

Mauro Cremaschi

Manuale di geoarcheologia

Contributi di Carlo Baroni, Riccardo Bersezio,
Caterina Ottomano, Luca Trombino

Capitolo primo

Pedologia: ovvero la scienza del suolo

di Luca Trombino

Il suolo è un corpo naturale, di ampia estensione, ma di limitato spessore, che riveste le terre emerse come una pellicola. Il suo limite superiore è costituito dalle interfacce con aria, acque poco profonde, piante vive oppure materiale vegetale non decomposto, mentre i suoi limiti laterali sono dati dal passaggio ad acque profonde, roccia o ghiaccio. Esso si colloca fra litosfera, atmosfera e biosfera e si origina a seguito delle loro interazioni ed in particolare a causa dell'alterazione che le rocce subiscono, affiorando in superficie, per mettersi in equilibrio con il nuovo ambiente fisico-chimico, profondamente diverso da quello in cui si sono formate, caratterizzato da alte pressioni e temperature.

I costituenti del suolo

La *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 1975, 1998) pone l'accento sui caratteri distintivi del suolo, considerandolo un corpo delimitato nello spazio, costituito da solidi (minerali e organici), liquidi e gas, suddiviso in orizzonti (fig. 1), distinguibili dal materiale originario (la roccia madre o substrato pedogenetico) per addizioni, perdite e trasformazioni di energia e materia.

La frazione minerale. Il punto di partenza per lo studio della frazione minerale del suolo è il confronto tra la sua composizione mineralogica e quella della roccia inalterata che si trova alla sua base (roccia madre). In questo modo è possibile distinguere tra costituenti della roccia madre, detti anche primari (o ereditati), che, generalmente, ca-

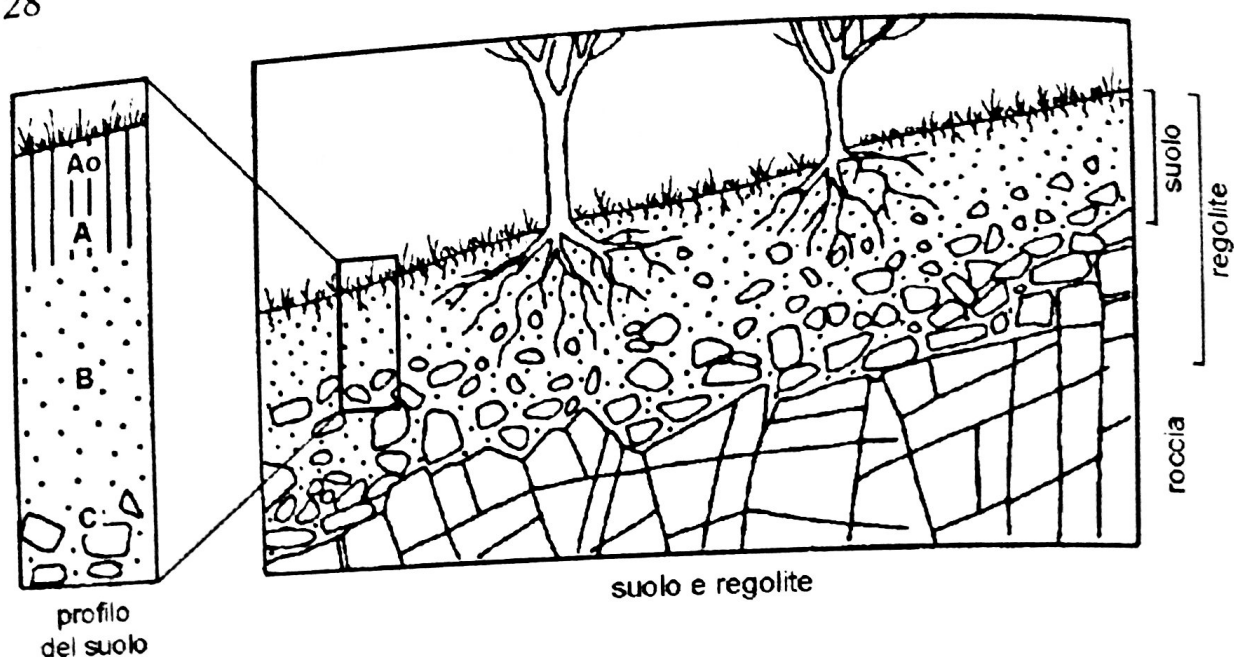


Fig. 1. Il profilo del suolo, articolato in orizzonti (A, B, C), rappresenta l'alterazione superficiale del substrato geologico (roccia) disgregato (regolite).

ratterizzano le frazioni più grossolane, e quelli detti secondari (o complesso d'alterazione) che generalmente comprendono le frazioni più fini, formatesi ad opera dei processi pedogenetici.

I costituenti primari sono granuli monominerali e frammenti di roccia (assemblaggi di minerali). L'incidenza delle singole specie mineralogiche dipende dalle caratteristiche di resistenza all'alterazione di ciascuna di esse (tab. 1) (Brewer, 1964). Tra i minerali derivanti dalle rocce ignee, il più diffuso è il quarzo (silicio cristallino), inalterabile, se non in clima caldo e umido. Seguono i silicati (costituiti principalmente da silicio e alluminio) che, a seconda delle caratteristiche cristallografiche, presentano una diversa resistenza all'alterazione, ed infine i minerali non silicatici che comprendono gli ossidi di titanio e lo zircone, molto resistenti all'alterazione. Altri minerali, quali serpentino e clorite (estremamente alterabili), possono essere presenti se il suolo deriva da rocce metamorfiche; al contrario, i carbonati, anch'essi facilmente alterabili, sono ereditati dalle rocce sedimentarie (Birkeland, 1974).

I costituenti secondari consistono essenzialmente di argille e ossidi/idrossidi. Le argille sono silicati di alluminio più o meno idratati, microcristallini a struttura interna lamellare, detta a «foglietti». L'alternanza dei foglietti tetraedrici (T - basati sul silicio) e ottaedrici (O

Tab. 1. Classi di stabilità dei minerali pesanti secondo Brewer (1964): la stabilità decresce verso il basso.

Pettijhon (1941)		Wyl (1952)	Marel (Jackson, Sherman, 1963)	Graham
Anatasio	(-3)*			Quarzo
Muscovite	(-2)	Rutilo	Tormalina	Muscovite
Rutilo	(-1)	Zircone	Rutilo	Rutilo
		Tormalina	Staurolite	Zircone
		Distene	Zircone	Tormalina
Zircone	(1)	Magnetite		Ilmenite
Tormalina	(2)			Andalusite
Monazite	(3)			Cianite
Granato	(4)		Granato	
			Muscovite	Distene
Biotite	(5)			Magnetite
Apatite	(6)	Cianite		
Ilmenite	(7)	Andalusite		Staurolite
Magnetite	(8)	Sillimanite		
Staurolite	(9)			Biotite
Cianite	(10)			
Epidoto	(11)	Epidoto	Epidoto	Epidoto
Orneblenda	(12)	Granato	Anfibolo	Granato
Andalusite	(13)			Augite
Topazio	(14)			Orneblenda
Distene	(15)			
Zoisite	(16)			
Augite	(17)	Augite	Augite	
Sillimanite	(18)	Orneblenda	Orneblenda	Biotite
Iperstene	(19)	Olivina	Iperstene	
Diopside	(20)			Apatite
Actinolite	(21)			
Olivina	(22)		Olivina	Olivina

* i numeri negativi indicano una maggiore abbondanza nei sedimenti antichi

** stabilità mineralogica espressa come gruppo, senza ulteriori differenziazioni

- basati sull'alluminio), la loro distanza, la possibilità di legare cationi, e la capacità di assorbire molecole d'acqua tra i foglietti stessi, caratterizzano i differenti tipi di argille. Tra queste possiamo ricordare caolinite e alloisite (struttura più semplice, con alternanza di foglietti tipo T-O), illiti e vermiculiti (derivanti dalle miche, struttura più complessa tipo T-O-T), smectiti e montmorilloniti (assorbono l'ac-

qua, ancora struttura T-O-T), cloriti secondarie (derivanti dalla vermiculite, struttura T-O-T-O). Le argille, inoltre, presentano sulla loro superficie delle cariche negative a cui gli ioni positivi che circolano nei liquidi del suolo possono legarsi. Questi cationi sono essenzialmente i generatori di acidità (H^+ e Al^{3+}) e gli alcalino-terrosi (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+); altri ioni positivi, elettrochimicamente più forti, possono spostare quelli già legati e sostituirli nel fenomeno detto scambio cationico (una tipica serie di sostituzione è $Ca^{2+} > Mg^{2+} > K^+ > Na^+$ che, in condizioni particolari, possono venire spostati da H^+ e Al^{3+}).

Ossidi e idrossidi sono liberati dal reticolo cristallino dei minerali primari, a seguito dell'alterazione, in forma solubile o complessata, legati a sostanza organica, ed evolvono, prima rapidamente in forme insolubili amorfe, poi, con il proseguimento della pedogenesi, in forme cristalline. Tra gli ossidi/idrossidi rivestono la massima importanza quelli di ferro, di alluminio, di manganese e di silicio. Tra le forme amorfe o di transizione è possibile ricordare ferridrite (Fe), allofane (Al-Si), opale (Si), mentre tra quelle cristalline abbiamo goethite ed ematite (Fe) e gibbiste (Al) (Bonneau, Souchier, 1979).

Box 1. *Tipi di humus*

Sulla base dei caratteri morfologici vengono descritti tre tipi di humus (fig. 2):

- *Mor* - humus grezzo, scarsamente mineralizzato, con presenza di materia organica solo finemente frammentata e di lettiera poco decomposta, caratteristico delle foreste a conifere;
- *Moder* - forma più evoluta di *mor*, maggior livello di umificazione, tipico delle foreste a conifere e latifoglie;
- *Mull* - humus evoluto, formazione di complessi argillo-umici stabili, lettiera scarsa, tipico della foresta a latifoglie o delle zone a copertura erbacea. All'interno del *mull* vengono poi distinti ulteriori sottotipi in base al pH e alla velocità del *turnover*.

A complemento di quanto detto occorre precisare che, in ambienti poco aerati, si ha accumulo di materia organica non mineralizzata e una umificazione incompleta, come nel caso delle *Torbe* (perennemente sature d'acqua) e dell'*Anmoor* (presenza di fasi di aerazione).

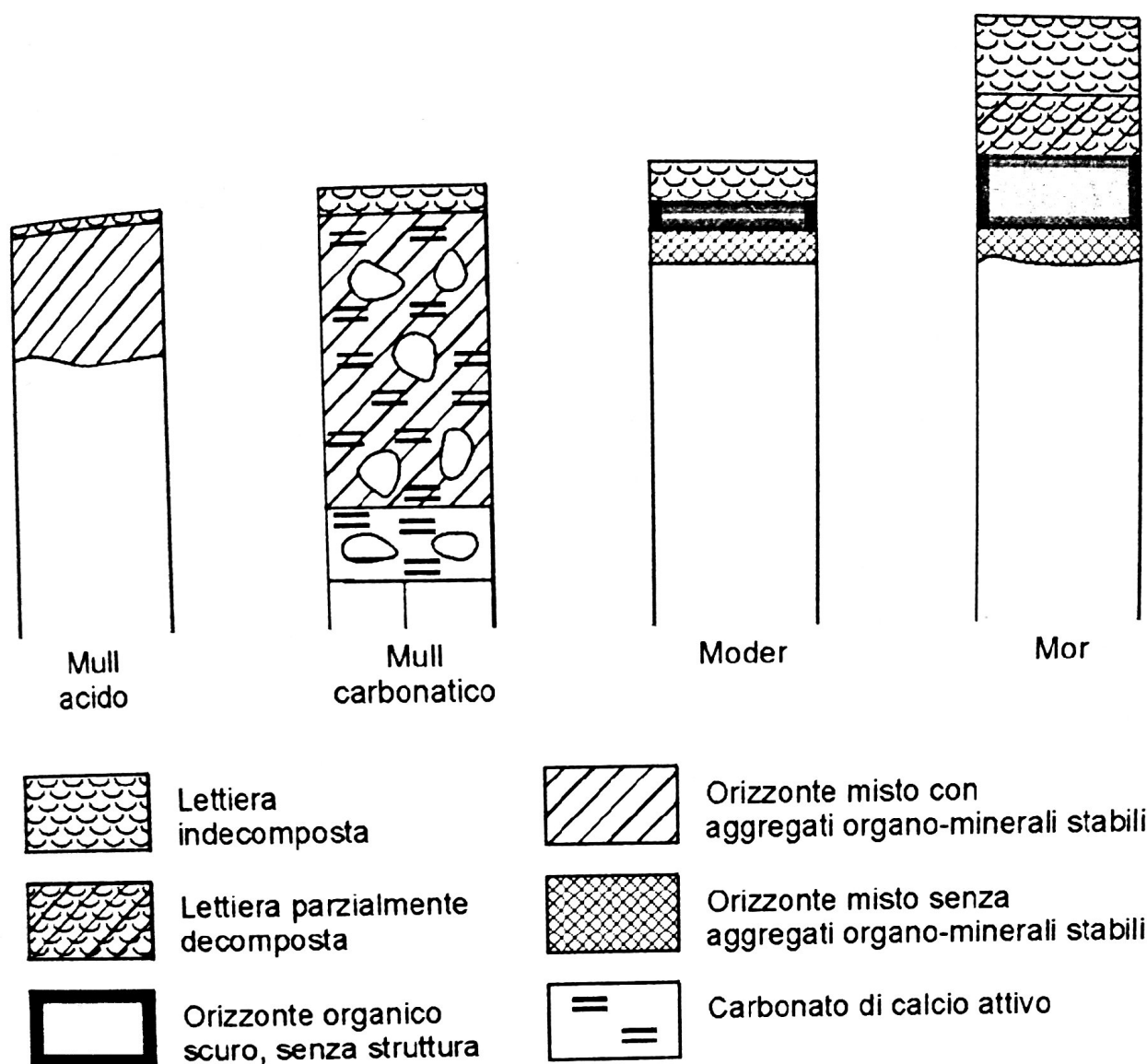


Fig. 2. Principali tipi di *humus* forestali temperati (da Duchaufour, 1995).

La frazione organica. La materia organica fresca, costituita sia da residui vegetali (foglie, rami, piante morte, il cui insieme è denominato «lettieria»), sia da resti animali, depositata al tetto del suolo minerale subisce dei processi di trasformazione (decomposizione) ad opera dei microrganismi presenti nel suolo, che ne trasformano la morfologia e la struttura chimica.

Un primo processo, molto veloce in ambienti biologicamente attivi, è detto mineralizzazione primaria e consiste nella scissione delle molecole organiche in composti più semplici (ad es. CO_2 , NH_3 , ecc.), solubili o gassosi. Un secondo processo, assai più lento, è l'umificazione; in questo caso le molecole organiche vanno a costituire dei nuovi composti di natura colloidale, amorfi, detti appunto *humus* (box 1), che si legano alla frazione minerale (argille e ossi-

di) in maniera piuttosto stabile (complessi argillo-umici o organo-minerali) (Duchaufour, 1995).

