

# La reattività superficiale del suolo

Le superfici dei costituenti (colloidi) organo-minerali della fase solida del suolo sono chimicamente reattive.

La reattività superficiale descrive quel complesso di fenomeni chimico-fisici di superficie che hanno luogo nell'interfaccia tra i colloidi di natura organo-minerale della **fase solida** del suolo e le fasi **liquida** e gassosa.

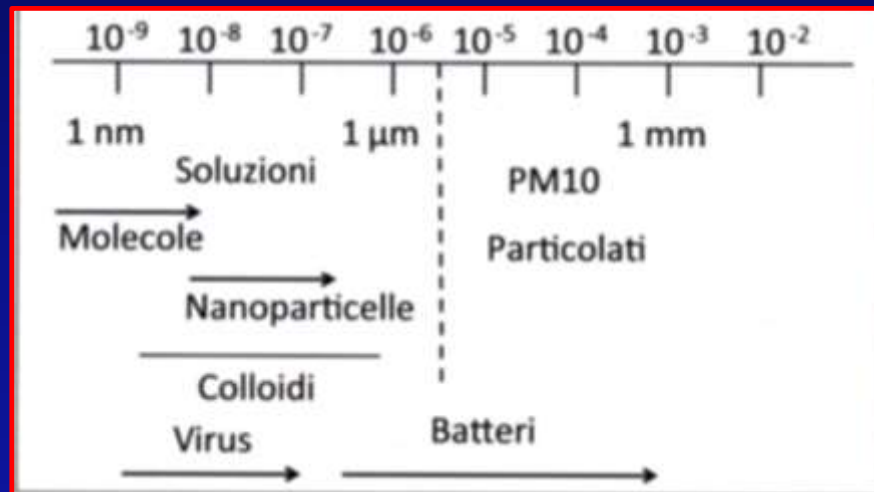
Le componenti della fase solida che originano la reattività superficiale sono:

- **i minerali argillosi**
- **le sostanze umiche**
- **gli ossidi e gli idrossidi di ferro e di alluminio**
- **le sostanze amorfe**
- **limo e sabbia (seppur limitatamente)**

# La reattività superficiale del suolo

La reattività superficiale e le proprietà adsorbenti dei colloidi organo-minerali del suolo sono dovute:

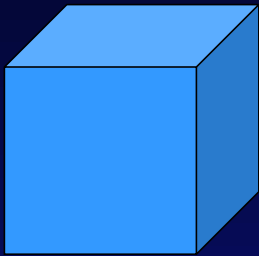
- ✓ alle loro dimensioni ridotte ( $10^{-6}$  -  $10^{-8}$  m di diametro)
- ✓ alla loro elevata superficie specifica (superficie/volume)
- ✓ alla presenza ed alla natura di gruppi funzionali presenti sulla loro superficie
- ✓ alla loro carica elettrostatica



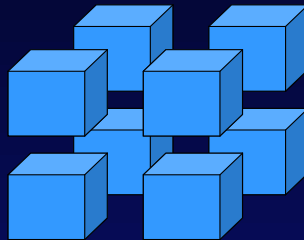
Dimensioni medie delle particelle della fase solida

# Relazione tra dimensione delle particelle e loro superficie specifica

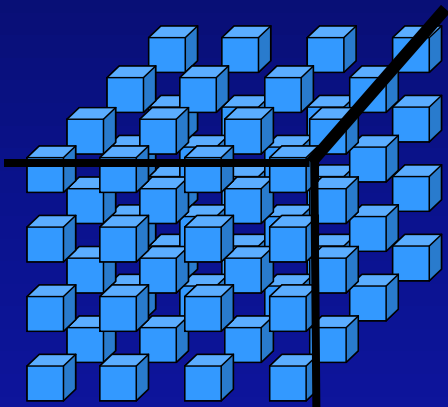
Se 1 cubo di 1 dm di lato si divide in 8 cubi uguali ciascuno di 0,5 dm di lato e poi in 64 cubi uguali, ciascuno di 0,25 dm di lato, il rapporto superficie/volume (S/V) aumenterà progressivamente:



$$\begin{aligned} \text{Sup} &= 6 \times (1)^2 = 6 \text{ dm}^2 \\ \text{Vol} &= (1)^3 = 1 \text{ dm}^3 \\ \text{Rapporto } S/V &= 6 \end{aligned}$$



$$\begin{aligned} \text{Sup} &= 6 \times (0,5)^2 \times 8 = 12 \text{ dm}^2 \\ \text{Volume} &= (0,5)^3 \times 8 = 1 \text{ dm}^3 \\ \text{Rapporto } S/V &= 12 \end{aligned}$$



$$\begin{aligned} \text{Sup} &= 6 \times (0,25)^2 \times 64 = 24 \text{ dm}^2 \\ \text{Vol} &= (0,25)^3 \times 64 = 1 \text{ dm}^3 \\ \text{Rapporto } S/V &= 24 \end{aligned}$$

La suddivisione del cubo in unità di dimensioni minori comporta lo sviluppo di nuove superfici. La superficie specifica dello scambiatore (suolo) si esprime in  $\text{m}^2 \text{ g}^{-1}$  ed il suo valore aumenta con il diminuire della dimensione delle particelle.

# La reattività superficiale del suolo

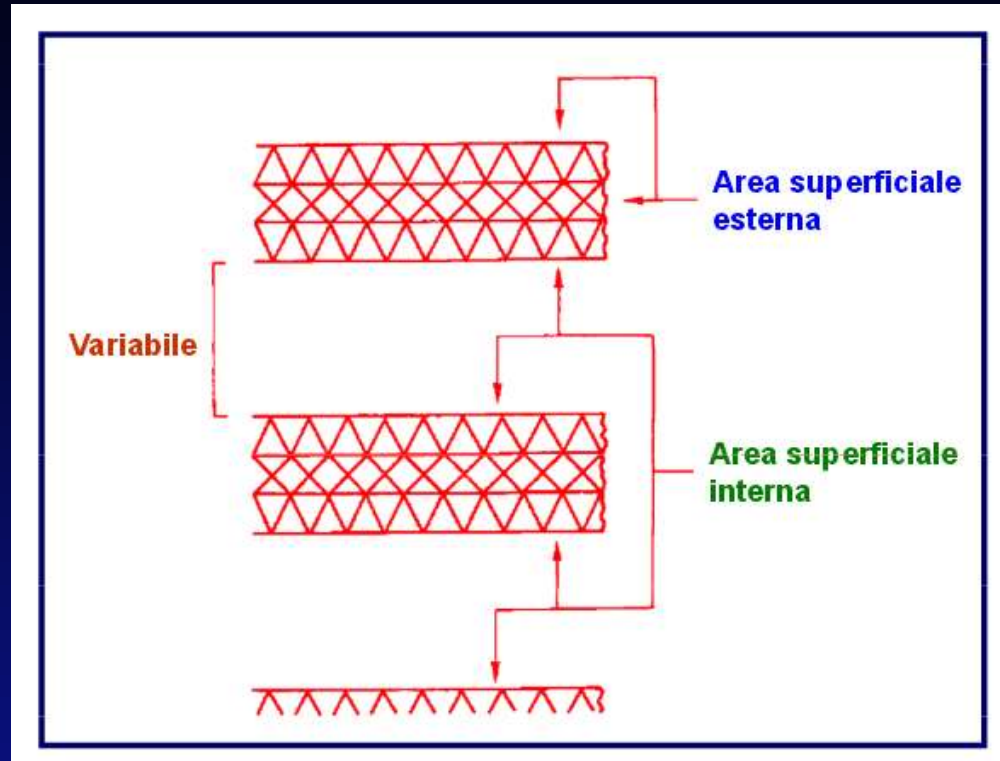
I processi di disgregazione fisica (pedogenesi fisica) della roccia madre aumentano lo sviluppo delle superfici di contatto.

Poiché i colloidi organo-minerali sono permanentemente rivestiti da una pellicola di molecole d'acqua (acqua igroscopica), le reazioni di reattività superficiale hanno carattere stabile nel tempo ed avvengono in quasi tutte le condizioni di umidità del suolo.

