi e argille) talora intercalati con paleosuoli o livelli organici (torbe, ligniti ecc.) o croste sedimentarie, possedendo alta probabilità di conservazione di materiali fossili o archeologici.

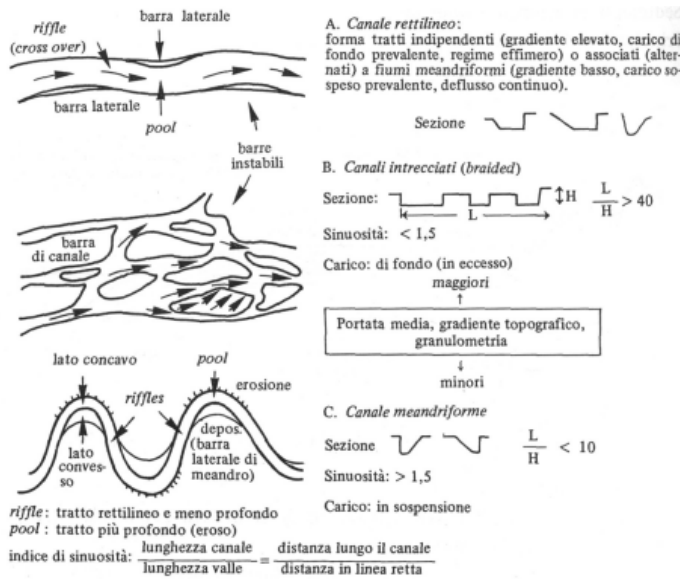


Figura 6-13.
Geometria idraulica dei canali fluviali
(da Ricci Lucchi: III, 47)

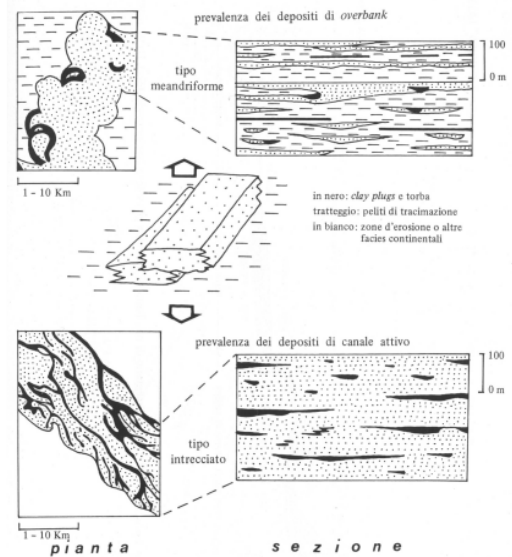


Figura 6-14.
Possibili architetture di prismi alluvionali di pianura (da VV.AA. e Ricci Lucchi 1980)

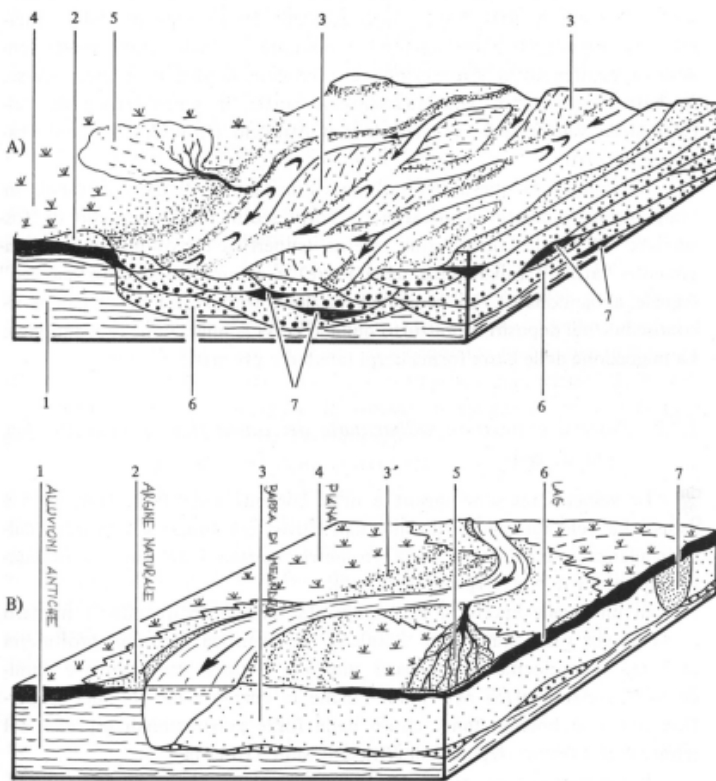


Fig. 18 - Sottoambienti e depositi fluviali. A: corso a canali intrecciati, B: corso meandriforme (da ALLEN, 1965 e 1970).

1. alluvium più antico; 2. argine naturale; 3. barra: di centro-canale o laterale in A, di meandro in B; 3': sommità di barra: cordoni e solchi; 4. piana inondabile (bacino di piena) → stagni; 5. lingua o ventaglio di rotta; 6. pavimento residuale o fondo canale (lag).

Sedimentazione laterale: dovuta a migrazione delle barre nei canali attivi(3).

Sedimentazione verticale: dovuta a traccimazione o overbank (2,3,4,5) o riempimento di canali morti(7).

Figura 6-15.
Sottoambienti e depositi fluviali:
A: corso a canali intrecciati
B: corso meandriforme
(da Allen 1965).

Piane a canali meandriformi

Le **piane a canali meandriformi** presentano canali molto sinuosi che divagano nel loro percorso dando origine a meandri (= anse). Un canale meandriforme è normalmente asimmetrico: la curvatura e la dinamica dell'acqua corrente determinano un riequilibrio continuo tra erosione e sedimentazione, e il maggior flusso idrico si concentra nella parte esterna del meandro. Conseguentemente, si può dire (genericamente) che in un meandro il corso d'acqua erode all'esterno e deposita materiale all'interno. Questa asimmetria di comportamento è responsabile della dinamicità dei canali meandriformi, soggetti a frequenti modificazioni del loro corso, anche in tempi relativamente brevi.

In una piana di questo tipo è possibile riconoscere: il canale, in genere unico (non come nei casi precedenti, in cui si hanno vari canali attivi contemporaneamente), delimitato lateralmente da argini laterali; canali abbandonati, che possono dare origine a laghi di meandro (= *ox-bow lake*) se non completamente riempiti; ventagli di rotta (= *crevasse*) legati alla periodica tracimazione del canale che rompe il proprio argine; barre di meandro, correlate alla deposizione di materiali all'interno del meandro; piane di inondazione (golene).

Dal punto di vista deposizionale, nelle piane a canali meandriformi si osserva spesso una sequenza a granulometria decrescente, la cd. **sequenza positiva** di pianura **alluvionale**, che rappresenta il ciclo completo di riempimento della pianura - riconoscibile anche nelle piane a canali intrecciati, ma meno evidente.

I sedimenti sono più fini dei due casi precedenti e il prisma sedimentario di una piana a canale meandriforme è in genere formato da sedimenti fini all'interno dei quali si intercalano lenti sabbiose, relative al canale attivo e ai ventagli di rotta. In queste zone si trovano sabbie con strutture trattive (gradazione, stratificazione incrociata, laminazione piana o incrociata, *ripples*), mentre i depositi di tracimazione mostrano stratificazione sottile, con predominanza di peliti alternate a sabbie fini, scarse strutture trattive e strutture da deformazione. Anche in questo caso le piane d'inondazione sono aree ad alto rischio archeologico.

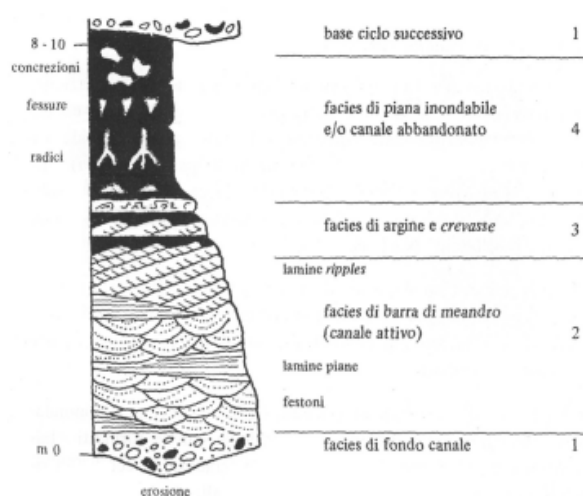


Figura 6-16.
Sequenza positiva di pianura alluvionale
(da Ricci Lucchi 1980: III, 68)

6.3.4. I terrazzi fluviali

Un **terrazzo** è una forma caratterizzata da una superficie più o meno pianeggiante delimitata da una scarpata. Nel caso in cui la superficie e la scarpata siano correlate all'azione di processi fluviali, si parla di **terrazzo fluviale** (= **terrazzo alluvionale**). Ovviamente, in una valle o pianura alluvionale soggetta a incisione potremo trovare terrazzi d'altra origine (glaciali, lacustri, *glacis* ecc.) isolati dal processo d'incisione fluviale.

I terrazzi fluviali rappresentano, nella loro configurazione e posizione, morfologie che permettono di comprendere la successione di fasi di riempimento e erosione di una valle e inferire le cause cui queste sono correlate (es. variazioni del livello del mare, glaciazioni, tettonica ecc.) e che si devono a loro volta a variazioni del profilo longitudinale del corso d'acqua. Molte valli presentano terrazzi a quote differenti, raggruppabili in **livelli** o **ordini di terrazzi**, che documentano la complessa storia evolutiva del Quaternario e conservano, nei sedimenti e nei suoli sviluppati su di essi, materiale archeologico; per dare un'idea, nella zona centrale del bacino idrografico dell'Ebro si conservano 15 ordini di terrazzi che coprono l'intervallo di tempo compreso tra il Miocene e l'attuale.

Il meccanismo essenziale di formazione di un terrazzo è il seguente: un corso d'acqua, dopo aver accumulato sedimenti nel fondovalle (o nella pianura alluvionale), entra in una fase d'incisione e intaglia i suoi stessi sedimenti. Si troverà così a scorrere a una quota più bassa, in una nuova "valle" delimitata dalle scarpate d'erosione originatesi per effetto dell'incisione; al di sopra delle scarpate rimarrà esposta la superficie del vecchio fondovalle, di norma non più interessata dai processi d'erosione e accumulo alluvionale, il terrazzo fluviale.

Esiste una casistica differenziata di terrazzi fluviali. Una prima distinzione include i **terrazzi alluvionali** veri e propri, formati da sedimento alluvionale, i **terrazzi d'erosione laterale**, scavati in roccia e privi di copertura alluvionale; terrazzi d'erosione successivamente ricoperti da sedimenti fluviali.

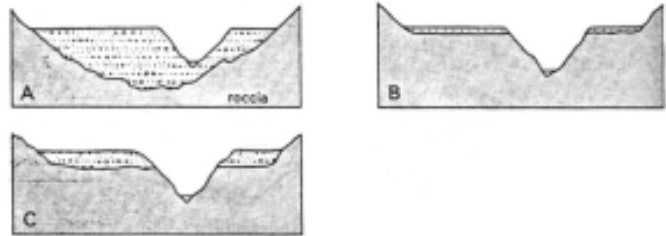


Figura 6-17. Terrazzo: alluvionale (A); d'erosione laterale (B); d'erosione e accumulo (C - da Castiglioni 1979).

La genesi di più ordini di terrazzi in una valle deriva dal succedersi di fasi d'incisione e accumulo (che possono interessare tutta la valle o solo una sua parte), deducibili dall'analisi delle posizioni relative dei terrazzi tra di loro e rispetto al corso d'acqua attuale. In questo senso si prende spesso come riferimento il dislivello esistente tra la quota della superficie del terrazzo e la quota del corso d'acqua. Ciò è fatto assumendo che le due superfici siano parallele tra di loro, ma non sempre è così, esistendo casi particolari che non rispettano il parallelismo, come i **terrazzi convergenti**, in cui il dislivello tra la superficie del terrazzo e quella del corso d'acqua diminuisce spostandosi verso la foce, e i **terrazzi divergenti**, con dislivello che aumenta verso la foce.

Le cause che determinano la genesi di un terrazzo fluviale possono essere varie e la loro interpretazione non sempre è univoca. Nella terminologia geomorfologica si trovano termini come:

- **terrazzi (glacio)eustatici**, controllati dalle oscillazioni del livello del mare, in particolare da quelle correlate ai cicli glaciale-interglaciale;
- **terrazzi climatici**, originati da variazioni correlabili a fattori climatici, come la portata liquida (indicatore di disponibilità di acqua);
- **terrazzi tettonici**, correlati all'azione delle deformazioni tettoniche.

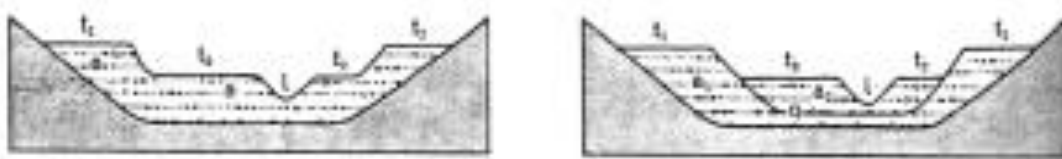


Figura 6-18. Sistemi di terrazzi a più livelli, formati da una sola fase alluvionale e più fasi d'incisione (sinistra) e da più fasi alluvionali alternate a più fasi d'incisione (destra - da Castiglioni 1979: 162).

CAPITOLO SETTE

GHIACCIAI E GLACIALISMO

L'azione del ghiaccio in movimento, sotto forma di **ghiacciai**, dà origine a varie morfologie e depositi caratteristici. Il glacialismo è (ed è stato) uno dei grandi fattori di morfogenesi e sedimentogenesi del pianeta: l'estensione attuale delle terre emerse coperte da ghiacci è di c. 15 milioni di km² (pari al 7% circa), ma nelle fasi fredde del Pleistocene il ghiaccio arrivò a coprire c. ¼ delle terre emerse, ragione che spiega la diffusione di morfologie e depositi glaciali in aree oggi non glacializzate.

7.1. IL GHIACCIO

Il **ghiaccio** si origina a partire dagli accumuli di neve che non fondono durante la stagione calda. Ciò avviene al di sopra del **limite delle nevi perenni** (o **persistenti**), linea che unisce i punti dove c'è equilibrio tra neve accumulata per caduta e neve persa per fusione. Il limite delle nevi perenni è irregolare e non corrisponde ad una quota fissa, dipendendo, oltre che dall'altitudine, dall'esposizione del versante, dai venti, dall'umidità, dalla circolazione dell'aria ecc. Il limite attuale nelle Alpi si aggira intorno ai 2800 m, mentre nel LGM si attestava su quote nell'ordine dei 1500 m.

La neve fresca possiede una densità di 0.05-0.07 g/cm³ e, dopo la caduta, inizia a subire una trasformazione graduale con aumento della densità (a causa di movimenti reciproci tra i cristalli, variazioni di forma e deformazioni interne). Se non si scioglie nella stagione calda si trasforma, dopo almeno un anno, in **firn** (nevato in italiano, termine che può essere fuorviante), con densità variabile tra 0.4-0.8 g/cm³. Con il seppellimento in profondità il **firn** può trasformarsi in ghiaccio in tempi nell'ordine degli anni o delle decine d'anni, raggiungendo la densità di 0.83-0.91 g/cm³. Questo processo di trasformazione e l'accumulo graduale di ghiaccio porta alla formazione dei ghiacciai, corpi dinamici e in movimento che permettono il trasferimento del ghiaccio dalla zona superiore, di raccolta, verso la zona di ablazione, più in basso.

7.2. I GHIACCIAI

7.2.1. Tipi di ghiacciai

Un ghiacciaio è un corpo formato da ghiaccio in movimento derivante dalla trasformazione della neve², definizione che si può applicare a corpi con estensione e caratteristiche molto differenti.

Una prima distinzione suddivide tra *inlandsis* (**ghiacciai continentali**), che ricoprono estensioni a scala continentale, e **ghiacciai di montagna** (o **locali, montani, vallivi**), che occupano aree più limitate, in zone montane.

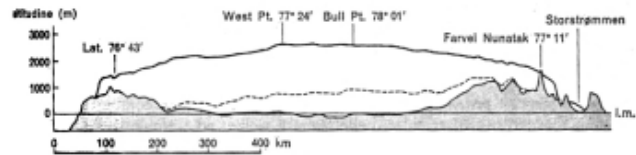


Figura 7-1. Sezione attraverso l'inlandsis groenlandese (linea a tratti: basamento senza abbassamento glacio-isostatico - da Castiglioni 1979: 257)

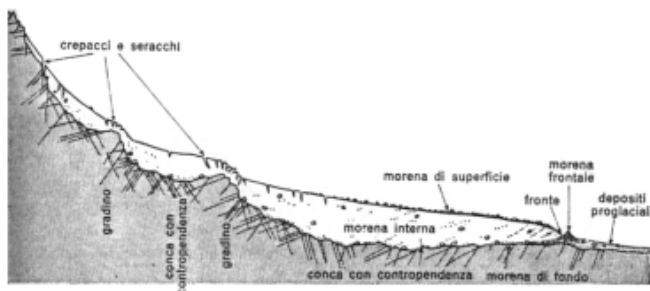


Figura 7-2. Sezione longitudinale schematica di ghiacciaio alpino (da Castiglioni 1979: 261)

Gli *inlandsis* (= **calotte glaciali**) occupano vaste aree dell'Antartide e della Groenlandia e racchiudono il 99% del ghiaccio terrestre. Possiedono forma di grandi lenti biconvesse con spessore notevole (nell'ordine delle migliaia di metri) e superficie indipendente dalla topografia locale. Nella zona marginale possono raggiungere il mare e dare origine a piattaforme di ghiaccio galleggiante (*ice shelf*) e ad *iceberg*, entrambi formati da ghiaccio terrestre (il ghiaccio marino è indicato come banchisa).

Durante le glaciazioni pleistoceniche gli *inlandsis* subirono una notevole espansione: il ghiacciaio artico arrivò ad occupare un'area stimata di 13 milioni di km², ricoprendo i territori della Scandinavia e parte delle isole britanniche, della Germania, del Canada e della Siberia.

Nelle aree soggette a glaciazione il peso dei ghiacciai può portare a un abbassamento della crosta terrestre che, dopo la deglaciazione, tenderà a riportarsi in equilibrio sollevandosi. È il fenomeno della **isostasia glaciale**, che deriva dagli assestamenti elastici della crosta terrestre. Per dare un'idea dell'intensità di questi movimenti, si tenga conto che si calcola siano necessari più di 20 000 anni per raggiungere l'equilibrio completo e che nella zona della Baia di Hudson (Canada), deglaciata c. 8000 anni fa, il sollevamento attuale supera in alcuni punti i 10 mm/a e, nel passato, ha raggiunto valori di 100 cm/a.

I **ghiacciai vallivi** o **montani** presentano invece una configurazione adattata alla topografia locale. Esistono varie classificazioni di questi ghiacciai, di cui citiamo la più semplice (tratta dal *Catasto dei Ghiacciai Italiani*), basata su criteri geografici, che distingue tra:

- **ghiacciai di tipo pirenaico**, che hanno un bacino di raccolta, ma sono privi di una lingua glaciale e possono occupare circhi, pianalti, falde, pendii, valloni o conche;
- **ghiacciai di tipo alpino**, caratterizzati dalla presenza di una lingua glaciale che si sviluppa a partire dal bacino di raccolta, ma non possiedono fenomeni significativi di confluenza;
- **ghiacciai di tipo himalaiano**, che derivano dalla confluenza di diversi bacini in una lingua che può ulteriormente ramificarsi. Tutti e tre i tipi sono presenti in Italia.

² La definizione formale è più complessa. Alcuni AA. arrivano a paragonare i ghiacciai con corpi di roccia metamorfica, considerando le trasformazioni e i movimenti rigidi e plastici che il ghiaccio subisce.

Si possono aggiungere i **ghiacciai pedemontani**, costituiti da più bacini d'alimentazione convergenti in una lingua che si estende fino a zone di pianura (la maggior parte dei ghiacciai pleistocenici delle Alpi rientrava in questa categoria).

La classificazione del *Catasto Internazionale* è più complessa e divide i ghiacciai in: calotte continentali, calotte, *ice field*, ghiacciai di sbocco, ghiacciai vallivi, ghiacciai montani, glacionevati e piattaforme di ghiaccio, differenziando ulteriormente in base a forma, numero di bacini e caratteristiche della fronte.

7.2.2. Alimentazione e ablazione

Indipendentemente dal tipo, per la formazione di un ghiacciaio si devono verificare due condizioni fondamentali, cioè la presenza di precipitazioni nevose, fondamentali per l'alimentazione del ghiacciaio, e di temperature basse, che ne permettono la trasformazione in ghiaccio, ostacolando la fusione ("**ablazione**").

La **alimentazione** di un ghiacciaio è garantita, oltre che dalle precipitazioni nevose, dalle precipitazioni occulte (es. condensazione di vapore acqueo sulla superficie del ghiacciaio), dalla trasformazione della pioggia in ghiaccio e dall'accumulo di neve trasportata dal vento, dalle slavine (movimenti che interessano solo neve) e dalle valanghe (movimenti che interessano neve e terra) ecc.

La **ablazione** è dovuta alla fusione o alla sublimazione della neve e del ghiaccio e a eventuali crolli o valanghe di ghiaccio che rimuovono materiale dal ghiacciaio.

Quando l'alimentazione è superiore all'ablazione, il bilancio di massa del ghiacciaio è positivo, il che provoca un aumento del suo volume e, conseguentemente, espansione. Nel caso contrario si verificherà una riduzione del volume e il ritiro del ghiacciaio.

In base a quanto detto, in tutti i ghiacciai è possibile distinguere una **zona di alimentazione** e una **zona di ablazione**, separate tra di loro da una **linea di equilibrio**.

7.2.3. Movimento dei ghiacciai

I ghiacciai sono corpi in movimento. La velocità di movimento è relativamente bassa, nell'ordine di 50-100 m/a nei ghiacciai alpini e fino a 1000 m/a negli himalaiani, ma può aumentare repentinamente (*surge*) fino a un ordine di grandezza di decine di metri al giorno.

Negli *inlandsis* il movimento è principalmente provocato dal fenomeno di estrusione: il ghiaccio tende a fluire verso l'esterno a causa della pressione esercitata dalla parte centrale del ghiacciaio, che è molto spessa. Differentemente nei ghiacciai locali la principale causa del movimento è la forza di gravità.

La velocità di movimento non è uguale in tutto il ghiacciaio: è massima nella parte centrale e in superficie e minima al contatto con il substrato, a causa dell'attrito tra ghiaccio e roccia che tende ad opporsi al movimento. Nei ghiacciai "temperati" il movimento è incentivato dalla presenza di un velo d'acqua di fusione alla base del ghiacciaio, che porta ad una diminuzione dell'attrito e al fenomeno di **slittamento basale** (*basal slip*), fenomeno inesistente nei ghiacciai "freddi", dove la temperatura è inferiore al punto di fusione dell'acqua.

Il movimento del ghiaccio corrisponde a quello di un fluido ad altissima viscosità che possiede una certa plasticità, anche se non sempre sufficiente a superare le tensioni interne, che si esprimono nella formazione di **crepacci**.

Quando una massa di ghiaccio si trova isolata dal movimento del ghiacciaio e non è alimentata da nessun ghiacciaio attivo si parla di **ghiaccio morto**.

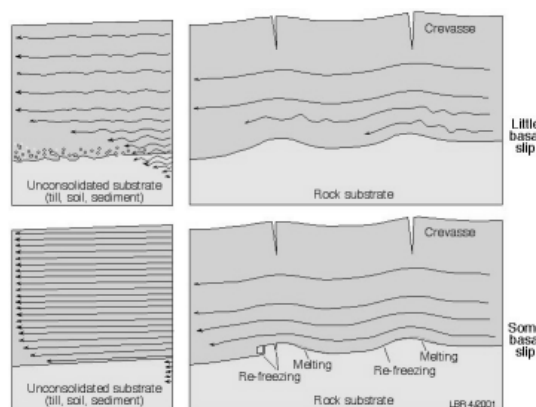


Figura 7-3. Movimenti in un ghiacciaio con slittamento basale scarso e moderato (sopra e sotto, di B. Railsback - www.gly.uga.edu/railsback)

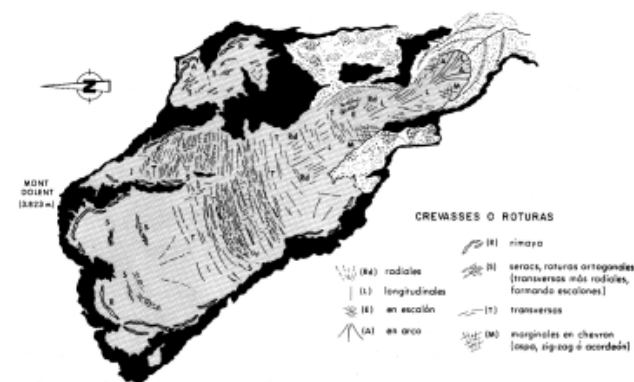


Figura 7-4. Crepacci glaciali (crevasses) del ghiacciaio Pr  de Baar (Mt. Dolent, Alpi centrali) (da Pedraza 1996: 158)

Al movimento dei ghiacciai si correla la loro capacit  di trasportare materiale, che si pu  spiegare sia nel ghiacciaio stesso sia da parte delle acque di ablazione che scorrono sotto o intorno al ghiacciaio (torrenti glaciali).

Il materiale trasportato dal ghiacciaio viene genericamente indicato come **materiale morenico** e pu  trovarsi in posizione variabile rispetto al ghiacciaio: in superficie (**morena di superficie**, ulteriormente distinguibile in **morena laterale** e **morena mediana**); dentro il ghiacciaio (**morena interna**); e alla sua base (**morena di fondo**). Il materiale morenico deriva dai frammenti rocciosi che cadono sul ghiacciaio o che sono sradicati dall'azione di esarazione glaciale.

Il trasporto glaciale avviene senza alcuna selezione del sedimento e pu  coinvolgere, grazie alle caratteristiche specifiche del movimento, materiali di dimensioni notevoli arrivando a rimuovere massi di vari metri cubici, che sono poi deposti alla fronte del ghiacciaio o in posizione laterale (**massi erratici**). Durante il movimento del ghiacciaio si ha inoltre formazione e trasporto di sedimento pi  fine, tipicamente nella taglia del limo e dell'argilla, a causa dell'azione di abrasione del ghiacciaio - questo materiale pi  fine pu  essere rideposto dal ghiacciaio stesso o rimaneggiato dalle acque subglaciali.

7.2.4. L'erosione glaciale e le forme correlate

L'erosione glaciale, indicata anche **esarazione glaciale**,   dovuta al movimento stesso del ghiacciaio e attua con vari meccanismi: sradicamento di blocchi rocciosi (**quarrying**); azione di **sovraescavazione** che d  origine a conche chiuse, in contropendenza; **rimozione** di materiali gi  disgregati; **abrasione** esercitata sui materiali del substrato, soprattutto da parte dei detriti presenti nel ghiacciaio. Da questa azione derivano varie forme differenziate, che indichiamo di seguito.

Circhi glaciali. Sono nicchie scavate in zone prossime alla linea di spartiacque, con pareti disposte a semicerchio, fondo a conca, soglia rocciosa in contropendenza, gradino (sottostante) e diametro fino a 2-3 km, talora occupate da laghi di circo.

Gradini di valli glaciali. Le azioni di sovraescavazione e sradicamento possono portare alla genesi di gradini lungo il profilo della valle, che possono localizzarsi lungo le valli laterali (**valli sospese**) o in corrispondenza della confluenza di due lingue glaciali.

Valli glaciali. Le valli modellate dall'azione di esarazione glaciale possiedono la ben nota **forma ad U**, dovuta alla presenza della **doccia glaciale**, configurata attraverso la verticalit  (o elevata pendenza) dei due fianchi vallivi, al di sotto della cd. **spalla glaciale**. Pur nell'ambito di queste caratteristiche generali, ogni valle glaciale possiede una sua configurazione tipica, a causa della morfologia preesistente, dei condizionamenti strutturali, delle caratteristiche del ghiacciaio che l'ha modellata ecc.

Fiordi. Si tratta di insenature molto allungate, con fianchi ripidi e variamente ramificate, che occupano antiche valli glaciali.

Rocce montonate (*roches moutonnées*). Si tratta di rocce con forma convessa, a dorso di balena, più o meno regolari e spesso asimmetriche, con la parte sommitale e il fianco rivolto verso monte arrotondati e levigati e il fianco verso valle scabro e abrupto (talora con pareti) per effetto del fenomeno del *quarrying* e altri processi. La superficie superiore delle rocce montonate, così come molte delle superfici rocciose venute a contatto con il ghiacciaio e con il detrito trasportato, presentano spesso **superfici levigate** o **arrotondate** ("liscioni"), nonché **strie**, **scanalature** o **solchi glaciali**, la cui direzione indica la direzione di movimento del ghiacciaio.

Altri fenomeni d'erosione si correlano all'azione delle acque dei torrenti glaciali (fluvioglaciali), che scorrono in posizione subglaciale o laterale e hanno spesso una notevole capacità erosiva a causa dell'elevato carico solido trasportato e, su determinati tipi di rocce (es. calcare), della loro temperatura (*cf* pressione parziale della CO₂). Forme tipiche dovute all'erosione fluvioglaciale sono le **marmitte glaciali** (o "marmitte dei giganti"), dovute all'approfondimento rapido per il processo di eversione (che agisce anche in situazioni di erosione fluviale normale, ma acquisisce dimensione particolare in imbito fluvioglaciale) e le **forre d'erosione subglaciale**.

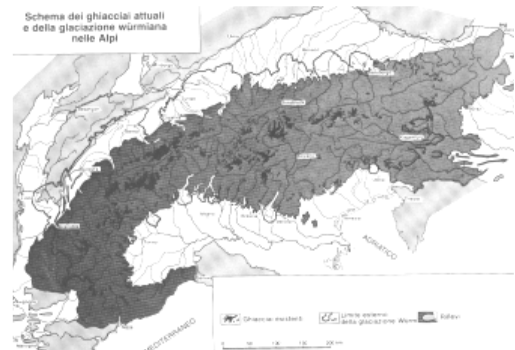
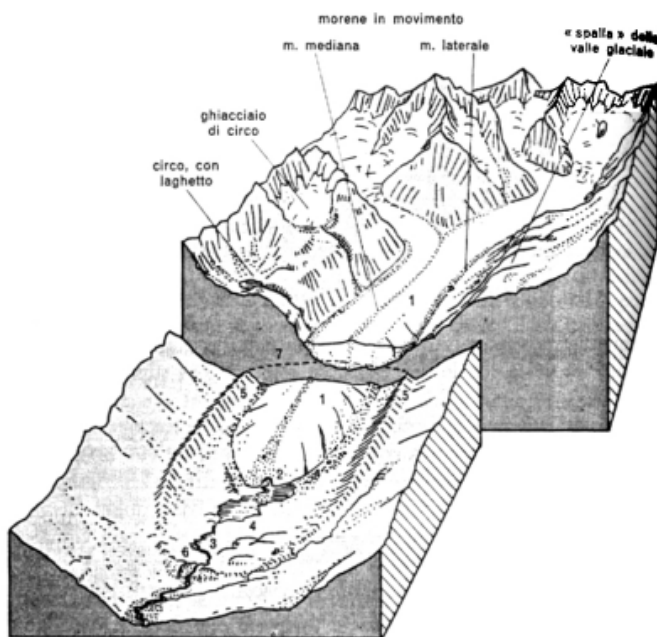


Figura 7-5. Glacialismo attuale e antico nelle Alpi (da Strahler 1984: 493)

Figura 7-6. Nomenclatura delle parti di un ghiacciaio alpino: 1 lingua glaciale, 2 fronte con porta, 3 torrente glaciale, 4 laghetto proglaciale, 5 e 6 morene di sponda e frontale di fasi anteriori, 7 precedente profilo trasversale della lingua (da Castiglioni 1979: 262)

7.2.5. Forme d'accumulo

Le forme più tipiche derivanti dall'azione di trasporto e accumulo dei ghiacciai sono le **morene** (ingl.: *moraine*), formate da **till** (termine con cui si indica il diamicton di origine glaciale), sedimento mal selezionato, con grandi blocchi eterometrici imballati in matrice limosa, senza organizzazione interna. Tipici della sedimentazione glaciale sono inoltre i grandi blocchi (**massi erratici**) depositi dal ghiacciaio nella zona marginale (es. lungo la spalla glaciale) e nella doccia glaciale.

L'azione di trasporto e deposizione del ghiacciaio provoca la formazione di morene in posizioni diverse rispetto al ghiacciaio stesso.

Lungo il margine del ghiacciaio si forma un **argine** (o **cordone**) **morenico**, di forma allungata e più o meno continua, prodotto dalla deposizione del materiale trasportato e dalla spinta in avanti (a mo' di bulldozer) esercitata dal ghiacciaio quando è in espansione. In base alla posizione, si distingue nell'argine morenico, la **morena frontale** o **argine morenico frontale**, che si colloca davanti alla fronte glaciale, e la **morena di sponda** o **argine morenico di sponda**, in posizione laterale.

Le fasi di avanzata e ritiro dei ghiacciai lasciano una serie di morene frontali che si organizzano in posizioni più o meno distanti dalla fronte glaciale, formando un **apparato morenico frontale** costituito da varie **cerchie moreniche** (o archi morenici).

Nel caso si abbiano più morene frontali depositate in fasi successive da un ghiacciaio in posizione pedemontana, con argini morenici disposti grosso modo semicerchio, si parla di **anfiteatro morenico**. Gli anfiteatri morenici formano, nell'insieme, zone collinari più o meno ampie (es. anfiteatro morenico del Garda), dove sono riconoscibili le varie cerche moreniche, che controllano l'idrografia locale, spesso resa complessa dalla presenza di numerose dorsali e depressioni, con formazione di **laghi intermorenici** o **laghi di sbarramento morenico**.

Il materiale trasportato alla base del ghiacciaio dà origine alla **morena di fondo**. Ha scarsa evidenza morfologica e riveste in modo variamente regolare il rilievo; è nei till delle morene di fondo che si trovano i tipici ciottoli a ferro da stiro da trasporto glaciale.

Oltre a queste vi possono essere forme particolari come i **drumlins**, collinette a forma di goccia, isoorientate e allungate nel senso di scorrimento del ghiacciaio, costituite dal cd. **till di alloggiamento** (*lodgement till*).

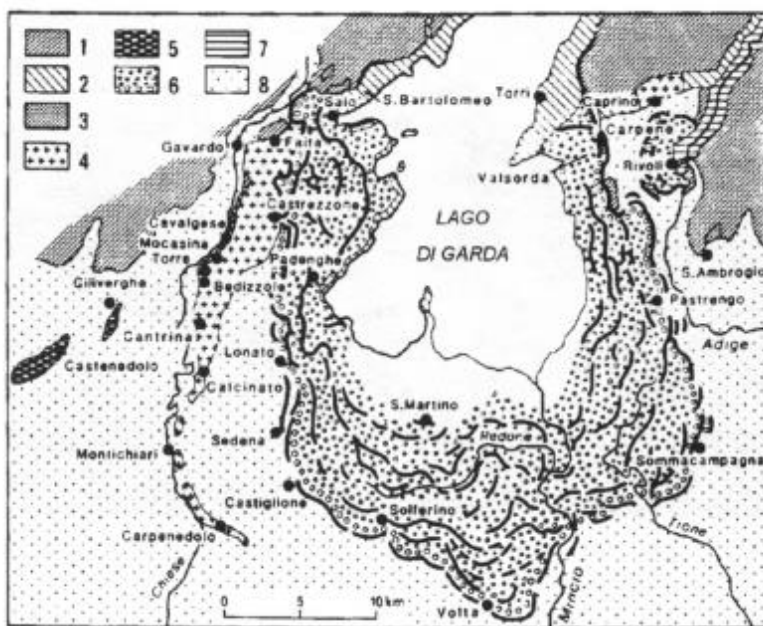


Figura 7-7.

Gli anfiteatri morenici del Garda e di Rivoli Veronese sec. Cremaschi ed. (2000)

Legenda:

- 1 rocce prequaternarie,
- 2 rocce montonate,
- 3 depositi tardoterziari,
- 4 depositi glaciali del Pleist. medio,
- 5 terrazzi fluvioglaciali e depositi glaciali del Pleist. medio con paleosuolo tipo Ferretto,
- 6 depositi morenici del Würm e principali cordoni morenici,
- 7 depositi glaciolacustri della valle dell'Adige,
- 8 piana fluvioglaciale (sandur)

Un'altra serie di forme tipiche è originata dai **processi fluvioglaciali**, che possiamo ulteriormente suddividere in **forme di contatto glaciale** e **proglaciali**.