L'acqua nel suolo. L'acqua nel suolo è fornita principalmente dalle precipitazioni e può distinguersi in acqua di ruscellamento, che scorre sulla superficie; in acqua di gravità, che si muove verso il basso velocemente nei macropori (diam. $> 0,063$ mm) o lentamente nei micropori (diam. $< 0,063$ mm); in acqua trattenuta, che va ad occupare i micropori capillari (diam. $> 0,009$ mm) e che solo parzialmente è disponibile per l'assorbimento da parte delle radici. Alcuni parametri caratterizzano la disponibilità di acqua nel suolo: la capacità di campo, che esprime il volume d'acqua sufficiente a riempire l'intera porosità; il punto di appassimento, che indica il limite oltre il quale le radici delle piante non sono in grado di estrarre l'acqua capillare; l'acqua utilizzabile (AWC: *available water capacity*) da parte della vegetazione, che corrisponde alla quantità di acqua compresa tra i valori della capacità di campo e del punto di appassimento.

Profilo e orizzonti del suolo

Si definisce profilo del suolo una sezione verticale, aperta perpendicolarmente alla superficie topografica (fig. 1). Il profilo non è un'entità omogenea, ma si articola in orizzonti, paralleli alla superficie, che mostrano caratteristiche proprie e distinte. Apparentemente simili agli strati geologici, se ne discostano nettamente per il processo genetico; mentre gli strati si originano per sovrapposizione successiva, per cui quello alla base è più antico di quello al tetto (cfr. Parte prima, cap. III), gli orizzonti, invece, si generano a partire dalla superficie topografica per il progressivo approfondimento dei processi pedogenetici e per il loro differenziarsi con la profondità.

Poiché anche all'interno dei profili pedologici e geoarcheologici, quando siano di genesi complessa, esistono discontinuità stratigrafiche, la massima cura deve essere posta nella distinzione, non sempre immediata, tra orizzonti pedologici e strati sedimentari, anche ricorrendo a specifiche analisi di laboratorio (micromorfologia o petrografia) (cfr. Parte prima, cap. II) (Cremaschi, Rodolfi, 1991).

Tipi di orizzonti pedologici. Il codice universalmente accettato (Soil Survey Staff, 1998) per la denominazione degli orizzonti pedologici prevede che essi siano designati da lettere maiuscole, cui vengono aggiunti prefissi e suffissi alfanumerici per meglio precisarne le caratteristiche.

- Orizzonti O: orizzonti organici, superficiali, costituiti essenzialmente da sostanza organica indecomposta o solo parzialmente decomposta, in cui la frazione minerale rappresenta solo una piccola percentuale in volume.

- Orizzonti A: orizzonti minerali, sviluppati in superficie o al di sotto di un orizzonte O, caratterizzati da un accumulo di sostanza organica umificata, ben incorporata nella frazione minerale, oppure derivanti da attività di coltivazione o pascolo.

- Orizzonti E: orizzonti minerali, sviluppati al di sotto di un orizzonte O o di un orizzonte A, caratterizzati dalla perdita di materiali quali argilla e/o ferro e/o alluminio, di colorazione più chiara rispetto agli orizzonti vicini, con accumulo residuale di silicio.

- Orizzonti B: orizzonti minerali, sviluppati al di sotto di un orizzonte O, un orizzonte A o un orizzonte E, in cui è particolarmente sviluppata l'azione dei processi pedogenetici che si esprime attraverso il colore, l'aggregazione, la fragilità, l'accumulo di materiale traslocato dagli orizzonti superiori, la rimozione o accumulo di sali, la concentrazione residuale di ossidi, la presenza di ferro ridotto.

- Orizzonti C: orizzonti minerali, profondi, caratterizzati da debole alterazione: la roccia madre è solo parzialmente modificata ad opera di processi non direttamente legati all'attività biologica, e manifesta ancora la sua struttura originaria. Questi orizzonti evolvono specialmente su rocce incoerenti o debolmente coesive; tra di essi va annoverato il saprolite che consiste in rocce rese friabili su forti spessori dal processo idrolitico (vedi oltre).

- Strati R: rocce litoidi fortemente compatte e dure, sottostanti gli orizzonti di alterazione e costituenti la roccia madre inalterata. Esse possono essere fratturate e contenere materiale che proviene dagli orizzonti soprastanti.

Per quanto riguarda i prefissi e i suffissi, essi indicano:

- Discontinuità litologiche o granulometriche all'interno del profilo; si indicano per mezzo di un numero arabo che precede la lettera maiuscola, il numero 1 non viene indicato (ad es. A-E-2B-2C).

- Particolari caratteri dell'orizzonte; si indicano per mezzo di una lettera minuscola che segue la lettera maiuscola (ad es. Ap-Bt-Ck); i principali suffissi sono indicati in tab. 2.

- Suddivisioni verticali di un orizzonte; si indicano per mezzo di un numero arabo che segue tutte le lettere; la numerazione riparte ad ogni lettera maiuscola (ad es. A-B1-B2-C1-C2).

Le regole che governano l'uso di prefissi e suffissi sono piuttosto rigide e complesse, soprattutto per quanto riguarda la compatibilità tra le varie lettere minuscole e tra lettere maiuscole e minuscole; in questi casi occorre comunque fare riferimento al testo originale, ovvero le *Keys to Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 1998).

Tab. 2. *Suffissi per la denominazione degli orizzonti del suolo.*

a	presenza di materiale organico fortemente decomposto
b	orizzonte sepolto
c	presenza di concrezioni e noduli
d	orizzonte con alta densità apparente
e	presenza di materiale organico a decomposizione intermedia
f	presenza di ghiaccio (in permanenza)
ff	permafrost
g	gley-riduzione e rimozione del ferro
h	accumulo illuviale di sostanza organica
i	presenza di materiale organico leggermente decomposto
j	accumulo di jarosite (prodotto di alterazione della pirite)
jj	evidenze di crioturbazioni
k	accumulo di carbonati
m	cementazione o indurimento
n	accumulo di sodio
o	accumulo residuale di sesquiossidi
p	disturbo da coltivazione
q	accumulo di silicio
r	orizzonte di roccia alterata
s	accumulo illuviale di sesquiossidi e materia organica
ss	presenza di slickensides (superfici di scivolamento)
t	accumulo di argilla
v	caratteristiche di plintite
w	sviluppo di colore e/o di struttura
x	caratteristiche di fragipan (compattazione)
y	accumulo di gesso
z	accumulo di sali più solubili del gesso

Proprietà degli orizzonti

Colore. È una delle proprietà più evidenti del suolo e viene stimato per mezzo di apposite tavole cromatiche di riferimento prodotte dal 1954 dalla Munsell® Color Company Inc. Il colore viene dunque identificato attraverso una sigla alfanumerica che ne codifica tre proprietà (fig. 3): *Hue*, che indica il colore dominante; *Value*, che indica la luminosità relativa; *Chroma*, che ne indica il tono, ovvero la sua saturazione.

La determinazione del colore può fornire una prima stima del chimismo del suolo: ad esempio, il colore ocra può essere legato alla presenza di goethite, mentre quello rosso può dipendere dalla presenza di ematite, o comunque di ferro ossidato; al contrario il ferro ridotto, determinato da processi di idromorfia, induce colori grigi o verdi. Il colore nero è in genere dovuto alla presenza di sostanza organica umificata, ma può anche essere legato alla presenza di idrossidi di ferro e manganese in orizzonti connessi all'oscillazione delle falde acquifere.

Granulometria o tessitura. La granulometria si riferisce alla dimensione delle particelle che costituiscono il suolo, o meglio alla ripartizione dei costituenti (minerali) per classi dimensionali, in base al loro diametro. Essa costituisce una proprietà rilevante del suolo, poiché ne influenza le proprietà fisico-chimiche e funzionali (in particolare umidità, areazione e fertilità).

La scala di riferimento è quella sedimentologica di Udden-Wentworth (cfr. Parte prima, cap. III), modificata secondo le norme dell'International Soil Science Society. Una prima suddivisione riguarda le particelle con diametro superiore ai 2 mm, che vengono denominate scheletro o pietre, mentre quelle a diametro inferiore ai 2 mm sono definite terra fine, ulteriormente suddivisa nelle seguenti classi:

- sabbia tra 2 mm e 0,063 mm – si divide in: molto grossa, grossa, media, fine, molto fine;
- limo tra 0,063 mm e 0,002 mm – si divide in grosso, medio, fine, molto fine;
- argilla inferiore a 0,002 mm.

La granulometria può essere stimata direttamente sul terreno (box 2, fig. 4), oppure misurata in laboratorio attraverso apposite

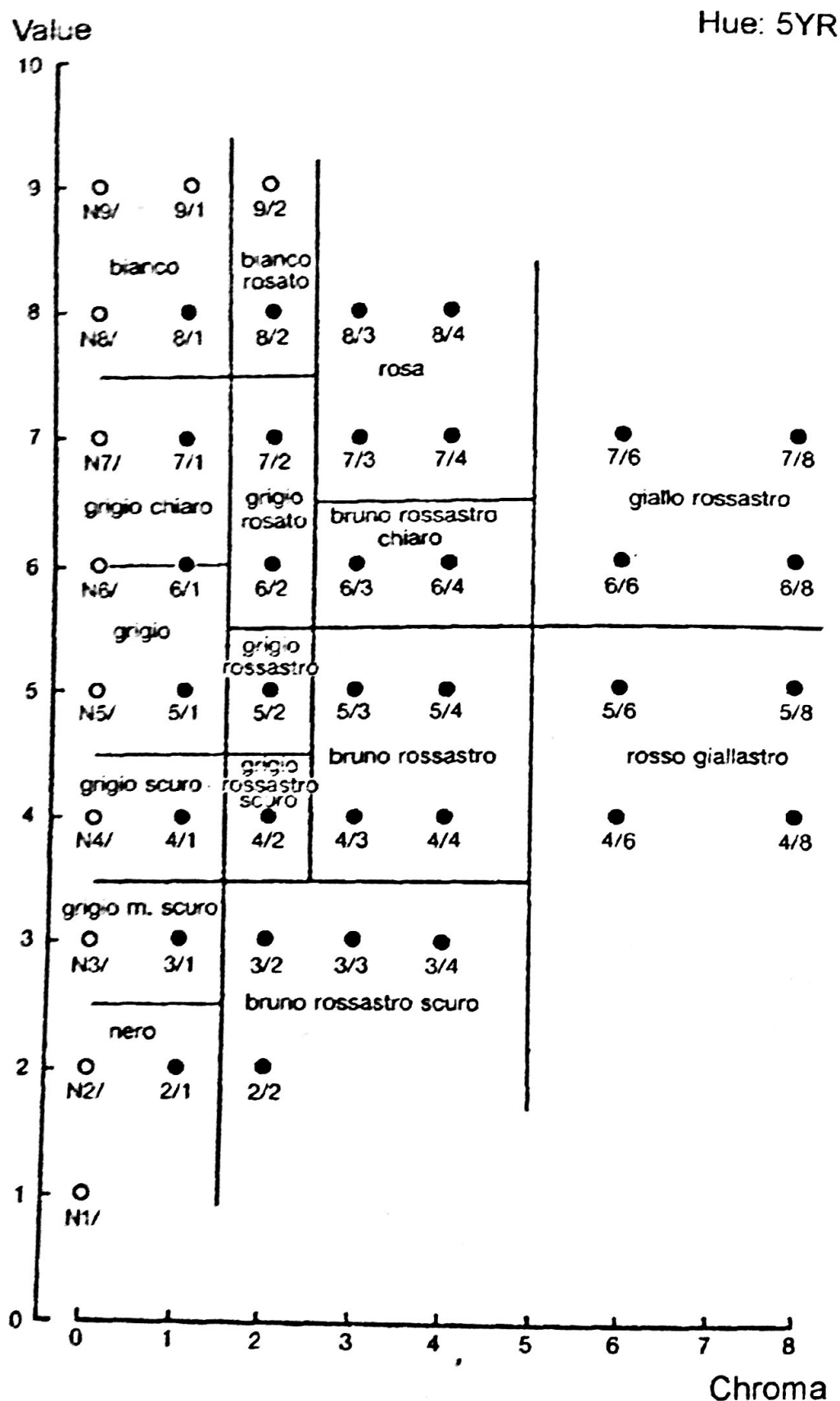


Fig. 3. La pagina delle tavole cromatiche Munsell di Hue 5YR (arancio). Il colore si ottiene per raffronto visivo con i tasselli, colorati nell'originale e se ne determina così la sigla completa, esempio: 5YR 6/6 ed il nome relativo giallo rossastro.

Box 2. La descrizione degli orizzonti sul terreno

La descrizione del profilo sul terreno è un momento del rilevamento pedologico, ma anche geoarcheologico, della massima importanza. La descrizione sul terreno riconosce gli orizzonti, ma anche le discontinuità stratigrafiche, le figure principali per la diagnosi dei processi genetici e valuta i criteri di campionamento per le successive analisi di laboratorio. È il momento più difficile del lavoro, il più gravido di responsabilità. La determinazione delle caratteristiche degli orizzonti viene effettuata sul terreno in accordo con codici generalmente accettati (es. Hodgson, 1976; Sanesi, 1977; MacRae, 1991), al fine di risultare comprensibile anche a ricercatori che non abbiano osservato il profilo sul terreno.

In generale, per ogni orizzonte si descrivono le seguenti proprietà (trattate in dettaglio nel testo), che devono essere schematicamente indicate accanto alla denominazione di ciascun orizzonte, insieme alla profondità, espressa in cm a partire dalla superficie topografica:

- colore: occorre precisare sia il colore dominante sia la presenza di eventuali screziature – talora è opportuno determinare il colore a secco e a umido;
- granulometria: viene determinata per via empirica per il materiale più fine (fig. 4), senza trascurare la frequenza e la natura dei costituenti più grossolani;
- tipo di aggregazione e consistenza degli aggregati;
- porosità: frequenza e dimensione dei vuoti, distinti in macropori e micropori; le fratture macroscopiche vengono descritte separatamente;
- figure pedologiche: frequenza, morfologia e natura;
- effervescenza all'acido cloridrico: valutazione empirica che stima il contenuto in carbonati fino ad un valore massimo del 10%;
- limite inferiore: si valuterà sia l'andamento (lineare, ondulato, irregolare, discontinuo) sia lo spessore della zona di transizione (abrupto, chiaro, graduale, diffuso).

