



S.I.S.S.  
SOCIETÀ ITALIANA  
DELLA SCIENZA DEL SUOLO



REGION VALLEE D'AOSTE



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI  
DI TORINO  
DI.VA.R.R.A. CHIMICA AGRARIA

**Guida all' escursione pedologica**

**Convegno Annuale 1999**

**LA SCIENZA DEL SUOLO IN ITALIA**  
*Bilancio di fine secolo*

**GRESSONEY SAINT JEAN 22-25 giugno 1999**

**RESIDENZA del Sole**

IO  
E DIFESA SUOLO  
ZE

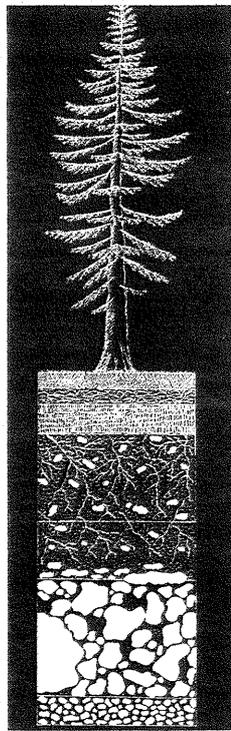
STUDIO  
Misc.  
S.I.S.S.  
1999  
ISTITUTO SPERIMENTALE  
FIRENZE  
E DIFESA SUOLO

Escursione pedologica

**PEDOGENESI NELLE ALTE ALPI:  
FATTORI NATURALI E ANTROPIZZAZIONE**

a cura di

*Eleonora Bonifacio e Riccardo Scalenghe*



Gressoney Saint Jean

*Giugno 1999*

*Il disegno di copertina è di Stefania Santoni*

---

Finito di stampare nel giugno 1999

Università degli Studi di Torino – Centro Stampa Facoltà di Agraria  
Via Leonardo da Vinci, 44 Grugliasco

*Valli, ghiaccio, pendii, aquile, lariceti, frane, montagne, mull, crepacci, humus, freddo, fiori, laghetti, detriti, mufloni, alluvioni, gorge, torrenti, fieno, orridi, cascate, valanghe, praterie, masi, quota, ghiacciai, stambecchi, miande, emigranti, segale, crepacci, mulattiere, pigne, fortini, cervi, clima, slavine, pinete, sole, glacialismo, detriti, torbe, morene, cembrete, patate, fame, sci, alpinismo, sfalcio, carsismo, turismo, formaggi, vacche, alpeggi, liquami, abetine, fontane, funghi, creste, seracchi, rifugi, stalle, roccia, crioclastismo, lupi, pinete, valichi, minoranze, conoidi, panorami, compluvi, cime, funivie, legname, sentieri, pane nero, crioturbazione, neve, burro, versanti, castagneti, mor, poiane, soliflussi, ecc. ecc. ecc.....* E tutto questo per dire quanto sia complesso l'ambiente delle Alpi e quanto sia giovane questo sistema ad altissima energia: tutto sembra immutabile e invece tutto cambia in fretta! Nell'insieme delle tante parole che ricordano la montagna alpina c'è implicito il risultato pedologico essenziale: tutto è ancora giovane o tale tende a rimanere sotto l'azione di immani forze endogene ed esogene, così come sotto l'effetto dei più piccoli input localizzati, anche antropici.

Per questo il Congresso SISS 1999 vi ha portato in Valle d'Aosta, a Gressoney, sotto il Massiccio del Monte Rosa: vogliamo farvi vedere cos'è oggi il pedo-ambiente in una valle dove le testimonianze della presenza passata e presente, anche se ridotta, del ghiacciaio, dominano un paesaggio che l'uomo ha colonizzato ormai da più di ottocento anni, trasformandolo dapprima lentamente ed oggi assai rapidamente. Un paesaggio in cui oggi i cittadini "mordi e fuggi" del turismo domenicale e sportivo sono un fattore pedogenetico diretto ed indiretto più di chi vive la montagna anche per la sua ricca cultura e per il patrimonio di tradizioni che si mescolano tra loro attingendo da radici antiche.

Un paesaggio quello della Valle del Lys dove lo scontro tra le placche continentali si vede nella quota delle montagne e nella metamorfosi del marmo verde di Gressoney. Un paesaggio in cui i suoli possono talora evolvere, ma la pedogenesi è troppo spesso condizionata, ringiovanita o disturbata. Essi rimangono instancabilmente legati alla vegetazione, al precario turnover della sostanza organica e ai primi stadi di trasformazione della roccia madre. Nel contempo con grande facilità vengono cancellati e rinnovati nel giro di un attimo: il tempo sufficiente ad una valanga per percorrere un canalone e rovinare con il suo bagaglio di detrito sul conoide nel fondovalle oppure il tempo di un'improvvisa alluvione per sconvolgere quel po' di piano che c'è.

L'escursione pedologica ha avuto bisogno di molte competenze, proprio per la complessa variabilità dei fattori pedogenetici: geologi, climatologi, selvicoltori, chimici del suolo e, naturalmente, pedologi. Nel ringraziarli tutti per lo sforzo di integrazione, mi auguro con loro che le alte Alpi, anche attraverso lo studio dei suoli, vi trasmettano il loro fascino e stimolino il vostro interesse per un ambiente particolare ed interessante.

*Ermanno Zanini*



## La valle del Lys

La Valle del Lys, o Valle di Gressoney, si sviluppa in direzione Sud-Nord al levante estremo della Valle d'Aosta con una lunghezza complessiva di circa trenta chilometri. Il Lys è l'ultimo affluente in sinistra orografica della Dora Baltea.

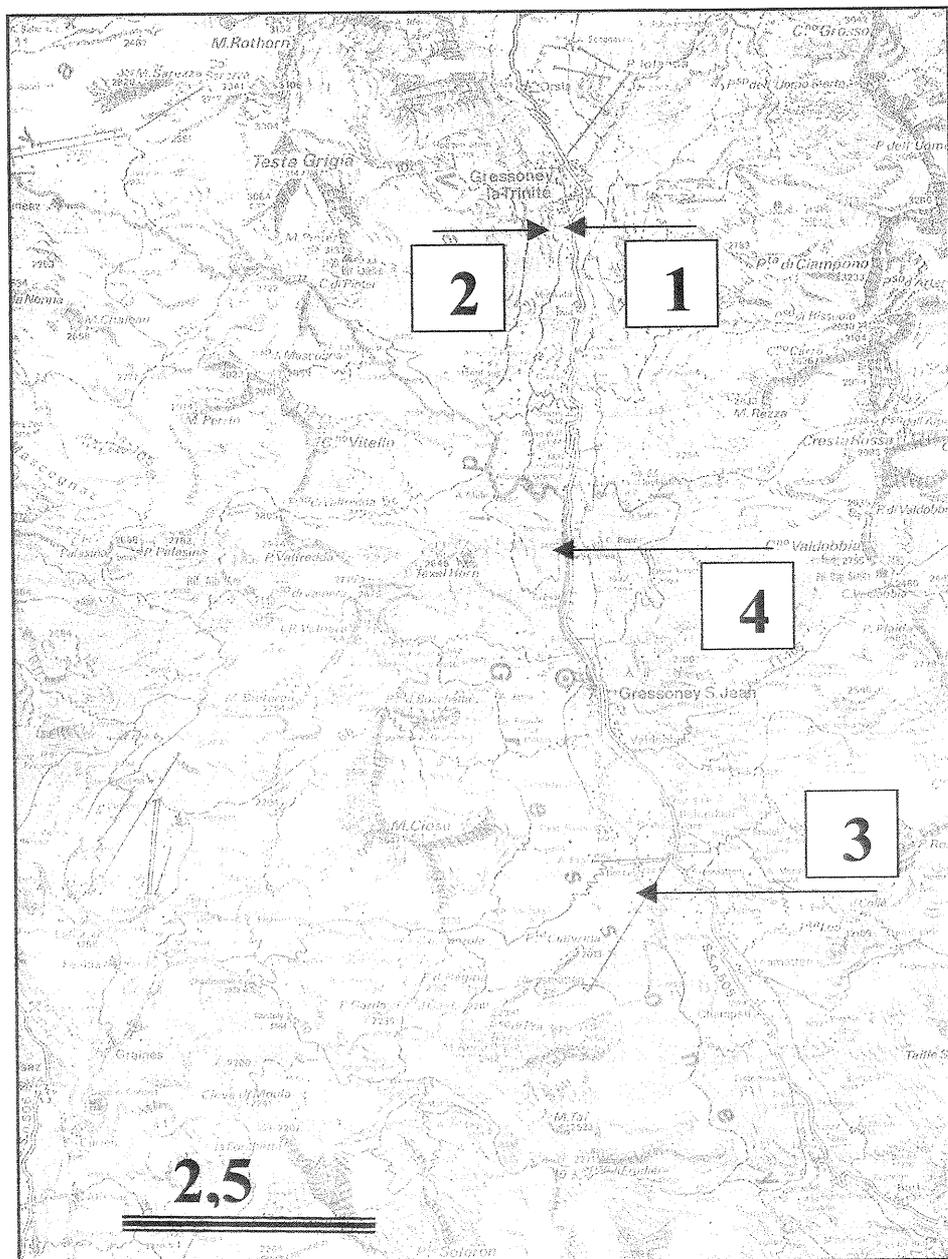
La base della valle, alla confluenza fra il Lys e la Dora Baltea, è a quota 340 m s.l.m.. Risalendo da Pont St. Martin verso la testa della valle di Gressoney si incontrano insediamenti abitativi sino a quote di 1800 m s.l.m.. La Valle è racchiusa da catene laterali con vette inferiori ai 3500 m s.l.m. (*Testa Grigia*, 3314 a Ovest e *Corno Bianco* 3320 a Est) e da ghiacciai a Nord (*Felik*, *Lys*, *Indren* e *Bors*) con vette superiori a 4000 m s.l.m. (*Punta Castore*, 4221 a Ovest *Lyskamm Orientale*, 4527 a Nord e *Punta Dufour*, 4673 a Nord-Est).

I toponimi più antichi del Monte Rosa, *Monbosso* poi *Mons Sylvius* che derivano dalla topografia anteriore al XVIII secolo, alludono ad una vasta copertura boscosa e ad una ricchezza floristica della Valle, ancora oggi evidenti, combinata però con vaste aree di montagna estrema con abbondanti affioramenti privi di suolo (l'etimo di Gressoney pare derivare dal celtico *Craig*, roccia).

Il territorio, a partire dai pochi insediamenti Romani (*Axima Sarmatorum* nell'attuale Issime) e dei Salassi ha subito poche trasformazioni antropiche sino all'arrivo della Comunità Walser nel XIV secolo. Un interstadiale caldo tra l'avanzata dei ghiacciai della seconda metà del primo millennio e la piccola età glaciale della fine del XV secolo permette ai Walser, provenienti da Nord, di valicare i colli più elevati che sbarrano le valli del Rosa in condizioni di innevamento certamente ridotte rispetto alle attuali. La caratteristica fondamentale della colonizzazione Walser è l'insediamento polverizzato sul territorio con presidi zionali decisamente omogenei. Nucleo fondamentale della società walser era la *Hof*, unità familiare economico-sociale chiusa, organizzata spazialmente e temporalmente in modo totalmente autarchico. L'esperienza di vita dei Walser, all'estremo limite delle possibilità di sopravvivenza umana è stato un modello di civilizzazione del tutto nuovo che ha comportato problemi di adattamento. Prima di tutto quelli legati alla trasformazione del territorio: disboscamenti, dissodamenti, terrazzamenti e regimazione delle acque. Questo si è tradotto in una gestione completa del territorio montano dal fondovalle, tra i 1300 e i 1600 m s.l.m., ai pascoli alpini posti a quote superiori ai 2400 m s.l.m. (Grötzbach e Stadel, 1997). Il territorio ha però perso progressivamente presidi: tra il XVI ed il XVIII secolo, in conseguenza di drammatici cambiamenti climatici (meglio noti come "piccola età glaciale") e più marcatamente nel nostro secolo a causa della conversione ad usi turistico-ricreativi. I pascoli alpini ed i terrazzamenti sono stati progressivamente rifeutati oppure sono stati inclusi nella gestione dei *domaines skiables*. Solo recentemente per la Regione Autonoma Valle d'Aosta (1998) il quadro strategico di intervento pubblico "prevede lo spostamento degli investimenti dai settori economicamente maturi ed intensivi come lo sci alpino promuovendo lo sviluppo endogeno e la rinascita demografica finalizzata al presidio del territorio ed allo sviluppo delle attività agro-silvo-pastorali".

L'obiettivo di questa escursione è quindi quello di presentare pedo-ambienti che offrano una testimonianza attuale dell'uso del territorio nel tempo: a quote comprese fra 1400 e 1700 m s.l.m. (figura 1), un prato pascolo (**Stazione 1**), un lariceto riconvertito (**Stazione 2**), un abetina ex produttiva (**Stazione 3**) ed un ontaneto su una valanga recente (**Stazione 4**).

Figura 1 L'area di studio



## **Inquadramento geologico e geomorfologico dell'area di studio**

*Ugo de la Pierre*

La genesi della valle di Gressoney va inquadrata nella più ampia cornice dell'evoluzione della catena alpina, che si cercherà di riassumere in pochi e sintetici cenni dato che è impossibile fornirne un quadro completo nel poco spazio a disposizione.

Fino alla tarda Era Paleozoica, che inizia 560 milioni di anni fa e si conclude circa 220 milioni di anni fa, l'Europa e l'Africa facevano parte di un unico continente denominato Pangea, costituito da rocce metamorfiche formatesi durante l'orogenesi ercinica.

Nell'Era Mesozoica, compresa tra circa 220 e 65 milioni di anni, si compiono le fasi principali della formazione delle Alpi: nel Giurese infatti si instaura, nell'attuale settore occidentale del Mediterraneo, una fase distensiva della placca continentale allora esistente, in conseguenza della quale si generano due placche continentali, quella europea a Nord e quella africana a sud o più probabilmente la placca adriatica, una placca autonoma, il cui cinematismo è collegato a quella africana a Sud. Alla conclusione del processo le due placche risultano divise da un piccolo bacino oceanico, il bacino Ligure Piemontese. Nel successivo Cretaceo ha inizio una fase compressiva che causa il riavvicinamento delle due placche continentali, il progressivo assottigliamento del bacino oceanico tra esse interposto, ed infine il trascinarsi dello stesso in profondità al di sotto della placca adriatica, insieme a porzioni di crosta continentale. Questo processo (subduzione), continua fino alla totale consunzione del bacino oceanico ed alla collisione delle placche europea ed adriatica.

Al debutto dell'Era Terziaria si genera, per via della collisione, l'evento metamorfico denominato eoalpino a causa del quale iniziano a formarsi e a impilarsi le falde di basamento e ricoprimento, nonché le unità ofiolitiche, ossia quel complesso di rocce derivate e metamorfosate da rocce appartenenti al fondo del bacino oceanico subdotta.

Continuando il processo di compenetrazione tra le due placche, si origina, durante l'evento metamorfico detto mesoalpino, un forte inspessimento della crosta continentale che causa la formazione delle cosiddette falde Pennidiche (Monte Rosa, Gran Paradiso, Dora Maira) e delinea la struttura alpina nei suoi principali componenti. Nell'Oligocene (periodo geologico compreso tra 37 e 26 milioni di anni fa, appartenente all'Era Terziaria) l'edificio alpino è completamente emerso ed inizia ad essere aggredito dall'erosione, la quale originerà la sedimentazione di un bacino detritico esterno (Molassa); contemporaneamente si sviluppa un ciclo eruttivo collisionale, denominato magmatismo periadriatico, al quale si deve tra l'altro la formazione dei plutoni di Traversella e di Biella. Per quanto riguarda invece l'inquadramento litologico e strutturale, la valle di Gressoney presenta alcuni dei più importanti sistemi tettonici Europa vergenti delle Alpi Occidentali, disposti in ordine stratigrafico decrescente a partire da Pont St. Martin verso la testata della valle: il sistema Austroalpino, la zona Piemontese e la falda pennidica superiore del Monte Rosa.

Il **sistema Austroalpino** rappresenta il settore di crosta continentale di pertinenza della placca adriatica ossia del margine passivo interno, al di sotto del quale si è subdotta la placca europea della Tetide; esso è caratterizzato da un metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura, dovuto alla anomalia termica legata alla subduzione della litosfera oceanica, il quale ha originato le eclogiti, rocce caratterizzate da granato, pirosseno sodico e quarzo.

La **Zona Piemontese** costituisce un sistema multifalde il quale separa le unità Austroalpine sovrastanti, da quelle in posizione stratigrafica inferiore del Pennidico del Monte Rosa. I contatti con il sistema Austroalpino sono di natura tettonica e spesso di complicata interpretazione come avviene ad esempio nella zona di dorsale Monte Tiaz Monte Pinter.



La **Falda Pennidica Superiore** del Monte Rosa è costituita principalmente da due complessi litologici che si sono formati in seguito al metamorfismo polifasico alpino, ossia da parascisti polimetamorfici e da gneiss occhiadini, che derivano da granitoidi e metapeliti elaborate dal metamorfismo polifasico alpino. Tutte le più importanti vette dell'attuale ghiacciaio fino alla vetta Castore ad Ovest competono a questa unità. La culminazione assiale dell'Ossola Ticino consente di osservare il substrato tettonico del Monte Rosa, che è costituito da una sottile e continua fascia ofiolitica, nota come zona di Antrona.

Il sistema *Austroalpino* comprende, e la figura 2 permette di collocare geograficamente i toponimi:

la Zona Sesia-Lanzo che affiora diffusamente tra Pont St. Martin ed Issime e tra Gressoney St. Jean e Chamonix fino a lambire il Monte Pinter, (il quale appartiene alla dorsale spartiacque tra la Val di Gressoney e quella di Ayas all'altezza della frazione Perletoa, tra Gressoney St. Jean e Gressoney La Trinité), Punta Ciampano, Corno Grosso, Punta Straling ed il Corno Bianco; essa è costituita prevalentemente da micascisti e metagranitoidi eclogitici (rinomati quelli di Fontainemore) che derivano da antiche granuliti e paragneiss, trasformati dal metamorfismo eclogitico di alta pressione, e da gneiss minuti ("complesso degli gneiss minuti della Zona Sesia Lanzo");

la Seconda Zona Dioritico Kinzigitica, la quale affiora diffusamente tra Pont Trenta e Gressoney St. Jean e rappresenta un frammento di crosta continentale profonda, analoga a quella della Zona Ivrea Verbano (già facente parte peraltro della catena Africa vergente), ma che ha subito un certo metamorfismo alpino ed è caratterizzata da metapeliti, metabasiti e marmi a metamorfismo prealpino di alto grado e dai loro derivati (paragneiss kinzigitici, micascisti, filloniti e miloniti in facies scisti verdi). L'affioramento più importante della Seconda Zona Dioritico Kinzigitica è rappresentato dal Monte Nery, che costituisce un corpo alloctono costituito da prevalenti paragneiss kinzigitici molto affine, dal punto di vista litologico, al complesso kinzigitico della Zona Ivrea Verbano.

La zona Piemontese è formata da due unità tettoniche:

l'unità superiore del Combin, che è costituita da ofioliti in facies scisti verdi/scisti blu e comprende prevalenti calcescisti con prasiniti e metagabbri ed estesi affioramenti di serpentiniti; dal punto di vista paleogeografico la sua genesi è collegata ai settori marginali dei margini passivi paleoeuropeo e paleoafricano, separati prima della collisione dal Bacino Oceanico Ligure Piemontese; l'unità del Combin si estende fino all'allineamento Col d'Olen, Biel, Colle della Bettaforca. Tra gli affioramenti più significativi dell'Unità Superiore del Combin sono da annoverare: la Testa Grigia, il Rothorn, il Col d'Olen, il Corno Rosso e il Colle di Zube.

l'unità inferiore di Zermatt-Saas, che è costituita prevalentemente da serpentiniti, da metagabbri e da metabasalti derivati da un frammento di litosfera oceanica che ha subito due eventi metamorfici principali: l'evento eoalpino caratterizzato da associazioni eclogitiche ed il successivo evento Lepontino (Eocene-Oligocene) con tipiche associazioni in facies scisti verdi. Tra gli affioramenti più significativi sono da ricordare: il Klippe dello Stollenberg, il corno Camoscio, la punta Telcio, parte del vallone di Moos ecc... L'unità di Zermatt Saas passa per contatto tettonico alla sottostante falda Pennidica superiore del Monte Rosa lungo l'allineamento Passo dei Salati - Alpe Salza - Passo della Bettolina.

Nell'area interessata dall'escursione pedologica, le **stazioni 1 e 2** evolvono su prevalenti calcescisti, serpentine e serpentinoscisti e prasiniti (Zona Piemontese, unità del Combin: rocce ofiolitifere, caratterizzate da facies scisti verdi di età Lepontina, dei settori marginali passivi paleoeuropeo e paleoafricano del bacino oceanico Ligure-Piemontese) mentre le **stazioni 3 e 4** su falde di detrito impostate nel sistema Austroalpino (Zona Sesia Lanzo complesso degli "Gneiss Minuti").



## Inquadramento vegetazionale dell'area di studio

Michele Freppaz e Mario Pividori

La vegetazione attuale nella Valle del Lys è il risultato dell'azione combinata dei fattori naturali (clima, esposizione, giacitura e suolo) e dei fattori antropici che hanno concorso a modificare, anche radicalmente, la struttura e la composizione delle originarie formazioni vegetali. L'azione dell'uomo è particolarmente evidente sulle basse pendici comprese fra Pont St. Martin e Fontainemore con la notevole diffusione dei castagneti da frutto (*Castanea sativa* L.) a scapito delle originarie formazioni costituite sul versante Sud da esemplari di **roverella** (*Quercus pubescens* Willd), **acero campestre** (*Acer campestre* L.) e **olmo campestre** (*Ulmus minor* Midd.) e sul versante Nord da **rovere** (*Quercus petraea* (Matt.) Liebl.), **carpino bianco** (*Carpinus betulus* L.), **acero di monte** (*Acer pseudoplatanus* L.) e **frassino** (*Fraxinus excelsior* L.) (Cerise et al., 1981).

Risalendo lungo la Valle, nei Comuni di Perloz, Issime e Gaby, in sinistra orografica, i versanti sono caratterizzati da presenza di esemplari di **faggio** (*Fagus sylvatica* L.), specie oceanica, diffusa in Valle d'Aosta soltanto in questa zona e nella Valle di Champorcher, in relazione alla minore continentalità del clima. Il Faggio era accompagnato dall'**abete bianco** (*Abies alba* Mill.), specie sciafila ed esigente, la cui diffusione è stata ridotta per effetto dei tagli intensi e del pascolo. Il **larice** (*Larix decidua* Mill.), la **betulla** (*Betula pendula* Roth.) e altre specie colonizzatrici si sono ampiamente diffuse e spesso è il larice che costituisce oggi la maggior parte della massa dei boschi di questo orizzonte (Pasquetaz, 1994). Nei comuni di Gaby e Gressoney St. Jean l'abete bianco è comunque piuttosto diffuso, all'envers, in popolamenti a predominanza di **abete rosso** (*Picea abies* (L.) Karst). A quote maggiori (1600-2100 m s.l.m.) si osserva la consociazione naturale del larice con il **pino cembro** (*Pinus cembra* L.), specie caratteristica dell'arco alpino, con aree disgiunte nei Carpazi, il cui legno, molto pregiato, è ancora impiegato per sculture artigianali. La diffusione di questa specie è stata ridotta dall'azione dell'uomo che ha destinato notevoli superfici d'alta quota al pascolo, favorendo il larice, specie resistente ai danni da pascolamento. I tagli intensi operati dall'uomo per ottenere nuove superfici pascolive hanno abbassato il limite superiore del bosco, le cui oscillazioni naturali sono state determinate dall'alternanza nel passato di fasi climatiche fredde e calde di cui l'uomo è stato testimone. La migrazione della popolazione Walser sul versante italiano del Monte Rosa fu resa possibile proprio da condizioni climatiche generalmente più favorevoli rispetto a quelle dei nostri giorni che determinarono la praticabilità di numerosi valichi alpini (Colle del Teodulo, Passo del Monte Moro). In quelle epoche (XI-XIII secolo), fitte foreste di pino cembro ricoprivano le pendici dei monti fino a quote considerevoli, come è testimoniato dal ritrovamento di grossi esemplari di questa specie anche a 2500 metri di quota (Monterin, 1936). Se tali esemplari si sono potuti sviluppare a quella altitudine, bisogna dedurre che il clima in tale periodo fosse sensibilmente più mite di quello attuale e ancor più rispetto a quello corrispondente al periodo dei grandi sviluppi glaciali del XVII secolo e della prima metà del XIX (Lamb, 1995). Al fine di garantire il proprio sostentamento, l'uomo prese parte attiva ai processi di trasformazione dell'uso del suolo con lo sfruttamento delle risorse forestali e l'attività agricola.