Le **forme di contatto glaciale** includono tutte le morfologie correlate all'azione dell'acqua dei torrenti che scorrono in posizione subglaciale, marginale o interna al ghiacciaio. Si generano prevalentemente nelle fasi di ritiro e deglaciazione, quando le acque in via di fusione accumulano materiali che si riorganizzeranno definitivamente solo al momento della scomparsa del ghiacciaio. Ricordiamo:

- gli *esker*, dorsali allungate e sinuose prodotte dal riempimento delle gallerie scavate dai torrenti subglaciali;
- i *kame* e i **terrazzi di kame**, formati dall'azione dell'acqua che scorre in posizione marginale o sopra il ghiacciaio, con genesi di terrazzi laterali o al centro della valle al momento della fusione ghiaccio;
- i *kettle* (o *kettle holes*), depressioni o pozzi prodotti dalla fusione di blocchi di ghiaccio sepolti.

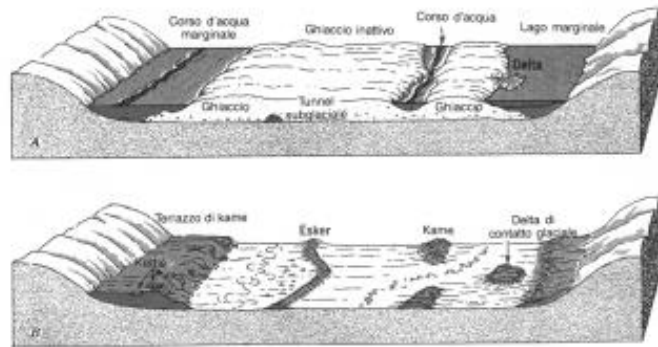


Figura 7-8.
Origine di kame e esker
(da Strahler 1984: 499)

I depositi e le **forme proglaciali** includono tutti gli ambienti antistanti alla fronte del ghiacciaio, controllati da altri processi (es. fluviali o lacustri), ma fortemente influenzati dalla presenza del ghiacciaio, come i *sandur* - pianure fluvio-glaciali alimentati dai torrenti che fuoriescono dalla fronte glaciale e che possono risultare in grandi conoidi schiacciati costituiti da depositi torrenziali. A questi si aggiungono i laghi proglaciali (ambienti caratteristici per la formazione delle varve), con eventuali spiagge o delta, e gli ambienti glaciomarini, correlati alla presenza di fronti glaciali che raggiungono il mare.

CAPITOLO OTTO

IL CARSISMO

Con il termine di **carsismo** si indicano quell'insieme di processi correlati alla solubilità di alcuni tipi di rocce, che originano morfologie caratteristiche in superficie (es. le doline) e in profondità (es. le grotte) e una serie di fenomeni associati (circolazione idrica sotterranea, concrezionamento ecc.). I processi carsici danno origine a paesaggi peculiari - il **carso** (nome che deriva dalla regione del Carso, tra Italia e Slovenia, la cui etimo proviene dalla radice slava "kras" = roccia) o **paesaggio carsico** - e sono la causa principale della genesi di grotte e ripari, ambienti privilegiati per la conservazione del registro archeologico.

8.1. IL CARSISMO: INTRODUZIONE

Il primo fattore essenziale da cui dipende la genesi di paesaggi e forme carsiche riguarda la roccia, che deve essere solubile chimicamente. Per questa ragione alcuni autori, pur riconoscendo la specificità del carsismo, lo considerano tra le morfologie controllate dalla litologia.

Nelle zone a clima temperato-umido le rocce solubili sono:

- le rocce sedimentarie a chimismo carbonatico: il calcare (CaCO_3);
- il calcare marnoso (con solubilità variabile in base alla quantità percentuale di CaCO_3);
- il calcare dolomitico (con solubilità variabile in base alla quantità di CaCO_3 , perché la dolomia pura possiede bassa solubilità a freddo);
- le rocce evaporitiche: gesso e salgemma;
- le rocce sedimentarie clastiche di composizione carbonatica, es. conglomerato a clasti calcarei o calcarenite;
- le rocce metamorfiche a chimismo carbonatico: marmo e calcescisto.

In condizioni climatiche particolari, es. climi tropicali, si può verificare la corrosione di rocce d'altro tipo.

Anche l'organizzazione strutturale dell'ammasso roccioso può influenzare il processo di dissoluzione: la presenza di discontinuità (giunti di stratificazione, diaclasi, faglie ecc.) agevola l'infiltrazione dell'acqua e quindi la velocità del processo di corrosione chimica.

Nell'insieme la roccia è esposta a un processo di **carsificazione**, in cui si associano dissoluzione chimica e effetti meccanici dovuti all'erosione idrica (v. sedimentologia). Si rammenta che il clima è un fattore essenziale per lo sviluppo del carsismo, in particolare la disponibilità d'acqua come elemento d'innescio dei meccanismi di dissoluzione e la temperatura, che influisce sulla velocità della reazione: in climi temperati freddi la reazione è lenta, ma la soluzione acquosa è molto stabile grazie all'alta pressione parziale della CO_2 , mentre in climi più caldi la reazione è rapida, ma la soluzione è instabile. Quindi nei climi caldo-umidi la dissoluzione delle superfici rocciose esposte è rapida, ma altrettanto rapida è la precipitazione di carbonato di calcio, limitando quindi i processi di **speleogenesi** (formazione di grotte) profonda. Inversamente, in climi freddi la dissoluzione superficiale è lenta, ma la stabilità della soluzione acquosa incentiva la formazione di fessure profonde e l'infiltrazione dell'acqua all'interno del massiccio roccioso.

I processi carsici danno origine a **forme superficiali** (**epigee**) e **forme profonde** (**ipogee**) che caratterizzano, nell'insieme, il **rilievo carsico** (o **carso**).

Tra le forme carsiche possiamo distinguere quelle correlate all'assorbimento dell'acqua, che possono essere chiuse (es. doline, polje) o aperte (es. pozzi carsici, inghiottitoi), al flusso idrico (es. grotte, gallerie) o all'emissione dell'acqua (es. risorgenze). Nella trattazione che segue esamineremo prima le forme di superficie (epicarso) e poi quelle profonde (ipocarso).

8.2. LE FORME CARSIICHE SUPERFICIALI

La principale caratteristica del rilievo carsico risiede nella quasi totale scomparsa dell'idrografia superficiale - l'acqua si infiltra nella roccia e scorre in profondità - e nello sviluppo di una serie di morfologie caratteristiche di dimensione minore (microforme) e maggiore (macroforme).

8.2.1. Microforme carsiche superficiali

Per **microforme carsiche** si intendono tutte le "sculture" in roccia con dimensione che può raggiungere i metri. Sinonimi di "microforme carsiche" sono i termini **Karren** (tedesco) e **lapiès** (francese), nonché gli italiani campi solcati o campi carreggiati

I **Karren** possiedono una notevole varietà di forme, tra le quali possiamo distinguere, prima di tutto, quelle correlate a processi di dissoluzione che avvengono:

- su roccia nuda (**Karren liberi**);
- con copertura (di suolo, vegetazione o acqua) parziale (**Karren semiliberi**);
- con copertura totale (**Karren coperti**).

Tra i **Karren liberi** ricordiamo:

- le **scannellature carsiche** o **Rillenkarrren**, piccoli solchi rettilinei subparalleli separati da creste, con larghezza nell'ordine dei pochi cm, lunghezza intorno ai dm e profondità tra i mm e i pochi cm, che formano una sorta di microreticolo di drenaggio;
- le **impronte carsiche** (**Trittkarren**), piccole cavità semicircolari a fondo piatto;
- i **solchi carsici** (**docce carsiche**, **Rinnenkarrren**), solchi con vari metri di lunghezza, talora ad andamento sinuoso. Tutte queste forme possono svilupparsi su superfici di inclinazione variabili.

Il caso principale di **Karren semiliberi** è dato dalle **vaschette di corrosione** (**kamenitza**), piccole depressioni chiuse di contorno più o meno circolare, con dimensione dai cm fino a pochi metri e fondo piatto, spesso riempite d'acqua e con fondo rivestito da un tappeto di alghe che incentivano l'azione di corrosione della roccia. La vaschetta potrà, nel corso nel tempo, vedere la formazione di un solco lungo un lato, che ne determina l'apertura, lo svuotamento e quindi il rallentamento dei processi di corrosione nel suo interno - si parla di "vaschetta abortita".

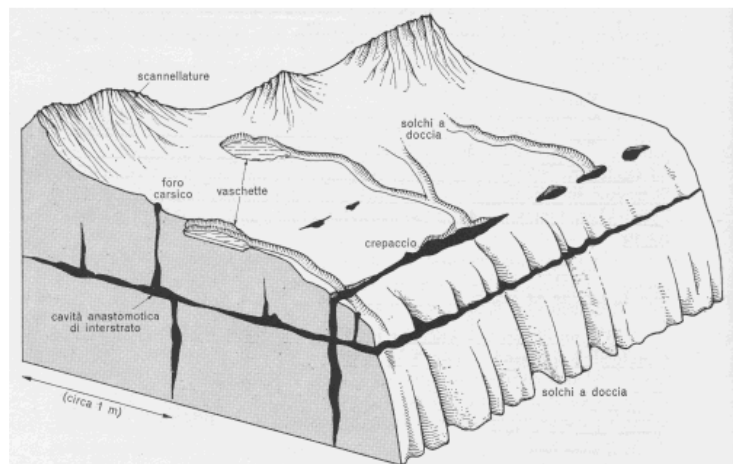


Figura 8-1. Nomenclatura delle microforme carsiche superficiali (da Castiglioni 1979: 218)

Tra i **Karren coperti** (**Rundkarrren**) si hanno forme a solco o a camino ("**organi geologici**") riconoscibili rispetto agli anteriori per lo sviluppo di creste tendenzialmente arrotondate.

Da meccanismi analoghi a quelli succitati si generano altre forme, quali i **fori carsici** e i **crepacci carsici**, solchi o fessure di dimensione variabile, spesso molto profonde, che si impostano lungo le diaclasi e possono dare origine a morfologie particolari (quando la roccia è attraversata da un sistema di fessure più o meno regolare), come i **campi di lapie** o, se i crepacci si sono già ampliati isolando porzioni di roccia sana, i **rock gardens**. Tutte queste morfologie sono ampiamente diffuse nel Trentino, nelle Prealpi Lombarde e nelle Prealpi Venete (Lessini, M. Baldo ecc.).

8.2.2. Macroforme carsiche superficiali

Una delle morfologie più caratteristiche e conosciute del carsismo è la **dolina**, depressione chiusa, poco profonda, più o meno circolare, con diametro compreso tra la decina e il centinaio di metri e con fondo spesso rivestito da argilla o Terra Rossa. È una tipica forma di assorbimento che convoglia l'acqua dalla superficie portandola in profondità. Può presentare forma variabile (piatto, ciotola, imbuto, pozzo) e fondo riempito da depositi che derivano dall'accumulo dei prodotti insolubili contenuti nella roccia (argille, ossidi) e dai processi di riempimento sedimentario (i materiali derivanti dalle zone circostanti trasportati verso la dolina per movimenti di versante o altri). Viceversa, il fondo della dolina può essere un **inghiottitoio**, cioè l'accesso a un pozzo o a un sistema di grotte. Le doline possono derivare dai normali processi di dissoluzione carsica, dal collasso o dal crollo di cavità sottostanti, da subsidenza o dall'asestamento di materiale insolubile (alluvioni o depositi glaciali) poggianti su rocce carsificabili.

La coalescenza di più doline a contatto tra di loro può dare origine a depressioni con forma complessa, a perimetro stellato (**cockpit**) o "a grappolo" (**uvala**).

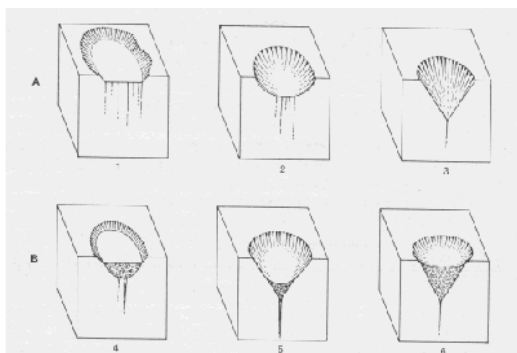


Figura 8-2. Stereogramma tipi di dolina (da Castiglioni 1979: 220)

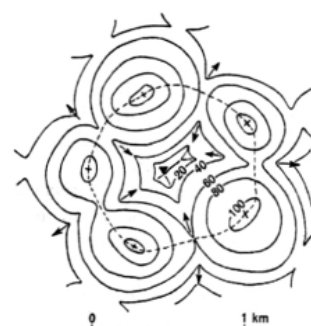


Figura 8-3. Pianta di un cockpit (da Castiglioni 1979: 223)

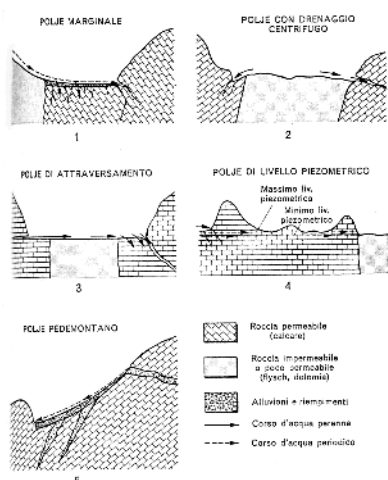


Figura 8-4. Sezioni geologiche di tipi di polje (da Castiglioni 1979)

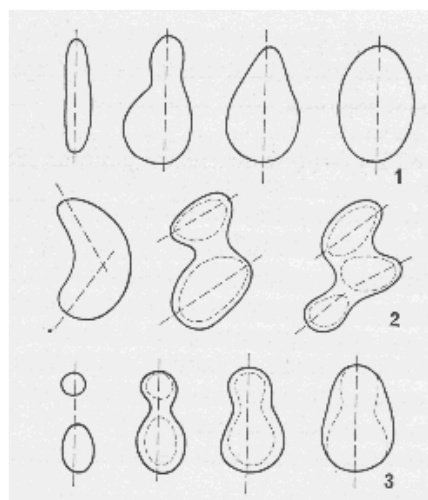


Figura 8-5. Pianta di doline (da Castiglioni 1979: 221)

Di più grandi dimensioni sono i **polje**, depressioni generalmente a fondo piano controllate, oltre che dai processi carsici, da fattori strutturali o tettonici, a causa della presenza di soglie di permeabilità carsica. Esiste una casistica differenziata, con polje di varia forma e comportamento idrologico (si parla di polje

marginale, d'attraversamento, a drenaggio centrifugo ecc.). Alcuni polje si trasformano in laghi temporanei nella stagione umida, per effetto della risalita del livello delle acque che circolano in profondità. La cavità di fondo di un polje può quindi comportarsi, a seconda delle stagioni, come un inghiottitoio (nella maggior parte del tempo), e trasformarsi in risorgenza nei periodi più umidi (un caso particolarmente famoso è quello del Fucino, in Abruzzo).

Tra le forme di superficie si considerano inoltre le **valli carsiche**, valli che possiedono caratteristiche peculiari dovute ai processi carsici - sebbene le valli non rappresentano forme carsiche vere e proprie.

Una delle caratteristiche delle valli carsiche è quella di essere, spesso, secche. È frequente però il caso di valli che, pur essendo situate in rocce solubili, sono percorse da corsi provenienti da aree non carsiche - sono indicate come **valli allogeniche**. In questo gruppo bisogna poi considerare i **canyon** (gole, forre) **fluviocarsici**, profondi, limitati da pareti verticali o subverticali, che si formano per la resistenza all'erosione delle rocce calcaree e per l'assenza, frequente, di corsi d'acqua tributari laterali - i processi di corrosione si concentrano quindi nel *talweg*, mentre le pareti subiscono una degradazione molto limitata.

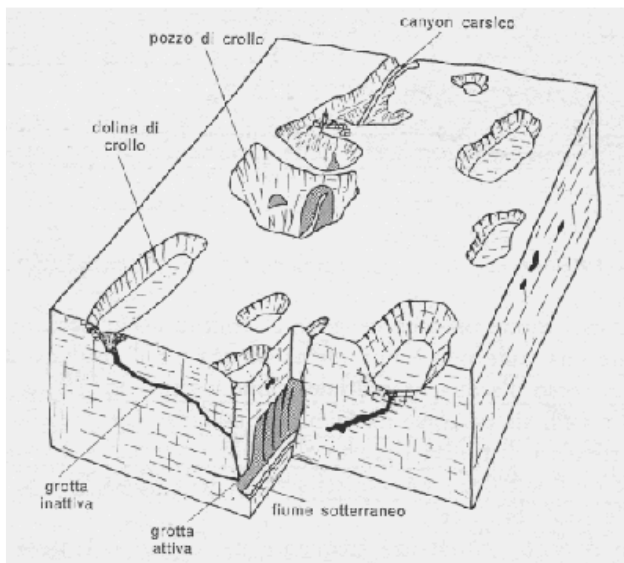


Figura 8-6.
Stereogramma della zona carsica di Skocjan
(S. Canziano), Slovenia (da Castiglioni 1979: 228)

Una valle soggetta a carsismo può diventare completamente secca e non essere percorsa da alcun corso d'acqua - si parla di **valle secca**.

Altri casi relativamente frequenti sono le **valli morte** e le **valli cieche**, dove la presenza di inghiottitoi nel fondovalle porta alla captazione sotterranea e alla scomparsa del corso d'acqua - se si getta in una grotta, questa è designata **ponor**. Il caso opposto è la **valle di sorgente**, che non presenta idrografia superficiale nella parte superiore, ma diventa attiva nell'inferiore per la presenza di una risorgenza.

La casistica è ulteriormente ampliata da altre forme peculiari come i **ponti carsici**, porzioni di roccia isolate a monte e a valle dal carsismo, che uniscono i due fianchi opposti della valle, e le **finestre carsiche**, tratti di valle percorsi da un corso d'acqua che fuoriesce da una risorgenza e rientra, dopo un percorso più o meno breve, nella roccia.

8.2.3. Le forme carsiche profonde

Il termine forme carsiche profonde si riferisce alle grotte. Una **grotta** è una qualsiasi cavità nella roccia, di origine naturale e accessibile agli umani, indipendentemente dalla sua formazione, dimensione o posizione. La formazione di grotte non è esclusiva degli ambienti carsici, ma può verificarsi anche in rocce vulcaniche (es. gallerie laviche svuotate) o cristalline (per fessurazione) e in ghiacciai. In questo capitolo si accennerà alle **grotte carsiche** o **cavità carsiche**.

Cenno alla speleogenesi e alla idrologia carsica

La formazione delle grotte (**speleogenesi**) non dipende esclusivamente dai processi di dissoluzione: l'erosione meccanica dovuta ai fiumi sotterranei e l'azione della forza di gravità (crolli e cadute di blocchi) giocano infatti un ruolo abbastanza importante - anche se il motore della speleogenesi rimane il processo di dissoluzione degli ammassi rocciosi.

La genesi di una grotta inizia con l'infiltrazione dell'acqua superficiale e con l'allargamento delle fessure (a partire dalla superficie topografica). Questi processi portano alla formazione e allo sviluppo graduale

di una **rete carsica** (idrografica), costituita dall'insieme di corsi d'acqua e flussi idrici che si verificano all'interno della roccia.

La rete carsica (o sistema endocarsico) si organizza, dalla superficie verso il basso, secondo tre zone "standard" in cui agiscono processi differenti: vadosa, intermedia e freatica.

In posizione prossima alla superficie, vi è la **zona vadosa** (o **zona superiore**), ove l'acqua circola nella rete di fratture per percolazione, ma solo nei periodi piovosi - quindi è oggetto di circolazione d'acqua solo durante o poco dopo le precipitazioni. Nella zona vadosa le cavità hanno spesso sviluppo verticale, contribuendo a convogliare il flusso idrico verso le zone profonde in modo più o meno rapido. Questa zona è dominata principalmente da processi di dissoluzione ed erosione meccanica.

Al di sotto della zona vadosa troviamo la **zona freatica** (o **zona inferiore**), in cui l'acqua circola in pressione idrostatica: le grotte sono qui permanentemente sature d'acqua e il flusso idrico si svolge principalmente in senso orizzontale, con movimento dell'acqua dalle zone di accumulo verso le risorgenze che la riportano in superficie. È da notare che l'acqua, circolando in pressione, può risalire in contropendenza, cosa non possibile nei corsi d'acqua superficiali; nei corsi d'acqua sotterranei è possibile inoltre che si verifichino fenomeni di diffluenza, cioè la separazione di più rami tra di loro. Nella zona freatica prevalgono le azioni di carsificazione di tipo chimico.

Tra la zona freatica e la vadosa si trova la **zona intermedia**, con caratteristiche miste, che dipende dalle oscillazioni stagionali della falda freatica.

Si noti (v. figure sotto) che la rete carsica è controllata, in generale e alla pari del reticolo idrografico superficiale, al livello di base: le fluttuazioni tra zona freatica e zona vadosa (cioè tra grotte piene o prive d'acqua) risentono delle variazioni del livello di base e del profilo del corso d'acqua verso il quale la rete carsica drena - anche se sono influenzate anche da altri fattori, come l'eventuale presenza di soglie di permeabilità.

Figura 8-7.
Sezione idealizzata della circolazione idrica in un sistema carsico e sue relazioni con la rete fluviale e il livello di base (da Castiglioni 1979: 235)

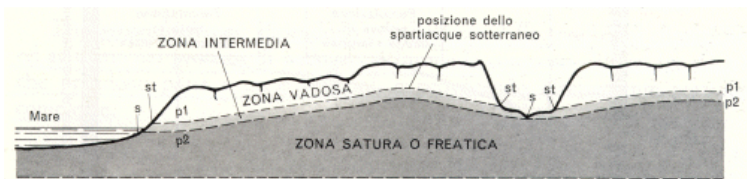
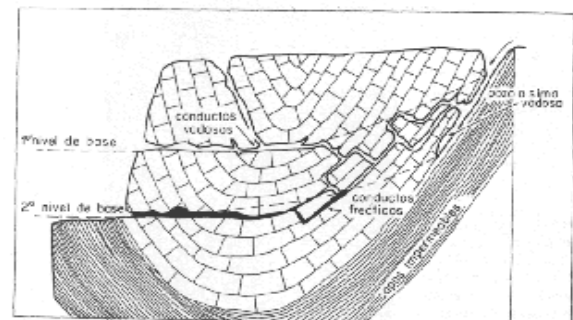


Figura 8-8.
Sezione idealizzata di un sistema endocarsico; notare le cavità a livelli differenti e la soglia di permeabilità che agisce come livello di base (da Pedraza 1996)

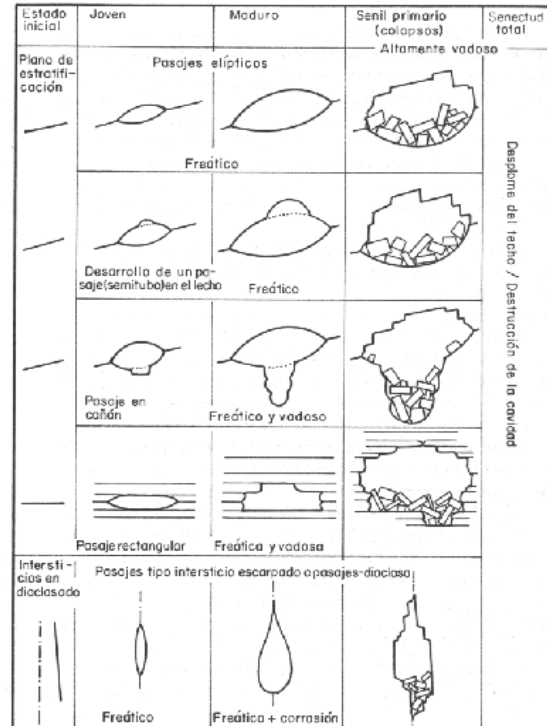


Morfologia delle cavità carsiche

La varietà morfologica delle cavità carsiche è elevatissima. In base al loro andamento si differenzia tra cavità suborizzontali (gallerie), con asse inclinato e subverticali (pozzi e abissi). In base alla presenza d'acqua, avremo cavità prive d'acqua, periodicamente secche e inondate o sempre piene d'acqua.

Le **cavità verticali** o subverticali sono genericamente designate come **pozzi** (o **abissi**). Un pozzo può essere originato dall'infiltrazione dell'acqua, da crolli, può essere controllato dalla tettonica (es. presenza di diaclasi o faglie) o derivare da risalita d'acqua (**tropopieno**). La morfologia può essere variabile, da fusiforme a complessa. Si parla di pozzo-cascata quando è percorso da una cascata che provoca erosione meccanica su una sua parte.

Figura 8-9.
Sezioni-tipo di cavità carsiche
(da Pedraza 1996: 335)



Le **cavità** a sviluppo principalmente **orizzontale** (**gallerie**) sono suddivise tra:

- **condotte in pressione** (o tubi freatici), sviluppate nella zona freatica, di forma circolare o ellittica, spesso con forme di erosione lungo le pareti o al tetto;
- **condotte con solco d'erosione al fondo**, derivate dalle precedenti, ma successivamente sviluppatasi in condizioni di acqua non in pressione, quindi con processi di erosione lineare in profondità (passaggio da condizioni idriche freatiche a vadose);
- **condotte con canale di volta**, gradualmente riempite da sedimento, con innalzamento del letto e conseguente erosione della volta.

In base alla morfologia si potrà poi distinguere tra sifone, strettoia ecc.

Si parla infine di:

- **sale**, per quelle cavità generalmente ampie allargate dai crolli o generatesi in punti di convergenza di gallerie o pozzi;
- **atrio** o **zona atriale**, per la parte corrispondente all'entrata della grotta, che può avere forma variabile in base all'intercetta tra cavità carsica e superficie topografica ed è spesso la zona di maggior interesse archeologico.

8.3. LE CONCREZIONI DI GROTTA

I processi di accumulo caratterizzano le fasi finali della vita delle grotte, quando queste non sono più attive e tendono a colmarsi per meccanismi di vario tipo (ad alcuni si è già accennato in precedenza). Vedremo ora brevemente i processi di accumulo per precipitazione chimica, che vengono indicati, in generale, con il termine di **concrezionamento** e che danno origine a quell'insieme di forme e depositi indicati **concrezioni di grotta, concrezioni calcaree o speleotemi**.

Le concrezioni sono generalmente formate da aragonite, forma metastabile del carbonato di calcio, e, a causa dei fattori che controllano i meccanismi chimici di dissoluzione e precipitazione (saturazione, pressione parziale CO₂, temperatura, saturazione dell'aria della grotta ecc.), sono abbondanti nelle grotte delle regioni temperate, comuni nelle regioni calde e quasi assenti nelle fredde.

Le morfologie derivate dal concrezionamento sono variabili, correlandosi alla posizione e ai meccanismi puntuali che danno loro origine.

Alcune forme sono originate dallo stillicidio di gocce dal tetto della cavità e sono designate come forme zenitali: **stalattiti**, cilindriche o coniche, pendenti dal tetto della grotta, che possono presentare forme con deviazione rispetto alla verticale (**eccentriche**).

Altre concrezioni si generano per lo scorrimento dell'acqua lungo la parete o lungo il tetto (se inclinato) e danno origine alle forme parietali, come **colate o veli**.

Infine, alcuni depositi concrezionali si originano sul pavimento della grotta (forme pavimentali): **stalagmiti**, con accrescimento dal pavimento verso l'alto; **colonne**, risultanti dalla fusione di stalattiti e stalagmiti; **croste** e **pavimenti stalagmitici (flowstone)**, per presenza di acque che danno origine a accumuli di carbonato sul pavimento.

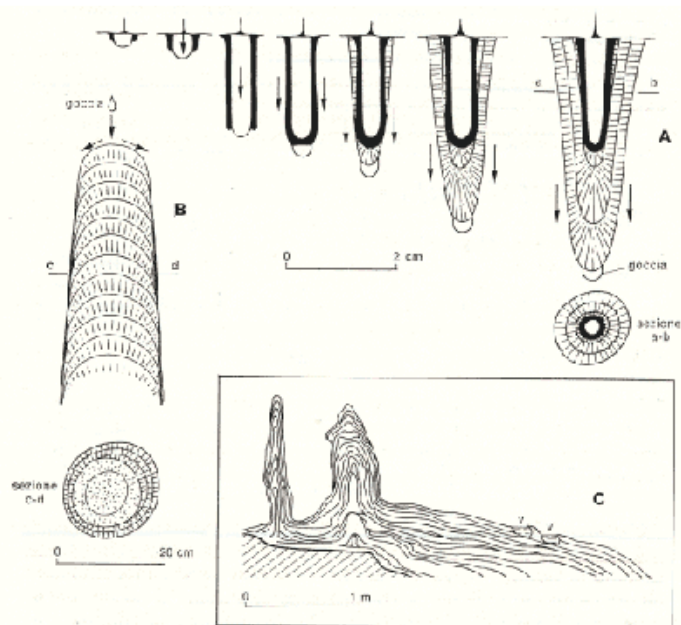


Figura 8-10. Formazione di stalattiti e stalagmiti (da Castiglioni 1979: 242).

Punti caratteristici di concrezionamento all'aria aperta sono le forme d'emissione, quali sorgenti e risorgenze carsiche, dove le acque del reticolo carsico ritornano in superficie. A causa della repentina diminuzione della pressione parziale di CO₂, in queste posizioni si verifica precipitazione e cristallizzazione preferenziale del carbonato di calcio, con formazione di **travertino**, i cui accumuli possono rivestire la superficie portando alla fossilizzazione dei resti vegetali presenti (si tenga conto che nella formazione del travertino intervengono anche processi correlati all'attività di microrganismi). Accumuli di travertino si possono formare anche allo sbocco di canyon fluviocarsici, portando alla genesi di dighe di travertino che formano piccoli laghi di sbarramento.

8.4. IL RIEMPIMENTO DELLE GROTTE

Il sistema sedimentario di grotte e ripari è molto variabile e i processi che vi possono avere luogo numerosi. In questo capitolo accenneremo brevemente ai processi sedimentari caratteristici dei ripari e degli atri delle grotte, tralasciando le problematiche relative alle porzioni interne delle grotte. Si ricorda che questi ambienti sono, a causa della loro morfologia, zone di accumulo preferenziale (si parla talora di "trappole sedimentarie") e quindi la probabilità di conservazione del registro archeologico è molto elevata.

Dal punto di vista sedimentario, in un riparo o in una grotta si possono accumulare materiali provenienti dall'esterno o dall'interno (v. tab.)

Tabella 8-I. Possibili processi attivi in un ambiente di grotta o riparo.

processi sedimentari			
origine	provenienza	processi	esempi
naturale	interno	clastici	brecce
		organici	guano
		chimici	concrezioni (stalattiti, stalagmiti, pavimenti stalagmitici), limo carbonatico
		residuali	sabbie residuali
	esterno	alluvionali	sabbie, ghiaie ecc.
		di versante	colluvi, brecce ecc.
		eolici	loess
culturale		antropici	sostanza organica, fosfati, manufatti, ecofatti, <i>manuports</i> ecc.
processi pedogenetici o diagenetici			
origine	processi		esempi
naturale	attività biologica		bioturbazione
	azione del gelo		crioclastismo e crioturbazione
	soluzione - precipitazione		cementazione, decarbonatazione
culturale	vari		calpestio, accumulo mat. organica e fosfati, rubefazione, termoclastismo ecc.

Tra gli apporti esterni, avremo i seguenti possibili casi (rimandiamo ai punti precedenti per le caratteristiche di facies): sedimenti eolici, es. loess o sabbie dunari; materiali di versante (detrito, materiale trasportato in massa ecc.), che durante il trasporto lungo il pendio intercettano la cavità carsica, accumulandosi al suo interno, o che vengono convogliati attraverso fessure o crepacci carsici; sedimenti alluvionali (ghiaie, sabbie ecc.) derivanti da corsi d'acqua che scorrono all'esterno o che percorrono il sistema carsico di cui la grotta fa parte.

Anche tra i possibili apporti interni esiste una casistica variata. Prima di tutto, la disgregazione della parete e del tetto della grotta determinerà l'accumulo di brecce di detrito per caduta diretta (con eventuale rimaneggiamento), con caratteristiche litologiche dipendenti dalla roccia in cui si apre la cavità e dal meccanismo di distacco (es. crioclastismo piuttosto che blocchi). L'accumulo di detrito di distacco è particolarmente intenso all'entrata della grotta, determinando una più elevata velocità di sedimentazione in corrispondenza del limite esterno del riparo o grotta (= linea di pioggia, *dripline*), dove questi detriti, associati ad altri sedimenti, daranno origine a accumuli di elevato spessore. Gli accumuli organici (es. guano, escrementi) o di residui organici (es. ossa) sono depositi frequenti in grotta, così come lo sono le concrezioni chimiche in forma di stalattiti, stalagmiti, colonne, pavimenti stalagmitici ecc. o i sedimenti chimici (es. travertino - v. sopra).

A tutto questo dobbiamo aggiungere i sedimenti di origine antropica, le cui caratteristiche possono essere molto variabili e che, associati con i depositi di origine naturale, possono dare origine a stratificazioni complesse dove sono rappresentate facies sedimentarie con caratteri misti e difficilmente

classificabili, che sono però di grande importanza per la ricostruzione paleoambientale (oltre che per il contenuto archeologico o paleontologico).

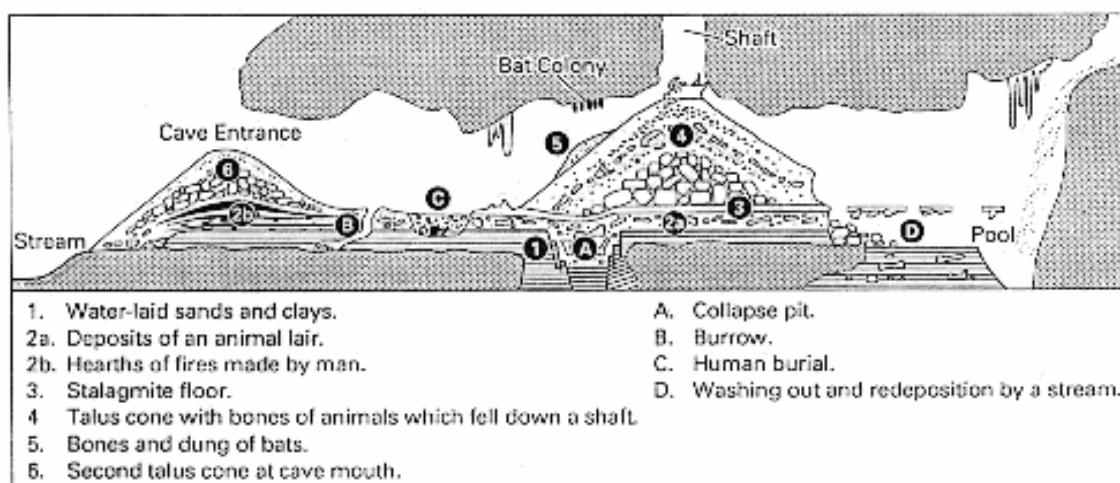


Figura 8-11.
Sezione verticale longitudinale ipotetica illustrante il riempimento di una grotta e della sua zona atriale (da Bell & Walker 1992: 34)

8.5. PAESAGGI CARSICI E CICLO EVOLUTIVO DEL CARSISMO: CENNO

I **paesaggi carsici** sono paesaggi intensamente controllati dal fenomeno del carsismo, più in particolare quelli correlati al carsismo in rocce calcaree. Altre rocce sono effettivamente più o meno solubili (es. dolomie, gessi ecc.), ma è nel calcare che le forme carsiche assumono massimo sviluppo.

In zone dove le rocce calcaree affiorano su grandi estensioni si può arrivare alla formazione di paesaggi completamente controllati dal carsismo, come sono gli **altopiani (plateaux) carsici**, di cui la parte alta dei Lessini o alcuni settori dell'altopiano dei Sette Comuni rappresentano buoni esempi. Le superfici orizzontali, cosparse di forme carsiche d'assorbimento, si conservano grazie alla scomparsa dell'idrografia superficiale e si instaura così una concordanza relativa tra morfologia e struttura geologica. Il reticolo carsico profondo è ben sviluppato, con grotte disposte a vari livelli.

Esistono paesaggi carsici particolari, in cui il fenomeno carsico agisce in associazione con altri processi e si parla di paesaggio: tectocarsico, quando oltre alle forme carsiche si riconoscono morfologie controllate dalla tettonica (es. scarpate di faglia); fluviocarsico, se le forme carsiche si sviluppano in un contesto prevalentemente fluviale; glaciocarsico o nivocarsico, quando il carsismo si associa rispettivamente a forme e processi di modellamento glaciale o di ambiente crionivale.

