

tre
capitolo

INDICATORI FISICI PER LA QUALITÀ DEL SUOLO



3. INDICATORI FISICI PER LA QUALITÀ DEL SUOLO

Nadia Vignozzi, Marcello Pagliai

CRA - Istituto Sperimentale per lo Studio e la Difesa del Suolo

Per quanto riguarda gli indicatori per la fertilità fisica dei suoli sono stati scelti i seguenti parametri:

3.1 Porosità (sistema dei pori), mediante la tecnica della micromorfologia, basata sullo studio al microscopio ottico di sezioni sottili di terreno opportunamente preparate e determinazione qualitativa e quantitativa della porosità per mezzo dell'analisi di immagine.

3.2 Stabilità degli aggregati (resistenza all'azione disagregante dell'acqua), mediante il metodo a determinazione unica con depurazione dalla sabbia ed oscillazione verticale.

Variazioni di questi parametri/indici/indicatori, insieme o singolarmente, consentono l'individuazione e la quantificazione di fenomeni che possono essere assunti come indicatori della degradazione fisica del suolo. Alla luce di ciò, di seguito verrà illustrata la valutazione dei seguenti indicatori:

3.3 Grado di compattamento e suscettibilità al compattamento

3.4 Strati compatti lungo il profilo (suola d'aratura)

3.5 Degradazione della struttura

3.6 Croste superficiali e suscettibilità alla loro formazione

3.7 Crepacciamento

3.8 Erodibilità

3.1. POROSITÀ (SISTEMA DEI PORI)

Le caratteristiche fisiche del suolo sono in gran parte determinate dalle condizioni strutturali. La struttura del terreno, cioè la risultante della combinazione di differenti tipi di pori con le particelle solide (aggregati), è una delle più importanti proprietà che determinano lo sviluppo delle colture proprio perché è la struttura stessa che influenza la profondità che le radici possono esplorare, il volume dell'acqua che può essere immagazzinata, i movimenti dell'acqua stessa, dell'aria, degli elementi nutritivi, dei fitofarmaci e della fauna terricola. La qualità dei suoli è strettamente correlata con le condizioni strutturali e molti dei dissesti ambientali in aree coltivate (erosione, desertificazione, ecc.) traggono origine proprio da fenomeni di degradazione della struttura del terreno.

Nonostante la sua importanza, la struttura del terreno rimane tuttora una delle meno studiate e più soggettive proprietà del terreno. Eppure per valutare, ad esempio, l'impatto delle pratiche agricole sull'ambiente suolo è necessario quantificare le modificazioni della struttura del terreno.

Dalla definizione della struttura del terreno, sopra riportata, si evince che la porosità è l'indicatore principale delle qualità fisiche del suolo. Infatti sono proprio la morfologia, la dimensione, la continuità e l'arrangiamento dei pori nel terreno che determinano il contenuto e i movimenti dell'acqua e dell'aria, la crescita delle radici, ecc. La completa caratterizzazione del sistema dei pori nel suolo consente, quindi, la valutazione delle qualità fisiche del suolo stesso.

L'avvento delle tecniche di analisi di immagine ha consentito la determinazione quantitativa del sistema dei pori su sezioni sottili preparate da campioni indisturbati di terreno attraverso le tecniche della micromorfologia del suolo.

La **micromorfologia** è basata sullo studio del terreno al microscopio ottico. A questo scopo è necessario preparare sezioni sottili di terreno seguendo una procedura che prevede il prelievo in campo del campione indisturbato, in modo tale da non alterarne la struttura all'interno. Vengono prelevati sei campioni per tesi. Successivamente, ogni campione viene indurito, impregnandolo sotto vuoto con una resina che ha la caratteristica di polimerizzare lentamente nel tempo, e che riempie gli spazi vuoti del terreno senza provocarne alcuna alterazione. Una volta indurito, il campione può essere lavorato meccanicamente con apposite attrezzature quali, ad esempio, una troncattrice a disco diamantato ed una lapidatrice, sino ad ottenere sezioni sottili di circa 30 μm di spessore, trasparenti alla luce e quindi analizzabili al microscopio ottico (Murphy, 1986). Le dimensioni di tali sezioni dipendono dalle attrezzature di cui si dispone; per le indagini sulla struttura occorrono sezioni sottili di almeno 6x6 cm^2 . Per lo studio della porosità è necessario che il campione sia indurito nel suo stato naturale e non sia, ad esempio, essiccato all'aria. In questo caso si avrebbe una alterazione della porosità dovuta al crepacciamento del campione durante l'essiccamento. Per ovviare a questo inconveniente, prima dell'indurimento con la resina, viene seguita una procedura, già messa a punto e riportata nella letteratura internazionale, la quale prevede la sostituzione dell'acqua del campione con l'acetone (Miedema et al., 1974; Murphy, 1986).

Gli **analizzatori di immagine** si basano sull'analisi ottico-elettronica dell'immagine, la quale può essere ottenuta da un macroepidiascopio o da un microscopio, sia ottico che elettronico. Tale immagine è ripresa da una telecamera e riprodotta su uno schermo video ("monitor"); il segnale video passa attraverso un processore il quale è capace di scomporre l'immagine stessa in punti immagine ("pixels") e di analizzarli singolarmente secondo il loro livello di grigio. I pori vengono misurati programmando lo strumento per l'analisi del loro corrispondente livello di grigio individuato in una scala di 256 livelli. Le **misure** di analisi di immagine, fondamentali per caratterizzare il sistema dei pori nel suo complesso, sono di due tipi: misure **dirette** (area, perimetro ecc.) e misure **derivate** dall'elaborazione matematica di una o più misure dirette (fattore di forma, diametro equivalente ecc.) (Bullock e Murphy, 1980; Pagliai et al., 1983, 1984; Ringrose-Voase e Bullock, 1984).

3.1.1. Morfologia dei pori

Da un punto di vista morfologico i pori possono essere classificati in tre gruppi fondamentali e cioè pori regolari, irregolari e allungati, utilizzando l'analisi di immagine (Figura 3.1; Tabella 3.1).

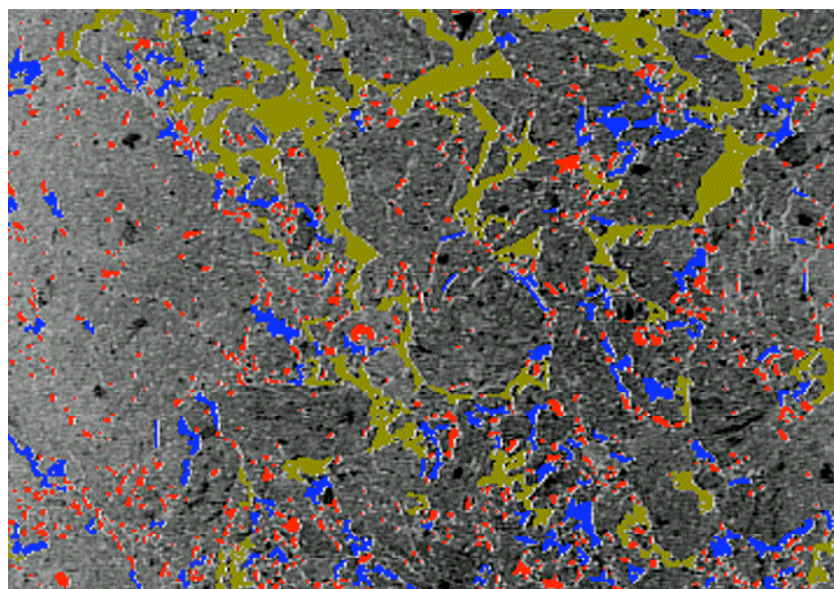


FIGURA 3.1.
MACROFOTOGRAFIA DI SEZIONE SOTTILE VERTICALMENTE ORIENTATA IN CUI SI DISTINGUONO I PORI REGOLARI (ROSSI), I PORI IRREGOLARI (BLU) E QUELLI ALLUNGATI (VERDI).

TABELLA 3.1. CLASSIFICAZIONE DEI PORI IN BASE ALLA LORO FORMA.

Fattore di forma ($P^2/4\pi A$)	Nome	Osservazioni
1 - 2	Pori regolari	Formati da bolle d'aria rimasta intrappolata durante i processi di essiccamento o da attività biologica.
2 - 5	Pori irregolari	Sono le comuni cavità del terreno con pareti irregolari, possono essere isolati o interconnessi.
> 5	Pori allungati	Si distinguono in crepe e fessure sottili.

I pori regolari o rotondeggianti sono ovviamente quelli di forma regolare e possono essere essenzialmente di due tipi rispetto alla loro origine: i pori sferici formati da bolle d'aria rimaste intrappolate nel terreno durante i processi di inumidimento, che rimangono quando il suolo secca, (Fig. 3.2) e i canalicoli e le camere formati da attività biologica (crescita delle radici e movimenti della fauna terricola) (Fig. 3.3). La loro distinzione sulle sezioni sottili è molto evidente perché i pori sferici (vesicles, secondo Brewer, 1964) hanno le pareti regolari e completamente lisce, mentre i canalicoli, anche se tagliati in maniera esattamente trasversale in sezione sottile, presentano pareti più rugose sulle quali si possono notare depositi di escrementi di insetti o depositi di essudati radicali. La presenza di abbondanti pori sferici del primo tipo origina una struttura del terreno di tipo vescicolare, tipica di suoli con evidenti fenomeni di degradazione.