La popolazione Walser era contadina e a Gressoney i campi coltivati a cereali erano moltissimi: frumento, segale ed orzo crescevano fino a quote di 1800 metri (Walser Kulturzentrum, 1986). Ogni porzione di terra era sfruttata, evidentemente con buoni risultati, se la produzione d'orzo permise persino l'installazione di una birreria. A partire dalla fine del '700 fu introdotta la coltivazione della patata, mentre molto diffusa era anche la coltivazione della canapa, le cui fibre tessili erano impiegate per la produzione di una tela

(*riscio*) che serviva per confezionare abiti, lenzuola e sacchi atti a contenere i cereali. Per soddisfare le esigenze agricole, l'influenza dell'uomo sul territorio si fece sempre più marcata con il disboscamento delle superfici più soleggiate a minore pendenza e con la realizzazione di opportune opere quali canali d'irrigazione e muri a secco.

La **stazione 1** è situata nel Comune di Gressoney La Trinité, proprio nei pressi di alcuni terrazzamenti costituiti da muri a secco, un tempo probabilmente coltivati a cereali, ed ora destinati a prato-pascolo. La gestione attuale di queste superfici prative di fondovalle consiste nell'esecuzione di uno o due tagli all'anno e la distribuzione primaverile ed autunnale del liquame bovino. La conduzione tipica delle aziende zootecniche valdostane prevede la pratica della transumanza che permette di sfruttare, durante la buona stagione, i prati e i pascoli che si rendono disponibili alle quote più elevate, permettendo in tal modo di compiere la fienagione nelle superfici prative del fondovalle e costituire la scorta di foraggio per l'inverno. Gli alpeggi non hanno un'unica sede ma sono costituiti da due o più malghe dislocate a diversa altitudine in modo da utilizzare, man mano che la stagione procede, i pascoli delle quote superiori.

Le razze bovine allevate sono la Valdostana Pezzata rossa, la Valdostana pezzata nera e la Valdostana castana, razze che si distinguono per la notevole rusticità che permette loro di adattarsi alle difficili condizioni di questi ambienti. L'attività zootecnica è finalizzata in gran parte alla produzione casearia con la trasformazione di circa il 90% del latte prodotto in Fontina, formaggio a denominazione di origine protetta.

Sulle pendici più ripide circostanti questa stazione di campionamento, in cui non era possibile l'uso del suolo per l'attività agricola, si osserva la presenza di popolamenti di larice, utilizzati per la raccolta di legna da ardere e sotto le cui chiome leggere era possibile la pratica del pascolo.

La **stazione 2** è localizzata all'interno del lariceto. I lariceti caratterizzano il paesaggio dell'arco alpino occidentale così come della Valle del Lys, in cui costituiscono il 75% della copertura forestale (Cerise *et al.*, 1981) e coprono con continuità interi versanti delle montagne. Il larice è una specie piuttosto rustica e poco esigente, indifferente alla reazione del substrato, ma sensibile a situazioni di impedita ossigenazione radicale come si osserva in suoli argillosi o a drenaggio non libero. La lettiera, pur essendo costituita da aghi tenui e poco coriacei, è di lentissima alterazione e molto povera di nutrienti (Bernetti, 1995).

Il complesso boscato è moderatamente denso nella fascia inferiore, più rado nella parte superiore per la presenza di numerosi canali di valanga ed è caratterizzato da modesta rinnovazione naturale (Cerise, 1994). La diffusione naturale del larice è infatti difficile sotto copertura e necessita di suoli ricchi in scheletro, ben drenanti, in cui azioni di disturbo, quali piccoli smottamenti, rimuovano l'orizzonte organico superficiale poiché il seme molto piccolo e povero di riserve produce semenzali incapaci di perforare orizzonti organici troppo potenti. Quasi ovunque il lariceto rappresenta una tappa obbligata del naturale processo evolutivo delle foreste alpine, creando condizioni microclimatiche e pedologiche idonee all'insediamento di altre specie, meno eliofile e più esigenti, che ne prendono gradualmente il posto.

I lariceti puri, a volte ancora pascolati, meritano quindi di essere oggetto di una attenta pianificazione, con l'obiettivo di una tutela di paesaggi di particolare pregio estetico e di significato storico-culturale come anche le superfici prative e pascolive limitrofe ai centri abitati o intagliate nel tessuto compatto della foresta.

La **stazione 3** è stata localizzata all'interno di un popolamento misto di abete rosso e abete bianco, caratterizzato da elevata densità e da piante di buon portamento, di notevole interesse turistico e paesaggistico, sia per la presenza degli impianti sciistici, sia per la presenza di sentieri molto frequentati.

L'abete rosso non ha particolari esigenze pedologiche, è considerato una specie di "mezza ombra" e necessita di stazioni relativamente umide in quanto l'apparato radicale è superficiale ed è notevole l'intercettazione di pioggia da parte delle chiome. L'abete bianco ha invece apparato radicale profondo, è indifferente alla natura litologica del substrato, ma la presenza di orizzonti idromorfi lo rende suscettibile di attacchi da marciume radicale. La spiccata preferenza dell'abete bianco per la rinnovazione sotto altre specie è da attribuire all'azione tossica degli essudati degli aghi di questa specie. L'abete bianco non ha quindi difficoltà di rinnovazione e di permanenza quando è associato all'abete rosso e l'alternanza fra le due specie contribuisce all'equilibrio dei boschi montani di conifere. In realtà l'uomo ha spesso influito su tale associazione favorendo l'abete rosso per le migliori caratteristiche tecnologiche del legname.

Il popolamento è stato trattato in passato mediante l'esecuzione di tagli a scelta per ottenere essenzialmente legname da opera e per produrre carbone, ma attualmente lo sfruttamento di questi popolamenti si è notevolmente ridotto determinando una maggiore diffusione dell'abete bianco, il cui novellame ha una maggiore resistenza all'ombra. Le formazioni sono percorse da linee di rottura costituite da conoidi di valanga, nei cui confronti la capacità protettiva del bosco è limitata alla presenza di determinate specie ed alla densità della copertura boscata. Infatti l'azione protettiva del bosco non è tanto dovuta ad un effetto di ancoraggio del manto nevoso ad opera dei fusti, ma piuttosto all'intercettazione della precipitazione nevosa da parte delle chiome (fino al 40-50% della neve caduta) (Stottlemeyer e Troendle, 1995) ed alla riduzione del trasporto eolico. Ne deriva che solo le specie sempreverdi, abeti e pini, per ciò che riguarda le zone in oggetto, sono in grado di esplicare una efficace azione protettiva, mentre il larice, se non in popolamenti di elevata densità, è poco efficace.

A parte i fenomeni valanghivi che normalmente si verificano in primavera, quando i pendii si scaricano a seguito di fenomeni di fusione degli strati superficiali del manto nevoso, il verificarsi di questi eventi è direttamente connesso ad episodi meteorologici intensi ed abbondanti, che creano forti spessori di manto nevoso in equilibrio instabile.

La **stazione 4** è stata realizzata nei pressi della parte terminale di un colatoio di valanga, la cui frequenza di caduta è abituale; è possibile osservare l'accumulo di materiale lapideo di differenti dimensioni in seguito al trasporto solido operato dalle valanghe e dai corsi d'acqua che scorrono nel periodo di disgelo ed in occasione di piogge particolarmente intense.

La stazione è colonizzata da **ontano bianco** (*Alnus incana* (L.) Moench) e **ontano verde** (*Alnus viridis* (Chaix) D.C.), specie igrofile, miglioratrici del suolo anche grazie alla capacità di fissazione simbiotica dell'azoto atmosferico. Moderatamente tolleranti l'ombra, in natura si comportano da colonizzatrici di terreni franosi, di percorsi di valanghe o di luoghi con innevamento molto prolungato. La boscaglia di ontano verde si presenta spesso molto compatta, duratura, e dal punto di vista protettivo efficace contro l'erosione, ma non contro le valanghe ed i movimenti franosi. Gli alneti di ontano verde sono stati, e sono talvolta ancora, trattati a ceduo per l'approvvigionamento di combustibile degli alpeggi.

Il prelievo di carote in alcuni esemplari di questa specie ha permesso di stimare l'età del popolamento, pari a circa 12 anni.

**Figura 3** Carota di ontano verde (stazione 4). Le tacche bianche di 5 mm evidenziano la posizione degli anelli annuali di accrescimento



Si può quindi supporre che uno dei numerosi eventi valanghivi che si verificarono nell'inverno 1985/1986 (Ceriani, 1997) abbia distrutto il soprassuolo preesistente. Si trattò di eventi di portata eccezionale che si verificarono sia nel mese di gennaio, con valanghe di tipo nubiforme, sia nel mese di aprile, con valanghe di tipo radente, costituite da neve pesante e bagnata, caratterizzate da minore velocità di scorrimento ma notevole potere distruttivo in relazione allo spessore degli accumuli e ai percorsi insoliti che originarono.

## Inquadramento climatico dell'area di studio e glaciologia

Luca Mercalli

Il versante italiano del Monte Rosa segue le vicende meteorologiche tipiche delle Alpi Occidentali. Il tipo di circolazione atmosferica responsabile della maggior parte delle precipitazioni risulta quello a componente meridionale, attivato da aree cicloniche centrate sul Golfo di Genova che, stante l'intensa alimentazione in vapore acqueo, apporta nevicate anche superiori a 100 cm in 24 h, soprattutto sui pendii esposti a S delle Valli di Gressoney ed Alagna. Tale configurazione è frequente nei mesi primaverili ed autunnali, ed in minor misura si presenta in inverno ed in estate. Le correnti atlantiche provenienti da O - NO provocano precipitazioni intense sulle zone più elevate dei bacini alimentatori prossimi allo spartiacque con il Vallese, ma spesso tendono a trasformarsi in foehn nella discesa lungo i solchi vallivi del versante italiano, limitando l'apporto nevoso ai settori più elevati del massiccio. Le correnti da N e da NE raramente sono associate ad episodi perturbati, trattandosi di masse di aria fredda ed asciutta. Il periodo invernale è di norma il più asciutto, dominato da prolungati periodi di stabilità anticiclonica; viceversa, l'estate presenta una notevole attività temporalesca sia dinamica, sia convettiva, maggiore tuttavia nella limitrofa Valsesia.

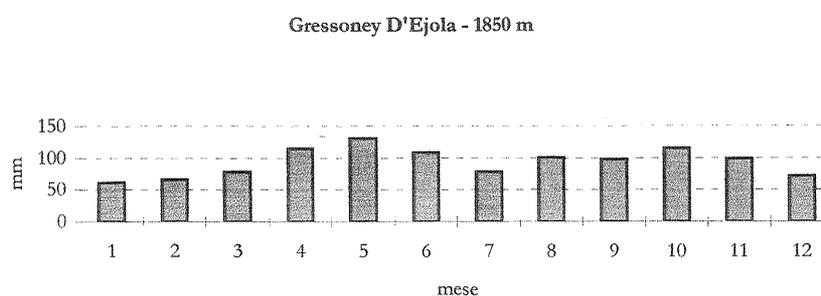
A Gressoney la Trinité, frazione D'Ejola superiore (1850 m s.l.m.) è in funzione dal 1928 una stazione meteorologica: la serie dei dati consente di ottenere i caratteri principali della climatologia locale.

La **temperatura media annua**, relativa al trentennio standard 1961-1990 è di 4.0°C, la temperatura media minima di -0.4°C e quella media massima di 8.2°C. L'anno più freddo fu il 1986 con un valor medio di 2.6°C, quello più caldo cadde nel 1948 con 5.1°C. Gli estremi termici rilevati in tutto il periodo di osservazione raggiungono i 29.3°C misurati il 23 luglio 1929 e quanto ai minimi toccano i -25.0°C del 10 febbraio 1986.

Dal punto di vista **pluviometrico** la valle del Lys è tra le zone più favorite della Valle d'Aosta in quanto aperta alla penetrazione delle correnti umide meridionali che giungono dalla pianura canavesana. Il pluviometro di D'Ejola riceve mediamente 1069 mm all'anno, un quantitativo non abbondante, ma doppio rispetto alla zona xerica intralpina del bacino di Aosta, dove se ne misurano poco più di 500. L'anno maggiormente piovoso fu il 1951 con 1636 mm, quello più asciutto il 1967 con 736 mm. Tali dati riguardano tuttavia le quote di fondovalle o dei medi versanti dove sono disponibili le stazioni di osservazione: sicuramente le zone di alimentazione glaciale attorno ai 3000 m ricevono apporti di gran lunga maggiori.

La distribuzione stagionale presenta un massimo principale in primavera (aprile-maggio) ed un massimo secondario in ottobre; il minimo principale è centrato sui mesi invernali (dicembre-gennaio-febbraio) mentre l'estate, pur mostrando una flessione in luglio, è generalmente soggetta ad una elevata frequenza di episodi temporaleschi che, a quote superiori ai 3000 m, si traducono in apporti nevosi anche consistenti. Il ruolo di tali nevicate estive non è trascurabile in quanto, oltre ad abbattere immediatamente l'ablazione glaciale per effetto dell'aumento dell'albedo, portano alla formazione di una copertura nevosa stabile anche alle quote più elevate, dove per contro, le nevi leggere invernali sono continuamente spazzate e dislocate a valle dalla violenta azione eolica.

**Figura 4** Precipitazioni medie mensili (1961-1990)



Ai 1850 m di D'Ejola la quantità di neve che cade mediamente in un anno assomma a 6.48 m, con massimo di 12.06 m nel 1972 e minimo di 1.70 m nel 1965.

### Ghiacciai del Monte Rosa

Il massiccio del Monte Rosa (figura 5) è senza dubbio tra i più importanti delle Alpi dal punto di vista glaciologico. Sul versante italiano presenta una superficie glacializzata pari a 51.4 km<sup>2</sup> distribuiti tra la Valle d'Ayas (14.6 km<sup>2</sup>), la Valle del Lys (15.5 km<sup>2</sup>), la Valsesia (7.8 km<sup>2</sup>) e la Valle Anzasca (13.5 km<sup>2</sup>). I ghiacciai censiti sono 53, di cui 12 hanno un'estensione superiore ad 1 km<sup>2</sup>, e costituiscono gli elementi più interessanti dal punto di vista paesaggistico e della ricerca scientifica.

Sulle pendici svizzere le superfici glaciali sono ben più estese: basti pensare all'enorme ghiacciaio del Gorner che raggiunge 68 km<sup>2</sup> e possiede una lingua di oltre 14 km di lunghezza.

**Figura 5** Il massiccio del Monte Rosa visto da Gressoney



### *Ghiacciaio del Lys*

Nel dialetto delle popolazioni locali Walser, "lisio" significa "acqua corrente".

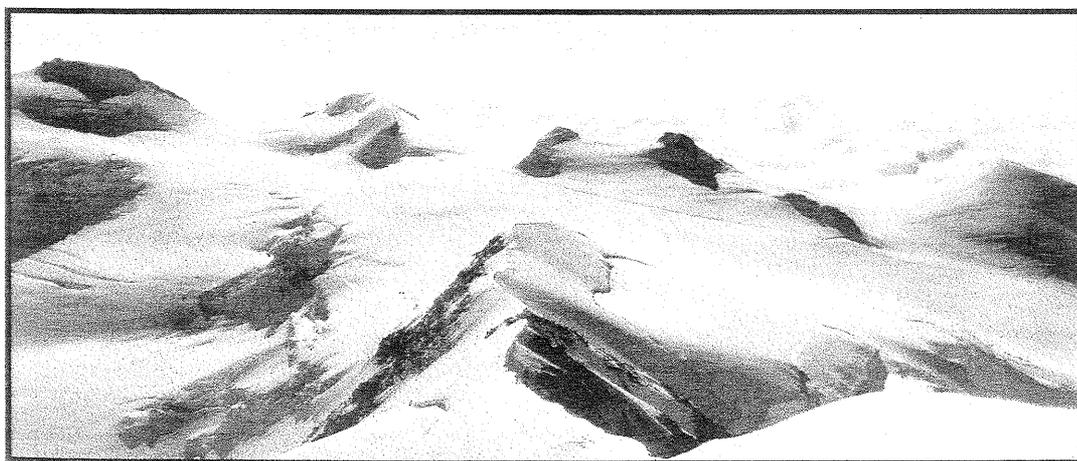
Esteso su 11.8 km<sup>2</sup> è il ghiacciaio principale del versante italiano del Monte Rosa e costituisce il quarto italiano per superficie. Si forma in un bacino limitato dalle creste del Lyskamm Orientale (4527 m s.l.m.) ed Occidentale (4488 m s.l.m.) da cui discende formando tre grandi colate che si riuniscono più a valle, sotto al Naso del Lyskamm, nel Plateau del Lys, formando la lingua di ablazione. All'inizio del XVIII secolo la fronte era in moderata espansione, processo che subì un ulteriore incremento nel pieno della Piccola Età Glaciale (1500-1860); gli scritti dello Zumstein riportano come nel 1821 la fronte raggiunse dimensioni imponenti, fino a pervenire a quota 2000 m s.l.m. a ridosso dell'Alpe Courtlys. Seguì un breve periodo di regresso e quindi una nuova fase di espansione fino al 1860. Da quel momento il ghiacciaio andò incontro ad una notevole riduzione, solo temporaneamente interrotta da una moderata espansione culminata nel 1920. Attualmente il ghiacciaio del Lys è in forte ritiro (-20 m nel 1998) ed è arretrato di circa 1200 m s.l.m. rispetto alle posizioni del 1820.

### *Ghiacciaio d'Indren*

Si estende sulle pendici rivolte a sud della Piramide Vincent (4215 m s.l.m.) da cui discende dapprima con seraccate impervie ed in seguito adagiandosi su un pianoro regolare che ne favorisce l'utilizzo attraverso la pratica dello sci invernale ed estivo. Gli impianti di risalita sono infatti collegati attraverso la funivia di Punta Indren (3260 m s.l.m.) con Alagna Valsesia (VC). Anche questo ghiacciaio ha subito negli ultimi settanta anni una sensibilissima riduzione; dopo la breve avanzata di inizio secolo il ghiacciaio d'Indren è regredito fino a monte di un gradino roccioso su cui si è formato un piccolo lago. L'avanzamento degli anni 1975-1985 non è stato sufficiente a riportare il corpo glaciale a dimensioni accettabili. Negli ultimi anni infine il regresso appare notevolmente accentuato ed ha messo in crisi la pratica dello sci estivo.

### *Ghiacciaio di Netscho*

Si tratta di un esiguo corpo glaciale sospeso situato sulle pendici della Punta di Tschampono (3233 m s.l.m.). Dal 1926 ad oggi il processo di contrazione è stato estremamente accentuato, ed attualmente il ghiacciaio occupa una piccola superficie sopra un gradino roccioso



Veduta dal Lyskamm occidentale: da sinistra *Punta Gnifetti* (4559 m s.l.m.), *Capanna Margherita* CAI Varallo (4557 m s.l.m.), *Punta Parrot* (4436 m s.l.m.), *Ludwigsböhe* (4342 m s.l.m.), *Cristo delle Vette* (4014 m s.l.m.) e *Piramide Vincent* (4215 m s.l.m.)





## Stazione 1

Coordinate

Localizzazione

Roccia madre

Geomorfologia

Flora

Classificazione

UTM 32T MR 0864 7534

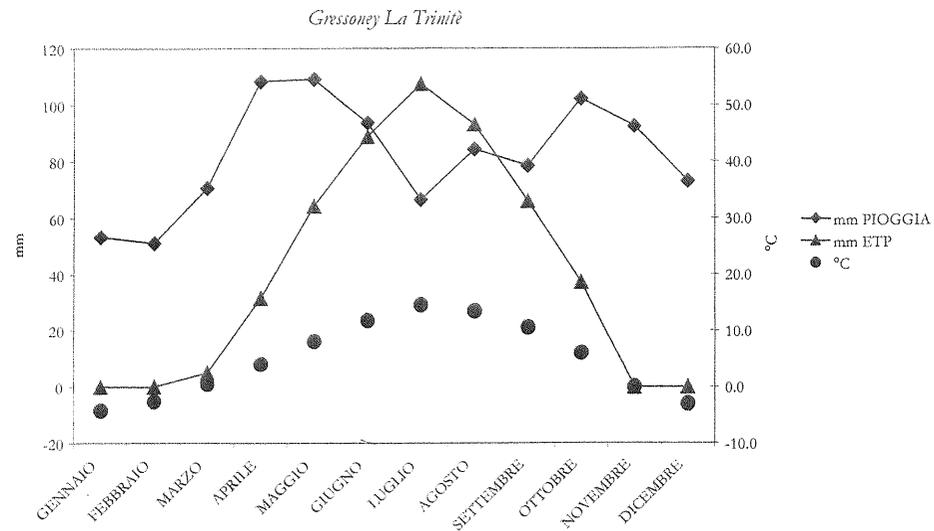
Gressoney La Trinité, quota 1540 m s.l.m., pendenza 10%, esposizione E

materiale di frana con clasti di calcescisti, serpentini, serpentinoscisti e prasiniti

parte basale colluviale di versante

prato a *Poa alpina*, *Festuca ovina*, *Pbleum alpinum*, *Luzula lutea*, *Anthoxanthum odoratum*, *Geranium sylvaticum*

sandy, magnesian, nonacid, frigid Typic Eutrocryept (USDA).



### *Profilo 1*

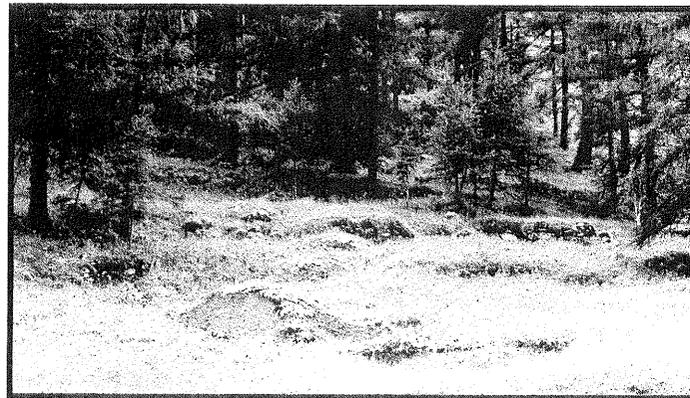
Questo profilo si è sviluppato su materiale di frana che ha sepolto una superficie preesistente, forse asportando un suolo impostato su conoide. Situazione analoga si può osservare sul versante orientale della valle.

La morfologia mostra un suolo che consiste di un orizzonte A (0-15 cm) seguito da un B cambico, così identificato sulla base del colore e della struttura. Fanno seguito due orizzonti C caratterizzati da scheletro molto grossolano contrapposto a quello sottostante più sabbioso e con scheletro prevalentemente fine.

Sul lato sinistro della buca pedologica si può osservare un cumulo di clasti non classati *fragmental* (privi di materiale fine di intasamento). Queste caratteristiche morfologiche indicano un suolo poco sviluppato dovuto al clima alpino e alla presumibile giovane età del deposito. L'interpretazione è supportata dalla probabile origine antropica del cumulo non classato. Numerosi esempi di questi cumuli sono osservabili nel prato. Assumendo la colonizzazione della valle nel XIV secolo e quindi che il lavoro di spietramento sia avvenuto allora, la frana che ha ricoperto l'artefatto (e decapitato il suolo preesistente), su cui si è impostato il suolo attuale, non può avere più di 600 anni.

I principali processi pedogenetici in questo profilo sembrano essere la decarbonatazione in superficie, probabilmente indotta indirettamente dal biota e nell'orizzonte B la formazione di struttura poliedrica. Il colore rossastro dalla quantità di ferro estraibile.

Dal punto di vista mineralogico il suolo si conferma come decisamente poco evoluto. L'influenza dell'uso come pascolo e la periodica concimazione con liquami zootecnici può aver portato a valori anomali di N e S sia negli acidi umici che fulvici (tabella 6).