La carica di superficie è sia **negativa** (prevalentemente) sia **positiva** e, secondo l'origine, si classifica in:

- ❖ **permanente** (per sostituzione isomorfa eterovalente nel reticolo cristallino dei minerali argillosi)
- ❖ **pH-dipendente** (per dissociazione acido-base)

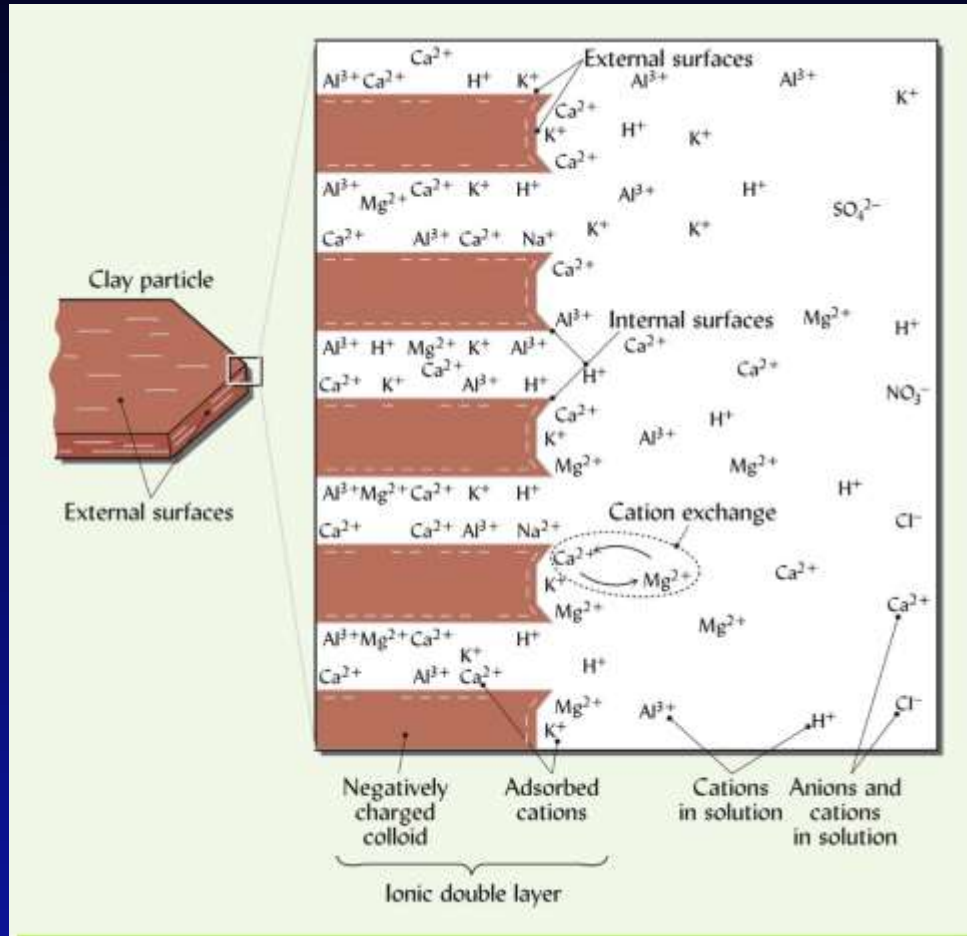
# La reattività superficiale del suolo: minerali argillosi



E' possibile distinguere tra **area superficiale esterna**, costituita dallo sviluppo dei piani basali e delle superfici laterali (o di spigolo), e **area superficiale interna**, definita dall'estensione delle superfici poste all'interno dello spazio interstrato.

Le cariche dei piani basali e di spigolo sono pH-dipendenti, le cariche interne sono permanenti.

# La reattività superficiale del suolo: minerali argillosi



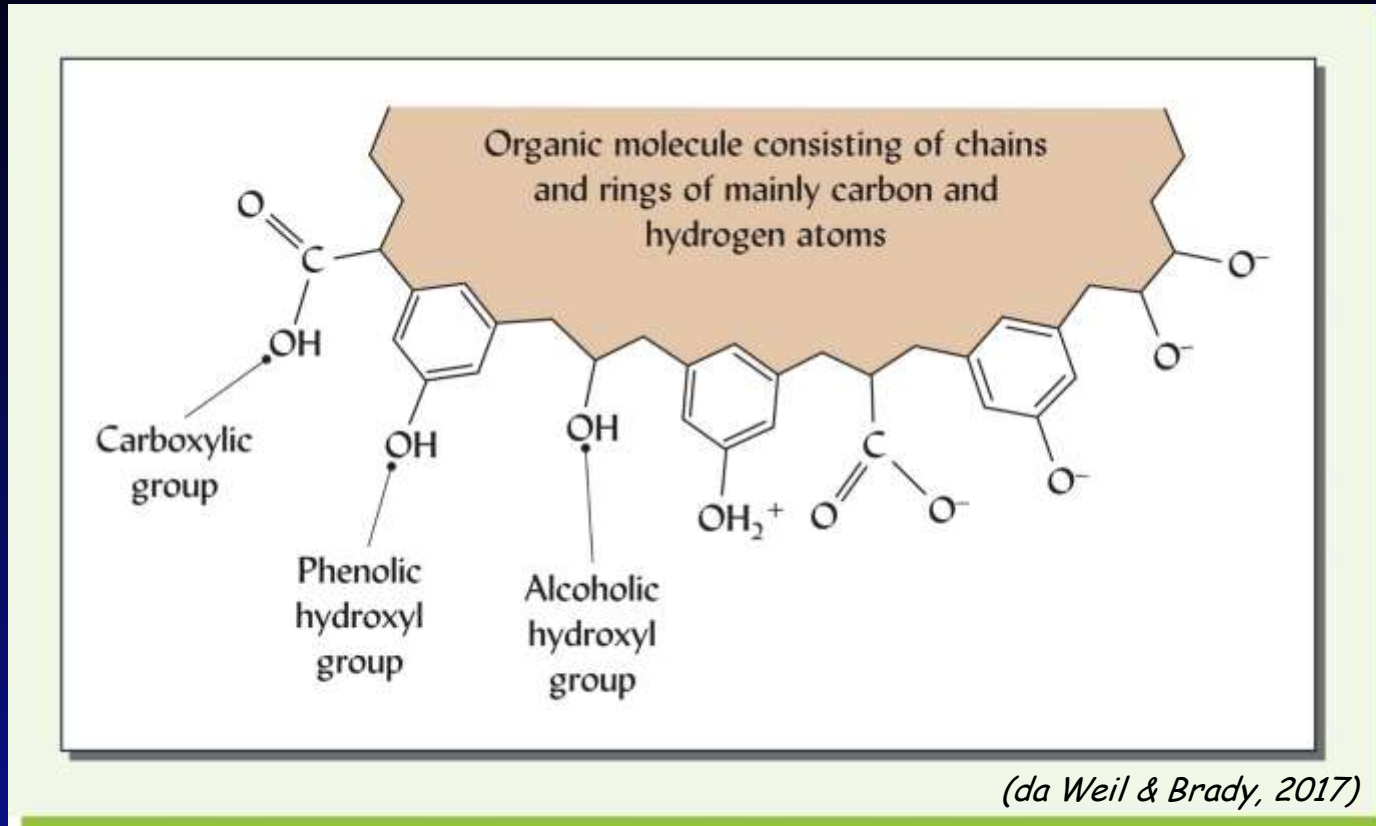
La sostituzione isomorfa eterovalente genera cariche negative permanenti.

Nei minerali argillosi espandibili è dominante la **carica permanente negativa** delle superfici interne.

Quindi il minerale argilloso si comporta chimicamente come un **poli-anione**.

(da Weil & Brady, 2017)

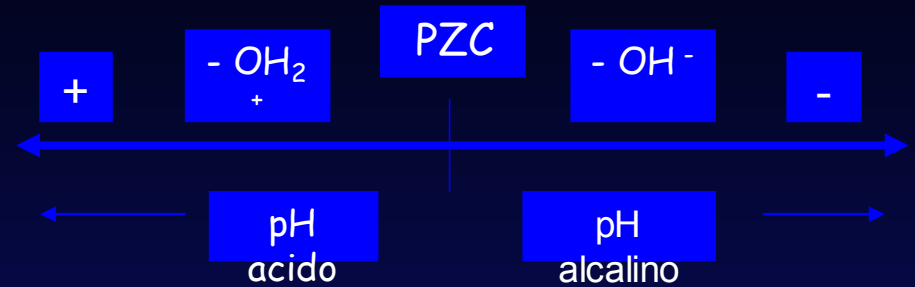
# La reattività superficiale del suolo: sostanze umiche



La presenza di gruppi funzionali dissociabili genera **cariche negative pH-dipendenti**. L'humus si comporta chimicamente come un **poli-anione**, con una superficie specifica dell'ordine di grandezza di quella dei minerali argillosi, mediamente pari a  $700 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ .