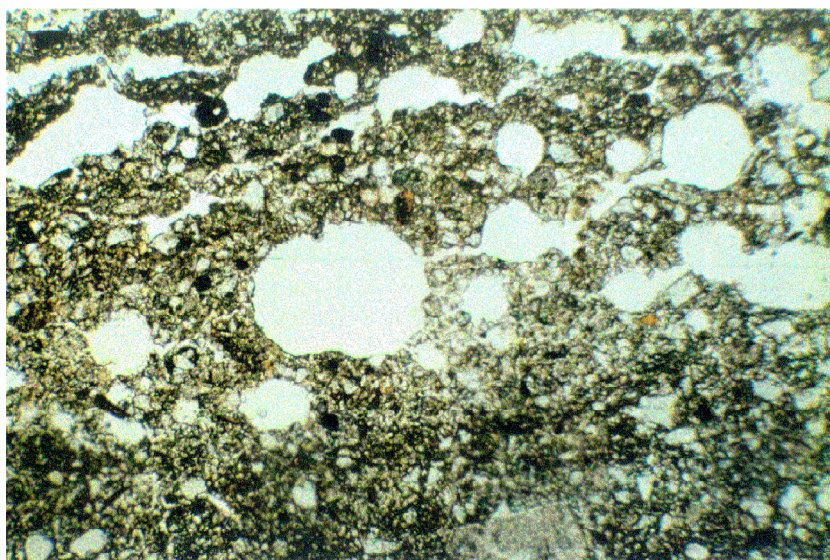


FIGURA 3.2.
MICROFOTOGRAFIA DI SEZIONE
SOTTILE VERTICALMENTE
ORIENTATA IN CUI SONO
EVIDENTI PORI SFERICI
FORMATI DA BOLLE D'ARIA
RIMASTA INTRAPPOLATA NEL
TERRENO DURANTE I PROCESSI
DI ESSICCAMENTO. LUCE
PARALLELA (I PORI APPAIONO
BIANCHI). IL LATO MINORE
MISURA 3 MM NELLA REALTÀ.

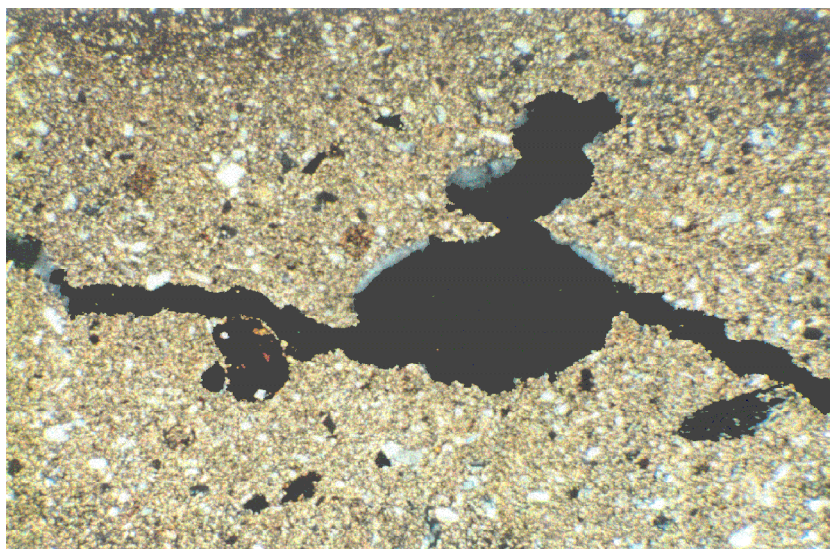


FIGURA 3.3.
MACROFOTOGRAFIA DI SEZIONE
SOTTILE VERTICALMENTE
ORIENTATA IN CUI È EVIDENTE
LA PRESENZA DI UNA CAMERA E
UN CANALICOLO DOVUTO
ALL'ATTIVITÀ BIOLOGICA. LUCE
POLARIZZATA (I PORI APPAIONO
DI COLORE NERO). IL LATO
MINORE MISURA 2 CM NELLA
REALTÀ.

I pori irregolari sono le comuni cavità del terreno con pareti irregolari (vughs, secondo la terminologia micromorfologica di Brewer, 1964) e possono essere isolati (spazi interaggregati o intergranulari) o interconnessi fra loro. La preponderante presenza di questi pori origina le tipiche strutture lacunari (Fig. 3.4).

I pori allungati possono essere distinti in due tipi: le crepe e le fessure sottili. Le prime sono tipiche dei terreni argillosi impoveriti di sostanza organica e sono visibili alla superficie del terreno stesso quando questo è crepacciato. Le fessure sottili sono notevolmente più importanti da un punto di vista agronomico, infatti, sono i tipici pori di trasmissione (vedi Tabella 3.2). Una adeguata quantità di questi pori (superiore al 10% della porosità totale) generalmente origina una struttura poliedrica subangolare stabile e di buona qualità (Fig. 3.5). Naturalmente per questo è necessario che tali pori siano distribuiti uniformemente nella matrice del terreno. Infatti, per questo

TABELLA 3.2. CLASSIFICAZIONE FUNZIONALE DEI PORI NEL TERRENO IN BASE ALLE LORO DIMENSIONI (MODIFICATO DA GREENLAND, 1977)

Diametro equivalente (μm) (10^{-6} m)	Nome	Funzione
<0,005	Spazi di legame	Ruolo nelle forze di legame fra le particelle primarie.
0,005-0,5	Pori residui	In essi avvengono le interazioni a livello molecolare.
0,5-50	Pori di riserva	Trattengono l'acqua necessaria per le piante; il loro contenuto idrico quando sono pieni corrisponde alla capacità di campo.
50-500	Pori di trasmissione	Consentono i movimenti dell'acqua e dell'aria; garantiscono buone condizioni strutturali del terreno.
>500	Fessure (Spazi vani)	Utili per la penetrazione delle radici principali, per l'aerazione e il drenaggio, ma alte % sono indice di scarse condizioni strutturali.

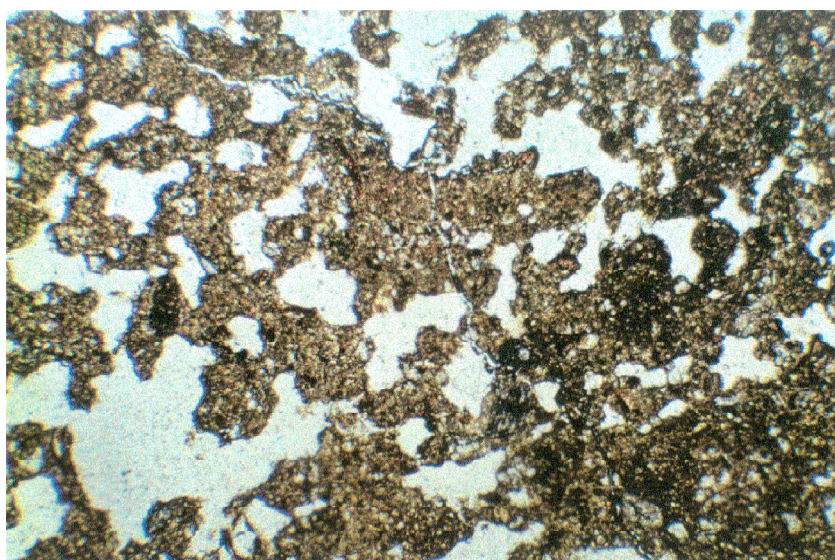


FIGURA 3.4.
MICROFOTOGRAFIA DI SEZIONE
SOTTILE VERTICALMENTE
ORIENTATA RAPPRESENTANTE
UNA STRUTTURA LACUNARE.
LUCE PARALLELA (I PORI
APPAIONO BIANCHI). IL LATO
MINORE MISURA 3 MM NELLA
REALTÀ.