Descrizione del profilo 1:

- Oe (1-0 cm) (§ par. *La frazione organica e l'attività microbica*)
- A (0-15 cm) Colore grigio (7.5YR 5/1 secco) e bruno grigiastro molto scuro (10YR 3/2 umido); sabbioso-franco; struttura granulare ben sviluppata. Presenza di radici fino a 8 mm di diametro per lo più localizzate al limite inferiore, con andamento subparallelo alla superficie. Abbondanti radici fini. Scheletro localizzato al limite inferiore, di dimensioni variabili fino a 4-5 cm di diametro, appiattito. Limite chiaro ondulato.
- Bw (15-40 cm) Colore grigio rossastro scuro (2.5YR 4/1 secco, 2.5 YR 3/1 umido); sabbioso-franco; struttura poliedrica subangolare ben sviluppata con aggregati mediamente cementati, di dimensioni inferiori a 5 cm di diametro; abbondanti radici fini, poche radici grosse. Scheletro comune, fino a 3 cm di diametro. Macroporosità abbondante. Debolmente adesivo e debolmente plastico. Limite chiaro ondulato.
- C1 (40-75 cm) Colore grigio (10YR 5/1 secco) e bruno grigiastro molto scuro (10YR 3/2 umido); sabbioso-franco; struttura poliedrica subangolare ben sviluppata con aggregati mediamente cementati, fino a 2-3 cm di diametro; radici fini comuni. Scheletro comune, fino a 3 cm di diametro. Macroporosità abbondante. Limite chiaro ondulato.
- C2 (75-120 cm) Colore grigio rossastro (2.5YR 5/1 secco) e grigio rossastro scuro (2.5YR 3/1); sabbioso-franco; struttura poliedrica subangolare debolmente sviluppata con aggregati a cementazione debole. Scheletro comune fino a 2 cm di diametro. Debolmente adesivo e debolmente plastico. Limite abrupto irregolare.
- C3 (120-170+ cm), colore grigio (10YR 5/1 secco) e bruno grigiastro molto scuro (10YR 3/2 umido); sabbioso; struttura poliedrica subangolare grossolana con aggregati mediamente cementati. Scheletro molto abbondante, fine (2-5 mm di diametro). Radici assenti. Debolmente adesivo e debolmente plastico. Limite sconosciuto. Non prelevato.

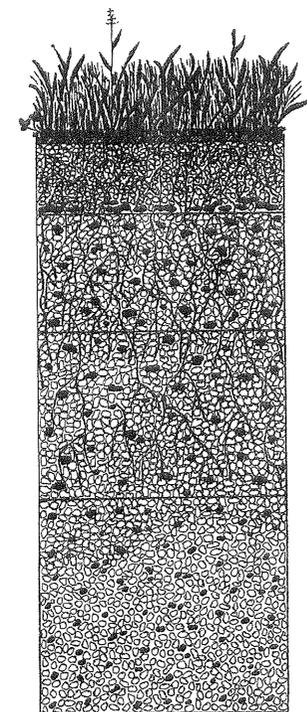


Tabella 1 Caratteristiche chimiche e chimico-fisiche profilo 1

		A	Bw	C1	C2
pH (H <sub>2</sub> O)		6.7	7.7	7.9	7.8
pH (KCl)		5.9	6.9	7.2	7.1
CaCO <sub>3</sub>	%	0	2	2	2
Argilla	%	2	1	2	2
Limo fine	%	8	11	11	13
Limo grosso	%	13	13	15	15
Sabbia fine	%	28	31	31	25
Sabbia grossa	%	49	44	41	45
C org	%	3.17	1.23	0.92	0.85
N tot	%	0.31	0.16	0.12	0.11
C/N		10.2	7.7	7.7	7.7
CSC	cmol <sub>c</sub> <sup>+</sup> kg <sup>-1</sup>	12.8	10.2	10.4	7.7
<sup>1</sup> Ca <sub>scambiabile</sub>	cmol <sub>c</sub> <sup>+</sup> kg <sup>-1</sup>	11.57	9.82	10.08	7.49
Mg <sub>scambiabile</sub>	cmol <sub>c</sub> <sup>+</sup> kg <sup>-1</sup>	1.13	0.33	0.28	0.17
K <sub>scambiabile</sub>	cmol <sub>c</sub> <sup>+</sup> kg <sup>-1</sup>	0.10	0.05	0.04	0.04
SB	%	100	100	100	100
P Olsen	mg kg <sup>-1</sup>	7	3	2	2
P <sub>tot</sub>	mg kg <sup>-1</sup>	736	659	556	570
Fe <sub>tot</sub>	%	3.59	3.91	3.92	3.86
Fe <sub>d</sub>	%	1.07	1.02	1.10	1.29
Fe <sub>o</sub>	%	0.40	0.35	0.36	0.46
Fe <sub>d</sub> / Fe <sub>tot</sub>		0.30	0.26	0.28	0.33
Fe <sub>o</sub> / Fe <sub>d</sub>		0.38	0.34	0.33	0.36

<sup>1</sup> Ca scambiabile valutato come complemento alla CSC di K+Mg scambiabili

## Stazione 2

Coordinate

UTM 32T MR 0848 7528

Localizzazione

Gressoney La Trinité, quota 1560 m s.l.m., pendenza 60%, esposizione E-SE

Roccia madre

materiale di frana con clasti di calcescisti, serpentini, serpentinoscisti e prasiniti

Geomorfologia

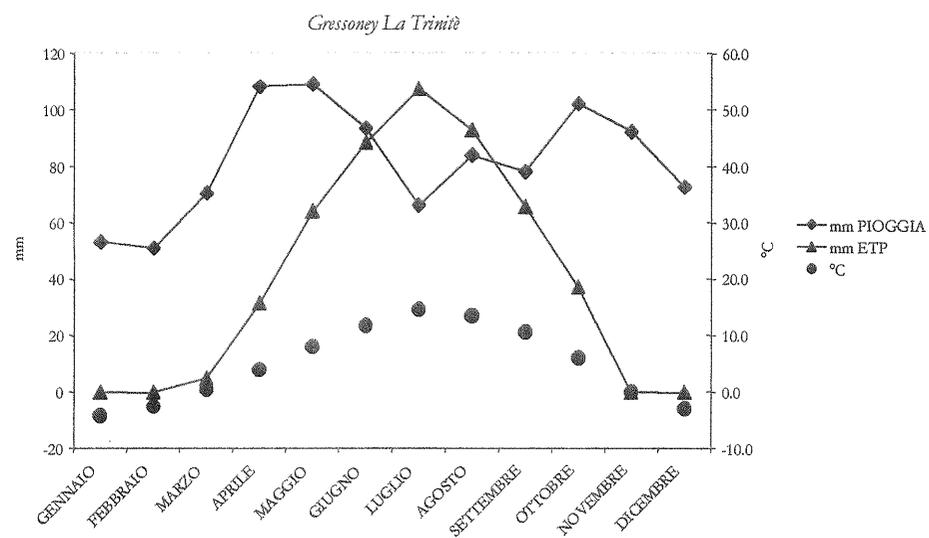
parte basale del versante

Flora

*Larix decidua*

Classificazione

sandy, magnesian, nonacid, frigid Typic Eutrocryept (USDA).



## Profilo 2

Il profilo si è sviluppato su detriti di falda ricoperti da massi rotolati dalla sovrastante parete.

La pendenza ha certamente determinato l'uso: il larice, infatti, permetteva la difesa del versante e nel contempo la produzione di legname misto ad una copertura erbosa sfruttata a pascolo.

La copertura erbacea interviene nella formazione dell'orizzonte A, probabilmente più della scarsa lettiera di aghi di larice, per di più scarsamente degradabili. Ciò potrebbe anche essere confermato dal rapporto fra acidi umici e fulvici (tabella 6).

Segue un orizzonte Bw evidenziato in base a struttura e colore e confermato dall'analisi XRD (figura 12 e tabella 8).

I processi pedogenetici sembrano quindi essere la decarbonatazione del *solum* presente solo nella terra fine, mentre la frazione grossolana reagisce all'HCl, associata alla tendenza alla formazione di interstratificati dell'illite ed al leggero aumento del ferro estraibile in DCB.



Descrizione del profilo 2:

- Oi (3/0.5-0 cm) (§ par. *La frazione organica e l'attività microbica*)
- A (0-7 cm) Colore grigio molto scuro (10YR 3/1 secco, 2.5YR 3/1 umido); franco-sabbioso; struttura granulare, debolmente sviluppata. Abbondanti radici fini (< 1mm). Scheletro scarso e di piccole dimensioni. Moderatamente poroso con prevalenza di pori fini (< 1 mm). Leggermente adesivo e leggermente plastico. Limite chiaro ondulato.
- Bw (7-40 cm) Colore grigio molto scuro (10YR 3/1 secco) e bruno grigiastro molto scuro (2.5Y 3/2 umido); sabbioso-franco; struttura poliedrica subangolare mediamente sviluppata, aggregati a cementazione da debole a media. Moderatamente poroso con prevalenza di macropori. Scheletro scarso, con dimensioni inferiori a 2 cm. Radici comuni fino a 2 cm di diametro. Leggermente adesivo e leggermente plastico. Limite abrupto ondulato.
- C (40-80+ cm) Colore grigio (10YR 5/1 secco) e bruno grigiastro molto scuro (2.5Y 3/2 umido); sabbioso-franco; astrutturato. Forte presenza di roccia in alterazione, molto evidente soprattutto a carico dei materiali a maggior contenuto micaceo. Radici legnose con diametro circa 1 cm comuni, soprattutto nella parte superiore dell'orizzonte, scarsissime radici fini. Scheletro superiore al 90%. Limite inferiore sconosciuto

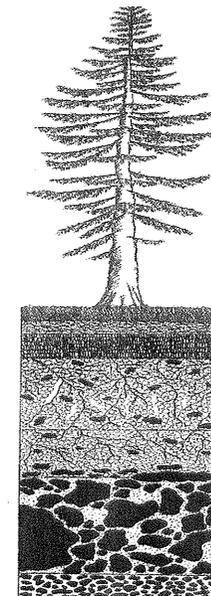


Tabella 2 Caratteristiche chimiche e chimico-fisiche profilo 2

		A	Bw	C
pH (H <sub>2</sub> O)		6.5	7.1	8.1
pH (KCl)		6.0	6.3	7.5
CaCO <sub>3</sub>	%	0	0	2
Argilla	%	3	2	2
Limo fine	%	13	10	11
Limo grosso	%	18	14	14
Sabbia fine	%	25	22	21
Sabbia grossa	%	41	52	52
C org	%	6.31	2.67	0.42
N tot	%	0.51	0.31	0.06
C/N		12.4	8.6	7.0
CSC	<i>cmol<sub>c</sub><sup>+</sup> kg<sup>-1</sup></i>	24.4	18.8	5.3
<sup>1</sup> Ca <sub>scambiabile</sub>	<i>cmol<sub>c</sub><sup>+</sup> kg<sup>-1</sup></i>	20.53	16.99	5.14
Mg <sub>scambiabile</sub>	<i>cmol<sub>c</sub><sup>+</sup> kg<sup>-1</sup></i>	1.91	1.75	0.13
K <sub>scambiabile</sub>	<i>cmol<sub>c</sub><sup>+</sup> kg<sup>-1</sup></i>	0.18	0.06	0.03
SB	%	93	100	100
P Olsen	<i>mg kg<sup>-1</sup></i>	17	7	1
P <sub>tot</sub>	<i>mg kg<sup>-1</sup></i>	695	530	429
Fe <sub>tot</sub>	%	3.78	3.8	4.18
Fe <sub>d</sub>	%	1.66	1.73	1.23
Fe <sub>o</sub>	%	0.73	0.76	0.41
Fe <sub>d</sub> / Fe <sub>tot</sub>		0.44	0.46	0.29
Fe <sub>o</sub> / Fe <sub>d</sub>		0.44	0.44	0.33

<sup>1</sup> Ca scambiabile valutato come complemento alla CSC di K+Mg scambiabili negli orizzonti Bw e C

### Stazione 3

Coordinate

UTM 32T MR 0882 6828

Localizzazione

Gressoney Saint Jean (bosco del Weismatten), quota 1400 m s.l.m., pendenza 60%, esposizione NE

Roccia madre

falde di detrito a litologia mista impostate nel sistema Austroalpino

Geomorfologia

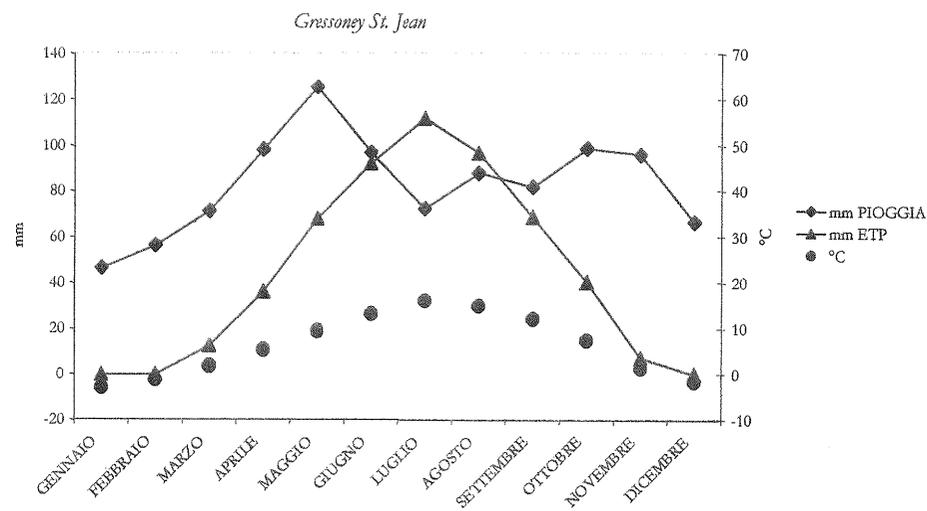
parte media del versante

Flora

*Abies alba* e *Picea abies*

Classificazione

sandy, micaceous, acid, mesic Typic Dystrudept (USDA).



### *Profilo 3*

Il profilo si è sviluppato su falde di detrito, la superficie è cosparsa da blocchi rocciosi ed è coperta da bosco di abete bianco frammisto a esemplari di abete rosso.

Al momento del campionamento fu notato un *salt and pepper effect*, cioè granuli di quarzo a superficie pulita, non sufficiente per il campionamento. Le analisi sono state dunque effettuate su Bw1 sottostante la lettiera. Successivamente durante l'apertura della buca pedologica per il Convegno abbiamo riscontrato una tasca di materiale E troppo in ritardo per l'analisi. Questo ritrovamento dimostra che la manifestazione del processo di podzolizzazione avviene in maniera sporadica e non continua.

All'orizzonte Bw1 seguono due orizzonti cambici distinti per lievi variazioni di colore. Questi orizzonti non mostrano accumuli di ferro rispetto a BC, d'altra parte le differenze mineralogiche sono nette con la presenza di interstratificati soprattutto negli orizzonti Bw1 e Bw2 (figura 13).

È inoltre da notare che la percentuale di estratto alcalino delle sostanze umiche nel Bw1 è particolarmente elevata e ciò potrebbe ulteriormente indicare un processo di traslocazione di composti organo-minerali.



Descrizione del profilo 3:

- Oi (8-4 cm) (§ par. *La frazione organica e l'attività microbica*)  
Oe (4-2 cm) (§ par. *La frazione organica e l'attività microbica*)  
Oa (2-0 cm) (§ par. *La frazione organica e l'attività microbica*)  
Bw1 (0-30 cm) Colore bruno giallastro (10YR 5/4 secco) e bruno giallastro scuro (10YR 4/4 umido); franco-sabbioso; struttura debolmente sviluppata, con aggregati poliedrici subangolari mediamente cementati. Radici molto abbondanti di dimensioni da 2 mm ad oltre 2 cm, leggermente più abbondanti nella zona superiore dell'orizzonte. Scheletro comune (circa 10%) angolare. Porosità media, ma abbondanti canali anche di grosse dimensioni. Presenza di granuli di quarzo sbiancati al contatto con l'orizzonte superiore. Limite diffuso ondulato.  
Bw2 (30-50 cm) Colore bruno (7.5YR 5/4 secco) e bruno giallastro scuro (10YR 4/4 umido); franco-sabbioso; debolmente strutturato, con aggregati poliedrici angolari mediamente cementati. Porosità come sopra. Radici come sopra ma comuni. Scheletro circa 30% di dimensioni da 3 cm ad oltre 20 cm localizzato al limite inferiore, di forma piatta angolare. Limite abrupto ondulato.  
Bw3 (50-90 cm) Colore bruno chiaro (7.5YR 6/4 secco) e bruno giallastro scuro (10YR 4/4 umido); sabbioso-franco; molto debolmente strutturato. Scheletro superiore al 90% di grosse dimensioni (anche maggiori di 30 cm). Scarse radici fini (<3 mm). Limite abrupto ondulato.  
BC (90-120 cm) Colore bruno giallastro (10YR 5/4 secco) e bruno giallastro scuro (10YR 4/6 umido); sabbioso-franco; molto debolmente strutturato. Scheletro molto abbondante di dimensioni 2-3 cm, subangolare. Radici assenti. Limite chiaro ondulato.  
C (120-140+ cm) Colore bruno chiaro (7.5YR 6/4 secco) e bruno giallastro scuro (10YR 4/6 umido); sabbioso; astrutturato. Scheletro oltre 90%. Radici assenti. Limite sconosciuto. Non prelevato.

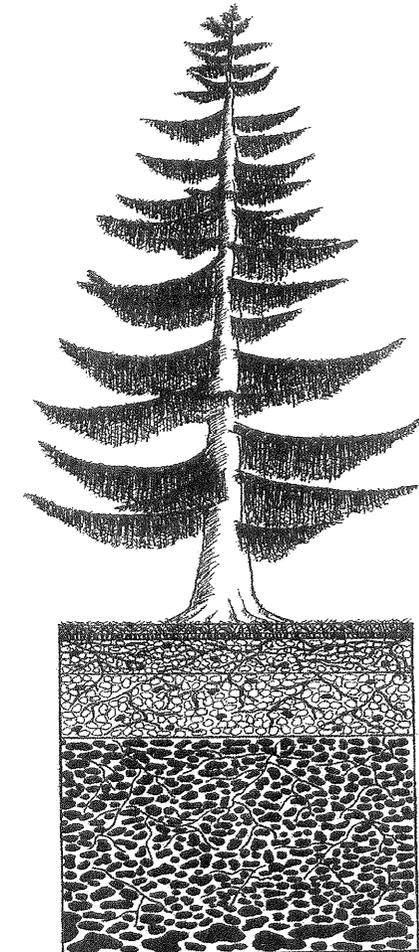


Tabella 3 Caratteristiche chimiche e chimico-fisiche profilo 3

		Bw1	Bw2	Bw3	BC
pH (H <sub>2</sub> O)		4.9	4.9	5.1	5.4
pH (KCl)		3.7	3.8	4.0	4.3
CaCO <sub>3</sub>	%	nd	nd	nd	nd
Argilla	%	5	5	2	2
Limo fine	%	12	14	9	8
Limo grosso	%	17	14	13	15
Sabbia fine	%	19	27	31	27
Sabbia grossa	%	47	40	45	48
C org	%	1.70	0.86	0.67	0.76
N tot	%	0.15	0.08	0.07	0.07
C/N		11.3	10.8	9.6	10.9
CSC	<i>cmol<sub>c</sub><sup>+</sup> kg<sup>-1</sup></i>	11.6	6.8	5.1	7.3
Ca <sub>scambiabile</sub>	<i>cmol<sub>c</sub><sup>+</sup> kg<sup>-1</sup></i>	1.38	0.58	0.48	0.70
Mg <sub>scambiabile</sub>	<i>cmol<sub>c</sub><sup>+</sup> kg<sup>-1</sup></i>	0.28	0.16	0.11	0.18
K <sub>scambiabile</sub>	<i>cmol<sub>c</sub><sup>+</sup> kg<sup>-1</sup></i>	0.10	0.07	0.05	0.05
SB	%	15	12	13	13
P Olsen	<i>mg kg<sup>-1</sup></i>	10	6	6	6
P <sub>tot</sub>	<i>mg kg<sup>-1</sup></i>	183	143	176	219
Fe <sub>tot</sub>	%	2.72	2.8	2.72	2.67
Fe <sub>d</sub>	%	1.12	1.10	0.96	0.85
Fe <sub>o</sub>	%	0.46	0.38	0.38	0.35
Fe <sub>d</sub> / Fe <sub>tot</sub>		0.41	0.39	0.35	0.32
Fe <sub>o</sub> / Fe <sub>d</sub>		0.41	0.35	0.40	0.41

#### Stazione 4

Coordinate

Localizzazione

Roccia madre

Geomorfologia

Flora

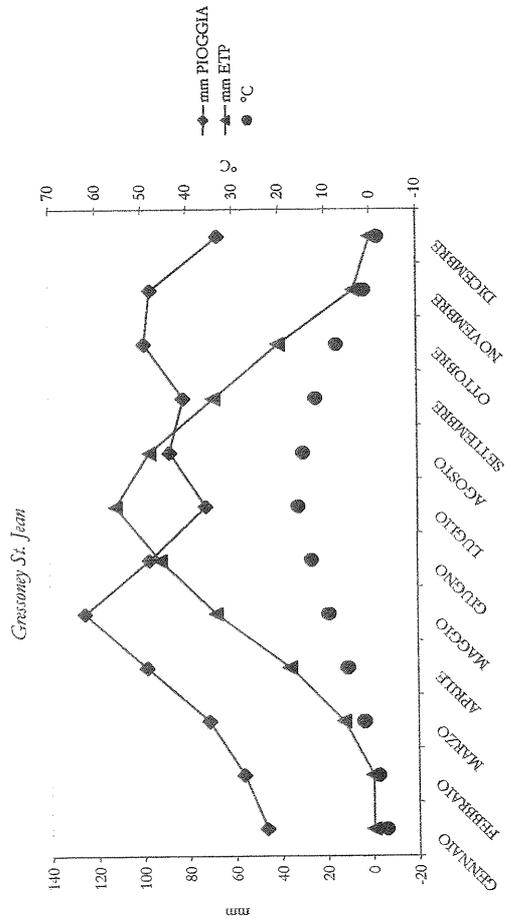
Classificazione

UTM 32T MR 0844 7176

Gressoney Saint Jean, quota 1380 m s.l.m., pendenza 25%, esposizione E-NE  
falde di detrito a litologia mista impostate nel sistema Austroalpino  
cono di deiezione di valanga a litologia mista

*Alnus viridis*, *Alnus incana*, *Acer pseudoplatanus*

sandy, paramicaceous, acid, mesic Typic Udorthent (USDA).



*Profilo 4*

Si sviluppa su materiale valanghivo. Si tratta di un suolo molto giovane che mostra solo un sequenza A – C.

Gli orizzonti A devono la loro presenza all'abbondanza di vegetazione erbacea lussureggiante dovuta all'effetto miglioratore dell'ontano.

Situazioni valanghive sono caratterizzate dal ripetersi degli eventi che possono erodere o apportare materiale. In questo caso specifico si nota una discontinuità legata all'orientamento dello scheletro. Le analisi sembrano confermare la presenza di un suolo troncato.

Il suolo è acido anche a causa dell'azione acidificante dell'ontano e tale acidità potrebbe essere una delle cause dell'alterazione della clorite con dissoluzione del Mg del foglietto brucitico.



Descrizione del profilo 4:

- Oi (10-0 cm) (§ par. *La frazione organica e l'attività microbica*)
- A1 (0-10 cm) Colore bruno grigiastro scuro (10YR 4/2 secco) e bruno scuro (7.5YR 3/2); sabbioso-franco; struttura granulare mediamente cementata. Radici scarse. Scheletro localizzato tra 5 e 10 cm. Limite chiaro lineare.
- A2 (10-20 cm) Colore bruno (10YR 4/3 secco) e bruno scuro (10YR 3/3 umido); sabbioso-franco; struttura poliedrica subangolare, mediamente strutturato, debolmente cementato. Radici abbondanti. Scheletro abbondante, fino a 3 cm, angolare. Residui di vegetali in decomposizione. Limite chiaro ondulato.
- AC (20-40 cm) Colore bruno pallido (10YR 6/3 secco) e bruno oliva (2.5Y 4/4); sabbioso-franco; struttura molto debolmente sviluppata, quasi incoerente, con aggregati granulari molto fini. Scarse radici di dimensioni fino a 3 mm. Scheletro comune angolare e subangolare, dimensioni da fine a circa 3 cm. Limite diffuso ondulato.
- C1 (50-70 cm) Colore bruno pallido (10YR 6/3 secco) e bruno oliva pallido (2.5Y 5/3 umido); sabbioso-franco; debolmente strutturato, con aggregati poliedrici angolari debolmente cementati. Radici assenti. Scheletro molto abbondante angolare da fine a 4-5 cm. Limite abrupto ondulato.
- C2 (80-90+ cm) Colore grigio brunastro chiaro (10YR 6/2 secco) e bruno oliva (2.5Y 4/4 umido); sabbioso-franco; molto debolmente strutturato. Scheletro 80-90% anche di grosse dimensioni, di forma angolare. Limite sconosciuto.