# La reattività superficiale del suolo: ossidi ed idrossidi di Fe e Al

Minerale	pH <sub>pzc</sub>
Montmorillonite	<2,5
Birnessite [ $\delta$ MnO <sub>2</sub> ]	2,2
Quarzo [ $\alpha$ SiO <sub>2</sub> ]	2,9
Silice amorfa [SiO <sub>2</sub> · 2H <sub>2</sub> O]	3,5
Caolinite [Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub> ]	4,7
Rutilo [TiO <sub>2</sub> ]	5,8
Anatase [TiO <sub>2</sub> ]	6,0
Magnetite [Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> ]	6,9
Muscovite [KAl <sub>2</sub> (Si <sub>3</sub> Al)O <sub>10</sub> (OH) <sub>4</sub> ]	7,5
Idrossiapatite [Ca <sub>10</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>6</sub> (OH) <sub>2</sub> ]	7,6
Ematite [ $\alpha$ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ]	8,5
Gibbsite [ $\gamma$ Al(OH) <sub>3</sub> ]	8,9
Corundum [ $\alpha$ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ]	9,1
Goethite [ $\alpha$ FeOOH]	9,3
Calcite [CaCO <sub>3</sub> ]	9,5



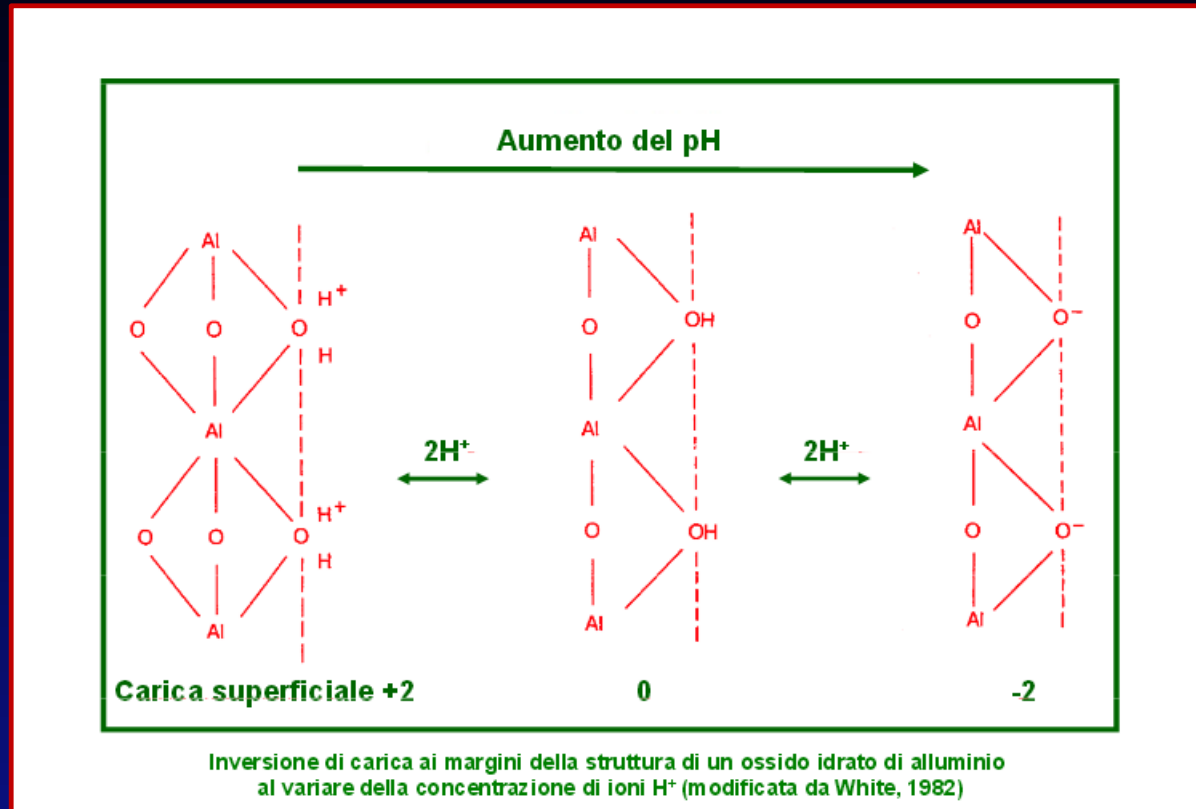
Il punto di carica zero (*pzc*) delle superfici minerali è definito come quel valore di pH del sistema (interfaccia solido-liquido) a cui la carica totale si annulla.

Gli ossidi di ferro e di alluminio hanno carica di superficie esclusivamente **pH-dipendente** e la loro affinità per gli anioni ed i cationi varia con il variare del pH del suolo.

Infatti gli ossidrili di superficie coordinati con gli atomi di Fe e di Al sono protonati a pH acido e neutro ed assumono quindi **carica positiva**; solo a pH alcalino tendono a dissociarsi, divenendo neutri ad un pzc compreso tra 8.0 e 9.0 ed assumendo carica negativa quando  $\text{pH} > \text{pzc}$ .



# La reattività superficiale del suolo: ossidi ed idrossidi di Fe e Al



Per la maggiore attrattività verso gli ioni idrogeno presenti nel film liquido, queste componenti minerali tendono a comportarsi come un **poli-catione**.

Ossidi ed idrossidi di ferro e di alluminio presentano uno sviluppo di superficie specifica compresa tra 100 e 300  $m^2 \cdot g^{-1}$ .

# La reattività superficiale del suolo

**Table 8.1**  
**MAJOR PROPERTIES OF SELECTED SOIL COLLOIDS**

Colloid	Type	Size, $\mu\text{m}$	Shape	Surface area, $\text{m}^2/\text{g}$		Interlayer Spacing, <sup>a</sup> nm	Net charge, <sup>b</sup> $\text{cmol}_c/\text{kg}$
				External	Internal		
Smectite	2:1 silicate	0.01–1.0	Flakes	80–150	550–650	1.0–2.0	–80 to –150
Vermiculite	2:1 silicate	0.1–0.5	Plates, flakes	70–120	600–700	1.0–1.5	–100 to –200
Fine mica	2:1 silicate	0.2–2.0	Flakes	70–175	—	1.0	–10 to –40
Chlorite	2:1 silicate	0.1–2.0	Variable	70–100	—	1.41	–10 to –40
Kaolinite	1:1 silicate	0.1–5.0	Hexagonal crystals	5–30	—	0.72	–1 to –15
Gibbsite	Al oxide	<0.1	Hexagonal crystals	80–200	—	0.48	+10 to –5
Goethite	Fe oxide	<0.1	Variable	100–300	—	0.42	+20 to –5
Allophane & Imogolite	Noncrystalline silicates	<0.1	Hollow spheres or tubes	100–1000	—	—	+20 to –150
Humus	Organic	0.1–1.0	Amorphous	Variable <sup>c</sup>	—	—	–100 to –500

<sup>a</sup>From the top of one layer to the next similar layer,  $1 \text{ nm} = 10^{-9} \text{ m} = 10 \text{ \AA}$ .

<sup>b</sup>Centimoles of unbalanced or net charge per kilogram of colloid ( $\text{cmol}_c/\text{kg}$ ), a measure of ion exchange capacity (see Section 8.9).

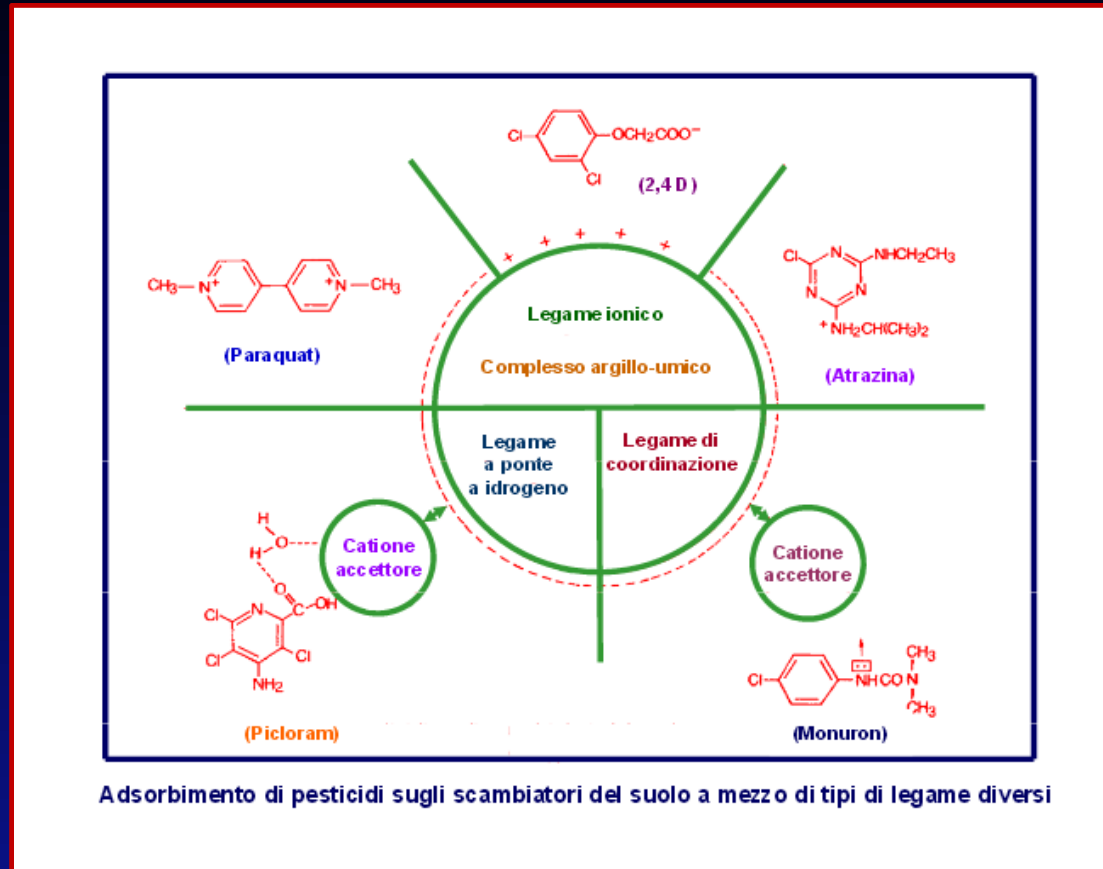
<sup>c</sup>It is very difficult to determine the surface area of organic matter. Different procedures give values ranging from 20 to 800  $\text{m}^2/\text{g}$ .