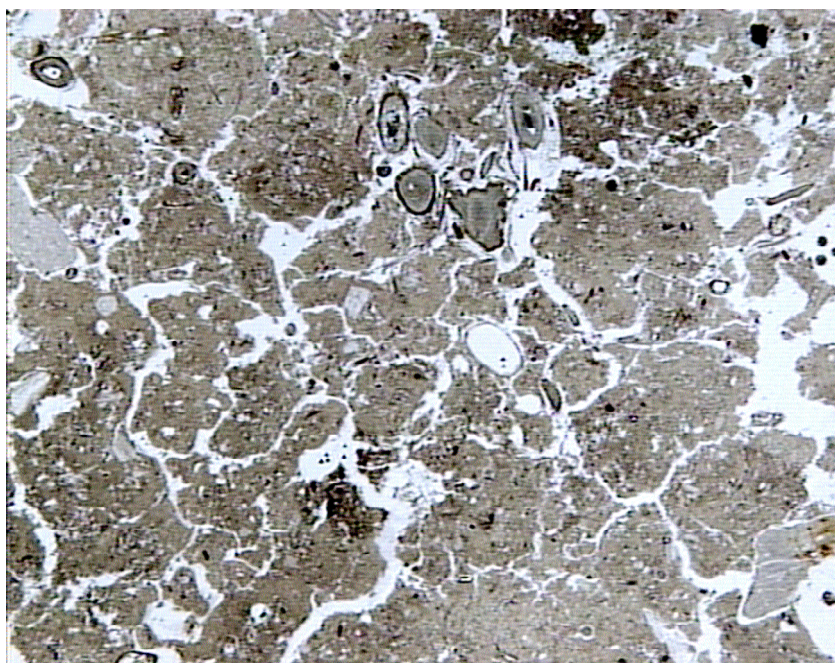


FIGURA 3.5.
MACROFOTOGRAFIA DI SEZIONE
SOTTILE VERTICALMENTE
ORIENTATA RAPPRESENTANTE
UNA STRUTTURA POLIEDRICA
SUBANGOLARE. LUCE
PARALLELA (I PORI APPAIONO
BIANCHI). IL LATO MINORE
MISURA 3 CM NELLA REALTÀ.

tipo di pori la caratterizzazione mediante l'analisi di immagine non deve fermarsi solo all'identificazione della forma e alla misura della dimensione (larghezza), ma deve essere misurata anche la loro lunghezza, la quale riflette la continuità di questi pori nel terreno (Pagliai et al., 1984).

Un altro parametro importante da considerare è l'orientamento dei pori allungati. È abbastanza intuitivo che le caratteristiche fisiche di un terreno (in modo particolare l'infiltrazione) cambiano radicalmente se una serie di pori allungati è disposta parallelamente (struttura lamellare - Fig. 3.6a) o perpendicolarmente (struttura prismatica - Fig. 3.6b) alla superficie.

Infine è importante caratterizzare l'irregolarità e la tortuosità dei pori allungati (Pagliai et al., 1984). Infatti, per lo sviluppo delle radici l'irregolarità dei pori è altrettanto importante come la loro lunghezza e la loro distribuzione dimensionale. Il rapporto perimetro convesso/perimetro o area convessa/area dei pori allungati dà informazioni sulla loro irregolarità, tortuosità e rientranza. Ai fini dei movimenti dell'acqua, ad esempio, svolgono un ruolo diverso i pori allungati regolari, cioè con pareti perfettamente sovrapponibili, e quelli con pareti irregolari e quindi non sovrapponibili: quando il terreno si inumidisce rigonfia e quindi i pori con pareti sovrapponibili si possono chiudere interrompendo il flusso idrico, mentre quelli con pareti non sovrapponibili possono assicurare un certo flusso idrico anche quando il terreno è rigonfiato (Pagliai et al., 1984).

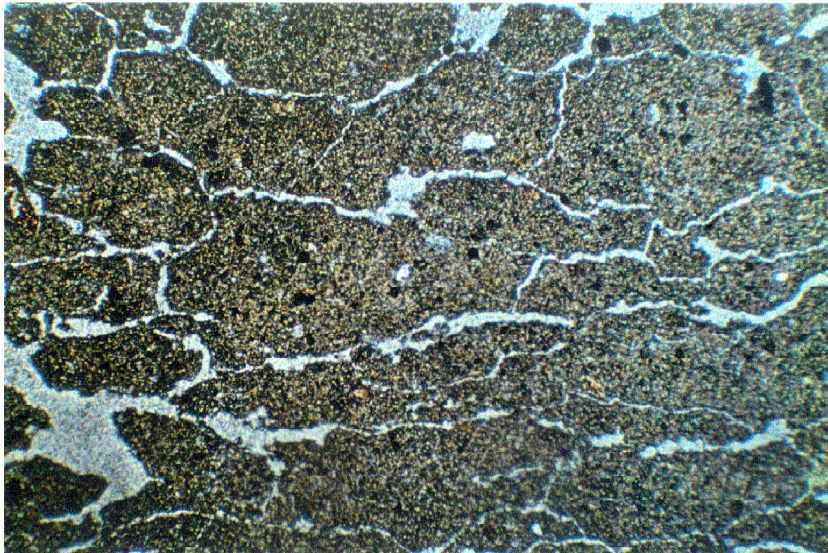
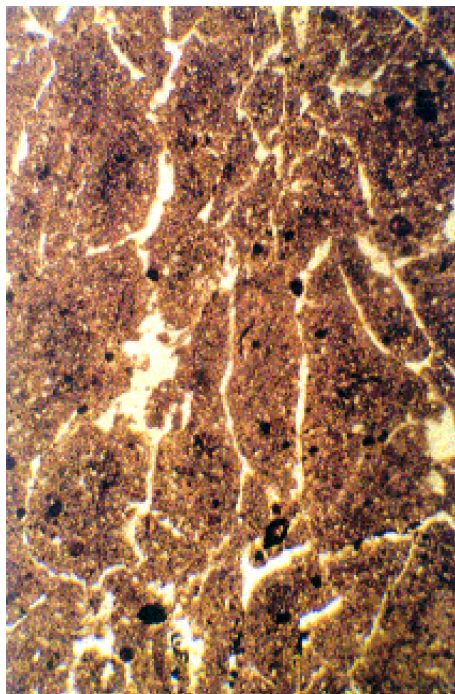


FIGURA 3.6.
MICROFOTOGRAFIE DI SEZIONI
SOTTILI VERTICALMENTE
ORIENTATE RAPPRESENTANTI :

A) UNA STRUTTURA LAMELLARE
(PORI ALLUNGATI DISPOSTI
PARALLELAMENTE ALLA
SUPERFICIE)



B) UNA STRUTTURA PRISMATICA
(PORI ALLUNGATI DISPOSTI
PERPENDICOLARMENTE ALLA
SUPERFICIE).

LUCE PARALLELA (I PORI
APPAIONO BIANCHI). IL LATO
MINORE MISURA 3 MM NELLA
REALTÀ.

3.1.2. Distribuzione dimensionale dei pori

Per una valutazione completa delle condizioni strutturali del terreno oltre al valore totale della porosità è necessario quindi conoscere prima di tutto la morfologia e la distribuzione dimensionale dei pori, proprio perché le funzioni agronomiche dei pori stessi dipendono dalla loro dimensione e dalla loro forma. Nella letteratura internazionale esistono innumerevoli sistemi di classificazione basati sulla dimensione dei pori; una di queste è quella descritta da Greenland (1977) e riportata nella Tabella 3.2.

Secondo questa classificazione i pori più piccoli di $0,005\ \mu\text{m}$ (diametro equivalente), detti “spazi di legame”, svolgono un ruolo fondamentale nelle forze di legame fra le particelle primarie. I pori compresi fra $0,005$ e $0,5\ \mu\text{m}$, detti “pori residui”, sono importanti in quanto in essi avvengono le interazioni a livello molecolare. I pori compresi fra $0,5$ e $50\ \mu\text{m}$, detti “pori di riserva”, sono capaci di trattenere l’acqua abbastanza fortemente da non essere drenata facilmente per gravità, ma che viceversa sono capaci di cederla alle piante. Essi costituiscono quindi la riserva idrica e di ioni nutritivi per le piante ed i microrganismi. L’appassimento delle piante comincia normalmente quando tutti questi pori si sono svuotati d’acqua, mentre il contenuto idrico presente quando i pori di questa classe sono riempiti d’acqua corrisponde approssimativamente alla capacità idrica di campo. I pori compresi fra 50 e $500\ \mu\text{m}$, detti “pori di trasmissione”, sono quelli che consentono i movimenti dell’acqua e dell’aria utili per le piante e lo sviluppo delle radici. Molti autori hanno dimostrato che la gran massa dell’apparato radicale necessita di pori di $100\text{-}200\ \mu\text{m}$ di diametro per svilupparsi (Russel, 1978; Tippkötter, 1983; Pagliai e De Nobile, 1993). La presenza di questi pori è inoltre essenziale per garantire e mantenere un ottimale stato di aggregazione (buone condizioni strutturali). I pori maggiori di $500\ \mu\text{m}$, detti comunemente fessure o spazi vani, sono utili per la penetrazione delle radici principali, per l’aerazione e per il drenaggio, soprattutto nei terreni a tessitura fine, ma un’alta percentuale di questi pori (oltre il 70-80% della porosità totale) è generalmente un indice di scarse condizioni strutturali; basti pensare che le crepe superficiali, le quali si sviluppano dopo una pioggia violenta, quando la stabilità degli aggregati è bassa, appartengono a questa classe dimensionale (Pagliai et al., 1983).

Attraverso la quantificazione della porosità su sezioni sottili di terreno mediante l’analisi di immagine è possibile una prima valutazione qualitativa del suolo classificandolo come riportato nella Tabella 3.3.

La definizione della forma, della dimensione, della continuità e dell’orientamento dei pori può fornire basi finalmente realistiche per valutare, prevedere e modellizzare i movimenti dell’acqua nel suolo.

TABELLA 3.3.

CLASSIFICAZIONE DEL SUOLO IN BASE ALLA PERCENTUALE DI POROSITÀ SECONDO IL METODO MICROMORFOMETRICO (PAGLIAI, 1988).