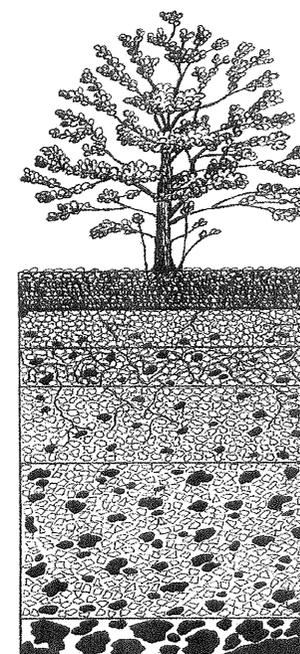


Tabella 4 Caratteristiche chimiche e chimico-fisiche profilo 4

		A1	A2	AC	C1	C2
pH (H <sub>2</sub> O)		4.4	4.1	4.4	4.7	4.5
pH (KCl)		3.4	3.2	3.5	3.6	3.5
CaCO <sub>3</sub>	%	nd	nd	nd	nd	nd
Argilla	%	2	2	2	3	2
Limo fine	%	7	8	11	8	8
Limo grosso	%	12	13	12	8	11
Sabbia fine	%	24	29	22	22	29
Sabbia grossa	%	55	48	53	59	50
C org	%	10.30	4.69	0.84	0.24	0.57
N tot	%	0.76	0.38	0.09	0.03	0.06
C/N		13.6	12.3	9.3	8.0	9.5
CSC	cmol <sub>c</sub> <sup>+</sup> kg <sup>-1</sup>	25.8	14.4	3.2	1.1	2.9
Ca <sub>scambiabile</sub>	cmol <sub>c</sub> <sup>+</sup> kg <sup>-1</sup>	3.96	1.49	0.28	0.13	0.40
Mg <sub>scambiabile</sub>	cmol <sub>c</sub> <sup>+</sup> kg <sup>-1</sup>	1.24	0.39	0.12	0.10	0.16
K <sub>scambiabile</sub>	cmol <sub>c</sub> <sup>+</sup> kg <sup>-1</sup>	0.56	0.20	0.09	0.08	0.08
SB	%	22	14	15	28	22
P Olsen	mg kg <sup>-1</sup>	60	40	15	3	8
P <sub>tot</sub>	mg kg <sup>-1</sup>	510	209	430	452	482
Fe <sub>tot</sub>	%	2.08	2.33	2.74	2.68	2.77
Fe <sub>d</sub>	%	0.50	0.54	0.40	0.33	0.40
Fe <sub>o</sub>	%	0.29	0.30	0.21	0.10	0.15
Fe <sub>d</sub> / Fe <sub>tot</sub>		0.24	0.23	0.15	0.12	0.14
Fe <sub>o</sub> / Fe <sub>d</sub>		0.58	0.56	0.53	0.30	0.38



I suoli risultano tutti poco evoluti, come atteso in relazione all'età recente dei depositi su cui evolvono e hanno permesso di evidenziare, secondo la Soil Taxonomy, Entisuoli ed Inceptisuoli.

Per quanto riguarda le caratteristiche chimiche e chimico fisiche, se da un lato è presente una elevata omogeneità per quanto riguarda la classe tessiturale, con un contenuto in sabbia tale da far ascrivere tutti i suoli alla classe sabbioso-franca o al più franco-sabbiosa, è però possibile individuare una chiara suddivisione nelle proprietà chimiche tra i profili descritti a Gressoney La Trinité e quelli che invece sono stati scelti a Gressoney Saint Jean. Infatti, i profili 1 e 2 (La Trinité) sono caratterizzati da un pH variabile da subacido a subalcalino e da presenza di calcare anche nella terra fine, almeno negli orizzonti più profondi, mentre i profili 3 e 4 (St. Jean) mostrano un pH da acido a peracido. Tali caratteristiche si riflettono ovviamente sullo stato di saturazione basica del complesso di scambio e, considerata l'omogeneità nello scarso grado di evoluzione, sono evidentemente imputabili alla roccia madre. Infatti (§ par. *Inquadramento geologico e geomorfologico*), se il substrato pedogenetico nel primo caso comprende anche calcescisti e rocce mafiche, nel secondo caso la zona immediatamente a monte del sito di campionamento e che dà origine al detrito di falda e valanghivo, comprende quasi esclusivamente litotipi acidi, con netta preponderanza di gneiss minuti e micascisti.

L'influenza del tipo di **vegetazione** sulle caratteristiche chimiche dei profili è chiaramente visibile osservando il tenore in sostanza organica che decresce nell'ordine profilo 4 > profilo 2 > profilo 1 > profilo 3. La lettiera di latifoglie (profilo 4) apporta, in relazione agli altri soprassuoli, la maggiore quantità di C organico. Se la lettiera di aghi di larice (profilo 2), è, come noto, scarsamente degradabile, all'accumulo di carbonio organico nell'orizzonte A e nell'orizzonte Bw, dove la mineralizzazione è decisamente più intensa (C/N <9), potrebbe contribuire la copertura erbacea tipica della gestione del lariceto nelle valli alpine. D'altra parte l'influenza della roccia madre, mantenendo il pH tra subacido e subalcalino, potrebbe favorire l'attività batterica con una più efficace alterazione anche delle molecole più stabili, ad esempio la lignina.

Nell'orizzonte A del prato (profilo 1) nonostante l'evidente input antropico di sostanza organica (§ parr. *Inquadramento vegetazionale* e *La frazione organica e l'attività microbica*) il C organico è circa il 50% rispetto al profilo 2 (larice). La buona mineralizzazione e gli asporti (sfalci periodici) possono spiegare le ragioni per cui le quantità totali differiscono fra i due profili.

Il suolo dell'abetina (profilo 3), che ha il minor contenuto in C organico concentrato negli orizzonti superficiali, conferma come l'interazione fra la roccia madre e l'architettura radicale delle conifere condizioni l'evoluzione della sostanza organica. Infatti in condizioni di pH molto acidi e con apparati radicali, a differenza del larice, decisamente superficiali, l'alterazione e la traslocazione delle macromolecole organiche non sembrerebbero particolarmente favorite. Ciononostante le traslocazioni attraverso il profilo possono però essere influenzate dalla diversa condizione dei suoli in presenza di ghiaccio. Ugolini e Anderson (1973) hanno dimostrato che l'alterazione chimica può avvenire nei film d'acqua non gelati sino a temperature di  $-6^{\circ}\text{C}$  mentre Burt e Williams (1976), che hanno studiato la conducibilità idraulica dei suoli gelati, hanno verificato come intorno a  $0^{\circ}\text{C}$  la maggior parte dell'acqua contenuta nei suoli sabbiosi si trovi in fase solida mentre, se prevalgono le frazioni tessiturali più fini, anche a temperature inferiori a  $0^{\circ}\text{C}$  prevale l'acqua allo stato liquido. L'orizzonte Bw2 del profilo 3, che si trova ad una profondità alla quale anche nei mesi invernali sotto manto nevoso la temperatura non è molto inferiore a  $-2^{\circ}\text{C}$  (§ par. *Dinamica dei nutrienti: l'esempio dell'azoto*), presenta infatti caratteristiche tessiturali che

consentono il movimento dell'acqua rispetto agli altri orizzonti anche quando il suolo è gelato. Queste, unitamente alle caratteristiche specifiche della sostanza organica (§ par. *La frazione organica e l'attività microbica*) potrebbero essere condizioni predisponenti la differenziazione di figure pedogenetiche tendenti verso podzol e criptopodzol (Duchaufour e Souchier, 1965). La formazione di complessi organo-minerali negli orizzonti superficiali potrebbe in effetti essere il primo stadio del processo di podzolizzazione descritto da Ugolini *et al.* (1987, 1988). A Sud delle Alpi però le precipitazioni non superano di molto 1000 mm e sono distribuite piuttosto omogeneamente nell'anno (§ par. *Inquadramento climatico*) mentre a Nord eccedono mediamente 1500 mm (Bandyopahyay *et al.*, 1997) arrivando anche a 1800 mm concentrati prevalentemente nel periodo primaverile-estivo (Blaser *et al.*, 1997). Questo è in accordo con il fatto che solo l'effetto combinato di vegetazione roccia madre e clima può portare verso fenomeni di podzolizzazione ben espressa in ambiente alpino (Blaser *et al.*, 1997), l'assenza di uno dei fattori impedisce la chiara espressione di questi suoli. Quindi nonostante criptopodzol (Blaser *et al.*, 1997) e podzol (Legros e Cabidoche, 1977; Wildi e Ewald, 1986) siano stati descritti su toposequenze rispettivamente nel Ticino a Sud della Svizzera, sul versante francese del Monte Bianco e nel Cantone dei Grigioni orientale riteniamo che in Valle d'Aosta essi non possano essere associati che a condizioni morfologiche e microclimatiche particolari.

L'influenza della **sostanza organica** sul complesso di scambio è molto forte, sia a causa della scarsa quantità di argilla sia a causa della scarsa alterazione della fase minerale, come evidenziato dall'ottima correlazione tra C organico e CSC ( $r=0.89^{**}$ ). E' però da notare che l'unico orizzonte B individuato, mostra una variazione della CSC non proporzionale alla diminuzione della sostanza organica rispetto all'orizzonte più superficiale ad indicare la presenza di fasi minerali a maggiore capacità scambiante (§ par. *La frazione argillosa*).

L'influenza della sostanza organica sembra esplicitarsi anche su altre caratteristiche di fertilità dei suoli quale la presenza dei macronutritivi: azoto ( $r=0.88^{**}$ ) e fosforo ( $r=0.84^*$ ). Se è elevata la dipendenza tra C organico e K, ad ulteriore conferma della scarsa influenza della frazione minerale sulla disponibilità degli elementi nutritivi, Ca e Mg scambiabili sono determinati dal litotipo originario, ovviamente in funzione della presenza di calcescisti e serpentini: la variabilità nel contenuto in K sul complesso di scambio è spiegata per oltre l'85% dal solo C organico, mentre la percentuale di varianza spiegata da questa variabile è inferiore al 50% nel caso del Mg.

La sostanza organica non sembra determinare esclusivamente le proprietà edafiche del suolo, bensì esplicitare il suo effetto anche sulle fasi minerali. E' nota infatti la sua capacità di inibire la cristallizzazione degli ossidi di ferro (Schwertmann, 1988); in questi profili questo effetto è evidente dalla correlazione tra C organico e indice di cristallinità degli ossidi di ferro, espresso dal rapporto tra il ferro estraibile in ossalato ( $Fe_o$ : ossidi amorfi) e quello estraibile in DCB ( $Fe_d$ : ossidi totali) ( $r=0.72^{**}$ ). Il contenuto di ossidi di ferro totali è però piuttosto diverso nei 2 gruppi di suoli, così come lo è il contenuto totale di questo elemento ( $Fe_t$ ): maggiore nei suoli descritti a La Trinité rispetto a quelli di Saint Jean, dipendendo quindi fortemente anche in questo caso dal litotipo del substrato pedologico.

Il rapporto  $Fe_d: Fe_t$  mostra in quasi tutti i profili esaminati, un andamento regolare all'interno del profilo, con valori talvolta anche piuttosto elevati (per esempio 0.44 nell'orizzonte A del profilo 2) e nessuna chiara differenza tra gruppi di suoli. Il profilo 4 mostra infatti valori particolarmente bassi rispetto agli altri profili: infatti negli orizzonti più profondi solo poco più del 10% del ferro è presente sotto forma di ossidi e anche in superficie tale rapporto assume un valore pari a 0.24.

Una spiegazione di questi bassi valori potrebbe risiedere nel sito di campionamento scelto: la conoide di accumulo di una valanga a frequente periodicità. Il ripetersi di eventi valanghivi in questo sito, potrebbe portare a fenomeni di pedoturbazione con l'aggiunta periodica di materiale scarsamente pedogenizzato. Tale ipotesi sarebbe d'altra parte confermata dai dati analitici riguardanti il C organico, che mostra un andamento irregolare e valori nell'orizzonte più profondo rispetto a quello sovrastante, e soprattutto l'andamento del fosforo.

Nella stazione 4 (immagine invernale nella fotografia in basso) si può quindi ipotizzare che meno di 20 anni fa (§ par. *Inquadramento vegetazionale*) una valanga abbia troncato il suolo esistente e depositato materiale non pedogenizzato sul quale il suolo attuale si è formato. Considerando la posizione geomorfologica del profilo, si può assumere che questi eventi si siano ripetuti ciclicamente nel tempo. Assumendo che l'ontano sia stato il primo colonizzatore della valanga in questo sito, e tralasciando quindi la presenza precedente di piante erbacee, la velocità di pedogenesi in questo entisuolo è di circa  $1 \text{ cm anno}^{-1}$ . Questo valore risulta coerentemente collocato, fra i circa  $1.2 \text{ cm mese}^{-1}$  di un orizzonte A di un argiaquoll descritto da Forcella (1978) nell'Oregon e  $0.01 \text{ cm anno}^{-1}$  di un hapludoll descritto da Simonson (1959) nell'Iowa.





## La frazione organica e l'attività microbica

Luisella.Celi, Roberto Ambrosoli, Michèle Nègre, Corinna Guasco

La sostanza organica dei suoli forestali deriva principalmente da residui di origine vegetale e microbica, mescolati a composti umici che vanno formandosi man mano che procede la decomposizione microbica dei primi due gruppi di sostanze (Kögel-Knabner, 1993). La sequenza degli orizzonti organici nei suoli forestali è direttamente correlata all'entità dell'umificazione. Nei suoli in studio, quindi, l'inquadramento generale dei fenomeni di trasformazione della sostanza organica è stato effettuato prendendo in esame l'orizzonte organico e gli elementi stazionali che vi possono aver influito (copertura vegetale, altitudine, clima, eccetera). Per un approfondimento di tali fenomeni nei loro aspetti chimici e un supporto delle ipotesi avanzate in merito all'attività microbica, sono state sottoposte a caratterizzazione le componenti umiche degli orizzonti più superficiali.

Gli acidi umici (AU) e fulvici (AF) sono stati estratti dagli orizzonti secondo il metodo descritto da Schnitzer (1982). L'estrazione delle sostanze umiche è stata effettuata con NaOH 0.1 M (1: 4 p/v) e la separazione degli AU dagli AF è stata eseguita acidificando gli estratti con HCl 6 M fino a  $\text{pH} < 2$ . Gli AU sono stati purificati mediante ripetuti lavaggi con  $\text{H}_2\text{O}$  fino a  $\text{pH} 3$  mentre la soluzione contenente gli AF è stata passata attraverso una colonna di XAD-8 e di Amberlite IR 120  $\text{H}^+$ . Gli AU e gli AF sono stati poi caratterizzati per la loro composizione elementare e i gruppi funzionali attraverso analisi chimica (Schnitzer e Gupta, 1965) e spettroscopica UV-vis e FT-IR.

Nel **profilo 1** è presente un orizzonte organico (1-0 cm) di modesta entità, dovuto all'intensa alterazione di materiale organico relativamente scarso ma facilmente degradabile, rappresentato dai residui della copertura vegetale erbacea e soprattutto degli apparati radicali di essa, fini e non lignificati e quindi più disponibili all'attacco microbico. La diffusione di tali apparati induce ad ipotizzare un contributo non irrilevante della componente batterica, che può avvalersi della cospicua produzione di essudati radicali di agevole metabolizzazione. L'humus, identificabile come di tipo mull, si confonde quasi immediatamente con l'orizzonte inferiore, suggerendo una mineralizzazione rapida del materiale vegetale originario. L'orizzonte A presenta radici fino a 8 mm di diametro localizzate al limite inferiore e abbondanza di radici fini. Il rapporto C/N di 10.2 (tabella 5) indica un buon grado di mineralizzazione. Ciò risulta anche dal modesto contenuto in C umico rispetto al C totale, nonché dal rapporto AU/AF, che indica elevata degradazione e passaggio da acidi umici a fulvici (Hatcher e Spiker, 1988).

**Tabella 5** Contenuto (%) in C org, N tot, e C umico negli orizzonti dei quattro profili

	$C_{org}$	$N_{tot}$	C/N	$C_{AU}$	$C_{AF}$	$C_{umico}$
1A	3.17	0.31	10.2	3.15	3.78	6.99
2A	6.31	0.51	12.4	4.44	2.37	6.80
3Bw1	1.70	0.15	11.3	9.41	8.82	17.98
3Bw2	0.86	0.08	10.8	4.64	4.60	9.24
4A1	10.3	0.76	13.6	4.76	2.23	6.94
4A2	4.69	0.38	12.3	7.25	1.49	8.79

Gli AU presentano un rapporto C/N pari a 10.5, suggerendo un buon grado di incorporazione dell'N nel materiale umico e quindi un'intensa attività biologica (Kononova, 1966), in accordo con la precedente ipotesi di presenza batterica (avvalorata anche dal pH di 6.7). Tuttavia, mentre il contenuto in C, H e O è tipico di AU di suoli a pH neutro di

climi temperati (Schnitzer e Khan, 1978), N e S sono decisamente più elevati rispetto alla norma per cui non si potrebbe escludere un arricchimento di questi elementi causato dall'apporto di liquami zootecnici. Il rapporto H/C < 1 testimonia un buon grado di aromaticità, mentre il non rilevante rapporto O/C (tabella 6) è accompagnato da un moderato contenuto in gruppi fenolici e un tenore in gruppi carbossilici (tabella 7) assimilabile a quello di mull tipici (Kögel-Knabner, 1993). Le bande a 1540 e 1150-1050 cm<sup>-1</sup> nello spettro FT-IR (figura 7) mettono in evidenza la presenza di residui polisaccaridici e proteici, interpretabili come un ulteriore sintomo dell'attività degradativa operata da batteri (Florenzano, 1983).

**Tabella 6** Composizione elementare (%) e rapporti atomici degli acidi umici (AU) e fulvici (AF) degli orizzonti dei quattro profili

		C	H	N	S	O	C/N	H/C	O/C
AU	1A	55.97	4.60	6.20	1.17	32.06	10.53	0.99	0.43
	2A	53.00	4.81	4.95	0.90	36.34	12.49	1.09	0.51
	3Bw1	55.19	5.03	4.79	0.68	34.32	13.45	1.09	0.47
	3Bw2	55.08	4.42	4.90	n.d.	35.61	13.12	0.96	0.48
	4A1	53.77	5.04	5.11	0.79	35.29	12.29	1.12	0.49
	4A2	52.88	5.12	4.85	n.d.	37.15	12.71	1.16	0.53
AF	1A	50.63	4.36	4.71	0.73	39.57	12.53	1.03	0.59
	2A	50.83	4.25	3.47	0.55	40.90	17.06	1.00	0.60
	3Bw1	49.37	3.66	1.32	0.36	45.30	43.70	0.89	0.69
	3Bw2	43.69	2.47	1.50	n.d.	52.34	33.92	0.68	0.90
	4A1	50.36	4.45	3.88	0.57	40.74	15.14	1.06	0.61
	4A2	52.18	2.98	2.47	n.d.	42.37	24.62	0.68	0.61

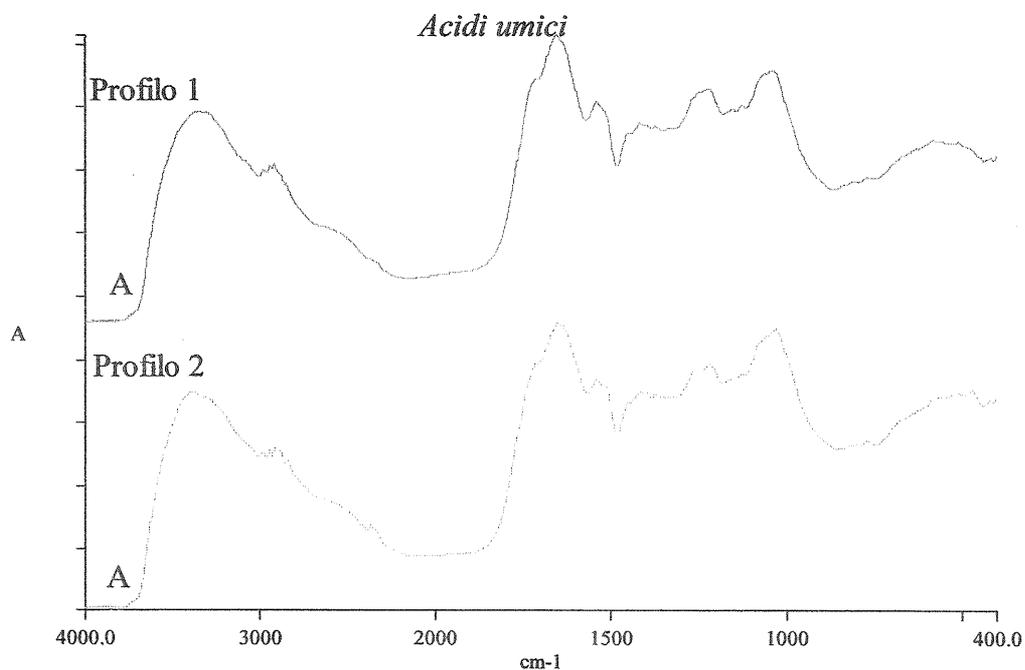
Gli AF, come gli AU hanno un alto contenuto in N e S, un minor contenuto in O e un rapporto C/N (tabella 6) inferiore ai valori riportati in letteratura (Schnitzer e Khan, 1978). Hanno un alto contenuto in gruppi fenolici e un contenuto medio in gruppi carbossilici. Il rapporto H/C < 1 e il pattern aromatico a 1650 e 1540 cm<sup>-1</sup> nello spettro FT-IR (figura 8) sono indice di un materiale molto aromatico. La banda a 1540 cm<sup>-1</sup> può anche essere dovuta allo stretching di amidi secondarie e confermare la presenza di materiale proteico. In definitiva la composizione chimica di queste sostanze umiche è sostanzialmente correlabile al tipo di vegetazione scarsamente lignificata e ad una biodegradazione di essa con evoluzione a mull, in conseguenza dell'azione di microflora batteriche, oltreché fungine. In particolare, l'alto contenuto in gruppi peptidici e polisaccaridici è risultato caratteristico delle sostanze umiche in suoli con copertura a prato (Pizzighello *et al.*, 1998).

Nel **profilo 2** l'orizzonte organico inalterato è costituito da una lettiera di aghifoglie di modesta entità, a causa evidentemente della pendenza che ne impedisce l'accumulo. Al di sotto del materiale indecomposto sono distinguibili, sia pur con difficoltà, un orizzonte emialterato (Oe) e un orizzonte umificato appena accennato e quindi non facilmente ascrivibile ad un tipo di humus particolare, cui fa seguito, con limite abrupto lineare, l'orizzonte A. Siffatta situazione è certamente in relazione con la scarsità del deposito vegetale di superficie, ma suggerisce al contempo la presenza di processi degradativi relativamente intensi, cui fa seguito la migrazione dei prodotti di essi nel suolo sottostante,

ostacolando la formazione di uno "strato" umifero consistente. La natura chimica della lettiera di aghifoglie, caratterizzata dalla presenza di tannini e resine, oltreché di lignina, farebbe presupporre una degradazione prevalentemente fungina, per la maggiore attitudine di questo gruppo microbico all'attacco dei composti recalcitranti.

Il rapporto C/N dell'orizzonte A (12.4) (tabella 5) indica che i fenomeni di umificazione tendono a prevalere su quelli di rapida demolizione/ossidazione della sostanza organica superficiale, il che è certamente dovuto alla già ricordata qualità di essa ed in particolare all'effetto "stabilizzante" delle frazioni recalcitranti, che vengono selettivamente conservate dall'azione microbica. Indica inoltre che i prodotti di questa umificazione si ritrovano almeno in parte al di sotto dell'orizzonte organico vero e proprio, avvalorando l'ipotesi che il fenomeno sia sufficientemente attivo da non favorirne l'accumulo come orizzonte a se stante.