(da Weil & Brady, 2017)

I minerali argillosi espandibili contribuiscono allo sviluppo di superficie specifica ed insieme alla componente organica determinano lo sviluppo di **carica negativa**.

Ossidi ed idrossidi di Fe e Al generano una **carica positiva**.

# I colloidi del suolo presentano superfici cariche



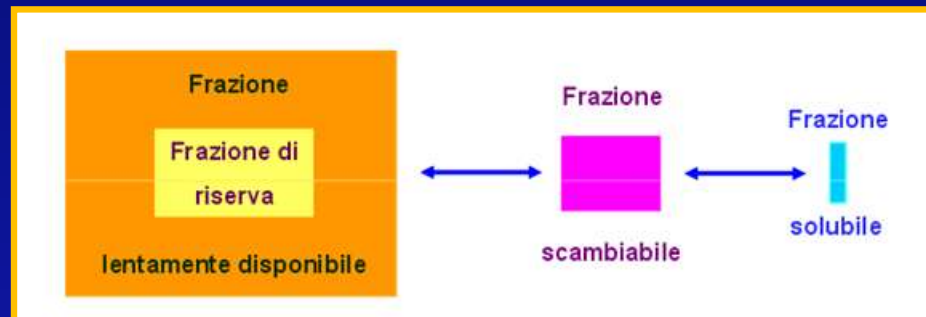
La carica delle superfici è sia negativa (prevalentemente), sia positiva. Il suolo si comporta quindi come uno scambiatore sia di cationi sia di anioni.

# I colloidi del suolo presentano superfici cariche

Nel suolo, le specie chimiche presenti sulle superfici di uno scambiatore (fase solida), sostituibili con quelle in soluzione (fase liquida), sono definite scambiabili.

Dopo un certo periodo di tempo, sullo scambiatore e in soluzione saranno presenti in equilibrio dinamico tutte le specie chimiche che partecipano alla reazione di scambio.

Esiste una relazione tra la quantità delle specie chimiche adsorbite e la concentrazione delle stesse nella soluzione a contatto. Nel suolo la quantità di cationi presenti nella fase liquida può rappresentare da 1/10 a 1/100 di quella adsorbita dalle superfici dei costituenti organo-minerali.



# La reattività superficiale del suolo

Sulle superfici chimicamente reattive dei colloidi organo-minerali del suolo possono generarsi:

- Interazioni **reversibili** o dinamiche
  - ✓ di adsorbimento (ritenzione verso la fase solida)
  - ✓ di desorbimento (rilascio verso la fase liquida)
- Interazioni **irreversibili** o di immobilizzazione

La reattività superficiale modula:

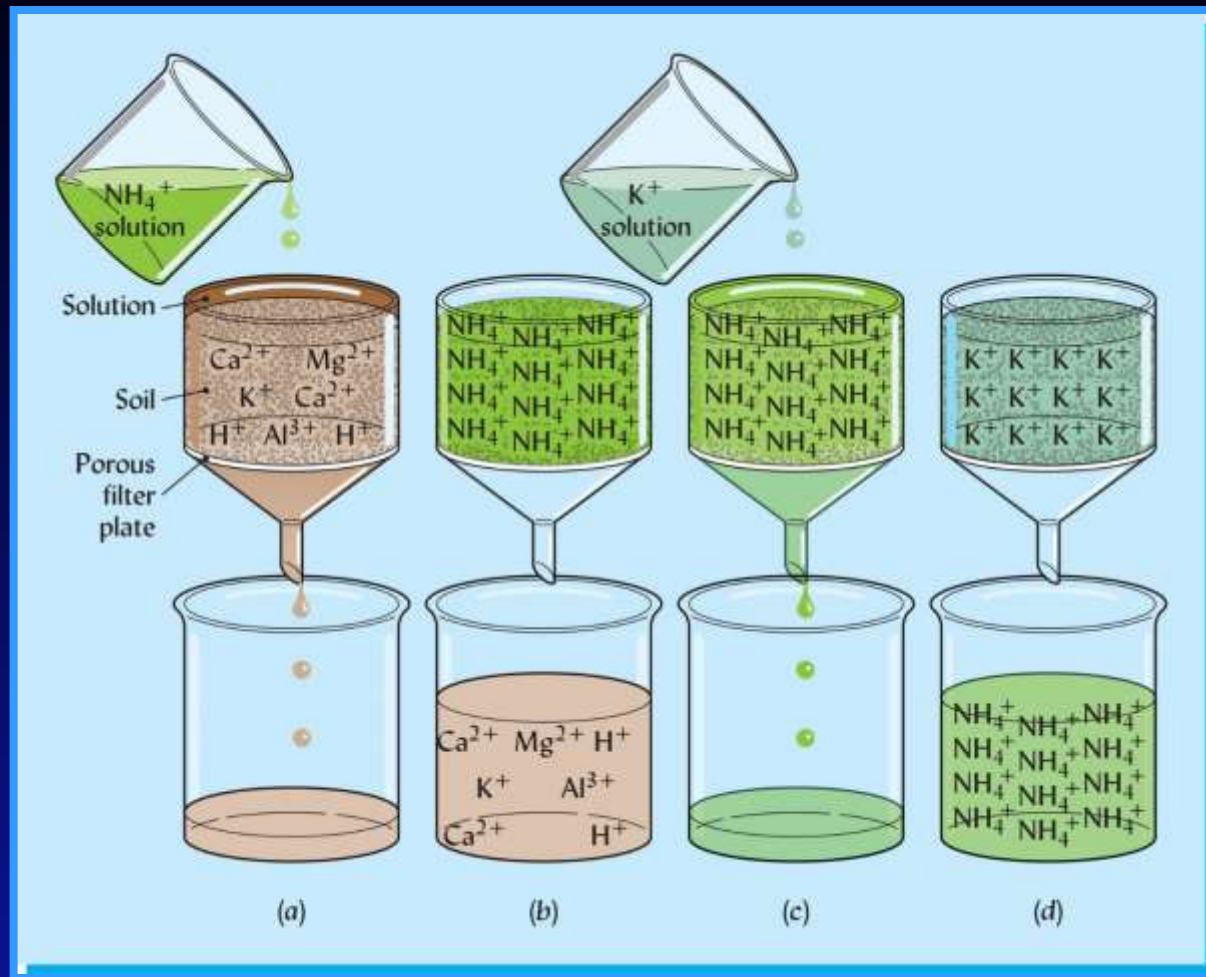
- la riserva e la disponibilità e la mobilità dei nutrienti
- la persistenza, la mobilità e la bioattività dei metalli pesanti e degli xenobiotici
- la stabilità della struttura
- le caratteristiche dello spazio biologico
- la ritenzione idrica

# La reattività superficiale del suolo

La reattività chimica delle superfici dei colloidi organo-minerali determina i processi di:

- ✓ Adsorbimento e scambio di cationi (CSC)
- ✓ Adsorbimento e scambio di anioni (CSA)
- ✓ Adsorbimento e scambio di molecole organiche
- ✓ Grado di reazione o pH del suolo
- ✓ Potere tampone

# La capacità di scambio cationico (CSC)



(da Weil & Brady, 2017)

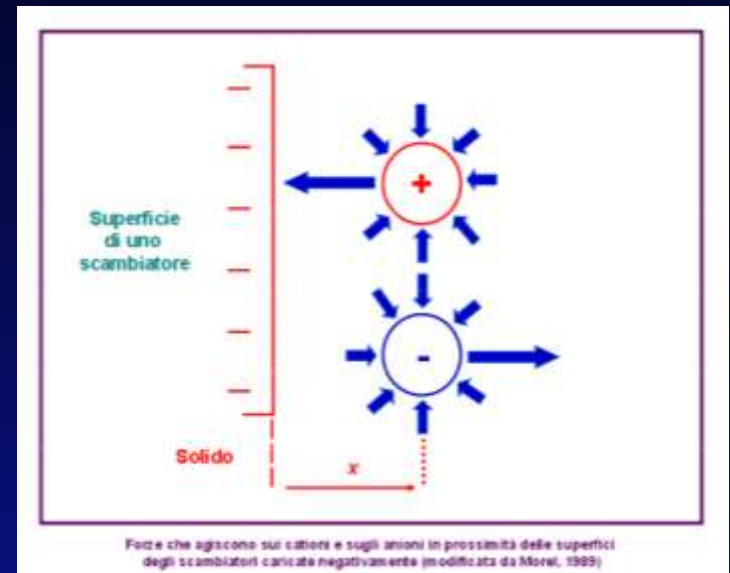
Con le prime osservazioni di J.T. Way e H.S. Thompson (metà del XIX secolo) sullo scambio ionico nasce la chimica del suolo.