Suolo molto compatto	quando la porosità totale è	<5%
Suolo compatto	quando la porosità totale è	5-10%
Suolo moderatamente poroso	quando la porosità totale è	10-25%
Suolo poroso	quando la porosità totale è	25-40%
Suolo altamente poroso	quando la porosità totale è	>40%

Nella Figura 3.7 sono riportate macrofotografie di sezioni sottili verticalmente orientate rappresentanti un esempio di suolo per ciascuna classe di porosità.

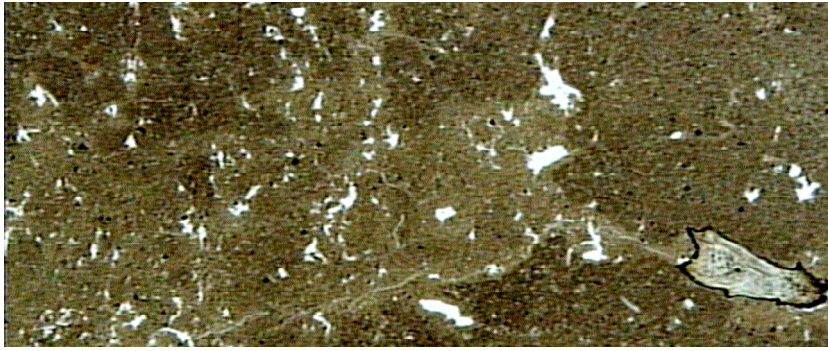
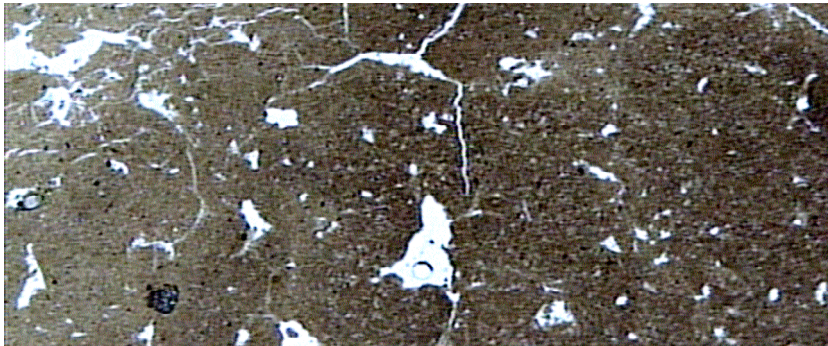
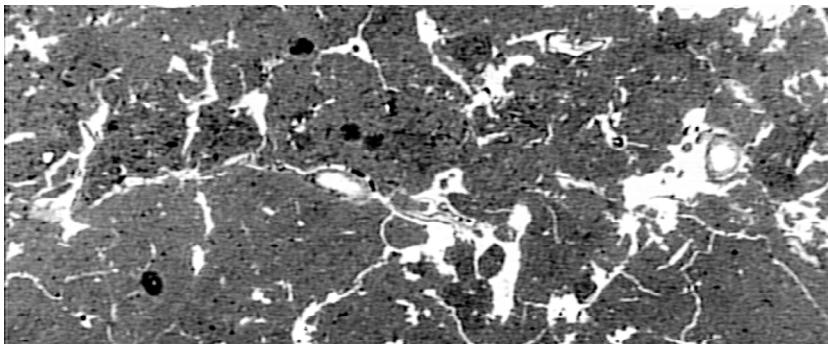


FIGURA 3.7.
MACROFOTOGRAFIE DI SEZIONI
SOTTILI VERTICALMENTE
ORIENTATE RAPPRESENTANTI

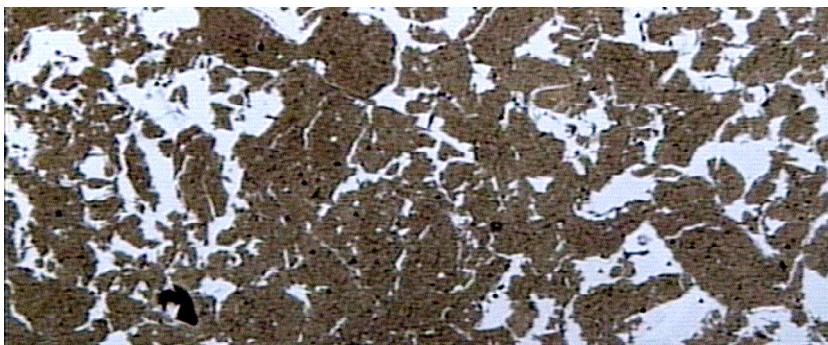
A) SUOLO MOLTO COMPATTO;



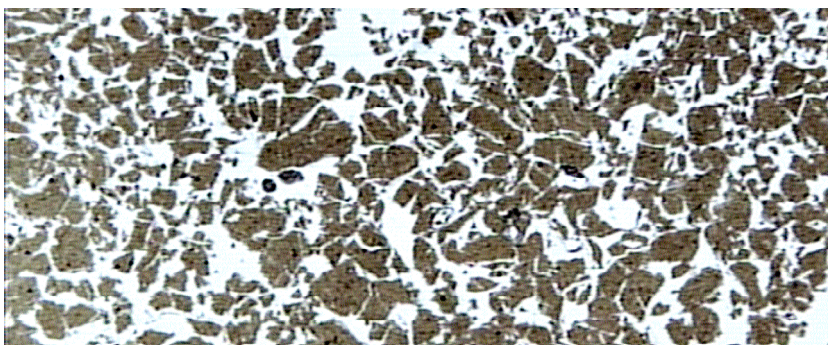
B) SUOLO COMPATTO;



C) SUOLO MODERATAMENTE
POROSO;



D) SUOLO POROSO;



E) SUOLO ALTAMENTE POROSO.

LUCE PARALLELA (I PORI
APPaIONO BIANCHI). IL LATO
MINORE MISURA 1,5 CM NELLA
REALTÀ.

3.2. STABILITÀ DEGLI AGGREGATI

La struttura è una proprietà dinamica e nel terreno subisce processi di genesi e di degradazione. I fattori che influenzano la genesi della struttura sono rappresentati dall'effetto dei cationi, dall'interazione fra le particelle argillose in relazione all'umidità (cicli di essiccamento-inumidimento) e alla temperatura, dall'effetto della sostanza organica (agente principe della stabilizzazione degli aggregati), dalla vegetazione e dai micro e macrorganismi del terreno. I fattori che determinano i processi di degradazione strutturale sono rappresentati principalmente dall'impatto della pioggia, dall'azione disgregante dell'acqua e dalle lavorazioni del terreno, specialmente se intensive, in quanto provocano una diminuzione del contenuto di sostanza organica del terreno.

Un aggregato è un insieme di due o più particelle primarie di suolo legate tra loro da forze più intense di quelle che uniscono i costituenti di tale insieme a particelle ed insiemi vicini. La disgregazione del terreno implica l'applicazione di forze distruttive esterne, in funzione delle quali possono essere separate porzioni di terreno, in cui le forze coesive sono più deboli di quelle applicate. Per stabilità degli aggregati e, quindi, di struttura si intende la capacità del terreno di resistere a queste forze distruttive. Conseguentemente, il modo in cui il terreno viene frammentato rappresenta il maggior fattore determinante la distribuzione dimensionale degli aggregati del terreno stesso. Particolare interesse ha la distinzione tra azioni disgreganti operanti sul terreno secco (stabilità alle pure sollecitazioni meccaniche), e azioni di natura complessa esercitate sul terreno dall'acqua (stabilità all'azione dell'acqua).

La determinazione della stabilità degli aggregati viene fatta generalmente per mezzo del setacciamento in acqua ("wet sieving") adottando le procedure descritte nei Metodi di Analisi Fisica del Suolo (Pagliai et al., 1997). Il metodo prescelto è quello a determinazione unica con depurazione dalla sabbia ed oscillazione verticale. L'indice di stabilità degli aggregati è definito dall'espressione $(C-D/A+B-D) \cdot 100$, dove A è il peso degli aggregati all'inizio della determinazione, C il peso degli aggregati rimasti dopo 30' di oscillazione raccolti, mediante getto di acqua distillata, dal cestello in una capsula di vetro ed essiccati in stufa a 105°C, B il peso della capsula di vetro, D il peso della sabbia. Ogni determinazione deve essere effettuata in triplo. Comunque, indipendentemente dal metodo scelto, è importante definire lo scopo dell'analisi. Diverse condizioni iniziali del campione e differenti pre-trattamenti possono influenzare i risultati. Il contenuto di umidità iniziale, per esempio, ha una grande influenza sulla rottura degli aggregati. I campioni di suolo possono essere analizzati al contenuto di umidità a cui vengono prelevati in campo, inumiditi fino ad un determinato potenziale idrico o secchi all'aria; la prima opzione dà un'indicazione precisa del comportamento del suolo al momento del campionamento, ma non permette confronti con campioni a differente contenuto di umidità. Per evitare questo inconveniente, sono preferibili sia i campioni secchi all'aria sia quelli equilibrati ad un determinato contenuto idrico prima dell'analisi (Le Bissonnais, 1996). Generalmente, allo scopo di standardizzare le condizioni iniziali, si utilizzano i campioni secchi all'aria. Per ottenere un indice correlabile all'azione di forte distruzione della struttura causata da piogge intense o dall'irrigazione su terreno asciutto, i campioni sono immersi direttamente in acqua; per ottenere un indice correlabile all'azione idrodinamica blanda di piogge poco erosive su terreno umido, i campioni vengono inumiditi molto lentamente per risalita capillare e successivamente immersi in acqua (Bazzoffi et al., 1991).

