



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PALERMO

**DIPARTIMENTO DEI SISTEMI AGRO- AMBIENTALI**

**DOTTORATO DI RICERCA INTERNAZIONALE IN**

**AGRONOMIA AMBIENTALE**

XXIII CICLO

TESI DI DOTTORATO

SETTORE SCIENTIFICO- DISCIPLINARE AGR/14

**SUOLI ANTROPOGENICI IN AMBIENTE IPERARIDO:  
EFFETTI DELLA COLTIVAZIONE SULLA PEDOGENESI DEI  
SUOLI TERRAZZATI**

DOTT. SSA BENEDETTA CAMILLI

TUTOR:

PROF. CARMELO DAZZI

COORDINATORE:

PROF. CARMELO DAZZI

CO-TUTOR:

DOTT. SSA MARIA TERESA DELL'ABATE



# Indice

---

Riassunto .....	1
Premessa .....	5
1 Introduzione.....	6
Modelli di pedogenesi .....	6
Antropedogenesi.....	15
Pedogenesi in ambiente arido e iperarido.....	19
2 Obiettivi .....	22
3 Area di Studio.....	23
Inquadramento geografico.....	23
Geologia e litologia .....	25
Geomorfologia.....	27
Clima .....	29
Suoli.....	33
Vegetazione .....	34
Agricoltura e pedoantropizzazione.....	36
4 Materiali e Metodi .....	40
5 Risultati e Discussioni .....	51
6 Conclusioni.....	76
7 Bibliografia.....	79

Appendice A.....	94
Carta geologica dell'area di Arequipa.....	94
Appendice B.....	95
Descrizione dei profili.....	95
Appendice C.....	111
Qualità delle acque irrigue.....	111
Ringraziamenti.....	112

# Riassunto

---

Il ruolo attivo dell'uomo nell'ecosistema e, in particolare, nei processi di pedogenesi del suolo, è stato tradizionalmente riconosciuto nel fattore *O* (organismi) dell'equazione dei fattori di stato. Nel corso degli ultimi due secoli, l'uomo ha esteso la sua influenza a vasti paesaggi e interi ecosistemi, rappresentando la forza dominante dei cambiamenti globali (Arnold et al., 1990). Per tali ragioni, l'uomo può essere considerato un fattore indipendente nella genesi del suolo. In tale prospettiva, la genesi dei suoli antropogenici, l'antropedogenesi, rappresenta un argomento di indagine di grande interesse, per la gran parte ancora inesplorato. Considerando tali premesse, l'obiettivo generale di questo studio è di valutare l'effetto del fattore antropico sulla pedogenesi del suolo, con particolare attenzione alla genesi dei suoli antropogenici agricoli di ambiente iperarido. Il fattore antropico è stato valutato considerandone gli effetti su alcuni caratteri fondamentali della fertilità chimica e biologica del suolo: il carbonio organico e la comunità microbica. L'area di studio è situata nella fascia iperarida del Dipartimento di Arequipa (Perù), caratterizzata da una profonda trasformazione del pedopaesaggio naturale dovuta all'attività agricola, al fine di ricavare nuove superfici coltivabili terrazzate attraverso imponenti operazioni di sbancamento, colmate della pendenza e l'introduzione dell'irrigazione. Per realizzare gli obiettivi, sono stati selezionati e campionati 5 suoli (0-20 cm e 20-40 cm), uniformi per le principali caratteristiche fisico-chimiche, ma differenti per gli anni di antropizzazione: 5 anni, 10 anni, 15 anni, 35 anni e 65 anni di coltivazione (antro- cronosequenza) (totale: 30 campioni). Per ogni campione, è stato determinato: carbonio organico totale ( $C_{org}$ ), estraibile ( $C_{ext}$ ), non estraibile (o umina) ( $C_{nExt}$ ), contenuto di acidi umici e fulvici ( $C_{HA+FA}$ ), carbonio della biomassa microbica ( $C_{mic}$ ), il numero delle colonie coltivabili (UFC), la respirazione, il profilo metabolico/fisiologico (CLPP- BIOLOG) e la diversità genetica (DGGE) della comunità microbica. I risultati ottenuti mostrano che il carbonio organico totale, la frazione estraibile e quella non umica, decrescono durante il decennio successivo alla messa a coltura (15 anni) e riportano valori pari o prossimi simili a quelli iniziali, durante il decennio successivo (20 anni) e oltre (35 anni). La frazione umica (acidi umici e fulvici e umina) non presenta variazioni significative nel medesimo periodo. Tutte le frazioni, ad eccezione degli acidi umici e fulvici, raggiungono i massimi valori a distanza di molti anni dalla messa a coltura (65 anni). I parametri di umificazione, umificazione totale e grado di umificazione, mantengono valori modesti e poco variati nel

tempo. Il contenuto della biomassa microbica è molto limitato. L'attività respiratoria e metabolica della comunità microbica rivela un processo di trasformazione e di transizione, verso un'attività metabolica più lenta e una maggiore diversità funzionale all'aumentare degli anni di coltivazione. Riguardo la sua struttura genetica, essa si modifica nel tempo, al progredire dell'attività agricola, evidenziando un periodo intermedio di transizione del sistema. In definitiva, l'intervento antropico influenza la pedogenesi dei suoli in ambiente iperarido e i suoi effetti sono rilevabili, dopo un lungo periodo di coltivazione. In ambiente iperarido, l'attività agricola aumenta la quantità di carbonio organico nel lungo periodo e modifica, attraverso fasi intermedie di transizione, la funzionalità e la struttura genetica della comunità microbica. I risultati ottenuti rappresentano un contributo utile all'ampliamento delle conoscenze relative ai processi legati alla sostanza organica e alla comunità microbica dei suoli antropogenici di ambiente iperarido.

# Abstract

---

Man's attempts to domesticate "wild soil" to meet his own needs, is dated back to its appearance on Earth. Considering his active role in the ecosystem, man has been traditionally included in the *O* (organisms) state factor. Nevertheless, soils modified by human activity have been often defined as "disturbed" or "artifacts" or "manipulated", like deviations from natural development. Recently, man has extended its influence over 83% of the Earth surfaces, anthropizing vast landscapes and ecosystems and he is considered as a primary geomorphologic agent, a significant force contributing to global soil change. The use of powerful devices, for deep tillage, terracing, leveling, urbanization, industrialization, makes man an independent factor of pedogenesis, exceeding his natural time influence limits. For these reasons, man can be recognized as the "sixth factor" of pedogenesis. Genesis of anthropogenic soils, i.e. anthropedogenesis, is a key topic but little efforts have been made to understand it, mostly still unexplored. In order to deep the knowledge about human impact on soil genesis, the present study has the main aim to assess the human factor influence on anthropedogenesis of terraced soils in hyper arid environment, with particular focus on its effects on soil organic carbon and microbial community. Study area was located in the hyper arid strip of Arequipa Department (Peru). Representative soils were selected, uniform in the main physical-chemical, morphological and agronomic characteristics, but differing in human impact duration: 5 years, 10 years, 15 years, 35 years, 65 years of cultivation. Each soil was sampled at the depths most affected by common agricultural practices (0-20 cm and 20-40 cm) (totally 30 samples: 5 soils, 2 depths, 3 replicates). Each sample was analyzed for: total organic carbon ( $C_{org}$ ), total extractable carbon ( $C_{ext}$ ), humified fractions (humic and fulvic acids,  $C_{HA+FA}$ ; not extractable C or humin,  $C_{notExt}$ ), not humified organic carbon (not humic carbon,  $C_{noHum}$ ), microbial biomass ( $C_{mic}$ ), cultivable colony number (CFU), microbial respiration, metabolic activity (CLPP- BIOLOG) and genetic diversity (DGGE). From obtained data, humification parameters were calculated: total level of humification (HU%) and the degree of humification (DH%). Triple determinations were carried out and the mean values of analytical data were reported. Analysis of variance (procedure ANOVA, SAS Institute) was performed according to the experimental design. The results show that the total organic carbon content is very low (generally less than 1%). It decreases substantially, in absolute value, after the early years of cultivation (15 years), increasing again after a long

period of cultivation (65 years, about 2.5%). This is mainly due to the higher organic matter inputs in soil, from agriculture activity. Extractable organic carbon shows a sigmoid trend over the years, reaching the highest value in the last soil of the anthro-chronosequence. This trend is mainly detectable at 0-20 cm depth, the most affected layer by agricultural practices.  $C_{ext}$  increase is mainly due to the not humified and highly mineralizable component ( $C_{nH}$ ), because the humic fraction ( $C_{HA+FA}$ ) haven't shown relevant changes, over the years. The not extractable fraction ( $C_{nEXT}$ , humin) reaches the highest values after many years of cultivation (65 years). Humification parameters show that soils of Arequipa keep organic carbon mainly in not humic or humin forms, along the anthro-chronosequence, although depressing factors of humification, typical of hyper arid environments (e.g. no organic input and soil aridity), were removed by agriculture. Microbial biomass content is very low, not always detectable with applied techniques. Microorganism activity is highly related to substrate availability and it shows a metabolic transformation or transition process as human activity increases, towards a slower activity but higher functional diversity. Microbial genetic structure, at community level, changes over the years, revealing a transition period during the intervening years of the anthro-chronosequence (15, 20 and 35 years). In conclusion, human factor influences soil genesis in hyper arid environments and its effects are detectable after a long period of cultivation. Agriculture increases organic carbon content in the long term and modifies, through a transition phase, microbial community functionality and genetic structure. Obtained results represent a useful contribution to enlarge available knowledge on soil organic matter dynamic and microbial community characteristics in anthropogenic soils, as wells as the opportunity to deepen interesting key topics related to soil genesis in hyper arid environments.

# Premessa

---

L'antropodogenesi rappresenta un argomento di grande interesse scientifico negli ultimi anni. Tuttavia esso è rimasto, per molti aspetti, ancora inesplorato. La conoscenza delle proprietà dei suoli antropogenici è molto limitata, nonostante essi siano ormai divenuti e riconosciuti come principali componenti del pedopaesaggio. La necessità di stabilire criteri oggettivi per permetterne la classificazione e lo studio sistematico rende necessaria un'intensa attività di produzione e di raccolta di dati. Quest'ultima è portata avanti, dal 1997, dal comitato internazionale dei suoli antropogenici (ICOMANTH). Tali considerazioni hanno stimolato l'interesse ad approfondire la comprensione dei processi di antropodogenesi, con l'intento di contribuire a un'ulteriore conoscenza di questi suoli. In particolare, lo studio dei suoli antropogenici di ambiente iperarido del territorio di Arequipa (Perù) ha rappresentato un argomento di ricerca di grande interesse, soprattutto per l'ambiente climatico di applicazione, poco conosciuto dal punto di vista pedologico. Il paesaggio naturale di Arequipa è stato, in ampi tratti, profondamente trasformato dall'uomo. Le imponenti opere di terrazzamento e l'attività agricola hanno reso i suoli antropogenici una delle componenti caratteristiche e distintive del paesaggio peruviano. Il presente lavoro si è proposto di indagare l'effetto, nel lungo periodo (65 anni), dell'attività agricola sulla genesi dei suoli antropogenici in ambiente iperarido. In particolare, lo studio ha riguardato l'evoluzione, nel tempo, di alcuni importanti componenti della fertilità chimica e biologica del suolo, come il carbonio organico e la comunità microbica. I risultati ottenuti hanno permesso non solo di arricchire la conoscenza di alcune caratteristiche dei suoli agricoli terrazzati ma anche quella relativa ad un ambiente climatico ancora poco conosciuto, l'ambiente iperarido, di grande interesse sia agronomico che pedologico.

# 1 Introduzione

---

## Modelli di pedogenesi

Il suolo si presenta come un sistema molto complesso, in cui fattori fisici, chimici e biologici agiscono in stretta connessione. L'impiego di modelli matematici e statistici si è progressivamente diffuso come strumento essenziale per comprenderne e descriverne le molteplici relazioni. In particolare, la pedogenesi e i processi che la caratterizzano hanno destato grande interesse e sono stati studiati e interpretati, nel tempo, secondo diversi modelli genetici. Di seguito, in ordine cronologico, sono illustrati alcuni tra i modelli concettuali più diffusi. Questi, generalmente, fanno riferimento a tre principali criteri di approccio interpretativo: fattoriale, di processo ed energetico (Minasny et al., 2008). Nessuno risulta il migliore. Ognuno, tuttavia, ha ispirato, in misura diversa, le successive formulazioni, contribuendo alla proposizione di modelli sempre più avanzati e verificabili che ci permettono di organizzare e comprendere meglio la complessa realtà del suolo, del pedopaesaggio e della sua genesi (Smeck et al., 1983)

## Il modello di Jenny

La considerazione del suolo come “sistema”, il cui stato e le cui proprietà sono descritte, in ogni momento, da un insieme di variabili indipendenti, ha permesso agli scienziati del suolo l'applicazione alla pedogenesi del modello funzionale-fattoriale. L'espressione simbolica più diretta di tale approccio è una funzione algebrica, la cui formulazione è considerata quella più affascinante, di maggiore impatto e diffusione nella comunità pedologica mondiale (Schaetzl e Anderson, 2005). Il primo modello funzionale-fattoriale fu sviluppato da Vassily V. Dokuchaev (Dokuchaev, 1883), nel tentativo di spiegare la pedogenesi in funzione di fattori ambientali e biologici, individuati su base empirica e definiti fattori di stato. Il modello è stato così enunciato:

$\Pi = f(K, O, \Gamma)$  dove:

$\Pi$  : suolo

$K$  : clima

$O$  : organismi

$\Gamma$  : substrato pedogenetico

Il modello fu, in seguito, implementato e sviluppato da Shaw (1930), il quale riconobbe che “*i suoli si formano attraverso la trasformazione e la parziale disgregazione del substrato pedogenetico per opera dell’acqua, dell’aria, delle escursioni termiche e dell’attività organica*”. Shaw descrisse l’azione dei “*potenti fattori*” di pedogenesi in un’equazione:

$$S = M (C+V)^T \quad \text{dove:}$$

S : suolo

M : substrato pedogenetico

C : clima

V : vegetazione

T : tempo

Il suolo si forma dal substrato pedogenetico (*M*) grazie all’azione dei fattori climatici (*C*) e della vegetazione (*V*), nel corso di un certo periodo (*T*). Jenny (1941) contribuì ulteriormente all’evoluzione del modello. Egli ridefinì, con rigore, il suolo come sistema e formalizzò i fattori della pedogenesi (Minasny et al., 2008). Egli estese l’equazione di Shaw, riscrivendola nella forma dell’”equazione fondamentale dei fattori di stato”, ormai comunemente nota come “*clorpt equation*”. Essa si è affermata come la più influente tra tutti i modelli di genesi del suolo. Secondo Jenny, suolo e ambiente sono sistemi comunicanti, definiti da alcuni fattori in grado di influenzarne lo stato o le caratteristiche. L’equazione esprime questa relazione, come segue:

$$S = f (cl, o, r, p, t, \dots) \quad \text{dove:}$$

S: suolo o una sua proprietà

cl : fattore clima

o : fattore organismi

r : fattore topografia

p : fattore substrato pedogenetico

t : fattore tempo (età del suolo)