# La capacità di scambio cationico

L'elettronegatività dei colloidi organo-minerali della fase solida del suolo (gli scambiatori del suolo) induce, in prossimità delle superfici, una perturbazione della ripartizione degli ioni presenti nella fase liquida del suolo.

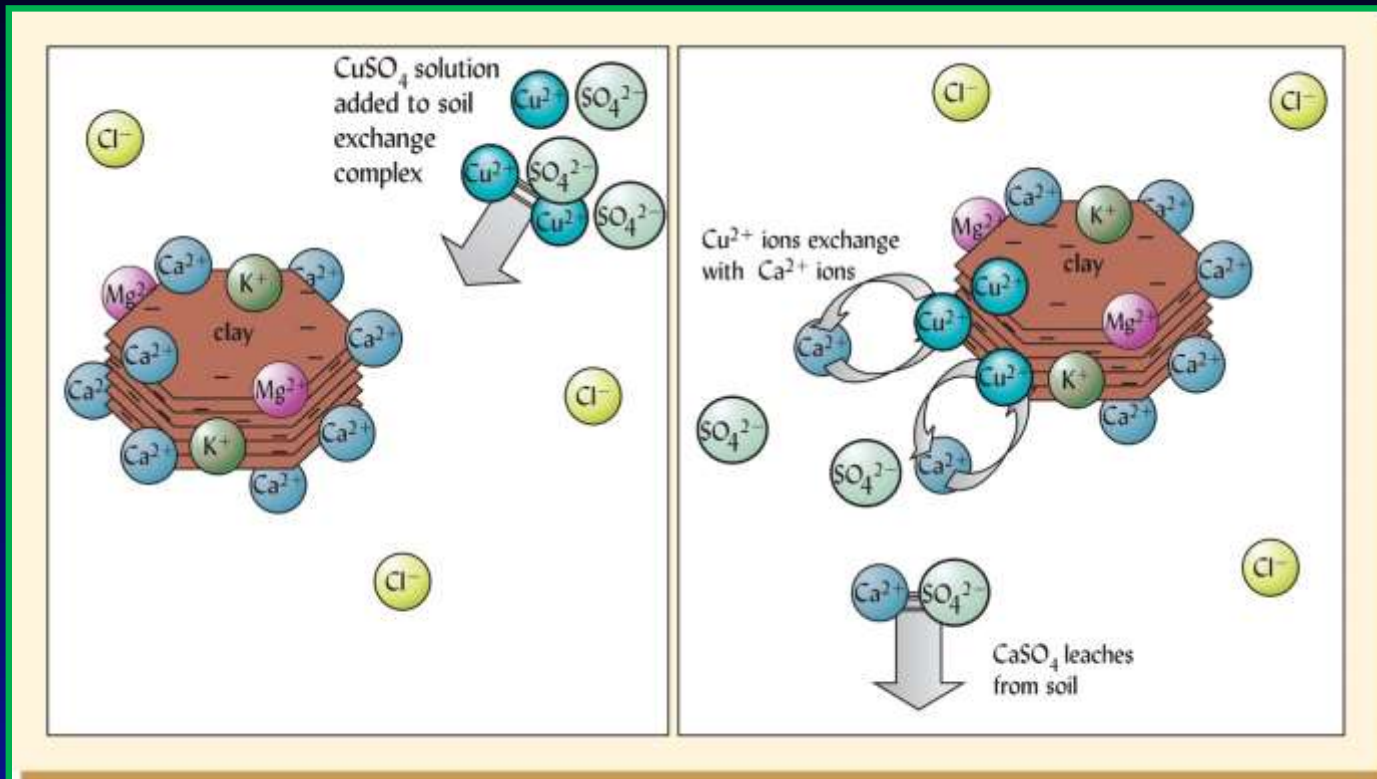
Uno ione positivo, posto a distanza  $x$  da una superficie caricata negativamente, è sottoposto a due tipi di forza:

- una **forza attrattiva** di natura elettrostatica, che tende ad attirarlo sulle superfici dello scambiatore determinando un adsorbimento
- una **forza di diffusione**, che si esercita in ogni direzione e risulta funzione della  $T$  ed è espressione dell'energia cinetica.





# La capacità di scambio cationico



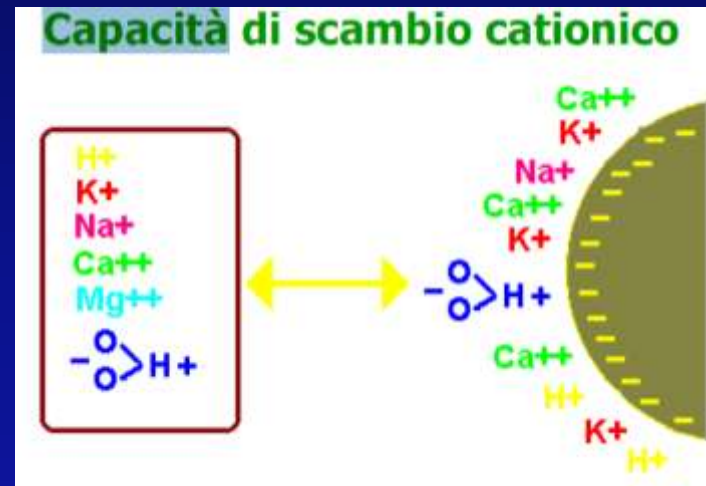
(da Weil & Brady, 2017)

Processo semplificato di una reazione di scambio cationico.

# La capacità di scambio cationico

La capacità di scambio cationico (CSC) di uno scambiatore (suolo) è espressa come la somma dei cationi scambiabili per unità di massa, ovvero in  $\text{meq}\cdot 100\text{ g}^{-1}$  di suolo o, più correttamente secondo il SI, come  $\text{cmol}_{(+)}\cdot\text{kg}^{-1}$  di suolo.

La CSC è quindi pari alla somma della **carica superficiale negativa** di tipo permanente (dovuta a sostituzione isomorfa eterovalente nei minerali argillosi) e di tipo variabile (dovuta a dissociazione di gruppi  $-\text{OH}$  basali e di spigolo nei minerali argillosi e di gruppi  $\text{R}-\text{COOH}$  e  $\text{Ph}-\text{OH}$  delle sostanze umiche).



# La capacità di scambio cationico

La capacità di scambio cationico (CSC) di uno scambiatore (suolo) è data dalla somma della capacità di scambio cationico delle singole componenti costituenti la fase solida del suolo.

Le componenti costituenti i colloidi organo-minerali presenti in un tipo di suolo contribuiscono in modo diversificato alla CSC.

Componente	CSC, $\text{cmoli}_{(+)} \text{kg}^{-1}$
Caolinite	5-15
Halloysite	20-30
Illite	20-40
Smectite	80-120
Vermiculite	120-180
Clorite	10-40
Humus	fino a 500

# I cationi di scambio

Il complesso di scambio è costituito da:

$\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{H}^{+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{K}^{+}$ ,  $\text{Na}^{+}$ ,  $\text{NH}_4^{+}$ ,  $\text{Rb}^{+}$ ,  $\text{Cs}^{+}$  e tracce di  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$ ,  $\text{Pb}^{2+}$ ,  $\text{Cd}^{2+}$

Table 8.8

**CATION EXCHANGE PROPERTIES TYPICAL FOR UNAMENDED CLAY LOAM SURFACE SOILS IN DIFFERENT CLIMATIC REGIONS**

Note that soils with coarser textures would have less clay and organic matter and therefore lower amounts of exchangeable cations and lower CEC values.