Tanto le misure di stabilità degli aggregati, quanto quelle della loro distribuzione dimensionale, specialmente se si confrontano differenti terreni, hanno solo valore comparativo per un dato metodo applicato in maniera standard e nelle stesse condizioni ambientali. Per questo, al fine di costituire un indicatore è necessario, per ogni ambiente pedologico in cui si opera, determinare dei valori limite nelle condizioni estreme di buona stabilità strutturale e di suolo degradato.

3.3. GRADO ATTUALE DI COMPATTAMENTO E SUSCETTIBILITÀ AL COMPATTAMENTO

Il compattamento del terreno può essere provocato dalla combinazione di forze naturali e da forze di origine antropica legate alle conseguenze delle pratiche colturali. Quest'ultime sono essenzialmente dovute al traffico delle macchine agricole. Studi e misurazioni mostrano che le forze naturali quali l'impatto della pioggia (Ghadiri e Payne, 1977; 1981), il rigonfiamento e il crepacciamento (Mullins e Panayiotopoulos, 1984; Towner e Childs, 1972), l'accrescimento radicale (Dexter, 1987; Whalley e

Dexter, 1993), esercitano tutte una pressione unitaria più grande di quella esercitata dalle macchine agricole, tuttavia quest'ultime sono in grado di compattare un grande volume di suolo fino a significative profondità.

La quantificazione del danno prodotto dal traffico di macchine agricole si evidenzia in termini di porosità del terreno (determinata mediante analisi di immagine su sezioni sottili) e di resistenza alla penetrazione mediante penetrometro. I risultati disponibili nella letteratura circa il compattamento provocato dal passaggio delle macchine agricole evidenziano che la porosità totale diminuisce fortemente (3-4 volte) nelle aree compattate. Questo effetto appare ancora più accentuato nel caso di passaggi consecutivi sulla stessa traccia (Fig. 3.8). La diminuzione di porosità interessa in modo preponderante i pori allungati, che sono i più importanti dal punto di vista agronomico, essendo quelli che determinano la qualità delle condizioni strutturali, e soprattutto ne viene ridotta la loro continuità (Fig. 3.9).

FIGURA 3.8.
EFFETTO DEL
COMPATTAMENTO, CAUSATO DA
UNO E QUATTRO PASSAGGI DI
UNA TRATTRICE, SULLA
POROSITÀ ESPRESSA COME AREA
PERCENTUALE OCCUPATA DAI
PORI MAGGIORI DI 50 μm PER
SEZIONE SOTTILE.

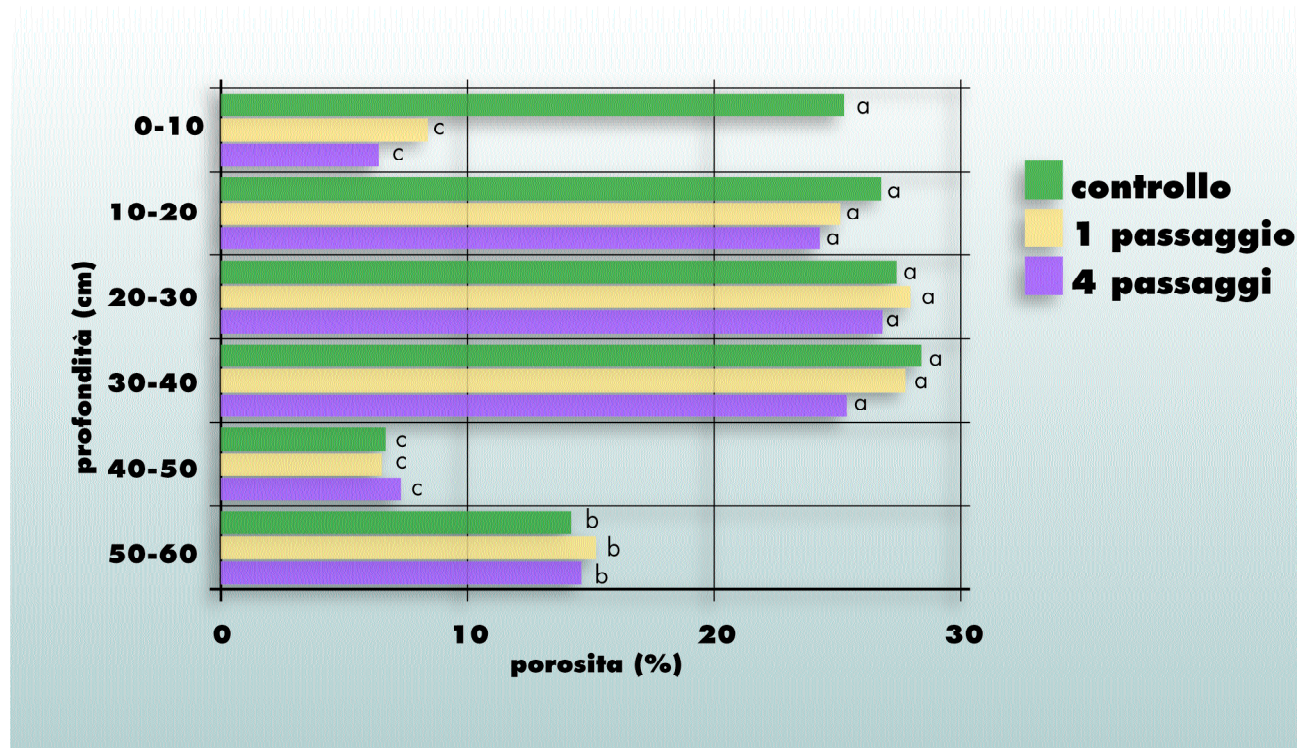
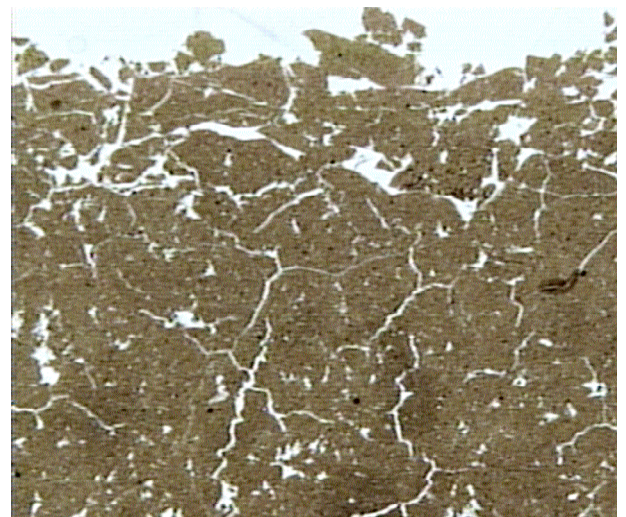
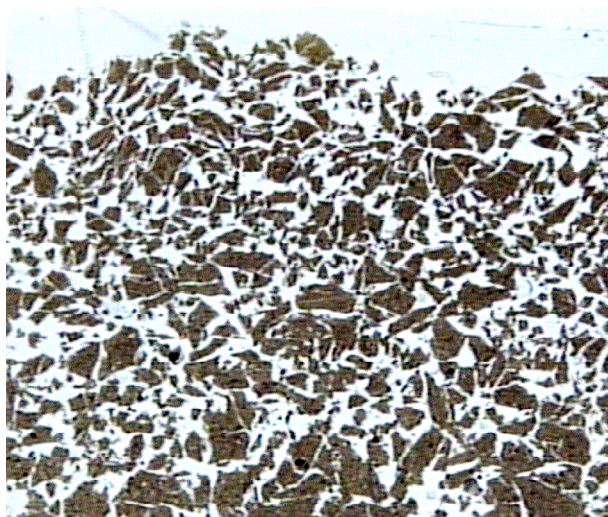


FIGURA 3.9. MACROFOTOGRAFIE DI SEZIONI SOTTILI VERTICALMENTE ORIENTATE ILLUSTRANTI UN SUOLO ARGILLOSO A) PRIMA DEL PASSAGGIO DELLE MACCHINE AGRICOLE E B) DOPO IL TRANSITO DELLE STESSE. LUCE PARALLELA (I PORI APPAIONO BIANCHI). IL LATO MINORE MISURA 3 CM NELLA REALTÀ.



L'esame microscopico di sezioni sottili preparate da campioni indisturbati prelevati in aree compattate consente di evidenziare come le variazioni di porosità in seguito al compattamento modificano la struttura del terreno. In queste aree, infatti, soprattutto nello strato superficiale (0-5 cm), sottilissimi pori allungati sono generalmente distribuiti parallelamente alla superficie del terreno originando una struttura lamellare caratteristica dei terreni compattati. Quindi anche la piccola quantità di pori allungati, non avendo continuità in senso verticale, è praticamente inutile ai fini dell'infiltrazione dell'acqua (Fig. 3.10).