Alcuni esempi di descrizione dei profili sono forniti nella Parte seconda, capp. I e II.

procedure analitiche (box 3); determinata la ripartizione dei costituenti nelle varie classi dimensionali, è possibile definire la tessitura del suolo utilizzando appositi diagrammi triangolari (fig. 5) che presentano, a differenza delle classificazioni sedimentologiche,

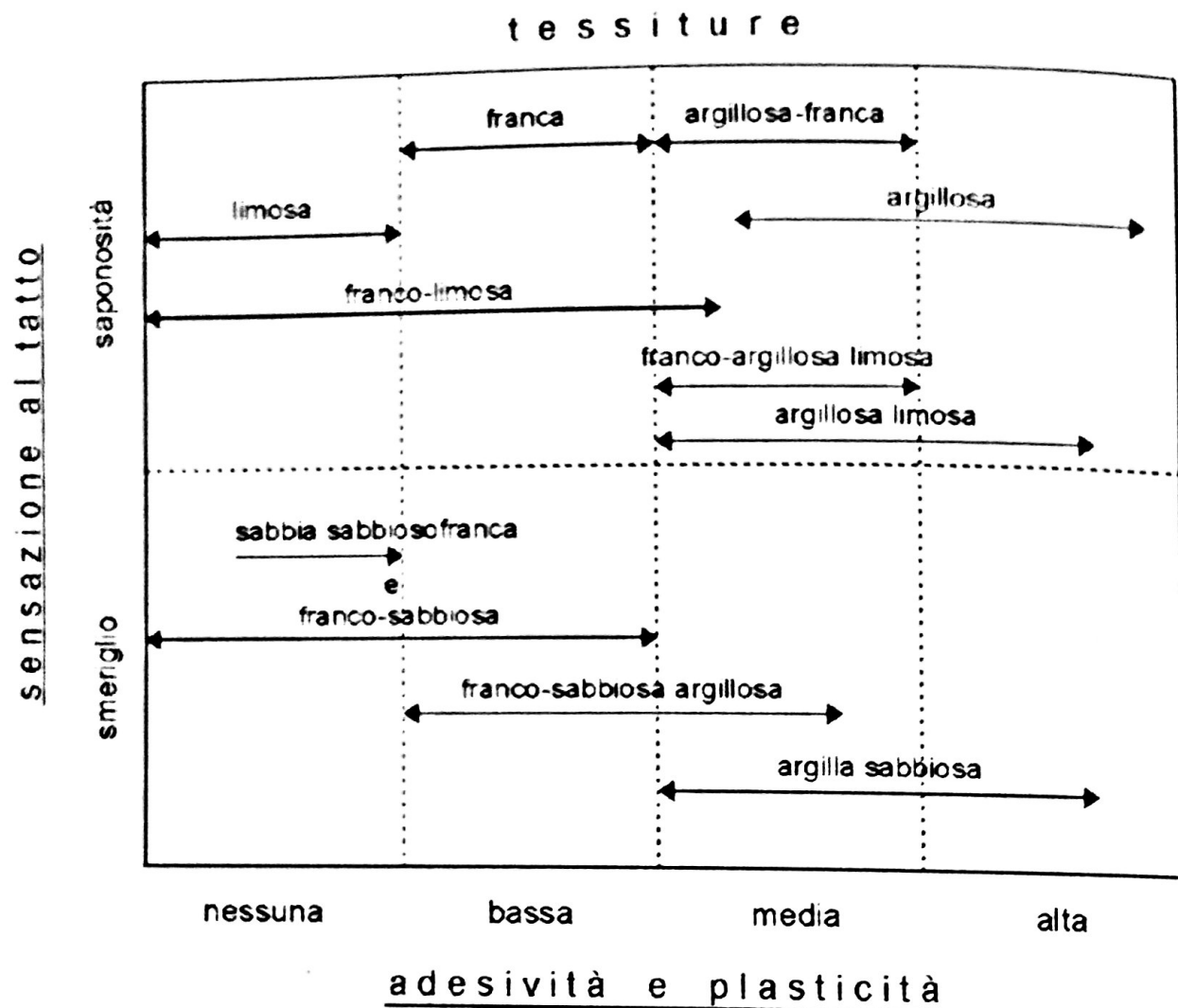


Fig. 4. Schema per la stima empirica della granulometria che si ottiene inumidendo il campione e passandolo fra le dita.

un campo (franco) per quei suoli la cui tessitura presenta un assortimento equilibrato delle tre classi principali (sabbia, limo e argilla).

Aggregazione e consistenza. Il suolo ha la proprietà di scindersi in unità elementari, dette aggregati, separate da linee naturali di minore resistenza, che possono essere descritte secondo forma, dimensione e grado di aggregazione. Il grado di aggregazione esprime la tendenza degli aggregati ad organizzarsi: si avrà così un'aggregazione debolmente sviluppata, nel caso in cui gli aggregati siano deboli e si rompano con facilità, un'aggregazione moderatamente sviluppata, quando gli aggregati risultino ben formati e più resistenti, ed infine un'aggregazione fortemente sviluppata, quando gli

Box 3. Analisi granulometriche in laboratorio

Esistono numerosi metodi di analisi granulometrica (Shackley, 1975; Gale, Hoare, 1991), che si equivalgono sostanzialmente sul piano teorico; l'affidabilità dei risultati appoggia sul rigoroso rispetto del protocollo analitico.

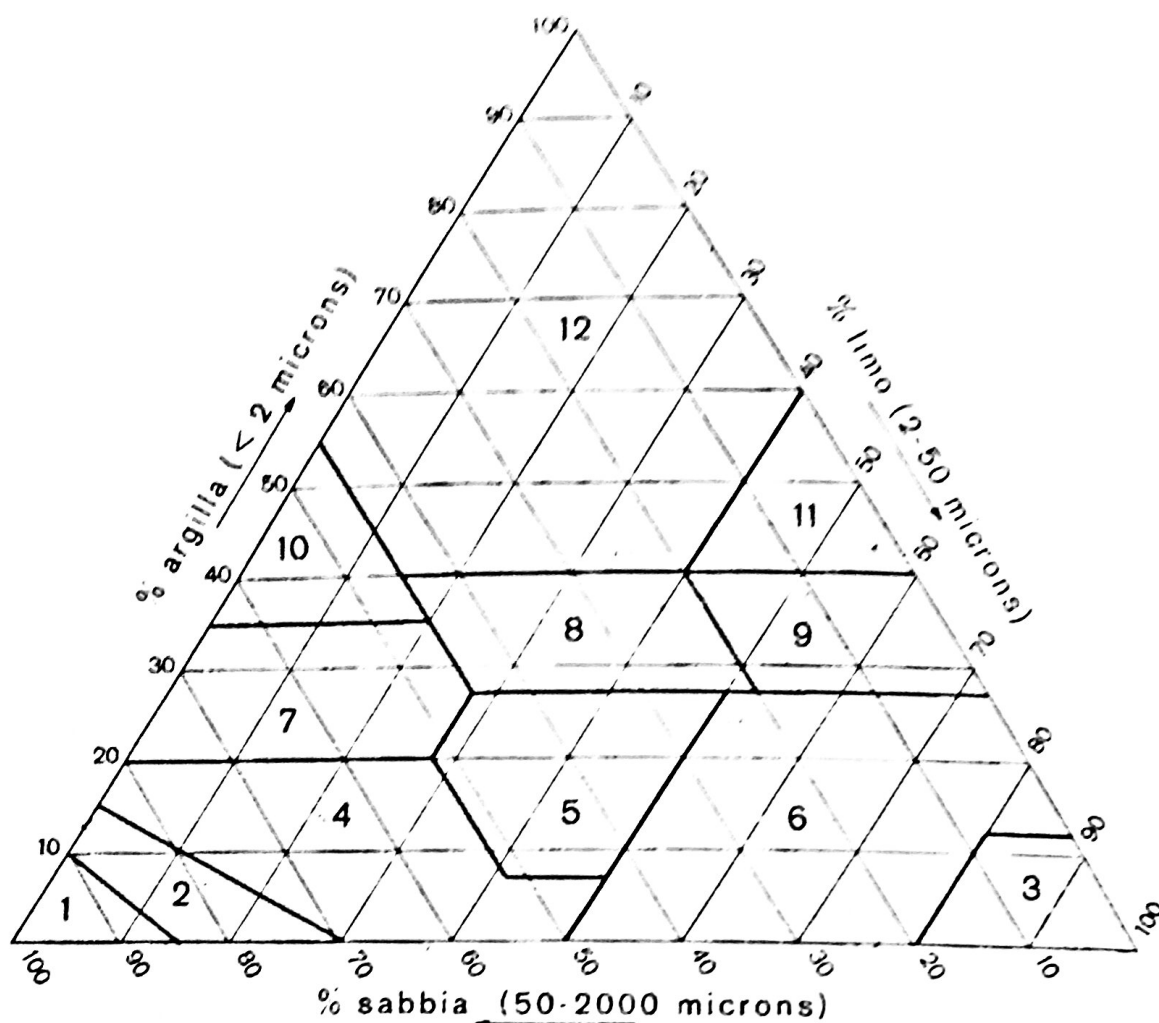
Il campione deve essere accuratamente disgregato e liberato dalla sostanza organica mediante trattamento con perossido di idrogeno a 130 vol., rispettoso delle particelle elementari, ma in grado di dissolvere gli aggregati.

La vagliatura (o setacciatura) è il miglior metodo per ottenere la distribuzione granulometrica nel campo delle sabbie. A tale scopo si utilizzano setacci in acciaio, con maglie a luce passante decrescente, dal diametro più grossolano al più fine. Il campione viene introdotto nel setaccio in cima alla pila, che viene posta in agitazione: in questo modo le particelle, grazie alla forza di gravità, ed eventualmente con l'aiuto dell'acqua, si distribuiranno nei vari setacci in accordo con le loro dimensioni.

Per le frazioni inferiori a 0,063 mm viene sfruttata la legge di Stokes che mette in relazione il diametro della particella con la sua velocità di caduta attraverso un fluido di caratteristiche note. Le tecniche di misura sono differenti e vanno dal prelievo e misura di una aliquota della sospensione (bilancia di sedimentazione), alla misura della sua densità (densimetria), o della densità ottica (fotosedimentometro a scansione).

I risultati delle analisi granulometriche, talora riportati in una tabella numerica, sono più di sovente proposti in rappresentazione grafica. Quella maggiormente utilizzata è la curva di frequenza cumulativa (fig. 6) che si ottiene plottando le singole classi granulometriche (asse delle ascisse) contro la loro percentuale cumulata (asse delle ordinate); in alternativa viene spesso utilizzata anche una rappresentazione a istogramma (fig. 6) in cui, sull'asse delle ordinate, è indicata la percentuale di ogni singola classe identificata. Numerosi esempi di analisi granulometrica sono forniti nella Parte seconda, capp. I e II.

aggregati siano ben formati e si separino con facilità senza rompersi. In assenza di aggregati, il suolo può essere incoerente (o sciolto), qualora le sue particelle si separino individualmente, oppure massivo, qualora, pur coerente, non si separi in forma di aggregati.



- | | |
|-------------------|-----------------------------|
| 1 Sabbioso | 7 Franco sabbioso argilloso |
| 2 Sabbioso franco | 8 Franco argilloso |
| 3 Limoso | 9 Franco limoso argilloso |
| 4 Franco sabbioso | 10 Argilloso sabbioso |
| 5 Franco | 11 Argilloso limoso |
| 6 Franco limoso | 12 Argilloso |

Fig. 5. Diagramma triangolare per la classificazione granulometrica dei suoli (da Sanesi, a cura di, 1977).

Per quanto riguarda la forma (fig. 7), gli aggregati possono essere distinti in granulari, poliedrici (angolari e subangolari), prismatici e lamellari.

Le dimensioni, infine, vengono generalmente distinte in: molto fini, fini, medie, grandi, molto grandi. I limiti tra di esse sono va-

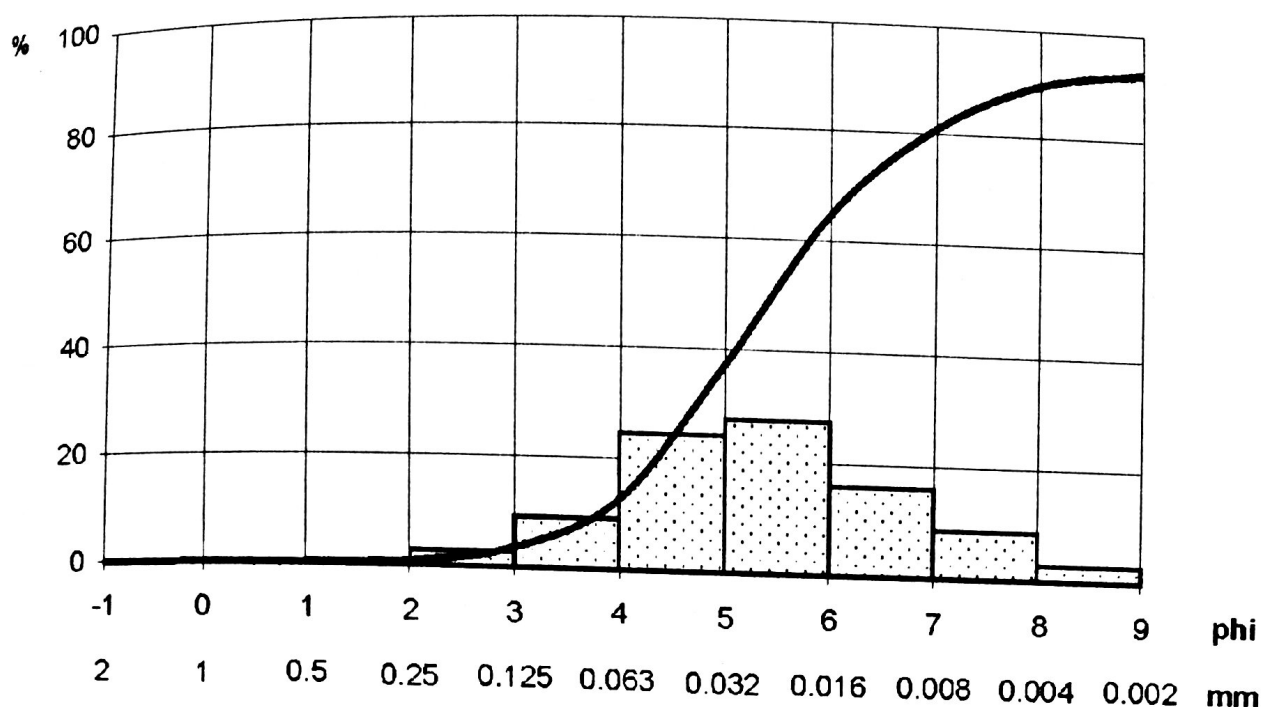


Fig. 6. Curva granulometrica cumulativa ed istogramma (relativi ad un sedimento franco limoso - 30% sabbia; 60% limo; 10% argilla).

riabili a seconda della forma degli aggregati (ad es. granuli molto fini < 1 mm - poliedri molto fini < 5 mm).

La consistenza, ovvero la resistenza alla deformazione e alla frattura, è fortemente influenzata dalla presenza di acqua; deve perciò venire effettuata direttamente sul terreno o, con maggiore precisione in laboratorio, purché il campione conservi le sue originarie proprietà. In questo modo è possibile definire se esso sia più o meno adesivo (aderisce ad altri corpi), plastico (si deforma e mantiene la nuova forma) oppure sciolto, friabile, resistente o duro.

pH e carbonati. Il pH del suolo esprime la concentrazione di ioni H^+ nelle soluzioni in esso circolanti (e precisamente il logaritmo negativo in base 10 di tale concentrazione). Suoli con pH compreso tra 4 e 7 sono acidi, suoli con pH tra 7 e 9 sono alcalini, suoli con pH prossimo a 7 sono neutri. Il pH del suolo è fortemente influenzato dallo scambio cationico e dalla presenza di carbonati all'interno del profilo.