Figura 7 Spettri FT-IR degli acidi umici degli orizzonti A dei profili 1 e 2



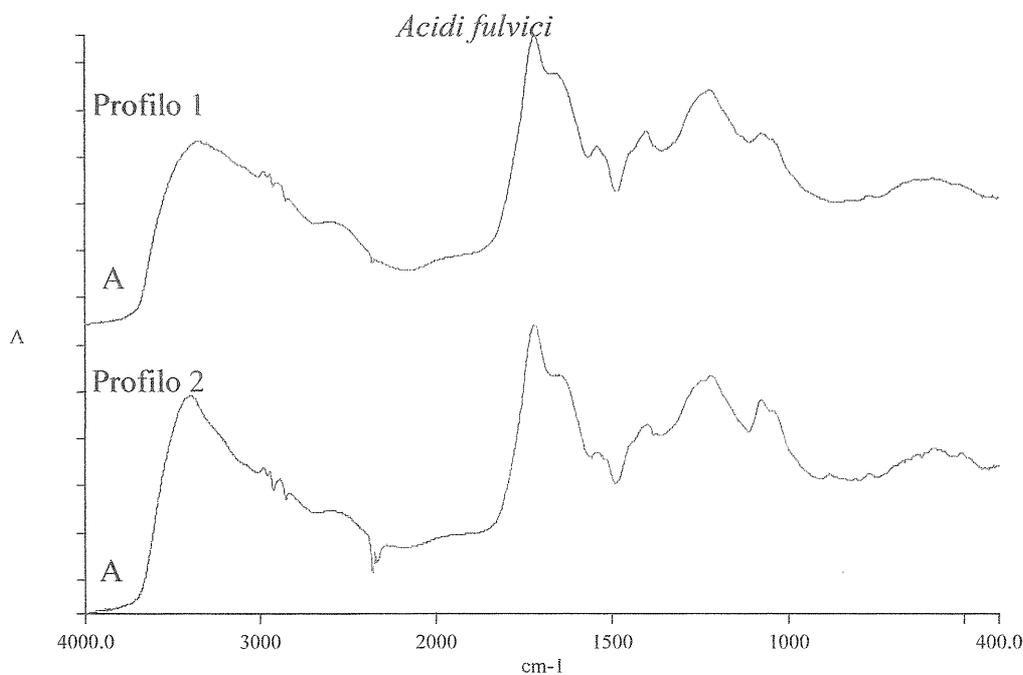
Il contenuto in C umico e la maggior quantità di AU rispetto agli AF è indice di un processo di umificazione prevalente sulla mineralizzazione. Gli AU sono inoltre caratterizzati da un valore elevato del rapporto C/N (tabella 6), anch'esso indicativo di mineralizzazione rallentata. La cospicua presenza di gruppi fenolici testimonia la derivazione da materiali ad elevato tenore in lignina, mentre si ritrovano in minor quantità residui peptidici e carboidrati, come si deduce dagli spettri FT-IR. L'elevato rapporto O/C (tabella 6), che si può attribuire solo in parte alla presenza in OH fenolici, potrebbe indicare la formazione di ponti a O nel processo di condensazione dei residui ligninici. Si formerebbero così composti ad alto peso molecolare, come indica il relativo basso valore di E4/E6 (tabella 7), lentamente degradati ad AF. Questi ultimi manifestano un certo grado di aromaticità e un modesto contenuto in gruppi fenolici e carbossilici, il che suggerisce un minor grado di ossidazione e quindi una contenuta biodegradazione della lignina presente nella sostanza organica (Kögel-Knabner, 1993).

Tali dati rimandano, nel loro complesso, a tipici fenomeni di umificazione a carico di sostanza organica recalcitrante, e sono in accordo con l'ipotesi di un'azione degradativa svolta principalmente da funghi. Ciononostante, il pH riscontrato (6.5) non è tale da escludere totalmente una partecipazione anche batterica, la cui azione ligninolitica non è più da sottovalutare (Zimmermann, 1990) e potrebbe contribuire a spiegare l'intensità con cui il processo si manifesta nel caso in esame, dando origine a un humus di tipo moder.

Il **profilo 3** è ricoperto da lettiera di aghifoglie, in cui è riconoscibile un orizzonte emialterato (Oe) di modesta entità a causa probabilmente della pendenza che ostacola l'accumulo del deposito vegetale, cui segue un orizzonte alterato (Oa), con presenza di ife fungine e sviluppo miceliare, di colore nero-grigiastro.

L'humus è di tipo mor, alla cui formazione concorrono certamente, oltre alla natura e all'età della copertura vegetale, nonché alla colonizzazione fungina, anche fattori stazionali quali l'altitudine e l'esposizione. Questi fattori portano a un periodico rallentamento-interruzione delle attività biodegradative nei periodi più freddi della stagione dando origine alla evidente "zonazione" dell'orizzonte organico.

Figura 8 Spettri FT-IR degli acidi fulvici degli orizzonti A dei profili 1 e 2



Il rapporto C/N relativamente elevato nell'orizzonte Bw1 (11.3) e più basso nell'orizzonte Bw2 (10.8) (tabella 5), suggerisce comunque un apporto cospicuo di sostanze umiche provenienti dall'orizzonte organico ove si instaurano fenomeni degradativi orientati verso l'umificazione, con conservazione selettiva delle frazioni più resistenti della lettiera e interazione di queste con i prodotti delle re-sintesi biologiche. Infatti il grado di umificazione risulta molto elevato in entrambi gli orizzonti minerali ed è accompagnato da un sorprendente contenuto in acidi fulvici, che potrebbe favorire una incipiente podzolizzazione.

In questi orizzonti è probabile la formazione di complessi organo-minerali molto stabili come si può dedurre dall'elevata percentuale minerale nell'estratto alcalino delle sostanze

umiche, pari al 30% per gli AU e abbassata all'8% solo dopo ripetuti lavaggi con HCl. Tali complessi possono contribuire a rallentare i processi di decomposizione del materiale organico proteggendolo dall'attacco microbico (Shaymukhametov *et al.*, 1984).

**Tabella 7** Contenuto in acidità totale, gruppi carbossilici e fenolici (meq g<sup>-1</sup>) e rapporto E4/E6 degli acidi umici (AU) e fulvici (AF) degli orizzonti dei quattro profili

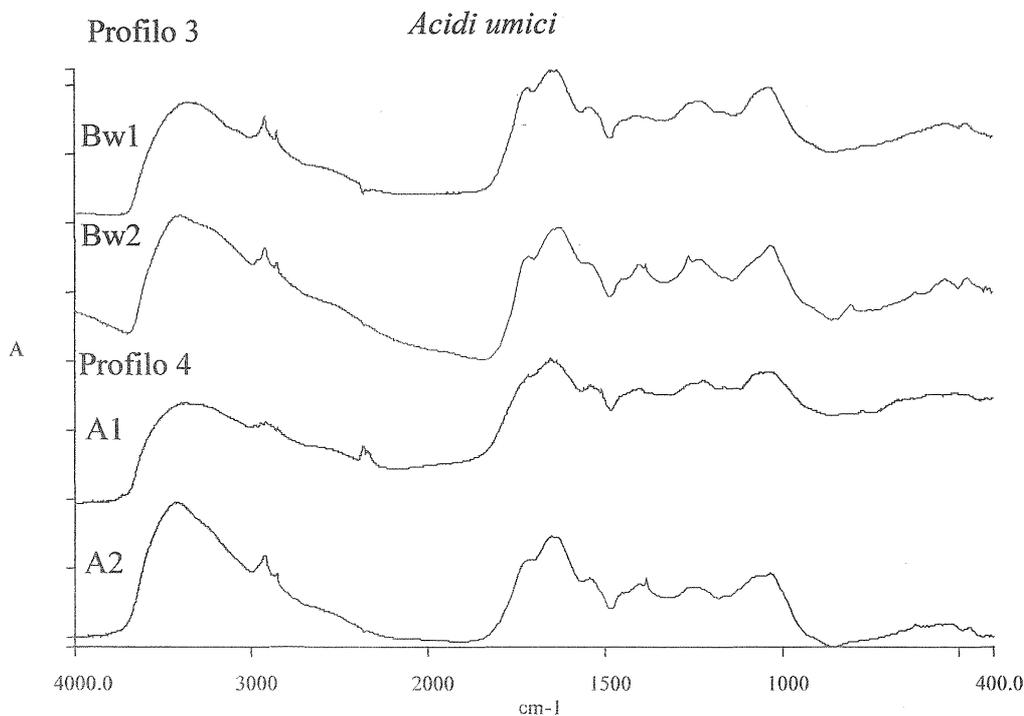
		<i>acidità totale</i>	COOH	OH <i>fenolici</i>	E4/E6
AU	1A	5.6	3.6	2.0	5.06
	2A	6.9	3.3	3.6	4.36
	3Bw1	7.0	3.6	3.4	4.79
	3Bw2	9.5	3.7	5.8	4.14
	4A1	6.7	3.3	3.4	6.23
	4A2	9.5	3.5	6.0	5.66
AF	1A	13.4	7.5	5.9	12.35
	2A	8.2	7.0	1.2	12.50
	3Bw1	13.2	9.3	3.9	13.32
	3Bw2	12.3	7.6	4.7	9.07
	4A1	9.2	7.7	1.5	14.76
	4A2	15.1	8.4	6.7	10.92

Negli orizzonti Bw1 e Bw2, gli AU ma soprattutto gli AF presentano modesti contenuti in N e S e valori elevati del rapporto C/N (tabella 6), il che lascia supporre una scarsa presenza di residui peptidici e/o una limitata incorporazione dell'N nella struttura umica, come accade normalmente in conseguenza di un'azione degradativa a carico di materiale ligninico sul quale agiscono prevalentemente i funghi.

Il rapporto O/C, risultato medio per gli AU ed elevato per gli AF, è da attribuirsi ad un rilevante contenuto in gruppi fenolici e carbossilici (tabella 7), ai quali potrebbe essere ascritta la forte interazione con la frazione minerale.

Negli spettri FT-IR degli AU dei due orizzonti le bande di elevata intensità a 2927 e 2856 cm<sup>-1</sup>, dovute a *stretching* del C-H alifatico e quelle a 1050 -1020 cm<sup>-1</sup> dovute a legami C-O-C (figura 9) potrebbero indicare l'incorporazione di lipidi e di poliesteri tipo cutina e suberina nel materiale umico (Kögel-Knabner *et al.*, 1992 a, b). Gli AF sono poi caratterizzati da un valore assai basso del rapporto H/C, indicativo di una considerevole componente aromatica, da attribuirsi secondo Zech e Guggenberger (1996) ad un arricchimento di strutture aromatiche policarbossiliche di origine non ligninica. Alcune di queste strutture potrebbero derivare dalla degradazione di melanine microbiche (Kögel-Knabner, 1993), la cui presenza rimanda ancora una volta all'attività fungina (Bell e Wheeler, 1986). L'accumularsi di questo materiale potrebbe d'altronde essere stimolato dall'effetto catalitico della frazione minerale, promuovendo la formazione di strutture aromatiche recalcitranti (Wang *et al.*, 1986).

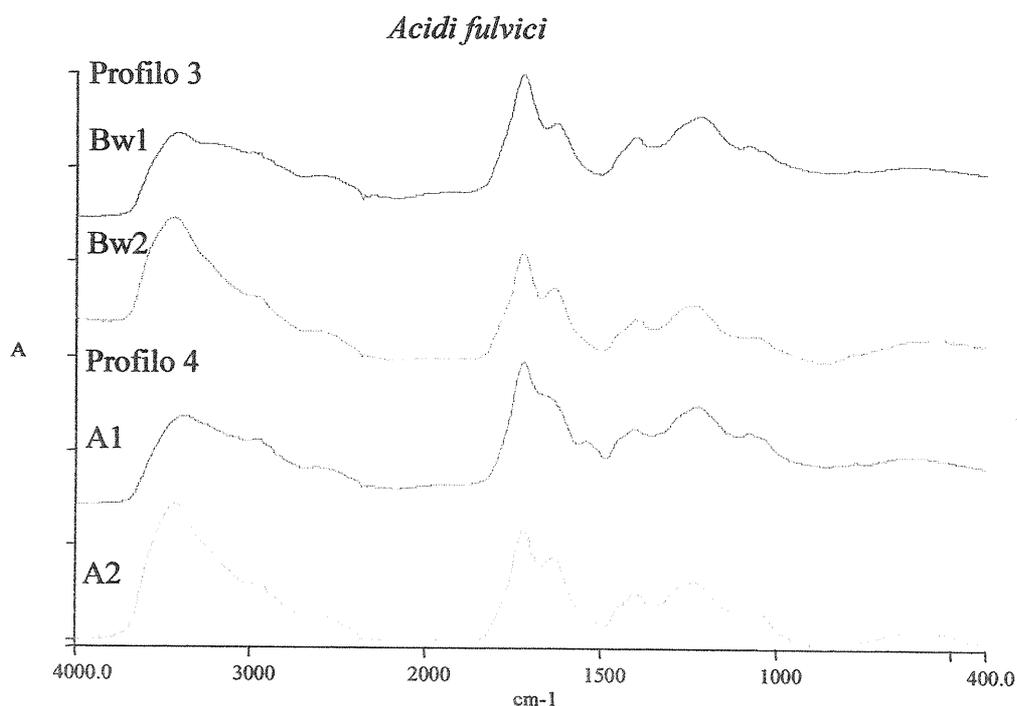
Figura 9 Spettri FT-IR degli acidi umici degli orizzonti superficiali dei profili 3 e 4



Sul **profilo 4** è presente una copertura arborea costituita da latifoglie (*Alnus viridis*, *A. incana*) cui sono associate specie erbacee e arbustive (*Pteridium aquilinum*, *Sorbus aucuparia*, ecc...) che va a formare un orizzonte organico indecomposto (Oi) di notevole consistenza. Al di sotto di esso, il materiale organico si presenta subito profondamente alterato, sicché dall'orizzonte Oi si passa senza apprezzabili situazioni intermedie all'orizzonte A1. Le radici, scarse nell'orizzonte A1, aumentano però nell'A2 dove sono ancora riconoscibili residui di vegetali in decomposizione. L'elevato contenuto in Corg e l'altrettanto elevato rapporto C/N riscontrato sia nell'orizzonte A1 (13.6) che nell'A2 (12.3), indicano una rilevante traslocazione dei prodotti di degradazione, man mano che si vanno formando, dalla superficie verso gli orizzonti più profondi del suolo. La mancata formazione di un orizzonte Oa nonché la presenza di residui vegetali nell'orizzonte A2, suggeriscono inoltre che sia la degradazione del materiale organico che il suo trasporto avvengano con relativa intensità/rapidità. La veloce degradazione può essere dovuta alla natura del materiale vegetale, costituito in gran parte da essenze erbacee e deposizione di latifoglie, e quindi a modesto contenuto in sostanze recalcitranti. Il trasporto è legato alla porosità del suolo atta a favorire intensi fenomeni di *leaching*, anche a carico del materiale vegetale "fresco" (Kögel-Knabner, 1993). Nel processo di degradazione, comunque, i fenomeni di umificazione tendono a prevalere su quelli di mineralizzazione, portando ad un accumulo di acidi umici. Questi presentano elevati rapporti C/N e H/C (tabella 6), indicativi di un materiale umificato con una forte componente alifatica non particolarmente ossidata, e quindi di un processo di trasformazione non molto avanzato. A differenza di quanto avviene normalmente nel processo di umificazione, nell'orizzonte inferiore questi valori tendono ad aumentare, ma potrebbero essere giustificati dalla presenza dei residui vegetali prima ricordati. Anche il rapporto O/C è maggiore nell'A2 ed è accompagnato da alti contenuti in gruppi carbossilici e fenolici. Tali caratteristiche, parallelamente ad alti valori di  $E_4/E_6$  (tabella 7), conferiscono alle macromolecole un carattere più polare in grado di

agevolare la lisciviazione e quindi il rapido passaggio di prodotti, anche parzialmente degradati, negli orizzonti più profondi. La prevalenza di composti alifatici è da ricondurre al materiale da cui deriva la sostanza organica del suolo, con una elevata componente cellulosa. Nel complesso, il materiale umico, nonostante la sua distribuzione in seno al profilo sia almeno in parte inconsueta, può essere ricondotto ad un moder, anche in funzione del pH acido che lascia supporre una prevalente partecipazione fungina alla sua formazione.

**Figura 10** Spettri FT-IR degli acidi fulvici degli orizzonti superficiali dei profili 3 e 4



In conclusione, nei suoli presi in esame, i fattori determinanti le caratteristiche e la distribuzione lungo il profilo del materiale organico sono la qualità della copertura vegetale, il pH e la permeabilità del suolo. E' alle caratteristiche della copertura vegetale che vanno ascritte le differenze di umificazione rilevate tra il suolo 1 e i tre successivi, null il primo e moder/modr gli altri. Nel caso dei suoli 3 e 4, sia il pH (e quindi l'attività fungina ad esso legata) che la permeabilità degli orizzonti minerali non presentano differenze di rilievo. E' dunque la resistenza opposta alla degradazione dalla deposizione di aghifoglie a determinare l'accumulo di humus mor nel suolo 3, mentre nel suolo 4 è la maggiore degradabilità delle latifoglie (e quindi la rapidità con cui avviene il fenomeno) a permettere la traslocazione dei materiali umici negli orizzonti A. Tale traslocazione avviene anche nel suolo 2, nonostante la copertura di aghifoglie. Ciò è probabilmente dovuto al pH vicino alla neutralità, che permette condizioni più idonee all'attività di una microflora anche batterica, e quindi un'azione degradativa, a parità di substrato di attacco, più efficace.



## La frazione argillosa

Eleonora Bonifacio e Giovanni De Luca

La frazione argillosa è stata separata per sedimentazione e sul campione orientato sono state effettuate le analisi diffrattometriche (diffrattometro Philips PW1710, con anticatodo al Co e filtro al Fe). Le scansioni sono state effettuate da 3 a 35° 2 $\theta$ , con una velocità pari a circa 1.5° 2 $\theta$ /minuto. Il campione orientato è stato analizzato in assenza di post-trattamenti (TQ), dopo solvatazione con vapori di glicole etilenico e dopo riscaldamento a 500° C per 2 ore (Thorez, 1975). L'analisi semiquantitativa è stata effettuata prendendo in considerazione l'altezza dei picchi dei fillosilicati puri presenti nel suolo, oltre agli interstratificati regolari ed irregolari. In quest'ultimo caso l'altezza è stata valutata a metà larghezza della banda di diffrazione. Non sono stati invece considerati per la semiquantitativa il talco, gli anfiboli e gli altri minerali accessori (quarzo, feldspati etc.) poiché essi sono normalmente dotati di un'elevata cristallinità che avrebbe viziato a priori la valutazione.

Come considerazione generale si può dire che la scarsa evoluzione pedologica e la presenza di caratteristiche ereditate dalla roccia madre, risulta evidente anche dal tipo di minerali ritrovati nella frazione argillosa, con la presenza, nei profili 1 e 2, di minerali derivanti da litotipi dell'unità del Combin, e la preponderanza di illite, tipica degli scisti micacei del complesso Sesia-Lanzo nei profili 3 e 4 (§ par. *Inquadramento geologico*).

L'esame qualitativo della frazione argillosa conferma ulteriormente lo scarso grado evolutivo raggiunto dai suoli in esame che talvolta, come nel caso del **profilo 1**, non mostrano alcuna differenziazione nei diversi orizzonti (figura 11). Anche all'analisi semiquantitativa (tabella 8), i rapporti tra fillosilicati non cambiano, con prevalenza di clorite; serpentini e illite, approssimativamente presenti in parti uguali, sono gli altri due fillosilicati principali. Come indice evolutivo, in questo profilo, è stato considerato il rapporto tra le intensità del picco del talco e quello dell'illite. Infatti, ancorché entrambi sicuramente di origine litogenetica, questi due minerali presentano una resistenza all'alterazione diversa, con il talco molto meno stabile alle condizioni tipiche dell'ambiente suolo (Lindsay, 1979). Tale rapporto passa da valori pari a 57 nell'orizzonte C a 36-37 nei due orizzonti più superficiali, con una netta diminuzione relativa quindi del talco.

Il **profilo 2** presenta invece sintomi di evoluzione maggiore, anche nelle trasformazioni delle fasi mineralogiche della frazione argillosa. Infatti, pur presentando numerose analogie di composizione rispetto al profilo 1, con la prevalenza di clorite, illite e serpentini (tabella 8), si assiste alla comparsa di fasi interstratificate irregolari di tipo 10-14V, ancorché difficilmente quantificabili, soprattutto nell'orizzonte Bw (figura 12, simbolo  $\bar{A}$ ). Tale trasformazione sembrerebbe imputabile ad alterazione dell'illite in quanto negli altri due orizzonti il picco dei minerali illitici si presenta con una leggera asimmetria verso i bassi angoli (# in figura 12), ad indicare una fase in via di trasformazione. Tale trasformazione mineralogica è peraltro ampiamente riportata in letteratura, anche in ambienti alpini (Legros, 1992), e risulta favorita da condizioni di bassa acidità che non permettono l'allontanamento dell'alluminio dalla struttura silicatica (Robert, 1971). Il motore del processo di alterazione sarebbe in questo caso la sostituzione del potassio interstrato, processo noto da tempo ed imputabile anche alla presenza di vegetali (Mortland *et al.*, 1956).

Figura 11 Diffratogrammi della frazione argillosa TQ degli orizzonti del profilo 1

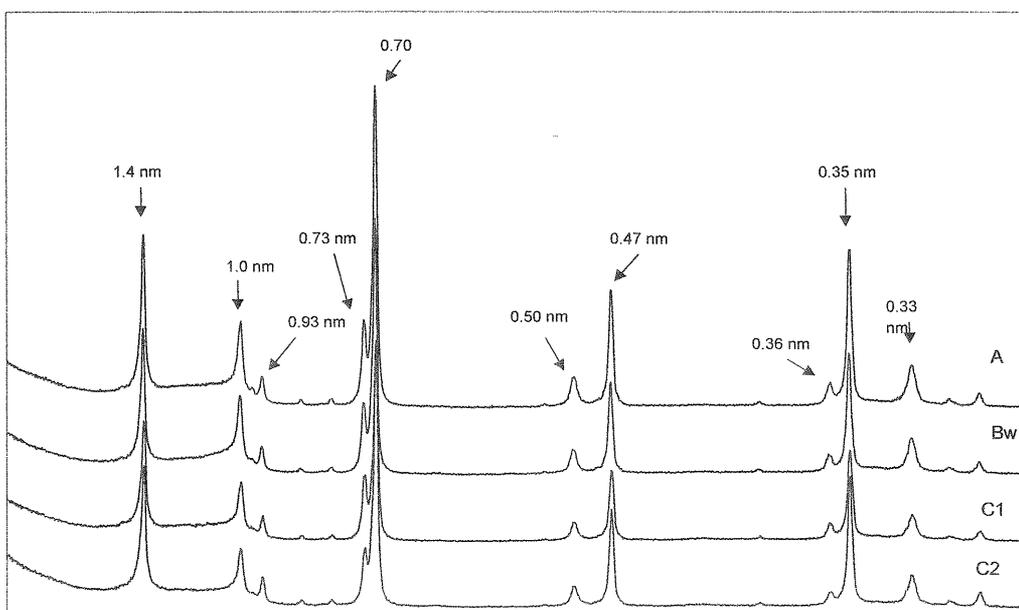


Tabella 8 Valutazione semiquantitativa dei principali fillosilicati

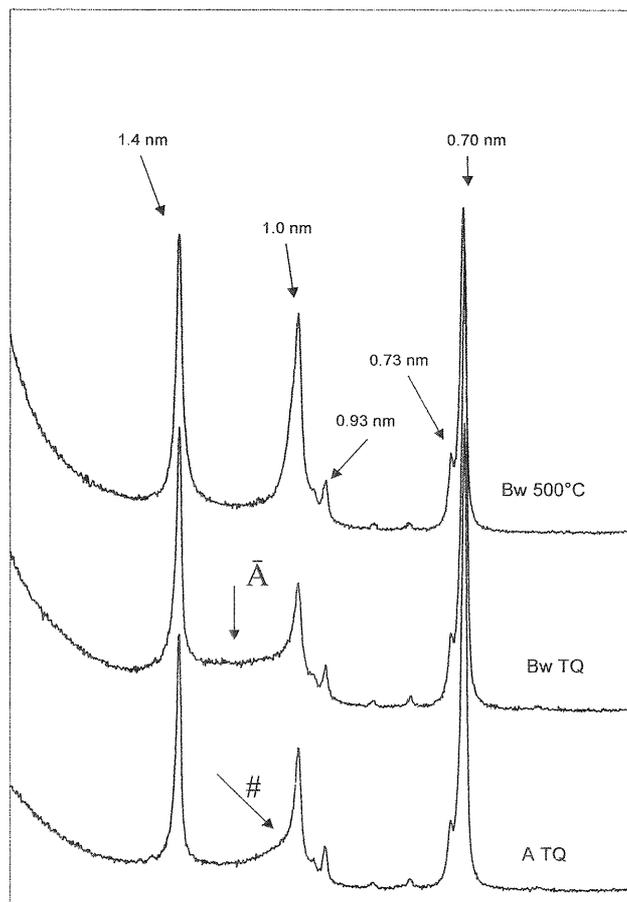
Profilo	Orizzonte	Illite	Clorite	Vermiculite	10-14¶	Serpentini
1	A	25	50			25
	Bw	25	50			25
	C1	25	50			25
	C2	25	50			25
2	A	30	50			20
	Bw	25	50		5	20
	C	30	50			20
3	Bw1	20	40	15	15	10
	Bw2	15	35	20	20	10
	Bw3	30	50		10	10
	BC	35	35	10	10	10
4	A1	50	35		15	
	A2	50	30		20	
	AC	70	25		5	
	C1	70	25		5	
	C2	70	25		5	

¶ 10-14: interstratificati comprendenti fasi illitiche e vermiculitiche o cloritiche

Negli altri due profili la situazione si presenta abbastanza diversa. Infatti nel **profilo 3**, malgrado la presenza di serpentini in tutti gli orizzonti, nonché di talco e di anfiboli, a dimostrazione che l'acidità del suolo non ha comunque permesso la scomparsa di questi minerali instabili a pH bassi (Dixon, 1989), si assiste chiaramente alla comparsa di fasi interstratificate di transizione che diventano quantitativamente più importanti negli orizzonti Bw più superficiali. Oltre alla maggiore presenza in Bw1 e Bw2 rispetto a quanto

si verifica negli orizzonti sottostanti, la fase interstratificata, che negli orizzonti più profondi si manifesta dopo riscaldamento solamente con l'asimmetria del picco a 1.0 nm, assume negli orizzonti più superficiali un maggior grado di cristallinità che porta alla comparsa di un vero e proprio picco, ben distinto da quello originato dall'illite, in seguito a riscaldamento a 500°C (figura 13).