Il **ciclo evolutivo** di un paesaggio carsico comprende varie fasi, che possiamo semplificare nel seguente modo:

1. (fase giovanile) si hanno doline piccole (< 50 m), a imbuto e con poca terra rossa di riempimento; con il tempo si ha l'approfondimento e il riempimento delle doline, lo sviluppo di crepacci carsici lungo i pendii e l'impovertimento dei corsi d'acqua a causa dell'infiltrazione;
2. le doline si ampliano e prendono forma a ciotola, presentano il fondo e i fianchi ricoperti e riempiti da terra rossa, si sviluppano *Karren* su roccia nuda e l'idrografia superficiale è quasi completamente assente;
3. formazione di uvala, di valli carsiche e depressioni carsiche, con grandi accumuli di terra rossa;
4. (fase di vecchiaia) il crollo delle depressioni mette allo scoperto alcune parti delle cavità sotterranee e il rilievo si presenta quasi piano

Le grotte subiscono un'evoluzione analoga, che vede la loro formazione, l'approfondimento del reticolo carsico che porta una sua parte a non essere più attiva, il graduale riempimento della cavità e finalmente la sua eventuale apertura in superficie.

CAPITOLO NOVE

GLI AMBIENTI PERIGLACIALI, LACUSTRI ED EOLICI: CENNO

9.1. L'AMBIENTE PERIGLACIALE (O CRIONIVALE)

Con il termine di **ambiente periglaciale** si indicano le zone circostanti ai ghiacciai, non soggette all'azione del ghiaccio in movimento, ma controllate dal clima freddo. A questo termine si aggiunge quello di **ambiente crionivale**, che indica gli ambienti controllati dall'azione della neve e del ghiaccio (il termine "periglaciale" non sempre è considerato adatto per descrivere questi ambienti, essendo limitativo). Alcuni fenomeni crionivali (gelo-disgelo, crioturbazione, crioclastismo, geliflusso ecc.) sono stati affrontati in altri punti del corso; accenniamo qui brevemente ad altri aspetti significativi.

9.1.1. Permafrost

Il **permafrost** è suolo o terreno permanentemente gelato, caratteristico delle zone polari e di alcune zone d'alta montagna. Nel permafrost si distingue, partendo dall'alto uno **strato attivo**, che può sgelare durante la stagione calda ed è quindi soggetto all'azione del gelo / disgelo, e un **livello neutro**, che non risente delle variazioni della temperatura atmosferica e si trova in condizioni di congelamento continuo - può raggiungere spessori molto elevati in certe regioni del pianeta, es. si registrano oltre 1000 m in alcune zone della Siberia. La contrazione termica che si verifica nella stagione fredda porta alla formazione di **cunei di ghiaccio** (*ice wedges*) e **reticoli di fessure poligonali** che costituiscono elementi diagnostici per il riconoscimento di aree soggette a permafrost nel passato.

Vi sono poi forme curiose, come i **pingo**, lenti di ghiaccio coperte da detrito con diametro nell'ordine del centinaio di metri, o i **palsa**, forme analoghe, ma di dimensioni più limitate e coperte da torba.

9.1.2. Suoli poligonali e forme affini

I suoli poligonali si trovano in aree sia a permafrost sia a gelo discontinuo. A causa della contrazione e distensione termica e dei cicli secco/umido si verificano processi in certo qual modo analoghi a quelli vertici, con genesi di reticoli di fessure che rimuovono (a causa delle pressioni orientate esercitate dal gelo e disgelo) il detrito grossolano, dando origine a **poligoni** o **cerchi di pietre**, **suoli poligonali**, che, su versante, possono deformarsi o dare forme superficiali come **ghirlande**, **suoli a strisce** o **cuscineti erbosi** (v. *soil creep*).

9.1.3. Rock glaciers

I **rock glaciers** sono casi particolari, intermedi tra una falda detritica e un ghiacciaio. Si tratta di accumuli detritici in forma di colata, più o meno allungati o lobati, con lingua distale a forma di cordone, formati da detrito angoloso che ricopre (e protegge) un nucleo di ghiaccio situato a profondità variabile. Si ha quindi un movimento simile a quello del *creep*, che deriva dall'associarsi della caduta di detrito, da piccoli assestamenti del materiale, dalla fusione del ghiaccio contenuto nel nucleo e dall'azione delle acque che scorrono alla base. Molti **rock glaciers** sono residui di ghiacciai preesistenti.

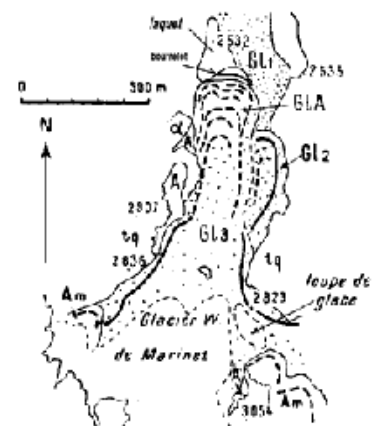


Figura 9-1.
Planimetria del rock-glacier del Marinet (Haute-Ubaye, Fr)
(dis. di M. Gidon, morphoglaciere.free.fr)

9.1.4. Processi di versante in ambiente crionivale

L'azione del gelo-disgelo e i processi di nivazione determinano l'esistenza di forme peculiari lungo i versanti delle regioni periglaciali.

Nelle zone circostanti ai ghiacciai la rapida degradazione delle pareti per effetto del crioclastismo porta allo sviluppo di forme particolarmente incise - caratteristiche delle aree d'alta montagna - con creste aguzze e passi, picchi pronunciati (*horn*), diedri ecc.

Il contrasto morfologico tra queste aree a rilievo molto articolato e le zone soggette all'azione di esarazione e levigazione da parte dei ghiacciai permette di riconoscere in modo immediato quale sia la quota massima raggiunta nel passato da un ghiacciaio.

L'azione combinata del crioclastismo, di fenomeni di versante come il geliflusso e della **nivazione** danno origine a forme caratteristiche. La **nivazione** è quell'insieme di processi legati all'azione della neve, che può comprimere il suolo con il suo peso, trasportare materiale durante il suo movimento, favorire fenomeni di slittamento o scivolamento e alimentare le acque superficiali non incanalate grazie al ruscellamento nivale. Inoltre, la bassa temperatura delle acque nivali e glaciali fa sì che contengano alte quantità di CO₂ disciolta, determinando una sua elevata aggressività. Si possono quindi formare:

- **nicchie di nivazione**, conche sui fianchi montani dove l'azione del crioclastismo è particolarmente efficace grazie al microclima (temperatura + umidità), per la presenza di accumuli nevosi;
- **terrazzi di crioplanazione**, terrazzi in roccia nuda, dove all'azione del crioclastismo e della nivazione si associa il geliflusso, che allontana i prodotti di degradazione.

L'azione combinata della nivazione e del crioclastismo è molto efficace su rocce che presentano numerose discontinuità, es. calcari ben stratificati (come il Rosso Ammonitico Veronese) o micascisti. Quando esposti in ambienti crionivali, questi materiali si degradano velocemente, dando origine a una fascia di roccia smantellata dal crioclastismo da cui si originano grandi quantità di placchette gelive che si vanno poi ad accumulare alla base delle pareti. In condizioni adatte, cioè quando alla base della parete esista un pendio e si verificano condizioni di alternanza stagionale, si possono formare delle **falde detritiche stratificate** (i cui depositi sono indicati come *grèzes litées* o *éboulis ordonnés*): sono falde detritiche messe in posto su pendii di inclinazione relativamente bassa (a partire da 5° - per questa ragione difficilmente riconoscibili in superficie) dove si alternano strati formati da placchette gelive a supporto clastico (spesso *open-work* o *partially open-work*) e strati formati da limo all'interno dei quali sono imballate alcune placchette, che si alternano talora in modo regolare e ciclico. La loro genesi si deve all'alternanza (stagionale?) dei processi di crioclastismo, slittamento su suolo gelato, ruscellamento nivale e geliflusso.

Infine, si ricordano le forme correlate a geliflusso, già trattate, come lobi, colate, *dellen* ecc.



Figura 9-2.
Esemplificazione di
falda detritica stratificata
(da Castiglioni 1979: 311)

9.2. IL SISTEMA LACUSTRE

L'ambiente sedimentario lacustre è principalmente controllato dall'azione delle acque ferme. Apparentemente semplice, il sistema lacustre è invece molto variabile, per l'ubiquità dei laghi, che si trovano a qualsiasi latitudine, altitudine e clima (così, ad es., in un lago in clima arido i processi di precipitazione chimica svolgeranno un ruolo importante, mentre in un lago d'alta montagna in clima temperato i processi glaciali e crionivali avranno una certa importanza), e per la variabilità di questo ambiente sedimentario. In un lago possiamo infatti trovare, talora distribuiti su un'area molto limitata, vari sottoambienti, come di delta (per l'esistenza di immissari che forniscono gli apporti esterni), di spiaggia (zona di riva dove agiscono dinamiche di tipo costiero), bacinale (zona di centro lago) ecc.

La zona di centro lago è dominata dalla deposizione per decantazione: le particelle che si trovano in sospensione nella colonna d'acqua si accumulano secondo un meccanismo controllato dagli eventuali apporti di energia idrica (che mantengono le particelle in movimento), ma anche dalla salinità e dalla temperatura delle acque.

Il sedimento "standard" di centro bacino è in genere **fine**, limo o limo argilloso, più o meno arricchito di carbonato di calcio, dando origine alle caratteristiche **marne lacustri**. Si possono però registrare altri casi di accumulo, come: livelli ricchi in materia organica (sapropel, torbe) più o meno decomposta, per l'eventuale instaurarsi di condizioni anaerobiche; sedimenti evaporitici (calcari, dolomie, salgemma o gesso), legati alla precipitazione per l'eventuale evaporazione dell'acqua; accumuli di origine biogenica, es. diatomiti. Nei laghi di ambiente periglaciale, che ghiacciano durante una parte dell'anno, si accumulano sedimenti con stratificazione o laminazione ritmica (**ritmiti** o **varve lacustri**) dati dall'alternanza di strati organici e strati detritici; altra caratteristica di ultimi depositi è la presenza di **dropstone**, pietre di maggiori dimensioni che cadono sul fondo durante lo scioglimento del ghiaccio, deformando i depositi sottostanti.

Tutti questi depositi da decantazione tendono a drappeggiare il fondo del lago.

Tra le strutture sedimentarie tipiche dell'ambiente lacustre si possono trovare fessure da disseccamento, laminazioni sottili o strutture biogeniche.

I depositi di centro lago possono passare lateralmente, per interdigitazione, a lenti o strati più grossolani, derivanti dai corsi d'acqua che, in forma di delta o di conoide, si gettano nel lago. Potremo quindi trovare ghiaie o sabbie a stratificazione incrociata, con *ripples*, laminazioni o gradazione. Possono inoltre essere presenti intercalazioni di livelli eolici, accumuli di fossili o croste algali.

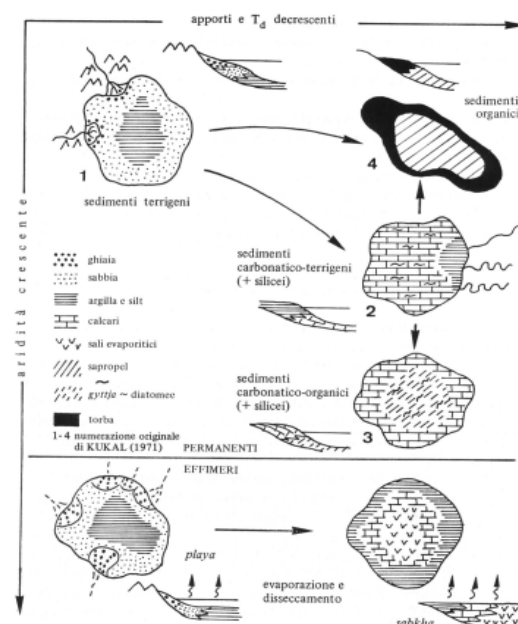


Figura 9-3.
Tipi deposizionali di laghi
(da Ricci Lucchi 1980: III, 96)

9.3. IL SISTEMA EOLICO

L'azione del vento è prevalente in quegli ambienti dove la copertura vegetale o pedogenetica è scarsa, quindi essenzialmente in: (1) zone desertiche; (2) steppe e pianure periglaciali; (3) aree costiere. Depositati eolici possono essere però presenti in altre aree, es. in zone controllate dall'azione alluvionale o lacustre.

Possiamo raggruppare i depositi eolici in tre tipi principali, in base alle caratteristiche e ai processi di erosione, accumulo e trasporto:

1. **residui grossolani** (es. pavimenti residuali), tipici delle zone di deflazione;
2. **sabbie eoliche**, oggetto di trasporto trattivo;
3. **polveri eoliche**, trasportate in sospensione.

Le **zone di deflazione** sono controllate dall'erosione eolica e si contraddistinguono per la presenza di **pavimenti residuali (lag)** formati dai clasti che il vento non riesce a rimuovere - sono quindi aree con affioramento di sedimenti con distribuzione granulometrica bimodale e una frazione clastica grossolana residuale (ciottoli).

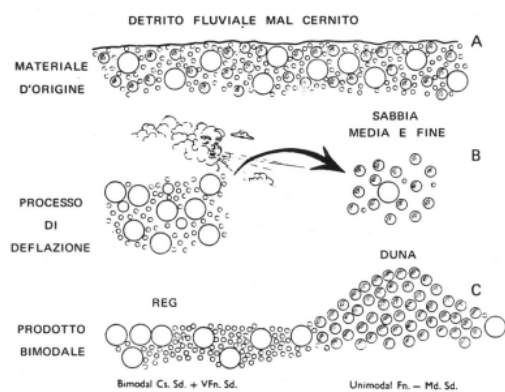
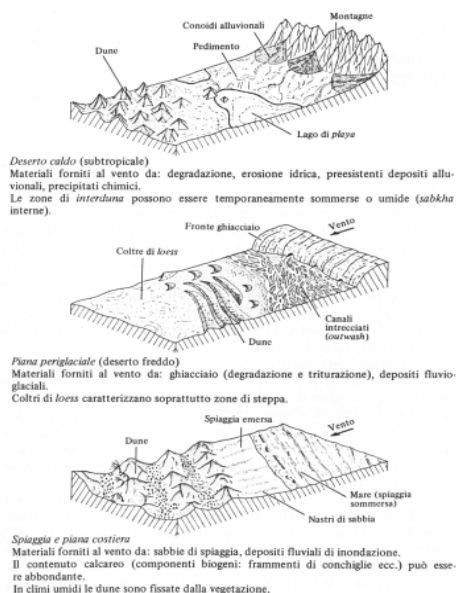


Figura 9-4. Selezione tessiturale risultante dalla deflazione eolica e formazione di un sedimento residuale bimodale (da Folk 1968: fig. 7)

Figura 9-5. Ubicazione dei depositi eolici (da Allen 1970)

Gli **accumuli sabbiosi eolici** danno luogo a morfologie tipiche, le **dune**, diffuse nei deserti e nelle zone costiere. Altre strutture caratteristiche sono le strisce di sabbia (*sand strips*) e i *sand sheets* (sottili corpi tabulari sabbiosi), tipici delle zone di pre-duna; i depositi da ostacolo; le montagne di sabbia (= dune a stella, *sand mounts*).

I depositi sabbiosi eolici sono generalmente formati da sabbie supermature, ben selezionate, con granuli ben arrotondati (le cui superfici sono opache o picchiettate) e prevalentemente costituiti da quarzo. Le strutture sedimentarie che vi si trovano sono quelle tipiche delle correnti trattive: laminazione piana o inclinata, stratificazione incrociata (spesso con set delimitati da contatti erosivi alla base) e *ripples* da corrente (asimmetrici). Si ricorda che la deposizione di sabbia nel settore sottovento di una duna non è controllata dall'agente eolico, ma da processi gravitativi, soprattutto dalla caduta di granuli lungo il lato ripido della duna, indicato come *avalanching*.

I **depositi di polveri eoliche**, noti con il termine di **loess**, sono costituiti principalmente da limo (60-80%), dando origine a sedimenti ben selezionati. Gli accumuli di loess sono generalmente massicci (privi di stratificazione o di strutture sedimentarie), porosi, di colore grigio giallastro chiaro e possono contenere noduli o concrezioni di carbonato di calcio. I loess sono caratteristici di contesti aridi e spesso associati agli ambienti periglaciali o fluvio-glaciali - il vento prende in carico il limo derivante dall'esarazione glaciale, che viene ridistribuito dalle acque di fusione a valle della fronte glaciale.

CAPITOLO DIECI

I PROCESSI DI ALTERAZIONE

I processi di **alterazione** sono il punto di partenza di numerosi fenomeni che avvengono in corrispondenza della superficie terrestre:

- per la genesi dei sedimenti, l'alterazione rende il materiale disponibile ai processi di erosione, trasporto e deposizione, rappresentando il primo stadio del ciclo sedimentario (v. cap. sedimenti, modulo A);
- per i suoli, l'alterazione è uno dei processi fondamentali di pedogenesi e si parla, in questo caso specifico, di alterazione pedogenetica (***weathering*** - v. cap. suoli);
- in ambito archeologico, buona parte dei processi di modificazione sin- o postdeposizionale che determinano la (tras)formazione qualitativa e quantitativa del registro archeologico (es. scomparsa di alcune classi di materiali archeologici, dispersione di oggetti, sconvolgimento della stratificazione ecc.) sono processi d'alterazione (*infra*).

Dedicheremo quindi questo capitolo all'analisi dei processi d'alterazione, tralasciando le distinzioni, talora artificiali, tra ambito sedimentologico, pedologico e archeologico, per poi passare a una breve disamina della conservazione dei materiali archeologici.

10.1. NOZIONI INTRODUTTIVE

Con il termine di **alterazione** si indicano *tutti i processi che portano alla modificazione delle caratteristiche iniziali di un qualsiasi materiale (roccia, minerale o sedimento) sottoposto all'azione di agenti meteorici, fisici, chimici, biologici o antropici.*

I processi di alterazione avvengono, nella maggior parte dei casi, in posizione prossima alla superficie terrestre e agiscono in modo continuo su tutta la superficie del pianeta. L'alterazione si concretizza mediante meccanismi di vario tipo, che possiamo suddividere per semplicità in due gruppi (pur ricordando che la distinzione è in parte artificiale):

- **alterazione fisica** (sin.: **disgregazione**);
- **alterazione chimica** (sin.: **decomposizione**), indicata anche come alterazione s.s. - che include l'**alterazione pedogenetica** (sin.: **meteorizzazione**), che avviene nei suoli.

Ai processi di alterazione fisica e chimica potremmo aggiungere l'**alterazione biologica** e l'**alterazione antropica**, innescati da agenti specifici che possono attuare attraverso meccanismi fisici e chimici.

10.2. ALTERAZIONE FISICA (DISGREGAZIONE)

L'**alterazione fisica** (o **disgregazione**) include tutti i processi d'alterazione che agiscono attraverso **meccanismi fisici** (= meccanici) e che portano alla rottura (= frammentazione, frantumazione, riduzione dimensionale) dei materiali, senza però trasformarne la composizione chimica o mineralogica.

I processi di disgregazione sono vari e la loro efficacia dipende:

- dalle caratteristiche intrinseche del materiale soggetto ai processi d'alterazione;
- dalle condizioni climatiche e ambientali al contorno.

I principali processi di disgregazione attivi nelle regioni temperate e a clima mediterraneo, che saranno trattati brevemente nel seguito) sono riassunti nella tabella sottostante.

Tabella 10-I. Principali processi di alterazione fisica

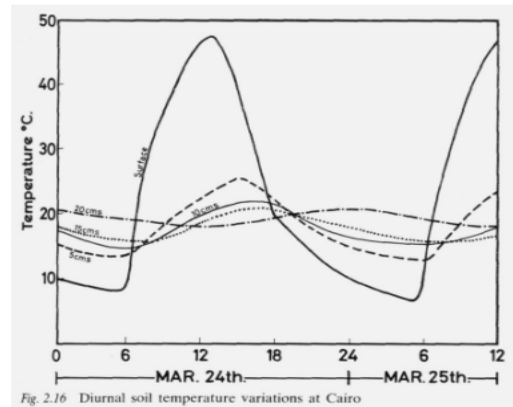
<i>processo</i>	<i>descrizione breve</i>
termoclastismo	espansione e contrazione volumetrica per variazioni di temperatura
azione gelo e disgelo	espansione e contrazione volumetrica per passaggio di fase acqua-ghiaccio e viceversa
aloclastismo	espansione volumetrica per precipitazione e crescita di cristalli
processi vertici	espansione e contrazione volumetrica di argille a reticolo espandibile

10.2.1. Termoclastismo

Il processo di **termoclastismo** è legato ai cicli di contrazione e dilatazione che tutti i materiali, naturali e artificiali, subiscono in seguito alle variazioni di temperatura giornaliere o stagionali, senza però che vi sia un intervento diretto da parte dell'acqua (come nel caso del gelo-disgelo, *infra*). L'alternanza dei cicli di riduzione e espansione volumetrica determinati dalle fluttuazioni della temperatura possono infatti portare alla frammentazione di minerali, rocce, sedimenti e materiali archeologici.

In realtà il processo è attivo solo in ambienti ove si verificano intense escursioni termiche e su materiali con caratteristiche particolari. Negli ambienti desertici, dove l'escursione termica diurna raggiunge valori nell'ordine delle decine di gradi, il termoclastismo è molto efficace, mentre alle nostre latitudini non è un processo attualmente attivo.

Figura 10-1. Variazione della temperatura giornaliera del suolo al Cairo (Egitto) (da FitzPatrick 1985: 31)



Il termoclastismo risulta particolarmente efficace su materiali granulari e clastici (es. graniti o arenarie) a causa dell'alto numero di discontinuità presenti e su materiali a comportamento fragile (es. selce). La selce sottoposta all'azione del termoclastismo può frantumarsi e presentare una frattura a prima vista simile alla frattura concoidale derivata dalla scheggiatura, ma riconoscibile per l'assenza del bulbo di percussione caratteristico dei prodotti scheggiati.

I maggiori effetti del termoclastismo si verificano in superficie, dove le escursioni termiche sono più intense, mentre in profondità si riducono notevolmente a causa della scarsa conduttività termica dei terreni (fig. 10-1).

Le superfici esposte a termoclastismo presentano spesso reti di microfratture analoghe a quelle dei crioclasti.

Il termoclastismo può svolgere un ruolo significativo in situazioni particolari (es. incendi) o in contesti antropici (es. fratturazione delle pietre utilizzate per riscaldamento o cottura, o entrate in contatto diretto con il fuoco), con formazione di "termoclasti".



Figura 10-2. Frantumazione per termoclastismo di un nodulo di selce esposto lungo versante, Jebel Saffan (Oman)

10.2.2. Azione gelo-disgelo

Nel processo gelo-disgelo (sin.: azione del gelo discontinuo, azione del gelo superficiale, *freeze-thaw*, crioclastismo, gelifrazione, gelivazione ecc.) l'azione termica si combina con quella dell'acqua che, gelando, subisce un aumento di volume del 9.2 %, sviluppando intense pressioni in concomitanza del passaggio di fase da acqua a ghiaccio. Pertanto, un materiale impregnato d'acqua, quando sottoposto a congelamento, è soggetto a un aumento della pressione idrostatica al suo interno con conseguente frammentazione o deformazione del materiale stesso.

I risultati di questa sollecitazione (frammentazione vs. deformazione) dipendono principalmente da due fattori:

- il comportamento meccanico (fragile vs. duttile) del materiale;
- il numero di cicli gelo-disgelo cui è sottoposto.

L'efficacia dell'azione del gelo discontinuo è direttamente proporzionale al numero di cicli di gelo-disgelo, cioè al numero di volte in cui la temperatura di 0 °C viene attraversata (in un senso o nell'altro) durante il ciclo annuale. L'azione del gelo-disgelo è quindi particolarmente efficace in climi temperato-umidi; nelle nostre regioni ha rappresentato uno dei principali processi d'alterazione durante le fasi fredde del Pleistocene. Differentemente, nelle regioni dove le temperature rimangono negative per lunghi periodi (es. regioni polari), l'effetto caratteristico consiste invece nella formazione del **permafrost** (= permagelo, gelo continuo), spessore significativo di sottosuolo in condizioni permanentemente gelate, dove solo lo strato superficiale (cd. strato attivo), sgela annualmente.

L'azione dei processi gelo-disgelo varia a seconda del comportamento del materiale e delle condizioni climatiche (temperatura e umidità). In generale, in materiali a comportamento fragile l'azione del gelo discontinuo causa la

frantumazione del materiale (**crioclastismo**, gelivazione, gelifrazione). In rocce a comportamento fragile caratterizzate da numerose discontinuità (es. calcari nodulari o fittamente stratificati, scisti) l'azione crioergica origina prodotti caratteristici indicati come **placchette gelive** (= crioclasti, *frost slabs*). Si tratta di clasti di forma lamellare o tabulare, dimensioni grosso modo omogenee (nell'ordine dei pochi cm), talora con una o più superfici coperte da una rete di microfratture. I crioclasti sono diffusamente presenti nei riempimenti di grotta e nei sedimenti pleistocenici dell'area alpina e prealpina.

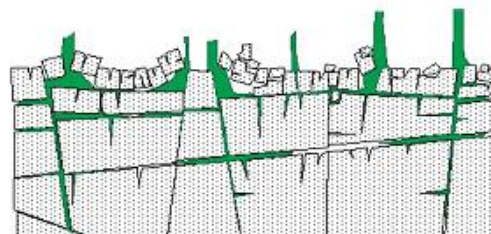


Figura 10-3. Esempificazione dell'azione di apertura delle fessure da parte del gelo (da B. Railsback).

In suoli e in sedimenti sciolti i risultati dell'azione del gelo discontinuo sono variabili.

Una struttura frequente in ambienti periglaciali è il **cuneo di ghiaccio** (= *ice wedge*), che si forma per effetto dell'espansione del ghiaccio all'interno delle fessure del terreno, con conseguente allargamento graduale della fessura in forma di cuneo (in sezione). I cunei di ghiaccio, caratteristici anche di zone a permafrost, si associano spesso ai cd. suoli poligonali.

Nel caso di materiali a comportamento duttile (es. suoli o sedimenti archeologici), si osservano altri risultati, come lo sviluppo di **convoluzioni**, strutture da deformazione o rottura del sedimento (= **crioturbazione**), con caratteristiche differenti a seconda del sedimento, della posizione (lungo versante o su superficie orizzontale), dell'estensione dello strato oggetto di deformazione e della durata del fenomeno deformativo. In situazioni limite si può arrivare a deformazioni molto spinte, con genesi di convoluzioni a fiamma, inversione della polarità stratigrafica e arricciamento degli strati, situazioni non rare in siti pleistocenici, che possono creare seri problemi stratigrafici in fase di scavo.

Figura 10-4.
Placchette gelive in deposito di versante d'ambiente crionivale nei monti Lessini (VR): notare la forma dei clasti.

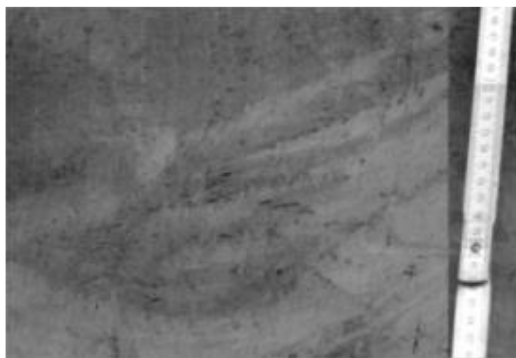


Figura 10-5 (a sinistra).
Convoluzioni da gelo in paleosuolo tardiglaciale su loess pleistocenico, Rocourt, presso Brussels (Belgio)

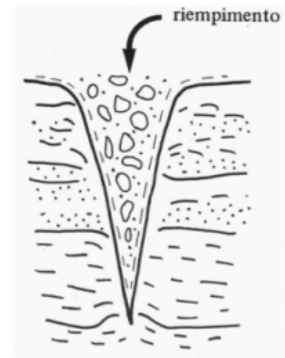


Figura 10-6 (a destra).
Esemplificazione di un cuneo di ghiaccio (da Ricci Lucchi 1980: II, 136)

10.2.3. Precipitazione e crescita di cristalli (aloclastismo).

L'aloclastismo è il processo di frantumazione dovuto alla sollecitazione meccanica provocata dalla crescita di cristalli all'interno di un materiale. Quando i vuoti di un sedimento o di una roccia sono sede di precipitazione chimica, si verifica, per effetto della crescita dei cristalli, un'espansione volumetrica con conseguente deformazione o frantumazione del materiale (si tratta quindi di un processo di alterazione meccanica innescato da meccanismi di tipo chimico).

L'aloclastismo è attivo in zone costiere, per la presenza di salsedine, in regioni a clima arido e semi-arido (zone desertiche) e, in casi estremi, in aree a clima mediterraneo.

10.2.4. I processi vertici

I **processi vertici** sono dovuti ai fenomeni di espansione e contrazione volumetrica che si verificano in sedimenti e suoli ricchi di argille a reticolo espandibile (es. montmorillonite, vermiculiti, smectiti). I fenomeni di idratazione e disidratazione cui sono sottoposte queste argille per effetto dei cicli secco-umido provocano significative variazioni volumetriche (es. la montmorillonite può espandersi fino al 900% del suo volume iniziale quando idratata), con sviluppo di forti pressioni, da cui derivano ovvi effetti meccanici nel terreno. La contrazione provocata dalla disidratazione delle argille a reticolo espandibile nella stagione secca porta all'apertura di fessure (dette **fessure vertiche**) disposte in pianta secondo un *pattern* poligonale, all'interno delle quali può cadere il materiale sciolto presente in

superficie. Nella stagione umida l'espansione dovuta all'idratazione esercita notevoli pressioni, ulteriormente incentivate dalla maggiore quantità di materiale caduto nelle fessura, con conseguente deformazione del suolo e, in casi estremi, con genesi di un microrilievo superficiale detto **gilgai**, formato da dossi e depressioni di dimensioni metriche. L'alternanza dei cicli di contrazione ed espansione determina inoltre la comparsa di discontinuità all'interno del suolo, con genesi di superfici di scorrimento preferenziale lungo le facce degli aggregati, dette **slicken-sides**.

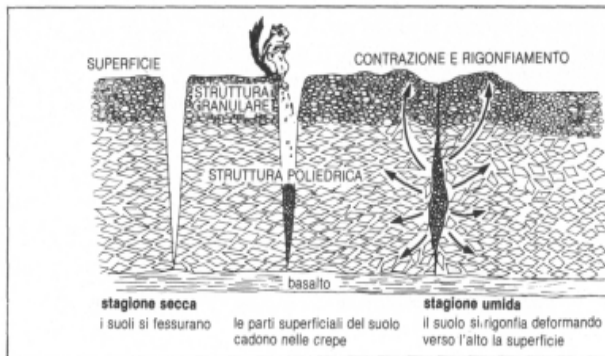


Figura 10-7. Schematizzazione dei principali processi fisici che avvengono nei suoli con caratteri vertici (da Buol *et al.* 1980, in Magaldi & Ferrari 1984)



Figura 10-8. Fessure verticali aperte durante la stagione secca in un vertisuolo del sito neolitico di Collecchio (PR) (spessore visibile c. 40 cm)

I processi vertici sono particolarmente attivi in sedimenti e suoli argillosi. Molte classificazioni pedologiche includono la categoria dei **vertisuoli**, suoli principalmente controllati dai processi vertici, caratteristici delle aree di bassa energia delle pianure alluvionali.

L'azione dei processi vertici sui depositi archeologici è particolarmente intensa e può causare, anche in intervalli di tempo relativamente limitati, il rimescolamento di strati e la dispersione dei reperti su spessori significativi.

10.2.5. Altri processi di disagregazione

L'alterazione fisica agisce con altri processi che citiamo solo brevemente.

Le **variazioni di pressione** sono efficaci in alcuni casi particolari, es. nelle rocce formatesi ad elevata profondità (quindi a pressioni elevate), come le rocce ignee o le metamorfiche. Una volta esposte in superficie o a bassa profondità queste rocce subiscono fenomeni di dilatazione con conseguentemente allargamento delle discontinuità presenti, che facilita la penetrazione degli agenti d'alterazione.

Si ricordano inoltre i processi d'alterazione legati all'azione degli **agenti erosivi** (acqua corrente, vento ecc.) e gli effetti di rimescolamento meccanico correlati all'**attività biologica** (radici, animali ecc. - *infra*).

10.3. ALTERAZIONE CHIMICA (DECOMPOSIZIONE)

L'**alterazione chimica** (o **decomposizione**) raggruppa tutti i processi di alterazione di minerali, rocce e sedimenti che portano alla trasformazione dei componenti esistenti e alla genesi di nuovi componenti minerali (**neoformazione**), per effetto di processi chimici.

L'alterazione chimica dipende, in prima istanza, dalle caratteristiche dei minerali sottoposti all'alterazione, in particolare dall'energia di legame della struttura cristallina, dalla quale dipende la resistenza all'alterazione dei differenti minerali; la resistenza all'alterazione di rocce e sedimenti dipende quindi dalla loro composizione mineralogica.

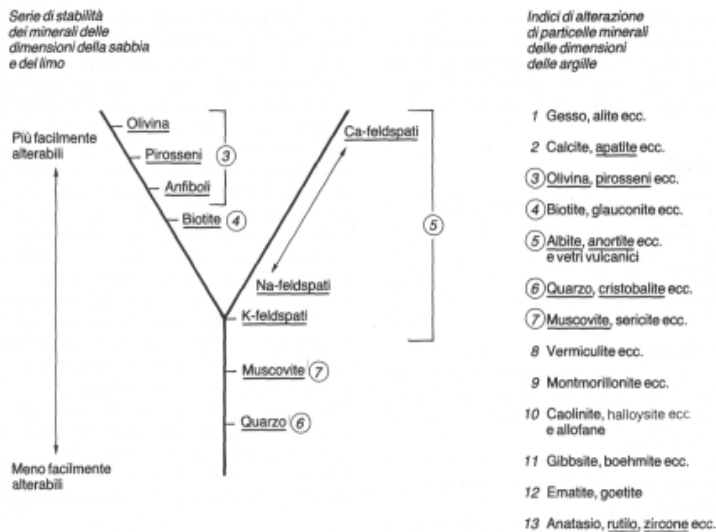


Figura 10-9.

La stabilità e la resistenza all'alterazione dei minerali dipendono in prima istanza dalla sequenza di cristallizzazione: i minerali che cristallizzano per primi sono poco stabili, mentre gli ultimi (es. quarzo) sono più resistenti all'alterazione. La "serie di Goldich" (a sinistra, molto simile alla serie di Bowen) fornisce un'indicazione sulla stabilità dei minerali di dimensione compresa tra la sabbia e il limo (a sinistra).

Per particelle nella taglia delle argille (granulometriche) si può invece fare riferimento alla "scala di Jackson" (a destra - da Magaldi & Ferrari 1984: 39).

I processi di decomposizione non sono ugualmente efficaci su tutta la superficie terrestre, ma aumentano con l'aumentare di tre fattori:

1. la **temperatura**, che fornisce energia alle reazioni;
2. la **presenza di acqua** (includendo l'umidità, l'acqua che impregna il terreno ecc.), la sua disponibilità e le sue caratteristiche. L'acqua è infatti il principale vettore di trasporto di numerose sostanze e raramente si presenta in natura allo stato puro. Nella maggior parte dei casi trasporta sostanze disciolte, in particolare acidi come il biossido di carbonio (= anidride carbonica, CO₂) o l'acido solforico, che la rendono ulteriormente aggressiva. Inoltre, a causa della sua struttura molecolare, l'acqua possiede la capacità di interagire in forma complessa, fisico-chimica, con numerose sostanze, e numerosi processi di decomposizione sono direttamente correlati alla presenza dell'acqua;
3. la **presenza di organismi**, che incentivano l'alterazione mediante la produzione di acidi organici e di CO₂.

Ne consegue che l'alterazione chimica è massima nelle regioni a clima tropicale o subtropicale umido.

I processi di alterazione chimica sono vari (v. tabella sottostante); di seguito citeremo i principali processi attivi nelle regioni temperate e clima mediterraneo.

Tabella 10-II. Principali processi di alterazione chimica

<i>processo</i>	<i>descrizione breve</i>
soluzione	separazione di molecole in ioni per effetto dell'azione dell'acqua
idratazione/disidratazione	incorporazione/perdita di molecole d'acqua (o di radicali OH ⁻) nella struttura cristallina dei minerali
idrolisi	scissione di sostanze minerali da parte dell'acqua
ossidazione/riduzione	incorporazione/perdita di un atomo di ossigeno in una sostanza minerale

10.3.1. Soluzione

Il processo di **soluzione** determina la separazione di una molecola in ioni. È un processo veicolato dall'acqua, che ha la capacità di sciogliere chimicamente alcune sostanze e prendere in carico (in soluzione) parte dei prodotti risultanti dalla reazione. L'acqua agisce quindi come solvente (sostanza che provoca il processo di soluzione) e come soluto (sostanza che prende in carico i prodotti della soluzione).