... (*punti*) : fattori locali non specificati

Nella suddetta equazione, ogni fattore di stato è rappresentato da una variabile, che definisce il sistema suolo-ambiente in termini di controllo sulla pedogenesi, sui processi pedogenetici e sulla distribuzione dei suoli, secondo una grande varietà di combinazioni possibili (Jenny, 1941; Wilding, 1994). I fattori di Jenny sono di natura quantitativa e qualitativa e risultano indipendenti dal sistema, variando sia nello spazio che nel tempo (Amundson e Jenny, 1997). Il modello ha dimostrato grande applicabilità nelle operazioni di campo, in particolare nella mappatura e previsione della variabilità spaziale dei suoli (Birkeland, 1999) e ha una notevole valenza didattica. Tuttavia, la risoluzione matematica dell'equazione ha presentato alcune insuperabili limitazioni. Infatti, l'espressione di ogni fattore di stato come *variabile*, cioè quantitativamente attraverso un valore numerico, si è dimostrata impraticabile. Il sistema suolo risulta talmente complesso da rendere impossibile la definizione, in termini matematici, di ogni fattore. Essi, inoltre, *non* sono indipendenti tra loro (Stephen, 1947; Yaalon, 1975; Phillips, 1993). Tuttavia, un approccio empirico può rappresentare una soluzione semiquantitativa all'equazione. In particolare, ogni fattore della funzione può essere definito singolarmente, attraverso la sua influenza relativa sul sistema, mantenendo costanti gli altri fattori (Jenny, 1941; Richardson e Edmonds, 1987; Schaetzl e Anderson, 2005). Questo permette di comprendere la pedogenesi attraverso l'effetto di un singolo fattore alla volta, espresso da singole funzioni pedogenetiche, di grande importanza sperimentale e pratica (Stephen, 1947). Le funzioni pedogenetiche sono presentate come segue:

$$S = f (cl)_{o, r, p, t} \quad \text{climofunzione}$$

$$S = f (o)_{cl, r, p, t} \quad \text{biofunzione}$$

$$S = f (r)_{cl, o, p, t} \quad \text{topofunzione}$$

$$S = f (p)_{cl, o, r, t} \quad \text{litofunzione}$$

$$S = f (t)_{cl, o, r, p} \quad \text{cronofunzione}$$

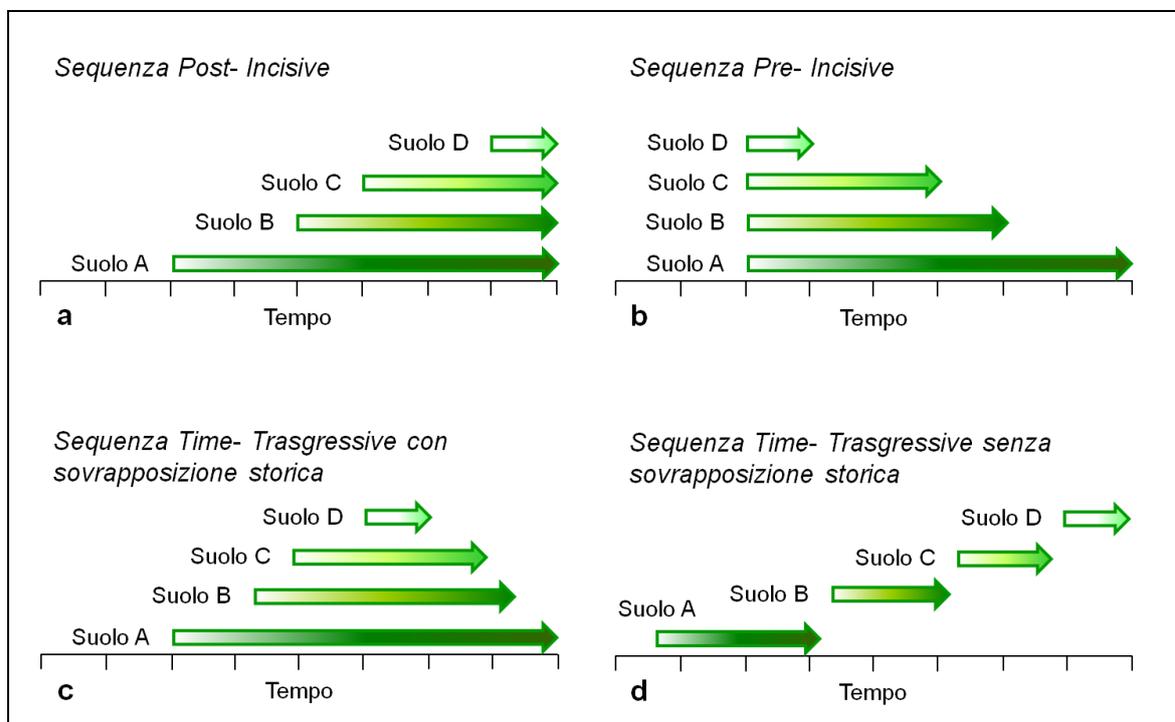
Nell'ambito di ogni funzione, l'insieme dei suoli, dalle diverse caratteristiche conseguenti alla variazione del valore del singolo fattore, è chiamato "sequenza": climosequenza, biosequenza, toposequenza, litosequenza e cronosequenza. La rilevanza scientifica e la grande utilità pratica del modello non sono state intaccate nel tempo, nonostante le importanti limitazioni, come l'impossibilità di risolvere l'equazione, di testare o validare il

modello. Esse, al contrario, ne hanno stimolate numerose revisioni successive (Wilde, 1946; Nikiforoff, 1959; Jenny, 1961). Indubbiamente, il valore maggiore di questo approccio risiede nella capacità di fornire uno strumento di comprensione del paesaggio nel suo insieme, interpretandolo secondo diversi aspetti (Jenny, 1980).

### Il fattore tempo e la cronosequenza

La natura dinamica del sistema suolo e l'evoluzione delle sue proprietà, nel corso della pedogenesi, da uno stato iniziale ( $t_0$ ) a un nuovo stato, in equilibrio con l'ambiente circostante, conferisce grande importanza al fattore *tempo*. Secondo la visione pedogenetica classica, una volta raggiunto l'equilibrio, il suolo è definito "maturo", cioè non più oggetto di rilevanti evoluzioni, finché tale stato non risulti nuovamente disturbato da fattori esterni. In definitiva, il suolo si sviluppa progressivamente dalla "giovinezza" alla "maturità" (Davis, 1909). L'affermarsi di questi nuovi e importanti concetti, ha reso la cronosequenza quella più nota tra le sequenze derivate dall'equazione dei fattori di stato (Schaetzl e Anderson, 2005). Essa è costituita da suoli che si sono evoluti secondo condizioni topografiche, climatiche e vegetazionali simili, in cui le differenze spaziali possono essere ricondotte a una diversa durata dello sviluppo pedogenetico (Harden, 1982; Huggett, 1998). Le cronosequenze rappresentano un potentissimo strumento di indagine pedologica poiché a) contribuiscono alla ricostruzione storica dei processi e alla validazione delle teorie formulate sulla pedogenesi b) sono un eccellente indicatore del grado, del tasso di sviluppo e della direzione dei processi pedogenetici c) forniscono preziose informazioni circa le fasi genetiche e il raggiungimento dello stato di equilibrio nel sistema (Huggett, 1998). Lo studio di una cronosequenza richiede alcuni presupposti fondamentali. In particolare, è indispensabile la conoscenza del tempo iniziale ( $t_0$ ) o intervallo pedogenetico, cioè il momento in cui è iniziato il ciclo pedogenetico del sistema studiato. Grazie alle tecniche di indagine disponibili, il  $t_0$  può essere stimato con ragionevole certezza in molti suoli (Buol et al., 1989; Schaetzl e Anderson, 2005). Inoltre, ogni suolo della cronosequenza deve rappresentare uno stadio successivo di uno o più processi pedogenetici, che siano progressivamente comuni a tutti i suoli considerati. In questa materia, Vreeken (1975) fornì un apporto fondamentale, identificando le principali tipologie di cronosequenze esistenti. Egli osservò che se la diversità tra i suoli è da ricondursi a tempi di pedogenesi differenti, allora tale diversità dovrebbe riguardare anche il tempo di inizio ( $t_0$ ) e/o di fine di tale sviluppo. Infatti, i suoli di una cronosequenza possono presentare, tra loro, tempi sincroni o asincroni di inizio o fine dell'evoluzione, che

possono o meno sovrapporsi storicamente. Tali possibilità producono le quattro principali tipologie di cronosequenze esistenti (Figura 1.1).



**Figura 1.1** Rappresentazione schematica delle quattro principali tipologie di cronosequenze (mod. Schaetzl e Anderson, 2005)

La prima tipologia, “*Post-Incise*” (Figura 1.1 a), riguarda le sequenze (suolo A, B, C, D) caratterizzate da una sincronia del momento considerato come la fine dell’evoluzione pedogenetica. Il termine anglosassone “*incisive*” (incisivo) è usato per indicare un intervento, geomorfico o antropico, decisivo sul paesaggio e tale da condizionare l’inizio dell’evoluzione del suolo, come la creazione di nuove superfici o la sepoltura di altre. Questa tipologia comprende i suoli evoluti in tempi successivi, in una sequenza di suoli progressivamente più giovani, e rappresenta, senz’altro, la tipologia più comune e studiata (Huggett, 1998). Un esempio sono i suoli formati su terrazze moreniche o fluviali di diversa età. La seconda tipologia, “*Pre-Incise*” (Figura 1.1 b), è caratterizzata da suoli con un medesimo tempo zero, il cui sviluppo è stato selettivamente e progressivamente interrotto, da eventi esterni, comunemente di sepoltura (Khokhlova et al., 2001). Un esempio di tale categoria è rappresentato dai suoli formati su detriti glaciali, neo-esposti e gradualmente ricoperti da altri depositi, pesantemente limitati nel loro sviluppo in differenti stadi di evoluzione. La terza categoria, “*Time- Trasgressive con sovrapposizione storica*” (Figura 1.1 c), identifica le sequenze in cui non coincidono né il momento di

inizio né la fine dello sviluppo pedogenetico, ma con parziale sovrapposizione del tempo trascorso. Essa caratterizza i suoli misti, sepolti e relitti, risultato di processi di erosione e deposizione. Infine, la quarta tipologia, “*Time- Trasgressive senza sovrapposizione storica*” (Figura 1.1 d), in cui lo sviluppo dei suoli non si sovrappone mai, come quelli delle sequenze verticali delle unità suolo-paesaggio e quelli tra unità sedimentarie successive. L’esistenza di differenti tipologie di cronosequenze e la molteplicità dei disturbi esterni, in grado di influenzare lo sviluppo del suolo, complicano notevolmente l’individuazione e l’interpretazione delle cronosequenze. Le maggiori difficoltà risiedono nell’assunzione di tutti i fattori di stato come costanti, ad eccezione del tempo, e nella problematicità, riscontrata in campo, di individuare pedon rappresentativi. Inoltre, bisogna ricordare che la cronosequenza rappresenta una lettura parziale del passato, poiché non tutti i cambiamenti nei processi pedogenetici lasciano traccia lungo il profilo. Tuttavia, nonostante le problematiche metodologiche, le cronosequenze sono uno strumento di indagine molto efficace e, ad oggi, rappresentano l’unica tecnica disponibile per studiare l’evoluzione dei suoli e la pedogenesi nel lungo periodo (Huggett, 1998).

## **Il modello di Simonson**

Roy W. Simonson interpretò la pedogenesi secondo due fasi principali e sovrapposte: l’accumulo di materiale parentale e la differenziazione degli orizzonti. Egli concentrò l’attenzione su quest’ultima, fornendo un nuovo contributo alla sua comprensione. Simonson intendeva il suolo come un sistema aperto, in cui i numerosi processi pedogenetici ne determinano le caratteristiche e agiscono simultaneamente ma con intensità diversa, sui flussi di materia ed energia. Egli definì chiaramente quattro principali tipologie di processi: addizione (es. arricchimento e accumulo), rimozione o perdita (es. lisciviazione ed erosione), traslocazione (es. eluviazione, illuviazione, carbonatazione) e trasformazione (es. mineralizzazione, umificazione) (Simonson, 1959, 1978) (Figura 1.2). L’importanza relativa di ogni processo nella differenziazione degli orizzonti varia nel tempo ed è diversa per ogni suolo, risultando fortemente influenzata da fattori esterni (come clima, organismi, substrato pedogenetico e topografia). Essi non promuovono necessariamente l’orizzontazione del profilo o l’aumento di complessità del sistema ma possono agire in diverse direzioni. Infatti, il loro bilancio complessivo, in ogni combinazione, diviene la principale chiave di interpretazione delle caratteristiche del suolo e della sua variabilità (Simonson, 1959). Il modello di Simonson, definito anche modello di

sistema o processo (Huggett, 1975), può essere espresso sottoforma di equazione, come segue:

$$S = f(a, r, t_1, t_2) \text{ dove:}$$

$S$ : suolo

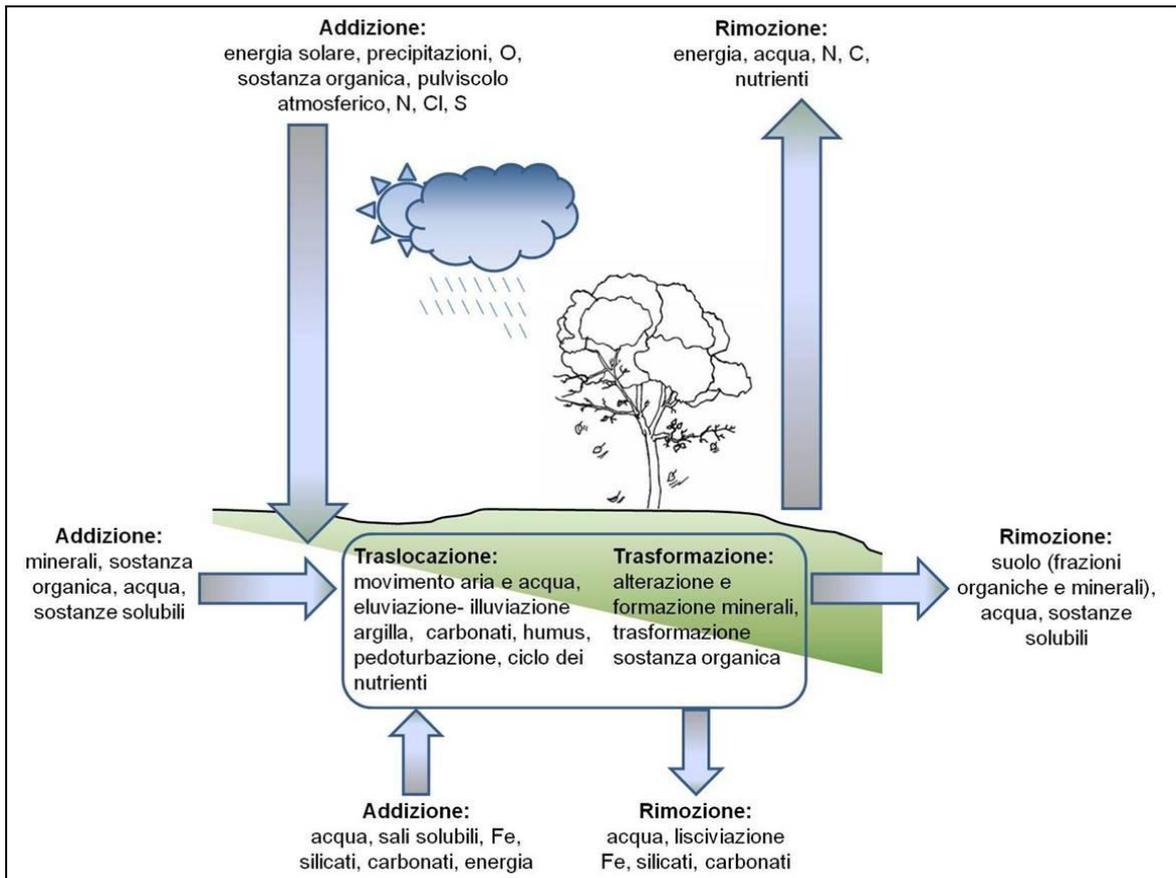
$a$  : processi di addizione

$r$  : processi di rimozione o perdita

$t_1$  : processi di traslocazione

$t_2$  : processi di trasformazione

Questo approccio pone grande enfasi sulla dinamica dei processi di pedogenesi nel suolo, sulla loro importanza relativa e le possibili combinazioni. Il modello non è alternativo a quello fattoriale ma complementare ad esso. Il primo spiega le caratteristiche del suolo in termini di variabili esterne a livello di ecosistema, rivelando poco delle sue dinamiche interne, il secondo si interessa dei flussi di energia e materia attraverso il sistema e delle forze che li influenzano. Questa differenza rende il modello di Simonson molto utile nell'analisi teorica dei processi pedologici, nella descrizione delle proprietà dei suoli e nell'interpretazione dello sviluppo del profilo (Hugget, 1975; Phillips, 1989).