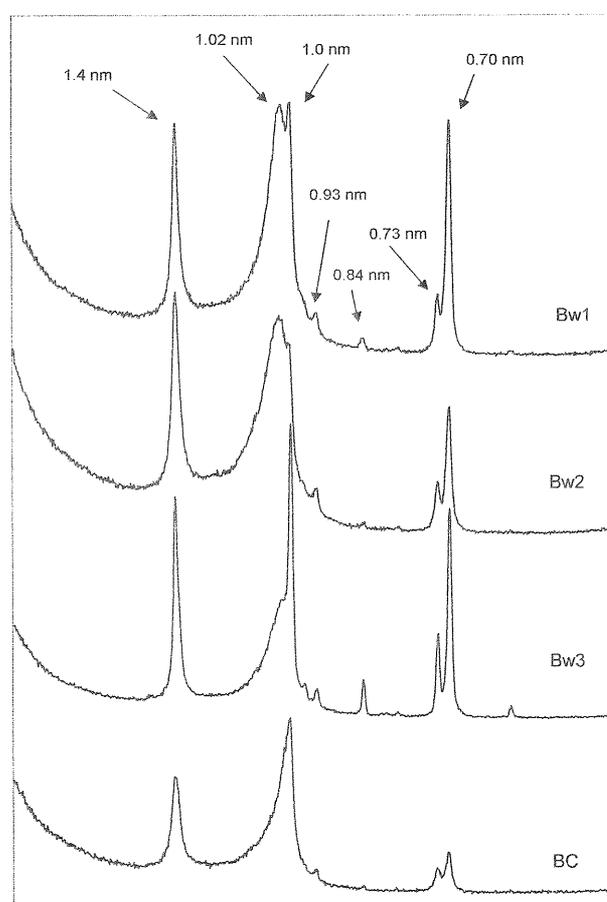
**Figura 12** spettri XRD sulla frazione argillosa del profilo 2



L'evoluzione dei fillosilicati in questo profilo sembrerebbe quindi seguire una via più complessa rispetto a quanto è stato proposto per il profilo 2. Alla perdita di potassio dall'interstrato illitico, sembrerebbe abbinata una fase di probabile cloritizzazione, con parte degli interstrati bloccati ad impedire il collasso completo a 1.0 nm, come dovrebbe avvenire nel caso di minerali interstratificati semplici di tipo illite-vermiculite, e l'assestamento del picco a distanze leggermente maggiori (1.02 nm). Tale sequenza di alterazione non risulterebbe inconsueta considerando il pH del suolo in esame: sono ampiamente documentate infatti sia la cloritizzazione delle vermiculiti ad opera di polimeri di ferro ed alluminio (Barnhisel e Bertsch, 1989; Carstea *et al.*, 1970 a), sia la reattiva stabilità di queste fasi a pH acido (Carstea *et al.*, 1970 b). Se questa ipotesi ci sembra la più probabile, non è d'altra parte da escludere il passaggio diretto da illite a clorite determinato dalla solubilizzazione dell'alluminio reticolare e dalla sua precipitazione nell'interstrato, documentato in suoli a pH simile al profilo in esame (Righi *et al.*, 1988), né la possibilità che complessi organo-metallici precipitino nell'interstrato e conducano alla formazione di minerali con comportamento clorite-simile (Perez-Rodriguez e Wilson, 1969). Seguendo la

prima ipotesi, la posizione del picco a 1.02 nm indicherebbe, considerando fasi di minerali puri quali unici componenti dell'interstratificato, una percentuale di cloritizzazione di circa il 5%, mentre se viene considerata la posizione del picco imputabile all'interstratificato nel caso del campione TQ (1.24 nm), e si tiene conto della percentuale di clorite già ricavata, si può apprezzare come la trasformazione dell'illite in vermiculite sia molto più spinta con un minerale risultante composto da approssimativamente il 55% di vermiculite nell'orizzonte Bw1. Nell'orizzonte Bw2, non soltanto l'interstratificato risulta, alla valutazione semiquantitativa, presente in quantità leggermente superiori, ma facendo analoghe considerazioni sulla posizione dei picchi (1.03 nm a 500°C e 1.25 nm sul TQ), si può apprezzare come la cloritizzazione sia leggermente più spinta arrivando ad un minerale contenente quasi il 10% di clorite.

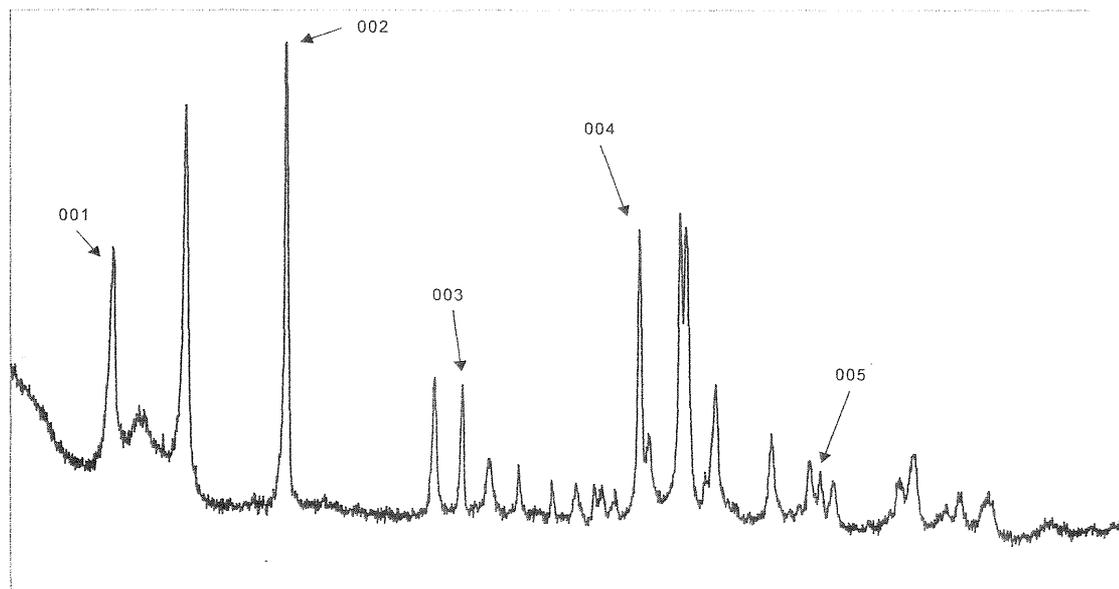
Figura 13 Spettri XRD della frazione argillosa del profilo 3 dopo riscaldamento a 500°C



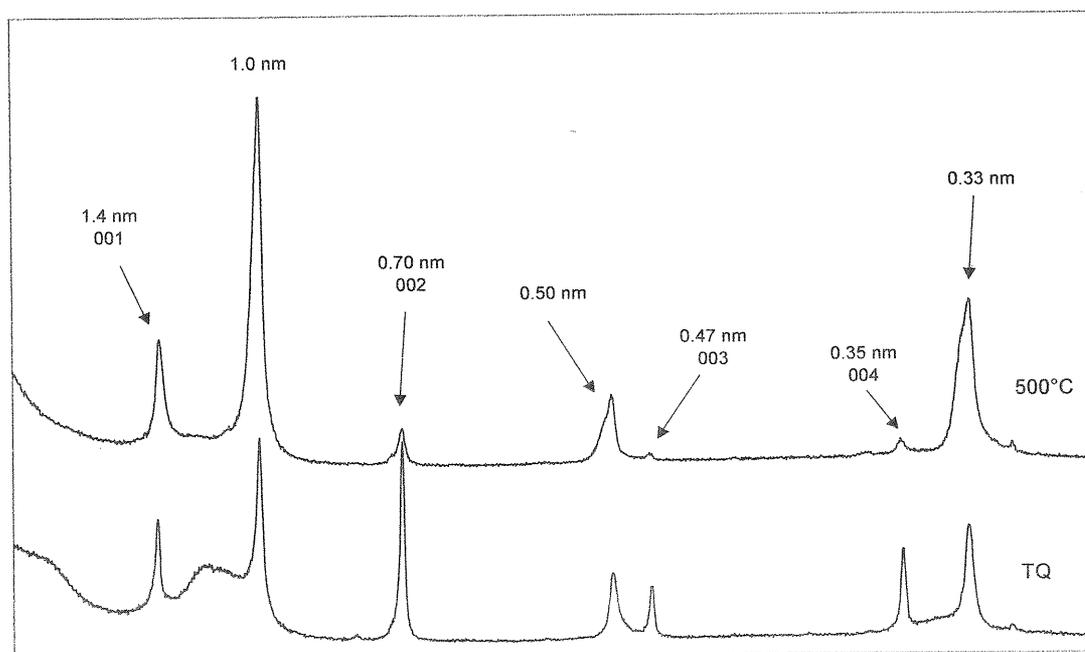
Per quanto riguarda il **profilo 4**, è da notare l'assenza di serpentini, in accordo con quanto era ipotizzabile alla luce dell'inquadramento geologico e geolitologico, nonché la prevalenza di illite in tutti gli orizzonti, ma in particolar modo in quelli più profondi. Da questo punto di vista i 2 orizzonti C e l'orizzonte AC sovrastante, risultano molto simili, mentre gli orizzonti A denotano una maggiore alterazione con la diminuzione dell'illite a vantaggio di minerali interstratificati di tipo illite-vermiculite e di clorite. Grazie all'assenza di minerali a 1.4 nm che possono avere riflessioni basali sovrapposte a quelle della clorite, alterandone così l'intensità, si è tentata una maggiore definizione di questo minerale con il calcolo

dell'indice di simmetria e della quantità di Fe-sostituzioni nel reticolo cloritico. A tale scopo i campioni di argilla sono stati sottoposti a scansioni più lunghe ( $3-50^\circ 2\theta$ ) come polveri non orientate. Innanzitutto la clorite sembra presentare sostituzioni isomorfe da parte di elementi pesanti come il ferro, come si può notare dalla maggiore intensità delle riflessioni di ordine pari rispetto alle dispari (figura 14). L'indice di simmetria (D), ovvero la distribuzione del ferro nel foglietto ottaedrico del pacchetto T-O-T rispetto al foglietto brucitico, nonché il contenuto in Fe per unità di cella (Y) sono calcolabili secondo quanto riportato da Brown e Brindley (1980) prendendo in considerazione i rapporti tra le intensità delle riflessioni 003, 005, 002 e 004. Nel caso dell'orizzonte C2, tali valutazioni forniscono valori di 0.5 e 2 rispettivamente per D e Y. Se confrontati con i valori rilevati nel più alterato orizzonte A2 (D=1.5, Y=1.5), si può apprezzare come il trend evolutivo porti alla perdita di ferro reticolare e come tale alterazione porti ad una diminuzione della simmetria nella distribuzione del ferro stesso tra i foglietti ottaedrici del pacchetto T-O-T e quelli brucitici, con perdite prevalenti in questi ultimi e tendenza quindi alla vermiculitizzazione della clorite per destabilizzazione del foglietto brucitico. Tale fenomeno sarebbe d'altra parte confermato dalla diminuzione dell'intensità delle riflessioni di ordine superiore al primo in seguito a riscaldamento (figura 15), unitamente ad un leggero spostamento della riflessione 001 verso gli angoli più alti (da  $7.27^\circ 2\theta$  sul campione A2 TQ a  $7.34^\circ 2\theta$  sul campione riscaldato a  $500^\circ\text{C}$ ), comportamento attribuito da alcuni autori (Thorez, 1976) a forme di clorite maggiormente alterate e causato dalla parziale deidrossilazione di foglietti brucitici imperfetti (Moore e Reynolds, 1989).

Figura 14 Spettro XRD delle polveri dell'orizzonte C2 del profilo 4



**Figura 15** Spettri XRD della frazione argillosa dell'orizzonte A2 del profilo 4



## La stabilità strutturale

Eleonora Bonifacio, Bruno Biasiol e Riccardo Scalenghe

Al fine di determinare la stabilità strutturale sono stati utilizzati aggregati standard ( $\varnothing$  1-2 mm) sottoposti a setacciatura ad umido per tempi diversi (5, 10, 15, 20 e 40 minuti), in cestelli a maglie di 0.2 mm, previo inumidimento lento. Si è valutata in tal modo la perdita percentuale di aggregati (al netto della sabbia grossa) ai diversi tempi di agitazione. Per esprimere la dinamica di disaggregazione è stato adottato un modello esponenziale espresso dalla funzione:

$$y(t) = a + b(1 - e^{-t/c})$$

dove  $y$  è la perdita di aggregati al netto della sabbia grossa,  $t$  è il tempo di agitazione in acqua,  $a$  è la perdita iniziale a saturazione d'acqua,  $b$  è la perdita massima per abrasione e  $c$  è il parametro che controlla l'estensione temporale della funzione (Zanini *et al.*, 1998).

L'adattamento dei dati al modello teorico è sempre stato più che soddisfacente ( $R^2$  sempre  $>0.93^{**}$ ) a conferma che la cinetica segue effettivamente il modello esponenziale.

I **profili 1 e 2** sono quelli che mostrano il più alto valore di perdita per disaggregazione ( $b > 70\%$ ); la perdita massima mostra un andamento piuttosto regolare all'interno dei profili con stabilità anche molto elevate negli orizzonti più superficiali (figure 16a e b). E' interessante notare che il tempo di raggiungimento della perdita massima, di cui è indicativo il parametro  $c$ , mostra nel profilo 2 un minimo in corrispondenza dell'orizzonte B. Il parametro  $a$  sembra invece soggetto ad una elevata variabilità intrinseca, come d'altronde riportato anche in altri suoli italiani (Zanini *et al.*, 1998).

Figura 16a Cinetiche di disaggregazione nel profilo 1

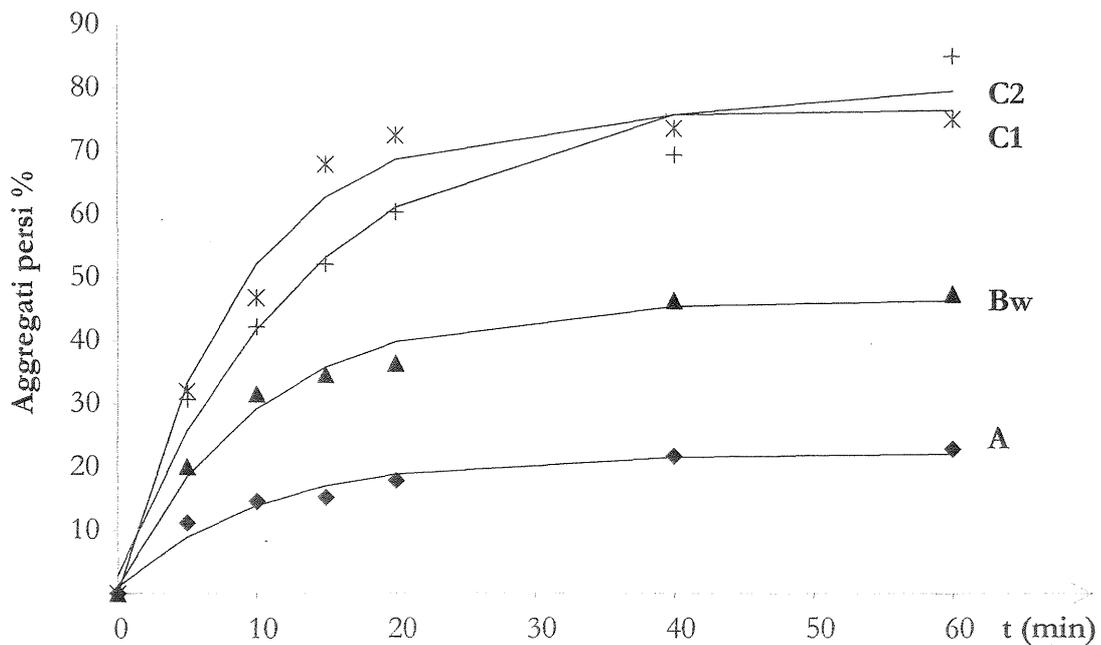
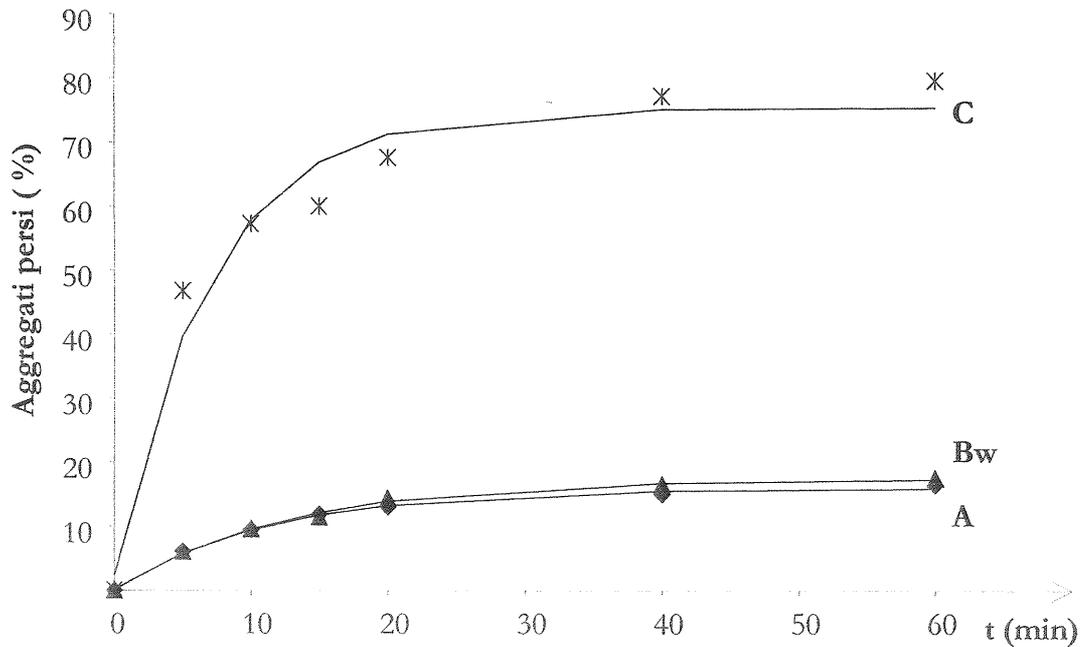
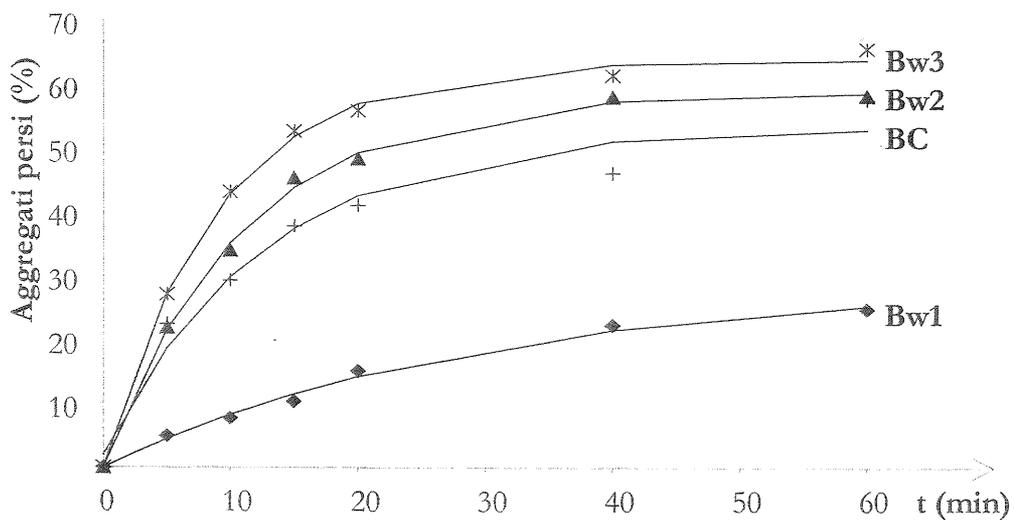


Figura 16b Cinetiche di disaggregazione ottenute per il profilo 2



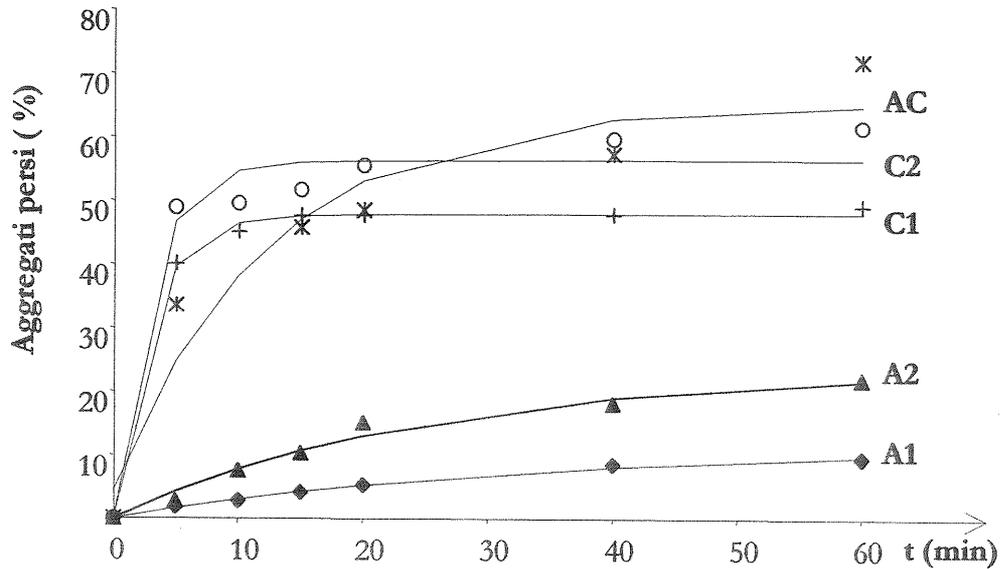
Per quanto riguarda invece il **profilo 3** (figura 16c), è interessante notare come l'orizzonte più profondo non sia quello più instabile; infatti, nel profilo 3, gli orizzonti Bw2 e Bw3 mostrano valori di  $b$  più elevati rispetto all'orizzonte BC e lo stesso andamento viene rispettato per quanto riguarda il tempo di raggiungimento della perdita massima, più breve negli orizzonti Bw1 e Bw2.

Figura 16c Cinetiche di stabilità ottenute per il profilo 3



Nel **profilo 4** (figura 16d) l'orizzonte più instabile risulta essere AC, con una perdita di aggregati pari a circa il 60%, ma sono presenti alcune caratteristiche particolari relative al tempo di raggiungimento di  $b$ : valori molto bassi di  $c$  sono stati infatti trovati negli orizzonti più profondi che perdono quindi una minore quantità di aggregati, ma in tempi brevissimi (circa 3 minuti). Anche in questi due profili il parametro  $a$  ha mostrato una elevata variabilità intrinseca.