Property	Warm, humid region (Ultisols) <sup>a</sup>	Cool, humid region (Alfisols)	Semiarid region (Ustolls)	Arid region (Natragids) <sup>b</sup>
Exchangeable $\text{H}^{+}$ and $\text{Al}^{3+}$ , $\text{cmol}_e/\text{kg}$ (% of CEC)	7.5 (75%)	5 (28%)	0 (0%)	0 (0%)
Exchangeable $\text{Ca}^{2+}$ , $\text{cmol}_e/\text{kg}$ (% of CEC)	2.0 (20%)	9 (50%)	17 (65%)	13 (50%)
Exchangeable $\text{Mg}^{2+}$ , $\text{cmol}_e/\text{kg}$ (% of CEC)	0.4 (4%)	3 (17%)	6 (23%)	5 (19%)
Exchangeable $\text{K}^{+}$ , $\text{cmol}_e/\text{kg}$ (% of CEC)	0.1 (1%)	1 (5%)	2 (8%)	3 (12%)
Exchangeable $\text{Na}^{+}$ , $\text{cmol}_e/\text{kg}$ (% of CEC)	Tr	0.02 (0.1%)	1 (4%)	5 (19%)
CEC, <sup>c</sup> $\text{cmol}_e/\text{kg}$	10	18	26	26
Probable pH	4.5–5.0	5.0–5.5	7.0–8.0	8–10
Nonacid cations (% of CEC) <sup>d</sup>	25%	68%	100%	100%

<sup>a</sup>See Chapter 3 for explanation of soil group names.

<sup>b</sup>Natragids are Aridisols with natric horizons. They are sodic soils, high in exchangeable sodium, as explained in Section 10.5.

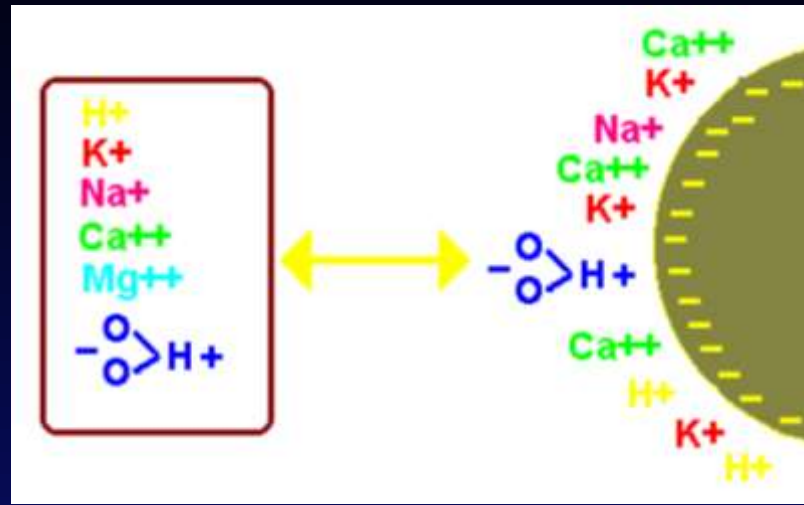
<sup>c</sup>The sum of all the exchangeable cations measured at the pH of the soil. This is termed the effective CEC or ECEC (see Section 8.9).

<sup>d</sup>Traditionally referred to as "base" saturation.

(da Weil & Brady, 2017)

I cationi scambiabili sono convenzionalmente classificati in *basi di scambio* e *cationi acidi*.

# I cationi di scambio

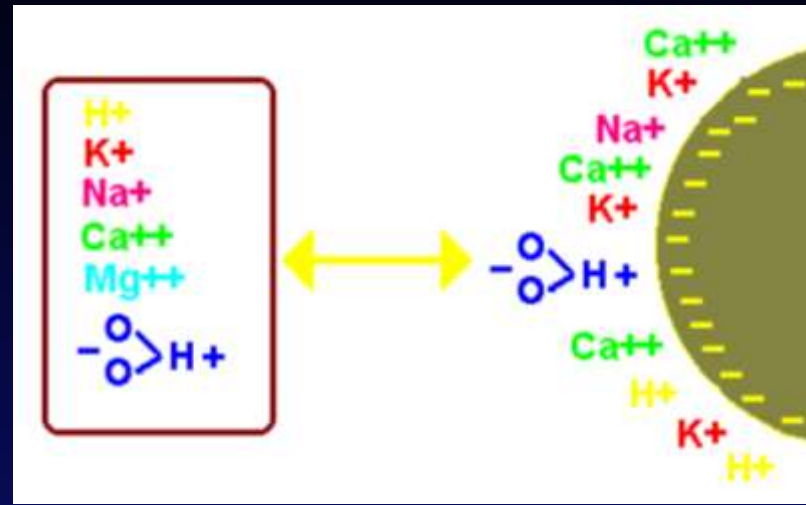


I cationi scambiabili rappresentati principalmente dai metalli alcalini (Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>) ed alcalino-terrosi (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>), pur non reagendo chimicamente come basi, vengono impropriamente definiti **basi di scambio**.

Il rapporto tra la loro somma (in cmoli<sub>(+)</sub> kg<sup>-1</sup>) e la CSC è definito **grado di saturazione in basi (GSB)** e si esprime in percentuale.

$$GSB = \frac{\sum(\text{basi di scambio})}{CSC} \cdot 100$$

# I cationi di scambio



I cationi di scambio  $H^+$  e  $Al^{3+}$  (catione con idrolisi acida) capaci di generare acidità sono definiti cationi acidi. La somma dei cationi scambiabili ( $H^+$ ,  $Al^{3+}$ ) espressa in  $cmoli_{(+)} kg^{-1}$  indica l'**acidità scambiabile** del suolo.

Il complesso di scambio viene definito insaturo quando gli ioni  $H^+$  ed  $Al^{3+}$  sono presenti sullo stesso in quantità pari o superiore alle basi di scambio ( $GSB < 50\%$ ).

# I cationi di scambio ed il pH

Esiste una relazione tra la composizione dei cationi associati al complesso di scambio ed i valori di pH del terreno. All'aumentare del pH del suolo aumenta la quantità di ioni  $H^+$  che vengono neutralizzati e di ioni  $Al^{3+}$  precipitati; contestualmente aumenta il contenuto delle basi di scambio.

cmol <sub>+</sub> · kg <sup>-1</sup>		
ione scambiabile	pH <sub>acq</sub> < 6, n = 1027 <sup>a</sup>	pH <sub>acq</sub> > 7, n = 249
Ca <sup>2+</sup>	3.80 ± 5.65	25.18 ± 16.28
Mg <sup>2+</sup>	1.65 ± 2.49	10.06 ± 8.49
Na <sup>+</sup>	0.249 ± 1.487	1.21 ± 4.31
K <sup>+</sup>	0.234 ± 0.324	0.737 ± 0.684
Al <sup>3+</sup>	8.76 ± 11.71	0

<sup>a</sup> = numero dei campioni di suolo prelevati da orizzonti A e B

Composizione media (valore medio ± deviazione standard) dei cationi di scambio presenti in suoli di diverse parti del Mondo (modificata da Essington, 2004)

Il tipo di catione prevalentemente associato alle superfici dei colloidi del suolo cambia con le caratteristiche pedologiche e le condizioni climatiche:  $Al^{3+}$ ,  $H^+$  e  $Ca^{2+}$  in regioni umide;  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$  e  $K^+$  in regioni aride e semiaride.

# I cationi di scambio

I suoli possono essere così classificati secondo il GSB.

Valutazione	GSB, %
Molto bassa	< 35
Bassa	35 - 50
Moderatamente alta	50 - 60
Alta	60 - 80
Molto alta	> 80

*(SISS, 2006)*

Il grado di saturazione in basi (GSB) esprime il contenuto percentuale delle basi di scambio ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) che saturano il complesso assorbente di un suolo, calcolato rispetto alla CSC.

Ad esempio l'ESP esprime il grado di saturazione parziale del complesso assorbente di un suolo calcolato rispetto al  $\text{Na}^+$ .

GSB è una variabile chimica collegata al potere tampone del suolo.