**Figura 1.2** Rappresentazione di alcuni processi pedogenetici di addizione, rimozione, traslocazione e trasformazione (mod. Schaetzl e Anderson, 2005)

## Il modello di Runge

Ed Runge propose un modello pedogenetico secondo il quale la genesi del suolo risulta guidata da due principali fonti di energia: l'energia gravitazionale e quella solare. Esse sono considerate le forze trainanti dei processi di genesi e orizzontazione del suolo, esercitando la loro influenza sul movimento dell'acqua lungo il profilo e la produzione di biomassa (Runge, 1973). Il modello, chiamato energetico (Smeck et al., 1983), è espresso come segue:

$S = f(o, w, t)$  dove:

S: suolo

$o$  : produzione di sostanza organica

$w$  : acqua disponibile per la lisciviazione

$t$  : tempo

L'autore riprese i fattori di stato di Jenny, identificando il clima e la topografia come i principali fattori della pedogenesi. Essi furono combinati in un unico fattore  $w$ , chiamato il fattore di intensità e definito come la quantità d'acqua disponibile per la lisciviazione, in grado di organizzare e differenziare il profilo utilizzando l'energia gravitazionale (Schaetzl e Anderson, 2005). Il fattore  $w$  è condizionato da fattori ambientali come la durata e l'intensità delle precipitazioni, la permeabilità del suolo, la topografia e l'evapotraspirazione. Il substrato pedogenetico e gli organismi sono stati considerati nel fattore  $o$  (produzione di sostanza organica), in cui le piante ricoprono l'importante ruolo di produttori primari, e che risulta condizionato dal substrato pedogenetico e da fattori ambientali (es. disponibilità di nutrienti e idrica, fertilità del suolo). Il modello concilia il modello fattoriale con quello di processo ed è stato applicato finora esclusivamente in modo qualitativo e concettuale, dal momento che risulta molto complesso quantificare l'energia dei singoli processi considerati (Huggett, 1975).

### **Il modello di Jonhson e Watson- Stegner**

La natura dinamica della pedogenesi acquisì grande enfasi grazie a questo modello, che ne trasformò profondamente la visione. Jonhson e Watson- Stegner (Jonhson e Watson- Stegner, 1987; Johnson, 1993) intendevano la pedogenesi non più come un processo evolutivo unidirezionale progressivo ma come un insieme di processi progressivi e/o regressivi, attraverso i quali il suolo evolve. Essi superarono la visione derivante dal modello di Jenny e dal concetto di sequenza, secondo cui la genesi del suolo progredisce da sistemi più semplici a quelli più complessi o "maturi". Il concetto era già stato intuito da Dokuchaev, il quale sosteneva che: *"il suolo, alla stessa maniera delle piante e degli animali, eternamente vive e cambia, ora progressivamente ora regressivamente"* (Nikiforoff, 1959). I processi regressivi, i.e. di riduzione del grado di organizzazione interna del profilo (es. pedoturbazione, aploidizzazione, melanizzazione, erosione), erano conosciuti e studiati ma sostanzialmente ignorati nelle teorie pedogenetiche (Schaetzl e Anderson, 2005). Il modello fu enunciato come segue:

$S = f(P, R)$  dove:

$S$  : suolo o una sua proprietà

$P$  : pedogenesi progressiva

$R$  : pedogenesi regressiva

La pedogenesi progressiva comprende processi, fattori e condizioni interni/esterni al suolo che promuovono la differenziazione, lo sviluppo e la formazione del profilo (es. orizzontazione, lisciviazione, inspessimento del profilo), mentre la pedogenesi regressiva, quelli di aploidizzazione, di assottigliamento del profilo (es. erosione) o ritardanti la pedogenesi stessa (materiali accumulati sulla superficie). La prevalenza di alcuni tipi di processi, rispetto ad altri, dipende da fattori del suolo intrinseci (proprietà fisiche, chimiche, mineralogia ecc.) ed estrinseci (substrato pedogenetico, clima, topografia, organismi ecc.). La modificazione di tali fattori può comportare un'alterazione dell'equilibrio e dunque della pedogenesi. Huggett (1991, 1995) commentò il modello sostenendo che, in termini di modellizzazione quantitativa, può essere molto complicato distinguere i processi gli uni dagli altri. Inoltre, la loro classificazione e identificazione varia con la scala del sistema e con l'obiettivo dello studio. In definitiva, il modello ridefinisce il concetto di pedogenesi, conferendo uguale importanza a tutti i processi del suolo e interrompendone la preponderante visione evolucionistica lineare. Il disturbo esterno o la variazione interna del sistema suolo iniziano ad essere considerati come eventi naturali e, talvolta, anche dalle conseguenze prevedibili (Schaetzl e Anderson, 2005).

## **Antropedogenesi**

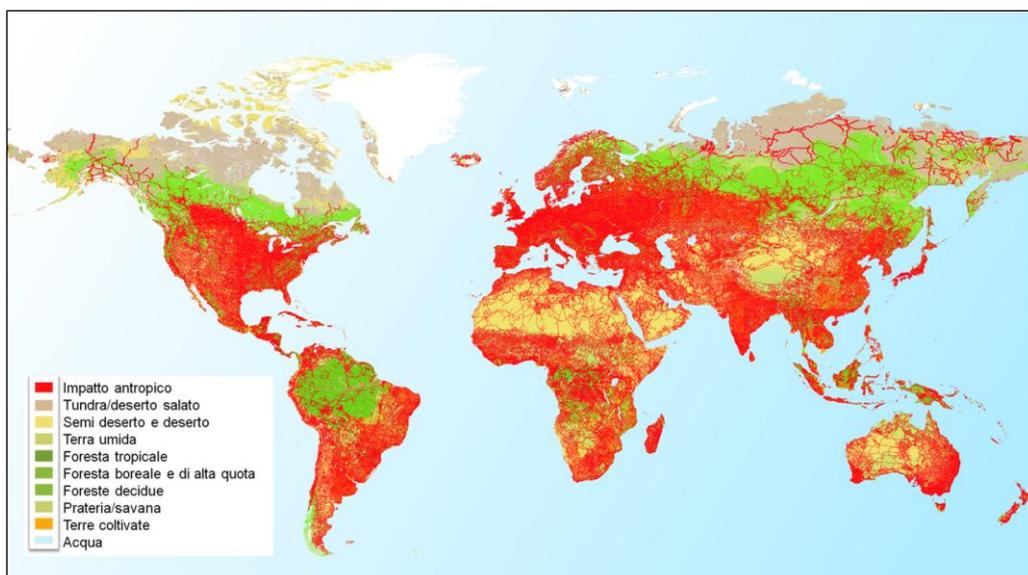
Il tentativo dell'uomo di domesticare il "suolo selvaggio", per soddisfare le proprie necessità, risale alla sua comparsa sulla Terra (Bouma e Hole, 1971; Hole, 1974; Buol et al., 2003). Riconoscendone il ruolo attivo nell'ecosistema, l'uomo è stato tradizionalmente incluso nel fattore *O* (organismi) dell'equazione dei fattori di stato (Jenny, 1941), sebbene i suoli modificati dall'attività umana siano stati spesso definiti come "disturbati" o "artefatti" o "manipolati", cioè considerati come deviazioni rispetto al naturale sviluppo. La scala temporale in cui esso agisce, di per sé, attraverso l'attività agricola o il disboscamento, è simile o molto ridotta rispetto a quella della maggior parte dei processi pedogenetici naturali, risultandone così strettamente dipendente. Nei tempi recenti, tale definizione non risulta appropriata. L'uomo non ha limitato la sua influenza solamente alla domesticazione delle specie vegetali o animali, ma ha trasformato vasti paesaggi e interi ecosistemi, estendendo la sua influenza diretta a oltre l'83% della superficie mondiale (Kareiva et al., 2007; <http://www.ciesin.columbia.edu>) (Figura 1.3). Nel corso degli ultimi due secoli, l'intensità e la diffusione dell'impatto antropico, in particolare sul suolo, sono state tali da giustificare la proposta di una nuova era geologica: l'Antropocene (Crutzen,

2002). In essa, l'uomo rappresenta la forza dominante, contribuendo ai cambiamenti globali e alle veloci trasformazioni dell'ecosistema (Arnold et al., 1990). I potenti apparati tecnologici di cui esso si avvale, per le opere di lavorazione profonda, terrazzamento, livellamento, urbanizzazione, industrializzazione, lo hanno reso indipendente dagli altri fattori di stato, consentendogli di superare il suo naturale limite di influenza temporale. Per tali ragioni, l'uomo può essere considerato un fattore indipendente nella genesi del suolo, ovvero, a tutti gli effetti, il “sesto fattore” della pedogenesi (Dudal, 2002). In tale prospettiva, quelli che erano considerati fattori di disturbo al normale sviluppo del suolo (e.g. l'attività agricola) sono ormai considerati elementi funzionali integranti dell'ecosistema (Dudal, 2002). La nuova percezione del suolo che ne deriva è quella di corpo storico- culturale. In essa si considera la stretta relazione uomo- ambiente (Wells e Noller, 1999; Showers, 2006), superando l'originaria concezione di corpo naturale (*virgin soils*, suoli vergini) su cui sono basati la maggior parte dei sistemi tassonomici esistenti. Per tale motivo, i pedologi sono chiamati a varcare una nuova e innovativa frontiera. Questa consiste nella stima dell'impatto antropico sul suolo e nella comprensione dell'interazione dei suoli modificati o creati dall'uomo (chiamati suoli antropogenici) con l'ambiente circostante (Stroganova et al., 1997; Zitong et al., 1999; Dudal, 2004; Schaetzl e Anderson 2005; Galbraith, 2006; Richter, 2007). La genesi dei suoli antropici, cioè la “metapedogenesi” (Yaalon e Yaron, 1966) o “antropedogenesi” (Effland e Pouyat, 1997) risulta un argomento di indagine di grande interesse ma per la gran parte ancora inesplorato. Per tale motivo, i sistemi di classificazione del suolo non sono esaustivi (Dudal, 2002). In molti di essi, in particolare la *World Reference Bases for Soil Resources* (IUSS Working Group, 2006) e la *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010), hanno cominciato a considerare la presenza dei suoli antropogenici, la cui classificazione è molto complessa a causa della loro grande eterogeneità. Il tentativo comune è quello di conciliare l'approccio tassonomico genetico- evolutivo o prevalentemente morfologico- quantitativo con esigenze tecniche e pratiche, per combinare la nuova classificazione con finalità cartografiche, pedologiche, di pianificazione e gestione del territorio (Buondonno et al, 1998). In questo ambito, il *Soil Survey Staff* (USDA-NRCS) conduce dal 1995 un vasto lavoro di studio e raccolta dati. L'istituzione di un comitato internazionale (ICOMANTH, *International Committee for Classification of Anthropogenic Soils*), con l'obiettivo di definire i criteri metodologici e diagnostici dei suoli antropogenici in vista di un loro futuro inserimento nella *Soil Taxonomy*, ha rappresentato una scelta strategica fondamentale.

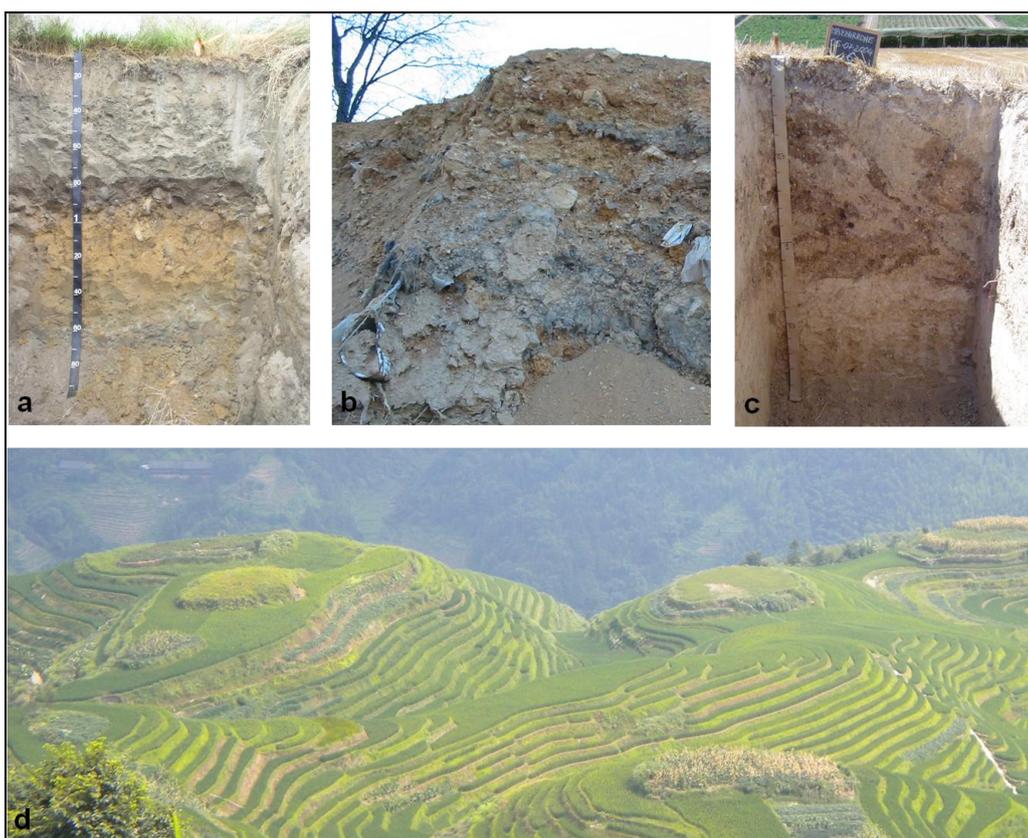
L'ICOMANTH produce periodici rapporti sull'avanzamento dei lavori e sulla sua attività (ICOMANTH, 2011). La denominazione, finora usata, "suoli antropogenici", è molto generica e comprende una grande varietà di suoli, differenti in funzione della moltitudine di interventi umani e delle diverse condizioni in cui essi si sviluppano (Figura 1.4). Essi tuttavia possono essere raggruppati schematicamente in alcune tipologie principali, secondo il tipo e gli effetti dell'intervento esterno esercitato dall'uomo. In particolare, quelli in cui l'uomo ha:

1. Provocato un cambio di classe:  
gli orizzonti diagnostici di questi suoli sono stati modificati dalle pratiche di uso del suolo (irrigazione, drenaggio artificiale, sommersione e concimazione);
2. Formato nuovi orizzonti diagnostici:  
sono stati formati nuovi orizzonti diagnostici, prevalentemente a causa di prolungate applicazioni di sostanza organica, ammendanti o durature condizioni di sommersione;
3. Costituito un nuovo substrato pedogenetico:  
accumulo di nuovo materiale non consolidato, organico o minerale, per colmate, attività di miniera, materiale di demolizione, discariche di rifiuti, su cui i fattori di pedogenesi ricominciano ad agire;
4. Modificato le caratteristiche dello strato profondo:  
come conseguenza di drastici interventi (terrazzamento, lavorazioni profonde, scavi per condotte, rottura di orizzonti cementati);
5. Modificato le caratteristiche dello strato superficiale (0-30 cm):  
come risultato di lavorazioni agricole, deforestazione, calcitazione, fertilizzazione, irrigazione, drenaggio, erosione, incendi, contaminazione, deposizioni acide.  
Questa tipologia comprende senz'altro la casistica più ampia (Dudal, 2002).