**Figura 16d** Cinetiche di stabilità ottenute per il profilo 4



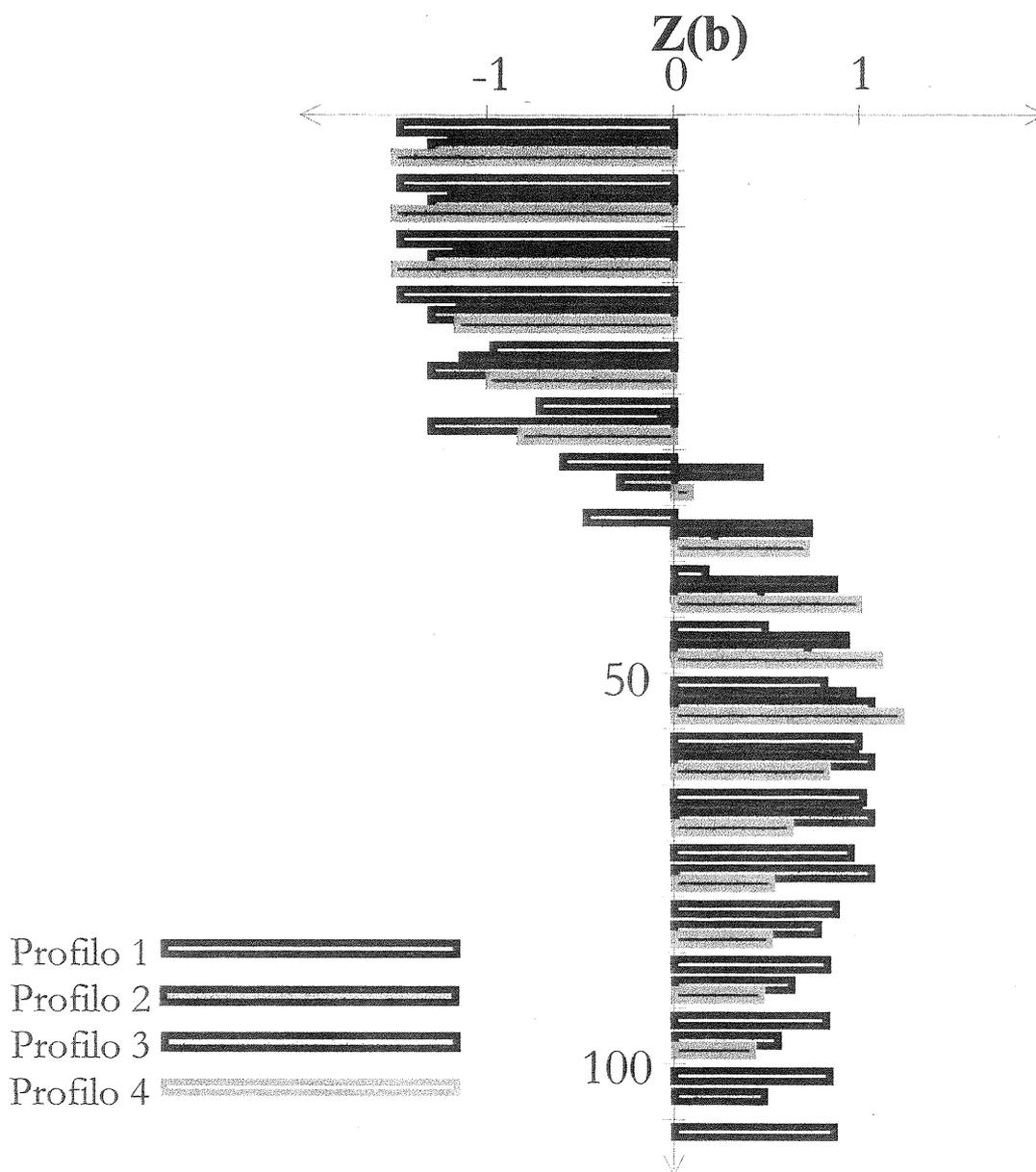
Esaminando il parametro  $b$  come funzione di profondità di dati standardizzati (figura 17) emerge una notevole omogeneità di comportamento dei suoli: elevata stabilità negli orizzonti superficiali e progressiva instabilità a profondità superiori a 30 cm.

Tra gli agenti influenzanti la maggiore o minore stabilità strutturale vengono comunemente riportati la sostanza organica, gli ossidi di ferro e i carbonati (Perfect *et al.*, 1995).

La non omogenea distribuzione dei carbonati non ha permesso per i profili di Gressoney, alcuna valutazione statistica dell'influenza di questa caratteristica sui parametri di stabilità strutturale, è però ipotizzabile che l'azione dei carbonati non sia rilevante. A favore di questa ipotesi vi sono il basso contenuto in calcare presente e il fatto che gli orizzonti C dei profili 1 e 2 siano quelli con la massima perdita percentuale di aggregati. Ciò è peraltro spiegabile considerando che nel pedoambiente considerato i carbonati, di origine litologica, hanno una bassa superficie attiva, per la probabile grossolanità delle particelle.

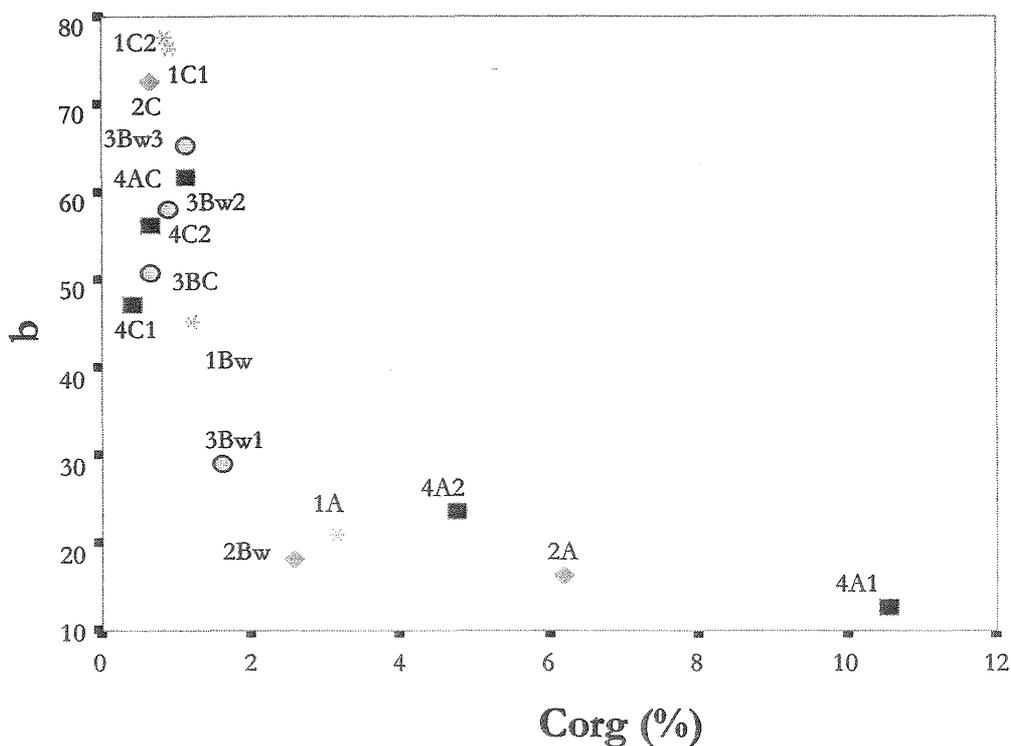
Non è stata trovata alcuna correlazione tra i parametri di stabilità strutturale e la quantità assoluta di ossidi di ferro ( $Fe_d$ ), mentre il contenuto in carbonio organico risulta significativamente correlato con i parametri  $b$  e  $c$  del modello ( $r=0.76^{**}$  e  $r=0.65^{**}$  rispettivamente).

Figura 17 Funzioni di profondità del parametro  $b$  standardizzato  $Z(b)$



La regressione lineare in realtà, ancorché significativa, potrebbe non spiegare adeguatamente l'effetto del carbonio nell'influenzare il parametro di massima disgregazione. Infatti (figura 18), in suoli a basso tenore in sostanza organica, piccole variazioni del contenuto determinano importanti variazioni di stabilità strutturale, mentre nei suoli a contenuto in sostanza organica maggiore ciò non avviene. Nonostante la relazione venga ben interpretata da una funzione iperbolica, si è preferito non introdurre modelli matematici non derivati fisicamente in questo contesto. La dipendenza è invece di tipo lineare nel caso del parametro  $c$ .

Figura 18 Relazione tra la massima perdita di aggregati,  $b$ , e il contenuto in C organico



Il profilo 4, che già osservato attraverso la funzione di profondità del parametro  $b$  standardizzato (figura 17), presenta un evidente aumento di stabilità nell'orizzonte C2, rivela una evidente anomalia se vengono confrontati i valori standardizzati del parametro  $c$  e del contenuto in C organico degli orizzonti più profondi di tutti i profili (figura 19). Il carbonio viene quindi confermato come fattore chiave dell'aggregazione in particolare negli orizzonti in cui è più scarso.

Se si prendono in considerazione solo gli orizzonti più poveri in carbonio, quelli più profondi, ed il relativo contenuto in C organico il coefficiente di determinazione diventa 0.976\*\* (non considerando 4C2). L'unico orizzonte che ha un comportamento diverso è l'orizzonte C2 del profilo 4 che probabilmente appartiene ad un suolo troncato dall'evento valanghivo (§ parr. *I suoli e Inquadramento vegetazionale*).

Poiché l'importanza del C organico quale agente di aggregazione è finora risultato evidente, si potrebbe supporre che un cambiamento d'uso dei suoli conduca ad una rapida diminuzione di stabilità strutturale. Quaranta anni fa parte dell'abetina della stazione 3 è stata sottoposta a taglio raso e sulla superficie ottenuta è stato seminato un prato. Il suolo della pista da sci *Weissmatten*, caratterizzata da pendenze comprese tra il 40 e il 60%, presente nel prato derivante dal taglio dell'abetina, è stato campionato a tre diverse profondità: 5, 15 e 30 cm. I dati relativi alla stabilità strutturale (cinetiche di disaggregazione) non evidenziano alcuna differenza rispetto agli orizzonti presenti ad analoghe profondità nel profilo 3 (figura 20). Poiché non sono trovate differenze nemmeno nel contenuto in C org, si potrebbe supporre che a medio termine anche drastiche variazioni d'uso non alterino le caratteristiche di stabilità strutturale, se gestite in modo opportuno.

Figura 19 Dati standardizzati  $Z(c)$  vs  $Z(C_{org})$

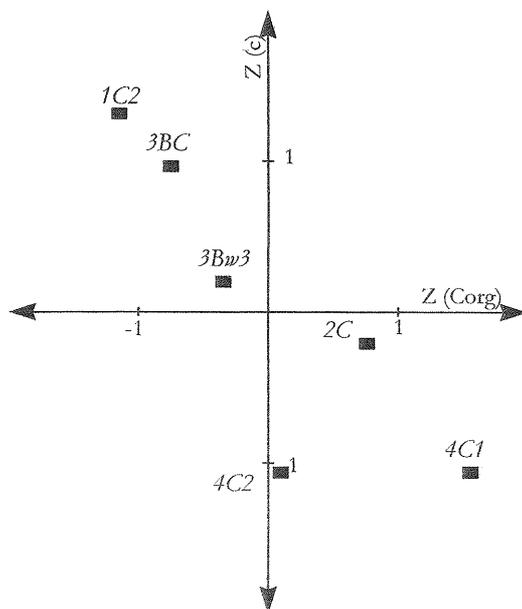
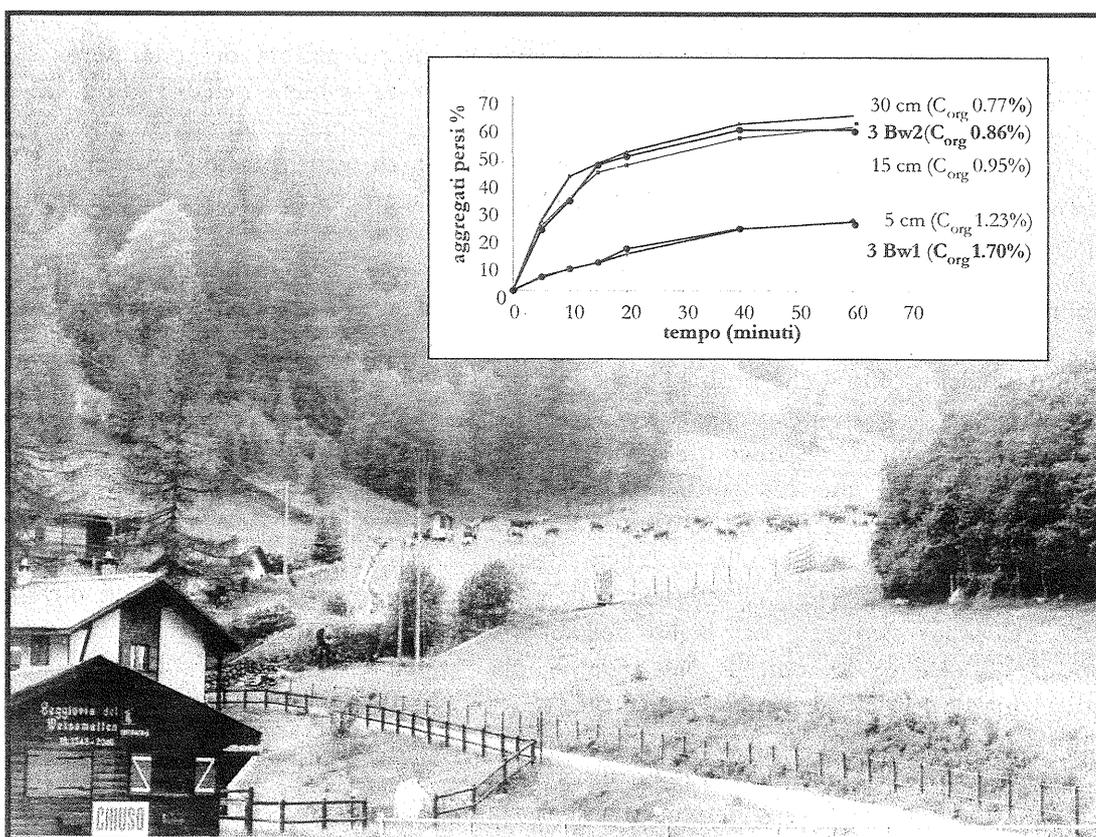


Figura 20 Cinetiche di disaggregazione: abetina – pista *Weissmatten*

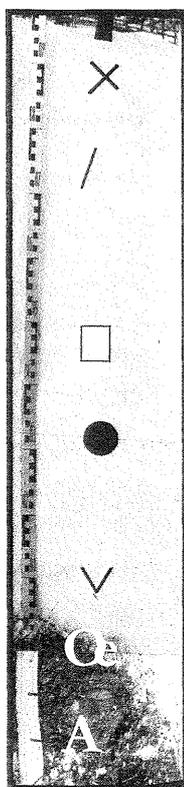


## Dinamica dei nutrienti: l'esempio dell'azoto

Michele Freppaz, , Alessandro Cignetti, Riccardo Scalenghe, Franco Ajmone Marsan

Le perdite di azoto dal suolo in ambienti alpini possono essere particolarmente rilevanti poiché i parametri che ne determinano il ciclo assumono spesso valori estremi. Lo spandimento di liquami è pratica comune per l'abbondanza di produzione, il profilo è poco profondo e la distribuzione delle precipitazioni è particolare. Infatti l'apporto meteorico a quote superiori a 1500 m s.l.m. è fortemente influenzato dalle precipitazioni solide. Nell'area di studio (in figura 21 il profilo (pedo)nivologico della stazione 1) più del 40% dell'acqua meteorica complessivamente depositata in un anno è costituita da neve. L'equivalente in acqua della neve accumulatasi nel manto invernale tende a passare nel suolo molto rapidamente in primavera e a infiltrarsi nel suolo per una proporzione maggiore rispetto alle precipitazioni liquide. In casi, frequenti nelle valli endoalpine meridionali, in cui intervenga il favonio l'innalzamento della temperatura repentino può provocare lo scioglimento di 50 cm di neve in 24 ore (Davis *et al.*, 1995) ciò che si può tradurre in un elevato potenziale di lisciviazione dei nitrati.

Figura 21 Profilo (pedo)nivologico della stazione 1 nel febbraio 1999

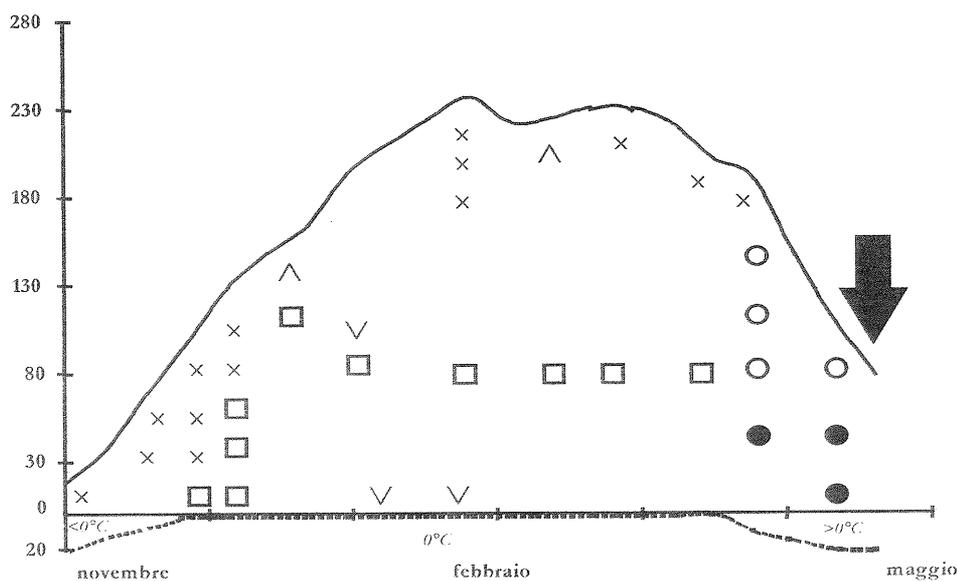


La figura 22 riporta le caratteristiche del manto nevoso nell'area di studio basate su medie decadali 1970-96. Sono indicati le altezze del manto e le forme dei cristalli.

Oltre al trasportare azoto in soluzione attraverso il suolo i cristalli di ghiaccio possono contribuire all'input di N. Il manto nevoso infatti intrappola ioni che provengono dall'atmosfera, e il passaggio dalla fase solida a quella liquida aumenta notevolmente il movimento ionico all'interfaccia suolo/neve. Input complessivi di azoto totale sino a  $3 \text{ kg N ha}^{-1}$  sono documentati da vari autori (per esempio Brooks *et al.*, 1995). Per valutare quanto e come l'azoto può essere perduto dal profilo sono state realizzate prove di

percolazione nelle quali si è simulato lo scioglimento di un manto nevoso (corrispondente alla freccia in figura 22) uniformemente formato da cristalli arrotondati ( $\rho_{\text{neve}} 450 \text{ kg m}^{-3}$ ) e privo di azoto.

**Figura 22** Altezze (cm) e forma dei cristalli del manto nevoso medio. La linea tratteggiata evidenzia la temperatura del suolo all'interfaccia suolo-neve



Gli orizzonti più superficiali dei suoli sotto prato, lariceto e abetina sono stati setacciati ad umido ( $\varnothing 4 \text{ cm}$ ) e con gli aggregati ottenuti sono state realizzate colonne di 10 cm di altezza. Le colonne sono state portate a 269 K per 7 giorni e poi a 290 K ottenendo un tempo di scioglimento di  $2 \text{ cm h}^{-1}$  a pressione atmosferica.

#### *Lisciviazione di N per effetto dello scioglimento della neve*

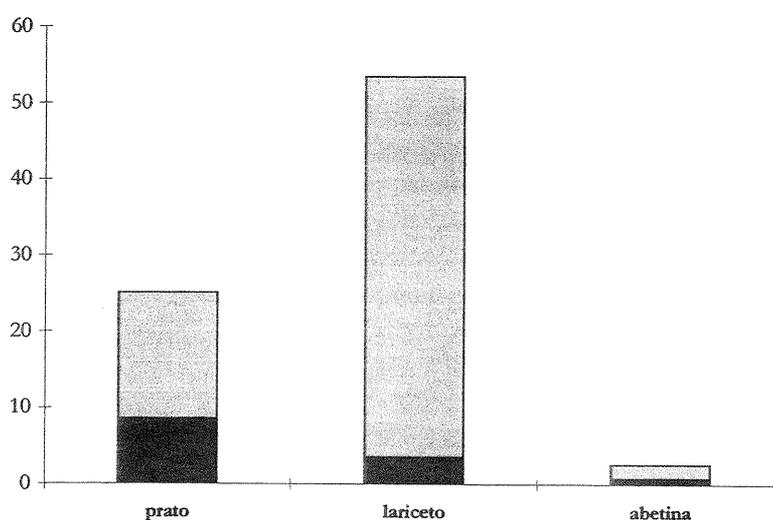
Nella tabella 9 è riportata la ripartizione delle varie forme di N nel suolo nel febbraio 1999. Si può notare come sotto larice prevalga, tra le forme inorganiche, il nitrato al contrario dei suoli sotto le altre coperture. Ciò, in accordo con quanto riportato da Smolander *et al.* (1998), è nel nostro caso coerente con la reazione dei suoli, i primi due subacidi il terzo acido, e con il contenuto relativo in sostanza organica a parità di concentrazione idrogenionica (§ tabelle 1, 2 e 3).

**Tabella 9** Forme di azoto negli orizzonti più superficiali dei suoli ( $\text{mg N kg}^{-1}$  suolo)

	$\text{NH}_4^+$	$\text{NO}_3^-$	Norg
Prato	84	10	2365
Larice	41	82	3134
Abetina	145	29	1757

Assumendo che l'N possa considerarsi diretto verso i corpi idrici una volta che abbia attraversato il *solum*, le concentrazioni di N misurate nell'eluato sono state riferite a tale profondità. Ne risulta che, ad ogni scioglimento primaverile del manto nevoso, vengono persi 25, 53 e 3 kg N<sub>tot</sub> ha<sup>-1</sup> rispettivamente dal suolo sotto prato, lariceto e abetina (Figura 23). Questi valori nel caso del prato sono in accordo con quanto riportato da Gangbazo *et al.* (1995) che documentano perdite sino a 50 kg N<sub>tot</sub> ha<sup>-1</sup>, e nel caso dell'abetina non sono dissimili i 5 kg N<sub>tot</sub> ha<sup>-1</sup> riportati da Reuss (1997). In generale nel caso di pedoambienti forestali i valori ottenuti, compresi fra 1,2 e 1,8% del totale, sono coerenti con i lavori di Cole e Gessel (1963) che hanno evidenziato perdite per lisciviazione sino al 2,2% del contenuto in azoto del suolo. Non esistono invece in letteratura evidenze sperimentali che documentino perdite di azoto da suoli forestali sviluppati sotto *Larix*. L'azoto totale lisciviato è costituito solo da forme inorganiche nonostante nei suoli sia presente prevalentemente in forme organiche (tabella 9).

**Figura 23** Azoto (kg N<sub>tot</sub> ha<sup>-1</sup>) lisciviato dai *solum*. In grigio NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, in nero NH<sub>4</sub><sup>+</sup>



Nel caso dei profili sotto prato e abetina l'azoto lisciviato è costituito al 70% da NO<sub>3</sub><sup>-</sup> e dal 30% da NH<sub>4</sub><sup>+</sup>; nel caso del suolo sotto lariceto, che oltre ad avere una maggiore dotazione iniziale in NO<sub>3</sub><sup>-</sup> ha la capacità di scambio cationico più elevata, è costituito per più del 90% da azoto nitrico.

Le concentrazioni degli eluati dai suoli (tabella 10) evidenziano grande variabilità di comportamento in particolare nel caso dei nitrati.

**Tabella 10** Forme di azoto negli eluati dai suoli (mg N L<sup>-1</sup> soluzione)

	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
<b>Prato</b>	2.7	4.3
<b>Lariceto</b>	1.8	24.9
<b>Abetina</b>	0.3	0.5

Il suolo meno ricco in azoto ha eluati complessivamente meno concentrati di 1 mg N L<sup>-1</sup> mentre il suolo sotto larice presenta una concentrazione di nitrati superiore ai limiti di legge (n.319/76 e 650/79). Concentrazioni di nitrati analoghe a quelle misurate negli eluati del

suolo sotto larice sono state descritte anche da Hazlett *et al.* (1992) che hanno però studiato suoli evoluti sotto latifoglie americane (*Betula alleghaniensis* e *Acer saccharum*).

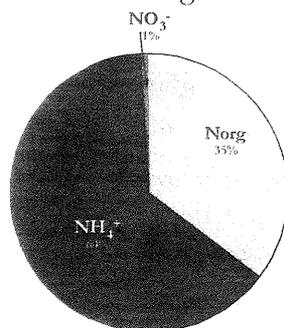
Questi valori, confrontati con i risultati di Cress *et al.* (1995) indicano che dall'interfaccia atmosfera/neve all'interfaccia neve/*solum* e poi *solum*/substrato la concentrazione in N ammoniacale della soluzione circolante può essere dello stesso ordine di grandezza mentre nel caso dell' N nitrico aumenta almeno di 10 volte. Questo è in parte dovuto alle dotazioni iniziali delle diverse forme ed in parte al fatto che nel suolo prevalga la possibilità di adsorbimento cationico mentre nella neve sia pressoché esclusivo l'adsorbimento anionico.