Le proprietà chimiche del suolo rivestono una notevole importanza nella caratterizzazione dei processi evolutivi e nella valutazione della fertilità. In campagna, il pH del suolo viene determinato con un indicatore cromatico.

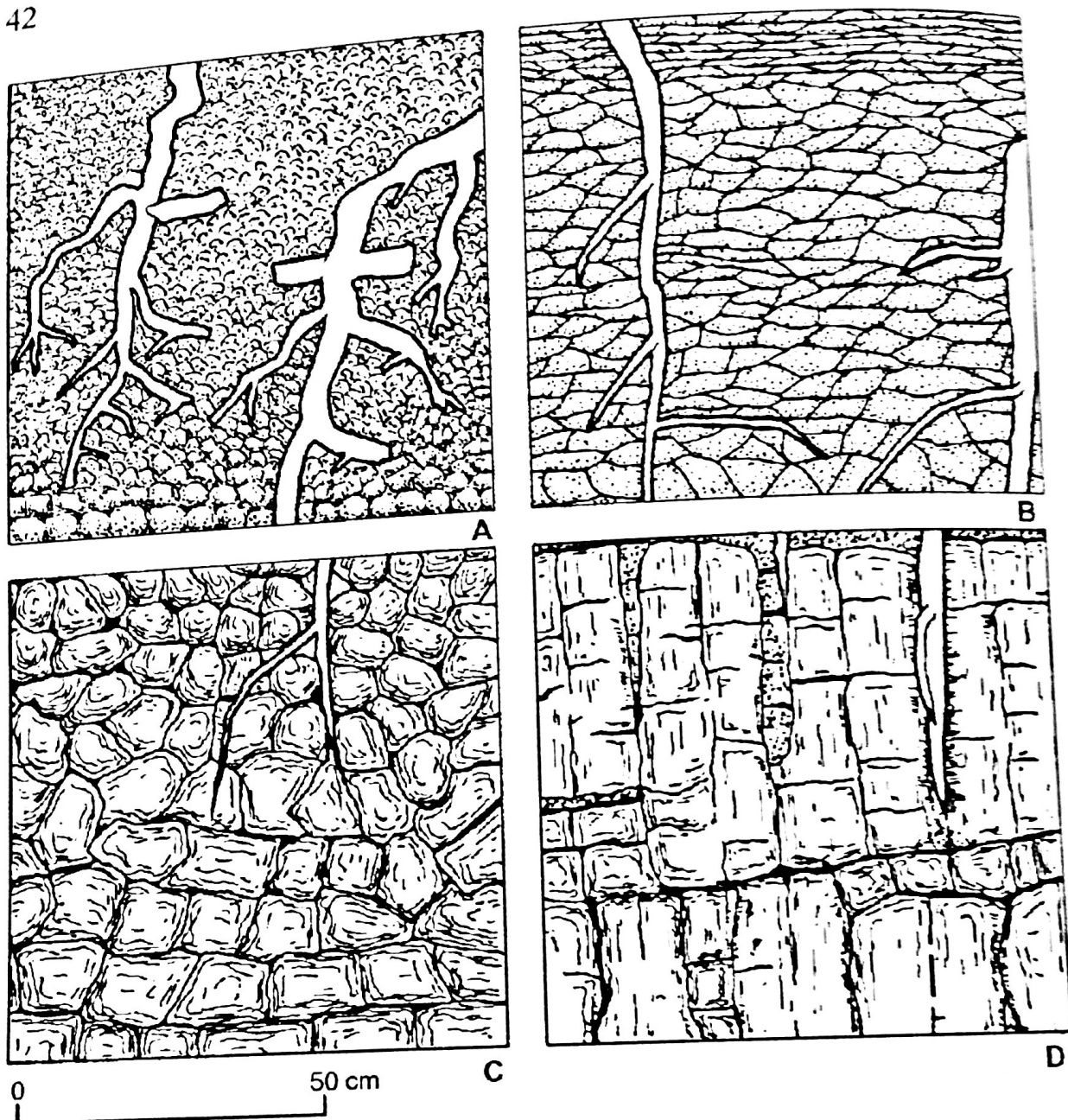


Fig. 7. I diversi tipi di aggregazione del suolo: A) granulare; B) lamellare e lenticolare; C) poliedrica subangolare (sopra) ed angolare (sotto); D) prismatica.

Il contenuto in carbonati è invece stimato in base all'intensità dell'effervescenza emessa da un campione trattato con HCl diluito 1:5. L'acido dissolve i carbonati liberando anidride carbonica, che produce effervescenza tanto più intensa, quanto più alto è il contenuto di carbonati nel campione.

Box 4. Le analisi chimiche sui suoli

Molte sono le analisi chimiche che si eseguono sul suolo e ciascuna di esse risponde ad una finalità specifica nel campo della fertilità, della genesi, della pedologia ambientale (Avery, Bascomb, 1974; Osservatorio Nazionale Pedologico-Ministero delle Risorse Agricole, 1994). Elenchiamo di seguito, in modo sintetico, alcune determinazioni che sono di largo uso per lo studio della genesi dei suoli e che saranno citate nei casi di studio discussi in seguito. La specificazione dei metodi è contenuta nella bibliografia citata.

- Carbonio organico. È spesso determinato sfruttando una reazione di ossido-riduzione del dicromato di potassio e sulla titolazione dell'eccesso di quest'ultimo reagente per mezzo di ferro ammonio solfato (metodo Walkley e Black).

- Azoto. Il metodo comunemente utilizzato per la determinazione dell'azoto totale (metodo Kjeldahl) prevede la trasformazione dell'azoto organico in ammonio mediante trattamento con acido solforico concentrato, che viene distillato in ambiente alcalino e assorbito su acido solforico: il quantitativo di ammonio si determina attraverso una titolazione dell'eccesso di acido.

- Fosforo. Il procedimento analitico per la determinazione del fosforo totale prevede che il campione venga attaccato con acido solforico e perossido di idrogeno, quindi dosato per via colorimetrica al blu fosfomolibdico.

- Scambio cationico. I parametri misurabili in laboratorio per quantificare lo scambio cationico sono la capacità di scambio cationico (quantità massima di cationi che possono venire assorbiti da 100 g di materiale), la somma delle basi scambiabili (somma dei cationi alcalino-terrosi) ed il tasso di saturazione in basi (rapporto tra somma delle basi e capacità di scambio).

- Acidità (pH). La determinazione del pH avviene per mezzo di indicatori colorimetrici (indicatore universale a base di rosso metile) o tramite appositi strumenti detti pHmetri.

- Carbonati. L'equivalente di carbonato di calcio si misura in laboratorio, generalmente ponendo il campione in un recipiente chiuso e producendo una reazione tra questo e acido cloridrico (18%); la reazione sviluppa CO_2 proporzionalmente al contenuto in carbonati del campione. Lo strumento più comunemente utilizzato è il calcimetro ad alcool (Dietrich-Frühling) nel quale la CO_2 prodotta fa scendere il livello dell'alcool che riempie una colonna graduata.

Figure pedologiche. Si definiscono figure pedologiche quei corpi o elementi discreti che risultano osservabili a occhio nudo o con l'aiuto di una lente, all'interno del suolo, sulla faccia degli aggregati o nei pori. Si distinguono generalmente i rivestimenti e le impregnazioni.

I rivestimenti sono pellicole di materiale di differente tessitura (argilla, limo, occasionalmente sabbia) e più raramente amorfo o cristallino che si deposita o si riorganizza sulla superficie dei vuoti, degli aggregati e degli elementi di scheletro. Le impregnazioni, dette anche noduli e concrezioni, sono corpi rotondeggianti, generalmente duri, di materiale che si segrega dalla matrice del suolo, ri-depositandosi in forma cristallina (carbonati e gesso) o amorfa (ossidi di ferro e manganese).

I processi pedogenetici

Il suolo può essere concepito come sistema termodinamico aperto, attraversato da scambi di energia e di materia (fig. 8) con l'atmosfera, la biosfera e la litosfera, includendo in quest'ultima anche altri corpi pedogenetici. I flussi di energia e di materia determinano e orientano i processi di trasformazione e organizzazione che avvengono all'interno del suolo; attraverso di essi che sono, in ultima analisi, i fattori determinanti delle proprietà del suolo (chimismo, orizzonti e loro caratteristiche), si attua la pedogenesi.

I processi possono essere raggruppati in tre categorie distinte: processi di disturbo meccanico (pedoturbazione), i processi chimici generali (comuni in un gran numero di suoli differenti) e i processi fondamentali della pedogenesi. Questa schematizzazione si rifà al modello suggerito da Duchaufour alla fine degli anni '70 e ribadito nella sua opera più recente (Duchaufour, 1977, 1995).

Pedoturbazione. Si tratta di processi di natura meccanica riconducibili al rigonfiamento ed alla contrazione delle argille a reticolo espandibile dovuti al gelo e disgelo dell'acqua nel suolo, al trasporto di frazioni del suolo da parte di organismi viventi.

I processi vertici sono connessi a substrati argillosi ricchi di alcali; malgrado siano ritenuti azonali, si sviluppano particolarmente dove vi siano i minerali argillosi opportuni ed un clima a stagioni

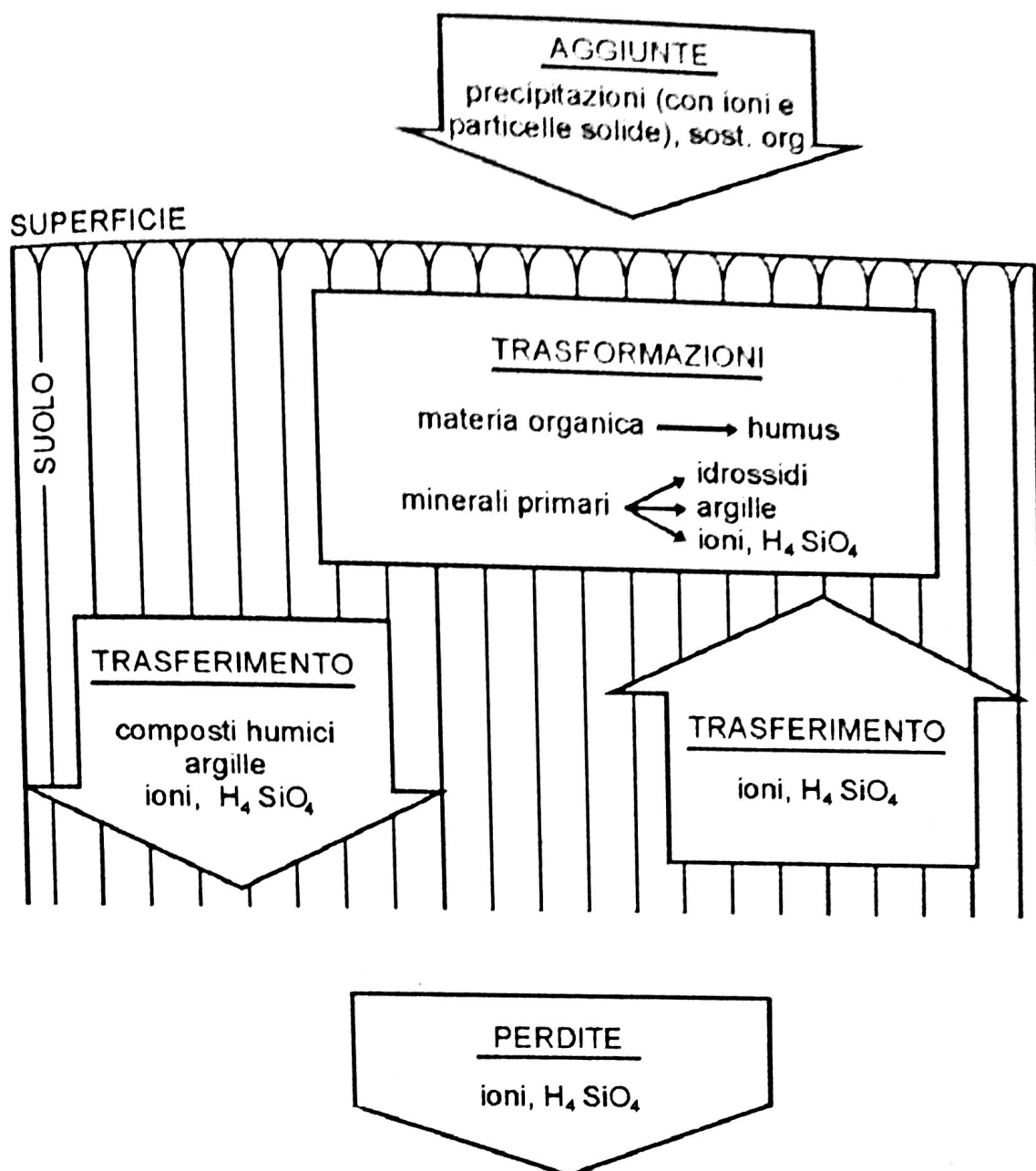


Fig. 8. Il suolo come sistema termodinamico.

contrastate. Tipiche dei vertisuoli sono le superfici di scivolamento e pressione, nonché i *gilgai* responsabili di una microtopografia dal tipico andamento ondulato, illustrata per il caso di studio di Ghiardo Cave (cfr. Parte seconda, cap. I).

I cicli di gelo e disgelo, caratteristici dell'ambiente periglaciale, in virtù delle proprietà dell'acqua di aumentare di volume al passaggio dallo stato liquido a quello solido (ghiaccio) inducono molteplici movimenti di frazioni tessiturali del suolo, che, a livello macroscopico, danno origine ai suoli poligonali (cfr. Parte prima, cap. V), ai cunei di ghiaccio, a coltri di soliflusso e, a livello microscopico, alla segregazione delle lenti di ghiaccio (cfr. Parte prima, cap. II).

Anche gli organismi vegetali o animali possono indurre importanti rimescolamenti, denominati bioturbazioni, specie negli orizzonti umiferi del suolo.

Processi chimici generali. L'idrolisi costituisce il più importante processo di alterazione delle rocce silicatiche e si esplica mediante la sostituzione dei cationi del reticolo cristallino nei minerali silicatici da parte di ioni idrogeno, derivanti dalla ionizzazione dell'acqua. I primi cationi ad essere sostituiti sono quelli alcalini (calcio, magnesio, sodio e potassio), seguono il ferro ed infine, quando l'idrolisi raggiunge i massimi livelli, anche l'alluminio ed il silicio; a questo punto, il minerale originario è stato completamente demolito. Gli ioni così liberati costituiscono il punto di partenza per la neoformazione dei minerali argillosi (caolinite soprattutto). La completa decomposizione del minerale avviene solo nei casi di alterazione più spinta (idrolisi totale) che è tipica delle basse latitudini negli ambienti equatoriali ed è favorita da alte temperature e precipitazioni. Una idrolisi progressiva è invece caratteristica delle foreste temperate alle medie latitudini e determina soltanto una alterazione dei minerali argillosi ereditati dal substrato pedogenetico.