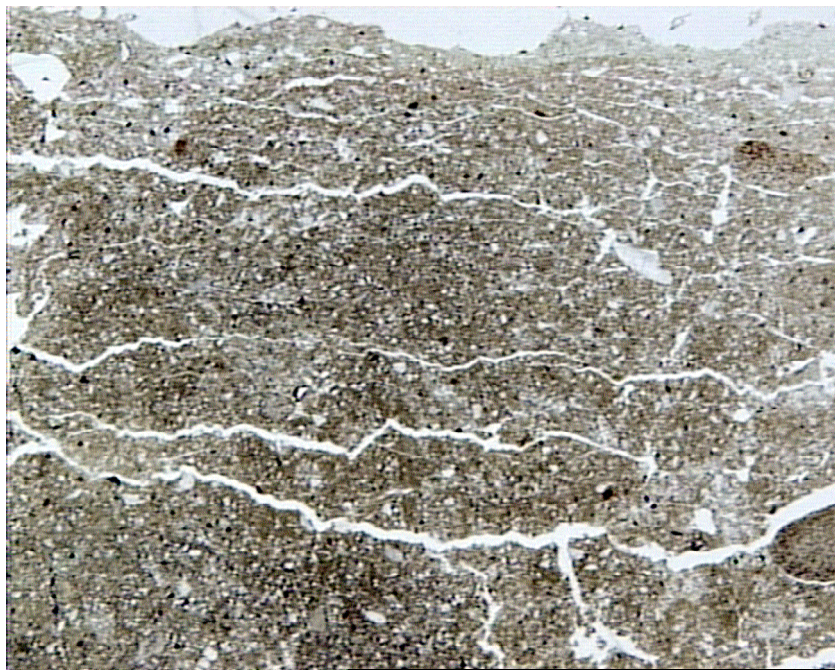


FIGURA 3.10.
MACROFOTOGRAFIA DI SEZIONE
SOTTILE VERTICALMENTE
ORIENTATA RAPPRESENTANTE
UNA STRUTTURA LAMELLARE,
TIPICA DEI SUOLI COMPATTATI.
LUCE PARALLELA (I PORI
APPAIONO BIANCHI). IL LATO
MINORE MISURA 3 CM NELLA
REALTÀ.

La caratterizzazione della porosità consentirà di definire il grado di compattamento del suolo, infatti, con il metodo micromorfometrico un terreno si considera compatto quando i valori di porosità sono inferiori al 10%.

Lo studio della struttura attraverso l'analisi di immagine e la misura della stabilità degli aggregati consentono di esprimere un giudizio sulla suscettibilità di un determinato suolo al compattamento. La suscettibilità al compattamento è infatti funzione della resistenza meccanica, la quale dipende essenzialmente dalla tessitura, dalla struttura e dal contenuto di umidità. Generalmente suoli con tessitura medio fine sono più suscettibili al compattamento di quanto non lo siano suoli a tessitura grossolana (Larson et al., 1980). Suoli ben strutturati resistono meglio di suoli con scarsa o labile aggregazione strutturale (Hillel, 1980). Molto importante, a questo proposito, il ruolo della sostanza organica quale agente strutturante (Hakansson e Voorhees, 1997). Per quanto riguarda il contenuto idrico la suscettibilità al compattamento aumenta con l'incremento dell'umidità fino a raggiungere il massimo in corrispondenza del "contenuto idrico critico" (CIC) (% di umidità alla quale, a parità di pressione applicata, si ha la massima densità apparente). Per i terreni con un range di tessitura compreso tra franco e argilloso il CIC è molto vicino al limite plastico (Mapfumo e Chanasyk, 1998).

Nello studio della suscettività al compattamento è importante considerare la capacità di rigenerazione strutturale del terreno. Esperimenti in proposito hanno dimostrato che in terreni argillosi occorrono tempi lunghi (oltre un anno) per una buona rigenerazione strutturale (Bullock et al., 1985). In determinati tipi di terreni dotati di scarsa capacità di rigenerazione strutturale, quali, appunto, i terreni argillosi sviluppati sui sedimenti argillosi marini del Pliocene (molto diffusi negli ambienti collinari del Centro-Sud), l'effetto negativo del compattamento può protrarsi a lungo nel tempo e molti dei fenomeni erosivi in zone declivi possono trarre origine od accentuarsi proprio in seguito al compattamento del terreno dovuto al passaggio di macchine agricole.

3.4. STRATI COMPATTI LUNGO IL PROFILO (SUOLA D'ARATURA)

I fenomeni di compattamento legati alla coltivazione intensiva del terreno non sono solo rappresentati dal compattamento superficiale dovuto al passaggio di macchine agricole ma possono anche verificarsi lungo il profilo colturale. Il caso più tipico è rappresentato dalla formazione di uno strato compatto al limite inferiore della lavorazione del terreno (suola d'aratura) (Fig. 3.11). Tale discontinuità lungo il profilo altera i movimenti di drenaggio e può generare ristagni idrici i quali, oltre che a creare problemi di asfissia, contribuiscono alla dispersione delle particelle del terreno e quindi alla degradazione della struttura.

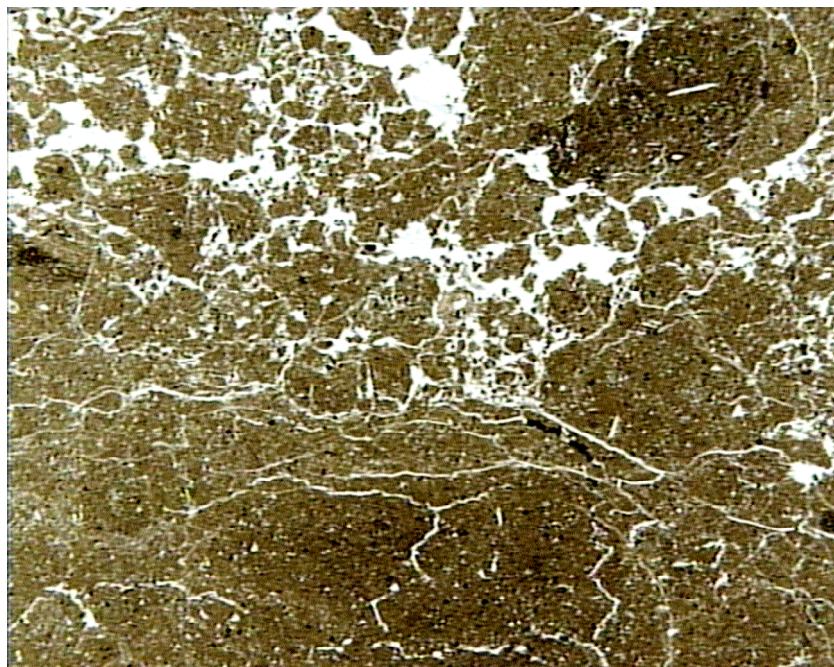


FIGURA 3.11.
MACROFOTOGRAFIA DI SEZIONE
SOTTILE VERTICALMENTE
ORIENTATA IN CUI È EVIDENTE
LA FORMAZIONE DI UNO STRATO
COMPATTO LUNGO IL PROFILO
(SUOLA D'ARATURA). LUCE
PARALLELA (I PORI APPAIONO
BIANCHI). IL LATO MINORE
MISURA 3 CM NELLA REALTÀ.

I problemi connessi con la presenza di tale strato compatto si sono accentuati proprio in seguito alla eccessiva specializzazione avvenuta in agricoltura come, ad esempio, l'adozione di monosuccessioni con arature profonde. La presenza di tale strato compatto al limite inferiore della coltivazione può assumere uno spessore anche di 10 cm e la porosità, misurata con l'analisi micromorfometrica, scende repentinamente a valori anche inferiori al 5%. È facilmente intuibile che in terreni a tessitura fine la presenza di tale strato può creare notevoli problemi di drenaggio e un notevole ostacolo allo sviluppo delle radici in profondità.

Lavorazioni alternative alla tradizionale aratura, quali la discissura con "chisel", si sono rivelate più appropriate per mantenere condizioni più favorevoli di porosità ed una sua distribuzione più uniforme lungo il profilo colturale e per evitare, quindi, la formazione di tali strati compatti.

3.5. GRADO DI STABILITÀ E DEGRADAZIONE DELLA STRUTTURA

La perdita della stabilità di struttura porta alla degradazione del terreno, la quale, appunto, trae origine meccanicamente dal collasso delle pareti dei pori in seguito ad alterazioni negative delle proprietà chimiche e fisiche del terreno, prima fra tutte l'impovertimento di sostanza organica. La conseguenza più diretta e immediata di ciò si traduce nell'erosione del suolo, cioè nell'asportazione, da parte dell'acqua che scorre in superficie, di particelle di terreno. L'erosione del suolo rappresenta il principale aspetto della degradazione ambientale.