Attualmente, per quanto riguarda i principi da applicare nella classificazione dei suoli antropogenici, non esiste ancora un consenso diffuso. Tuttavia, grazie alla crescente consapevolezza dell'importanza del fattore antropico nella formazione del suolo, diversi sistemi di classificazione stanno introducendo i suoli antropogenici, conferendo loro maggiore visibilità e rilevanza.



**Figura 1.3** Mappa dell'impatto antropico sulla biosfera, anno 2002 (mod. UNEP/GRID- Arendal Maps and Graphics Library, <http://www.maps.grida.no>)



**Figura 1.4** Esempi di alcune tipologie di suoli antropogenici: suolo con consistente accumulo antropico di materiale superficiale (campo da golf, Massachusetts, USA) ( Galbraith et al., 2006) (a); suolo urbano con artefatti e rifiuti inglobati (Virginia, USA) (Galbraith et al., 2006) (b); suolo agricolo massicciamente ammendato e rimescolato negli orizzonti profondi (Sicilia, Italia) (Dazzi et al., 2009) (c); suoli agricoli terrazzati (Yunnan, Cina) (Foto B. Camilli) (d)

## Pedogenesi in ambiente arido e iperarido

La conoscenza specifica dei processi e delle caratteristiche dei suoli di ambiente arido e iperarido sono molto limitate rispetto a quelle delle altre aree climatiche (Figura 1.5). La maggior parte degli studi sulla pedogenesi di tali ambienti è ancora in fase esplorativa. Inoltre, le caratteristiche specifiche dei suoli non sono state ancora esaustivamente studiate o descritte, sia per la mancanza di studi rigorosi in campo sia per l'insufficienza di dati specifici rilevati a tale scopo. In ambiente arido e iperarido, i fattori di formazione del suolo interagiscono secondo una grande varietà di combinazioni. Il clima è il fattore di maggiore rilevanza, in particolare le precipitazioni. La quantità di acqua apportata al suolo contribuisce a determinare la profondità del fronte di umettamento, origine delle principali differenze tra i suoli delle diverse aree climatiche del pianeta.

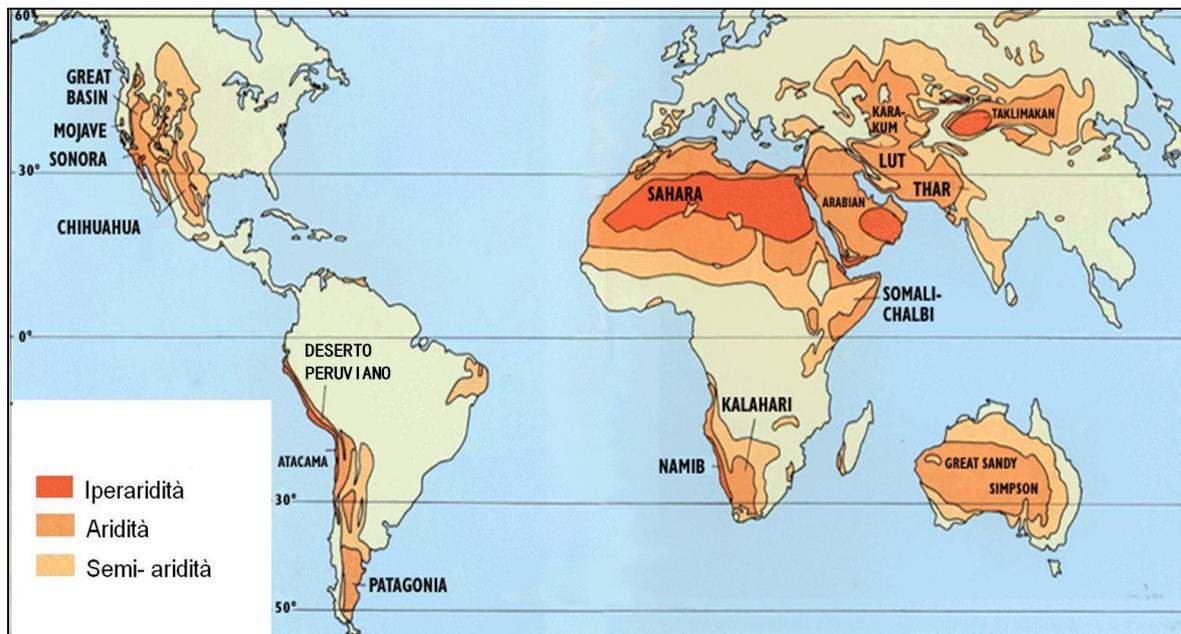


Figura 1.5 Classificazione e distribuzione delle regioni aride della Terra (secondo Meigs, 1953)

La scarsità e l'irregolarità delle precipitazioni in ambiente arido e iperarido comportano un'alterazione chimica del suolo (*chemical weathering*) molto lenta, che può essere sufficiente a determinare la dissoluzione di alcuni sali, come il carbonato di calcio o il solfato di sodio, ma rallenta considerevolmente altri importanti processi di pedogenesi, come l'idrolisi degli alluminosilicati, a causa della rapida saturazione della soluzione circolante (Singer, 2007). Come conseguenza, la mineralogia di questi suoli è costituita prevalentemente da silicati poco alterati e molto suscettibili alla degradazione (e.g. plagioclasti e minerali mafici), con una spiccata predominanza di argille agli stadi iniziali di alterazione (e.g. miche e illiti), poco stabili e altamente suscettibili ad essa (e.g.

paligorskite). Inoltre, il fronte di umettamento limitato e l'incompleta lisciviazione provocano profonde graduali trasformazioni del profilo poiché i minerali autigeni, come calcite, silicati e gesso, si accumulano formando orizzonti calcici, petrocalcici, gipsici, petrogipsici e duripan. I processi di alterazione fisica (*physical weathering*) svolgono il ruolo principale in questi ambienti. L'assenza di copertura vegetale espone la superficie del suolo all'azione degli agenti atmosferici, in particolare all'azione erosiva del vento, dell'acqua, in occasione delle sporadiche precipitazioni e del carattere torrentizio dei corsi d'acqua, e delle escursioni termiche giornaliere. L'effetto del vento può essere molto importante, soprattutto durante il giorno. Esso influenza la formazione del suolo attraverso tre tipologie di azioni: la deflazione, l'abrasione ed erosione, il trasporto e accumulo (Verheye, 2006). In particolare, la deflazione, cioè il processo di rimozione e trasporto delle particelle del suolo, e il trasporto- accumulo sono influenzati dalla velocità del vento, dalla morfologia della superficie del suolo, dalla sua granulometria e stato di aggregazione. In ogni caso, l'effetto finale sulla pedogenesi si traduce in una perdita di suolo dal punto di deflazione (Singer, 2007). In suoli superficiali e molto alterati, la frazione granulometrica più suscettibile all'azione del vento è quella media e fine (limo e argilla) e, secondariamente, quella sabbiosa. Queste possono essere trasportate da poche centinaia di metri fino a migliaia di chilometri di distanza, depositandosi in strati continui, mischiandosi progressivamente con gli strati sottostanti o concentrandosi in dune, influenzando in misura diversa la pedogenesi (profondità, tessitura, aggregazione, reazione del suolo), secondo l'importanza e le caratteristiche del fenomeno (spessore e composizione dei depositi) (Singer, 2007). Ulteriori processi fisici, frequenti in queste aree, sono la formazione del pavimento desertico (*desert pavement*) e della crosta superficiale. La formazione del pavimento desertico consiste nella copertura completa, di superfici pianeggianti e stabili, con frammenti rocciosi (comunemente di 2-5 cm di diametro), depositi sedimentari non consolidati e particelle limose e sabbiose, con uno spessore variabile a seconda del grado di sviluppo del suolo. Il materiale depositato, dall'aspetto lucente, deriva dalla frammentazione meccanica delle rocce a seguito delle rilevanti escursioni termiche e dalla rimozione, per opera del vento o dell'acqua, delle particelle più fini. La formazione della pavimentazione e di crosta superficiale influenza e limita gli scambi di aria e acqua nell'interfaccia suolo-atmosfera e le sue proprietà idrologiche, influenzando i processi erosivi superficiali (Singer, 2007). Un ulteriore processo di grande rilievo, in ambiente arido e iperarido, è quello della salinizzazione. Essa è generalmente

dovuta alla natura dei depositi eolici, all'alterazione *in situ* delle rocce e dei sedimenti presenti o alla risalita capillare di acque sotterranee saline. I sali dominanti sono cloruri, solfati e carbonati, a volte nitrati, con elevate concentrazioni nel suolo dei cationi potassio, magnesio e sodio. A seguito dei principali processi menzionati, lo sviluppo degli orizzonti pedogenetici si limita, generalmente, agli strati superficiali del suolo, in corrispondenza del fronte di umettamento, secondo un profilo di tipo A-C-R o A-R. La grande variabilità spaziale delle precipitazioni, della topografia e idrologia in tali aree determina, tuttavia, considerevoli differenze tra i suoli. Essi possono presentare isolate evidenze di illuviazione delle argille lungo il profilo e formazione di un orizzonte Bt, con profili di tipo A-Bt-C (Singer, 2007). In definitiva, la pedogenesi e i suoi processi (addizione, perdita, trasformazione e traslocazione) agiscono in ambiente arido e iperarido, con intensità e direzione peculiare rispetto agli altri ambienti maggiormente studiati. La loro comprensione richiede ulteriori approfondimenti ed osservazioni in campo.

## 2 Obiettivi

---

L'obiettivo generale di questo studio è di valutare l'effetto del fattore antropico sulla genesi del suolo, ovvero di quella che è stata definita "antropedogenesi". L'interesse specifico riguarda la valutazione della genesi di suoli antropici agricoli di ambiente iperarido, nel lungo periodo.

Per realizzare questi obiettivi, è stata individuata una cronosequenza di suoli antropogenici terrazzati, caratterizzati da un crescente livello di antropizzazione agricola (da 5 a 65 anni di coltivazione) e ubicati nella fascia iperarida del territorio del Dipartimento di Arequipa (Perù). L'effetto del fattore antropico sulla pedogenesi è stato studiato considerando alcuni dei caratteri fondamentali dei processi di genesi e della fertilità chimica e biologica del suolo: il carbonio organico e la biomassa microbica. In particolare, è stato valutato l'effetto dell'attività agricola nel tempo, su:

1. Il contenuto di carbonio organico totale e la sua distribuzione nei diversi *pool* della sostanza organica nel suolo;
2. I processi di umificazione;
3. La biomassa e l'attività della comunità microbica nel suolo;
4. La struttura genetica della comunità microbica.

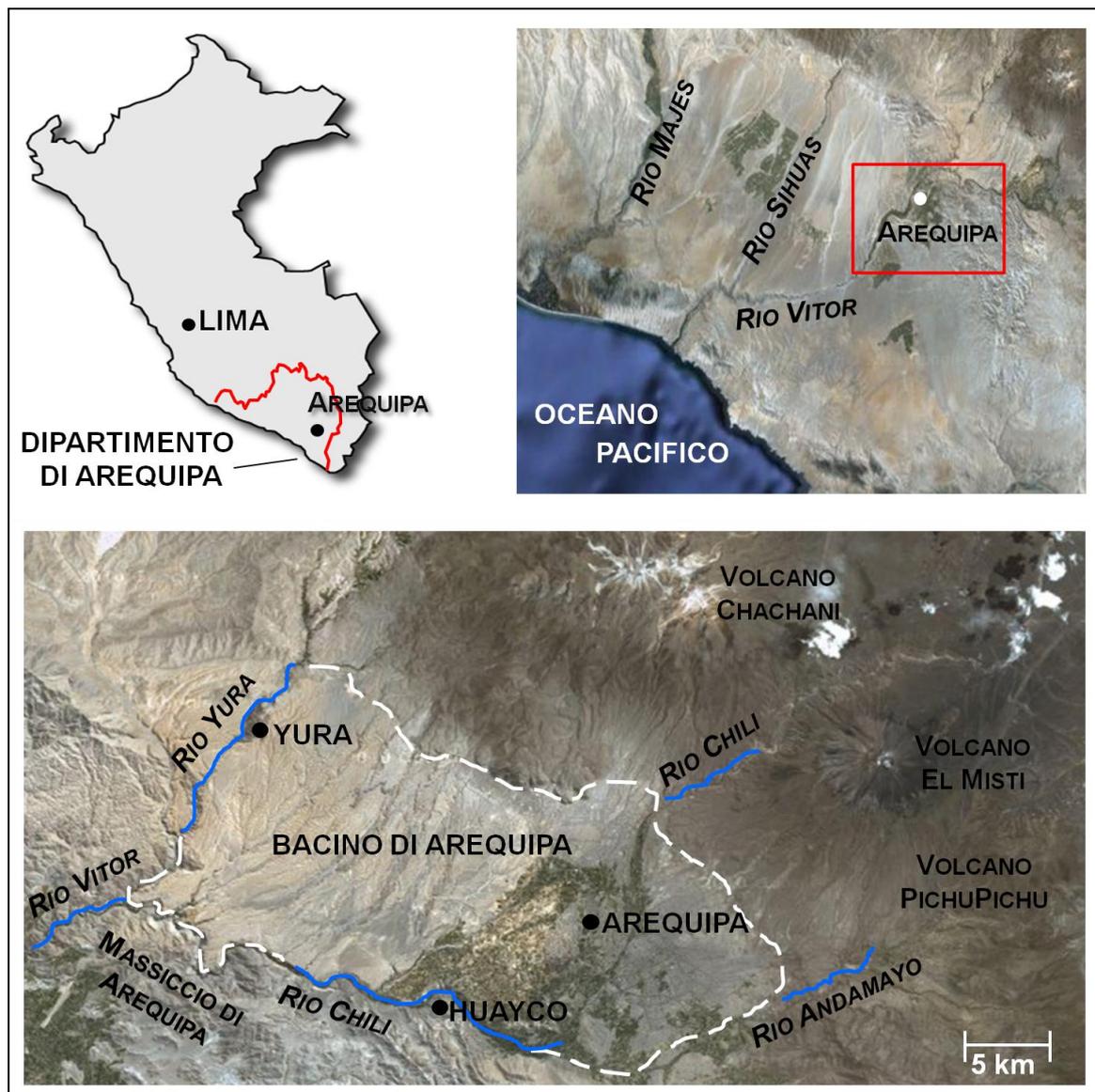
I risultati ottenuti da questa ricerca arricchiranno ulteriormente la conoscenza dei suoli antropogenici agricoli. Inoltre, essi contribuiranno ad ampliare le informazioni disponibili sulle caratteristiche chimiche e biologiche dei suoli di ambiente iperarido del territorio di Arequipa.