Il processo di lisciviazione concerne la rimozione per soluzione dei sali presenti nel suolo o nella roccia madre (nitrati, carbonati e solfati) ad opera delle acque circolanti (specie se leggermente acide). I termini decarbonatazione e decalcificazione indicano rispettivamente la dissoluzione dei carbonati in ambiente calcareo, e la dissoluzione dei carbonati presenti in un ambiente non calcareo.

I processi fondamentali della pedogenesi. Si tratta di processi tipici della genesi del suolo che determinano proprietà e profili caratteristici (fig. 9).

La formazione di complessi organo-minerali orienta un primo gruppo di processi in cui la sostanza organica diventa motore della pedogenesi:

- la *carbonatazione* è il processo legato alla presenza di carbonati all'interno del profilo: questo comporta la formazione negli orizzonti A di composti umici, complessati dallo ione calcio, poco evoluti e molto resistenti alla degradazione, che inibiscono l'alterazione, impedendo la formazione di orizzonti B. Tipico esempio di

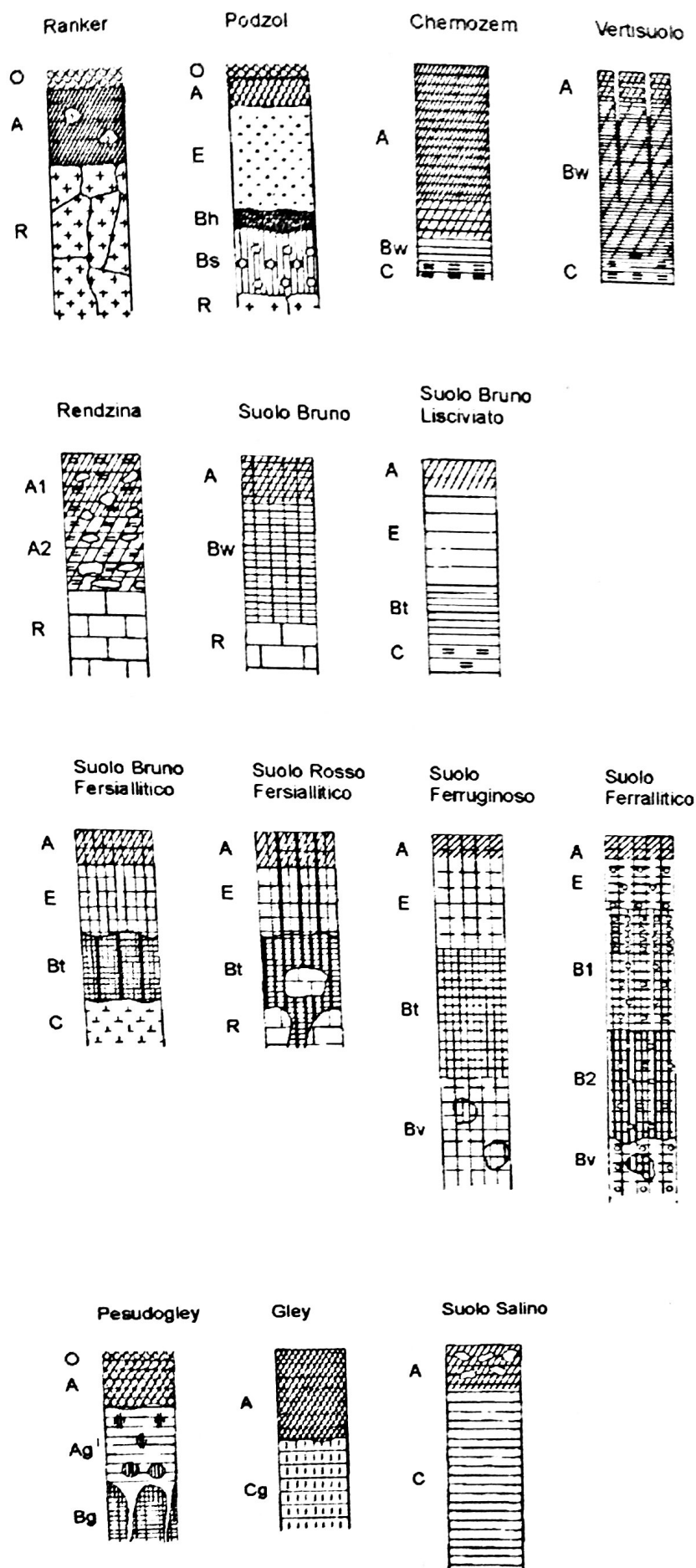


Fig. 9. Principali tipi di suoli, risultanti dai processi pedogenetici fondamentali (da Duchaufour, 1995).

carbonatazione sono i suoli di tipo rendzina (profili A/C), comuni su substrati calcarei in aree montane particolarmente umide, poiché un eccesso di precipitazioni favorirebbe la rimozione del calcare dal profilo;

- la *brunificazione* è un processo legato alla presenza di ferro liberato dai minerali primari all'interno del profilo; esso forma complessi umo-ferrici negli orizzonti superficiali che vanno incontro a mineralizzazione rapida, mentre si lega alle argille negli orizzonti B, impartendo una tipica colorazione bruna. Questo tipo di processo è incompatibile con la presenza di carbonati, che devono essere preventivamente rimossi dal profilo, e caratterizza i suoli di foresta a latifoglie delle zone temperate umide;

- il *lisciviaggio* è legato alla presenza di acqua che si muove per gravità all'interno del profilo e che permette la migrazione, in sospensione, delle argille e degli ossidi dagli orizzonti superficiali (orizzonti E - eluviali) verso quelli profondi (orizzonti Bt - illuviali). L'efficacia del processo dipende dalla possibilità delle argille di venire disperse, condizione che viene meno in presenza di cationi liberi. In questo senso è fondamentale il ruolo della sostanza organica nella soluzione del suolo; essa contrasta l'azione dei cationi, bloccandoli e contemporaneamente formando delle pellicole attorno alle argille che ne favoriscono la dispersione. Il processo di lisciviaggio porta alla formazione di suoli lisciviati e, in generale, è tipico delle zone a clima umido, con stagioni contrastate, dove spesso si sovrappone a quello di brunificazione;

- la *podzolizzazione* (o *cheluviiazione*) è un processo che avviene in presenza di sostanza organica debolmente umificata. In queste condizioni, negli orizzonti superficiali si formano grandi quantità di acidi umici che attaccano il reticolo cristallino dei minerali argillosi, liberando ioni ferro e alluminio che si legano alla sostanza organica e migrano verso il basso dove precipitano, in virtù della minore acidità. Questo provoca la formazione della sequenza di orizzonti ben differenziati E-Bh-Bs. I podzols sono i suoli determinati dalla podzolizzazione e sono tipici di ambienti di alte latitudini e delle zone montane, su substrati acidi, talora con coperture vegetali a conifere.

Le alternanze stagionali di cicli di aridità ed umidità determinano un secondo gruppo di processi caratteristici delle regioni semiaride:

- la *melanizzazione* (o *isoumismo*) è un processo tipico dell'ambiente di steppa fredda, e dà luogo ai suoli isoumici o *chernozem*. L'abbondante sostanza organica si lega al carbonato di calcio, presente nel profilo, e dà luogo a complessi organico-minerali di colore scuro, particolarmente stabili grazie all'aridità del clima e che vengono incorporati in profondità grazie all'intensa bioturbazione;
- nelle zone aride e semiaride, il processo di *calcificazione* è favorito dal prevalere dell'evapotraspirazione sulle precipitazioni. Le occasionali piogge provocano la mobilizzazione del carbonato che successivamente precipita e cristallizza con conseguente formazione di noduli e croste.

Un terzo gruppo di processi provoca una alterazione estremamente spinta che attacca anche i minerali primari più resistenti (suoli fersiallitici, ferruginosi e ferrallitici, fig. 9). L'aspetto che accomuna questi processi è la *rubefazione*, che è causa del colore rosso degli orizzonti del suolo. Il ferro, liberato dal reticolo cristallino dei silicati, precipita sotto forma di idrossidi amorfi che, in ambiente ben drenato, cristallizzano in ferridrite e goethite, e, per disidratazione, passano a ematite dal caratteristico color rosso. La rubefazione necessita della disidratazione degli ossidi di ferro che può essere indotta dal clima, ma anche dal tempo attraverso ripetuti cicli di dessicazione (fig. 10):

- la *fersiallitizzazione* è un processo tipico delle regioni a clima tropicale e subtropicale, con una marcata stagione secca (l'area mediterranea, ad esempio, in cui si formano le Terre Rosse). L'alterazione spinta provoca la neoformazione o la trasformazione di argille a reticolo T-O-T, la liberazione di ossidi di ferro dal reticolo dei silicati che cristallizzano in ematite, conferendo agli orizzonti B il tipico colore rosso;
- la *ferruginazione* è un processo tipico delle regioni a clima tropicale e subtropicale, ma con maggiore umidità rispetto al precedente. In questo caso l'alterazione è ancora più spinta e porta alla neoformazione di argille a reticolo T-O accanto a quelle a reticolo T-O-T; la rubefazione è variabile, in funzione della presenza o meno di una stagione secca, il lisciviaggio è minore rispetto al processo di fersiallitizzazione;
- la *ferrallitizzazione* è un processo tipico delle zone a clima tropicale equatoriale. Consiste praticamente nell'alterazione completa dei minerali primari, ad eccezione del quarzo che comunque viene in

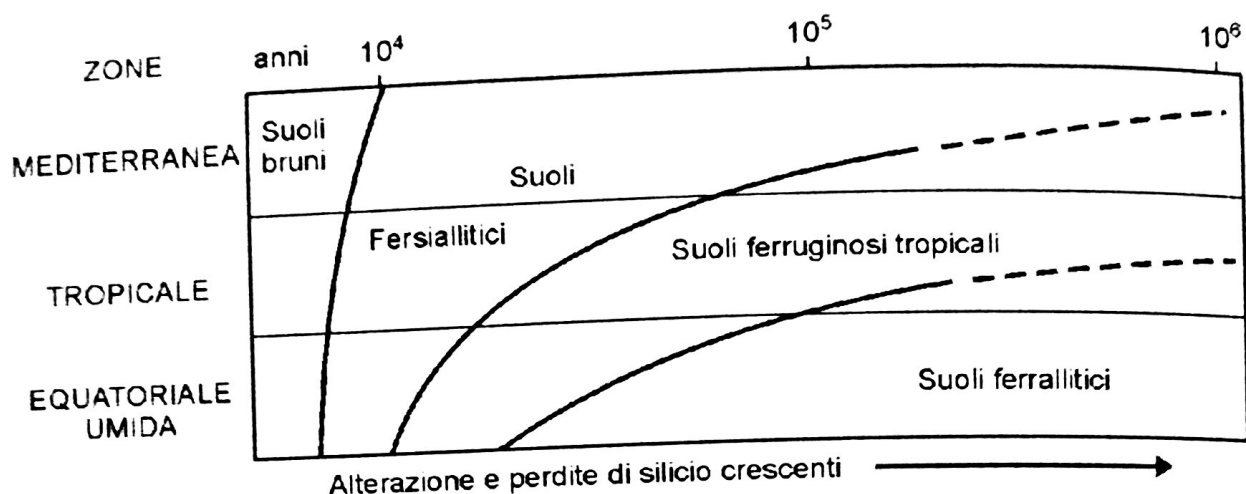


Fig. 10. Alterazione geochimica negli ambienti mediterranei tropicali ed equatoriali in funzione del tempo.

parte dissolto; sono presenti solo argille di neoformazione a reticolo T-O; la cristallizzazione degli ossidi provoca sia la formazione di croste di ematite e gibbsite che l'indurimento degli orizzonti; infine il lisciviaggio risulta scarso a causa della formazione di aggregati stabili ematite-caolinite; tipici suoli ferrallitici sono le lateriti.

Esiste infine un gruppo di processi determinato dalle condizioni, dette stazionali, di specifici ambienti che non hanno controllo climatico, ma dipendono dalle particolari condizioni fisiografiche ed ecologiche locali:

- il processo di *idromorfia* è legato alla presenza di acqua che satura i pori del suolo, determinando l'insorgere di condizioni riducenti, nelle quali lo ione Fe^{2+} è libero e mobile e, in particolari condizioni elettrochimiche, può precipitare come sale misto di colore verdastro. In ambienti ossidanti, invece, lo ione Fe^{3+} evolve rapidamente verso forme insolubili amorfe che si legano alle argille e/o alla sostanza organica. L'idromorfia temporanea è determinata dall'oscillare stagionale di una falda negli orizzonti superficiali del suolo (suoli a *pseudogley*) e vi forma screziature rossastre o noduli; negli orizzonti più profondi si forma invece una rete di venature, bianche ad andamento verticale, arrossate ai bordi. In caso di saturazione permanente (idromorfia profonda – suoli a *gley*), quasi tutto il ferro si presenta allo stato ridotto e si accumula alla base del profilo, inducendo una colorazione verdastra;

- la presenza di una falda di acqua salata, e di conseguenza dello ione sodio nel suolo, determina una serie di processi molto par-

ticolari. Se tale ione è presente in forma salina mentre sono gli ioni sali alcalino terrosi a dominare il complesso di scambio, si parla di *salinizzazione*. Se è il sodio a dominare il complesso di scambio, a scapito degli ioni alcalino terrosi, si parla di *sodizzazione*. Spesso, in caso di apporti di acque dolci, i suoli soggetti a sodizzazione possiedono la loro struttura. Infine se vi è presenza di solfati, oltre che di sali di sodio, si parla di processo di *solfato-riduzione*, comune ad esempio nei suoli dei mangroveti.

L'equazione di Jenny e i fattori pedogenetici

Il manifestarsi dei processi pedogenetici è determinato dai fattori che governano l'equilibrio del sistema suolo. Questi, secondo Jenny (1941), sono riconducibili a cinque e possono essere relazionati alla grandezza suolo secondo la formula $s = f (cl, o, r, p, t)$, in cui *cl* sta per clima, *o* per organismi, *r* per rilievo, *p* per roccia madre (*parent material*), *t* per tempo.

Non esiste una soluzione analitica di questa equazione, in quanto i fattori non sono tra di loro indipendenti, ad eccezione forse del tempo (Fitzpatrick, 1980); essa rappresenta piuttosto un ottimo modello qualitativo e un imprescindibile punto di partenza per la definizione dei fattori pedogenetici.

Clima. Precipitazioni e temperatura condizionano fortemente lo sviluppo dei suoli, in quanto la temperatura influisce sulla velocità delle reazioni chimiche, mentre l'acqua è il principale agente per il trasporto di soluzioni e/o di materia. Come sostiene Dokuchaev (1883), i principali gruppi di suolo (suoli zonali) si distribuiscono lungo fasce geografiche e vegetazionali, in funzione di gradienti climatici latitudinali (fig. 11) o altitudinali (fig. 12).