In natura (cioè nelle condizioni di pressione e temperatura della superficie terrestre) non sono molte le sostanze solubili in acqua, nondimeno i processi di soluzione sono fondamentali per la comprensione di alcuni meccanismi d'alterazione in ambito archeologico. Tra le sostanze solubili nelle condizioni "standard" della superficie terrestre ricordiamo:

- i cloruri (es. salgemma);
- i solfati (es. gesso, anidride);
- alcuni carbonati, come la calcite e l'aragonite e, conseguentemente, i calcari (e, in misura minore, le marne e le dolomie); numerosi fenomeni (es. il carsismo o i processi pedogenetici di decarbonatazione e carbonatazione) dipendono essenzialmente dalla soluzione e dalla precipitazione dei carbonati.

La **precipitazione chimica** è il processo opposto alla soluzione, in cui, per effetto dell'evaporazione o di altri meccanismi, le sostanze disciolte nell'acqua cristallizzano.

La soluzione dei carbonati

La **soluzione dei carbonati**, del calcare in particolare, è il fenomeno fondamentale che regola la genesi di forme caratteristiche, in particolare quelle carsiche (es. grotte), e di una serie di processi in contesto sedimentario e pedogenetico. Il processo dipende dalla capacità dell'acqua di sciogliere il carbonato di calcio e di trasportare in soluzione i prodotti derivanti dalla reazione. Teoricamente, un litro d'acqua pura alla temperatura di 20 °C può contenere fino a 12 mg di carbonato di calcio disciolto. In natura si rilevano però concentrazioni superiori grazie alla presenza di CO₂ nell'acqua, che le conferisce un certo grado di acidità.

La reazione di dissoluzione del carbonato di calcio in acqua, in presenza di CO₂ è la seguente:



in cui il carbonato di calcio, combinandosi con l'acqua e l'anidride carbonica, dà origine al bicarbonato di calcio, che è solubile e si scinde negli ioni Ca²⁺ e HCO₃⁻.

La reazione di cui sopra dipende da alcuni parametri, che sono i seguenti:

1. la quantità di anidride carbonica disciolta nell'acqua (**pressione parziale della CO₂**): maggiore è, più aggressiva è l'acqua;
2. l'acidità dell'acqua, espressa come **pH**, che dipende dalla presenza di ioni H⁺ presenti: tanto maggiore è l'acidità (cioè, più basso è il pH), quanto più corrosiva è l'acqua
3. la **durezza** dell'acqua, cioè la concentrazione di carbonato di calcio eventualmente disciolto: l'aggressività dell'acqua diminuisce con l'aumentare della sua durezza;

4. la **temperatura** della soluzione acquosa: con l'aumentare della temperatura aumenta la capacità dell'acqua di trasportare CaCO_3 disciolto quindi, a parità di condizioni, raffreddando una soluzione acquosa la si rende più aggressiva, mentre riscaldandola la si porta a saturazione, provocando la precipitazione di CaCO_3 . La situazione è, in realtà, più complessa e include effetti correlati alla miscelazione di acque a temperatura differente.

Dai processi di soluzione e precipitazione dei carbonati dipende essenzialmente la genesi di grotte e ripari sottoroccia, la formazione delle concrezioni di grotta e di alcune rocce (es. travertino, alabastro, eolianiti, alcuni calcari), l'azione di determinati processi di pedogenesi (decarbonatazione, acidificazione, formazione di croste calcaree) e, non ultimo, la conservazione di alcuni materiali in ambito archeologico.

10.3.2. Idratazione e disidratazione

L'**idratazione** consiste nell'incorporazione di molecole d'acqua (o di radicali OH^-) nella struttura cristallina dei minerali. È un processo frequente in alcuni minerali delle argille, che possono incorporare molecole d'acqua tra gli strati che ne costituiscono la struttura cristallina e conseguentemente espandersi volumetricamente, dando origine a fenomeni particolari (es. processi vertici, *supra*). Tutte le reazioni di idratazione danno comunque luogo a un'espansione volumetrica).

Tra gli altri casi di idratazione ricordiamo:

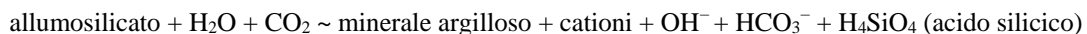
- la trasformazione dell'anidrite ($\text{Ca}[\text{SO}_4]$) in gesso ($\text{Ca}[\text{SO}_4]\cdot 2\text{H}_2\text{O}$);
- i processi di idratazione degli ossidi, che generano idrossidi, come nel caso dell'ematite (Fe_2O_3) che può trasformarsi in limonite ($\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot n\text{H}_2\text{O}$).

La **disidratazione** è il processo inverso all'idratazione, con perdita di molecole d'acqua o radicali OH^- . Come esempio ricordiamo la trasformazione degli idrossidi di ferro in ossidi di ferro (es. limonite in ematite). Le reazioni di disidratazione determinano comunemente una perdita di volume e sono caratteristiche di zone a clima arido.

10.3.3. Idrolisi

L'**idrolisi** è un meccanismo complesso di attacco chimico in cui determinate sostanze minerali vengono scisse da parte dell'acqua. È un processo di grande importanza ed efficacia e interessa, in particolare i silicati determinando, ad esempio, la formazione di minerali argillosi.

Le reazioni di idrolisi sono complesse: a titolo di esempio citiamo la reazione che può interessare alcuni silicati come i feldspati, le olivine, i pirosseni e le orneblende, che subiscono idrolisi secondo la seguente formula generica:



Dalla formula si evince che l'idrolisi di questi silicati produce minerali argillosi (il tipo di argilla di neoformazione dipende dal minerale di origine e dalle condizioni al contorno) e sostanze solubili in acqua (silice solubile e cationi, es. Na^+ , K^+ , Ca^{2+}) che possono eventualmente essere soggette a fenomeni di riassorbimento da parte delle argille prodotte dalla reazione.

Un ruolo importante è svolto dalla CO_2 contenuta nell'acqua, che rende la reazione particolarmente efficace, soprattutto nei suoli, dove l'attività biologica determina un incremento del biossido di carbonio; l'idrolisi con intervento di CO_2 è talora indicata nella bibliografia pedologica con il termine di **carbonatazione**.³

10.3.4. Ossidazione e riduzione

³ Da un punto di vista teorico, i processi di soluzione citati sopra rientrano nell'ambito dell'idrolisi.

La **ossidazione** è il processo di combinazione di un minerale con molecole di ossigeno o, in generale, di perdita di elettroni da parte di un atomo (es. la reazione: $\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}^{3+} + \text{e}^-$ è un processo di ossidazione), da cui deriva la formazione di un nuovo minerale che incorpora atomi di ossigeno. Si tratta di un processo importante per gli elementi chimici che possiedono forme ioniche con stati di ossidazione differenti, come:

- il **ferro**, che si presenta in natura come ferro bivalente (ione ferroso, Fe^{2+}) o trivalente (ione ferrico, Fe^{3+}), rispettivamente la forma ridotta e l'ossidata;
- il **manganese**, che esiste in forma bivalente (Mn^{2+}) o tetravalente (Mn^{4+});
- i solfuri, che per ossidazione si trasformano in solfati.

La **riduzione** è il processo inverso all'ossidazione, cioè l'acquisizione di un elettrone o la perdita di atomi di ossigeno.

I processi di ossidazione e riduzione sono particolarmente efficaci nei sedimenti o nei suoli periodicamente saturati d'acqua, che possono trovarsi in condizioni:

- **aerobiche**, cioè ossidanti, con presenza d'aria;
- **anaerobiche** (sin.: anossiche), cioè riducenti, quando saturati d'acqua che, riempiendo tutti i pori disponibili, determina un'assenza di aria e di ossigeno.

Il passaggio dall'una all'altra situazione e viceversa innesca una serie di processi denominati, nell'insieme, **ossidoriduzione** (= **redox**), che determina la mobilizzazione / precipitazione di vari composti e la formazione di sostanze contenenti ioni con diverso stato di ossidazione, caso frequente nei minerali di ferro e di manganese.

Il tipo di prodotti di neoformazione derivanti dall'ossidoriduzione dipende dal pH (concentrazione di ione idrogeno) e dal potenziale di ossidoriduzione (Eh - misura della tendenza degli ioni di una soluzione naturale a perdere o acquisire elettroni). Un potenziale di ossidoriduzione alto favorisce la formazione di prodotti ossidati ed è caratteristico di ambienti aerobici (es. suoli con buona circolazione di aria). Viceversa, un basso valore di Eh, tipico di ambienti anaerobici (es. sedimenti o suoli permanentemente saturati d'acqua), incentiva la formazione di minerali contenenti ioni allo stato ridotto, nel caso del ferro contenenti ione ferroso.

Nei suoli e nei sedimenti archeologici le reazioni redox sono incentivate dalla presenza di materia organica e di microrganismi anaerobici, che funzionano come catalizzatori per questo tipo di reazioni.

10.3.5. Chelatazione

Il processo di **chelatazione** consiste nella formazione di composti organo-metallici complessi ed è dovuto alla capacità delle radici di assorbire alcuni elementi metallici (es. Fe, Al, Ca, Si) e incorporarli nelle molecole di sostanza organica. È un processo particolarmente attivo nei licheni e in alcuni suoli.

10.4. ALTERAZIONE BIOLOGICA E ALTERAZIONE ANTROPICA

Distinguiamo qui, per la loro importanza in ambito archeologico, i processi di alterazione biologica e di alterazione antropica. Si tratta, in realtà, di processi che agiscono con meccanismi fisici, chimici o misti, che differenziamo esclusivamente a causa dell'agente scatenante – flora o fauna nel caso dell'alterazione biologica e esseri umani per l'alterazione antropica.

10.4.1. Bioturbazione

Il termine **bioturbazione**, preso in prestito dal vocabolario pedologico, indica tutti i processi meccanici di alterazione e di rimaneggiamento che derivano dall'azione di organismi animali o vegetali (alcuni autori parlano rispettivamente di faunaturbazione e floraturbazione). Questi processi, che dipendono dal contesto climatico-ambientale e dalle caratteristiche delle associazioni faunistiche e floristiche attuali e passate, hanno spesso effetti di grande importanza sulle stratificazioni archeologiche e possono portare al rimescolamento della stratificazione e alla dispersione o dislocazione di oggetti archeologici. La bioturbazione riveste un ruolo importante nei depositi archeologici a causa della loro localizzazione in posizione prossima alla superficie topografica, della loro scarsa resistenza e della ricchezza in sostanza organica, fosfati e nutrienti, fattori che incentivano, nell'insieme, l'attività biologica.

Passando in rassegna alcuni dei processi di bioturbazione⁴ ricordiamo, nel caso dell'azione correlata a organismi vegetali:

- l'azione di allargamento delle fessure esercitata dalle radici;
- la formazione di spazi vuoti per effetto della decomposizione delle radici, con possibile infiltrazione di materiale all'interno dei vuoti;
- il rimescolamento degli orizzonti superficiali di suolo o degli strati superficiali di sedimenti in seguito allo sradicamento o alla caduta di alberi (*treefall* o *windthrown*).

Per quanto riguarda gli organismi animali, citiamo gli effetti, talora ingenti, di rimescolamento, fratturazione e deformazione di sedimenti, suoli e loro componenti (tra cui reperti archeologici) provocati dal movimento della fauna edafica, in particolare degli animali fossoriali quali talpe, lombrichi ecc.

10.4.2. Processi chimici correlati all'attività biologica

Determinati processi chimici, alcuni già citati precedentemente, possono essere correlati all'attività biologica, come:

- la **riduzione** può dipendere dall'azione di batteri anaeorobici, che producono idrogeno, metano ecc. e possono portare alla riduzione di sostanze e elementi, come il ferro (da Fe^{3+} a Fe^{2+}) o lo zolfo (batteri solforiduttori);
- il processo di **chelatazione**.
- l'azione di **adsorbimento fisico-chimico** delle radici; si ricorda, tra i processi di adsorbimento degli apparati radicali, il *root-gleying*, che genera una sorta di alone soggetto a ossidoriduzione intorno alle radici che può essere facilmente confuso con un buco di palo.

⁴ La bioturbazione e i processi di pedoturbazione saranno ripresi nel cap. sulla pedologia.

10.4.3. Cenno all'alterazione antropica

L'**azione antropica** può determinare l'innesco o l'accelerazione di vari processi di alterazione fisica e chimica secondo meccanismi differenziati che possono agire in modo diretto o indiretto.

Tra i processi di alterazione fisica ricordiamo, es. le azioni di rimescolamento o compattazione correlate al calpestio (*trampling*), nonché tutti i processi di scavo, rimaneggiamento ecc.

Per l'alterazione chimica citiamo per esempio i processi legati all'impatto termico, come la rubefazione (v. oltre).



Figura 10-10.
Vuoti lasciati dalla decomposizione di radici di pino sulla superficie di scavo del sito paleolitico inferiore di Casal do Azemel (Batalha, Portogallo).



Figura 10-11.
Root-gleying esposto sulla superficie del paleosuolo tardiglaciale del sito epigravettiano di Val Lastari (Altopiano dei Sette Comuni, VI)

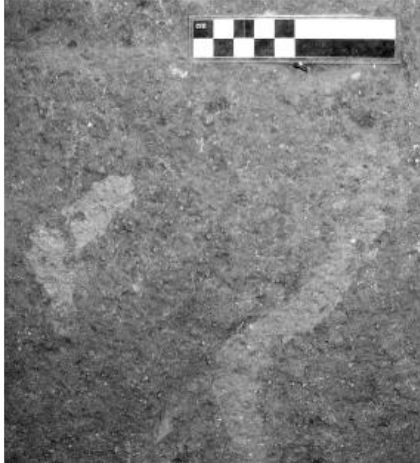


Figura 10-12.
Canali di origine biologica nel profilo del paleosuolo atlantico del sito di Praça d'Armas (Lagos, Portogallo).



Figura 10-13.
Struttura da sradicamento di albero nella successione pleistocenica superiore di Vale de Cantanhede (Portogallo).

10.5. LA CONSERVAZIONE DEI REPERTI ARCHEOLOGICI

In natura esistono numerosi processi che possono modificare, alterare o disperdere materiali e strutture archeologiche - ovviamente questi processi, che abbiamo considerato come processi di alterazione, possono essere visti dal punto di vista archeologico come processi di modificazione postdeposizionale o, secondo il punto di vista di M. Schiffer, come i *C-transforms* e *N-transforms* che sono i principali responsabili della formazione del registro archeologico.

La questione relativa alla conservazione dei reperti archeologici è complessa, dipendendo da un'insieme di numerosi fattori, tra cui la composizione e struttura dell'oggetto archeologico, la sua esposizione in superficie o il suo seppellimento immediato, l'ambiente fisico-chimico del terreno in cui si viene a trovare, il clima attuale e passato ecc. ed è quindi difficile riunire brevemente una serie di informazioni sintetiche sulla conservazione dei reperti. Cercheremo di fare una sintesi molto sommaria, discriminando dapprima i fattori da cui dipende, in linea generale, l'alterazione e riassumendo le caratteristiche dei vari gruppi di reperti - ricordando che si tratta di indicazioni generali relative a processi complessi.

10.5.1. Fattori di controllo dell'alterazione dei materiali archeologici

Il principale fattore da considerare è la **pedochimica**, cioè le condizioni chimiche che si instaurano nel suolo e che sono descrivibili in termini di potenziale d'ossidazione (Eh) e di acidità (pH).

Il pH

In generale, **pH** alti (cioè condizioni alcaline, basiche) favoriscono la conservazione di materiali quali conchiglie, ossi e resti carbonizzati; quando associate a condizioni ossidanti portano però alla rapida scomparsa degli elementi organici. Un pH alto compromette quindi la conservazione del polline.

Viceversa, in suoli o sedimenti tendenzialmente acidi, cioè con pH basso, si ha la scomparsa più o meno rapida di ossi, conchiglie, altri resti di composizione carbonatica o fosfatica e resti carbonizzati; resti organici e pollini possiedono invece una (relativa) maggiore probabilità di conservarsi, in particolare se il terreno si trova in condizioni di saturazione d'acqua, cioè riducenti.

I microrganismi

Il ruolo dei **microrganismi** è anch'esso importante per l'alterazione chimica dei materiali che possono venire attaccati a livello microbatterico, in particolare nei suoli neutri (valori di pH compresi tra 6-7 sono ideali per l'attività batterica) o acidi, dove è più probabile la presenza di funghi, che hanno un ruolo fondamentale nella decomposizione della sostanza organica di origine vegetale.

L'ossidazione

Il potenziale di **ossidazione** influisce sull'attività batterica. In suoli ossidati, cioè non saturati d'acqua, prevalgono i batteri aerobici, che incentivano la rapida ossidazione di varie sostanze. Possiamo quindi dire, sempre in linea generale, che nei suoli asciutti la conservazione del registro archeologico è tendenzialmente scarsa, mentre in suoli saturati d'acqua (cioè in condizioni di riduzione permanente) la situazione è più favorevole alla conservazione di varie classi di reperti, poiché i complessi organici non subiscono modificazioni chimiche significative e quindi la probabilità di conservazione di reperti organici aumenta notevolmente. Se alle condizioni riducenti si associa un pH acido, l'attività dei funghi può portare comunque a una decomposizione della materia organica di origine vegetale, ma in condizioni di pH neutro l'attività dei funghi è ridotta e la conservazione di materiali organici di origine vegetale (legno, fibre etc.) migliore. In quest'ultimo caso, la riduzione del ferro e i processi di

sostituzione che avvengono tra il mezzo acqueo e il materiale organico possono portare a processi di mineralizzazione o subfossilizzazione.

La fauna edafica

Un altro fattore, principalmente responsabile della dispersione e eventuale frantumazione del materiale è l'attività biologica. La **fauna edafica** può rivestire un ruolo molto importante in questo senso, soprattutto in suoli moderatamente alcalini o alcalini, che presentano condizioni adatte per i lombrichi che, oltre che avere un effetto meccanico sul terreno, costituiscono un elemento della catena trofica per molti altri organismi (es. talpe) che esercitano un'ulteriore azione di rimaneggiamento.

10.5.2. Resistenza all'alterazione chimica dei materiali archeologici

Materiali litici.

La loro conservazione dipende, oltre che dall'ambiente circostante, dalla loro composizione.

La selce, l'ossidiana e gli altri materiali ricchi in silice o quarzo (es. quarzite) hanno un'elevata resistenza all'alterazione e si conservano in quasi tutti gli ambienti. Possono però andare incontro a processi di idratazione - soprattutto quando contengano impurità o inclusioni - che portano alla formazione di patine d'alterazione e alla fragilizzazione della loro struttura - è frequente, in siti preistorici ove i manufatti siano confezionati con selce di scarsa qualità, che i manufatti siano estremamente fragili e abbisognino dell'applicazione di consolidante.

Rocce di composizione silicatica ma con molte discontinuità, come graniti o arenarie quarzose, si conservano generalmente bene, ma in alcune situazioni (es. quando si ha abbondante percolazione d'acqua, frequenti cicli secco-umido o caldo-freddo), possono subire fenomeni arenizzazione, con perdita della consistenza o della cementazione, e trasformarsi in aggregati sciolti di granuli sabbiosi.

Le rocce ignee e metamorfiche di composizione basica, mafica o ultramafica (es. basalto, gabbro, "pietre verdi" ecc.), hanno minore resistenza all'alterazione rispetto a quelle più ricche in silice - come desumibile dalla loro composizione.

La conservazione di manufatti in rocce di composizione carbonatica è garantita solo in condizioni particolari, in contesti con pH basici o bassi potenziale di ossidoriduzione che rallentano la soluzione.

Materiali ceramici

Vale, in generale, quanto detto per i materiali litici, partendo dal presupposto che un frammento ceramico ben cotto, composto da ossidi di ferro più o meno amorfi e con microstruttura compatta e poco porosa, avrà una elevata probabilità di conservazione.

Carboni e frammenti carbonizzati

Si conservano più facilmente in contesti basici, pur essendo, in generale, abbastanza resistenti dal punto di vista chimico (ma abbastanza fragili meccanicamente).

Cenere

Essendo costituita da carbonato di calcio, tende a conservarsi solo in ambienti tendenzialmente basici

Pollini

I pollini vengono facilmente alterati in condizioni alcaline, mentre hanno una maggiore probabilità di conservazione in ambienti acidi.

Conchiglie e esoscheletri carbonatici

Essendo formate da carbonato di calcio (sotto forma di calcite o aragonite) che può andare incontro a processi di soluzione con facilità, la probabilità di conservazione delle conchiglie è relativamente bassa, soprattutto in contesti a pH tendenzialmente acido e condizioni ossidanti.

Ossi e denti

Hanno un comportamento analogo ai materiali carbonatici e possono essere soggetti a processi di soluzione, più rapidi in ambienti asciutti e acidi. La resistenza all'alterazione tende ad aumentare quando gli ossi abbiano subito combustione moderata.

Pur nell'ambito di un comportamento generale analogo a quello degli ossi, la maggiore compattezza della microstruttura e la presenza di sostanze chimiche più resistenti rende i denti leggermente più resistenti all'alterazione rispetto agli ossi.

Legni e fibre

La loro conservazione si verifica solo in situazioni particolari, cioè in condizioni di saturazione d'acqua e in un intervallo ristretto di pH, come visto sopra.

CAPITOLO UNDICI

I SUOLI: NOZIONI DI PEDOLOGIA

La **pedologia** (= *soil science*) è la scienza che si occupa dello studio dei suoli.

I **suoli** si sviluppano in seguito all'alterazione di sedimenti e rocce in posizione prossima alla superficie topografica. I suoli hanno un'importanza di rilievo in archeologia: l'attività umana agisce prevalentemente sulla superficie topografica e le testimonianze che lascia - nel nostro caso specifico, il registro archeologico - si trovano normalmente a bassa profondità, inserendosi così in un contesto pedogenetico, oltre che sedimentario e stratigrafico. La conoscenza della pedologia è quindi essenziale in ambito geoarcheologico.

Il suolo forma una sottile pellicola continua, ubicata immediatamente al di sotto della superficie topografica, che deriva dall'alterazione delle rocce e dei sedimenti sottostanti. Possiede caratteristiche diverse dal materiale di origine, indicato in pedologia come **roccia madre**⁵ (= *parent material*, materiale parentale). La trasformazione del *parent material* avviene grazie a una serie di scambi di materia e energia tra componenti geologiche, atmosferiche, biologiche e antropiche che hanno luogo all'interno del suolo e che si estrinsecano attraverso i **processi pedogenetici** (= *soil formation processes*, processi di formazione del suolo).

Lo studio del suolo richiede quindi un approccio differente da quello usato per rocce e sedimenti, ragione che giustifica l'esistenza di una scienza specifica, la **pedologia**, che a seconda dei punti di vista è stata considerata nel corso del tempo come una disciplina appartenente alle scienze della Terra, alla geografia fisica o all'agronomia.

Non è semplice dare una definizione formale e omnicomprensiva di **suolo** - alcuni esempi:

- "Corpo naturale, dinamico, risultato delle interazioni di processi chimici, fisici e biologici, che si forma a contatto tra l'atmosfera, la litosfera e la biosfera" (Magaldi & Ferrari, 1984).
- "*The soil is a natural body of animal, mineral and organic constituents differentiated into horizons of variable depth which differ from the material below in morphology, physical make-up, chemical properties and composition, and biological characteristics*" ("Il suolo è un corpo naturale composto da materiali animali, minerali ed organici suddiviso in orizzonti di profondità variabile che si differenziano dal materiale sottostante per la morfologia, costituzione fisica, proprietà chimiche e composizione, e caratteristiche biologiche - Joffe, 1949)
- "Corpo naturale composto da materiali organici e minerali che deriva dall'interazione del clima e di organismi (tra cui l'uomo) su un materiale organico e minerale" (Courty *et al.*, 1989).
- "Corpo naturale, di ampia estensione, ma di limitato spessore, che riveste le terre emerse come una pellicola" (L. Trombino, in Cremaschi, 2000).

Riassumiamo ipoteticamente i processi che portano all'origine di un suolo, partendo dall'esempio di una roccia metamorfica che si trovasse ad affiorare sulla superficie terrestre. Tale roccia si è formata a temperature e pressioni elevate e, una volta esposta in superficie, i minerali che la compongono dovranno lentamente riequilibrarsi alla nuova situazione, cioè alla pressione atmosferica e a temperatura variabile, comunque molto inferiore a quella di formazione della roccia. Questo riequilibrio si verifica attraverso i processi di alterazione fisica e chimica, ma allo stesso tempo la vegetazione colonizza la superficie topografica, l'acqua inizia ad infiltrarsi nella roccia, gli animali a scavare tane nel suo interno, i contadini ad arare il terreno: in un tempo relativamente breve (nell'ordine delle

⁵ In pedologia il termine "roccia" indica qualsiasi tipo di materiale sottostante al suolo, indipendentemente dalla sua durezza o consistenza - può essere anche un sedimento sciolto.

centinaia o migliaia di anni), si forma un materiale con caratteristiche differenti, anche se in parte ereditate, a quelle della roccia metamorfica d'origine. Questo nuovo materiale è, per l'appunto, il suolo e l'ipotetica roccia ne è il *parent material*.

I processi di trasformazione del *parent material* non sono statici e finché il suolo non verrà sepolto da sedimenti o asportato dall'erosione, la sua trasformazione prosegue. È questo uno dei principali caratteri dei suoli, l'essere cioè **sistemi complessi in continua evoluzione** a causa della continua trasformazione della situazione al contorno. Le modificazioni cui il suolo è soggetto si basano su **scambi di energia** e **scambi di materia**, che sono il motore di questo sistema dinamico. In questo senso, il suolo può essere interpretato in tre modi alternativi:

- come **trasformatore di energia**, grazie ai processi fisici (es. cicli secco-umido), chimici (es. alterazione), biologici (es. fotosintesi), antropici (es. concimazione) e misti (es. evapotraspirazione) che vi avvengono;
- come **sistema aperto**, dove si verifica movimento di materia (es. acqua, sostanza organica, particelle minerali, reperti antropici ecc.);
- come **sistema sensibile** in grado di registrare le azioni dell'ambiente, che si sono attuate e si attuano mediante i processi pedogenetici (ovviamente questo ultimo punto è quello che più interessa alla geoarcheologia).

I processi pedogenetici agiscono a partire dalla superficie topografica e sono responsabili di altri due caratteri fondamentali dei suoli, l'anisotropia e la continuità laterale:

- **anisotropia e organizzazione in orizzonti** (= *horizonation*) - i suoli sono corpi anisotropi, organizzati in orizzonti paralleli alla superficie. I vettori principali della pedogenesi sono l'acqua e la forza di gravità, che operano prevalentemente in verticale (l'acqua dall'alto verso il basso e viceversa - ma può fluire anche lateralmente - e la gravità solo dall'alto verso il basso) e veicolano gli scambi di energia e di materia. Le caratteristiche fisico-chimiche del suolo variano perpendicolarmente alla direzione di movimento di questi vettori, cioè in senso orizzontale. In tal modo, il suolo tende ad organizzarsi non in forma omogenea e isotropa, ma in **profilo di suolo** articolato in **orizzonti pedogenetici** grosso modo paralleli alla superficie. L'organizzazione in orizzonti si deve alle modificazioni che avvengono dalla superficie verso il basso, es. l'acqua di infiltrazione può rimuovere alcuni elementi dalla parte superiore del suolo e poi depositarli in profondità.
- **continuità laterale** - per la stessa ragione sopra indicata, le variazioni laterali nel suolo sono di scala inferiore di quelle verticali, facendo sì che il suolo si presenti come un continuum nello spazio orizzontale.

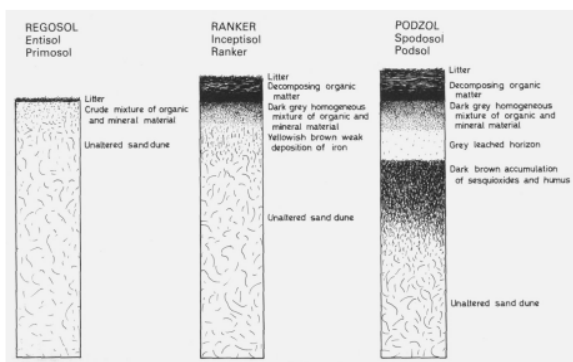


Figura 11-1. Stadi di formazione di un podzol (da FitzPatrick 1986: 76)

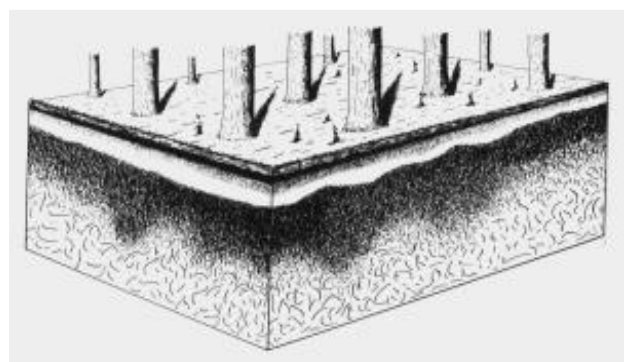


Figura 11-2. Schematizzazione tridimensionale di un suolo (da FitzPatrick 1986: 8)

11.1. COMPONENTI DEL SUOLO

Gli elementi che compongono il suolo possono essere di natura minerale od organica.

11.1.1. Componenti minerali

Si intendono, con questo termine, tutti i costituenti di origine minerale presenti nel suolo, tra i quali si possono distinguere:

- **componenti primari**, ereditati dal *parent material*;
- **componenti secondari** (= **complesso d'alterazione**, indicati in geologia come elementi di neoformazione), cioè tutti gli elementi formati nel suolo per effetto della pedogenesi.

Componenti primari

Tra i **componenti primari** si potranno trovare i minerali che costituivano la roccia madre o frammenti della stessa roccia. L'associazione di minerali ereditati effettivamente presenti dipenderà, oltre che dall'associazione originale esistente nel *parent material*, dalla loro resistenza all'alterazione pedogenetica e da una serie di altri fattori (durata dei processi di alterazione, tipo ecc. - v. cap. alterazione).

Componenti secondari (o complesso d'alterazione)

I componenti del **complesso d'alterazione** possono essere di varia natura, dipendendo dalle reazioni che avvengono all'interno del suolo. Tra i più importanti componenti secondari del suolo ricordiamo le **argille** e i minerali della classe degli **ossidi e idrossidi**.

Le argille (intese in senso mineralogico) sono una famiglia di fillosilicati, generalmente di alluminio, più o meno idrati, sovente microcristallini. Il tipo di minerale argilloso formato nel suolo dipende dalle condizioni pedochimiche e pedoclimatiche e dal minerale di partenza. In linea generale, la formazione di caolinite è incentivata dai suoli acidi, quella di montmorillonite è favorita dagli ambienti alcalini in presenza di Mg, mentre le miche idrate si formano principalmente in ambiente alcalino in presenza di K. Considerando invece i minerali di partenza, i feldspati (e in generale i silicati ricchi di Fe e Mg) tendono a dare origine a clorite, caolinite e vermiculite, mentre dai minerali del gruppo delle miche si formano miche idrate o vermiculite (v. MetD).

Ossidi e idrossidi sono spesso liberati dal reticolo cristallino dei minerali per effetto dell'alterazione pedogenetica. Le reazioni di alterazione e di neoformazione di ossidi e idrossidi è complessa, passando dapprima attraverso processi di solubilizzazione, seguiti dalla genesi di **complessi metallo-umici** (composti con ioni metallici associati in forma più o meno complessa a sostanza organica) e dalla successiva formazione di sostanze amorfe, fino ad arrivare eventualmente alla genesi di forme cristalline (v. MetD).

Tra i principali ossidi e idrossidi che si possono formare nel suolo citiamo quelli di Fe (es. amorfi: ferridrite; cristallini: goethite, ematite), di Mn (es. cristallini: psilomelano, asbolano), di Al (es. cristallino: gibbsite), di Si (es. amorfo: opale) o loro combinazioni (es. allofane, composto amorfo in cui si combinano Al e Si, con comportamento analogo a una argilla).

11.1.2. Componenti organici

I costituenti organici del suolo vengono raggruppati genericamente solo la denominazione di **sostanza organica** (= *organic matter*, materia organica, frazione organica).

La materia organica è formata da sostanze con caratteristiche variabili, dipendendo dall'origine e dai processi che subisce. Deriva dall'accumulo di resti animali e vegetali (rami, foglie, aghi ecc. - indicati talora come componenti olorganici), normalmente presso la superficie del suolo, dove dà origine alla **lettiera** (= strato olorganico). Dopo l'accumulo, la sostanza organica inizia a subire una serie di processi di trasformazione di carattere fisico, chimico e biologico, questi ultimi di particolare importanza per l'azione batterica e dei microrganismi, che portano alla sua **decomposizione**, con velocità, caratteristiche e prodotti finali variabili e dipendenti dalle condizioni climatiche e ambientali.

In base alla velocità di decomposizione, si distingue essenzialmente tra due processi:

- **decomposizione rapida**, con mineralizzazione completa della sostanza organica e formazione di composti solubili e gassosi (metano, anidride carbonica, nitrati ecc.), con caratteristiche chimiche relativamente semplici;
- **decomposizione lenta**, nella quale si verifica il processo di **umificazione**, cioè la formazione di **humus**, composto colloidale amorfo di colore bruno o bruno scuro, che può legarsi alle argille (dando origine ai **complessi argillo-umici**) o mineralizzarsi lentamente, incorporandosi con la frazione minerale del suolo.

L'humus è il componente fondamentale che controlla la fertilità del suolo e da cui dipende spesso l'evoluzione pedogenetica successiva. Vi sono vari tipi di humus: su base morfologica se ne differenziano tre (*mor*, *moder* e *mull* - v. tabella sotto).

Tabella 11-I. I tre principali tipi di humus (C/N - rapporto carbonio / azoto).

nome	caratteri principali	ambiente (prevalente)	C/N *
mor	humus grezzo con scarsa incorporazione della s.o. alla frazione minerale; umificazione lenta, con prodotti di decomposizione solubili	boschi di conifere o altra vegetazione acidificante	> 25
moder	composti umici veri e propri, non legati stabilmente alla frazione minerale	boschi misti di conifere e latifoglie	15-25
mull	forma più evoluta e stabile di humus, con prodotti poco solubili; generalmente saturo, ricco di cationi e poco acido	foreste di latifoglie	10-12

La frazione organica tende a distribuirsi di preferenza negli orizzonti superficiali del suolo, diminuendo più o meno gradualmente verso il basso.

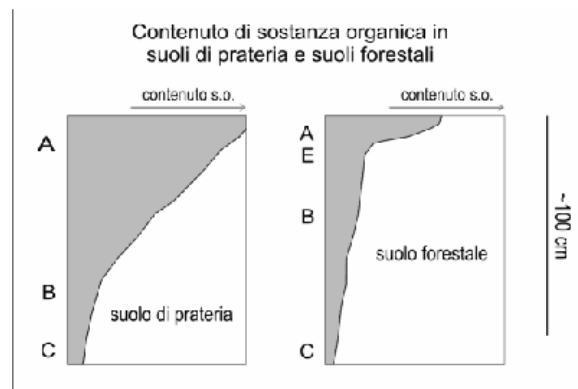


Figura 11-3.

Distribuzione della sostanza organica in un profilo di suolo sviluppato in ambiente di prateria (a sinistra) e in uno sviluppato sotto foresta (a destra).

Esistono classificazioni più complesse della sostanza organica (v. tab. 11-II, modificata da *Determination key for the organic matter*) che includono i casi in cui l'accumulo avvenga in mezzo saturo d'acqua (riducente), che dà origine a composti non mineralizzati e con umificazione incompleta, come la **torba** (tab. 11-II, p. sg.).