## 3 Area di Studio

---

### Inquadramento geografico

L'area di studio è situata in Perù, nel Dipartimento di Arequipa (16° 9' S-71°38' O e 16°25'S-71°38' O) lungo il versante occidentale della *Cordillera Occidental* (*Precordillera*, Ande Centrali). Tale area è interamente compresa all'interno della depressione di Arequipa, un bacino pianeggiante di circa 450 km<sup>2</sup>, situato in una fascia altitudinale tra 2200- 2900 m s.l.m. e delimitato ad ovest dal Rio Yura, a nord e nord- est dai vulcani Chachani (6057 m s.l.m.), El Misti (5822 m s.l.m.) e Pichu Pichu (5510 m s.l.m.), a sud dal Rio Chili e dal Massiccio di Arequipa (*Batolito de la Caldera*) (Figura 3.1). I canyon delle valli del Rio Chili, Rio Yura e Rio Andamayo incidono longitudinalmente il bacino di Arequipa, confluendo nelle valli del Rio Vitor e Sihuas e sfociando nell'oceano Pacifico (Legros, 2001; Thouret et al., 2001; Lebti et al., 2006; Londoño, 2008; Ufimtsev, 2010; Valdivia- Silva et al., 2011). I corsi d'acqua mostrano una portata irregolare, caratterizzata da notevoli incrementi, durante il periodo estivo a causa dell'aumento delle piogge e del disgelo, fino al disseccamento quasi totale nel periodo invernale. I bacini idrografici (*cuencas*) del Dipartimento di Arequipa sono complessivamente undici, tra questi, la depressione di Arequipa ricade interamente nel bacino idrografico Quilca- Chili. La regione è caratterizzata da una grande variabilità morfologica e bioclimatica: dalla fascia costiera iperarida del Deserto Peruviano, nei margini meridionali della depressione di Arequipa, al territorio montagnoso andino di alta quota, nei margini settentrionali e occidentali (Houston e Hartley, 2003).



**Figura 3.1** Area di studio

In particolare, procedendo dalla costa pacifica verso l'entroterra, si possono distinguere le grandi unità fisiografiche del territorio (Figura 3.2): a) la fascia litoranea, b) la *Cadena Costanera*, c) la pianura preandina, d) la *Cordillera Occidental*, e) gli altopiani andini, f) l'*Alta Montaña*. L'iperaridità registrata, prevalentemente nel deserto costiero, è considerata la più estrema ed antica della Terra (McKay et al., 2003, Hartley et al., 2005; Clarke, 2006), tanto da permettere di impiegare tale area come ecosistema modello per ricerche riguardanti l'ambiente extraterrestre lunare o marziano (Navarro- Gonzalez et al., 2003; Barros et al., 2008; Davis et al., 2010; Valdivia-Silva et al., 2011).

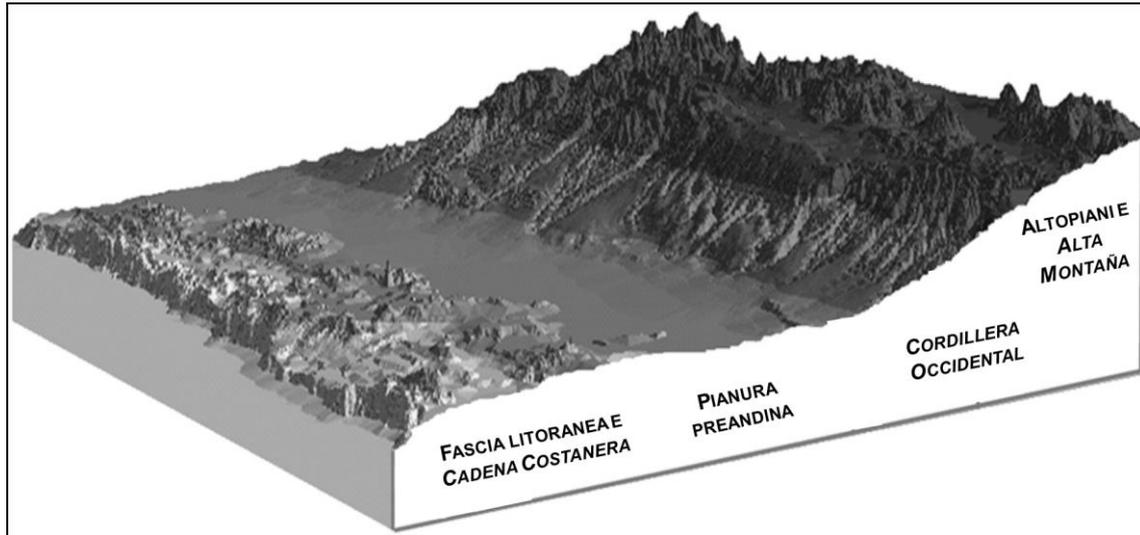


Figura 3.2 Principali unità fisiografiche del Dipartimento di Arequipa (mod. Cereceda et al., 2008)

## Geologia e litologia

Le caratteristiche geologiche del territorio di Arequipa sono relazionate ai principali eventi geologici avvenuti nella regione, oggetto di intensi processi di fagliamento, fratturazioni e piegamenti in differenti tappe della sua storia geologica, come principale conseguenza dell'innalzamento delle Ande e dello spostamento del Batolite della Costa. Lo sviluppo della Cordigliera andina ha avuto origine al limite della Placca Oceanica Pacifica e di quella Sudamericana, e la sua stratigrafia, struttura, magmatismo, mineralizzazione e sismicità sono il risultato diretto o indiretto della subduzione della Placca di Nazca al di sotto la Placca Sudamericana. L'evoluzione moderna è caratterizzata dalla formazione di numerose faglie recenti e pieghe, così come dall'intensa attività vulcanica quaternaria della Zona Vulcanica Centrale, formata dai vulcani Misti, Chachani e Pichu- Pichu, e sismica (Palacios Moncayo, 1995). Nell'area affiora una varietà di rocce ignee sedimentarie e metamorfiche, di età compresa tra il Precambrico e il Terziario superiore. Al di sopra del basamento roccioso sono presenti depositi alluvionali, in particolare nei canyon scavati dall'acqua (*quebradas*), ed in minore misura depositi colluviali, eluviali ed eolici del Quaternario inferiore e superiore sui pendii dei rilievi collinari presenti. La litologia dell'area è costituita da alcune unità principali e maggiormente diffuse (Appendice A). In particolare, le vaste aree a ovest e nord ovest di Arequipa, lungo il corso del fiume Yura fino alla Pampa di Arrieros, presentano il basamento costituito da rocce metamorfiche (Gneis del Chachani) appartenenti al Volcanico Sencca, affioramento pliocenico (2-5 milioni di anni di età) costituito da tufi riolitici e dacitici, di colore rosaceo o bianco grigio

con abbondanti frammenti litici di piccole dimensioni di pomice e lava. Queste rocce si possono presentare più o meno consolidate, porose, talvolta fratturate, diversamente lisciviabili e sensibili all'erosione ed alla degradazione. Nella loro composizione sono riconoscibili frammenti di feldspati, granuli di quarzo e un'abbondante quantità di vetro vulcanico. Esse hanno colmato l'intera depressione tettonica di Arequipa. Tra queste, il Tufo Blanco o *Sillar* è quella più impiegata come materiale da costruzione, caratterizzando l'architettura tradizionale di tutto il territorio (Vatin-Pérignon et al.,1996), in particolare della città di Arequipa. In prossimità di tale area, a ovest e nord ovest della località di Yura, oltre la sponda occidentale dell'omonimo fiume, sono presenti affioramenti di rocce sedimentarie clastiche e carbonatiche (Gruppo Yura) risalenti al Giurassico superiore (Guevara, 1969, Vargas, 1970). Nel territorio a ovest e sud rispetto alla città di Arequipa sono largamente diffusi affioramenti di rocce intrusive appartenenti al *Batolito de la Caldera*, presenti in vaste aree e risalenti al Cretaceo- Terziario. La gran parte della litologia dei Vulcani Misti e Chachani è costituita dal gruppo, più recente, Volcanico Barroso, composto da lave andesitico- basaltiche ed orneblendiche, di colore grigio-rossastro. Tale gruppo poggia, con discordanza erosionale, sulla formazione Volcanico Sencca e Volcanico Chila, quest'ultima di origine Pliocenica- Pleistocenica e non molto diffusa nell'area. Gli affioramenti rocciosi presenti nell'area settentrionale e orientale del vulcano Misti, in quella orientale del Chachani, fino alla periferia nord-est di Arequipa, sono ricoperti da depositi piroclastici recenti di origine eolica, eluviale, colluviale e vulcanica subaerea, costituiti da un'alternanza di strati di sabbia, lapilli e cenere vulcanica. In particolare, si evidenziano:

- i) Depositi fluvioglaciali, costituiti da materiale alluvionale poco consolidato, di origine vulcanica, trasportati dalla fusione dei ghiacciai e depositati come morene, con uno spessore che può raggiungere anche 20 metri;
- ii) Depositi piroclastici (ceneri) che rappresentano l'attività vulcanica più recente e sono principalmente costituiti da lapilli di colore giallo chiaro, con frammenti di pomice, lave e ridotte quantità di sabbia e ceneri vulcaniche nere. Questi ultimi possono raggiungere spessori variabili, fino a 15-20 metri secondo la topografia.

## Geomorfologia

Il paesaggio di Arequipa si presenta come un ampio sistema di rilievi collinari e montagnosi, costituito da numerose forme di dune, piccole depressioni e bassi rilievi collinari (*lomas*), separate da ampie zone vallive alluvionali sub-pianeggianti (*pampas*), incise trasversalmente da stretti e profondi canyon (*quebradas*) (Figura 3.3). Le principali unità geomorfologiche sono tre: la *Cordillera de Laderas*, caratterizzata da rilievi collinari nell'area a sud della città di Arequipa, la *Cadena del Barroso*, formata dalle pendici fortemente incise dei tre vulcani: Chachani, Misti e Pichu Pichu, ed infine la *Penillanura de Arequipa*, pianepiano leggermente inclinato in direzione ovest, con una pendenza approssimativa del 4%. Gran parte delle forme topografiche presenti risultano esser state modellate dall'azione dell'acqua, nonostante la sua scarsità (Figura 3.3 b). Il fenomeno è strettamente correlato alla natura non coerente del materiale detritico, alla scarsa copertura del suolo, che non è protetto dall'erosione, alle pendenze e alla distribuzione delle piogge, concentrate nei mesi estivi. Anche il vento partecipa come agente modellante del rilievo, sebbene la sua intensità e capacità di trasporto dei materiali sia minore rispetto a quella esercitata dall'acqua. La formazione delle *quebradas* (tipicamente  $\leq 1$  km di profondità), sembra essere iniziata tra 1-3 milioni di anni fa, a causa del sollevamento tettonico associato all'aumento di umidità nelle alte quote degli altipiani, al successivo ruscellamento dell'acqua a valle e alle successive fluttuazione climatiche che vi seguirono (Mortimer, 1980; Sebrier et al., 1988; Houston e Hartley, 2003). Tale processo è tuttora presente, per opera dei corsi d'acqua a carattere torrentizio, alimentati dai ghiacciai di alta quota.



Figura 3.3 Veduta panoramica del territorio di Arequipa, particolare delle *lomas* (a), *quebradas* e reti di drenaggio (b) (<http://www.senamhi.gob.pe>)

## Clima

L'estrema aridità del territorio di Arequipa (*Aridity Index* < 0,5) (UNEP, 1997) conferisce a questo ambiente caratteristiche uniche tra gli ecosistemi terrestri (Houston e Hartley, 2003; Valdivia- Silva et al., 2011), caratterizzandolo dal Tardo Triassico (< 200 milioni di anni fa), così da essere stata riconosciuta come la più antica della Terra (Clarke, 2006). Tuttavia, condizioni climatiche molto simili a quelle attuali sono riconducibili al Miocene Medio (Mortimer, 1973; Mortimer e Saric, 1975). L'altezza raggiunta dalla catena andina (3000 m s.l.m.) era già sufficiente a creare una barriera invalicabile alle correnti orientali umide, il cui alto contenuto di precipitazioni cominciò ad essere riversato sul versante orientale andino (amazzone). Sulla costa occidentale, la *Cadena Costanera* (< 1000 m s.l.m.) impedisce l'ingresso verso l'entroterra delle correnti umide (sottoforma di nebbie) provenienti dall'oceano Pacifico. Il clima derivante da tale particolare conformazione del territorio è stato classificato come arido-desertico (BW) (Köppen, 1936). In particolare, si distingue: il deserto costiero, con nebbie frequenti o *garúa* (BWn), dalla fascia costiera fino a 1000 m s.l.m., il deserto secco (BW), immediatamente ad est fino alla catena andina (*pampas* pede-andine), il deserto caldo (BWh), approssimandosi alla catena andina, e quello freddo (BWk) nelle alte quote (Errázuriz et al., 2000). I dati di temperatura e precipitazioni provengono dalle stazioni meteorologiche di Arequipa- La pampilla (2356 m s.l.m.), Arequipa Aeroporto (2335 m s.l.m.) e Chiguata (2900 m s.l.m.), località a pochi chilometri ad est da Arequipa, rappresentative delle differenze altitudinali dell'area di studio. La temperatura media annua dell'area, in dipendenza delle differenze altitudinali, è compresa tra 13° e 16°C, senza rilevanti variazioni annuali e stagionali. La stazione di Chiguata riporta valori annui medi di 13°C, la media delle minime e delle massime rispettivamente di 5°C e 20°C. La Pampilla e Arequipa Aeroporto presentano una temperatura media rispettivamente di 16°C e 15°C, media delle minime e delle massime rispettivamente di 9°C e 22°C (<http://www.senamhi.gob.pe>) (Figura 3.4). La marcata differenza tra temperatura media massima e minima deriva dalla notevole escursione termica tra il giorno e la notte, con differenze di temperatura anche di oltre 10°C, principalmente dovute all'intensa radiazione solare diurna e all'aridità del clima. Il regime pluviometrico presenta due periodi distinti, quello estivo (dicembre- marzo) in cui si concentrano i rari eventi piovosi, e quello asciutto dei mesi autunnali e invernali (aprile- ottobre). Le precipitazioni presentano valori annuali medi molto modesti, tra 80 e 180 mm, la cui quantità e distribuzione nell'area è influenzata principalmente dal fenomeno ENSO

(*El Niño Southern Oscillation*) (Figura 3.5). Tale fenomeno climatico consiste in un sistema fluttuante d'interazioni fra oceano e atmosfera, conseguenza diretta della circolazione oceanica e atmosferica terrestre. Esso rappresenta la principale fonte di variabilità interannuale delle condizioni meteorologiche e climatiche nel mondo e si verifica ciclicamente, in media ogni 2-7 anni (Fabre et al., 2006). Il suo impatto sul clima mondiale è diverso e variabile durante ogni sua manifestazione, provocando inondazioni, siccità e altre perturbazioni a seconda dell'area geografica (Figura 3.6). Nel Perù meridionale, l'avvento del fenomeno tende a ridurre ulteriormente lo scarso livello delle precipitazioni, in particolare, durante i fenomeni ENSO più intensi, come quelli del 1983 e 1998, è stata registrata una riduzione media delle precipitazioni del 70% (<http://www.senamhi.gob.pe>).