Organismi. Un'ampia gamma di organismi viventi influenza lo sviluppo dei suoli: le piante, i microrganismi, la mesofauna, i vertebrati ed infine l'uomo.

Innanzitutto questi organismi forniscono al suolo la materia organica, sia da vivi (sotto forma di prodotti di rifiuto o escrementi), sia da morti. Essi inoltre promuovono reazioni chimiche, bioturba-



Fig. 12. Evoluzione dei tipi di suolo in funzione dell'altitudine.

zione, influenzano la porosità, l'aggregazione (macro e mesofauna) e favoriscono la circolazione di acqua e di soluti attraverso le radici delle piante.

A partire dall'inizio dell'Olocene, l'attività dell'uomo ha influenzato lo stato del suolo con una efficacia superiore a quella degli altri fattori biotici, attraverso la deforestazione, la coltivazione, la pastorizia, la bonifica e l'irrigazione.

Rilievo. Il rilievo determina lo scorrimento idrico alla superficie ed all'interno del suolo, innescando in tal modo processi di trasporto solido e di erosione (fig. 13A), di trasporto laterale di sali solubili, che può indurre differenze di chimismo (pH e potenziale di ossido-riduzione) (fig. 13B), ristagni determinati dal gradiente piezometrico e da livelli impermeabili (fig. 13C). Il suolo si articolerà lungo il versante in una serie di profili lateralmente continui, detti catena di suoli, con caratteristiche (colore, spessore, tessitura, articolazione in orizzonti) differenti, indotte dal gradiente topografico.

Roccia. Le caratteristiche petrografiche e fisiche della roccia madre orientano il processo pedogenetico, specie nelle prime fasi della pedogenesi. Le rocce acide danno luogo a suoli tipo ranker, che

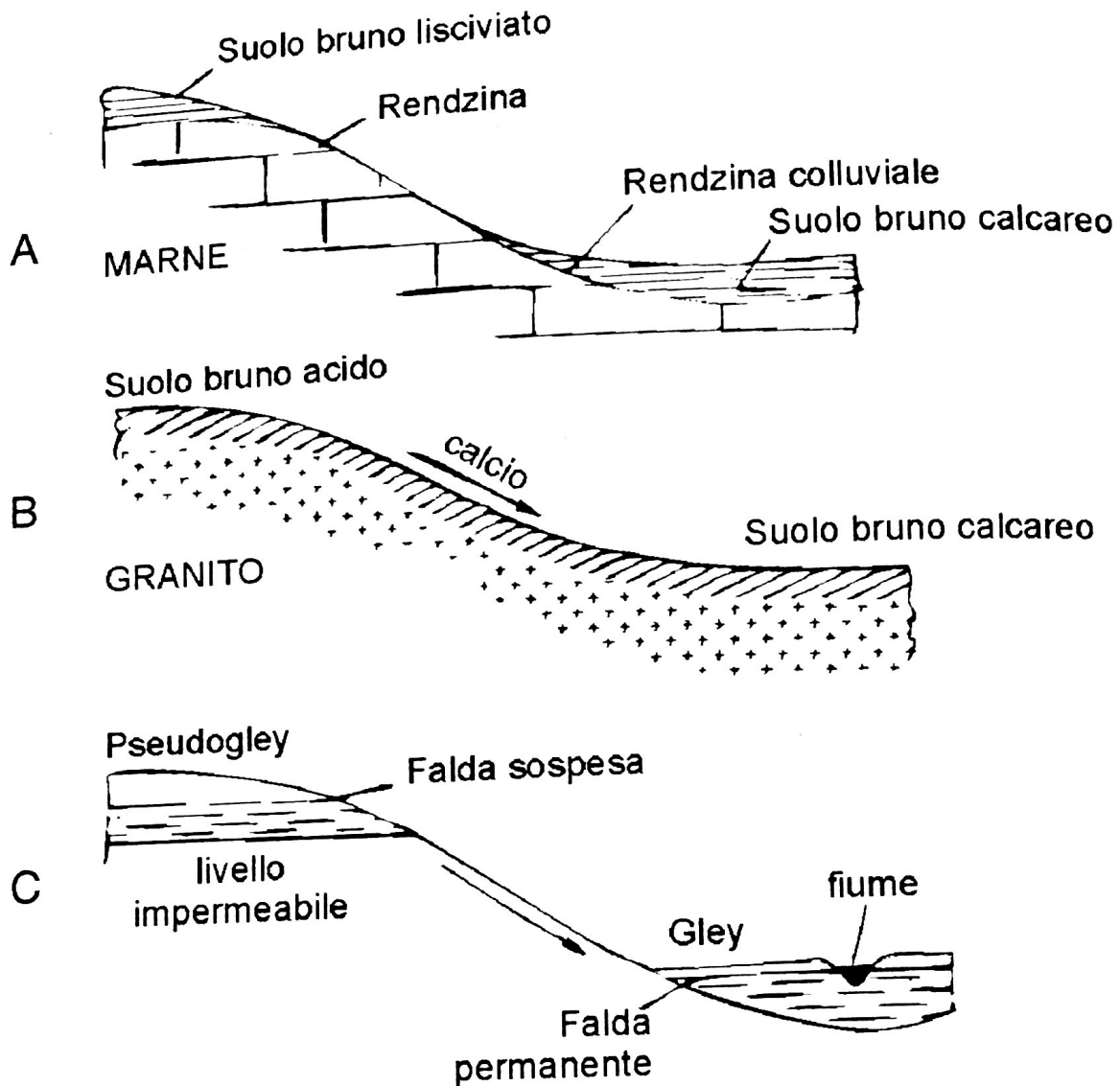


Fig. 13. Evoluzione dei tipi di suolo in funzione della topografia: A) catena di suoli su substrato calcareo; B) catena di suoli su granito; C) catena di suoli determinata dal diverso comportamento della falda acquifera.

evolvono successivamente verso il podzol, mentre quelle carbonatiche originano i rendzina che possono formare suoli lisciviati (Duchaufour, 1983). Anche la consistenza della roccia ed il suo stato di fratturazione, come la tessitura e la porosità delle rocce incoerenti, sono importanti poiché influiscono sul drenaggio e controllano i processi correlati (ad es. idromorfia superficiale nei suoli con un cattivo drenaggio e rubefazione in quelli con buon drenaggio). L'influenza della roccia madre è massima per i suoli immaturi ed è praticamente trascurabile per i suoli molto evoluti (suoli fersiallitici ad esempio) che si comportano seguendo dinamiche specifiche.

Tempo. L'effetto del tempo si studia mediante il confronto di suoli evolutisi su substrati simili, in posizione analoga riguardo alla conformazione del rilievo, ma posti su unità geomorfologiche di età differente (cronosequenze), al fine di evidenziare la connessione diretta esistente tra età dei suoli e l'espressione dei rispettivi caratteri pedologici. Le proprietà del suolo richiedono tempo per esplicarsi appieno e raggiungere la condizione d'equilibrio con i fattori pedogenetici ambientali (Yaalon, 1971; Birkeland, 1974) (fig. 14). Questo equilibrio, tuttavia, è instabile poiché può infrangersi qualora le condizioni ambientali mutino, ad esempio per effetto di una oscillazione climatica, ma anche di un incendio e di un disboscamento operato dall'uomo. I processi pedologici cercheranno allora di adattarsi al nuovo ambiente, trasformando le proprietà del suolo. Alcune di queste tuttavia, dotate di forte inerzia, reagiscono molto lentamente ai nuovi processi e rimangono per lungo tempo a testimoniare le passate condizioni pedogenetiche sotto forma di paleosuoli. Questi sono di rilevante interesse per la ricostruzione paleoambientale sia in ambito geologico che geoarcheologico, poiché costituiscono la memoria storica del suolo e conservano figure decifrabili con le tecniche della paleopedologia che consentono di ricostruirne i processi formativi ed i fattori che li hanno determinati.

I paleosuoli

Malgrado non esista oggi una definizione universalmente accettata, per paleosuolo si intende un suolo formatosi in un paesaggio del passato (Ruhe, 1956) di cui conserva traccia riconoscibile fra le proprietà del profilo o nella posizione geomorfologica, qualora sia connesso ad antiche superfici topografiche, sepolte o relitte. La definizione tuttavia è insoddisfacente poiché riguarda i soli suoli sepolti e non quelli ancora in superficie e funzionali, malgrado il loro inizio di pedogenesi possa risalire a tempi anche remoti.

Appare assai più funzionale alle esigenze della ricerca considerare appartenenti alla categoria dei paleosuoli tutte le entità geopedologiche che testimoniano processi pedogenetici avvenuti o iniziati nel passato, nella cui formazione il fattore tempo è stato decisivo

Equilibrio
metastabile

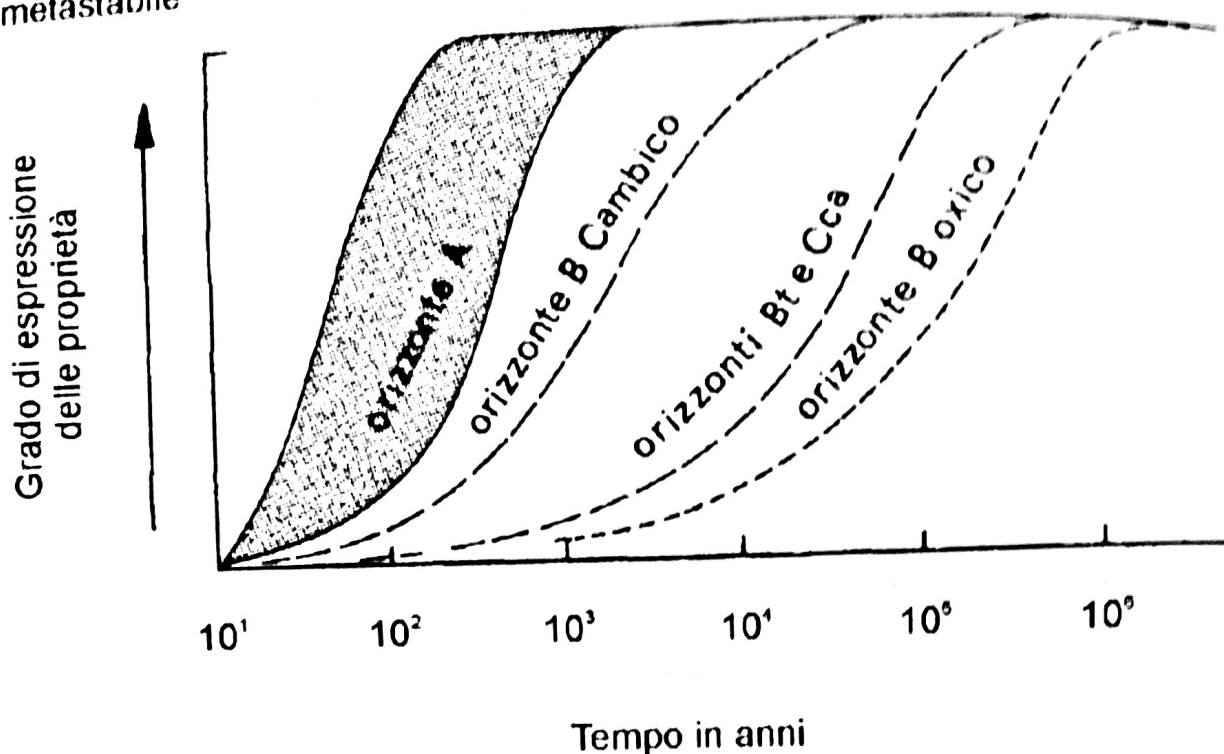


Fig. 14. Sviluppo delle proprietà di un suolo in funzione del tempo.

(Cremaschi, 1991). È dunque possibile raggruppare i paleosuoli nelle seguenti categorie:

1. *Paleosuoli sepolti* (Ruellan, 1971), detti anche geosuoli (Morrison, 1967) e suoli fossili (Duchaufour, 1977), sono corpi pedogenetici inclusi in successioni stratigrafiche, vale a dire coperti da coltri sedimentarie sufficientemente spesse da isolarli dai processi di superficie; essi rappresentano evidenze fossili di periodi di stabilità e cioè di attività pedogenetica. La stratigrafia geologica contiene suoli di questo tipo dalle più antiche ere (Retallack, 1990); sono anche i suoli che, nei periodi tardo pleistocenici ed olocenici, si trovano associati alle coltri di loess ed alle piane fluviali e sono sistematicamente associati a siti archeologici (Brown, 1996).

2. *Paleosuoli relitti* (Ruellan, 1971), suoli prodottisi a seguito di processi pedoclimatici del passato, non compatibili con l'attuale regime pedogenetico. Sono suoli relitti perché non più in evoluzione, ma al contrario in via di obliterazione da parte degli agenti morfodinamici attuali.

3. Paleosuoli originati nel corso di più cicli pedogenetici. Questi paleosuoli sommano all'interno del loro profilo gli effetti di più

cicli pedogenetici, avvenuti in tempi diversi e con processi differenti; si distinguono:

- *Paleosuoli policiclici* (Bos, Sevink, 1975), sono costituiti da differenti fasi pedogenetiche susseguitesì nel tempo sul medesimo substrato pedogenetico;

- *Paleosuoli composti* (Morrison, 1967), corpi pedogenetici sviluppati a partire da due coltri sedimentarie distinte, e di deposizione successiva, interessate ciascuna da una fase pedogenetica indipendente. Spesso la deposizione della seconda coltre sedimentaria è preceduta da una fase erosiva che può portare alla troncatura della sequenza pedogenetica profonda, quest'ultima costituisce il paleosuolo propriamente detto;

- *Paleosuoli complessi* (Duchaufour, 1983), corpi pedogenetici che, analogamente ai precedenti, si sviluppano a partire da due o più coltri sedimentarie distinte e di deposizione successiva, interessate ciascuna da una fase pedogenetica indipendente. In questo caso, però, la pedogenesi più recente è sufficientemente intensa e/o lunga da interessare anche la sequenza profonda, che dunque assume caratteri di paleosuolo policiclico.

4. *Vetusuoli* (Cremaschi, 1987), detti anche suoli antichi (Duchaufour, 1977), sono corpi pedologici di notevole spessore, sottesi a superfici topografiche tuttora esposte agli agenti meteorici e quindi ancora oggi attivi. Le caratteristiche dei loro profili (forte spessore, rubefazione, forte espressione delle figure illuviali, sensibile alterazione mineralogica) sono il prodotto della lunga durata di processi pedogenetici, sostanzialmente insensibili ai peggioramenti climatici di tipo glaciale se non per la deposizione al tetto di sottili coltri di loess, rapidamente assimilate dal corpo pedologico. A questa categoria di suoli appartiene il «Ferretto» citato da numerosi autori che si sono occupati del glacialismo alpino (cfr. Parte prima, cap. VI). I vetusuoli possono anche essere considerati come paleosuoli complessi, nel caso si voglia enfatizzare l'articolazione delle coltri loessiche che li ricoprono, o suoli relitti in corso di dissoluzione da parte di più recenti processi pedogenetici, nel caso in cui nel loro profilo sussistono figure ereditate da fasi pedogenetiche non più in atto (Busacca, Cremaschi, 1998).