Tabella 11-II. Chiave dicotomica semplificata per la classificazione della sostanza organica

1	è permanentemente sommerso?	v. 2
	non è permanentemente sommerso o è solo temporaneamente sommerso?	v. 6
2	è un orizzonte organico indifferenziato a scala macroscopica?	humus grezzo sommerso
	è un orizzonte organico differenziato a scala macroscopica?	v. 3
3	è uno strato organico resistente, con aspetto torboso?	torba neutra sommersa
	è uno strato organico sciolto, con aspetto fangoso?	v. 4
4	è uno strato organico bruno, formato da flocculi amorfi, umici, con acqua di colore bruno?	dy
	è uno strato organico bruno-grigiastro o nero, con acqua incolore e talora scarsi colloidali organici?	v. 5
5	l'odore putrido è da assente a debole ed è ricco di deiezioni animali?	gyttia
	l'odore putrido è da forte a molto forte ed è humus ricco di deiezioni animali?	sapropel
6	possiede saturazione parziale o totale, permanente o semi permanente, da falda freatica o sospesa?	v. 7
	presenta assenza of saturazione o saturazione temporanea da falda sospesa?	v. 11
7	è un sottile strato organico più o meno discontinuo, con humus grigio scuro o nero, ricco d'elementi minerali, massiccio, fangoso quando umido e granulare quando secco?	anmoor
	è uno strato ologranico più o meno spesso di humus torboso povero di elementi minerali?	torba , v. 9
[8: <i>omissis</i> - ulteriori tipi di anmoor]		
9	è torba composta da <i>Sphagnum</i> sp., acida (pH < 5)?	torba acida o bog
	è torba da neutra ad acida, con composizione diversa da <i>Sphagnum</i> sp.	v. 10
10	è torba composta da frammenti di legno, frutti, foglie e aghi di piante (in particolare pino o betulla)?	torba di foresta
	è torba permanentemente saturata d'acqua, formata da canne, muschio o foglie, frammenti di legno?	torba neutra o fen
11	si trova sotto foresta?	v. 12
	si trova sotto prato?	v. 28
12	possiede uno strato ologranico (lettiera) in superficie?	v. 13
	vi è assenza o quasi assenza di strato ologranico in superficie o presenza di sottile orizzonte O1 discontinuo?	v. 23
13	è uno strato ologranico non suddiviso in orizzonti visibili a scala macroscopica?	humus grezzo
	è uno strato ologranico differenziato in orizzonti (Ol, Of, Oh)?	v. 14
14.	c'è un orizzonte Oh o Oah?	v. 15
	manca un orizzonte Oh o Oah?	v. 22
15	è un orizzonte ologranico spesso (> 10 cm) con transizione netta all'orizzonte Ah (e assenza dell'orizzonte OAh)?	v. 16
	è un orizzonte ologranico sottile (< 10 cm) con transizione graduale all'orizzonte Ah attraverso un orizzonte OAh?	v. 19
16	è humus molto acido, povero di deiezioni animali sopra un orizzonte Ah sottile?	mor
	è humus ricco di deiezioni animali sopra un orizzonte Ah, generalmente spesso?	tangel
[17 e 18 - <i>omissis</i> - ulteriori distinzioni tra tipi of <i>mor</i>]		
19	vi sono orizzonti Of e Oh più o meno importanti?	dysmoder
	c'è un orizzonte Oh molto sottile, discontinuo o temporaneo?	v. 20
20	è humus acido o molto acido su substrato siliceo, con orizzonte Ah avente struttura <i>single grain</i> o massiccia?	(eu)moder
	è humus neutro o debolmente alcalino su substrato carbonatico, polveroso da secco?	v. 21
[21 a 27: <i>omissis</i> - ulteriori distinzioni tra tipi di moder e mull]		
28	ha transizione tra orizzonti umiferi e minerali graduale e orizzonte Ah di complessazione?	mull
	ha transizione tra orizzonti umiferi e minerali chiara o netta e manca un orizzonte Ah di complessazione?	mor
[da 29 a 39: <i>omissis</i> - ulteriori distinzioni tra tipi di <i>mull</i> e <i>mor</i>]		

11.2. PROPRIETÀ DEL SUOLO

Le principali proprietà del suolo, che prenderemo qui in considerazione, sono: la tessitura, la struttura, il colore e la consistenza, cui possiamo aggiungere le pedofigure.

11.2.1. Tessitura

Con il termine **tessitura** si descrive la dimensione delle particelle che costituiscono il suolo, concetto già trattato in sedimentologia (cfr **granulometria**).

Non vi sono differenze di rilievo rispetto a quanto già detto per i sedimenti: scale e classi granulometriche sono le stesse, ma possono variare i limiti tra limo e argilla (il limite pedologico è pari a 2 μm , non a 4 μm) e tra sabbia e limo (50 μm secondo il sistema americano, altri sistemi lo pongono a 20 μm). I risultati delle analisi tessiturali in pedologia sono quindi leggermente differenti dalle granulometrie sedimentologiche⁶.

In pedologia si indicano come **pietre** tutti i materiali con dimensione > 2 mm.

Per esprimere la tessitura di un orizzonte di suolo si fa riferimento a diagrammi triangolari già visti in sedimentologia, ma con campiture di forma leggermente differente (fig. 11-4).

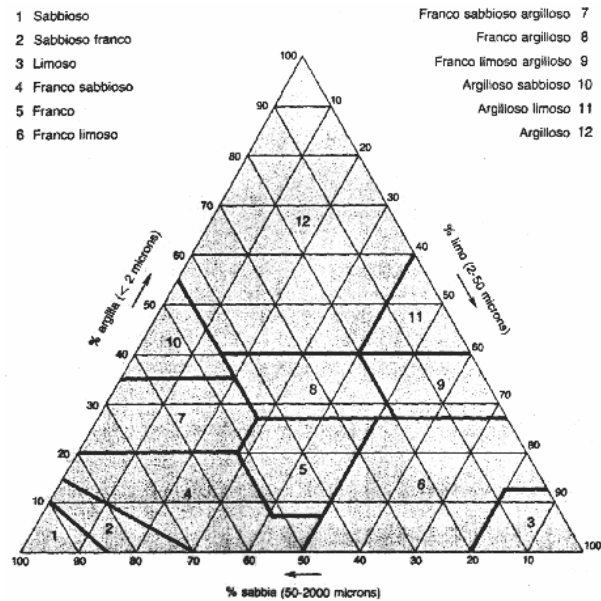


Figura 11-4. Il triangolo tessiturale usato in pedologia (da Magaldi e Ferrari 1984: fig. 2.4, p. 10)

Box - La valutazione della tessitura del suolo sul terreno

La determinazione della frazione > 2 mm è semplice in quanto essa è visibile a occhio nudo. Per distinguere tra sabbia, limo e argilla bisogna fare riferimento a criteri non autoptici, visto che le particelle non si vedono (la sabbia in parte sì, a occhio nudo - si tenga conto che il limite di risoluzione dell'occhio umano corrisponda a circa 0,25 mm, cioè ¼ di mm - o aiutandosi con una lente). La determinazione empirica si basa sulla sensazione al tatto dopo aver umidificato il campione di suolo e averlo lavorato tra le dita. Le tre classi granulometriche principali danno sensazioni differenti:

- la **sabbia** fornisce una sensazione di smeriglio ("gratta" sulle dita), in modo diverso a seconda che sia più o meno grossolana, e non sporca le dita
- il **limo** fornisce, quando umido, una sensazione di saponosità, di scivolosità e di plasticità, ma non di adesività
- la **argilla** è plastica e fortemente adesiva (si "attacca" alle dita, soprattutto quando si sta seccando).

Valutando le diverse sensazioni al tatto si può arrivare a una prima determinazione empirica della tessitura.

Se nei sedimenti la granulometria rappresenta, in prima approssimazione, un indicatore dell'energia dell'agente che ha deposto il sedimento, nei suoli, a causa dei processi pedogenetici, la situazione è differente. La tessitura dipenderà infatti dalla granulometria del *parent material* da cui si è sviluppato il

⁶ Si noti però che quando la tessitura / granulometria è rappresentata su una curva cumulativa con la dimensione delle particelle in ascissa, le classi granulometriche usate non contano e non vi sono differenze.

suolo, ma i processi di migrazione verticale di materiale che si verificano nel suolo potranno portare allo sviluppo di differenze significative tra i vari orizzonti; in tal modo, gli orizzonti eluviali (v. oltre), dai quali vengono rimosse le frazioni più fini, presentano spesso una tessitura sabbiosa residuale, mentre gli orizzonti B di accumulo d'argilla illuviale si caratterizzano per un arricchimento di materiale fine.

11.2.2. Struttura

Una delle principali caratteristiche del suolo risiede nell'organizzarsi in unità discrete, di rango superiore alle singole particelle che lo costituiscono. Ciò deriva dal fatto che le particelle tendono a saldarsi tra di loro per effetto di vari meccanismi (es. la flocculazione delle argille, la formazione di "cementi" costituiti da sostanza organica, ossidi o idrossidi, l'alternanza dei cicli secco/umido o gelo/disgelo, la presenza di argille espandibili e l'attività biologica), dando origine a elementi strutturali complessi (gli **aggregati**) più o meno separati tra di loro. Il suolo si presenta quindi costituito da "parti" discrete, gli aggregati per l'appunto, separate tra loro da spazi vuoti, i **pori** (= vuoti) dove circolano l'aria o l'acqua.

Aggregazione e porosità costituiscono, nell'insieme, la **struttura pedogenetica**, che è una delle proprietà fondamentali del suolo ed uno dei criteri utilizzabili per differenziare un suolo (presenza di struttura pedogenetica) da un sedimento (assenza di struttura pedogenetica).

Aggregazione

Descrivendo la **aggregazione** (= *aggregation* o *pedality*), dovremo tenere conto di una serie di caratteristiche. La **forma degli aggregati** (= *peds*), che può essere granulare, grumosa, lamellare, poliedrica angolosa e subangolosa, prismatica, colonnare ecc.; la loro **dimensione** (molto fine, fine, media, grande, molto grande); lo **sviluppo** (= espressione) dell'aggregazione, cioè la sua completezza e riconoscibilità (scarsa, moderata, buona).

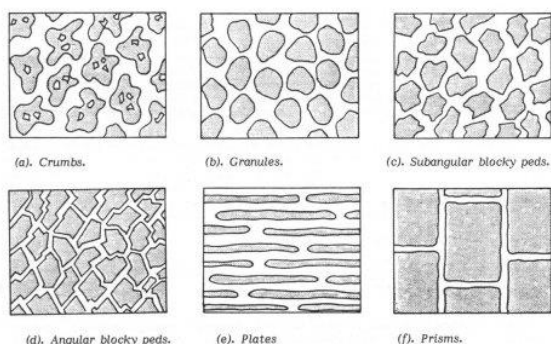
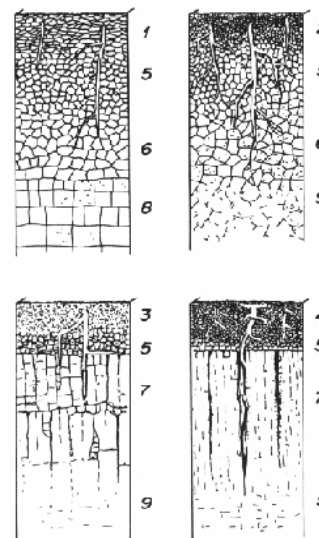


Figura 11-5.
Principali forme di aggregati:
a - grumi, b - granuli, c - poliedri subangolosi,
d - poliedri angolosi, e - lamelle, f - prismi
(da Bullock *et al.* 1985: 40)

Figura 11-6.
Tipi di
strutture
pedogenetiche:
1 lamellare;
2 granulare;
3 e 4 grumosa;
5 e 6 poliedrica
subangolosa e
angolosa;
7 prismatica e
colonnare;
8 cubica;
9 massiccia
(da Pedraza 1996:
89)



La genesi dei diversi tipi di aggregati dipende dalle caratteristiche composizionali e tessiturali del suolo, dall'orizzonte e dalle condizioni fisico-chimiche in generale, es. gli orizzonti A con abbondante sostanza organica e buona attività biologica possiedono aggregazione granulare⁷ ben sviluppata, mentre un orizzonte B con elevato contenuto di argilla ha di norma struttura poliedrica o prismatica. Altre strutture sono tipiche di determinati processi, es. la struttura lamellare (= laminare, *platy*) deriva dall'azione del gelo o dalla compattazione dell'orizzonte superficiale.

⁷ La differenza tra struttura granulare e grumosa risiede nella porosità presente all'interno dell'aggregato: la grumosa è più porosa, la granulare meno porosa e quindi più compatta.

Porosità

La **porosità** è determinante per la circolazione dell'aria e dell'acqua nel suolo - e quindi delle sostanze che quest'ultima trasporta. La **porosità totale** di un orizzonte può variare da molto scarsa (c. 0,1%) a molto abbondante (talora supera il 10%); di norma sono gli orizzonti A, superficiali e ricchi di materia organica, che possiedono porosità totale maggiore, a causa dell'attività biologica che avviene al loro interno. Dalla **dimensione dei pori** dipende la circolazione dell'acqua nel suolo: nei **macropori**, di maggiori dimensioni, l'acqua circola per gravità, mentre nei **micropori** (< 9 µm) si verifica risalita capillare. La vegetazione è in grado di utilizzare solo l'acqua contenuta in pori di dimensioni maggiori del decimo di micron. Quando non saturi d'acqua, nei pori circola aria. L'aria del suolo è più ricca di anidride carbonica rispetto all'atmosfera (0,3-1% contro lo 0,03%) e più povera di ossigeno. L'assenza d'aria (es. per saturazione di acqua) determina importanti modificazioni delle caratteristiche pedochimiche, del comportamento delle sostanze presenti nel suolo e delle caratteristiche della sostanza organica. Analogamente all'aria, anche l'acqua circolante nel suolo si arricchisce di norma di CO₂ per effetto dell'azione batterica.

Riguardo alla **forma dei pori**, si distingue tra canali (= biogallerie) e camere (entrambi correlati all'attività biologica), pori planari (separano gli aggregati poliedrici o prismatici), pori lenticolari (nell'aggregazione lamellare), pori da impacchettamento (*packing voids* - tra particelle o aggregati individuali).

11.2.3. Colore

Il colore è una delle proprietà più evidenti dei suoli; dipendendo da vari fattori (es. quantità e stato di ossidazione degli ossidi e idrossidi di Fe e di Mn, quantità e tipo di sostanza organica, stato di umidità), dà indicazioni sui processi pedogenetici che hanno agito nel suolo.

La misura e determinazione del colore non è però semplice: ogni persona ha una percezione soggettiva del colore e si rende necessario utilizzare un metodo di rilevamento che riduca al minimo la variazione dovuta alla sensibilità personale. A questo scopo esistono tavole che consentono di determinare il colore per confronto, tra queste la **Munsell Soil Color Chart**, che è oggi la più diffusa tavola di riferimento per la determinazione del colore di suoli e sedimenti.

La **Munsell** (come chiamata da amici e parenti) codifica i colori usando un sistema a tre coordinate:

- lo **hue** è la frequenza di colore dominante (R rosso, Y giallo, G verde, B blu e loro combinazioni, es. YR è l'arancio - corrispondente alle pagine della tavola)
- il **value** è la luminosità del colore espressa da 0 a 10, dove 0 è il nero assoluto e 10 il bianco assoluto (nella tavola si trova sull'asse delle ordinate di ogni singola pagina)
- il **chroma** rappresenta il tono del colore, cioè la sua intensità, può variare da 0 (assenza di colore, indicato anche come *hue N*) a 20 (massima intensità di colore, il colore del suolo non supera il *chroma* pari a 8) e corrisponde all'asse delle ascisse.

Per esprimere un colore secondo la codificazione **Munsell** si usa una sigla (a ciascuna corrisponde un nome) come la seguente:

hue [spazio non separabile] value/chroma, (es. 10YR 4/4)

Nella determinazione del colore sul terreno, si ricordi che: la probabilità di trovare, sulla tavola **Munsell**, il colore corrispondente al suolo che osserviamo è di c. 1%; si possono indicare valor intermedi, es. un orizzonte con colore compreso tra 5YR 4/4 e 5YR 4/6 può essere riportato come 5YR 4/5; il colore è determinato di norma in condizioni umide, ma può essere utile riportarlo anche a secco, *rubbed* (impastando il terreno) e su superficie tagliata, indicando i vari casi.

Non sempre un orizzonte di suolo possiede colore omogeneo. Le variegature di colore, anch'esse diagnostiche di determinati processi, sono indicate con il termine di **screziature** (= *mottles*).

Il colore di un orizzonte di suolo dipende da vari fattori:

- la **sostanza organica** conferisce un tono scuro, tendenzialmente di colore marrone o marrone scuro se umificata
- gli **ossidi di ferro** possono dare origine a colori marroni (goethite) o rossi (ematite)
- gli **ossidi di manganese** sono responsabili dello sviluppo di screziature e tonalità nere
- i **carbonati** e i solfati conferiscono tonalità bianche
- le **condizioni di drenaggio** o di saturazione d'acqua - i suoli permanentemente saturi sviluppano colori bluastri o verdastri o grigi, quelli con saturazione temporanea presentano screziature grigie e rosse (date dagli ossidi di Fe) o nere (ossidi di Mn) e i suoli ben drenati possiedono di norma *chroma* >2.

11.2.4. Consistenza / resistenza

Il termine **consistenza** descrive, nel complesso, la resistenza di un terreno alla rottura o alla deformazione. Essa dipende dalla composizione, struttura, porosità, compattazione ecc. e varia a seconda del grado di umidità. Si parla quindi di:

- **resistenza a secco** (espressa come: sciolto, tenero, moderatamente duro, duro, molto duro, estremamente duro);
- **resistenza a umido** (ma non bagnato o saturo) che è classificata con i termini: sciolto, molto friabile, friabile, resistente, molto resistente, estremamente resistente.

Alla consistenza del suolo concorrono poi altri fattori:

- la **adesività**, cioè la capacità di aderenza del suolo, data praticamente dall'argilla presente;
- la **plasticità**, dovuta alle frazioni argillosa e limosa, è la capacità del terreno di essere manipolato e deformarsi;
- l'eventuale **cementazione**, che contribuisce alla resistenza generale del suolo.

11.2.5. Le pedofigure

Il concetto di *pedological feature* fu introdotto da Brewer & Sleeman (1960) per indicare qualsiasi elemento risultante da processi pedogenetici passati o presenti. Più recentemente, la pedofigura (figura pedogenetica o *pedofeature*, tradotta in italiano anche come "caratteristica pedogenetica") è stata definita come un "elemento discreto presente nel materiale di suolo, distinguibile dal materiale adiacente per una differenza di concentrazione di uno o più componenti, ad esempio una frazione granulometrica, sostanza organica, cristalli, componenti chimici o fabric interna" (Bullock *et al.*, 1985: 95). Quindi, una pedofigura è una qualsiasi forma di arricchimento o impoverimento esistente nella matrice pedogenetica e deriva da un processo pedogenetico specifico - le pedofigure sono quindi potenti elementi diagnostici per riconoscere i processi che hanno agito o agiscono sul suolo.

Il riconoscimento delle pedofigure è facilitato dall'uso del microscopio, ma già sul terreno è possibile riconoscerne alcune caratteristiche - citiamo a questo proposito alcune delle principali.

I **rivestimenti** (*coating*) sono pellicole che si depositano sulle superfici interne del suolo (es. facce degli aggregati, pori) e derivano da processi di migrazione di varie sostanze, es. argille (*clay coating*), ossidi (tra cui le laccature ferromanganesifere) o sostanza organica. Una categoria particolare di rivestimenti è data dai rivestimenti grossolani, contenenti, oltre che argille, particelle di limo o sabbia fine, che possono derivare dal collasso strutturale del suolo, dall'azione del gelo o dalla coltivazione (indicati in passato da alcuni autori come *agricutans*).

Gli **iporivestimenti** (*hypocoating*) sono anch'essi correlati alle superfici interne del suolo, ma con accumulo di materiale al di sotto della superficie, per impregnazione: un caso tipico è dato dagli iporivestimenti di calcite micritica che si formano intorno ai canali di radice (indicati anteriormente come "pseudomiceli").

I **riempimenti** (*infilling*) possono avere stessa origine dei rivestimenti (quando talmente sviluppati fino a portare al riempimento completo di un poro) o derivare dall'attività biologica. I **noduli** e le **concrezioni** si formano per la precipitazione di sostanze chimiche - spesso le screziature di colore sono concrezioni di ossidi e idrossidi di Fe-Mn.

Un tipo particolare di pedofigura è infine il **pedorelitto**, frammento di suolo rimaneggiato, spesso presente in suoli derivati da colluvi o da depositi di vertente derivanti dall'erosione di suoli preesistenti.

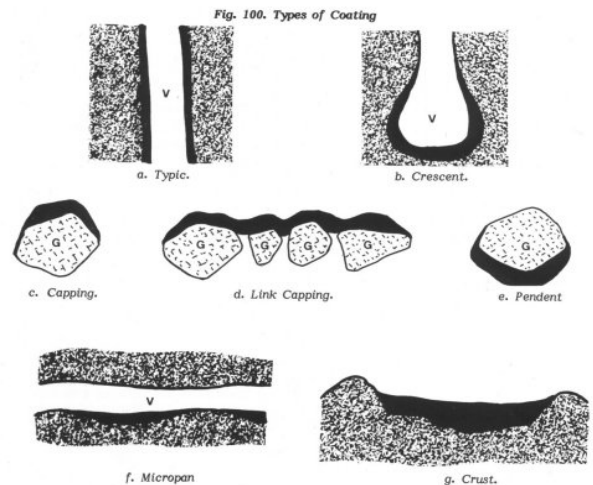


Figura 11-7. Tipi di rivestimenti (da Bullock *et al.* 1985: 100)

11.3. FATTORI DI PEDOGENESI

La genesi del suolo è controllata da una serie di **fattori di pedogenesi** che influiscono sulle modalità di attuazione e sul tipo di processi pedogenetici. I fattori di pedogenesi sono indicati da una formula empirica, la cosiddetta **equazione di Jenny**, che è la seguente:

$$s = f(c, o, r, p, t)$$

dove il suolo (s) è visto in funzione (f) del clima (c), degli organismi (o), del rilievo (r), del *parent material* (p) e del tempo (t).

11.3.1. Il fattore clima

Il **clima** condiziona i processi pedogenetici in maniera determinante, principalmente attraverso la temperatura e le precipitazioni.

Temperatura

La **temperatura** fornisce l'energia termica alle reazioni chimiche (es. una differenza di 10 °C porta a un raddoppiamento o triplicamento della velocità delle reazioni chimiche), quindi con l'aumentare della temperatura molti processi d'alterazione pedogenetica sono più efficaci. La USDA propone una classificazione dei regimi termici del suolo utilizzata in pedologia e nella *land evaluation* (v. tabella).

Tabella 11-III. Regimi termici del suolo (semplificato, da USDA 1975)

nome	caratteristiche
pergelico	temp. media annua del suolo < 0 °C
cryico	temp. media annua del suolo tra 0-8 °C e estiva < 15 °C, ma senza permafrost
frigido (e isofrigido)	temp. media annua del suolo tra 0-8 °C
mesico (e isomesico)	temp. media annua del suolo tra 8-15 °C
termico (e isotermico)	temp. media annua del suolo tra 15-22 °C
ipertermico (e isoipertermico)	temp. media annua del suolo > 22 °C
prefisso iso-	differenza tra temp. media dei 3 mesi più caldi e dei 3 mesi più freddi < 5 °C

Bisogna tenere conto che la temperatura dell'aria e i valori meteorologici o climatici (es. temperatura media annua) non sempre sono rappresentativi della temperatura del suolo: i terreni hanno bassa conduttività termica e esercitano un "effetto tampone" sulle escursioni di temperatura giornaliere o stagionali (es. a 20-30 cm dalla superficie topografica si ha un ritardo nei picchi di temperatura rispetto alle oscillazioni diurne di circa 12 ore, che porta all'inversione del ciclo termico).

Precipitazioni

Dalle **precipitazioni** dipende la disponibilità d'acqua nel suolo (*soil moisture*). L'acqua è il principale vettore di trasporto della materia nel suolo e la sua presenza o assenza modifica le caratteristiche chimiche del suolo - e determina inoltre la crescita della vegetazione - è quindi un fattore fondamentale per l'attuazione di vari processi pedogenetici. La classificazione dei regimi idrici, che si basa sulle condizioni di umidità di una sezione di controllo, è riportata qui sotto.

Tabella 11-IV. Regimi idrici del suolo (semplificato, da USDA 1975)

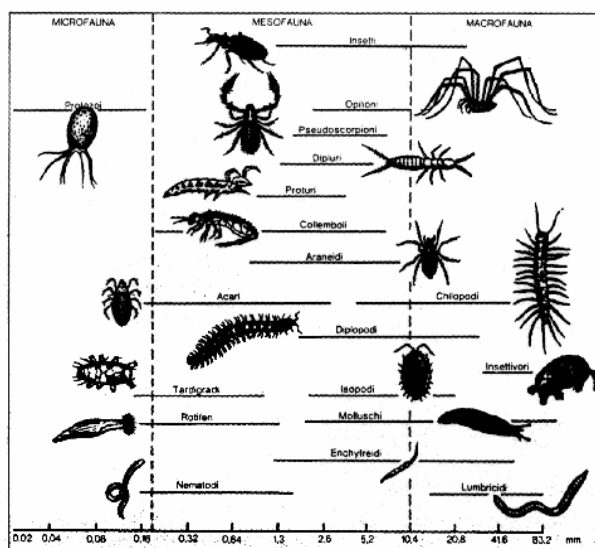
nome	caratteristiche
acquico	suolo saturo d'acqua fino alla superficie superiore per parte dell'anno
aridico o torrico	suolo asciutto per più di metà dell'anno (+ altri parametri)
udico	suolo non completamente asciutto per più di 90 giorni all'anno
perudico	precipitazione > evapotraspirazione in tutti i mesi
ustico	suolo asciutto tra 90-180 giorni all'anno (cioè, acqua disponibile, ma poca)
xerico	suolo asciutto per più di 45 giorni dopo solstizio d'estate e bagnato per più di 4 mesi dopo solstizio d'inverno (= clima a stagioni contrastate, tipico delle aree mediterranee).

L'influenza del clima sulla pedogenesi era già nota fin dalle prime proposte di classificazione dei suoli. La classificazione russa, compilata nel XIX secolo da Dokuchaev (1883), includeva il concetto di "**suoli zonali**", gruppi di suoli distribuiti lungo fasce latitudinali o altitudinali, le cui caratteristiche dipendono principalmente dal clima in cui si trovano. Come esempio, ricordiamo che la neoformazione degli ossidi di ferro si correla, in prima istanza e a parità di altri fattori (es. drenaggio del suolo) alla temperatura, essendo responsabile della genesi di goethite alle medie latitudini (v. brunificazione) e di ematite alle basse latitudini, dove la temperatura è più alta (v. rubefazione).

11.3.2. Il fattore biotico

Gli **organismi** presenti nel suolo (vegetazione, organismi animali, microrganismi ecc.) influenzano i processi di pedogenesi in varia forma. Ricordiamo come es. i processi di rimescolamento e omogeneizzazione correlati al movimento della fauna edafica (bioturbazione), il ruolo dei processi di decomposizione della sostanza organica e dell'umificazione, il ruolo della vegetazione (determinati processi avvengono solo in presenza di certe associazioni vegetali), i processi di riduzione batterica ecc.

Figura 11-8. Principali organismi animali presenti nel suolo (notare la distinzione tra microfauna, mesofauna e macrofauna; da Ferrari & Magaldi 1984: 22).



11.3.3. Il fattore rilievo

La posizione del suolo rispetto alla topografia locale controlla i fenomeni di erosione, trasporto e sedimentazione in superficie, lo scorrimento idrico e l'infiltrazione dell'acqua nel suolo e il movimento dei materiali trasportati dall'acqua infiltrata.

Lungo un versante con condizioni costanti in termini di clima, substrato ecc. si sviluppano di norma suoli differenti, ma correlati tra loro in dipendenza alla posizione nel rilievo (sommità, versante rettilineo, base del versante e sua porzione distale), dando origine a una sequenza laterale caratteristica indicata come **catena di suoli**, le cui caratteristiche variano gradualmente lungo il pendio.

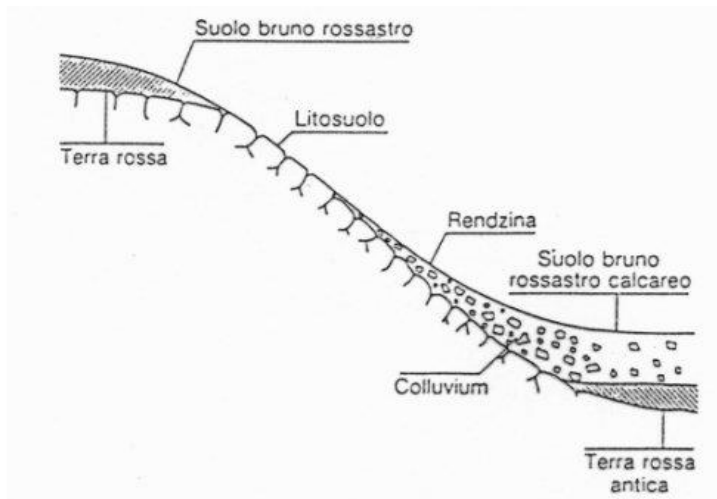


Figura 11-9. Esempio di una catena di suoli sviluppata su substrato calcareo in clima mediterraneo (da Cremaschi & Rodolfi 1991:215).

11.3.4. Il fattore *parent material*

L'influenza del substrato risiede nella possibilità che il suolo erediti alcuni caratteri fisici o chimici dalla roccia madre - Jenny (1941) definì il *parent material* come "the initial state of the soil system". L'influenza del *parent material* si risente soprattutto nelle fasi iniziali dell'evoluzione pedogenetica, mentre con il proseguire della pedogenesi il suolo tende ad acquisire caratteristiche proprie: un suolo ad uno stadio d'evoluzione maturo presenta di norma pochi caratteri in comune con il *parent material* da cui s'è formato.

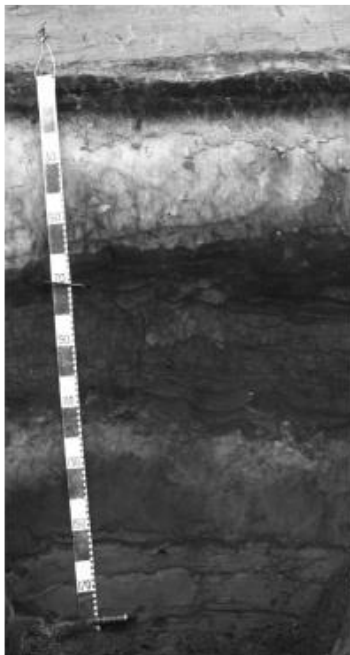


Figura 11-10. Podzol sviluppato su sabbie eoliche pleistoceniche (Meer, Belgio)



Figura 11-11. Suolo bruno calcareo sviluppato su calcari oolitici mesozoici (Val dei Progni, Fumane, VR)

Un esempio dell'influenza del *parent material* su suoli poco evoluti è dato dalla differente evoluzione dei suoli che si sviluppano su rocce cristalline siliciche ("acide") rispetto a quelli che si formano su rocce calcaree. Nel primo caso (rocce cristalline), le fasi iniziali di pedogenesi sono rappresentate da profili sottili tipo ranker che evolvono successivamente verso podzol, mentre nel secondo (substrato calcareo) si ha dapprima la formazione dei cosiddetti rendzina e, in seguito, lo sviluppo di suoli bruni lisciviati (Duchaufour, 1983). Nei due casi citati l'evoluzione pedogenetica dipende principalmente dal comportamento della sostanza organica, acidificante nel primo e saturata di cationi nel secondo. La presenza di carbonati porta alla genesi di orizzonti A saturati dallo ione Ca^{2+} , con prevalenza di humus

del tipo mull, e rallenta di conseguenza la formazione dell'orizzonti B, dando quindi suoli caratterizzati da profili A-C (frequenti nelle nostre aree alpine e prealpine sui pendii in zone calcaree). Praticamente il calcio allo stato ionico "blocca" l'azione della sostanza organica, impedendo l'acidificazione. Nel caso invece del profilo su roccia cristallina l'assenza di ioni calcio permette l'acidificazione del suolo.

Vi sono però alcuni parent material che orientano la pedogenesi in modo significativo anche in stadi successivi all'iniziale. Esempi classici sono:

- i **vertisuoli**, che si sviluppano da sedimenti ricchi di argille a reticolo espandibile e che sono controllati dall'azione dei processi vertici;
- gli **andisuoli**, che si formano su substrati contenenti vetri vulcanici, dove, in presenza di condizioni di buona umidità del suolo, si originano grandi quantità di sostanza organica intimamente legata alla frazione minerale e minerali caratteristici, come le argille del gruppo della halloisite.

11.3.5. Il fattore tempo

Il fattore tempo influisce in modo abbastanza ovvio: la durata della pedogenesi è direttamente proporzionale allo sviluppo di un suolo e quanto più lungo è l'intervallo cronologico durante il quale un suolo è sottoposto a un determinato processo, più spinta sarà la sua alterazione e l'espressione del profilo caratteristico corrispondente a quel dato processo.

Ogni processo pedogenetico possiede una sua velocità caratteristica, controllata, a sua volta, dagli altri fattori di pedogenesi. Per esempio, un suolo (azonale) su cenere vulcanica di spessore 35 cm può formarsi in meno di 50 anni, un podzol su depositi glaciali sabbiosi di 60 cm di spessore con orizzonte E ben sviluppato si genera in poco più di 1000 anni, mentre per la formazione di un metro di solum di un oxisuolo con alterazione molto intensa sono necessari 75 000 anni.

11.4. PROCESSI DI PEDOGENESI (SOIL FORMATION PROCESSES)

I processi di pedogenesi sono tutti quei processi fisico-chimici o biologici che determinano la genesi di un suolo. Si tratta di processi complessi, spesso con interazione di differenti meccanismi elementari che agiscono in modo concomitante. I due principali vettori da cui deriva l'azione di questi processi sono, come già detto in precedenza, l'acqua e la forza di gravità, essendo i responsabili del trasferimento di materia all'interno del suolo. Tra i processi di pedogenesi possiamo distinguere tra processi fisici elementari, processi chimici elementari e processi pedogenetici veri e propri

11.4.1. Meccanismi fisici elementari della pedogenesi

I processi fisici elementari della pedogenesi vengono raggruppati sotto il nome di **pedoturbazione** (*pedoturbation*), che indica: "*the biological, chemical, or physical churning, mixing and cycling of soil materials, which is responsible for the dispersal and scattering of artefacts, the mixing of different layers and remains, and the complete, or almost complete, homogenisation of sequences*" (Buol et al. 1980). Questa definizione dà un'indicazione chiara di questi processi (rimaneggiamento, rimescolamento e riciclo del materiale che compone il suolo), ma indica anche che in essi rientrano molti dei cosiddetti processi di modificazione postdeposizionale in ambito archeologico. Elenchiamo brevemente alcuni dei processi principali di pedoturbazione (v. cap. alterazione fisica).

La **bioturbazione** deriva dall'azione di organismi, animali o vegetali, e dipende dall'ambiente pedogenetico, dalla fauna e dalla vegetazione presente nel suolo, attuale o passata; ricordiamo l'attività degli animali fossoriali (talpe, lombrichi ecc.), l'azione degli apparati radicali (apertura di canali, *root-gleying*) e la caduta di alberi (*tree-fall* o *windthrow*). La **crioturbazione**, dovuta all'azione del gelo, principalmente dal ripetersi di cicli gelo-disgelo, agisce attraverso vari processi portando alla genesi di evidenze diversificate, con formazione di convoluzioni, di cunei di ghiaccio, di strutture pedogenetiche peculiari (es. lamellare) ecc. La **graviturbazione**, si deve ai movimenti di massa lungo il versante, che possono agire con velocità e modalità differenti (es. effetto parete, *creep*, soliflusso, geliflusso ecc.). La **argilliturbazione** o azione delle argille espandibili (vertiche) porta alla genesi di microrilievo (*gilgai*), alla formazione di *stone layers* e alla omogeneizzazione della stratificazione. L'erosione agisce con meccanismi differenti: l'erosione eolica può originare pavimenti residuali di deflazione, ciottoli sfaccettati, patine eolizzate sui manufatti; l'erosione idrica, connessa all'azione di acque correnti, può portare alla rimozione di particelle, al trasporto superficiale o subsuperficiale ecc. Ricordiamo infine la **crystaliturbazione** (*cfr* aloclastimo), derivante dalla crescita di cristalli all'interno del suolo, e la **sismiturbazione**, causata da movimenti tellurici, quali i terremoti, con effetti differenziati che vanno dalla liquefazione alla deformazione di sedimenti, alla formazione di microfaglie, ai distacchi lungo pareti o movimenti di masse lungo versante.

11.4.2. Meccanismi chimici elementari

Tra i processi chimici elementari si contano vari dei processi di alterazione chimica già trattati precedentemente - soluzione, precipitazione, idrolisi, idratazione, ossidoriduzione ecc.

In ambito pedogenetico possiamo aggiungere la **lisciviazione** (= *leaching*), che è il processo di rimozione per soluzione dei sali (carbonati, solfati o nitrati) presenti nel suolo o nel *parent material*, che sono successivamente mobilizzati dalle acque di infiltrazione e quindi ridistribuiti lungo il profilo o definitivamente rimossi dal sistema. Quando i composti interessati da questo processo sono carbonati si parla di **decarbonatazione** o **decalcificazione**.

Un altro processo chimico elementare della pedogenesi è l'accumulo di sostanza organica, la sua incorporazione e umificazione, con formazione di complessi organo-minerali che innesca molti dei processi pedogenetici fondamentali e di cui si è già parlato più sopra.