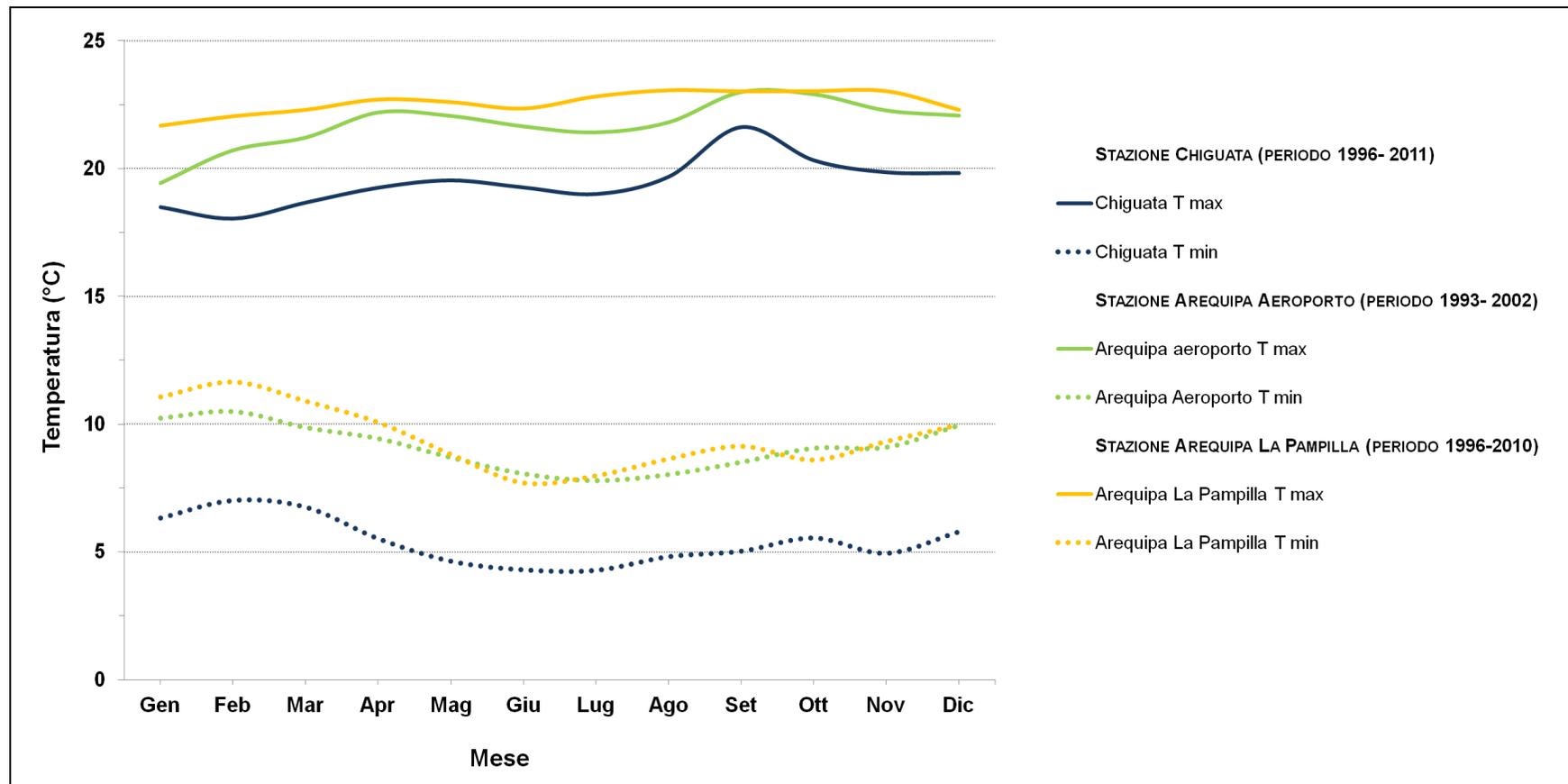
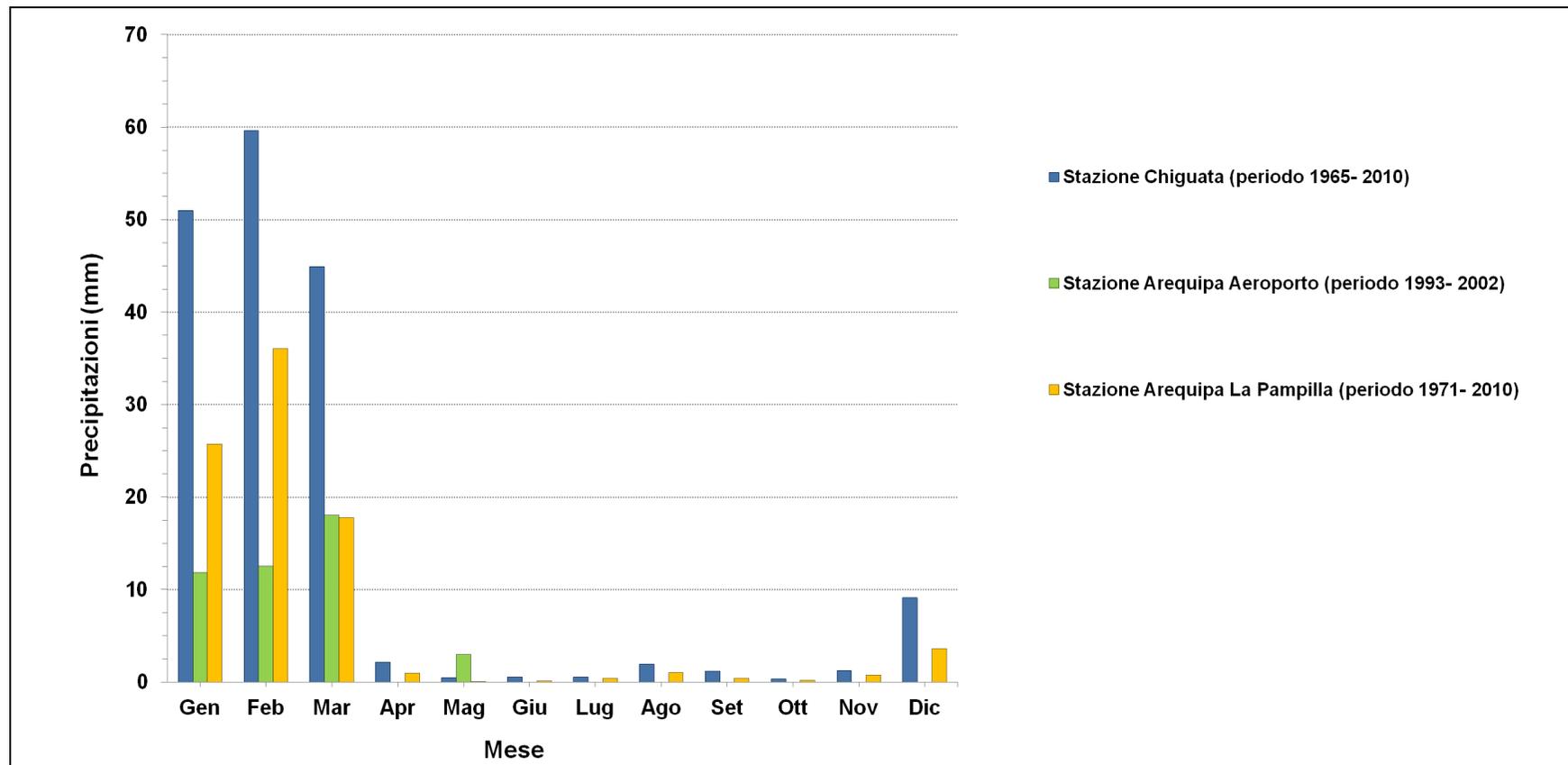


Figura 3.4 Temperatura mensile media massima e minima nelle stazioni meteorologiche di Chiguata, Arequipa Aeroporto e La Pampilla



**Figura 3.5 Precipitazioni mensili medie nelle stazioni meteorologiche di Chiguata, Arequipa Aeroporto e La Pampilla (anni con ENSO: 1966, 1969, 1973, 1977, 1978, 1983, 1987, 1988, 1992, 1995, 1998, 2003, 2005 e 2007)**

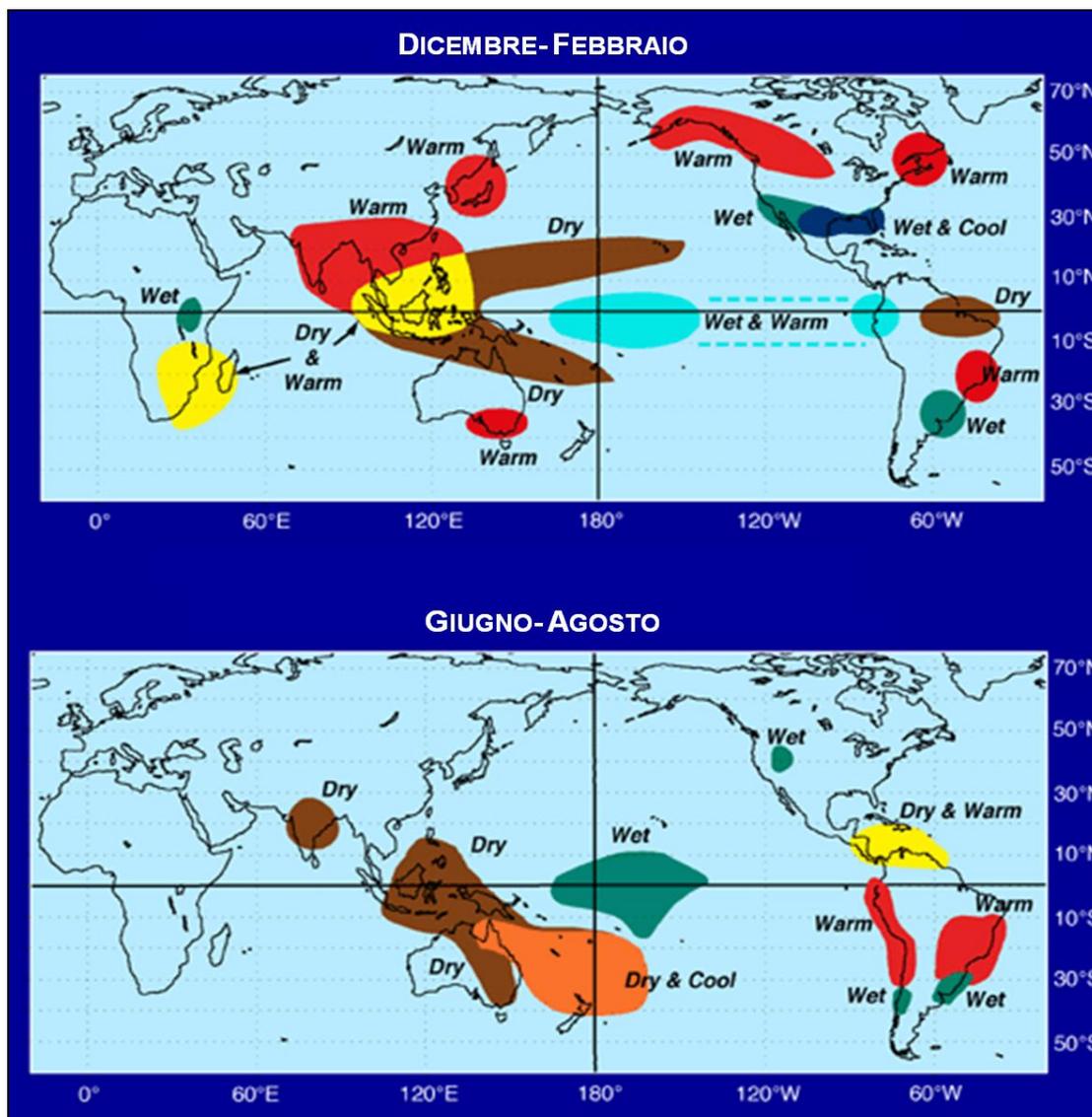


Figura 3.6 Effetti stagionali de *El Niño* sul clima (temperatura e precipitazioni) nelle diverse aree geografiche della Terra (mod. <http://www.elnino.noaa.gov>)

## Suoli

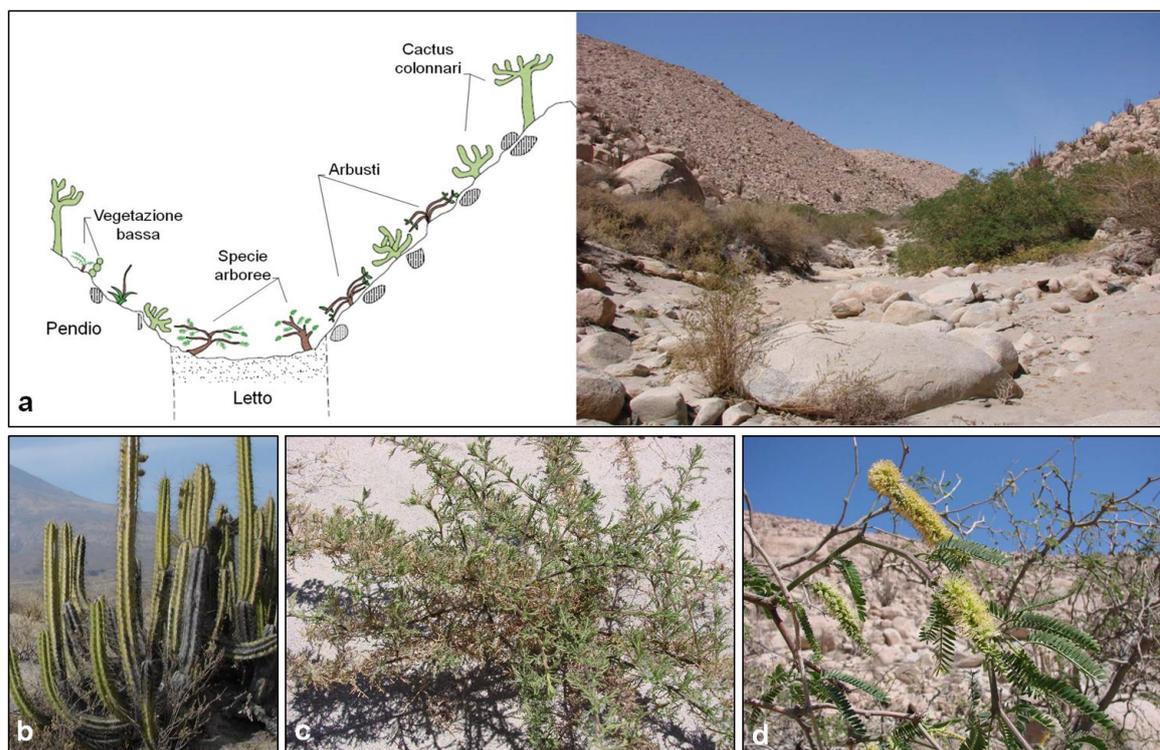
L'area si caratterizza per la fisiografia collinare e montana, con presenza di pietrosità, rocce superficiali e scarsa vegetazione. I suoli presentano le caratteristiche tipiche degli ambienti aridi. Il profilo tipo di questi suoli è A-C o A-B-C. Essi si sono sviluppati su materiali colluvio- alluviali e residuali di origine vulcanica e si presentano superficiali o moderatamente profondi, con un ridotto o modesto grado di alterazione. La condizione di aridità permane per la gran parte dell'anno lungo il profilo del suolo, determinando il regime di temperatura e udometrico di tipo termico e aridico o torrico. I suoli più diffusi sono classificabili come Aridisuoli, Andisuoli ed Entisuoli (Soil Survey Staff, 2010), questi