Talvolta nei terreni tendenzialmente argillosi e con bassa stabilità strutturale, durante i processi di essiccamento la struttura si trasforma in massiva con presenza di crepaccature. Nei successivi eventi piovosi l'infiltrazione dell'acqua avviene solo attraverso le crepaccature e, quando queste si chiudono a seguito del rigonfiamento, si riduce drasticamente originando scorrimento superficiale e conseguente erosione nei terreni declivi o ristagno (sommersione) nelle giaciture pianeggianti (Fig.3.12).



FIGURA 3.12.
MACROFOTOGRAFIA DI SEZIONE
SOTTILE VERTICALMENTE
ORIENTATA RAPPRESENTANTE
UNA STRUTTURA MASSIVA
CARATTERISTICA DEI SUOLI
DESTRUTTURATI. LUCE
PARALLELA (I PORI APPAIONO
BIANCHI). IL LATO MINORE
MISURA 3 CM NELLA REALTÀ.

3.6. CROSTE SUPERFICIALI E SUSCETTIBILITÀ ALLA FORMAZIONE DI CROSTE SUPERFICIALI

Le lavorazioni intensive, oltre all'alterazione del sistema dei pori nel terreno, causano anche una diminuzione del contenuto di sostanza organica la quale si riflette sulla stabilità degli aggregati all'azione disagregante dell'acqua. Infatti l'azione battente della pioggia provoca la distruzione meccanica degli aggregati e le particelle disperse, nel successivo processo di essiccamento, si rapprendono dando origine a sottili strati molto fragili e estremamente compatti noti con il nome di croste superficiali. Tali croste sono estremamente dannose in quanto interrompono gli scambi gassosi suolo-atmosfera, riducono notevolmente l'infiltrazione dell'acqua, con conseguente aumento dei rischi erosivi ed ostacolano l'emergenza del seme (Fig. 3.13).



FIGURA 3.13.
MACROFOTOGRAFIA DI SEZIONE
SOTTILE VERTICALMENTE
ORIENTATA DI UN SUOLO
SOTTOPOSTO A SIMULAZIONE DI
PIOGGIA, È EVIDENTE LA
FORMAZIONE DELLA CROSTA
SUPERFICIALE. LUCE
PARALLELA (I PORI APPAIONO
BIANCHI). IL LATO MINORE
MISURA 2 CM NELLA REALTÀ.

Generalmente tali croste sono estremamente compatte, ma talvolta possono anche presentare valori elevati di porosità. L'esame microscopico di queste croste rivela che esse sono formate da diversi strati sottili e compatti formati da materiali fini (limo e argilla) intercalati da materiali più grossolani e da pori, i quali possono avere forma sferica (vescicole) in quanto formati da bolle d'aria rimasta intrappolata nel terreno durante il processo di essiccamento, o possono essere sottilissimi pori allungati orientati parallelamente alla superficie del terreno e senza continuità in senso verticale, quindi praticamente nulli ai fini dell'infiltrazione dell'acqua (Fig. 3.14).

Dallo studio del meccanismo di formazione delle croste si evince la stretta relazione fra tale fenomeno e la stabilità degli aggregati. Per valutare la suscettività all'incrostamento è indispensabile conoscere, quindi, la stabilità degli aggregati e tutte quelle proprietà del suolo da cui dipende la stabilità stessa.

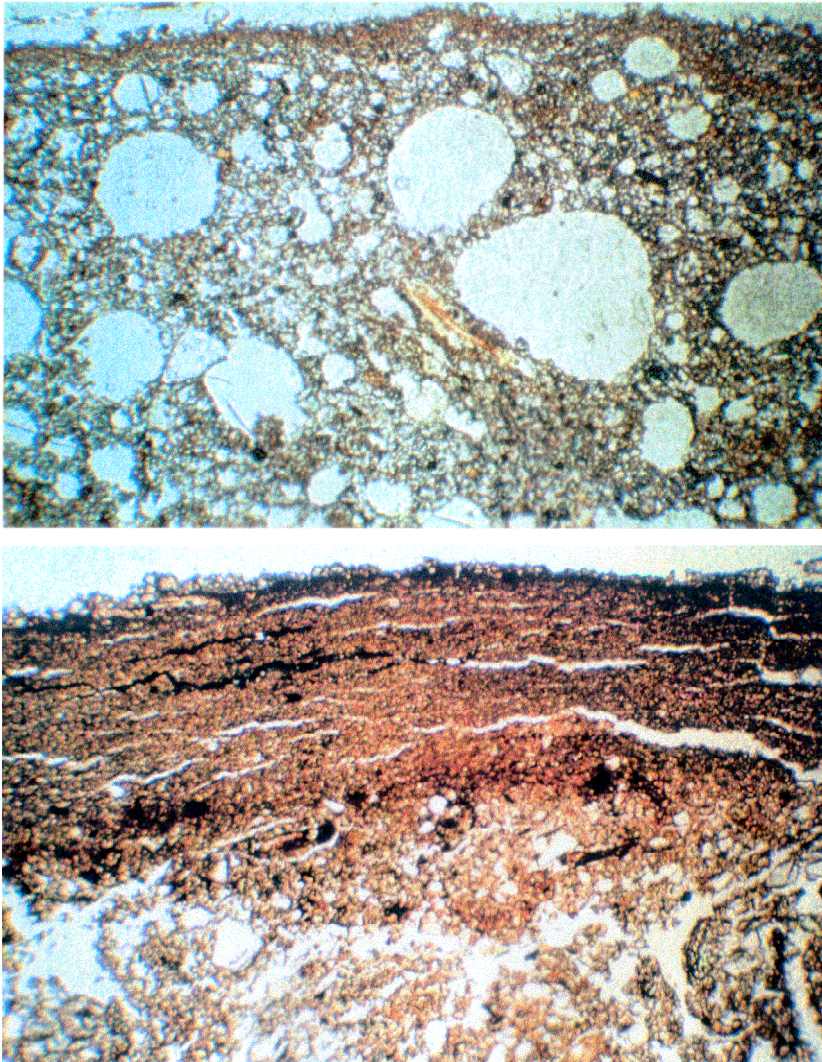


FIGURA 3.14.
MICROFOTOGRAFIE DI SEZIONI
SOTTILI VERTICALMENTE
ORIENTATE RAPPRESENTANTI
DUE SUOLI CON DIFFERENTI TIPI
DI CROSTE SUPERFICIALI:

A) CROSTA CARATTERIZZATA
DALLA PRESENZA DI PORI DI
FORMA SFERICA IN CUI LA
PERCENTUALE DI POROSITÀ È
ELEVATA,

B) CROSTA CARATTERIZZATA
DALLA PRESENZA DI SOTTILI
PORI ALLUNGATI DISPOSTI
PARALLELAMENTE ALLA
SUPERFICIE, IN CUI LA
POROSITÀ PERCENTUALE È
MOLTO BASSA.

LUCE PARALLELA (I PORI
APPAIONO BIANCHI). IL LATO
MINORE MISURA 3 MM NELLA
REALTÀ.

Le proprietà correlate alla stabilità degli aggregati più spesso menzionate in bibliografia sono: la tessitura, la mineralogia delle argille, il contenuto di sostanza organica, il tipo e la concentrazione di cationi, il contenuto di sesquiossidi, il contenuto di CaCO_3 e l'interazione tra queste proprietà che possono modificare la loro singola influenza (Emerson e Greenland, 1990). Fra queste le tre più importanti sono: a) la percentuale di sodio scambiabile, b) gli ossidi di ferro e di alluminio e c) la sostanza organica (Le Bissonnais, 1996).

I suoli tendenzialmente limosi intensamente coltivati sono i più suscettibili alla formazione di croste superficiali, le quali si riscontrano anche in terreni franchi, franco-argillosi e franco-sabbiosi. Recenti studi hanno evidenziato, comunque, che la formazione di tali croste può essere prevenuta o attenuata con l'adozione di sistemi di lavorazione del terreno alternativi rispetto, ad esempio, all'aratura profonda tradizionale o con la somministrazione di materiali organici.

3.7. CREPACCIAMENTO

Il crepacciamento dipende strettamente dal tipo di suolo (tipo di argille: espan-dibili o meno) e dalle condizioni strutturali (stabilità degli aggregati), quindi la sua quantificazione dà ulteriori informazioni circa la struttura del terreno. L'analisi di immagine consente di quantificare la dimensione delle crepe (percentuale di area per unità di superficie, larghezza, ecc.) e, attraverso serie di fotografie di una determinata area in pieno campo, è possibile valutarne anche la variazione stagionale (Fig. 3.15).

Queste informazioni non solo costituiscono elementi utili per valutare, ad esem-pio, la capacità del terreno di autostrutturarsi in seguito all'alternarsi dei cicli di essic-camento-inumidimento, ma consentono, inoltre, di stimare l'infiltrazione dell'acqua attraverso il sistema di crepe (bypass flow). Queste informazioni sono fondamentali per la messa a punto di modelli di stima dell'erosione; gli attuali modelli, infatti, sottostima-no questo parametro e ciò ne limita l'applicabilità ai diversi ambienti pedologici.