La datazione dei paleosuoli comprende due ordini di problemi: stabilirne l'età «anagrafica», mediante le tecniche di datazione stratigrafica e geocronologica in uso nelle altre discipline delle scienze

della terra (cfr. Parte prima, cap. IV), e determinarne il grado di evoluzione, ovvero la durata della pedogenesi. Questo aspetto viene affrontato mediante valutazioni cronologiche indirette, basate su indici morfologici e chimico-mineralogici che permettono di stimare l'età dei suoli in funzione del grado di evoluzione raggiunto:

- *indice di sviluppo del suolo* (Harden, 1982) – si ottiene dal confronto tra le proprietà del suolo e quelle del substrato;
- *profondità del fronte di decarbonatazione* (Birkeland, 1974) – la profondità del fronte di decarbonatazione aumenta nel tempo, anche se molti fattori ne impediscono una progressione lineare;
- *rapporti tessiturali* – esistono diversi indici (ad esempio: sabbia/argilla, limo/argilla) che, ponendo in relazione i rapporti tra le differenti frazioni granulometriche, stimano il grado di maturità tessiturale, poiché i suoli più evoluti sono tendenzialmente i più ricchi di frazioni fini;
- *indice di alterazione* (Brewer, 1964) – è un indice di maturità mineralogica, si basa sul confronto fra gruppi di minerali stabili contenuti nel suolo, resistenti cioè all'alterazione, con gruppi di minerali instabili che tendono a diminuire fino a scomparire nei suoli più evoluti (ad esempio zircone e tormalina su pirosseni ed anfiboli, ma anche quarzo su feldspati, ecc.);
- *indice di arrossamento* (Torrent *et al.*, 1980) – si ottiene dalla combinazione aritmetica delle notazioni con cui si esprime il colore secondo i codici Munsell ®; il colore rosso dipende dalla concentrazione di ematite (ossido ferrico) e tende ad aumentare con l'età del suolo;
- *ferro attivo* (Schwertmann *et al.*, 1974) – consiste nel valutare il rapporto fra quantità di ferro amorfo e cristallino presenti nel suolo, poiché nei suoli più evoluti le forme cristalline tendono a concentrarsi rispetto a quelle amorfe e solubili;
- *percentuale residua degli elementi* (Busacca *et al.*, 1988) – è un indice di stabilità chimica che consiste nel confrontare gli elementi stabili (titanio e zirconio) negli orizzonti pedologici rispetto al substrato pedogenetico, poiché il loro aumento è in funzione diretta della maturità del suolo.

Gli aspetti pratici

La classificazione dei suoli. I suoli costituiscono un *continuum* nel quale non esistono limiti naturali palesi e, per poterli classificare, è necessario stabilire dei criteri che ne permettano la distinzione in categorie tassonomiche discrete. Per raggiungere questo fine sono state percorse due vie: una utilizza i processi come elemento caratterizzante e dà luogo alle classificazioni genetiche, l'altra, gerarchica, fa uso dei caratteri empirici dei singoli orizzonti.

La classificazione francese costituisce il più recente esempio di impostazione genetica; è stata formalizzata a partire dal 1967 (CPCS, 1967), trova il suo pieno sviluppo in Duchaufour (1983), e si basa sul riconoscimento dei processi genetici che presiedono l'evoluzione del suolo. Si articola in dodici classi ciascuna delle quali corrisponde ad uno dei processi genetici, eccezion fatta per le prime due classi che si riferiscono ai suoli scarsamente sviluppati (tab. 3).

La *Soil Taxonomy* è la classificazione dei suoli elaborata dal Servizio Pedologico Statunitense nel corso di numerosi decenni fino alla pubblicazione, nel 1975, del manuale *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 1975), periodicamente aggiornato con frequenti integrazioni.

Essa costituisce il tipico esempio di classificazione gerarchica, poiché si basa sull'identificazione empirica, nei singoli profili del

Tab. 3. *Classificazione dei suoli francese.*

Classe	Processo dominante
Suoli poco evoluti	SCARSA ALTERAZIONE
Suoli poco differenziati umiferi desaturati	SCARSA ALTERAZIONE
Suoli calcimagnesiaci	CARBONATAZIONE
Suoli brunificati	BRUNIFICAZIONE
Suoli podsolici	PODSOLIZZAZIONE
Suoli isoumici	MELANIZZAZIONE
Vertisuoli	VERTISOLIZZAZIONE
Suoli fersiallitici	FERSIALLITIZZAZIONE
Suoli ferruginosi	FERRUGINAZIONE
Suoli ferrallitici	FERRALLITIZZAZIONE
Suoli idromorfici	IDROMORFIA
Suoli salsodici	SALINIZZAZIONE

suolo, di proprietà e caratteristiche (orizzonti e figure pedogenetiche, dette appunto diagnostiche) dalla cui presenza, assenza o combinazione discende la collocazione del suolo all'interno di una determinata categoria tassonomica. Queste comprendono sei livelli gerarchici che dal superiore all'inferiore sono: gli ordini (in numero di 11), i sottordini, i grandi gruppi, i sottogruppi, le famiglie, le serie e le fasi. Il sistema, molto rigoroso e formalizzato, prevede l'uso di apposite chiavi tassonomiche (Soil Survey Staff, 1998) nelle quali ci si riferisce a caratteristiche diagnostiche codificate. In questo modo dovrebbe essere garantita l'univocità dell'attribuzione di un suolo ad una certa categoria del sistema, pur mantenendo una struttura a livelli multipli in grado di consentire modificazioni, qualora si dovessero introdurre nuove tipologie di suolo (box 5).

Box 5. I concetti della «Soil Taxonomy»

Il *pedon* è l'unità elementare del suolo da classificare, ovvero l'unità di campionamento. Esso è limitato superiormente dall'atmosfera, inferiormente dal limite dell'attività biologica (limite delle radici delle piante poliennali presenti nella zona) o dal limite inferiore raggiunto dai processi pedogenetici in atto. Se tale attività o tali processi si estendono in profondità, il limite viene fissato arbitrariamente a 2 m dalla superficie. Per quanto riguarda i limiti laterali del pedon, essi dipendono dallo sviluppo degli orizzonti che possono essere ragguardevoli in caso di lenti di materiale o di orizzonti intermittenti. Strettamente collegato al pedon è il concetto di *polypedon*, cioè l'unità di classificazione. Il polypedon è l'insieme di pedon simili e contigui, ed è delimitato lateralmente da pedon di natura differente o da materiale inalterato, roccia, acqua o ancora ghiaccio.

Gli *orizzonti diagnostici* sono orizzonti prodotti da uno specifico insieme di processi definiti con precisione nei loro caratteri morfologici, chimici e fisici. Se sono superficiali sono detti *epipedon*. Per quanto riguarda la loro nomenclatura e le loro caratteristiche si rimanda alla tabella 4.

Si definiscono *proprietà diagnostiche* le caratteristiche che possono essere identificate all'interno del profilo; in particolare ci si riferisce a proprietà fisiche e morfologiche, regimi di umidità e regimi di temperatura.

Tab. 4. *Ordini ed orizzonti diagnostici.*

Ordini:	
Alfisuoli	<i>suoli con argille liscivate</i>
Andisuoli	<i>suoli su materiali vulcanici</i>
Aridisuoli	<i>suoli aridi – acqua non disponibile per lunghi periodi</i>
Entisuoli	<i>suoli poco sviluppati</i>
Histosuoli	<i>suoli prevalentemente organici</i>
Inceptisuoli	<i>suoli delle regioni umide ad alterazione moderata</i>
Mollisuoli	<i>suoli scuri di steppa e prateria</i>
Oxisuoli	<i>suoli rossi tropicali ad elevata alterazione</i>
Spodosuoli	<i>suoli podzolici</i>
Ultisuoli	<i>suoli subtropicali con discreta alterazione e illuviazione di argilla</i>
Vertisuoli	<i>suoli su argille espandibili</i>
Principali orizzonti diagnostici di superficie:	
Antropico	<i>orizzonte organico soggetto continuativamente a uso antropico</i>
Histico	<i>orizzonte torboso</i>
Mollico	<i>orizzonte organico con elevata saturazione in basi</i>
Ocrico	<i>orizzonte di colore chiaro</i>
Plaggen	<i>orizzonte organico legato alla concimazione</i>
Umbrico	<i>orizzonte organico con moderata saturazione in basi</i>
Orizzonti diagnostici profondi:	
Albico	<i>orizzonte di colore chiaro per la rimozione di argilla e ossidi</i>
Argillico	<i>orizzonte di accumulo di argilla illuviale</i>
Agrico	<i>orizzonte di accumulo di argilla limo e humus, per l'aratura del soprastante</i>
Calcico	<i>orizzonte di accumulo di carbonati – se ben cementato è detto «petrocalcico»</i>
Cambico	<i>orizzonte ad alterazione moderata</i>
Duripan	<i>orizzonte cementato da silice</i>
Fragipan	<i>orizzonte ad alta densità apparente, duro quando secco, fragile se umido</i>
Gypico	<i>orizzonte di accumulo di gesso – se ben cementato è detto «petrogypico»</i>
Natrico	<i>orizzonte argillico nel quale le argille sono disperse</i>
Oxico	<i>orizzonte ad alterazione spinta</i>
Salico	<i>orizzonte arricchito da sali solubili</i>
Spodico	<i>orizzonte di accumulo di ferro, alluminio e materia organica</i>
Sulfurico	<i>orizzonte a pH inferiore a 3.5 con screziature di jarosite</i>

La classificazione Fao-Unesco (1974, ma rivista periodicamente – Fao-Unesco, 1994) nata come legenda della Carta dei Suoli del Mondo, appartiene alle classificazioni referenziali, in quanto si configura come una sintesi dei due sistemi descritti in precedenza. Come la *Soil Taxonomy*, infatti, si basa su orizzonti e proprietà diagnostiche, ma anche su processi (o fattori) che devono avere raggiunto un sufficiente grado di evidenza. Dal punto di vista tassonomico essa è organizzata in 28 raggruppamenti principali, suddivisi in 158 unità pedologiche; i raggruppamenti sono a loro volta riuniti in 9 serie geografico-ecologiche che, pur non costituendo categorie tassonomiche, risultano utili per la comprensione dell'organizzazione del sistema (tab. 5).

Tab. 5. *Classificazione dei suoli secondo la Fao.*

Serie I. Suoli organici	
Histosuoli	<i>torbe o suoli ad idromorfia totale</i>
Serie II. Suoli fortemente modificati dall'uomo	
Antrosuoli	<i>suoli antropici</i>
Serie III. Suoli condizionati dal materiale di origine	
Andosuoli	<i>suoli su materiali vulcanici</i>
Arenosuoli	<i>suoli su materiali sabbiosi</i>
Vertisuoli	<i>suoli su argille gonfianti</i>
Serie IV. Suoli condizionati dalla topografia-fisiografia	
Fluvisuoli	<i>suoli su materiale alluvionale</i>
Gleysuoli	<i>suoli a idromorfia profonda permanente</i>
Leptosuoli	<i>suoli superficiali su rocce massive</i>
Regosuoli	<i>suoli poco evoluti su materiali mobili</i>
Serie V. Suoli minerali ad alterazione incompleta	
Cambisuoli	<i>suoli giovani, non completamente alterati</i>
Serie VI. Suoli condizionati dal clima (tropicale e subtropicale)	
Plintosuoli	<i>suoli con plintite</i>
Ferralsuoli	<i>suoli ad alterazione completa, argilla caolinitica</i>
Nitisuoli	<i>suoli a forte alterazione, accumulo di argilla</i>
Acrisuoli	<i>suoli a forte alterazione, lisciviaggio, forte acidità</i>
Alisuoli	<i>suoli a moderata alterazione, lisciviaggio, forte acidità</i>
Lixisuoli	<i>suoli a forte alterazione, lisciviaggio, debole acidità</i>
Serie VII. Suoli condizionati dal clima (arido e semiarido)	
Slontchaks	<i>suoli a forte salinità</i>
Solonetz	<i>suoli con accumulo di argille sodiche</i>
Gypsisuoli	<i>suoli con accumulo di gesso</i>
Calcisuoli	<i>suoli con accumulo di carbonati</i>
Serie VIII. Suoli condizionati dal clima (steppico)	
Kastanozems	<i>suoli a melanizzazione moderata e accumulo di carbonati</i>
Chernozems	<i>suoli a melanizzazione forte (e accumulo di carbonati)</i>
Phaeozems	<i>suoli a melanizzazione moderata e lisciviaggio moderato</i>
Greyzems	<i>suoli a melanizzazione moderata e lisciviaggio accentuato</i>
Serie IX. Suoli condizionati dal clima (foreste e praterie subumide)	
Luvisuoli	<i>suoli ad alterazione moderata, lisciviaggio, debole acidità</i>
Podzoluvisuoli	<i>suoli soggetti a lisciviaggio e podsolizzazione localizzata</i>
Planosuoli	<i>suoli impoveriti, con idromorfia superficiale</i>
Podzols	<i>suoli soggetti a podsolizzazione</i>

Box 6. Metodologia del rilevamento pedologico

- Il rilievo pedologico consiste generalmente delle seguenti fasi:
- assemblaggio dei dati (cartografici, geologici, geomorfologici) esistenti sull'area;
 - prima fotointerpretazione e creazione della carta delle unità fisiografiche;
 - rilevamento sul terreno mediante trivella manuale;
 - riconoscimento delle associazioni suolo-paesaggio e creazione della relativa carta;
 - apertura di profili caratteristici – loro campionamento;
 - analisi di laboratorio, elaborazione della carta, delle unità e della legenda;
 - redazione della carta pedologica e redazione delle note esplicative.

La cartografia pedologica. Scopo della cartografia pedologica è di rappresentare la distribuzione spaziale dei suoli. Si tratta di un'operazione complessa, di cui si fornisce solo un breve cenno; essa tuttavia riveste un enorme rilievo pratico poiché le carte del suolo, oltre all'insita rilevanza scientifica, hanno un peso determinante nei PRG (piani regolatori generali), promossi dagli enti di governo territoriali, e sono la base per i processi di valutazione delle terre oltre ad essere utili per numerose applicazioni (Costantini, 1991) specie nel campo della ricognizione geoarcheologica (cfr. Parte prima, cap. VII).

Il rilevamento pedologico sfrutta la proprietà dei suoli di associarsi, in modo ricorrente, all'interno di unità omologhe dal punto di vista geomorfologico (unità suolo-paesaggio) che sono facilmente identificabili dall'osservazione delle foto aeree. Queste unità vengono successivamente indagate mediante l'osservazione diretta del profilo, con la trivella manuale o con saggi appositamente aperti. Alcuni profili rappresentativi vengono descritti analiticamente e sottoposti ad analisi di laboratorio, per determinarne le proprietà fisico-chimiche (box 6).