# Caratteristiche generali dello scambio cationico

La reazione di scambio è:

- ❖ **Veloce:** l'equilibrio dinamico è generalmente istantaneo
- ❖ **Stechiometrica:** allo scambio partecipano quantità equivalenti di ioni

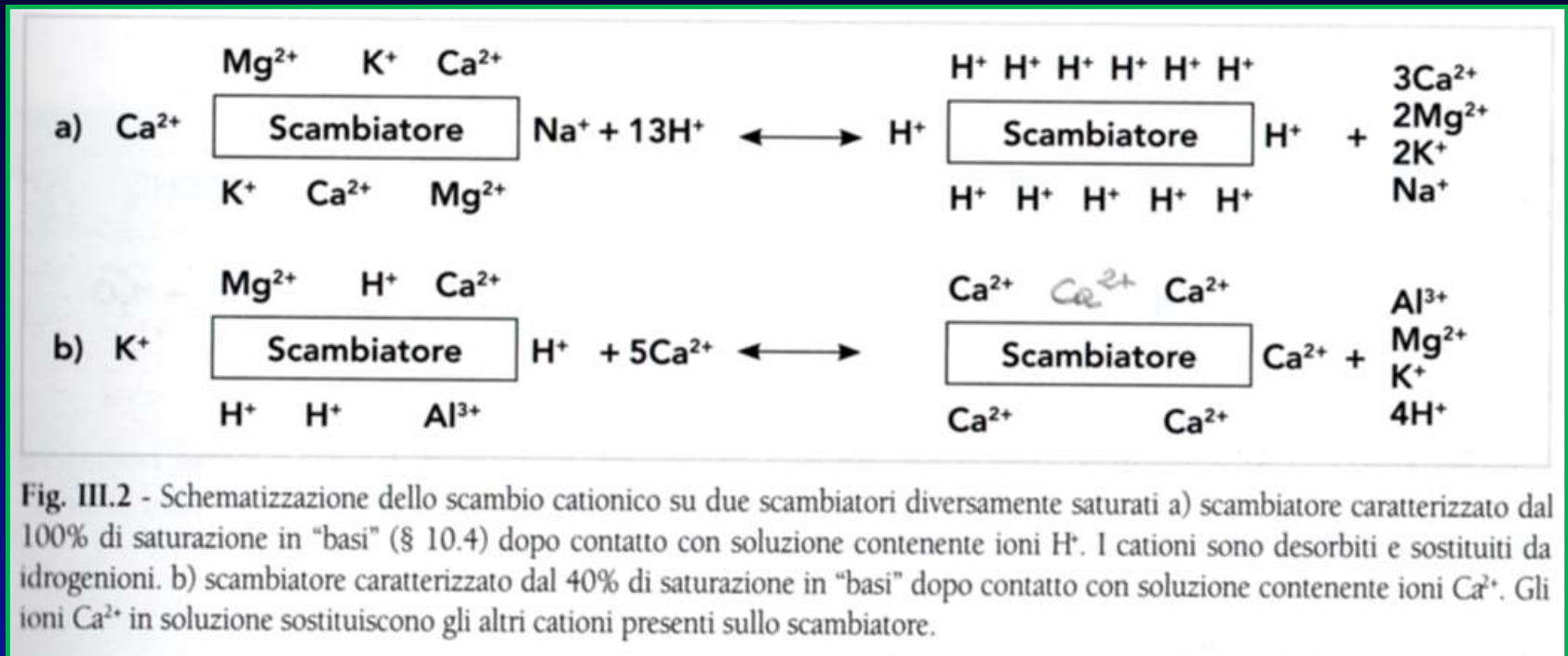


Fig. III.2 - Schematizzazione dello scambio cationico su due scambiatori diversamente saturati a) scambiatore caratterizzato dal 100% di saturazione in "basi" (§ 10.4) dopo contatto con soluzione contenente ioni  $H^+$ . I cationi sono desorbiti e sostituiti da idrogenioni. b) scambiatore caratterizzato dal 40% di saturazione in "basi" dopo contatto con soluzione contenente ioni  $Ca^{2+}$ . Gli ioni  $Ca^{2+}$  in soluzione sostituiscono gli altri cationi presenti sullo scambiatore.

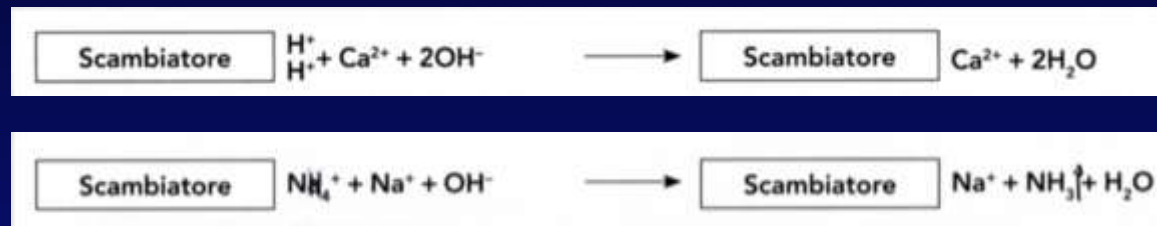
Questa condizione assicura l'elettroneutralità del sistema suolo, permettendogli di trattenere e scambiare dinamicamente i cationi presenti nella fase liquida.

# Caratteristiche generali dello scambio cationico

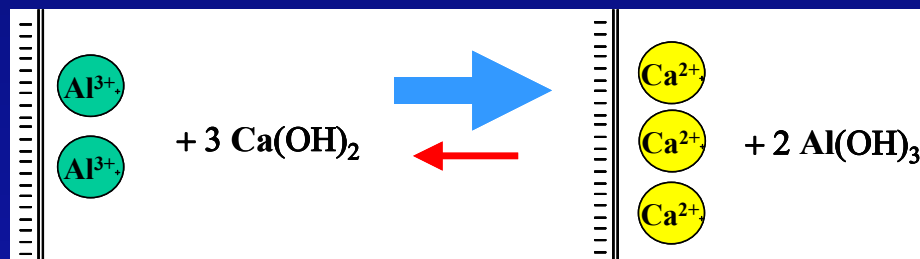
La reazione di scambio è:

- ❖ **Reversibile**: se l'equilibrio dinamico è perturbato per rimozione o aggiunta, il sistema reagisce in obbedienza alla legge di azione di massa (principio di Le Chatelier) per raggiungere una nuova condizione di equilibrio dinamico.

Fanno eccezione le reazioni che portano a reazioni di neutralizzazione o alla formazione di prodotti poco solubili o volatili.



Ad esempio, lo ione  $\text{Al}^{3+}$  può essere spostato facilmente se si verifica una modificazione del pH della soluzione come, ad esempio, quella indotta dalla presenza di  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ . La reazione è spostata verso destra perché l'idrossido di alluminio precipita, essendo meno solubile dell'idrossido di calcio. Questa reazione è sfruttata nella correzione dei suoli acidi con correttivi calcarei.



# Caratteristiche generali dello scambio cationico

La reazione di scambio è:

❖ **Selettiva**, risultando definita da:

1. Le caratteristiche del catione di scambio la cui carica elettrica e raggio ionico determinano la forza di ritenzione. Tenuto conto che l'adsorbimento è funzione dell'attrazione fra superfici caricate negativamente e ioni con carica positiva, risulta chiaro che cationi polivalenti sono adsorbiti con maggiore energia dei cationi monovalenti:



Nel suolo tuttavia gli ioni sono idratati, cioè circondati da molecole di  $\text{H}_2\text{O}$ . Il numero delle molecole d'acqua di idratazione è funzione della densità di carica del catione ( $d_c = q/r$ ).

Catione	Raggio dello ione (nm)		Molecole di $\text{H}_2\text{O}$ · ione <sup>-1</sup>
	Anidro	Iidratato	
$\text{Li}^+$	0.060	0.365	6
$\text{Na}^+$	0.097	0.280	4
$\text{K}^+$	0.133	0.190	2,5
$\text{Rb}^+$	0.148	0.180	2
$\text{Mg}^{2+}$	0.066	0.540	9 – 13
$\text{Ca}^{2+}$	0.099	0.480	8 – 10

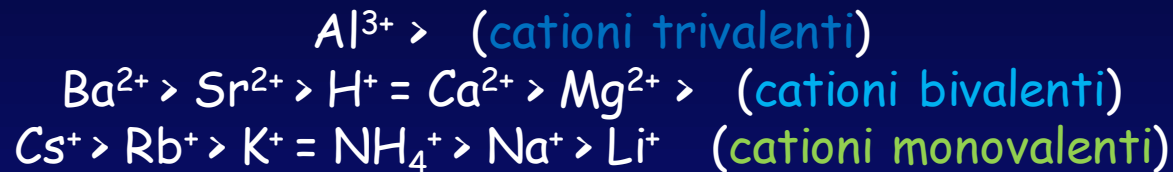
# Caratteristiche generali dello scambio cationico

La reazione di scambio è:

❖ **Selettiva**, risultando definita da:

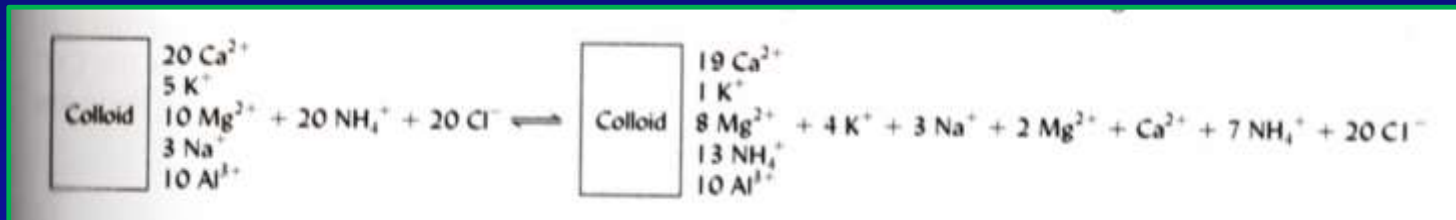
1. Le caratteristiche del catione di scambio.