11.4.3 - Processi pedogenetici fondamentali

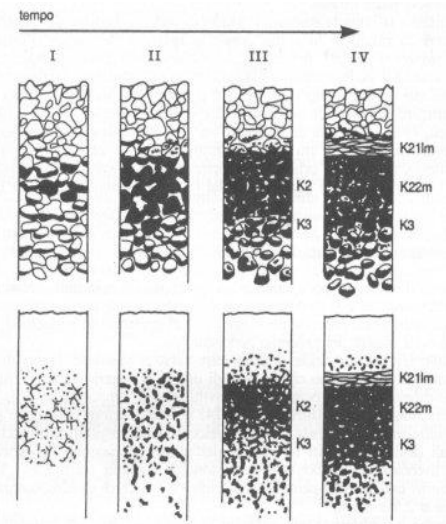
La pedogenesi agisce, oltre che attraverso i processi elementari ora descritti, attraverso processi fondamentali che attuano in modo complesso. I processi pedogenetici fondamentali sono spesso caratteristici di situazioni pedochimiche e contesti ambientali ben determinati e portano frequentemente alla genesi di orizzonti o profili di suolo caratteristici; indichiamo di seguito i principali processi.

Carbonatazione

Il processo di **carbonatazione** consiste nella precipitazione di carbonati secondari nel profilo, con formazione di un orizzonte profondo caratteristico, l'orizzonte calcico (Ck), arricchito di carbonati. Quando l'accumulo di carbonati sia tanto intenso da portare a cementazione, si parla di orizzonte petrocalcico (Ckm). È caratteristico di zone aride e semiaride o a clima contrastato, mediterraneo.

Alcuni autori differenziano la carbonatazione dalla **calcificazione**, processo di arricchimento di carbonati in substrati non calcarei, tipico di zone aride - analogamente si parla di decarbonatazione e decalcificazione.

Figura 11-12. Sequenza di formazione di un orizzonte petrocalcico (Ckm) in funzione del tempo, in suoli ghiaiosi (sopra) e suoli fini (sotto - da Gile *et al.* 1966, cit. in Cremaschi & Rodolfi 1991).



Brunificazione

La **brunificazione** consiste nell'ossidazione del ferro presente nel suolo, liberatosi per effetto dell'alterazione, che può dare origine a **goethite** o legarsi alle argille, conferendo agli orizzonti profondi un caratteristico colore bruno. Il processo avviene in climi temperato-umidi, di preferenza sotto foreste di latifoglie, dove per innescarsi è necessario che il suolo non contenga carbonati.

Molti dei suoli dell'area padana, prealpina e alpina sono (o sono stati) soggetti a brunificazione.

Rubefazione

La **rubefazione** porta a un'ossidazione più spinta del ferro, con formazione di **ematite** (per disidratazione dalle forme intermedie, ferridrite e goethite) che conferisce all'orizzonte B del suolo colore rosso. In genere, è un processo tipico di zone con alterazione intensa o di suoli antichi che hanno attraversato ripetuti cicli di alterazione.

Di fatto, con il termine di rubefazione si indicano vari processi.

Nella **fersiallitizzazione** l'alterazione determina la formazione di argille a reticolo 2:1 e ematite (da qui il nome: "fer" e "si-al") e un lisciviaggio spinto (v. oltre), con genesi di orizzonti B di colore rosso più o meno intenso; è tipico di zone a clima tropicale e subtropicale e di aree a clima con stagioni contrastate (mediterraneo), dove la presenza di una stagione secca provoca un'intensa ossidazione del ferro - molte delle nostre **Terre Rosse** sono di fatto suoli che hanno subito questo processo.

La **ferruginazione** è un processo caratteristico di zone a clima tropicale e subtropicale, ma con umidità più elevata del caso precedente. Si originano argille a reticolo 2:1 e argille 1:1, lo sviluppo di colore rosso è variabile e il lisciviaggio meno intenso.

La **ferrallitizzazione** si verifica a causa dell'alterazione completa dei minerali primari, con accumulo residuale di quarzo e formazione di ossidi di ferro (ematite) e di alluminio (gibbsite) e argille a reticolo 1:1; è un processo tipico di zone equatoriali a clima tropicale e porta alla genesi delle **lateriti**.

Lisciviaggio

Il **lisciviaggio** consiste nella rimozione di argille (nel senso mineralogico del termine) e ossidi di ferro dagli orizzonti superficiali (in particolare dall'orizzonte E), nella loro migrazione (= *migration, translocation*, traslocazione) verso il basso e nell'accumulo in profondità, con formazione di un **orizzonte Bt** (orizzonte argillico). Il processo si innesca quando il suolo è decarbonatato, condizione necessaria per la dispersione delle argille (l'eventuale presenza di cationi liberi impedisce la dispersione delle argille) o quando si sia in presenza di sostanza organica acidificante, che blocca l'azione dei cationi liberi.

Questo processo, così come altri analoghi, si attua attraverso due meccanismi opposti: la **eluviazione**, rimozione di materiale negli orizzonti superficiali, e la **illuviazione**, accumulo secondario negli orizzonti profondi - si parla quindi di orizzonte eluviale (orizzonte E) e dell'arricchimento di **argilla illuviale** nell'orizzonte Bt.

Il processo di lisciviaggio procede spesso a pari passo con la brunificazione e porta alla formazione di suoli lisciviati, caratteristici di aree a clima temperato umido o a stagioni contrastate, molto efficace in suoli sviluppati in boschi o foreste e comuni nelle nostre aree.

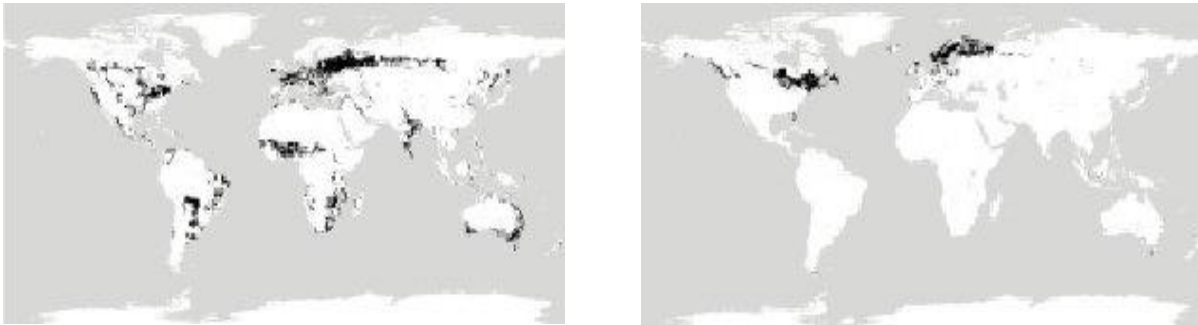


Figura 11-13. Distribuzione degli Alfisol, suoli con orizzonte Bt derivati dal processo di lisciviaggio (a sinistra) e degli Spososol, suoli con orizzonte Bs derivati da podzolizzazione (a destra): notare come le due distribuzioni si correlino soprattutto a determinate fasce latitudinali (da *Soil Map of the World USDA*)

Podzolizzazione

La **podzolizzazione** ha luogo in suoli con presenza di sostanza organica poco umificata, dove si formano quindi composti metallo-umici solubili (per l'attacco degli acidi umici sui minerali argillosi che liberano Fe e Al), poi rimossi dagli orizzonti superficiali e rideposti in profondità. Ne derivano i **podzol**, suoli con profilo molto differenziato con orizzonti: E (eluviale); Bh (orizzonte profondo con accumulo illuviale di materia organica); Bs (con accumulo illuviale di sesquiossidi).

Il processo è attivo a altitudini e latitudini elevate, in presenza di copertura vegetale a conifere o con altro tipo di vegetazione acidificante.



Figura 11-14. Suolo soggetto a brunificazione e lisciviaggio (orizzonti: A, Bt, C - Lugo di Grezzana, VR):



Figura 11-15. Suolo con rubefazione incipiente (orizzonti: Bw BC, Ck - Bovolone, VR)

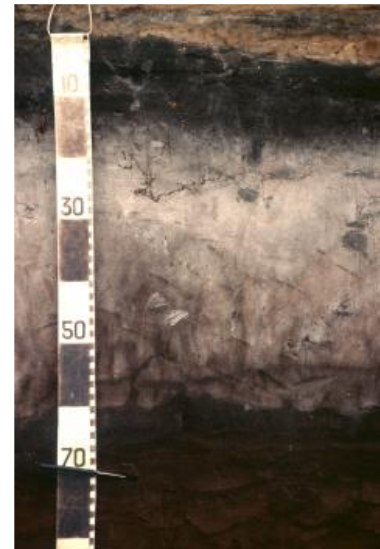


Figura 11-16. Parte superiore del profilo di un podzol (orizzonti: A, E, Bs - Meer, Belgio)

Melanizzazione

Dalla **melanizzazione**, anche indicata isoumismo, derivano i suoli isoumici in cui la sostanza organica, abbondante, si lega al carbonato di calcio formando complessi organo-minerali di colore scuro. Ne derivano suoli con orizzonti A spessi, organici e con abbondante attività biologica e bioturbazione (tali orizzonti A corrispondono grosso modo all'orizzonte **mollico** della *Soil Taxonomy*).

È un processo caratteristico di zone a clima freddo e arido, come le steppe fredde, e dà origine ai **chernozem**.

Gleizzazione (o idromorfismo)

Per **gleizzazione** si intende la riduzione del ferro per effetto del ristagno, permanente o temporaneo, di acqua. Quando il processo è continuo, come nei suoli in falda, si forma il **gley**, con completa riduzione del ferro e del manganese che imparte al suolo colori grigi, verdastri o bluastri. Se la saturazione d'acqua è temporanea o legata a una falda sospesa, il Fe e il Mn si solubilizzano, generando condizioni adatte alla rapida alterazione dei minerali, con ripetuti processi di ossidoriduzione (redox); ne risultano suoli con screziature di colore dette **figure idromorfe**, tra cui gli **stagnogley** (suoli a falda sospesa persistente) e gli **pseudogley** (suoli a falda sospesa temporanea).

Altri processi

Altri processi pedogenetici meno frequenti nelle nostre aree sono:

- la **salinizzazione**, cioè l'arricchimento di sali nel suolo per la presenza di una falda d'acqua salata;
- la **sodizzazione** (= alcalizzazione, solonizzazione), con arricchimento di sali di sodio;
- la **solfato-riduzione**, che porta all'accumulo di solfati nel suolo;
- la **desicilizzazione**, con migrazione di silice dal profilo, spesso correlata ai processi di rubefazione;
- l'**indurimento**, con compattazione del suolo e diminuzione del volume per riempimento dei pori da parte di materiale fine o precipitati chimici.

11.5. NOMENCLATURA DEGLI ORIZZONTI DI SUOLO

La nomenclatura degli orizzonti di suolo è riconosciuta a livello internazionale, grazie al notevole sforzo di standardizzazione effettuato dai pedologi di vari paesi attraverso la FAO, che già negli anni '70 del secolo scorso aveva pubblicato una carta dei suoli del mondo, adottando una classificazione pedologica specifica (v. oltre). Il sistema di nomenclatura ha subito miglioramenti e aggiornamenti nel tempo, quindi a fianco della designazione moderna indicheremo alcune denominazioni dalle norme precedenti, che possono ritrovarsi in pubblicazioni meno recenti (es. gli orizzonti E erano anteriormente indicati come orizzonti A2).

11.5.1. Orizzonti principali

Gli **orizzonti principali** vengono codificati utilizzando le lettere maiuscole O, L, A, E, B, C, R e W, cui si possono aggiungere lettere minuscole che indicano i caratteri principali dell'orizzonte. La nomenclatura e le caratteristiche semplificate degli orizzonti principali è indicata di seguito, partendo dagli orizzonti superficiali (da FAO 1990 e USDA 1999).

Orizzonti O

Indica orizzonti o strati **dominati dalla sostanza organica**, che non sono mai stati saturati d'acqua, o lo sono per periodi lunghi (o che lo sono stati, ma sono oggi drenati artificialmente). Si tratta, di norma, della lettiera in superficie, con frazione minerale quasi assente.

Orizzonti L

Si usa per orizzonti o strati **limnici** (= di origine lacustre) formati da materiali organici o minerali depositi per precipitazione dall'acqua o per azione di organismi acquatici (come alghe o diatomee), o derivati da piante acquatiche e modificati da organismi animali acquatici. Sono accumuli di escrementi, diatomiti e marne.

La lettera H, usata in norme anteriori per gli orizzonti organici formati in condizioni di saturazione d'acqua, non è oggi più utilizzata.

Orizzonti A (anteriormente A1)



Figura 11-18. Orizzonte Ap (A arativo) con impronte d'aratura, sviluppato su sabbie fini eoliche (St. Martens Latem, Gent, Belgio)

Figura 11-17. Orizzonte A organico con struttura granulare, formato su colluvi tardo-olocenici (Lugo di Grezzana, VR).

Gli orizzonti A sono orizzonti minerali di superficie (o sotto un orizzonte O), dove non si riconosce più la struttura originaria della roccia e sia presente una delle seguenti caratteristiche: accumulo di sostanza organica umificata; aratura, pascolo o modificazioni analoghe. Si tratta in genere degli orizzonti superficiali arricchiti di materia organica, di colore più o meno scuro. Un sottotipo particolare è l'orizzonte Ap, orizzonte arativo, molto comune nelle zone agricole.

Orizzonti E (anteriormente A2)

Orizzonti minerali da cui sono stati rimossi argilla, ferro o alluminio (anche in combinazione tra di loro), con conseguente accumulo residuale delle frazioni sabbiose o limose formate da minerali più resistenti. Presentano colore chiaro, se non biancastro, e affiorano normalmente sotto un orizzonte A.

Orizzonti B (anteriormente anche come B2)

La lettera B contraddistingue orizzonti minerali profondi (spesso sotto un orizzonte O, A o E) dove la struttura del parent material originario non è più riconoscibile e che presentano uno o più dei seguenti caratteri: concentrazione illuviale di argilla, ferro, alluminio, humus, carbonati, gesso, silice (anche combinati); rimozione o arricchimento di carbonati; concentrazione residuale o presenza di rivestimenti di sesquiossidi; inizio di alterazione o di struttura; fragilità; gleizzazione intensa.

Orizzonti C (anteriormente anche come C2)

Orizzonti profondi poco influenzati dalla pedogenesi, ma non costituiti da roccia dura.

Orizzonti R

Orizzonti formati da roccia dura.

Orizzonti W

Acqua (da non usare per acqua, neve o ghiaccio sopra la superficie del suolo).

Riassumendo, nel suolo si possono individuare orizzonti organici (O), di origine limnica (L), minerali superficiali (A) e minerali profondi (E, B, C).

Gli orizzonti più intensamente interessati dalla pedogenesi sono quelli che si trovano al di sopra dell'orizzonte C: l'insieme di questi orizzonti è indicato come **solum**, che corrisponde alla parte "attiva" del suolo, quella che ha subito alterazione più intensa.

Per suddividere un orizzonte in eventuali sottorizzonti si aggiunge un numero dopo la denominazione, es. B1, B2 ecc. (ma attenzione a non confondere con la vecchia nomenclatura).

Il sistema qui riportato non è, in realtà, l'unico: per i suoli tropicali e subtropicali, dove la distinzione degli orizzonti tradizionali (A, E, B ecc.) non sempre è facile, esiste una nomenclatura alternativa e creata appositamente, il **sistema MSW**, le cui lettere indicano: M l'orizzonte minerale, S la *stone-line* (frequenti in questi suoli) e W (*weathering*) l'orizzonte di alterazione.

11.5.2. Orizzonti di transizione e orizzonti combinati.

Gli **orizzonti di transizione** presentano caratteristiche tipiche di un determinato orizzonte principale, ma evidenziano anche proprietà caratteristiche di un altro orizzonte. La loro denominazione associa le due lettere maiuscole corrispondenti, riportando per prima quella relativa all'orizzonti predominanti, es.: orizzonte AB (intermedio tra A e B, ma con caratteri predominanti dell'orizzonte A sull'orizzonte B; anteriormente indicati come orizzonti A3); orizzonte BA (anteriormente orizzonte B1); orizzonte BC (anteriormente C1).

Gli **orizzonti combinati** sono orizzonti formati da due parti distinte, ciascuna delle quali possiede le caratteristiche di un determinato orizzonte. Sono designati con due lettere maiuscole separate da una barra, es.: E/B, B/C ecc.

11.5.3. Uso delle lettere minuscole di suffisso

Alla designazione dell'orizzonte si può aggiungere una lettera minuscola di suffisso che indica le caratteristiche principali dell'orizzonte. Si sono già visti i casi dell'orizzonte Ap (orizzonte A arativo) o dell'orizzonte Bt (orizzonte B argillico). Le lettere di suffisso possono essere apposte anche a orizzonti di transizione o combinati, es. un orizzonte BCt è un orizzonte di transizione tra gli orizzonti principali B e C, caratterizzato da un arricchimento di argilla (mineralogica) di origine illuviale. Si può usare più di una lettera, es. Ckm è un orizzonte intensamente cementato da carbonato di calcio, mentre alcune lettere possono essere apposte solo a determinati orizzonti, come consta dalla tabella sottostante.

Tabella 11-V. Lettere minuscole di suffisso (modificato da FAO 1990 e USDA 2003)

suffisso	solo in:	descrizione
a	O	sostanza organica ben decomposta
b		orizzonte sepolto
c		concrezioni e noduli di Fe-Mn, Al o Ti, con cementazione dell'orizzonte
co	L	torba sedimentaria
d		penetrazione delle radici ristretta per densità, compattazione o altro
di	L	diatomite
e	O	sostanza organica. mediamente decomposta
f		permafrost (orizzonte permanentemente congelato)
ff		permafrost secco (temperatura < 0 °C ma assenza di ghiaccio per cementare l'orizzonte)
g		gleizzazione intensa
h	B	accumulo di complessi metallo-umici, con prevalenza della componente organica
i	O	sostanza organica poco decomposta
j		accumulo di jarosite (solfato di potassio o ferro)
jj		tracce di crioturbazione
k		accumulo di carbonati (precedentemente designato ca)
m		cementazione intensa o indurimento intenso
ma	L	marna
n		accumulo di sodio
o		accumulo residuale di sesquiossidi
p	O, A	orizzonte arativo o con modificazioni analoghe
q		accumulo di silice
r	C	orizzonte composto da roccia tenera
s	B	accumulo illuviale di sesquiossidi e sostanza organica
ss		presenza di slickensides
t		accumulo di argilla (mineralogica)
v		plintite
w	B	colorazione o strutturazione (da alterazione pedogenetica)
x		fragipan
y		accumulo di gesso
z		accumulo di sali più solubili del gesso

11.6. CLASSIFICAZIONE DEI SUOLI

Come si è visto, il suolo forma un continuum spaziale che lo rende difficilmente classificabile. La classificazione è però necessaria per ragioni relative all'uso del suolo, alla determinazione della sua fertilità, alla pianificazione territoriale, alla cartografia ecc. Esistono vari sistemi per la classificazione del suolo (potremmo forse dire che quasi ogni paese con tradizione pedologica aveva sviluppato nel tempo la classificazione che meglio gli si adattava, in base al tipo di suoli presenti, al clima, all'uso ecc.), che con il tempo si sono adattate e armonizzate convergendo in pochi sistemi riconosciuti più o meno universalmente.

Ne citeremo tre: la classificazione francese, basata sull'identificazione dei processi pedogenetici che hanno dato origine al profilo di suolo; la classificazione americana (*Soil Taxonomy*), che suddivide i suoli in base alla presenza di determinati orizzonti diagnostici; e la classificazione della FAO, che parte, analogamente alla precedente, dal riconoscimento di orizzonti diagnostici, tenendo però conto anche dei processi caratteristici.

11.6.1. La classificazione francese

La **classificazione francese** fu sviluppata soprattutto dal lavoro di Ph. Duchaufour negli anni '70 e '80 del secolo scorso. Si basa sul riconoscimento dei processi evolutivi che sono avvenuti (o avvengono) nel suolo e distingue 12 classi, ciascuna delle quali corrisponde a un processo predominante. Le classi, ulteriormente suddivise gerarchicamente, sono riportate nella tabella sottostante: si noti come ad ognuna di esse corrisponde puntualmente uno dei processi pedogenetici visti sopra.

Tabella 11-VI. Le 12 classi della classificazione pedologica francese (da Duchaufour)

classe: suoli...	processo principale	caratteri essenziali (esempi)
poco evoluti	scarsa alterazione	climatici (aridisols, cryosols), d'erosione (litosuoli) o d'apporto (suoli alluvionali)
poco differenziati umiferi desaturati	scarsa alterazione	sottili, acidi, umiferi, profilo AC, su substrati silicei o vulcanici (rispettivamente ranker e andosuoli)
calcimagnesiaci	carbonatazione	su calcari o dolomie, saturati in Ca o Mg (rendzina)
brunificati	brunificazione	in climi temperati, con orizzonte B d'alterazione bruno o Bt argillico (suoli bruni, suoli lisciviati)
podzolici	podzolizzazione	mobilizzazione e accumulo complessi organo-minerali
isoumici	melanizzazione	a humus ben incorporato, profilo AC, di ambienti aridi (chernozem)
vertisuoli	processi vertici	ricchi di argille espandibili
fersiallitici	fersiallitizzazione	climi caldi e stagione secca, rubefatti
ferruginosi	ferruginazione	climi caldi tropicali equatoriali a ossidi di ferro cristallizzati (ferrisuoli)
ferrallitici	ferrallitizzazione	climi caldi tropicali equatoriali a alterazione completa
idromorfi	idromorfismo	saturazione idrica temporanea o permanente (gley, pseudogley)
salsodici	salinizzazione	dominati dalla presenza di sodio (solontchak, solonetz)

11.6.2. La Soil Taxonomy

Quella americana (*Soil Taxonomy*) è una classificazione complessa, basata su un sistema logico e semantico aggiornato periodicamente. La nomenclatura, difficile ma d'uso ormai comune (v. es. il termine Alfisol) è stata letteralmente inventata utilizzando radici etimologiche latine, greche o sillabe senza senso.

Nella *Soil Taxonomy* la classificazione di un profilo di suolo si basa sullo studio del pedon, unità elementare di classificazione del suolo, in particolare sulla presenza di orizzonti diagnostici, sia superficiali (**epipedon**) sia profondi (tab. 3-VII), e sulla presenza di proprietà diagnostiche (tipo di limiti

tra orizzonti, presenza di determinate caratteristiche o pedofigure, tipo di sostanza organica) o di determinate condizioni pedoclimatiche (es. regime di temperatura e regime di umidità del suolo).

Tabella 11-VII. I principali orizzonti diagnostici della Soil Taxonomy

orizzonte	caratteristiche principali (semplificate)
orizzonti diagnostici di superficie (epipedon)	
Antropico	organico, soggetto a uso antropico continuo (quindi ricco di fosforo)
Folistico	organico, saturato d'acqua per meno di 30 giorni all'anno
Histico	torboso
Mollico	organico, con saturazione di basi alta
Ochrico	di colore chiaro
Plaggen	organico, correlato a concimazione e accumulo di altra sostanza organica
Umbrico	organico, con saturazione di basi moderata
orizzonti diagnostici profondi	
Albico	di colore chiaro per la rimozione argilla e ossidi
Argillico	con accumulo di argilla illuviale
Agrico	con accumulo di argilla, limo e humus per aratura or. soprastante
Calcico	con accumulo di carbonati
Cambico	ad alterazione moderata
Duripan	cementato da silice
Fragipan	con alta densità apparente, duro da secco e fragile da umido
Glossico	da degradazione orizzonte argillico, kandico o natrico
Gypico	con accumulo di gesso
Natrico	simile all'orizzonte argillico, ma con argille disperse
Petrocalcico	simile all'orizzonte calcico, ma cementato
Placico	nero o rosso scuro, cementato da ferro (e manganese) o complessi organo-ferrici
Oxico	ad alterazione spinta
Salico	arricchito di sali solubili
Sombrico	con accumulo di humus illuviale
Spodico	accumulo di ferro, alluminio e sostanza organica

Gli orizzonti diagnostici permettono di definire **12 ordini** che rappresentano le categorie gerarchiche più alte della classificazione (per la definizione si segue, in certo qual modo, una sequenza dicotomica con un ordine ben preciso, v. tab. sottostante):

Tabella 11-VIII. Ordini della Soil Taxonomy

ordine	suffisso	caratteristiche diagnostiche principali semplificate
Gelisol	EL	presenza di permafrost nei 100 cm superiori
Histosol	HIST	suoli con sostanza organica > 20-30% negli 80 cm superiori
Spodosol	OD	presenza di orizzonte spodico (<i>cfr</i> podzolizzazione)
Andisol	AND	proprietà andiche (<i>cfr</i> s. umiferi poco differenziati su substrati vulcanici)
Oxisol	OX	presenza di orizzonte oxico (<i>cfr</i> alterazione molto spinta)
Vertisol	ERT	suoli con proprietà vertiche
Aridisol	ID	suoli di ambienti aridi o arricchiti in sali
Ultisol	ULT	suoli ad alterazione completa
Mollisol	OLL	presenza di epipedon mollico (<i>cfr</i> rendzina)
Alfisol	ALF	presenza di orizzonte argillico (Bt)
Inceptisol	EPT	suoli poco evoluti
Entisol	ENT	suoli nelle fasi iniziali della propria evoluzione

La classificazione prosegue verso categorie inferiori della scala gerarchica attraverso il riconoscimento di altre caratteristiche diagnostiche (singoli orizzonti, caratteri di uno o più orizzonti, regime termico o idrico ecc.), dividendo gli ordini in sottordini, gruppi, sottogruppi, famiglie, serie e fasi.

La nomenclatura di un dato profilo di suolo si basa sull'associazione delle sillabe corrispondenti a ciascuna categoria gerarchica di classificazione, es.: uno Xerochrept è un Inceptisol (ept) che rientra nel

sottordine degli Ochrept (inceptisuoli che hanno un epipedon di colore chiaro, indicato come epipedon ochrico - ochr) e nel gruppo sviluppatosi in regime di umidità xerico (xer). Le categorie inferiori (dal sottogruppo in poi) vengono distinte con l'apposizione di attributi (continuando l'es. visto, esiste il sottogruppo degli Xerochrept tipici).

11.6.3. La classificazione della FAO

La **classificazione FAO** si basa sia sulla presenza di orizzonti o proprietà diagnostiche sia sul riconoscimento di determinati processi, quando ben riconoscibili e dominanti. È quindi una classificazione intermedia rispetto alle due viste precedentemente. Era nata con la finalità di compilare la *Soil Map of the World*, ma ha subito aggiornamenti ed è oggi usata in molti paesi. Comprende 28 raggruppamenti principali di suoli distribuiti in 9 serie geografiche informali.

Tabella 11-IX. Raggruppamenti e serie della classificazione pedologica FAO

Raggruppamento	Caratteri principali (suoli a...)	Serie
Histosuoli	a idromorfismo totale e torbe	I - Suoli organici
Antrosuoli	antropici	II - Suoli fortemente modificati da umani
Andosuoli	su materiali vulcanici	III - Suoli condizionati dal materiale d'origine
Arenosuoli	su materiali sabbiosi	
Vertisuoli	su argille espandibili	
Fluvisuoli	su materiale alluvionale	IV - Suoli condizionati da topografia
Gleysuoli	a idromorfismo profondo permanente	
Leptosuoli	superficiali e su rocce massicce	
Regosuoli	poco evoluti e su materiali mobili	
Cambisuoli	giovani, con alterazione moderata	V - Suoli minerali ad alterazione incompleta
Plintosuoli	con plintite	VI - Suoli condizionati da clima tropicale o subtropicale
Ferralsuoli	con alterazione completa e argille caolinitiche	
Nitisuoli	con alterazione intensa e accumulo di argille	
Acrisuoli	con alterazione intensa, lisciviaggio e forte acidità	
Alisuoli	con alterazione moderata, lisciviaggio e forte acidità	
Lixisuoli	con alterazione intensa, lisciviaggio e debole acidità	
Solontchaks	a forte salinità	VII - Suoli condizionati da clima arido o semiarido
Solonetz	con accumulo di argille sodiche	
Gypsisuoli	con accumulo di gesso	
Calcisuoli	con accumulo di carbonati	VIII - Suoli condizionati da clima steppico
Castanozems	con melanizzazione moderata e accumulo di carbonati	
Chernozems	con melanizzazione forte e accumulo di carbonati	
Phaeozems	con melanizzazione moderata e lisciviaggio moderato	
Greyzems	con melanizzazione moderata e lisciviaggio accentuato	IX - Suoli condizionati da clima delle foreste e praterie subumide
Luvisuoli	con alterazione moderata, lisciviaggio e debole acidità	
Podzoluvisuoli	soggetti a lisciviaggio e podzolizzazione localizzata	
Planosuoli	impoveriti, con idromorfismo superficiale	
Podzols	soggetti a podzolizzazione	

11.6.4. Altre classificazioni

La relazione tra le tre classificazioni viste non sempre è biunivoca, dato che partono da criteri diversi - ad ogni modo le carte pedologiche più recenti includono almeno la classificazione americana e quella della FAO, le più usate dal punto di vista applicativo, mentre la classificazione francese - basata su processi - si adatta meglio alla ricerca.

Nelle pubblicazioni e nelle carte pedologiche più vecchie non sempre è utilizzata una di queste classificazioni. A titolo di esempio, la *Carta dei suoli della Provincia di Trento* (Ronchetti 1966): include i seguenti raggruppamenti: tra i suoli da substrati carbonatici: roccia affiorante, rendzina e suoli bruni calcarei; tra i suoli da substrati silicati: roccia affiorante, ranger, podzoli umo-ferrici, podzoli bruni e suoli bruni-lisciviati; suoli torbosi; suoli alluvionali sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi.

Si tratta quindi di una classificazione adattata alla situazione pedologica trentina, di facile lettura tenendo conto della nomenclatura indicata precedentemente.

11.7. PEDOLOGIA APPLICATA ALLA VALUTAZIONE DEL TERRITORIO: CENNO

11.7.1. Cenno alla cartografia pedologica

Le classificazioni pedologiche sono il punto di partenza per la cartografazione dei suoli, da cui si ottengono le carte pedologiche, basate, prima di tutto, sul rilevamento pedologico.

Esso comprende la lettura di foto aeree e la ricognizione del territorio in termini geomorfologici al fine di individuare le unità di paesaggio, il rilevamento sistematico di profili e l'esecuzione di trivellate, la compilazione della carta delle unità di paesaggio e la campionatura dei profili rappresentativi per analisi di laboratorio.

L'unità di base per la descrizione e lo studio dei suoli è il **pedon**, colonna idealizzata che contiene il profilo del suolo con la sua articolazione in orizzonti.

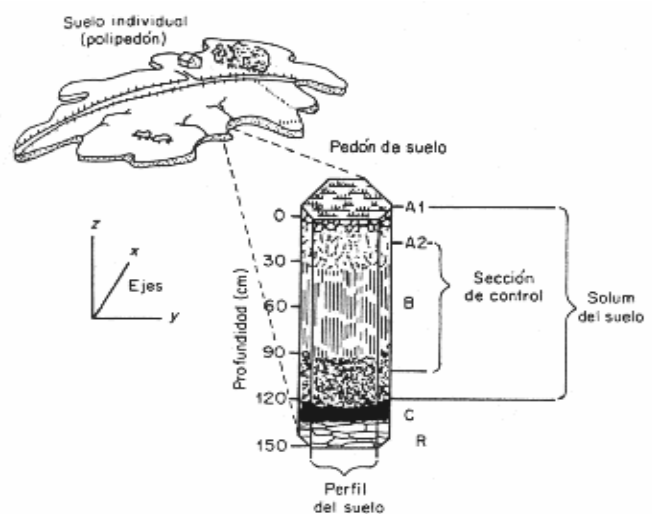


Figura 11-19.
Il pedon come profilo idealizzato del suolo;
notare la parte corrispondente al **solum**
(la figura usa una nomenclatura anteriore
all'attuale; da Pedraza 1996: 89)

La carta pedologica risultante partirà da una delle classificazioni succitate, dividendo i suoli in ordine gerarchico (nella *Soil Taxonomy* la categoria di riferimento per una carta di dettaglio è la fase) e associandoli alle corrispondenti unità di paesaggio.

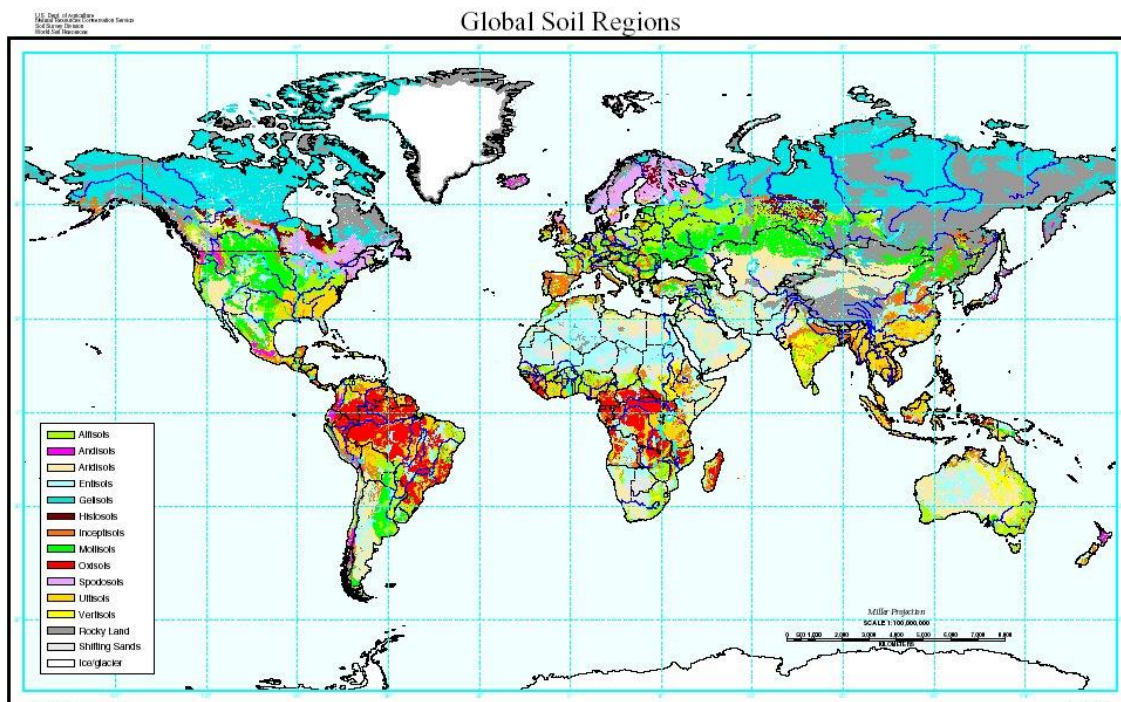


Figura 11-20. Esempio di carta pedologica di sintesi: carta dei suoli del mondo classificati secondo la *Soil Taxonomy*.

11.7.2. La *land evaluation*: cenno

Il suolo è un elemento fondamentale del paesaggio e del territorio (essendo l'interfaccia tra litosfera, atmosfera, biosfera e esseri umani), è una risorsa limitata (i tempi di formazione di un suolo ben sviluppato e fertile sono lunghi) e da esso dipendono varie attività antropiche. Le informazioni pedologiche sono quindi essenziali per l'organizzazione e la valutazione del territorio.

Esistono varie tecniche per la valutazione del territorio che comprendono, tra i vari parametri considerati, il suolo. Citeremo brevemente la *land evaluation*, sviluppata dalla FAO negli anni settanta come strumento per la programmazione territoriale.

La *land evaluation* è un sistema che parte dalla compilazione di carte delle unità di paesaggio e di carte pedologiche per valutare le proprietà e l'uso del territorio in generale, definendo una **capacità d'uso del territorio (*land capability*)**, cioè la potenzialità che un territorio possiede per lo svolgimento di attività agrosilvopastorali, e una **attitudine del territorio (*land suitability*)**, cioè la potenzialità che il dato territorio possiede per lo svolgimento di una determinata attività specifica.

Il primo parametro - la *land capability* - si basa sulle proprietà generali dei suoli (es. tessitura, quantità e tipo di sostanza organica, profondità ecc.), che sono classificati in base alle limitazioni e ai rischi correlati con lo svolgimento di pratiche agricole o silvopastorali in linea generale.

A partire da questo concetto, la USDA suddivide i suoli in 8 classi, dalla classe I, che include i suoli con poche limitazioni che ne restringono l'uso (dove si può praticare agricoltura intensiva, pascolo o silvicoltura senza provocare rischi per l'ambiente e ottenendo buone produzioni), alla classe VIII, che comprende suoli e morfologie con limitazioni tali da non consentire alcuna forma di produzione commerciale vegetale o animale, il che riduce il loro uso alle attività ricreative o di conservazione dell'ambiente naturale.