#### *Lisciviazione di N dopo spandimento di liquami*

La gestione dei prati nell'area di studio prevede normalmente dopo l'ultimo sfalcio concimazioni organiche (liquame bovino) nel periodo autunnale. Tale pratica viene estesa talvolta a nuovi prati su suoli ex forestali vuoi per ragioni agro-pastorali, vuoi per ragioni turistico-ricreative (piste da sci). Il cambiamento d'uso implica dunque maggiori input di azoto.

Per descrivere la dinamica dell'azoto in situazioni storicamente consolidate (prato - stazione 1) e valutare le possibili conseguenze di una ridestinazione d'uso (lariceto - stazione 2 e abetina - stazione 3) le prove di percolazione, con le stesse modalità descritte precedentemente, sono state condotte apportando prima del congelamento 26 mg di azoto totale ( $4150 \text{ mg N L}^{-1}$  pari a  $170 \text{ kg N ha}^{-1}$ ) costituito prevalentemente da forme organiche e ammoniacali (figura 24). In seguito è stato simulato lo scioglimento primaverile di 50 cm di manto nevoso in 24 ore.

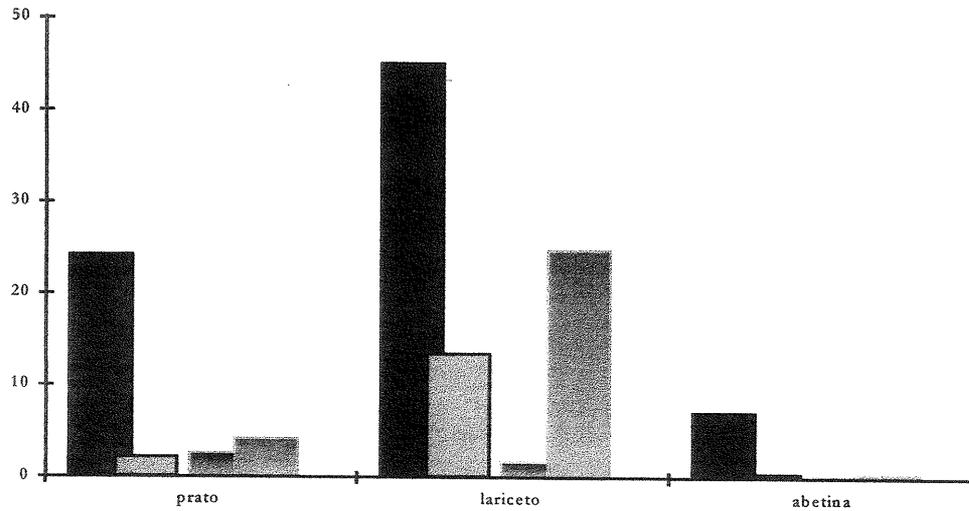
Figura 24 Forme di azoto (%) dei fertilizzanti organici



I risultati (figura 25) indicano che le concentrazioni di azoto totale negli eluati dei tre *solum* trattati con liquami rispetto ai non trattati (medie di tre replicazioni) sono rispettivamente 2, 4 e 10 volte più elevate nella stazione 2 (lariceto), 1 (prato) e 3 (abetina).

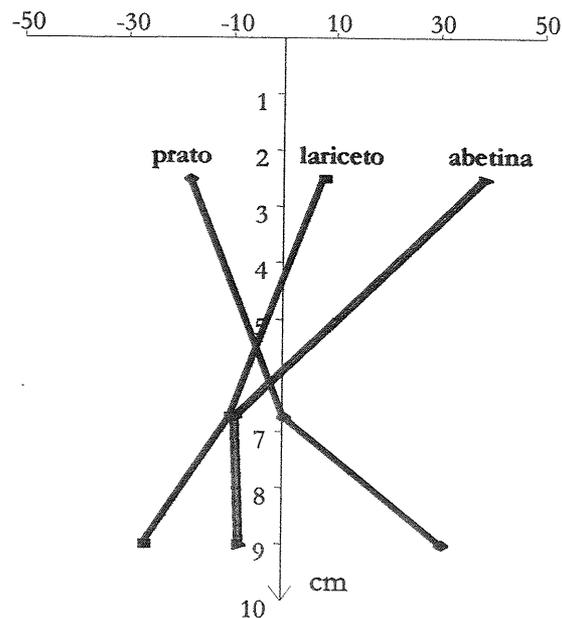
Il contributo all'azoto totale del suolo è totalmente a carico delle forme inorganiche e prevalentemente delle forme ammoniacali che aumentano notevolmente negli eluati dei suoli trattati rispetto alle quantità eluite dai suoli non trattati (tabella 10); l'azoto nitrico rimane invece pressoché invariato nel percolato del suolo dell'abetina mentre si riduce della metà nel caso del prato e del lariceto. Ciò può essere attribuito all'azione dei batteri immessi con il liquame. Tali microrganismi microtermi, in condizioni di pH sub-acido, ma non a pH acido, possono utilizzare il nitrato sia come elemento plastico sia come accettore di elettroni. Infatti non si può escludere che nelle colonne possano essersi create delle zone scarsamente ossigenate.

**Figura 25** Azoto ( $\text{mg N L}^{-1}$ ) lisciviato dai *solum* dei tre profili ammendati con fertilizzanti organici (in grigio  $\text{NO}_3^-$ , in nero  $\text{NH}_4^+$ ). Gli istogrammi sfumati rappresentano i testimoni non trattati



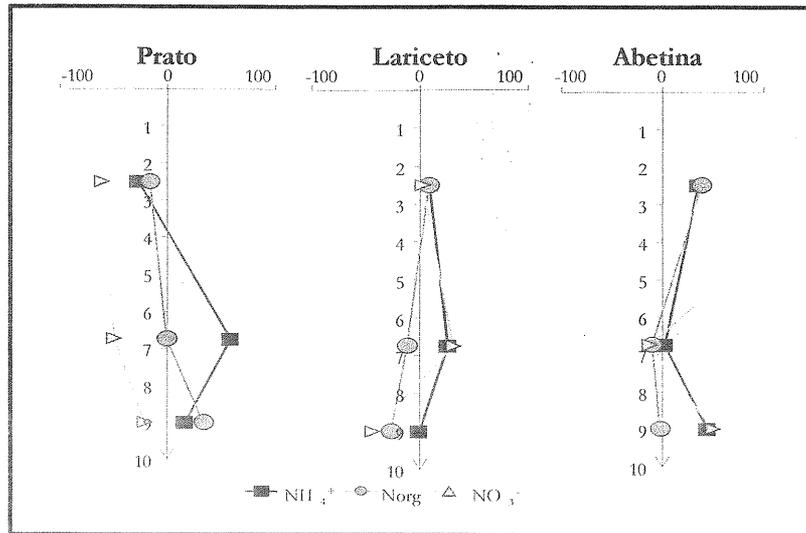
Le colonne eluite sono state tagliate a fette orizzontali sulle quali è stato misurato l'azoto totale e le diverse forme. Nella figura 26, che illustra l'andamento del rapporto percentuale tra i suoli trattati ed i suoli non trattati, è evidente come la mobilità dell'azoto totale segua l'ordine  $\text{prato} > \text{lariceto} > \text{abetina}$ . Nel prato infatti, nelle colonne trattate si osserva una perdita di N totale dallo strato superiore e un accumulo nella parte terminale. Nel lariceto le variazioni sono state complessivamente inferiori al 10%, denotando quindi una scarsa mobilità complessiva mentre nel caso dell'abetina l'azoto tende ad accumularsi nei primi 5 cm.

**Figura 26** Differenza in  $N_{\text{tot}}$  (%) rispetto al testimone non trattato



Gli andamenti dell'azoto totale sono evidentemente la risultante della dinamica delle diverse forme; in figura 27 sono riportate le dinamiche di N ammoniacale, N nitrico e N organico espressi come rapporti percentuali tra i suoli trattati ed i suoli non trattati

Figura 27 Forme di azoto nelle colonne trattate con liquame (% rispetto al testimone)



## Bibliografia

- Bandyopadhyay J., Rodd J.C., Kattelmann R., Kundzewicz Z.W. e Kraemer D. (1997): Highlands waters – a resource of global significance. *In*: Mountains of the world. A global priority. Messerli B. and Ives J.D. (Eds.) The Pathenon Publ. Group, Carnforth, UK, pp. 495.
- Barnhisel R.I. e Bertsch P.M. (1989): Chlorites and hydroxy-interlayered vermiculite and smectite. *In*: Minerals in Soil Environments. 2<sup>nd</sup> edition. Dixon J.B. and Weed S.B. (Eds.) Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, USA. 729-788.
- Bell A.A. e Wheeler M.-H. (1986): Byosynthesis and functions of fungal melanins. *Annu. Rev. Phytopathol.* 24: 411-451.
- Bernetti G. (1995). *Selvicoltura speciale*. UTET, Torino, IT. pp. 415.
- Blaser P., Kernebeek P., Tebbens L., Van Breemen N. e Luster J. (1997): Cryptopodzolic soils in Switzerland. *Eur. J. Soil Sci.* 48:411-423.
- Brooks P.D., Williams M.W. e Schmidt S.K. (1995): Snowpack controls on soil nitrogen dynamics in the Colorado alpine. *In*: Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments (Proceedings of a Boulder Symposium, July 1995). IAHS Publ. n° 228: 283-292.
- Brown G. e Brindley G.W. (1980): X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. *In*: Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. (1984). Brindley G.W and Brown G. (Eds.) Mineralogical Society, London, UK. 305-360.
- Burt T.P. e Williams P.J. (1976): Hydraulic conductivity in frozen soils. *Earth Surf. Process.* 1:349-360.
- Carstea D.D., Harward M.E. e Knox E.G. (1970 a): Comparison of iron and aluminum hydroxy interlayers in montmorillonite and vermiculite: I. Formation. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 34:517-521.
- Carstea D.D., Harward M.E. e Knox E.G. (1970 b): Comparison of iron and aluminum hydroxy interlayers in montmorillonite and vermiculite: II. Dissolution. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 34:522-526.
- Ceriani E. (1997): Predisposizione del catasto e del piano prevenzione valanghe indirizzato alla conoscenza dei fenomeni valanghivi presenti sul territorio della Comunità Montana Walser-Alta Valle del Lys. Regione Autonoma Valle d'Aosta, Quart, IT.
- Cerise I. (1994): Piano Economico dei beni silvo-pastorali del Comune di Gressoney La Trinité. Regione Autonoma Valle d'Aosta, Quart, IT.
- Cerise I., Pasquettaz E. e Cristofolini F. (1981): Piano generale per la selvicoltura. Regione Autonoma Valle d'Aosta. Assessorato Agricoltura, Foreste e Ambiente Naturale, Quart, IT. pp. 106.
- Cole D.W. e Gessel S.P. (1963): Movement of elements through a forest soil as influenced by tree removal and fertilizer additions. *In*: Forest-Soil Relationships in North America. Oregon state University Press, Corvallis, Oregon, USA.
- Cress R.G., Williams M.W. e Sievering H. (1995): Dry depositional loading of nitrogen to an alpine snowpack, Niwot Ridge, Colorado. *In*: Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments (Proceedings of a Boulder Symposium, July 1995). IAHS Publ. n° 228: 33-40.
- Davis R.E., Petersen C.E. e Bales R.C. (1995): Ion flux through a shallow snowpack: effects of initial conditions and melt sequences. *In*: Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments (Proceedings of a Boulder Symposium, July 1995). IAHS Publ. n° 228: 115-126.

- Dixon J.B. (1989): Kaolin and serpentine group minerals. *In*: Minerals in Soil Environments. 2<sup>nd</sup> edition. Dixon J.B. and Weed S.B. (Eds.) Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, USA. 467-526.
- Duchaufour P. e Souchier B. (1965): Note sur un problème de classification podzolisation chimique et différenciation du profil. *Pédologie* 15:143-158.
- Florenzano G. (1983): Fondamenti di Microbiologia del Terreno, Edizioni Reda, Roma, IT. pp. 748.
- Forcella F. (1978): Ants on a Holocene mudflow in the Coast Range of Oregon. *Soil Sur. Horiz.* 18(4):308.
- Gangbazo G., Pesant A.R., Barnett G.M., Charnest J.P. e Cluis D. (1995): Water contamination by ammonium nitrogen following the spreading of hog manure and mineral fertilizers. *J. Environ. Qual.* 24:420-425.
- Grötzbach E. e Stadel C. (1997): Mountain peoples and cultures. *In*: Mountains of the world. A global priority. Messerli B. and Ives J.D. (Eds.) The Pathenon Publ. Group, Carnforth UK, pp. 495.
- Hatcher P.G. e Spiker E.C. (1988): Selective degradation of plant biomolecules. *In*: Humic substances and their role in the environment. F.H. Frimmel e R.F. Christman (Eds.). John Wiley & Sons, New York, USA.
- Hazlett P.W., English M.C. e Faster N.W. (1992): Ion enrichment of snowmelt water by processes within a podzolic soil. *J. Environ Qual.* 21:102-109.
- Kögel-Knabner I. (1993): Biodegradation and humification processes in forest soils. *In*: Soil Biochemistry. J.-M. Bollag e G. Stotzky (Eds.). Marcel Dekker Inc. New York, USA. pp. 101-127.
- Kögel-Knabner I., De Leeuwe J.W. e Hatcher P.G. (1992 a): Nature and distribution of alkyl carbon in forest soil profiles: implications for the origin and humification of aliphatic biomacromolecules. *Sci. Total Environ.* 113:89-106.
- Kögel-Knabner I., Hatcher P.G., Tegelaar E.W. e De Leeuwe J.W. (1992 b): Aliphatic components of forest soil organic matter as determined by solid-state <sup>13</sup>C NMR and analytical pyrolysis. *Sci. Total Environ.* 113, 89-106.
- Kononova M.M. (1966): Soil organic matter. Pergamon, Oxford, UK.
- Lamb H.H. (1995): Climate history and the modern world. 2<sup>nd</sup> edition. Routledge, London, UK. pp. 216.
- Legros J.P. (1992): Soils of the Alpine mountains. *In*: Weathering, Soils and Paleosols. I.P. Martini e W. Chesworth (Eds.) Elsevier, Amsterdam, NL. pp. 155-182.
- Legros J.P. e Cabidoche Y.M. (1977): Les types de sols et leur répartition dans les Alpes et les Pyrénées cristallines. *Doc. Cartogr. Ecol.*, Grenoble, XIX:1-19.
- Lindsay W.L. (1979): Chemical equilibria in Soils. John Wiley & Sons, New York, USA. 449 pp.
- Monterin U. (1936): Sulle variazioni del limite superiore del bosco sulle Alpi in epoca storica. *Atti della Reale Accademia delle Scienze di Torino* 71: 288-289.
- Moore D.M. e Reynolds R.C. Jr. (1989): X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University press, New York, USA. 332 pp.
- Mortland M.M., Lawton K., e Uehara G. (1956): Alteration of biotite to vermiculite by plant growth. *Soil Sci.* 82:477-481.
- Pasquettaz E. (1994): Piano Economico dei beni silvo-pastorali del Comune di Gressoney St. Jean. Regione Autonoma Valle d'Aosta, Quart, IT.
- Perez-Rodriguez J.L. e Wilson M.J. (1969): Effects of pretreatment on a 14 Å swelling mineral from Gartly, Aberdeenshire. *Clay Minerals* 8:39-45.

- Perfect E., Kay B.D. e da Silva A.P. (1995): Influence of soil properties on the statistical characterization of dry aggregate strength. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59:532-537.
- Pizzighello D., Muscolo A., Di Bona D. e Nardi S. (1998): Studio e caratterizzazione della componente umica in tre suoli con diversa copertura vegetale. *Monti e Boschi* 6:54-56.
- Regione Autonoma Valle d'Aosta (1998): Plan territorial paysager. Rapport Illustratif. Région Autonome Vallée d'Aoste, Aosta, IT. 283 pp.
- Reuss J.O., Stottlemeyer R. e Truendle C.A. (1997): Effect of clear cutting on nutrient fluxes in a subalpine forest at Fraser, Colorado. *Hydr. and Earth Syst. Sci.* 1:333-344.
- Righi D., Ranger J. e Robert M. (1988): Clay minerals as indicators of some soil forming processes in the temperate zone. *Bull. Minér.* 111:625-632.
- Robert M. (1971): Les aspects du processus de vermiculitisation. *Ann. Agron.* 22:43-93.
- Robert M., Cabidoche Y.M. e Barrier J. (1980): Pédogenèse et minéralogie des sols de haute montagne cristalline. Etage alpin et subalpin – Alpes et Pyrénées. *Sci. Sol* 4:313-334.
- Schnitzer M. (1982): Organic matter characterization. *In: Methods of Soil Analysis. Part II, Agronomy 9.* American Society of Agronomy Inc., Madison, Wisconsin, USA. pp. 581-594.
- Schnitzer M. e Khan S.U. (1978): Soil organic matter. Elsevier, New York, USA. pp. 319.
- Schnitzer, M. e Gupta V.C. (1965): Determination of acidity in soil organic matter. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 29:274-277.
- Schwertmann U. (1988): Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. *In: Iron in soils and clay minerals.* J.W. Stucki, B.A. Goodman and U. Schwertmann (Eds.) D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, NL.
- Shaymukhametov M.Sh., Titova N.A., Trakova e Labenets Y.M. (1984): Use of physical fractionation methods to characterize soil organic matter. *Soviet Soil Sci.* 16:117-128.
- Simonson R.W. (1959): Outline of a generalized theory of soil genesis. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 23:152-156.
- Smolander A., Piha O., Paavolainen L., Steer J. e Malkonen E. (1998): Nitrogen and carbon transformations before and after clear-cutting in repeatedly N-fertilized and limed forest soil. *Soil Biol. Biochem.* 30:477-490.
- SISS (1985): Metodi normalizzati per l'analisi del suolo. Edagricole, Bologna, IT. pp. 100
- Soil Survey Staff (1998): Keys to Soil Taxonomy. Eighth Edition. USDA, Natural Res. Cons. Service, Washington DC, USA.
- Stottlemeyer R. e Troendle C.A. (1995): Surface water chemistry and chemical budgets, Fraser Experimental forest. *In: Biogeochemistry of seasonally snow-covered catchments.* IAHS Publ. N. 228: 355-360.
- Thorez J. (1975): Phyllosilicates and clay minerals. Lelotte, Dison, BE. pp. 579.
- Thorez J. (1976): Practical identification of clay minerals. Lelotte, Dison, BE. pp. 90.
- Ugolini F.C. e Anderson D.M. (1973): Ionic migration and weathering in frozen Antarctic soils. *Soil Sci.* 115:461-470.
- Ugolini F.C. e Dahlgren R. (1987): The mechanism of podzolization as revealed through soil solution studies. *In: Podzol and podzolization.* D. Righi and A. Chauvel (Eds.). AFES and INRA, Paris, FR. pp. 195-203
- Ugolini F.C., Dahlgren R., Shoji S. e Ito T. (1988): An example of andisolization and podzolization as revealed by soil solution studies, southern Hakkoda, northeast Japan. *Soil Sci* 145:111-125.
- Walser Kulturzentrum (1986): Gressoney e Issime i Walser in Valle d'Aosta, Musumeci, Quart, IT. pp. 188.

- Wang T.S.C., Huang P.M., Chou C.H. e Chen J.H. (1986): The role of soil minerals in the abiotic polymerization of phenolic compounds and formation of humic substances. In: Interactions of soil minerals with natural organics and microbes. P.M Huang e M. Schnitzer (Eds.). Soil Science Society of America Special Publication 17, pp.251-281.
- Wildi O. e Ewald K. (1986): Der Naturraum und dessen Nutzung im alpinen Tourismusgebiet von Davos. Berichte nr. 289. Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf, CH. pp. 336.
- Zanini E., Bonifacio E., Albertson J. D. e Nielsen D.R. (1998): Topsoil aggregate breakdown under water saturated conditions. Soil Sci. 163:288-298.
- Zech W. e G. Guggenberger (1996): Organic matter dynamics in forest soils of temperate and tropical ecosystems. In: Humic substances in terrestrial ecosystems. A. Piccolo (Ed.), Elsevier, Amsterdam, NL. 101-170.
- Zimmermann W. (1990): Degradation of lignin by bacteria. J. Biotechnol. 13:119-130.

## **Autori dei contributi**

Franco Ajmone Marsan

*Università di Torino DIVAPRA-Chimica Agraria,  
via L. da Vinci 44, 10095 Grugliasco. Tel. 011-6708519, Fax 011-4031819,  
Ajmone@agraria.unito.it*

Roberto Ambrosoli

*Università di Torino DIVAPRA-Microbiologia e Industrie Agrarie,  
via L. da Vinci 44, 10095 Grugliasco. Tel. 011-6708554, Fax 011-6708549,  
Ambrosoli@agraria.unito.it*

Bruno Biasiol

*Università di Torino DIVAPRA-Chimica Agraria,  
via L. da Vinci 44, 10095 Grugliasco. Tel. 011-6708514, Fax 011-4031819,  
Biasiol@agraria.unito.it*

Eleonora Bonifacio

*Università di Torino DIVAPRA-Chimica Agraria,  
via L. da Vinci 44, 10095 Grugliasco. Tel. 011-6708516, Fax 011-4031819,  
Bonifacio@agraria.unito.it*

Luisella Celi

*Università di Torino DIVAPRA-Chimica Agraria,  
via L. da Vinci 44, 10095 Grugliasco. Tel. 011-6708515, Fax 011-4031819,  
Celi@agraria.unito.it*

Alessandro Cignetti

*Università di Torino DIVAPRA-Chimica Agraria,  
via L. da Vinci 44, 10095 Grugliasco. Tel. 011-6708512, Fax 011-4031819,  
Cignetti@agraria.unito.it*

Ugo De La Pierre

*Studio di Geologia  
Via Camogli 10, 10134 Torino, Tel. 011-3195506, Fax 011-3186639  
Udelapi@tin.it*

Giovanni De Luca

*Università di Torino DIVAPRA-Chimica Agraria,  
via L. da Vinci 44, 10095 Grugliasco. Tel. 011-6708513, Fax 011-4031819,  
Deluca@agraria.unito.it*

Michele Freppaz

*Università di Torino DIVAPRA-Chimica Agraria,  
via L. da Vinci 44, 10095 Grugliasco. Tel. 011-6708687, Fax 011-4031819,  
Freppaz@agraria.unito.it*

Corinna Guasco  
*Università di Torino DIVAPRA-Microbiologia e Industrie Agrarie,*  
*via L. da Vinci 44, 10095 Grugliasco. Tel. 011-6708554, Fax 011-6708549,*

Michèle Nègre  
*Università di Torino DIVAPRA-Chimica Agraria,*  
*via L. da Vinci 44, 10095 Grugliasco. Tel. 011-6708521, Fax 011-4031819,*  
*Negre@agraria.unito*

Luca Mercalli  
*Società Meteorologica Subalpina*  
*Via G. Re 86, 10146 Torino. Tel. 011-797620, Fax 011-6689200*  
*Meteo@arpnet.it*

Mario Pividori  
*Università di Torino Dipartimento di Agronomia, Selvicoltura e Gestione del territorio*  
*via L. da Vinci 44, 10095 Grugliasco. Tel. 011-6708647, Fax 011-6708734,*  
*Pividori@agraria.unito.it*

Riccardo Scalenghe  
*Università di Torino DIVAPRA-Chimica Agraria,*  
*via L. da Vinci 44, 10095 Grugliasco. Tel. 011-6708515, Fax 011-4031819,*  
*Scalenghe@agraria.unito.it*

Fiorenzo C. Ugolini  
*Università di Firenze Dipartimento di Scienza del Suolo e Nutrizione della Pianta,*  
*p.le Cascine, 28 50144 Firenze. Tel. 055-3288218,*  
*Ugolini@iges.fi.cnr.it*

Ermanno Zanini  
*Università di Torino DIVAPRA-Chimica Agraria,*  
*via L. da Vinci 44, 10095 Grugliasco. Tel. 011-6708518, Fax 011-4031819,*  
*Zanini@agraria.unito.it*

<b>LA VALLE DEL LYS</b>	<b>3</b>
<b>INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO DELL'AREA DI STUDIO</b>	<b>5</b>
<b>INQUADRAMENTO VEGETAZIONALE DELL'AREA DI STUDIO</b>	<b>9</b>
<b>INQUADRAMENTO CLIMATICO DELL'AREA DI STUDIO E GLACIOLOGIA</b>	<b>13</b>
<b>I SUOLI</b>	<b>17</b>
<b>LA FRAZIONE ORGANICA E L'ATTIVITÀ MICROBICA</b>	<b>39</b>
<b>LA FRAZIONE ARGILLOSA</b>	<b>47</b>
<b>LA STABILITÀ STRUTTURALE</b>	<b>53</b>
<b>DINAMICA DEI NUTRIENTI: L'ESEMPIO DELL'AZOTO</b>	<b>59</b>
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	<b>65</b>
<b>AUTORI DEI CONTRIBUTI</b>	<b>69</b>