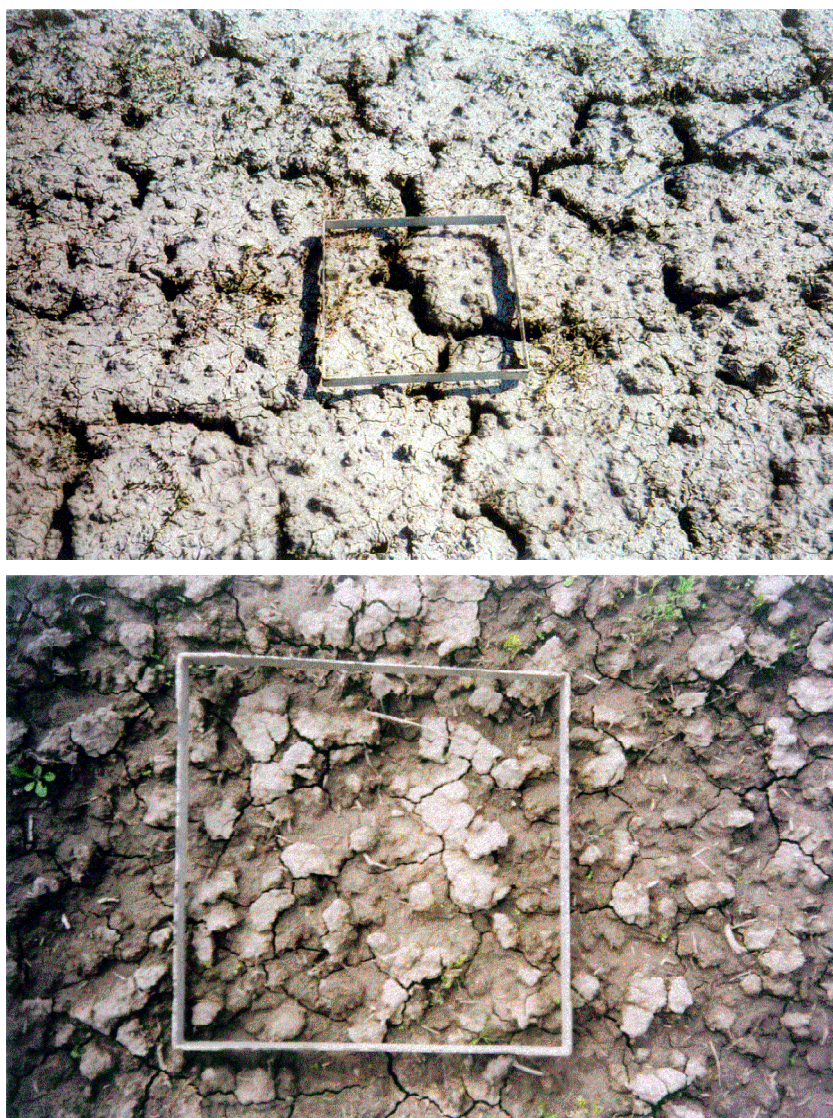


FIGURA 3.15.
ESEMPI DI SUOLO IN CUI È
EVIDENTE IL FENOMENO DEL
CREPACCIAMENTO. IL LATO
INTERNO DEL QUADRATO
METALLICO MISURA 50 CM
NELLA REALTÀ.

3.8. ERODIBILITÀ

L'erodibilità indica la suscettibilità di un suolo ad essere eroso. Pertanto esso raggruppa e sintetizza quelle caratteristiche del suolo che intervengono nei diversi processi concorrenti all'asportazione dello stesso. In sintesi tali processi consistono essenzialmente nella rottura meccanica, nel distacco, nel trasporto e nella sedimentazione di particelle ed aggregati di suolo. Da ciò emerge che la risposta complessiva di un suolo all'azione delle piogge è definita principalmente attraverso le seguenti caratteristiche del suolo: stabilità degli aggregati al bagnamento; dispersibilità della frazione fine; resistenza agli sforzi di taglio in superficie; capacità di infiltrazione; propensione al sigillamento (sealing) superficiale ed alla formazione di croste. La determinazione di questi parametri dà, quindi, un'idea del grado di erodibilità del suolo e può fornire elementi utili da inserire nei modelli di previsione dei processi erosivi, tuttora in grande evoluzione e ben lungi dall'essere generalizzabili ai diversi ambienti pedoclimatici.

BIBLIOGRAFIA

- Bazzoffi P., Catone I., Pellegrini S., Bragato G. 1991. *Dinamica di alcune caratteristiche fisico-chimiche del suolo e quantificazione dell'erosione in funzione dell'aggiunta di un compost da rifiuti solidi urbani e dell'impiego di diversi tipi di pneumatici agricoli. Nota A: aspetti fisici e idrologici*. In: Atti del Convegno Nazionale BIO-MASS '91, Bari 6-7 giugno 1991.
- Brewer R. 1964. *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. John Wiley, New York, 470 pp.
- Bullock P., Murphy C.P. 1980. *Towards the quantification of soil structure*. Journal of Microscopy, 120: 317-328.
- Bullock P., Newman A.C.D., Thomasson A.J. 1985. *Porosity aspects of the regeneration of soil structure after compaction*. Soil and Tillage Research, 5: 325-341.
- Dexter A. R. 1987. *Mechanics of root growth*. Plant and Soil, 98: 303-312.
- Emerson W.W., Greenland D.J. 1990. *Soil aggregates-Formation and stability*. In: Soil colloids and their associations in aggregates (eds M. De Boodt, M Hayes & A. Herbillon), pp.485-511. Plenum Press, New York.
- Ghadiri H., Payne D. 1977. *Raindrop impact stress and the breakdown of Soil crumbs*. Journal of Soil Science, 28: 247-258.
- Ghadiri H., Payne D. 1981. *Raindrop impact stress*. Journal of Soil Science, 32: 41-49.
- Greenland D.J. 1977. *Soil damage by intensive arable cultivation: temporary or permanent?* Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 281, 193-208.
- Hakansson I., Voorhees W.B. 1997. *Soil Compaction*. In: Methods for assessment of soil degradation (eds R. Lal, W.H. Blum, C. Valentine & Stewart B.A.) - Advances in Soil Science - pp.167-179. CRC Press, Boca Raton - New York.
- Hillel D. 1980. *Fundamentals of soil physics*. Academic Press, New York.
- Larson W.E., Gupta S.C., Useche R.A. 1980. *Compression of agricultural soils from eight soil orders*. Soil Science Society American Journal, 44: 450-457.
- Le Bissonnais Y. 1996. *Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology*. European Journal of Soil Science, 47:425-437.
- Mapfumo E., Chanasyk D. S. 1998. *Guidelines for safe trafficking and cultivation, and resistance-density-moisture relations of three disturbed soils from Alberta*. Soil & Tillage Research, 46: 193-202.
- Miedema R., Pape Th., Van de Wall G.J. 1974. *A method to impregnate wet soil samples, producing high quality thin sections*. Netherlands Journal of Agricultural Science, 22: 37-39.
- Mullins C. E., Panayiotopoulos, K. P. 1984. *The strength of unsaturated mixtures of sand and kaolin and concept of effective stress*. Journal of Soil Science, 35: 459-468.
- Murphy C.P. 1986. *Thin section preparation of soils and sediments*. A B Academic Publishers, Herts. pp. 149.
- Pagliai M. 1988. *Soil porosity aspects*. International Agrophysics, 4: 215-232.
- Pagliai M., De Nobili M. 1993. *Relationships between soil porosity, root development and soil enzyme activity in cultivated soils*. Geoderma, 56: 243-256.
- Pagliai M., La Marca M., Lucamante G. 1983. *Micromorphometric and micromorphological investigations of a clay loam soil in viticulture under zero and conventional tillage*. Journal of Soil Science, 34: 391-403.
- Pagliai M., La Marca M., Lucamante G., Genovese L. 1984. *Effects of zero and conventional tillage on the length and irregularity of elongated pores in a clay loam soil under viticulture*. Soil Tillage Research, 4: 433-444.
- Pagliai M., Torri D. e Patruno A. 1997. *Stabilità e distribuzione dimensionale degli aggregati*. In: Metodi di analisi fisica del suolo (M. Pagliai coordinatore). Franco Angeli, Roma.
- Ringrose-Voase A.J. e Bullock P. 1984. *The automatic recognition and measurement of soil pore types by image analysis and computer programs*. Journal of Soil Science, 35: 673-684.
- Russell E.W. 1978. *Arable agriculture and soil deterioration*. In: Transactions of the 11th International Congress of Soil Science, 19-27 June 1978 at University of Alberta, Edmonton. Canadian Society of Soil Science, Alberta, Vol. 3: 216-227.
- Tippkötter R. 1983. *Morphology, spatial arrangement and origin of macropores in some hapludalfs*, West Germany. Geoderma, 29: 355-371.
- Towner G. D., Childs E. C. 1972. *The mechanical strength of unsaturated porous granular materials*. Journal of Soil Science, 23: 481-498.
- Whalley W. R., Dexter A. R. 1993. *The maximum axial growth pressure of roots of spring and autumn cultivars of lupin*. Plant and Soil, 157: 313-318.