ultimi caratterizzano le superfici erosionali (es. *quebradas*), dune e piane alluvionali (Van Wambeke, 1981). I suoli si presentano poco evoluti, con epipedon ocrico, di colore chiaro, dal bianco al rosato. La tessitura è grossolana, tendenzialmente sabbiosa o franco sabbiosa, con percentuali di sabbia anche superiori all'80%. Le percentuali maggiori di limo e argilla sono presenti nei suoli evoluti su sedimenti più fini, come quelli rinvenuti nelle piane alluvionali (Eash e Sandor, 1995). Il basso grado di aggregazione della superficie, il debole sviluppo della pavimentazione desertica e la pietrosità medio- elevata determinano un'elevata permeabilità e scarsa capacità di ritenzione idrica di questi suoli. Il contenuto di carbonio organico è molto basso (comunemente al di sotto dell'1%) così come il livello di attività biologica, a causa del ridotto accumulo di materiale organico. La reazione varia da neutra a subalcalina, i valori di pH più comuni sono compresi tra 6.8 e 8, la capacità di scambio cationico è bassa e il complesso di scambio è dominato dallo ione calcio (Parisi, 2005). La composizione del substrato pedogenetico è prevalentemente di natura andesitica e dacitica. L'abbondanza di vetro vulcanico indica lo scarso grado di alterazione del materiale.

## Vegetazione

La vegetazione naturale dell'area di studio presenta l'aspetto tipico degli ambienti aridi e il paesaggio si contraddistingue per la ridottissima copertura vegetale e per la sua distribuzione molto eterogenea. Secondo la classificazione di Brack (Brack e Mendiola, 2000), l'area di studio è compresa nell'ecoregione *Serranía Esteparia*, ubicata tra le pendici occidentali delle Ande nord orientali fino al confine con il Cile, in una fascia altitudinale tra 1000 e 3800 m s.l.m.. La vegetazione è prevalentemente costituita da piante succulente, graminacee ed arbusti, la cui presenza e distribuzione è relazionata alla disponibilità idrica. La famiglia delle Cactaceae è la più rappresentata, insieme a diverse specie erbacee. Le Cactaceae sono diffuse nelle *quebradas* secche, alle maggiori latitudini montane, mentre la presenza di specie erbacee è strettamente condizionata dalle sporadiche piogge estive. Le specie arbustive e le specie arboree, dal portamento prevalentemente prostrato o semi prostrato, sono concentrate nel letto delle *quebradas*, in condizioni di maggiore umidità per la presenza di corsi d'acqua stagionali (Figura 3.7 a). Le specie più comuni sono rappresentate da cactus a *habitus* colonnare, come *Corryocactus brevistylus* Britton & Rose, *Weberbauerocereus weberbaueri* (Vaupel) Backeb. e *Browningia*

*candelaris* (Meyen) Britton & Rose, da specie arbustive, come *Ambrosia fruticosa* Medik., *Ephedra americana* Humb. & Bonpl. ex Willd., *Encelia canescens* Cav., *Huthia coerulea* Brand e *Tarasa operculata* (Cav.) Krapov, da specie succulente, come *Cumulopuntia sphaerica* (C.F.Först.) E. F. Anderson e *Oreocereus hempelianus* (Guerke) D.R.Hunt, da piante arbustive, come *Tiquilia elongata* (Rusby) A. Richardson, *Paronychia microphylla* Phil., *Alternanthera pubiflora* Kuntze e *Exodeconus pusillus* (Bitter) Axelius ed infine da specie arboree, come *Schinus molle* Hort. ex Engl. , *Salix chilensis* Molina, *Prosopis pallida* Kunth e *Prosopis chilensis* Stuntz (Figura 3.7 b, c, d). Queste specie svolgono un importante ruolo ecologico nell'area, non solo per la capacità di fornire copertura vegetale al suolo, adattandosi all'estrema aridità del clima, e ricchezza strutturale all'ecosistema, ma anche per la grande capacità di fissare l'acqua atmosferica. In particolare, le piante succulente e arbustive accumulano acqua nelle proprie strutture durante la stagione umida, così da essere nutrimento per le numerose specie animali nettariovora e frugivora che trovano in queste specie l'unica fonte di sostentamento. Inoltre, tali specie presentano una grande utilità diretta per le popolazioni rurali locali, poiché sono molto utilizzate per le loro proprietà terapeutiche nella medicina tradizionale, per l'estrazione di tinture, come materiale combustibile, per l'alimentazione umana e come foraggio per gli animali domestici (<http://www.senamhi.gob.pe>).



**Figura 3.7** Vegetazione tipica del territorio di Arequipa: distribuzione delle specie lungo le *quebradas* in funzione del gradiente di umidità (a), *Corryocactus brevistylus* (b), *Ambrosia fruticosa* (c), *Prosopis pallida* (d) (mod. <http://www.senamhi.gob.pe>)

## Agricoltura e pedoantropizzazione

L'agricoltura rappresenta una delle principali attività economiche del territorio di Arequipa, tuttavia i suoli coltivati rappresentano solo una piccola percentuale della superficie complessiva. L'area è caratterizzata da aziende agricole di piccole dimensioni (il 62% con una superficie inferiore a tre ettari), a conduzione familiare (<http://www.bcrp.gob.pe>). Il regime produttivo è, generalmente, di tipo tradizionale, con un livello tecnologico medio- basso, in cui la meccanizzazione è spesso sostituita dal lavoro manuale o animale. Le produzioni sono limitate e irregolari (INIA, 2003). Le colture più diffuse sono prevalentemente orticole, foraggere e cerealicole, in particolare: cipolla, patata, carota, erba medica, mais e orzo, rappresentate da varietà locali, adatte alle difficili condizioni climatiche del territorio. La coltura di maggiore remunerazione è la cipolla, praticata spesso in monosuccessione, finché l'insorgenza di problemi fitosanitari non rende necessario l'avvicendamento (INIA, 2003). L'attività agricola, o la pedoantropizzazione agricola, ha profondamente trasformato l'assetto originale del paesaggio così come del pedoambiente naturale. Le caratteristiche pedo- climatiche del territorio e la sua

morfologia, hanno reso necessari, fin dai tempi più antichi (2000 a.c.), massicci interventi umani, come il terrazzamento dei pendii, la diffusione della pratica irrigua e la concimazione (Denevan, 2001; Londoño, 2008), per creare aree coltivabili produttive, che, ad oggi, appaiono come vere e proprie oasi irrigue verdeggianti, intorno alle quali si sviluppano gli insediamenti umani (Hesse e Baade, 2009) (Figura 3.8 e Figura 3.9). L'uomo è intervenuto nella pedogenesi con imponenti operazioni di messa a coltura, modificando drasticamente la morfologia, l'idrologia, i processi di erosione e sedimentazione e le caratteristiche fisico-chimiche di questi suoli. In particolare, la tecnica impiegata nel terrazzamento affonda le sue radici nell'antica tradizione delle civiltà precolombiane e si è mantenuta sostanzialmente invariata fino ai nostri giorni (Treacy e Denevan, 1994, Londoño, 2008). Le terrazze (*andenes*) sono ottenute attraverso imponenti operazioni di sbancamento e colmate della pendenza e si presentano di forma generalmente rettangolare, a seconda della morfologia del terreno, di estensione variabile ma abitualmente uguale o superiore a circa 3000 m<sup>2</sup>, corrispondenti all'unità di misura locale maggiormente impiegata *in loco* (il *topo*, corrispondente a circa 3500 m<sup>2</sup>) (Figura 3.8). Il loro profilo, longitudinalmente rispetto al versante, può essere curvilineo o lineare, e la loro geometria e stile di costruzione varia secondo la pendenza originaria e del differente uso (agricolo o abitativo) (Londoño, 2008). La superficie di ogni terrazza presenta una lieve pendenza per facilitare la pratica irrigua. L'acqua è convogliata agli appezzamenti mediante un sistema di canali principali, che deviano l'acqua da fiumi o da bacini di raccolta, distribuendola per gravità mediante canali secondari e inferiori, permanenti o stagionali. L'irrigazione delle colture è eseguita con metodi a bassa efficienza, come lo scorrimento e la sommersione, impiegando grandi volumi di adacquamento, con turni variabili a seconda della coltura (Figura 3.9). L'impiego di massicce quantità di fertilizzanti si rende necessario per sopperire alla ridotta fertilità naturale di questi suoli e assicurare la produzione.



Figura 3.8 Opere di sbancamento per il terrazzamento del pendio delle *lomas* (foto C. Dazzi)



**Figura 3.9** Paesaggio e sistemi agricoli tipici del territorio di Arequipa. Particolare della raccolta manuale dell'erba medica e dei canali di irrigazione (foto C. Dazzi)

## 4 Materiali e Metodi

---

### Campionamento

La pedogenesi dei suoli antropici di Arequipa è stata valutata nel lungo periodo. In particolare è stata considerata una sequenza di suoli fortemente caratterizzata dall'influenza di due importanti fattori di pedogenesi: l'uomo e il tempo. Il primo ne ha modificato profondamente lo sviluppo naturale attraverso imponenti opere di sistemazione agraria e messa a coltura (sbancamenti, livellamenti, terrazzamenti, irrigazione e concimazione), il secondo rappresenta la durata di tale antropizzazione. In particolare, sono stati selezionati 5 suoli, rappresentativi dell'area di studio e uniformi per le principali caratteristiche fisico-chimiche, morfologiche e agronomiche, ma differenti per gli anni di antropizzazione: 5 anni, 10 anni, 15 anni, 35 anni e 65 anni di coltivazione. Essi rappresentavano una particolare cronosequenza di suoli antropogenici (tipologia *post-incisive sequence*), chiamata antro- cronosequenza, caratterizzata da suoli la cui pedogenesi è condizionata da un livello crescente di antropizzazione agricola. In fase di studio preliminare è stata verificata l'uniformità, tra i siti selezionati, degli altri fattori della pedogenesi (clima, organismi, morfologia e substrato pedogenetico), al fine di limitare al minimo la variabilità spaziale della sequenza (Parisi, 2005) (Appendice B). I suoli selezionati sono ubicati nelle località di Yura, Quiscos e Huayco, situate a pochi chilometri dalla città di Arequipa e comprese in una fascia altitudinale tra 2300 e 2900 m s. l. m.. La temperatura media annua è compresa tra 12° C e 15°C, senza variazioni stagionali rilevanti. Le precipitazioni medie annue sono scarse o assenti, concentrate nei mesi estivi (dicembre- marzo), con valori medi annui tra 70- 170 mm/ anno. I suoli selezionati sono disposti in unità terrazzate, di forma rettangolare (80 x 40 m) e con una pendenza inferiore all'1%. Dalle informazioni raccolte presso i proprietari degli appezzamenti e le cooperative locali, circa le pratiche agronomiche adottate, risulta che, tra i siti esaminati, la tecnica colturale è assai simile e mantenuta sostanzialmente invariata negli anni. La rotazione colturale adottata è: patata/ cipolla/ pisello (o fava)/ erba medica (mediamente per 2-3 anni). La cipolla è talvolta sostituita da un cereale (mais o orzo) per l'insorgenza di problemi fitosanitari. Le operazioni colturali sono eseguite manualmente, ad eccezione dell'aratura che è compiuta con l'ausilio della forza animale (profondità massima di 30 cm) all'inizio del ciclo colturale. Il letame bovino è distribuito in quantità di 7-9 t ha<sup>-1</sup>

anno<sup>-1</sup> e interrato con la lavorazione principale. Le concimazioni di copertura delle colture sono eseguite in due o più interventi, con concimi minerali, distribuendo mediamente: 200-300 kg ha<sup>-1</sup> di azoto (in forma nitrica e ammoniacale), 100-200 kg ha<sup>-1</sup> di P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 100-130 kg ha<sup>-1</sup> di K<sub>2</sub>O. Data l'aridità del clima, la coltivazione non sarebbe possibile senza l'ausilio dell'irrigazione. Infatti, l'acqua è convogliata in ogni unità colturale per gravità, da bacini di raccolta, attraverso un sistema di canali a pelo libero. I metodi irrigui impiegati sono a bassa efficienza, per scorrimento e sommersione laterale, con volumi di adacquamento di circa 600 m<sup>3</sup> per ettaro e turni di 6-8 giorni (Parisi, 2005) (Appendice C). Il campionamento dei suoli antropogenici è stato effettuato a fine estate (marzo 2010), all'interno di una terrazza coltivata, rappresentativa di ciascun punto dell'antrocronosequenza. Il suolo è stato prelevato in 3 punti, rappresentativi dell'intera unità colturale e posizionati secondo i vertici di un triangolo equilatero, a distanza di 5 m l'uno dall'altro. Il prelievo è avvenuto alle profondità maggiormente interessate dalle pratiche agricole comunemente adottate (0-20 cm e 20-40 cm), tramite trivella manuale, raccogliendo circa 2 kg di suolo per ogni replica, per un numero complessivo di 30 campioni (5 suoli, 2 profondità, 3 repliche). Ogni campione è stato conservato ed etichettato, per essere sottoposto alle analisi di laboratorio.

## **Metodologie e Analisi di laboratorio**

### **Preparazione del campione**

I campioni di suolo sono stati essiccati all'aria, in ambiente protetto, e in seguito setacciati per separare lo scheletro (diametro > 2 mm) dalla terra fine (diametro < 2 mm). Quest'ultima è stata conservata all'interno di contenitori di plastica, puliti, asciutti ed ermetici, e utilizzata per le determinazioni analitiche. Le metodologie adottate sono quelle ufficiali, indicate dai protocolli nazionali (MiPAF, 2000) e internazionali, riportati in letteratura. Le analisi sono state svolte presso i laboratori del Dipartimento dei Sistemi Agro-Ambientali di Palermo, del Consiglio per la Ricerca e la Sperimentazione in Agricoltura- Centro di Ricerca per lo Studio delle Relazioni tra Pianta e Suolo (CRA-RPS) di Roma, e il Centro di Ricerca per l'Agrobiologia e la Pedologia (CRA-ABP) di Firenze.