Sono stati inoltre definiti i concetti di:

- "terreno agricolo di prima qualità" (*prime farmland*), che comprende tutti quei suoli della classi I e II (e talora III) che possiedono ottime caratteristiche ed elevata produttività per qualsiasi tipo di attività di coltivazione o pascolo;
- "terreno agricolo unico" (*unique farmland*), che identifica suoli o terreni con caratteristiche rare e eventualmente non ottimali in generale - quindi non necessariamente delle classi I o II - ma che si adattano peculiarmente per determinate coltivazioni (es. vite o olivo), dando prodotti di elevata qualità.

La *land suitability* è invece un parametro riferito a un'attività specifica e varia dunque a seconda della coltivazione considerata. In questo senso, è necessario definire, per ogni tipo di coltivazione, i relativi requisiti colturali (*crop requirements*), cioè quell'insieme di condizioni e caratteristiche che una data pianta necessita per crescere e produrre.

In base a questo parametro e alla specie vegetale specifica, i suoli sono classificati in quattro classi: S1 (molto adatti), S2 (discretamente adatti), S3 (marginalmente adatti) e N (non adatti). Ovviamente, il parametro *land suitability* può essere applicato anche ad altri usi del suolo, es. lo spargimento liquami, l'edificazione, la piscicoltura ecc.

Le tecniche della *land evaluation* possono essere applicate a territori antichi, archeologici, al fine di valutare la capacità d'uso dei suoli nel passato e le loro potenzialità per sostenere, in base alla tecnologia disponibile in una data epoca, gruppi demografici più o meno estesi o la produttività di determinate coltivazioni.

11.8. PALEOPEDOLOGIA

11.8.1. Paleopedologia e paleosuoli

La **paleopedologia** è la branca della pedologia che si occupa dello studio dei **paleosuoli**. Non si tratta, di fatto, di una scienza differente dalla pedologia, ma, occupandosi di corpi pedogenetici che possono avere anche valenza stratigrafica, paleoclimatica, paleoambientale, geologica, archeologica ecc., vede la convergenza di competenze differenti e viene considerata come un ramo a se stante della scienza del suolo, con strette affinità con discipline quali la geomorfologia, la geologia del Quaternario e la geoarcheologia. I paleosuoli sono particolarmente interessanti per il geoarcheologo perché essendo corpi che si sono trovati esposti in superficie nel passato sono, normalmente, contenitori di informazioni archeologiche e paleoecologiche.

La parola **paleosuolo** ha di per sé una spiegazione immediata: si intende, con questo termine, un suolo antico, formatosi in un tempo anteriore all'attualità, un *suolo che ha registrato processi avvenuti o iniziati nel passato, differenti da quelli che oggi attuano o attuerebbero su quel profilo di suolo*.⁸

Di fatto la definizione esatta di paleosuolo non è così semplice ed è oggetto di dibattito. Prima di tutto, l'indicazione "paleo" non è così ovvia, perché il fattore tempo in pedologia non è univoco, potendo indicare l'inizio della pedogenesi, la sua durata o la sua fine. Inoltre, se prendessimo in considerazione un suolo attualmente in superficie che avesse iniziato il suo sviluppo nel Pleistocene antico ma che oggi si trovasse in equilibrio con l'ambiente circostante, lo potremmo ritenere un paleosuolo o no? Il concetto di paleosuolo è quindi più o meno condiviso da tutti, ma esistono punti di vista differenti: c'è chi sostiene che non abbia senso utilizzare la parola paleosuolo e che sarebbe meglio parlare di suoli o geosuoli, indicando con questo termine solo i suoli sepolti (es. Holliday); c'è chi ritiene che un paleosuolo sia un suolo formatosi nel passato, che testimonia condizioni pedogenetiche diverse dalle attuali, essendo sepolto e isolato dalla pedogenesi attuale (es. Ferrari & Magaldi); altri definiscono paleosuoli tutti

⁸ L'accezione talora in uso in archeologia (paleosuolo = superficie d'occupazione sepolta da un accumulo sedimentario) non sempre è corretta, né corrisponde al paleosuolo nel senso pedologico del termine.

quei suoli la cui evoluzione è iniziata nel passato con processi differenti dagli attuali (es. Duchaufour); altri ancora ritengono non sia possibile dare una definizione precisa che abbracci tutta la casistica paleopedologica, arrivando a denominare solo i vari casi di paleosuoli (es. Cremaschi).

11.8.2. Tipi di paleosuoli

Possiamo differenziare due grandi gruppi di paleosuoli: quelli non esposti in superficie attualmente (suoli sepolti) e quelli invece ancora esposti in superficie.

Suoli sepolti

I **suoli sepolti** (= **geosuoli**, suoli fossili) sono **suoli coperti da una coltre sedimentaria abbastanza spessa da isolarli dai processi pedogenetici attuali**. Sono quindi paleosuoli che **non sono** correlati a una superficie topografica attualmente esposta, ma che si trovano all'interno di sedimenti o altri materiali (es. materiali vulcanici).

Un suolo sepolto ha iniziato e terminato la propria evoluzione pedogenetica nel passato e, a partire dal momento dell'interruzione dei processi pedogenetici, non ha sostanzialmente subito altri processi di pedogenesi. In tal senso, i profili dei suoli sepolti registrano in modo puntuale le condizioni paleoclimatiche e paleoambientali del periodo in cui si sono formati e sono quindi potenti strumenti per la ricostruzione del paleoambiente, che si può inferire dallo studio delle loro caratteristiche pedologiche.

I suoli sepolti si trovano intercalati in successioni sedimentarie continentali - soprattutto quelle relative ad ambienti sedimentari di accumulo (basi di versante, pianure alluvionali, riempimenti di depressioni carsiche superficiali ecc.) - non solo quaternarie, ma di qualsiasi cronologia geologica. Bisogna sottolineare che i processi di seppellimento di un paleosuolo ad opera di un agente sedimentario implicano spesso erosione, con conseguente **troncatura erosiva** del profilo; in questo modo, molti paleosuoli sepolti sono privi degli orizzonti A ed E, essendo rappresentati esclusivamente dagli orizzonti B o C.

Paleosuoli connessi a superfici morfologiche attualmente esposte

Rientrano in questo gruppo quei paleosuoli che, pur avendo iniziato il loro sviluppo nel passato in condizioni differenti dalle attuali, si trovano oggi esposti in superficie. Ve ne sono vari tipi.

Suoli relitti I **suoli relitti** sono suoli che si trovano attualmente *in superficie ma che presentano, nel loro profilo, figure generate in seguito a processi pedogenetici differenti dagli attuali*. Si tratta in genere di suoli che hanno iniziato il loro sviluppo in tempi relativamente antichi: alcune Terre Rosse sono in realtà paleosuoli relitti. Il riconoscimento di un paleosuolo relitto si basa spesso sullo sviluppo di figure pedogenetiche irreversibili, cioè tutti quei caratteri o pedofigure che, una volta formati, non vengono cancellati dalla pedogenesi più recente (es. laccature o croste ferromanganesifere, spessi orizzonti di arricchimento di argilla illuviale).

Rientrano in questo gruppo i cd. **suoli riesumati**, suoli sepolti che sono stati riportati in superficie dall'erosione e sono quindi nuovamente soggetti alla pedogenesi, caso di fatto abbastanza raro.

Suoli policiclici. Un **suolo policiclico** (= poligenetico) è un *suolo che si è originato in più cicli pedogenetici aventi caratteristiche differenti o contrastanti, senza che siano intervenuti fenomeni di erosione o sedimentazione che abbiano interrotto la pedogenesi*. I paleosuoli di questo tipo mostrano, in uno stesso profilo, caratteristiche pedogenetiche correlate ad ambienti diversi, ad es. all'alternanza tra le fasi fredde e temperate del Pleistocene.

Affine a quello di suolo policiclico è il concetto di **vetusuolo**, che si riferisce a *suoli connessi a superfici ancora esposte, evolutisi almeno a partire dal Pleistocene inferiore o medio, che si sono sviluppati*

grazie al perpetuarsi di processi pedogenetici uguali nel tempo, piuttosto che alla successione o alternanza di processi pedogenetici diversificati. Un esempio classico di vetusuolo è dato dai suoli a **ferretto** del margine alpino meridionale, che hanno sviluppato profili di alterazione di grande spessore grazie all'attuarsi di processi pedogenetici analoghi durante le fasi interglaciali e interstadiali del Pleistocene, con interruzioni temporanee della pedogenesi nelle fasi più fredde, ma senza una mutazione drastica durante il loro sviluppo.

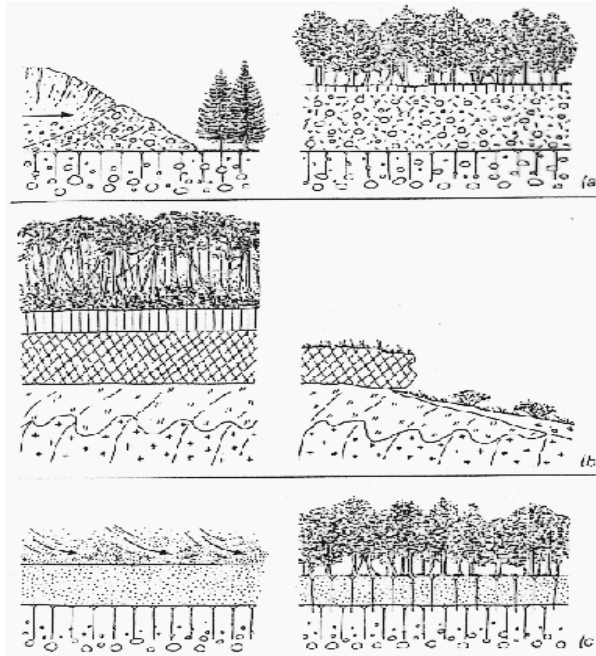


Figura 11-21.

Esempi di paleosuoli:

- a) suolo sepolto: l'avanzare del fronte glaciale e la deposizione di till coprono il suolo preesistente e lo isolano dai processi attivi in superficie;
- b) suolo relitto: un suolo evolutosi in ambiente forestale tropicale (es. laterite) si trova attualmente in un ambiente di savana;
- c) suolo policiclico: su un suolo forestale si accumulano polveri eoliche (loess) che, alla fine di questo evento, vengono coperte da vegetazione forestale con attivazione di nuovi processi pedogenetici che si sovrappongono ai precedenti. (da Cremaschi & Rodolfi 1991: 287)

11.8.3. L'età dei paleosuoli

Parlando di età di un paleosuolo dobbiamo distinguere tre cose differenti: l'inizio, la durata e la fine dei processi di pedogenesi. Non sempre è possibile determinare tutte e tre le età e, nel caso di suoli policiclici o relitti, le cose possono essere complicate per il succedersi di differenti fasi pedogenetiche.

L'inizio della pedogenesi di un paleosuolo può essere determinata in base a criteri stratigrafici, tenendo conto che il suolo è più recente del parent material e della superficie a partire dalla quale si è sviluppato. La datazione della superficie o del sedimento che costituisce il parent material del paleosuolo ci fornisce quindi un *terminus post quem* per l'inizio dello sviluppo del paleosuolo.

Per la fine della pedogenesi possiamo fare un analogo ragionamento stratigrafico. L'interruzione dei processi di pedogenesi di un determinato paleosuolo sarà anteriore alla deposizione dello strato che lo ricopre e la datazione dello strato soprastante darà il *terminus ante quem* per la fine della pedogenesi.

La durata (massima) della pedogenesi che ha originato un dato paleosuolo può derivare dalla differenza tra le due datazioni soprastanti. Nel caso queste non fossero disponibili, una valutazione di massima della durata della pedogenesi può venire dall'esame della velocità dei processi pedogenetici che si sono sviluppati, attraverso gli indici di alterazione dei minerali o lo sviluppo delle figure pedogenetiche.

CAPITOLO DODICI

ANALISI FISICO-CHIMICHE SU SEDIMENTI E SUOLI

Affronteremo in queste pagine le principali analisi di laboratorio su sedimenti e suoli, ricordando che in alcuni casi le norme di analisi sono leggermente differenti in ambito sedimentologico e pedologico.

Esamineremo le cd. **analisi di routine**, che raggruppano quattro tipi principali di analisi di laboratorio: analisi granulometriche; determinazione del pH; determinazione del tenore di carbonio organico; determinazione del contenuto di carbonati. Queste quattro analisi forniscono una prima indicazione sulle caratteristiche fisiche e chimiche di un sedimento e di un suolo. Prima di fare ciò, si rende però necessario un cenno alla strategia di raccolta dei campioni, operazione di grande importanza in quanto è da essa che dipende l'affidabilità e la rappresentativa dei risultati laboratoriali.

12.1. LA CAMPIONATURA

Il numero di campioni raccolti da uno scavo archeologico dipende, ovviamente, dagli scopi della ricerca, dai fondi disponibili e dalle problematiche specifiche. Tralasciando il tema più ampio del perché e come campionare, vediamo brevemente le varie strategie di campionatura applicabili in un sito archeologico.

La campionatura può essere:

- **sistematica** - prende in considerazione tutte le unità affioranti; è utilizzata quando si voglia ricostruire in dettaglio l'evoluzione geologica o pedologica di un sito (nel caso si tratti di una campionatura sistematica per micromorfologia, è utile raccogliere i campioni in modo che sia una leggera sovrapposizione tra di loro);
- **selettiva** - raccogliendo campioni selezionati, è una strategia usata quando siano in gioco domande specifiche su determinate unità o processi.

La campionatura può avvenire sia in sezione sia sulla superficie di scavo.

Tutti i campioni vanno numerati e registrati nella documentazione del sito (nei siti con repertazione indicandoli nella lista dei materiali), aggiungendo tutte le informazioni aggiuntive che possano essere utili (es. umidità, presenza di bioturbazione, posizione stratigrafica, etc.).

Bisogna inoltre ricordare i suggerimenti generali sulla raccolta di campioni: chiarezza delle indicazioni, univocità, completezza - i materiali possono rimanere stoccati per anni e ripresi da altre persone. Disegnare schizzi o schemi, eventualmente su immagini digitali, può essere utile, soprattutto se la sezione o la superficie di campionatura venisse distrutta con l'avanzare degli scavi.

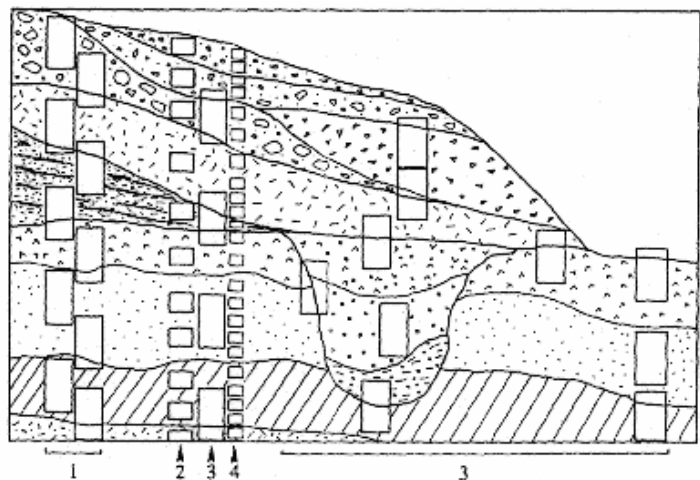


Figura 12-1. Alcune strategie di campionatura utilizzabili in un sito: sistematica per micromorfologia (1), in massa per analisi fisico-chimiche (2), selettiva per micromorfologia (3) e palinologica (4; da Courty *et alii* 1989: 41)

12.2. LE ANALISI DI ROUTINE

12.2.1. Analisi granulometrica (= *grain size analysis*)

L'analisi granulometrica, indicata in pedologia come **analisi tessiturale**, permette di valutare la granulometria del sedimento o del suolo in esame.

Viene effettuata su **campione statistico** (= *bulk sample*) il cui peso deve essere proporzionale alla granulometria del sedimento, in modo da garantire l'affidabilità statistica della misura: per un campione limo-argilloso sono di norma sufficienti 200-300 g di terreno, mentre per terreni più grossolani (es. ghiaia) è necessario raccogliere campioni nell'ordine del kg, valori che vanno incrementati nel caso si volesse mantenere un subcampione di emergenza o per verifiche future.

La fase di **preparazione del campione** consiste nella sua pesatura, nell'eventuale partizione (*quartering*) mediante appositi apparati, lavaggio con acqua demineralizzata e, se necessario, attacco con H₂O₂ (perossido di idrogeno o acqua ossigenata) al fine di eliminare l'eventuale materia organica fresca. Segue un'ulteriore pesatura, l'essiccazione del campione (di norma in stufa, alla temperatura di 105 °C) e un'ulteriore pesatura (che non citeremo oltre, ma segue tutti i procedimenti analitici - si tenga infatti conto che le percentuali sono espresse in peso).

La prima fase dell'analisi vera e propria consiste nella separazione delle tre frazioni principali: (1) ghiaia; (2) sabbia; (3) limo + argilla. La ghiaia viene separata facendo passare il sedimento attraverso un setaccio di maglia 2 mm ($\phi = -1$); successivamente si procede alla separazione del fine e dello scheletro mediante un setaccio di maglia 62.5 μm (50 μm se si considera la norma pedologica).

Successivamente si procede alla separazione delle varie sottoclassi delle ghiaie (se necessario) e delle sabbie, per **setacciatura**: si prepara una pila di setacci di maglia decrescente e si setaccia, normalmente con un agitatore meccanico per un intervallo di tempo standard. Le sottoclassi ghiaiose e sabbiose così separate e vengono poi pesate e stoccate.

La determinazione della granulometria delle frazioni limosa e argillosa non può avvenire per setacciatura, a causa dei fenomeni di flocculazione e dell'elevata coesione delle particelle. Si procede quindi alla determinazione della loro dimensione per **decantazione** in acqua demineralizzata. Il sottocampione contenente il limo e l'argilla (cioè, la parte passata per il setaccio con maglia 62.5 o 50 μm) viene posto in acqua, si aggiunge un deflocculante (di norma esametafosfato di sodio) e si agita per un intervallo di tempo standard. Lo si inserisce poi in una apposita colonna di sedimentazione, praticamente un tubo di vetro di dimensioni standard, dove dopo essere stato agitato nuovamente lo si lascia decantare: in tal modo le particelle più grossolane (limo grossolano) cadono più velocemente verso il basso, mentre le lamelle più fini (argilla) tendono a galleggiare e a sedimentarsi per decantazione, più lentamente. Prelevando campioni a tempi determinati, calcolati grazie alle leggi dell'idraulica che sovrintendono alla decantazione in mezzo acquoso, si potrà determinare le quantità relative di argilla e delle sottoclassi granulometriche del limo. Il metodo è indicato in generale come **colonna di sedimentazione** o **aerometria**; nella pratica si possono utilizzare due metodi differenti (i cui risultati sono comunque facilmente comparabili):

- **densimetria**: si misura, con appositi densimetri e a intervalli di tempo predeterminati, la densità della soluzione acquosa, che dipenderà dalla quantità di particelle in sospensione; attraverso formule idrauliche si calcolano poi le percentuali delle varie classi granulometriche;
- **metodo della pipetta**: si preleva, a intervalli di tempo standardizzati, un campione della soluzione di volume determinato, da cui verrà fatta evaporare tutta l'acqua, pesando successivamente il sedimento presente. Da qui, sempre con l'uso di formule, si risale alla distribuzione delle classi granulometriche.

Esistono inoltre metodi basati sulla diffrazione dei raggi X: il campione, dopo essere stato opportunamente preparato e montato su apposito supporto, è inserito in un diffrattometro concepito

specificamente per analisi granulometrica. L'ultimo passo consiste nella determinazione della percentuale in peso delle varie classi e sottoclassi granulometriche.

I risultati delle analisi granulometriche possono essere rappresentati in vario modo, sempre partendo da due presupposti: la dimensione delle particelle è espressa attraverso le classi prestabilite (o mediante il diametro) e le percentuali sono espresse in peso.

Alcune delle rappresentazioni più comuni sono le seguenti:

- **diagrammi triangolari:** di facile lettura (v. cap. sedimentologia);
- **istogrammi:** l'ascissa riporta le classi granulometriche dalla più grossolana alla più fine e l'ordinata la percentuale in peso;
- **curve cumulative:** rappresentazione molto efficace per la valutazione della granulometria del sedimento e per la determinazione di altri parametri, come la selezione (e altri parametri statistici). Si considera come valore zero la classe granulometrica più grossolana e, da quella, si vanno accumulando le percentuali di classe in classe. Si ottiene una curva che sarà tanto più spostata a sinistra, quanto più il sedimento / suolo è grossolano (e viceversa) e tanto più ripida, quanto più il deposito è selezionato (e viceversa).

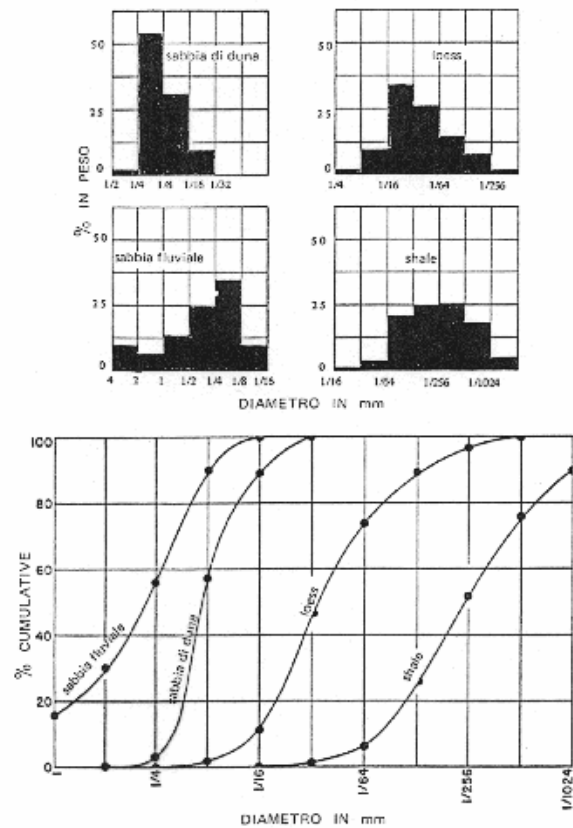


Figura 12-2. Esempi di istogrammi e curve cumulative granulometriche riferiti a sedimenti di vario tipo (da Ricci Lucchi 1980)

Da queste rappresentazioni grafiche e dall'elaborazione dei dati è possibile risalire a una serie di parametri statistici che forniscono informazioni sull'ambiente sedimentario, indicando la selezione, l'uniformità o bimodalità del sedimento, l'eventuale presenza di "code" fini ecc., o sull'ambiente pedogenetico, indicando la possibile migrazione di argilla nel profilo.

12.2.2. Determinazione del pH

Il pH esprime l'acidità del suolo, cioè la concentrazione di ioni H⁺. Il pH nei suoli può variare da estremamente acido (pH < 4.5) a fortemente alcalino (pH > 8.5; v. tabella)

Tabella 12-1. Classi di acidità del suolo.

suoli...	acidi	subacidi	neutri	subalcalini	alcalini
pH	< 6.0	6.0 - 6.7	6.7 - 7.3	7.3 - 8.1	> 8.1

Il pH è un parametro di grande importanza per comprendere i processi pedogenetici che hanno avuto o che stanno avendo luogo in un suolo, in quanto è controllato dalla presenza di cationi, dai processi di acidificazione, decarbonatazione, lisciviaggio ecc., dal tipo di sostanza organica presente. Il pH controlla a sua volta la mobilità di una serie di sostanze, es. le argille.

L'analisi del pH è relativamente semplice. Dopo la preparazione del campione e la sua pesatura, si procede alla setacciatura con maglia 50 µm. Si isola parte del terreno passato per il setaccio, eventualmente lo si fraziona setacciando la classe prescelta e si prepara una soluzione acquosa in proporzione ponderale 1/1, di cui viene misurato il pH attraverso un piaccametro a elettrodi. In casi

specifici, si possono usare proporzioni differenti (es. soluzione acquosa/sedimento = 2.5/1) o soluzioni non acquose - in pedologia è frequente la misurazione in soluzione a base di KCl, cloruro di potassio.

12.2.3. Determinazione del tenore di carbonati

La misurazione della quantità di carbonato di calcio (CaCO_3) nel suolo (o nel sedimento), detta **calcimetria**, può essere effettuata in modo semplicissimo: il campione viene pesato, attaccato con HCl (acido cloridrico) fino a che la reazione non si concluda e ripesato. La differenza di peso prima e dopo la reazione corrisponde al carbonato di calcio originariamente presente.

Per evitare possibili inesattezze e controllare le condizioni al contorno si usano appositi **calcimetri** (es. il calcimetro Dietrich-Fruhling) che partono dallo stesso principio: il terreno o una sua frazione, dopo essere stato pesato e preparato, viene attaccato con HCl (acido cloridrico), la reazione produce CO_2 e, misurando la quantità (il volume) di CO_2 prodotto dalla reazione, si risale alla quantità di CaCO_3 presente. La reazione avviene in un contenitore chiuso collegato con una serpentina graduata e riempita da un liquido colorato, neutro e che non subisca variazioni volumetriche o chimiche, che si abbasserà in forma corrispondente al volume di CO_2 prodotto. Le eventuali variazioni correlate alla fluttuazione della temperatura sono corrette attraverso formule.

La quantità di carbonato è normalmente espressa come percentuale in peso.

12.2.4. Determinazione del tenore di carbonio organico

La misurazione della quantità di carbonio (C) organico (e quindi di sostanza organica) presente nel campione può essere effettuata secondo vari metodi.

Il metodo della **titolazione chimica** consiste nel far reagire il carbonio organico presente con determinati prodotti, misurando la quantità dai prodotti di reazione risultanti. Nella tecnica più frequente si fa ossidare il C organico con una soluzione di dicromato di potassio ($\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$) e si titola successivamente il dicromato in eccesso con una soluzione di ferro ferroso, attraverso metodo colorimetrico.

Un altro metodo consiste nella **LOI** (loss-on-ignition) nel quale il campione è posto in stufa alla temperatura di 550 °C per 2 ore o a 375 °C per 6 ore (ritenuto migliore per evitare l'eventuale combustione di carbonati). In tal modo, la sostanza organica viene distrutta per combustione e la differenza di peso del campione prima e dopo l'inserimento in stufa fornisce la quantità di sostanza organica presente.

La quantità di sostanza organica è espressa in percentuale in peso. Nel caso dell'analisi per titolazione è necessario trasformare la percentuale di C organico in sostanza organica moltiplicando per il fattore di 1,72.

12.3. ALTRE ANALISI PEDOLOGICHE DI LABORATORIO

Varie altre analisi di laboratorio, che non rientrano nell'ambito delle analisi di routine, possono essere effettuate per casi specifici o per caratterizzare in forma completa il suolo in esame. Tra le più frequenti in geoarcheologia si ricorda:

- la determinazione dell'**azoto totale**, utile per determinare il tipo di sostanza organica presente nel suolo e da qui risalire al tipo di vegetazione esistente;
- la determinazione dei **fosfati**, importante in archeologia, essendo spesso i fosfati componenti di apporto antropico;
- la determinazione della **CSC (capacità di scambio cationico)**, che rappresenta la somma totale dei cationi scambiabili adsorbiti nel suolo (Ca, Mg, K, Na), per valutarne la fertilità del suolo e comprendere la dinamica pedogenetica.

Altre analisi possono riguardare la determinazione della porosità e della densità del campione, così come parametri relativi al comportamento meccanico (limite di liquidità, resistenza, ecc.). La separazione e la determinazione dei minerali pesanti può essere utile per individuare il *parent material* da cui si è sviluppato il suolo.

Esistono, ovviamente, molte altre tecniche analitiche, estremamente variate per quanto riguarda gli scopi, la metodologia, gli strumenti utilizzati e i costi. Un quadro molto riassuntivo dei tipi di analisi più frequentemente impiegati in geoarcheologia (escludendo datazioni e applicazioni geomorfologiche o correlate) si trova nella tabella sottostante.

Tabella 12-II. Quadro sinottico riassuntivo di alcune delle analisi utilizzate in geoarcheologia.

metodo	scopo / caratterizzazione	applicaz.	attrezz.	costo approx.	preparaz.	
essiccazione, separazione, polverizzazione, taglio, consolidazione, preparazione pastiglie o sezioni sottili etc.	preparazione generale	(tutto)	laboratorio di analisi fisico-chimica (sedimentologico o pedologico) generico	50k€		
granulometria	fisica: dimensione particelle, parametri sedimentologici e pedologici					
det. pH	chimica: acidità ("reazione del suolo")	sedim. e suoli			50k€	facile
det. contenuto di carbonati	chimica: carbonati, pedogenesi					
det. contenuto di mat. org.	chimica: mat. org., pedogenesi					
det. Eh	chimica: ossidoriduzione					
det. contenuto varie sostanze (azoto, ferro, fosfati etc.)	chimica, fertilità	suoli				media
det. CSC	chimica, fertilità					
det. densità e porosità	fisica, aria e acqua disponibile	sedim. e suoli				facile
osservazione microscopica e traceologica etc.	(varia)	(tutto)		MO rifl.	5k€	facile
analisi microscopica e micromorfologica, micrometria	generale (genesi, componenti etc.), provenienza, tecnologia etc.	(tutto)	MO pol.	20k€	media	
identificazione di fasi	mineralogica e cristallografica, provenienza, tecnologia etc.		DRX	100k€		
analisi qualitativa e quantitativa di elementi principali e in traccia	chimica, provenienza	(tutto)	FRX	100k€	media - difficile	
analisi geochimica di materiali inorganici			FTIR	100k€		
analisi geochimica totale di suoli per digestione acida	chimica, reazione, fertilità etc.	suoli		100k€		
analisi di elementi e materiali organici	caratterizzazione materiali organici	sedim., suoli, resti org.	AAS, ICP		difficile	
osservazione morfologica e traceologica, analisi di elementi e fasi	(varia)	(tutto)	SEM + EDS, WDS etc.	300k€	(varia)	

CAPITOLO TREDICI

MICROMORFOLOGIA ARCHEOLOGICA

La **micromorfologia archeologica** è una tecnica mutuata dalla pedologia che si occupa dell'osservazione e dell'interpretazione di sedimenti e suoli archeologici al microscopio⁹. Deriva dalla micromorfologia del suolo, la cui applicazione in campo archeologico è relativamente recente e permette l'osservazione microscopica di campioni indisturbati di sedimenti e suoli, consentendo di valutare l'origine dei componenti, siano essi di natura organica o minerale, la loro organizzazione spaziale, la struttura del terreno, la presenza di elementi indicativi di determinati processi ecc. Quando associata alla descrizione di terreno e alle altre metodologie di laboratorio, questa tecnica permette di dedurre informazioni sui processi e l'ambiente di formazione del deposito archeologico, sull'agente e i meccanismi responsabili della sua genesi e delle eventuali modificazioni postdeposizionali - di fatto la micromorfologia è spesso usata come approccio supplementare per rispondere a questioni specifiche o altrimenti non risolubili sorte in scavo o nel poscavo.

La **micromorfologia del suolo**, indicata anche come **micropedologia**, è la scienza che si occupa dello studio di sedimenti sciolti e suoli mediante tecniche microscopiche.

Più precisamente essa si occupa della descrizione, interpretazione e misurazione a scala microscopica degli elementi costituenti il suolo, dei suoi caratteri e della sua struttura: "*Micromorphology is the branch of soil science that is concerned with the description, interpretation and, to an increasing extent, the measurement of components, features and fabrics in soils at a microscopic level, i. e. beyond that which can readily be seen with the naked eye. It is fundamental to an understanding of the processes involved in soil formation whether they be produced by the normal forces of nature or artificially induced by the effect of man.*" (Bullock et alii 1985: 9)

Il metodo classico utilizzato in micromorfologia consiste nell'osservazione al microscopio ottico di una **sezione sottile** (*thin section*: d'ora in poi indicata come **TS**). Si tratta, di fatto, di una tecnica relativamente semplice, anche se talora risente di alcuni fattori limitanti, quali il tempo necessario per la sua preparazione (alcune settimane) e descrizione al microscopio, nonché i costi relativamente elevati.

Una TS micromorfologica è ottenuta grazie alla consolidazione (impregnazione) con resine di un campione di sedimento sciolto o di suolo e il successivo taglio del campione consolidato. Il campione raccolto deve essere, ovviamente, indisturbato, non deve cioè presentare nessun tipo di deformazione o rottura rispetto al terreno originale da cui è stato raccolto, in modo da essere rappresentativo.

Una TS possiede normalmente spessore di circa 25 µm e dimensione maggiore compresa tra 6 e 15 cm - è questa la principale differenza tra le TS micromorfologiche e le petrografiche, più piccole.

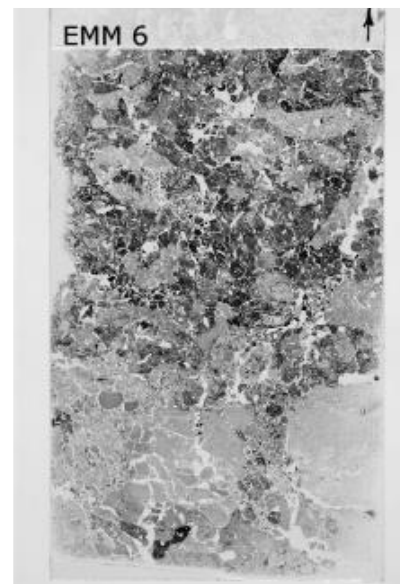


Figura 13-1. TS micromorfologica dal sito di Enconsta de Sant'Ana (Lisboa). Il lato maggiore misura 10.5 cm

⁹ La micromorfologia archeologica non comprende, nella sua accezione comune, le analisi di caratterizzazione petrografia di ceramiche e malte.

La micromorfologia è una tecnica di recente sviluppo nell'ambito della Geologia del Quaternario, della Pedologia e della Geoarcheologia. L'utilizzo della microscopia in questi campi è rimase infatti sporadico fino ai primi anni sessanta, a differenza di altre discipline afferenti alle Scienze della Terra dove da tempo è di routine - es. nella Petrografia o nella Petrologia del Sedimentario. Le basi semantiche della micromorfologia archeologica derivano principalmente dalla micropedologia e dalla petrologia del sedimentario e, grazie al lavoro congiunto di un gruppo informale di micromorfologi che operano in archeologia, la maggior parte dei depositi archeologici è oggi facilmente descrivibile in termini micromorfologici. Nondimeno, la micromorfologia archeologica ha ancora molta strada da fare e alcune questioni sono ancora aperte. Alcune derivano dalla micromorfologia vera e propria, le cui norme descrittive non sono universalmente riconosciute, cosa peraltro naturale in una disciplina giovane (ma sono pochi gli studiosi con non accettano la norma *mainstream*) e permane qualche incertezza interpretativa per alcuni elementi. In campo propriamente geoarcheologico, essendo la micromorfologia archeologica una tecnica recente, vi sono alcune indecisioni nella creazione di norme descrittive per determinati materiali - le descrizioni esistenti riguardano oggetti di origine naturale e sovente gli elementi antropici sono assai differenti da questi - nonché nell'interpretazione di determinate caratteristiche. Solo da una quindicina d'anni è stato pubblicato il primo testo di sintesi sulla micromorfologia archeologica (Courty *et alii* 1989), che per molti materiali, depositi e suoli archeologici riconosce i limiti attuali della micromorfologia, pur sottolineando come le potenzialità dell'approccio microscopico in campo archeologico potranno permettere nel futuro di chiarire numerose problematiche relative ai processi di formazione in archeologia. Lo stato dell'arte è comunque di estremo interesse; da alcuni anni esiste un gruppo informale europeo di geoarcheologi specializzati in micromorfologia che consente un continuo scambio di informazioni ed è evidente l'importanza di questa tecnica nella risoluzione di problemi archeologici, grazie al fatto di essere applicabile a qualsiasi sito o deposito archeologico, indipendentemente dalla sua localizzazione geografica, dal contesto passato e presente, dalla sua età o funzione.

13.1. LA CAMPIONATURA

Nel caso specifico di campioni micromorfologici, bisogna aggiungere, oltre a quanto detto prima in riguardo alle campionatura in generale, che l'univocità delle indicazioni è fondamentale, soprattutto se si considera il costo delle TS e la loro durata nel tempo - una TS ben fatta può durare decine d'anni ed essere studiata da varie persone. Il campione micromorfologico deve inoltre possedere alcune caratteristiche.

13.1.1. Caratteristiche fondamentali del campione micromorfologico

L'effettuazione di uno studio micromorfologico dipende in prima istanza - cosa comunque vera per qualsiasi campionatura a livello analitico - dalla raccolta di campioni con caratteristiche appropriate. La campionatura deve essere particolarmente attenta tanto nella strategia di selezione dei terreni da campionare quanto nella raccolta del campione, in modo da garantire che il materiale raccolto sia rappresentativo, significativo e analizzabile. È quindi fondamentale rispettare alcune norme basiche.