Considerando insieme gli effetti della carica elettrica e dell'energia di idratazione, i cationi più rappresentati nel suolo si ordinano per affinità di adsorbimento secondo una sequenza nota come **serie liotropica**:



Il comportamento chimico dello ione  $\text{H}^+$  coincide con quello dello ione  $\text{Ca}^{2+}$ .

Il comportamento chimico dello ione  $\text{NH}_4^+$  coincide con quello dello ione  $\text{K}^+$ .

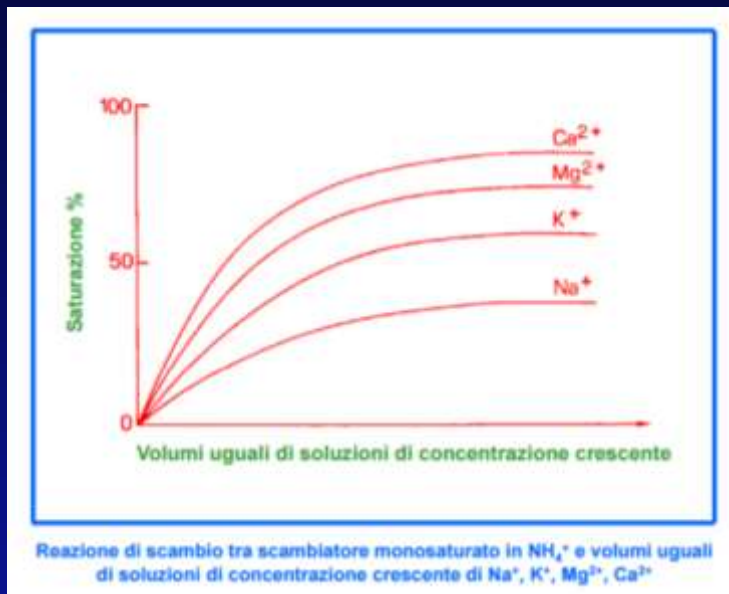


# Caratteristiche generali dello scambio cationico

La reazione di scambio è:

❖ **Selettiva**, risultando definita da:

2. La concentrazione dei cationi di scambio nella fase liquida. All'aumentare della diluizione sono preferenzialmente adsorbiti cationi polivalenti.



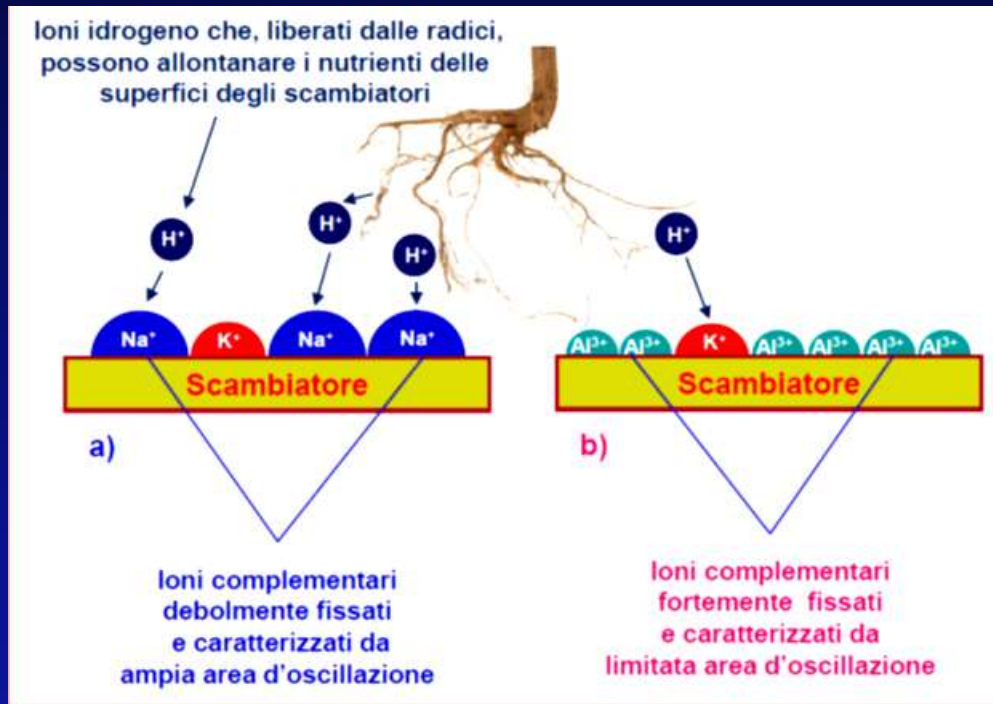
Nella reazione di scambio ciascun catione, proporzionalmente alla propria affinità di adsorbimento, tende asintoticamente al massimo della quantità che può essere adsorbita in prossimità delle superfici dello scambiatore.

# Caratteristiche generali dello scambio cationico

La reazione di scambio è:

❖ **Selettiva**, risultando definita da:

3. La presenza di cationi complementari. L'allontanamento dalle superfici dello scambiatore di un determinato catione risulta facilitato in presenza di un terzo catione, detto catione complementare, caratterizzato da una più elevata affinità di adsorbimento.



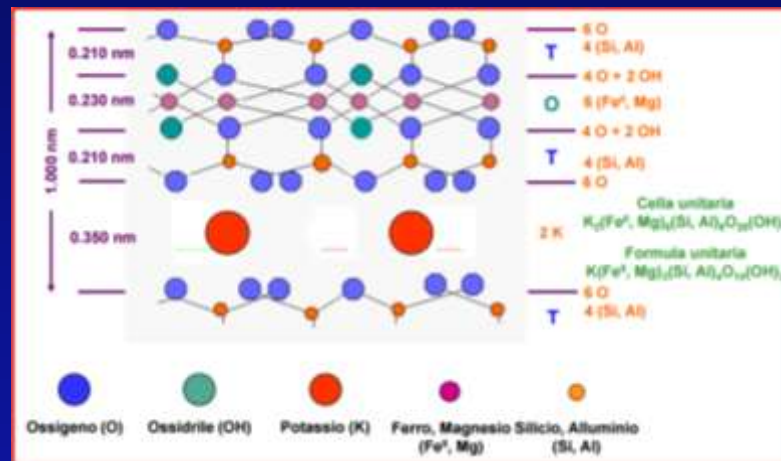
Questo comportamento è sfruttato dalle radici delle piante che, liberando protoni molto più affini per le superfici dei colloidi del suolo, facilitano lo scambio dei nutrienti adsorbiti sul complesso di scambio.

# Caratteristiche generali dello scambio cationico

La reazione di scambio è:

❖ **Selettiva**, risultando definita da:

4. Dal tipo e densità di carica dello scambiatore. Gli scambiatori a più elevata densità di carica fissano più intensamente i cationi polivalenti rispetto ai monovalenti. Le vermiculiti, caratterizzate da carica negativa derivata da sostituzioni isomorfe eterovalenti nei tetraedri e negli ottaedri, adsorbono i cationi con maggiore energia rispetto alle montmorilloniti (ed ancor di più rispetto alle caoliniti) la cui carica negativa è dovuta a sostituzioni isomorfe eterovalenti negli ottaedri. L'attrazione elettrostatica è molto più forte negli spazi interstrato che sulle superfici basali e sulle facce laterali (spigolo) dei minerali argillosi.



**NB.** Minerali argillosi trimorfici come l'illite bloccano  $K^+$  e  $NH_4^+$  nelle cavità esagonali dell'interstrato.

# La capacità di scambio cationico

## Metodi di determinazione analitica della CSC

- ✓ Metodo della saturazione con soluzione di  $\text{BaCl}_2$  tamponata a pH 8.2 in presenza di trietanolamina
- ✓ Metodo della saturazione con soluzione di ammonio acetato tamponata a pH 7.0

Valutazione	$\text{cmol}_{(+)} \cdot \text{kg}^{-1}$ di suolo
Molto bassa	< 5
Bassa	5 - 10
Moderatamente bassa	11 - 15
Moderatamente alta	16 - 24
Alta	25 - 50
Molto alta	> 50

(SISS, 2006)



# Significato della capacità di scambio cationico

- Variabile che esprime la fertilità chimica del suolo
- Individua la composizione del complesso di scambio in relazione al pH del suolo
- Prevede le modificazioni nella distribuzione ionica legate a interventi di concimazione, di irrigazione e di correzione
- Agevola la valutazione della capacità di ritenzione e di rilascio dei nutrienti
- Consente il monitoraggio ambientale dei metalli pesanti
- Permette il controllo della stabilità della struttura in relazione alle caratteristiche dell'acqua irrigua (SAR) e della saturazione in sodio del complesso di scambio (ESP).