Il lavoro di terreno, l'individuazione delle unità cartografiche e la redazione della carta variano sensibilmente secondo la scala prescelta (box 7), anche se la scala di dettaglio (o semidettaglio) è quella che viene maggiormente utilizzata per gran parte delle applica-

Box 7. Gli ordini della cartografia pedologica

- I ordine – carte di grande dettaglio, a scala maggiore di 1:10.000. Sono rilevate sul terreno e comprendono unità cartografiche di dettaglio che tengono conto delle caratteristiche locali del suolo (fasi di serie). Servono per programmare interventi di tipo ingegneristico, drenaggi e colture ad alto reddito.

- II ordine – carte di dettaglio, a scala compresa fra 1:10.000 e 1:25.000. Il rilevamento si avvale efficacemente della fotointerpretazione, ma è basato soprattutto sul lavoro di terreno ed è articolato in unità cartografiche di dettaglio (consociazioni e complessi di suoli). Servono specialmente a scopi agronomici ed urbanistici.

- III ordine – carte di semidettaglio, generalmente a scala 1:50.000 e 1:100.000. Le foto aeree sono essenziali per la delimitazione delle unità cartografiche che tengono conto dei livelli inferiori delle principali tassonomie. Richiedono sistematici controlli sul terreno e servono alle diverse necessità della pianificazione territoriale.

- IV ordine – carte di riconoscimento, tipicamente a scala 1:250.000 o 1:500.000. Vengono elaborate mediante foto aeree e foto da satellite, con rilevamento sul terreno per aree campione. Sono utilizzate per individuare le principali configurazioni del paesaggio e servono a stabilire le destinazioni d'uso.

- V ordine – carte esplorative o di sintesi, a scala inferiore a 1:500.000. Sono dedotte da foto da satellite e richiedono solo sporadici controlli sul terreno. Utilizzano le categorie più elevate delle classificazioni, in particolare la tassonomia Fao-Unesco. Individuano i principali fattori di pedogenesi in territori altrimenti sconosciuti.

zioni della cartografia pedologica, sia per usi specifici, sia generici (fig. 15, tab. 6).

La valutazione delle terre (Land evaluation). Il procedimento della valutazione delle terre nasce in ambito FAO (1976), per guidare piani di utilizzazione razionale e non distruttiva della risorsa, specie nei paesi in via di sviluppo. È un procedimento che prende in esame l'intero spettro delle caratteristiche geografiche, fisiche e ambientali, unito a quelle socioeconomiche del territorio e produce carte di utilizzazione del suolo che, pur fondandosi in larga misura su quelle pedologiche, ne rappresentano una traduzione mirata, e

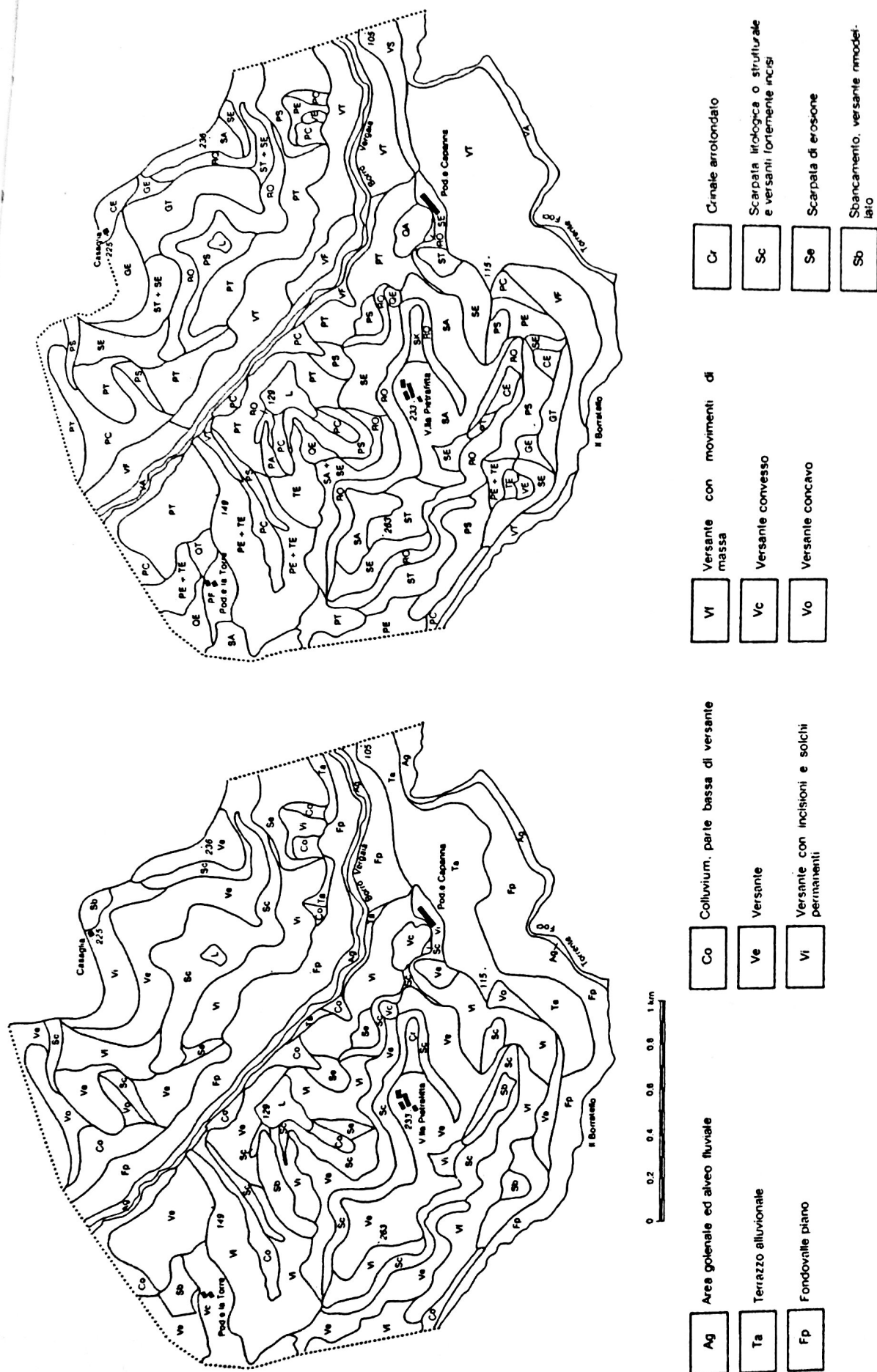


Fig. 15. Confronto fra la carta fisiografica (a sinistra) e la carta pedologica (a destra, legenda in tab. 6) (da Cremaschi, Rodolfi, 1991).

Tab. 6. *Legenda della carta pedologica riprodotta in fig. 15.*

Substrati	Paesaggi	Suoli	Unità	Capacità d'uso	Classe
Sedimenti alluvionali e colluviali recenti	Terrazzi e pianie alluvionali, con di deiezione e colluvi pianeggianti o a debole pendenza, coltivati a seminativi nudi, irrigui o asciutti	Fase franca della serie «Vergaia» appartenente ai Xerochrept fluvitici, mesici, misti, franco fini (Fao: Calcari-Fluvi Eutric Cambisols 2a) Suoli da franco a franco limosi, molto profondi, ben drenati, con scheletro minuto scarso o assente, moderatamente alcalini, da moderatamente a molto calcarei, con riserva idrica molto elevata	VT	Inondazioni poco frequenti, moderata interferenza climatica nella scelta delle colture	II
		Fase scheletrica della serie «Vergaia» Suoli come i precedenti, ma con presenza di scheletro minuto e medio in quantità da comune a frequente, con riserva idrica elevata	VS	Moderata interferenza climatica nella scelta delle colture, presenza di scheletro, ridotta riserva idrica	III
		Variante franco argillosa della serie «Vergaia», appartenente ai Xerochrept fluvitici, mesici, misti, franco fini (Fao: Calcari-Fluvi Eutric Cambisols 2a) Suoli franco argillosi, molto profondi, da ben drenati a moderatamente ben drenati, con scheletro minuto da assente a comune, moderatamente alcalini, da moderatamente a molto calcarei, con riserva idrica molto elevata	VF	Inondazioni poco frequenti, moderata interferenza climatica nella scelta delle colture	II
Aree golenali con vegetazione ripale e pioppeti		Variante idromorfa della serie «Vergaia», appartenente agli Eutrochrept fluvacquentici, mesici, misti, franco grossolani (Fao: Calcari-Gleyc Eutric Cambisols 2a) Suoli da franchi a franco sabbiosi, profondi, idromorfi per la presenza di una falda superficiale durante la maggior parte dell'anno, con scheletro minuto scarso o assente, da debolmente a moderatamente alcalini, moderatamente calcarei; l'approvvigionamento idrico delle piante è legato alle oscillazioni della falda	VA	Inondazioni molto frequenti, falda superficiale per molti mesi dell'anno, erosione al piede delle scarpate ripali	V

Sedimenti non recenti	alluvionali	Lembi residuali di terrazzi alluvionali collegati a scarpate e versanti con pendenza ed erosione superficiale moderata o forte, ricoperti da boschi, incolti, seminativi nudi o arborati	Variante tipica della serie «Vergaia», appartenente ai Xerochrept tipici, termici, misti, franco fini (Fao: Calcari-Eutric Cambisols 2bc) Suoli da franchi a franco argillosi, moderatamente profondi, moderatamente ben drenati, con scheletro minuto scarso o assente, moderatamente alcalini, da moderatamente a molto calcarei, con riserva idrica elevata	VE	Elevata pendenza e rischio di erosione superficiale e di massa	IV
Sedimenti sabbiosi, sciolti o cementati	pliocenici	Sbancamenti, versanti incisi a forte pendenza ed erosione superficiale forte o molto forte, coltivati a colture arboree specializzate	Fase erosa della serie «Cusona» (Fao: Cambi-Calcaric Arenosols 1bc) Suoli con le caratteristiche degli orizzonti inferiori della serie, a tessitura sabbioso franca, superficiali o poco profondi, su sabbie più o meno incoerenti e livelli di conglomerato, con riserva idrica bassa	CE	Forte pendenza ed erosione superficiale, scarsa profondità, drenaggio eccessivo	IV
Sedimenti piocenicici sabbiosi, spesso consolidati		Scarpate litologiche e strutturali, molto scoscese, con erosione superficiale moderata, ma forte rischio di frana per crollo e scoscendimento, ricoperte da boschi cedui o ad alto fusto	Fase franco sabbiosa serie «Rondolino», appartenente ai Xerochrept ruptici-xerorthentici litici, termici, misti, franchi (Fao: Calcari-Lepti Eutric Cambisols 2c) Suoli franco sabbiosi, poco o moderatamente profondi, talvolta eccessivamente drenati, con scheletro minuto da scarso a comune, moderatamente alcalini, molto calcarei, con riserva idrica variabile secondo la profondità da bassa a elevata	RO	Forte pendenza, forte rischio di frana	VII
Sedimenti sabbiosi, sciolti o cementati	pliocenici	Versanti a pendenza debole o moderata ed erosione superficiale moderata o forte, coltivati a colture arboree specializzate e seminativi nudi o arborati	Fase franco sabbiosa della serie «Strada», appartenente ai Xerochrept tipici, termici, misti, franco grossolani (Fao: Calcari-Eutric Cambisols 2b) Suoli franco sabbiosi, profondi o moderatamente profondi, talvolta eccessivamente drenati, con scheletro minuto, medio e grossolano da scarso a frequente, moderatamente alcalini, molto calcarei, con riserva idrica moderata o bassa	GT	Moderata pendenza ed erosione superficiale, drenaggio eccessivo	III
		Sbancamenti, versanti terrazzati incisi da solchi di erosione incanalata, con pendenza moderata o forte e con forte erosione superficiale con colture arboree specializzate e seminativi nudi e arborati	Fase erosa della serie «Strada» Suoli come i precedenti, ma poco o moderatamente poco profondi, con riserva idrica variabile da molto bassa a bassa	GE	Forte pendenza ed erosione superficiale, scarsa profondità e riserva idrica	IV

Tab. 7. *Classi di capacità d'uso.*

Territori adatti all'agricoltura		Territori sconsigliati per l'uso agricolo, ma adatti al pascolo e alla forestazione	
Classe I	Suoli utilizzabili per tutte le colture	Classe V	Suoli senza rischio d'erosione, adatti alla foresta e al pascolo
Classe II	Suoli con qualche limitazione; richiedono una opportuna scelta delle colture oppure modesti interventi conservativi	Classe VI	Suoli adatti alla coltivazione e con qualche limitazione per l'utilizzazione silvo-pastorale
Classe III	Suoli con limitazioni severe che richiedono speciali interventi conservativi	Classe VII	Suoli con severe limitazioni anche per l'uso silvo-pastorale
Classe IV	Suoli con limitazioni molto severe; sono indispensabili accurate pratiche di coltivazione	Classe VIII	Suoli fortemente limitati per l'uso silvo-pastorale; in questa classe ricadono anche le zone calanchive e gli affioramenti di roccia; possono essere utilizzate come aree di rifugio per gli animali selvatici e come zone di raccolta delle acque

Tab. 8. *Classificazione dell'attitudine dei suoli.*

Ordine Tipo di attitudine	Classe Grado di attitudine	Sottoclasse Tipo di limitazione	Unità Requisiti per la gestione o caratteristiche di produzione
S adatto	S1 molto adatto	S2 m S2 e S2 m ecc.	S2 e 1 S2 e 2 S2 e 3 ecc.
	S2 moderatamente adatto		
	S3 poco adatto ecc.		
Sc adatto sotto condizione	Sc2 ecc.	Sc2 m ecc.	
N non adatto	N1 attualmente non adatto	N1 m N1 e ecc.	
	N2 permanentemente non adatto ecc.		

sono redatte in modo da risultare accessibili ai non specialisti (Favi, Costantini, 1991).

Vi sono due tipi di valutazione che vengono generalmente proposti: la capacità d'uso dei suoli e l'attitudine del territorio ad un uso specifico.

La prima stabilisce la propensione dei suoli all'aratura o ad attività agro-pastorali, mediante un sistema di classi di qualità discendente (tab. 7), caratterizzate da uno o da alcuni fattori di limitazione (pietrosità, pendenza...), che influiscono negativamente sull'uso.

Il secondo tipo di valutazione è assai più articolato e consiste nel valutare il territorio per un uso specifico (es. coltivazione del grano, piuttosto che del riso), confrontando le caratteristiche pedologiche e fisiografiche del territorio, con i requisiti delle colture (tempo di maturazione, tessitura ottimale del suolo richiesta, necessità d'acqua, ecc.); si ottiene in tal modo una classificazione in termini di attitudine (tab. 8), comprendente fondamentalmente tre gradi: adatto, adatto sotto condizione, non adatto, distinguibili ulteriormente in sottoclassi, qualora si specifichino le ragioni della attitudine e della non attitudine.

Le tecniche di valutazione hanno numerosissime applicazioni: nella Parte prima, cap. VII si discuterà come possano essere utilizzate anche per la valutazione potenziale dell'uso antico del suolo (Cremaschi, 1989 e, a cura di 1992).