In termini micromorfologici, il numero totale dei campioni non deve essere eccessivo perché la preparazione delle TS è abbastanza cara e la loro osservazione al microscopio è lenta, quindi è consigliabile valutare attentamente quante TS tagliare - ovviamente i campioni non impregnati possono essere conservati per altri scopi o come campioni d'emergenza in caso di rottura delle TS esistenti. In generale, è importante ricordare che spesso alcune questioni archeologiche possono essere risolte con un'attenta descrizione di terreno o considerando altre fonti d'informazione e che il ricorso automatico a tecniche analitiche complesse e costose non sempre è assolutamente necessario.

Un campione micromorfologico deve presentare le seguenti caratteristiche:

- integrità e assenza di modificazioni o deformazioni, in modo da conservare la struttura e l'organizzazione del terreno, così come le relazioni originali tra i suoi componenti;
- ubicazione chiara e univoca nello spazio e relativamente alla stratificazione o ai componenti strutturali e archeologici del sito;

- indicazione di polarità (alto / basso) e, se necessario, orientazione (verso i punti cardinali);
- dimensione appropriata, cioè che sia abbastanza grande per ottimizzare l'area utile d'osservazione nel microscopio, ma, d'altro lato, non troppo grande per non consumare troppa resina nell'impregnazione (es. 10 cm x 6 cm x 6 cm)
- di forma regolare, meglio se parallelepipeda, per aiutare lo stoccaggio e l'impregnazione
- assenza di trattamenti chimici di qualsiasi tipo.

13.1.2. Estrazione del campione

Dopo la selezione del profilo o della superficie da campionare, il procedimento consiste nell'estrarre un "mattoncino" di sedimento indisturbato dalla superficie, operazione per la quale si possono usare tre metodi alternativi.

Uso delle scatole di Kubiena. Sono piccole scatole metalliche, normalmente in acciaio, con pareti sottili e due lati aperti, che possono essere chiusi con un coperchio di plastica o metallo. La scatola viene inserita nel terreno a pressione, facendo attenzione a pulire e rimuovere (con una cazzuola o un coltello) il materiale adiacente che fuoriesce durante l'inserimento. Quando è completamente inserita nel terreno (e quindi riempita di terreno), si estrae la scatola dalla superficie per mezzo di un coltello o cazzuola. Dopo la rimozione si ricoprono le superfici con i coperchi e il tutto è impaccettato e etichettato. L'uso delle scatole di Kubiena garantisce l'integrità del campione e la standardizzazione della forma, così come la sua conservazione durante il trasporto, ma è impraticabile in sedimenti con molte pietre, come sono spesso i depositi di grotta o riparo e i sedimenti di versante.

Uso di gesso. Un metodo alternativo per sedimenti grossolani è l'impiego di bende di gesso o di garze impregnate di gesso. La parte di sedimento da campionare è isolata dal terreno circostante scavando lungo i lati e, una volta libera, viene rivestita con le bende umide. L'operazione è semplice e ha solo bisogno di un po' di abilità manuale, nonché di tenere conto del corretto grado di umidità delle bende, che non devono essere troppo bagnate (per il rischio di seccare troppo lentamente), ma abbastanza umide per consentirne la lavorabilità, e vanno ben avvolte intorno al campione per evitare eventuali rotture. Una volta seccatosi il gesso, il campione può essere facilmente rimosso dalla superficie. La tecnica è utilizzabile in qualsiasi tipo di materiale, ad eccezione dei sedimenti in falda / bagnati e dei depositi sciolti (es. sabbie eoliche non consolidate).



Figura 13-2.

Campione micromorfologico rivestito da gesso, pronto per l'estrazione (a sinistra; Lapa dos Coelhos, Portogallo); campioni già estratti, prima del rivestimento della faccia interna (in centro; Abrigo do Lagar Velho, Portogallo); campione ottenuto con estrazione semplice e imballato con carta (a destra; Castelo da Lousa, Portogallo).

Estrazione semplice. Nei sedimenti abbastanza resistenti (es. argillosi, consolidati o cementati) i campioni possono essere estratti direttamente isolando la parte di terreno da campionare e rimuovendola

dalla superficie - c'è solo bisogno di attenzione per evitarne la rottura. Dopo l'estrazione il campione è avvolto in carta (non in alluminio o plastica, a meno che non sia già completamente secco, perché questi materiali mantengono l'umidità e possono provocare la rottura durante il trasporto), chiuso con scotch (meglio se di carta) e siglato.

13.1.3. Identificazione del campione e pre-trattamento

Ogni campione micromorfologico va etichettato (ovvia osservazione generale per tutte le campionature) in modo chiaro e resistente nel tempo, con le seguenti indicazioni:

- nome e numero, su due o più lati;
- indicazione della polarità (freccia verso l'alto), su due o più lati;
- eventuale riferimento di orientazione verso il nord (indicando se geografico o convenzionale);
- traccia della superficie lungo la quale si taglierà la TS.

13.2 - PREPARAZIONE E TAGLIO DELLA SEZIONE SOTTILE

Il processo di preparazione di una TS richiede tempi relativamente lunghi e comprende varie tappe: essiccazione, impregnazione con resina, indurimento, taglio della sezione sottile e suo affinamento.

Il primo processo consiste nella **essiccazione** del campione, in modo che perda l'umidità naturale, necessaria perché le resine utilizzate per l'impregnazione non sono miscibili in acqua. L'essiccazione va fatta gradualmente per impedire la formazione di fratture ed è meglio che le prime fasi si svolgano all'aria, senza esporre il campione al sole diretto o a fonti di calore. Il processo può poi continuare in laboratorio, in stufa, alla temperatura di 40 °C, fino alla perdita completa dell'umidità (riconoscibile quando il peso del campione rimane costante nel tempo).

Esistono metodi alternativi per l'essiccazione dei campioni, che prevedono l'utilizzo di acetone (liquido o gassoso) per sostituire l'umidità del terreno, impiegato per campioni di torba o molto organici, che potrebbero fessurarsi con l'essiccazione normale.

Il procedimento di **impregnazione** è variabile a seconda del tipo di essiccazione, in particolare in quei casi in cui l'acqua sia stata estratta con il metodo della sostituzione con acetone.

Nel caso di campioni essiccati all'aria, l'impregnazione è ottenuta con una miscela composta da una resina (es. poliestere o resina epossidica), da un diluente (es. stirene) e un catalizzatore, per velocizzare l'impregnazione e l'indurimento. L'operazione deve essere realizzata in laboratorio appropriato, dato che alcuni materiali sono altamente tossici. Una volta preparata la miscela, si mette il campione in un contenitore al vuoto, sul fondo del quale viene lentamente versata la resina, che si infiltrerà nel campione per capillarità. Quando il campione è completamente impregnato dalla resina, lo si mette in stufa alla temperatura di 40 °C per incentivare la polimerizzazione della resina e il suo indurimento, ottenendo finalmente un blocco di durezza adatta per il taglio.

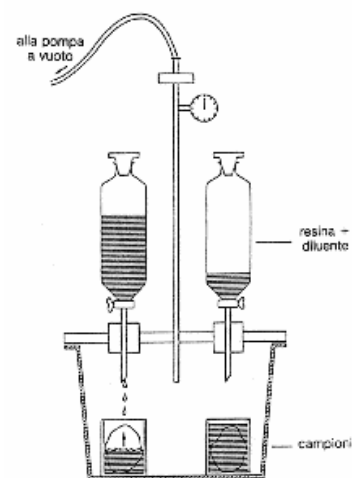


Figura 13-3.
Metodo per l'impregnazione al vuoto
(da Cremaschi & Rodolfi 1991)

Per la **preparazione della sezione sottile**, il blocco derivante dall'impregnazione è tagliato usando seghe circolari diamantate, dalle quali si ottiene una placchetta di spessore pari a circa 1 cm. Successivamente e dopo l'etichettatura, una faccia della placchetta è affinato in una apposita macchina, per essere montato su un vetrino. Una volta montata su di un lato, la placchetta è ribassata gradualmente e rifinita sul lato opposto, con abrasivi o carte vetrare di grana via via più fine, fino a raggiungere lo spessore desiderato (tra 20-30 μm). Il passo successivo consiste nel montaggio definitivo su vetrino portaoggetti e nella copertura della sezione sottile così ottenuta con vetrino coprioggetti - a questo scopo si usano talora resine specifiche che consentono la rimozione del vetrino a caldo, nel caso si volessero effettuare analisi di altro tipo (es. microsonda) sul campione.

13.3. LA MICROSCOPIA OTTICA: CENNI

L'osservazione delle TS avviene di norma al **microscopio petrografico** (o **microscopio ottico a luce polarizzata**). Varie altre tecniche (es. SEM, TEM, EXDRA ecc.) sono impiegate in micromorfologia, ma la tecnica predominante rimane l'osservazione al microscopio petrografico.

Un **microscopio** è uno strumento che permette di osservare oggetti di dimensioni non visibili ad occhio nudo in base a un principio semplice, che consiste nell'illuminazione dell'oggetto con una radiazione (luce visibile o altra appropriata) e nell'analisi della radiazione diffusa dall'oggetto.

Nel microscopio ottico la radiazione utilizzata è la luce visibile e l'immagine viene resa visibile in forma ingrandita attraverso lenti. Ogni microscopio si compone dunque di tre parti fondamentali: il **condensatore**, che concentra la luce sull'oggetto e permette di controllare l'intensità della luce inviata all'oggetto; l'**obiettivo**, che raccoglie la luce diffusa dall'oggetto; l'**oculare**, che raccoglie la luce per l'occhio (o per la fotocamera, telecamera ecc.).

Sia l'obiettivo sia l'oculare permettono di ingrandire l'immagine. L'**ingrandimento** totale del microscopio corrisponde al prodotto degli ingrandimenti dell'obiettivo e dell'oculare. L'obiettivo, che può essere variato ruotando un apposito *revolver* (o carosello) possiede ingrandimenti tra 0.8x e 100x, mentre l'oculare può variare da 8x a 12x. L'ingrandimento massimo può aggirarsi quindi sui 1000x, ma bisogna ricordare che, a causa della frequenza stessa della radiazione luminosa (la cui lunghezza d'onda minima è di circa 0.5 μm) solo le particelle con dimensione superiore ai 2 μm sono discriminabili e quindi visibili al microscopio ottico - per l'osservazione diretta delle particelle di dimensione pari alle argille si dovranno dunque utilizzare altre tecniche.

Vi sono due tipi di microscopi ottici tradizionali: a **luce trasmessa**, con illuminazione da sotto, per oggetti trasparenti alla luce (come nel caso del microscopio petrografico per osservare le TS); a **luce riflessa**, con illuminazione da sopra, per oggetti opachi o di dimensioni maggiori (come nel caso, es., dei microscopi binoculari stereoscopici).

Il microscopio petrografico utilizzato in geologia è un microscopio a trasmissione che utilizza **luce polarizzata**, cioè luce la cui vibrazione si effettua su un solo piano, attrezzato con due **nicol** (che consentono appunto la polarizzazione della luce): un (nicol) **polarizzatore**, posto tra la fonte luminosa e l'obiettivo, e un (nicol) **analizzatore**, tra l'obiettivo e l'oculare.

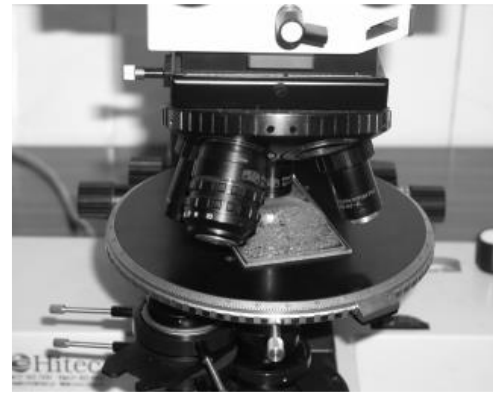
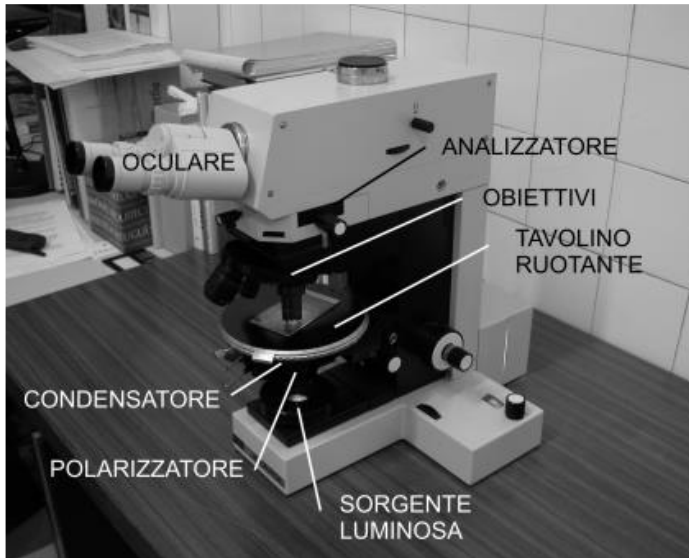


Figura 13-5. Dettaglio del revolver di obiettivi del microscopio petrografico.

Figura 13-4. Microscopio petrografico Carl Zeiss Jenapol

Quando i due nicol sono paralleli tra di loro, l'osservazione avviene in **luce piana polarizzata** (*plane polarised light*, **PPL**), quando sono invece disposti perpendicolarmente, si parla di osservazione a **nicol incrociati** (*crossed polarised light*, **XPL**). L'utilizzo dei due permette di osservare caratteristiche differenti del materiale in TS, sfruttando le proprietà ottiche e morfologiche dei minerali e dei vari costituenti - grazie alla standardizzazione dello spessore delle TS, intorno a 25 μm .

In PPL si osservano: il colore dei minerali e il loro pleocroismo; l'abito dei minerali e la forma delle particelle; la sfaldatura dei minerali; il loro indice di rifrazione; la struttura generale del materiale e la sua porosità. In XPL sono invece visibili l'isotropia o anisotropia dei minerali e, nel secondo caso, la birifrangenza della sostanza, rappresentata dal colore d'interferenza.

Il microscopio petrografico permette normalmente l'utilizzo di altri tipi di luce o radiazione, es.: la luce riflessa (*oblique incident light*, **OIL**) è impiegata per l'osservazione dei materiali opachi (non visibili, ovviamente, in luce trasmessa), quali ossidi di Fe o Mn, materia organica amorfa, carboni ecc.; la radiazione ultravioletta (**UV**, così come altre, es. la radiazione all'infrarosso, **IR**) consente di individuare materiali fluorescenti, es. i fosfati (comuni nei materiali archeologici, es. ossa, coproliti)

13.4. IL SISTEMA DESCRITTIVO IN MICROMORFOLOGIA

Le norme di descrizione micromorfologica sono codificate internazionalmente, permettendo il confronto delle informazioni tra i ricercatori. Sussistono, comunque, varie norme differenziate, che non impediscono però la comparazione dei dati

La prima norma di descrizione specifica delle TS micromorfologiche fu proposta da Brewer (1976). Nel decennio successivo, un ampio gruppo internazionale di micromorfologi creò una codificazione internazionale, pubblicata nello *Handbook for Soil Thin Section Description* (Bullock *et al.*, 1985), rivisto recentemente da Georges Stoops (2003). La normativa dello *Handbook ecc.* è applicata da un amplissimo numero di studiosi e possiede il vantaggio di distinguere in modo rigoroso tra descrizione e interpretazione della TS, nondimeno non è riconosciuta universalmente, esistendo norme alternative (es. FitzPatrick, 1985; 1993) nonché studiosi che si rifanno ancora al metodo Brewer.

L'uso delle norme micropedologiche pone alcuni problemi in ambito archeologico, in quanto queste sono state compilate per descrivere suoli e non depositi archeologici, per i quali non esiste, a tutt'oggi, alcuna norma descrittiva. Inoltre, per la individuazione di alcune figure di origine sedimentaria o derivanti da altri processi (es. azione del gelo) si deve fare riferimento ad altri sistemi, quale il Brewer (1981, 2^a ed.).

In campo archeologico i primi tentativi di normalizzazione si devono al testo di Marie-Agnès Courty, Paul Golberg e Richard Macphail (1989), del quale è prevista una seconda edizione, considerando che dalla sua uscita la micromorfologia archeologica ha fatto passi da gigante.

La creazione delle norme descrittive citate corrispose a un enorme sforzo semantico che portò alla genesi di una nuova terminologia (v. es. Jongerius & Rutherford 1979), allo scopo di differenziare la descrizione micromorfologica da altre norme, come quelle usate nella prospezione pedologica di campo o nella descrizione di sezioni sottili petrografiche, e a traduzioni multilingue (Stoops 1986), tra cui una italiana (Malucelli & Gardi, 1999)

Elenchiamo di seguito i principali concetti utilizzati nel sistema descrittivo di Bullock *et al.* 1985.

I materiali di suolo osservati al microscopio si organizzano in una **massa di fondo** (*groundmass*, concetto che esprime i caratteri principali del materiale costituente il terreno nel suo insieme, in particolare: tessitura, omogeneità, colore, limpidezza, relazione reciproca tra componenti grossolani e fini ecc. La *groundmass* si compone di vari costituenti che sono suddivisi, in base alla loro natura, in minerali e organici. I componenti minerali sono usualmente suddivisi in due classi principali: grossolani e fini, ponendo di norma il limite tra le due classi in corrispondenza del limite inferiore di visibilità dei componenti, cioè 2 µm (che può essere modificato in base alle esigenze specifiche della ricerca, in particolare quando nel materiale osservato al microscopio si riconoscano in modo evidente una frazione più grossolana e una più fine con limite ben differenziato tra le due). Dopo aver definito il **limite c/f** (*coarse / fine* - limite dimensionale tra elementi grossolani e fini) si descrive di norma la quantità reciproca dei due gruppi (*c/f ratio*) e la loro relazione spaziale (*c/f related distribution pattern*).

I **componenti minerali grossolani** (*coarse mineral components*) sono tutti quegli elementi di origine minerale con dimensione maggiore al limite c/f; se ne descrive la composizione, la dimensione, la selezione, l'arrotondamento, l'alterazione, l'orientamento, la distribuzione ecc., parametri che si utilizzano anche per la descrizione dei **componenti organici** (*basic organic components*). Nel sistema descrittivo dello *Handbook* i componenti minerali sono suddivisi in vari gruppi: minerali, frammenti di roccia; residui inorganici di origine organica; manufatti.

Nel **materiale fine** (*fine material*) si raggruppano le caratteristiche del materiale con dimensione inferiore al limite c/f, non risolvibile al microscopio ottico e dunque descritto complessivamente in termini di colore, limpidezza, proprietà ottiche ecc.

Parimenti alla struttura pedogenetica che si osserva nei suoli, nelle sezioni sottili si osserva una **microstruttura** (*microstructure*), concetto che esprime l'organizzazione interna dei componenti secondo due parametri: a) la presenza di porzioni discrete in cui è suddivisa la massa di fondo (aggregazione), di cui si riporta morfologia, dimensione, compattezza, distinzione ecc.; b) la porosità: tipo e morfologia dei vuoti, distribuzione, quantità assoluta, etc.

Infine, le **figure pedogenetiche** (*pedofigure, pedofeatures*) sono ben riconoscibili al microscopio. Si ricorda che questo termine raggruppa tutti gli elementi che non fanno parte della massa di fondo (*groundmass*) che costituisce il terreno, quali noduli, cristalli, aree arricchite o impoverite di una qualsiasi sostanza o componente, escrementi, rivestimenti e/o riempimenti di qualsivoglia composizione e così via.

CAPITOLO QUATTORDICI

GEOARCHEOLOGIA DEL FUOCO (CENNO)

In questo capitolo a carattere seminariale si vuole presentare un approfondimento geoarcheologico su una tematica specifica: l'azione di combustione (riscaldamento, cremazione, *heat treatment* - indipendentemente dal fatto che sia volontario o meno) e le evidenze ad essa correlate (impatto termico). Sono qui raccolte varie annotazioni, più o meno organizzate, estratte da casi di studio personali e dalla bibliografia disponibile sull'argomento - in forma ovviamente né esaustiva né particolarmente dettagliata.

L'azione di combustione lascia varie tracce nel registro archeologico, alcune ovvie, altre meno visibili. Una prima lista delle evidenze correlate all'azione termiche include:

- l'accumulo di prodotti derivati dal combustibile usato, che può essere vegetale (con formazione di carboni e cenere) o animale (con accumulo di ossi, cenere o coproliti);
- l'alterazione fisica o chimica di componenti inorganici od organici;
- la neoformazione di minerali o materiali amorfi, es.: calcite in cristalli romboedrici (dalla cenere) o ossidi di Fe (responsabili della "rubefazione");
- la genesi di strutture pedogenetiche, es. poliedrica subangolosa fine o di pedofigure, es. *dusty clay coating*;
- la formazione di strutture archeologiche o microfacies antropiche e di termoclasti.

14.1. I PRODOTTI DI COMBUSTIONE

Il combustibile utilizzato per produrre un fuoco può essere d'origine animale o vegetale. In base all'origine e alle caratteristiche della combustione (temperatura, durata, presenza o assenza di ossigeno) si verranno a formare prodotti differenti che si andranno ad accumulare nel deposito archeologico.

14.1.1. I carboni

Con il termine di **carboni** si indicano normalmente in archeologia tutti i frammenti di materiale vegetale che hanno subito combustione incompleta, spesso in ambiente riducente.

I carboni sono formati da sostanza organica, sono abbastanza resistenti chimicamente (eccetto per pH molto bassi), ma fragili, quindi poco resistenti fisicamente.

Per quanto concerne i processi postdeposizionali, una moderata circolazione di acqua provoca la frammentazione dei carboni, la loro dispersione nei vuoti del terreno e l'accumulo secondario di particelle fini (microcarboni), la cui presenza indica quindi il ristagno d'acqua nella struttura di combustione.

14.1.2. La cenere

La **cenere** proviene dalla trasformazione di varie sostanze presenti nei materiali vegetali (es. ossalato di calcio, abbondante nelle foglie) per combustione completa in ambiente ossidante (da questo risulta, per

comparazione con le condizioni di combustione necessaria alla formazione dei carboni, che la presenza contemporanea di carboni e cenere in uno stesso deposito è abbastanza improbabile).

Ha composizione varia, prevalentemente inorganica, ed è poco resistente chimicamente

Sul terreno la cenere si presenta in genere come un accumulo di tessitura **fine, di colore grigiastro più o meno chiaro**. Secondo uno studio effettuato da M-A. Courty (1981) su focolari neolitici, ma generalizzabile al Paleolitico e al Mesolitico, gli accumuli di cenere assumono caratteristiche differenti a seconda del substrato su cui si trovano:

- su **parent material non carbonatico** (caso poco studiato) la cenere si presenta generalmente in forma di lenti interstratificate di colore grigio-nerastro e bruno-rossastro;
- su **parent material carbonatico** la cenere si organizza in livelli bianco-grigiastri o biancastri, spesso in strati poco spessi, interdigitati o giustapposti.

Su substrato carbonatico la combustione *in situ* dà spesso origine a una sequenza caratteristica che è la seguente, dall'alto verso il basso:

- **livello nerastro**, formato da carboni a contorno netto con disposizione varia;
- **strato di cenere biancastra**, spesso uniforme, fragile (si riduce in polvere per semplice pressione), sovente cementato (nell'insieme o localmente - si rompe con pressione tra le dita); se cementato ha struttura vagamente lamellare e alta porosità, con pori finissimi, tubulari; talora noduli bruno-rossastri, scarsi carboni e poco scheletro (le pietre di litologie più tenere tendono a disfarsi) - questo strato biancastro può essere eventualmente sostituito da uno strato grigiastro, pulverulento, non cementato, con frustoli di carbone e scheletro in quantità maggiore rispetto al precedente;
- terreno arrossato dalla combustione (v. oltre).

La **composizione** degli accumuli di cenere è abbastanza complessa (Canti 2003; Schiegl *et alii* 1994; Courty 1981; Wattez 1994) e vi possiamo trovare:

- **residui vegetali**;
- frammenti di **materiali carbonatici** (bianchi), tra cui carbonati combusti d'origine pedogenetica;
- frammenti di **opale vegetale**, vetrosa (bianchi) o **aggregati silicei** (scarsi nelle ceneri fresche, tendono ad aumentare nei materiali antichi perché stabili chimicamente);
- frammenti di **carbone**;
- aggregati di suolo;
- grani di quarzo o di altri minerali stabili.

Dal punto di vista chimico, la cenere fresca ha spesso pH alto (alcalino), per la presenza di idrossidi alcalini e carbonati.

Per quanto riguarda la **diagenesi** della cenere, dopo la combustione del materiale vegetale si ha (in generale, con variazioni in base alla temperatura e alla durata della combustione) la trasformazione degli ossalati in CaCO_3 , senza però modificazione della morfologia dei cristalli, la cui superficie diventa ondulata e fessurata, con genesi di **cristalli pseudomorfi di calcite**, scuri in PPL e birifrangenti in XPL. L'opale biogenico rimane invece uguale, a causa dell'alta temperatura di fusione della silice (1713 °C, anche se la temperatura può ridursi per significativamente la presenza di sostanze alcaline, con genesi di scorie di vetro vescicolare).

Le modificazioni post-deposizionali che la cenere può subire sono varie (Courty 1981, Courty *et alii* 1989, Watez 1994, Meignen *et alii* 1989) e i processi di alterazione, diagenesi e lisciviazione che vi avvengono sono diversificati a causa della complessità della sua composizione.

La **cementazione** è frequente, soprattutto da parte di carbonati (in mezzi carbonatici), per dissoluzione e riprecipitazione dei carbonati in forma di micrite. In mezzo non carbonatico, invece, i carbonati prodotti dalla combustione scompaiono e, a causa della diminuzione del pH, si verifica la mobilitazione delle argille con genesi di rivestimenti (*coating* - in sedimento molto permeabili l'argilla può però fuoriuscire dal sistema). Sono inoltre noti casi di accumuli di cenere "consolidati" da fosfati.

Il calpestio e la bioturbazione determinano il rimescolamento della cenere con altri prodotti (es. carboni), la bioturbazione può portare all'umificazione dei residui organici parzialmente combusti.

Osservata al microscopio, la cenere risulta composta da (da Canti 2003, lavoro sperimentale):

- **aggregati microcristallini** di CaCO₃, di 10-30 µm, con forma poligonale o subcircolare;
- strutture allungate di **silice**;
- **scorie di vetro** (opalino) vescicolare;
- **materiale cristallino finissimo**, con massimo colore d'interferenza bianco o grigio di 1° ordine.

Secondo Courty 1981, in mezzi carbonatici la cenere si presenta come una massa micritica grigia, compatta, con quantità variabile (fino al 20%) di inclusioni minerali e organiche, composta da cristalli di dimensione pari a 5 µm che possono unirsi a dare aggregati di 10-200 µm; nei cristalli più grossi (intorno ai 15 µm) è possibile riconoscere il tipico abito romboedrico. Si possono inoltre trovare frammenti di roccia più o meno sana, frammenti di terreno bruciato, noduli carbonatici, rivestimenti argillosi o carbonatici. Su parent material non carbonatico si riconoscono al microscopio particelle grigie o brunastre irregolari, di dimensione dai pochi µm ai mm (carboni e frammenti vegetali che hanno subito combustione incompleta) e rivestimenti argillosi bruno-rossastri talora frammentati

In base alle caratteristiche microscopiche, Courty *et alii* 1989 suddividono gli accumuli di cenere in:

- **primary ash deposits** ("depositi di cenere in posizione primaria"): omogenei o stratificati, con fabric da densa a aperta e cristalli pseudomorfi riconoscibili ("articolati") derivanti da frammenti lignei, con fitoliti semi-riconoscibili e transizione graduale da cenere a carboni;
- **secondary ash deposits** ("depositi di cenere in posizione secondaria"): eterogenei, a stratificazione discontinua, con fabric densa e resti vegetali (carbone e cenere) disarticolati e abbondanti inclusioni minerali e organiche non combuste
- **ash wastes** ("scarichi di cenere"): eterogenei, sciolti, con fabric caotica, resti vegetali disarticolati e molti aggregati minerali subarrotondati

14.1.3. Le ossa

L'impatto termico sulle ossa determina una serie di trasformazioni più o meno sequenziali (Mayne Correia 1997, Hiller *et alii* 2003, Shipman *et alii* 1984, Shahack-Gross *et alii* 1997, Rogers & Daniels 2002).

Si ricorda che le ossa sono formate da **idrossiapatite** [Ca₁₀(PO₄)₆(OH)₂]. Con l'aumentare della temperatura, le prime modificazioni visibili corrispondono al **cambio di colore** e alla **contrazione volumetrica**. A partire da c. 500 °C, oltre a registrarsi ancora la variazione cromatica e la contrazione volumetrica, iniziano ad osservarsi alcune modificazioni strutturali, anche se di scarsa importanza: i cristalli di idrossiapatite si ampliano e la struttura cristallina si riorganizza, senza però che si verifichi neoformazione vera e propria. È alla temperatura di **645 °C** che si ha la principale modificazione

mineralogica, la **calcinazione**: l'osso diventa bianco e perde la sua consistenza, si verifica neoformazione di cristalli di CaO, il cui spessore e sviluppo dipendono dalla durata della combustione.

Il **colore delle ossa bruciate** può quindi essere, in linea di massima e a parità di altri fattori esterni, un carattere diagnostico delle condizioni di combustione (Shipman *et alii* 1984, Dunlop 1978, Shahack-Gross *et alii* 1997). Di fatto, l'osso combusto può assumere colore variabile (dipendendo dalla temperatura, dalla durata, dall'ambiente pedochimico circostante ecc.): bruno a grigio-bluastro, nero, grigio, grigio chiaro e bianco, o anche verde, giallo, rosa o rosso. Esperimenti su ossa attuali di capra mostrano che l'osso è:

- **bianco**, quando non combusto;
- **da bruno scuro a nero**, se esposto a 550 °C per 1 minuto
- **da nero a grigio**, a 550 °C per 15 minuti
- **bianco**, a 800 °C per 2 ore

Il colore **nero** deriva dalla **carbonizzazione della frazione organica** (ma attenzione: è quasi impossibile distinguere a occhio nudo tra ossa annerite perché rivestite da ossidi di Mn e ossa annerite dalla combustione), mentre il **bianco** è prodotto dal processo di **calcinazione**.

Al microscopio, le ossa bruciate assumono le seguenti caratteristiche (da esperimenti e altre osservazioni - Courty *et alii* 1989, Bergadà 1998):

- ossa non combuste - colore giallo pallido / bianco e assenza di fratture in PPL; struttura ossea riconoscibile, quasi anisotropo (birifrangenza molto bassa) in XPL
- a 200 °C - *idem*
- tra 200-400 °C - **marrone** lungo i margini (PPL)
- 400-500 °C - nero / marrone scuro sui bordi, marrone all'interno, fratture e formazione di particelle angolose (PPL), birifrangente in alcune parti (XPL)
- tra 500-600 °C - prime **modificazioni della struttura**: marrone biancastro con fratture, struttura ossea non chiaramente distinguibile (PPL), birifrangenza più alta (XPL)
- 600 °C - leggermente birifrangente e con **inizio di cristallizzazione**
- 650 °C - **bianco** in PPL e con birifrangenza come quella della calcite in XPL
- 800 °C - bianco puro, frammentazione intensa e contorni irregolari (PPL), isotropo (XPL).

14.2. L'ALTERAZIONE TERMICA

Vari materiali possono subire, per effetto della combustione, modificazioni significative.

Tra i componenti **inorganici** (minerali e rocce), ricordiamo, es., la genesi di **grains fusées** (cristalli di quarzo con rivestimenti opachi), la formazione di **microfratture** su materiale a grana o granulometria fine (più visibile se a frattura concoide, es. selce, quarzo); l'alterazione di minerali poco resistenti, es. biotite (con separazione degli ossidi di Fe e esfoliazione) o feldspati; la "**rubefazione**" di rocce, sedimenti e suoli.

Anche le sostanze **inorganiche di origine organica** e le **organiche** subiscono trasformazioni significative, alcune delle quali sono state trattate sopra.

14.2.1. La rubefazione

L'impatto termico può provocare la formazione di una sottile fascia di colore rosso per il fenomeno detto "**rubefazione**" (*reddening, rubification*). La fascia rubefatta corrisponde a una zona dove l'alta temperatura porta all'alterazione di alcuni componenti minerali, con liberazione di ioni ferro e neoformazione di ossidi di Fe, in particolare di **ematite**, responsabile del colore rosso o rosso brunastro più o meno intenso. Il processo inizia con la formazione di "chiazze" rubefatte e, con il procedere della combustione, si estende a tutto il sedimento.

I dati bibliografici sulla temperatura necessaria per arrossare un sedimento sono ambigui: Ketterings & Bigham (2000) sostengono che la rubefazione avvenga a c. 600 °C, ma lavori sperimentali hanno ottenuto rubefazione a temperature intorno ai 450 °C (Canti & Linford 2000). Sembra che un ruolo importante si debba alla presenza di carbonati, che contengono quantità variabili di Fe e che, iniziando a subire processi di trasformazione già intorno ai 500 °C, forniscono ferro in forma ionica che viene poi rapidamente ossidato.

I sedimenti rubefatti mostrano, al microscopio, colori analoghi a quelli di terreno in PPL e isotropia in XPL, per la presenza degli ossidi di ferro. Dati sperimentali su argille carbonatiche indicano che con l'aumentare della temperatura si ha brunificazione, opacizzazione e perdita di birifrangenza del materiale fine, formazione di microfessure e di cristalli carbonatici romboedrici di 10-20 µm di dimensione.

14.2.2. Modificazioni termiche dei materiali carbonatici

Nel **calcare** si verificano le prime modificazioni a 500 °C, con scomparsa dei livelli e dei cristalli sparitici, aumento della porosità per fessurazione (che agevola la circolazione di CO₂ e incentiva l'alterazione) e opacizzazione dei cristalli micritici. La trasformazione del calcare in calce avviene tra 500-800 °C (nei materiali fini inizia a temperature più basse ed è più rapida). Si noti che i carboni si formano in ambiente riducente e i cristalli micritici in ambiente ossidante: la loro presenza congiunta deriva da due reazioni non contemporanee (l'abbondanza dei due elementi è comunque inversamente proporzionale)

Nella **dolomia** si osserva, con l'aumentare della temperatura, brunificazione dei cristalli carbonatici, tendenza alla cementazione e micritizzazione dei romboedri.

14.2.3. Modificazioni termiche nella selce: cenno

Le caratteristiche di estrema fragilità e grana finissima della selce vanno sì che l'impatto termico determini, su questo materiale, una serie di caratteri specifici. Oltre alla modificazione del colore, si verifica, nella selce, la formazione di un **reticolo superficiale di microfratture** e, con il procedere dell'impatto termico, si verifica la rimozione di piccole **cupole da distacco termico**.

Questi processi presentano caratteristiche analoghe al termoclastismo osservabile su materiali naturali.

14.3. I FUMIER: CENNO

Con il termine di *fumier* (= depositi di stallatico, *burnt layers*, etc.) vengono indicati degli accumuli di cenere, carboni, coproliti e materiale con grado di combustione variabile, che si trovano in ripari sottoroccia e in grotte con cronologia comprese tra il Neolitico e l'Età del Bronzo. Si organizzano secondo una stratificazione fitta, ciclica, cumuliforme, complessa.

Questi depositi, riconosciuti in un primo momento nel Midi francese, sono stati poi identificati in buona parte dell'Europa meridionale: in Spagna, sia nella Meseta sia lungo la costa mediterranea; in Italia centro-settentrionale (es. Riparo Gaban presso Trento, Arene Candide in Liguria e varie grotte del Carso triestino); in Svizzera; in Croazia.

Tradizionalmente interpretati come resti di focolari o di altre attività di combustione, sono stati reinterpretati a partire dagli anni '80 come depositi associati all'attività pastorale, in particolare alla stabulazione di greggi all'interno di grotte e ripari, i cui depositi venivano periodicamente bruciati per pulizia e disinfestazione. Questa interpretazione si basa principalmente sul loro contenuto, formato da residui di combustione di vario tipo (carbone, cenere, escrementi bruciati) associati ad altro materiale vegetale (semi, fitoliti) e a sferuliti, particelle microscopiche (nell'ordine della decina di micron) prodotte dalla digestione di alcuni animali, in particolare erbivori. La conservazione di questi sedimenti, che costituiscono un importante registro di informazioni archeologiche, geoarcheologiche, faunistiche e botaniche, è principalmente legata al processo stesso di combustione e all'ambiente chimico di grotte e ripari.



Figura 14-1. Vista di dettaglio di una parte del *fumier* neolitico della grotta del Mirador (Sierra de Atapuerca, Spagna)