## Caratterizzazione del carbonio organico del suolo

Le analisi sul carbonio organico forniscono informazioni circa la quantità, la stabilità e la disponibilità della componente organica del suolo e della sua frazione biologicamente attiva. Nello specifico dell'antro- cronosequenza di Arequipa, esse possono essere impiegate per descrivere l'evoluzione delle diverse frazioni o *pool* di carbonio organico, nel lungo periodo, a seguito del massiccio e prolungato intervento di antropizzazione agricola. Per ogni campione di suolo è stato determinato:

1. Carbonio organico totale ( $C_{org}$ );
2. Carbonio estraibile ( $C_{ext}$ ) in soluzione alcalina;
3. Contenuto di acidi umici e fulvici ( $C_{HA+FA}$ );
4. Carbonio della biomassa microbica ( $C_{mic}$ ).

Le sostanze umiche, stabilizzate dai processi di umificazione sono considerate la componente più stabile della sostanza organica del suolo (Hayes e Clapp, 2001), con un tempo di residenza medio che può variare da poche decine a diverse centinaia di anni. Esse possono essere definite e distinte operativamente, secondo le metodologie analitiche più diffuse, in base alla loro solubilità in ambiente acido o alcalino. Gli acidi umici (HA) sono solubili in alcali ma precipitano in ambiente acido ( $pH < 2$ ), gli acidi fulvici (FA) sono solubili sia in soluzioni acide sia alcaline, infine è convenzionalmente chiamata "umina" la frazione di carbonio non estraibile in ambiente alcalino ( $C_{nExt}$ ), legata alla frazione minerale del suolo e insolubile in ogni condizione di pH. I dati ottenuti dal frazionamento del carbonio organico sono stati impiegati per derivare i parametri di umificazione: l'umificazione totale (HU, *total level of HUmification*) e il grado di umificazione (DH, *Degree of Humification*). Questi parametri rappresentano una normalizzazione dei dati rispetto al carbonio organico totale (HU%) ed estraibile (DH%), permettendo ulteriori interpretazioni dei dati disponibili e fornendo informazioni quantitative e quali-quantitative circa la distribuzione, nei diversi *pool*, del carbonio organico del suolo (Dell'Abate, 2000; Dell'Abate et al., 2002).

### Determinazione del carbonio organico totale

Il carbonio organico totale ( $C_{org}$ ) è stato determinato mediante ossidazione rapida in soluzione di una quantità nota di potassio bicromato 1/3 M, in presenza di acido solforico, con riscaldamento della miscela per 10 minuti esatti a 160° C. La titolazione del bicromato in eccesso rispetto al carbonio organico ossidato è stata eseguita dopo raffreddamento, con soluzione di ferro (II) solfato eptaidrato (0,2 moli  $L^{-1}$ ) e indicatore redox (acido 4-difenilamminosolfonato sodico) (Springer e Klee, 1954). Parallelamente sono state effettuate due prove in bianco a caldo e due a freddo. Ogni campione è stato analizzato in triplo cosicché il risultato finale è stato ottenuto dalla media delle 3 repliche. Il contenuto di  $C_{org}$  nel suolo è stato espresso in  $g\ kg^{-1}$  e riferito al suolo secco a 105°C.

### Determinazione del carbonio organico estraibile e della frazione degli acidi umici e fulvici

Il carbonio organico estraibile ( $C_{ext}$ ) è stato ottenuto tramite sospensione del suolo in soluzione alcalina di idrossido di sodio e pirofosfato di sodio 0.1 M (48 ore, 65°C) (MiPaf, 2000). L'estratto ottenuto risulta generalmente eterogeneo nella composizione, contenente materiali di natura molto diversa: sostanze non umiche ( $C_{nH}$ ) (carboidrati, proteine, polisaccaridi, amminoacidi ecc.), componenti minerali del suolo co-estratti e acidi umici e fulvici ( $C_{HA+FA}$ ). L'ambiente basico dell'estratto finale ha portato in soluzione sia gli acidi umici sia gli acidi fulvici. La purificazione e l'isolamento di questi ultimi è stata ottenuta operativamente, sulla base della loro diversa solubilità in alcali e acidi. Gli acidi umici sono stati separati mediante flocculazione e precipitazione per acidificazione ( $pH < 2$ ) e centrifugazione. Gli acidi fulvici, in soluzione nel surnatante, sono stati separati tramite adsorbimento cromatografico in fase solida su resina di polivinilpirrolidone e successivo desorbimento per alcalinizzazione (NaOH 0,5 M) (MiPaf, 2000; Rubino et al., 2008). Per la determinazione quantitativa del carbonio estraibile e umico ( $C_{ext}$  e  $C_{HA+FA}$ ), un'aliquota dei rispettivi estratti (10 ml) è stata ossidata a caldo (10 minuti, 160°C) in ambiente acido, in presenza di acido solforico conc., con soluzione di potassio bicromato 1/3 M (Springer e Klee, 1954). Parallelamente sono state effettuate due prove in bianco a caldo e due a freddo. La titolazione è stata eseguita dopo raffreddamento, con soluzione di ferro (II) solfato 0,4 M e indicatore redox (acido 4-difenilamminosolfonato sodico). Ogni campione è stato analizzato in triplo. I dati ottenuti sono stati impiegati per calcolare algebricamente

il contenuto di due nuove frazioni di carbonio organico: la frazione umica non estraibile (umina,  $C_{nExt}$ ), altamente stabile nel suolo e recalcitrante alla degradazione microbica (Dell'Abate et al., 2002), e quella organica non umificata ( $C_{nH}$ ), facilmente mineralizzabile dai microrganismi del suolo. Esse sono state determinate come segue:

$$C_{nExt} = (C_{org} - C_{ext})$$

$$C_{nH} = (C_{ext} - C_{HA+FA})$$

Il contenuto delle frazioni ottenute è stato espresso in  $g\ kg^{-1}$  e riferito al suolo secco a  $105^{\circ}C$ .

### Determinazione del carbonio della biomassa microbica

La biomassa microbica, la frazione vivente e attiva del C organico, è stata determinata tramite fumigazione-estrazione (metodo FE) (Vance et al., 1987). Un'aliquota di suolo (150 g) è stata pre- incubata alla capacità idrica di campo (10 giorni,  $30^{\circ}C$ ) e in seguito suddivisa in 6 sottocampioni. Di questi, 3 sono stati sottoposti a fumigazione con cloroformio lavato (24 ore), così da provocare la lisi delle cellule microbiche presenti ed estrarre il materiale cellulare fuoriuscito, con soluzione di solfato di potassio 0.5 M (rapporto 1:4), e 3 sottoposti ad estrazione senza fumigazione (controllo non fumigato). La determinazione quantitativa è stata eseguita sull'estratto, mediante ossidazione a caldo in ambiente acido (30 minuti,  $100^{\circ}C$ ), in presenza di potassio bicromato 0.4 N, acido solforico conc. e acido ortofosforico 85% . La titolazione è stata eseguita dopo raffreddamento, con soluzione di ferro (II) solfato 0,0666 N e indicatore (acido 4-difenilamminosolfonato sodico). Infine, il carbonio della biomassa microbica ( $C_{mic}$ ) è stato calcolato secondo la seguente relazione:

$$C_{mic} = (2,64 E_c) \quad (\mu g\ C\ g\ suolo^{-1})\ \text{dove:}$$

$$E_c = (C\ \text{estratto dal campione fumigato} - C\ \text{estratto dal campione non fumigato})$$

Ogni campione è stato analizzato in triplo cosicché il risultato finale è stato ottenuto della media delle 3 repliche. Il contenuto di carbonio della biomassa microbica del suolo è stato espresso in  $\mu g\ g^{-1}$  di suolo secco a  $105^{\circ}C$ .

## I parametri di umificazione

L'umificazione totale (HU) e il grado di umificazione (DH) sono stati calcolati come segue (Ciavatta et al., 1990; Dell'Abate et al., 2002):

$$HU (\%) = \{100 * [C_{HA+FA} + (C_{org} - C_{ext})] / C_{org}\}$$

$$DH (\%) = [100 * (C_{HA+FA} / C_{ext})]$$

L'umificazione totale (HU) è un parametro che fornisce la percentuale del carbonio organico totale ( $C_{org}$ ) che si trova nel suolo in forme umiche, diverse per stabilità e tempo di residenza. In particolare, gli acidi umici e fulvici ( $C_{HA+FA}$ ), mediamente stabili, e la frazione uminica insolubile, altamente recalcitrante e legata alla frazione minerale (Dell'Abate et al., 2002). Il grado di umificazione (DH) esprime la percentuale di acidi umici e fulvici sul totale del carbonio estraibile ( $C_{ext}$ ), fornendo un'indicazione della capacità di umificazione del suolo. Il DH è direttamente correlato alla quantità di sostanze umiche estratte e può teoricamente oscillare tra valori compresi tra 0 e 100. Valori piuttosto bassi, o prossimi a 0, sono indicativi di materiali poco o affatto umificati, mentre valori prossimi a 100 si registrano per materiali molto umificati, come estratti umici o torbe molto umificate. Bassi valori di questi indici possono essere indicativi di un sistema "poco conservativo", caratterizzato da un elevato *turnover* del carbonio e bassa umificazione. In queste condizioni, l'attività dei microorganismi è volta, principalmente, a un rapido recupero metabolico, attraverso la mineralizzazione della sostanza organica, a scapito della formazione di composti organici più stabili (Dell'Abate et al., 2002). Appare evidente che i parametri di umificazione forniscono indicazioni di semplice determinazione e di immediata interpretazione. Tuttavia, non essendo stati considerati esaustivi, sono stati confermati e verificati per mezzo di ulteriori parametri di supporto direttamente espressione dell'attività fisiologica della comunità microbica del suolo (Dell'Abate et al., 2002).

## **Caratterizzazione della comunità microbica del suolo**

Le caratteristiche della comunità microbica del suolo rivestono grande importanza, poiché possono essere utilizzate come indicatori della salute del suolo e della stabilità dell'ecosistema nel lungo periodo. Esse sono indicatori sensibili delle trasformazioni interne del suolo, delle perturbazioni esterne, naturali o antropiche, in particolare l'attività

agricola (Baath, 1989; Engelem et al., 1998; Jonsen et al., 2001; Smith et al., 1997), a causa della stretta relazione tra diversità microbica, salute del sistema suolo- pianta e sostenibilità dell'ecosistema (Doran et al., 1994; Pankhurst et al., 1996). Lo studio delle caratteristiche principali della comunità microbica lungo l'antro- cronosequenza di Arequipa può fornire importanti informazioni circa i fattori biotici della genesi del suolo, il ciclo dei nutrienti (Hooper et al., 1996), e la stabilità dell'agro- ecosistema nel lungo periodo. Per tale motivo, è stato determinato:

1. Il numero delle cellule coltivabili su substrato artificiale (conta delle colonie);
2. L'attività metabolica delle cellule microbiche (respirazione del suolo);
3. Il profilo metabolico/fisiologico della comunità microbica;
4. La diversità genetica.

Le tecniche impiegate in questo studio sono una combinazione di tecniche colturali e non colturali, caratterizzate da un differente livello di innovazione e capacità descrittiva, il cui impiego rappresenta la migliore strategia per ottenere informazioni più complete circa la composizione e l'attività della comunità microbica del suolo (Liesack et al., 1997).

### Conta delle colonie

Una valutazione della carica microbica vitale e coltivabile è stata realizzata attraverso il metodo colturale di conta indiretta delle colonie cresciute su terreno nutritivo agarizzato in piastra. Attraverso questa tecnica si ottiene una stima proporzionale ma non completa della comunità microbica (Amann et al., 1995). Un'aliquota di suolo (3,5 g) per ogni campione è stata pre- incubata a capacità idrica di campo (60 ore, 30°C) e successivamente sottoposta a estrazione delle cellule microbiche, per agitazione in soluzione fisiologica sterile (NaCl 90%, rapporto 1:10) e centrifugazione. Il surnatante è stato prelevato e sottoposto a diluizioni decimali seriali ( $10^{-1}$ ,  $10^{-2}$ ,  $10^{-3}$ ), ognuna delle quali utilizzata per l'inoculo, eseguito in piastre Petri con mezzo di coltura massimo LB (Luria Bertani) agarizzato e sterile con 3 repliche per diluizione. Le piastre sono state incubate (24-48 ore, 30°C) e in seguito sono state conteggiate le colonie visibili non confluenti (Unità Formanti Colonia, UFC). I risultati sono stati espressi come UFC g<sup>-1</sup>.

## Determinazione della respirazione del suolo

L'attività metabolica della microflora eterotrofa del suolo è stata quantificata mediante la misurazione della CO<sub>2</sub> prodotta dalle reazioni redox che sopperiscono al fabbisogno energetico cellulare. Il metodo impiegato (Isermeyer, 1952) prevede l'incubazione (21 giorni, 30°C) di 25 g di suolo, seccato all'aria e riportato alla capacità idrica di campo, all'interno di un becker in un sistema chiuso ermeticamente, in presenza di una soluzione di idrossido di sodio (0,5 N). Questa intrappola la CO<sub>2</sub> emessa sotto forma di carbonato di sodio. Al termine dell'incubazione, è stata indotta la precipitazione del carbonato, attraverso l'aggiunta di cloruro di bario 1M. Parallelamente sono state effettuate tre prove in bianco. La concentrazione del C della CO<sub>2</sub> emessa è stata determinata per via titrimetrica con acido cloridrico e indicatore di fenoftaleina. Le titolazioni sono state eseguite a intervalli regolari (dopo 1, 2, 4, 7, 10, 14, 17, 21 giorni) fino a valori di emissione di CO<sub>2</sub> costanti. I dati ottenuti durante il periodo di incubazione sono stati impiegati per ottenere la curva di respirazione, il valore di respirazione cumulativa (i.e. la somma dei valori giornalieri di respirazione) e il valore di respirazione basale (i.e. il valore di respirazione nell'ultimo giorno di incubazione). Ogni campione è stato analizzato in triplo e i risultati sono stati espressi come mg C-CO<sub>2</sub> kg<sup>-1</sup> suolo secco a 105°C. I dati ottenuti sono stati ulteriormente utilizzati per il calcolo del quoziente di mineralizzazione (qM), che rappresenta l'attività microbica rispetto al substrato organico. Esso esprime la capacità dei microrganismi del suolo di mineralizzare la frazione più labile della sostanza organica durante il tempo di incubazione (21 giorni) (Dommergues, 1960) Il qM è stato calcolato come segue:

$$qM (\%) = (\text{Respirazione cumulativa} / C_{\text{org}}) * 100$$

## Analisi del profilo fisiologico (*Community Level Physiological Profile, CLPP*)

La diversità microbica a livello funzionale è stata determinata attraverso lo studio del metabolismo microbico, attraverso un diffuso saggio fisiologico (BIOLOG, Hayward, CA, USA), in cui la diversità funzionale microbica del suolo è determinata osservando l'utilizzazione, in piastra, di diverse fonti di carbonio. A tale fine, un'aliquota di terra fine (2 g) per ogni campione è stata pre-incubata, alla capacità idrica di campo (72 ore, 30°C). Le cellule microbiche sono state estratte dal suolo con soluzione fisiologica (NaCl 0,9%),

nel rapporto suolo: estraente pari a 1:10, e in seguito separate dalla frazione organica e inorganica per centrifugazione (1200 rpm per 5 minuti). Un'aliquota dell'estratto è stata prelevata e inoculata in piastre BIOLOG Eco- plate<sup>®</sup> (150 µl in ciascun pozzetto). Ogni piastra era composta da 96 pozzetti, contenenti 31 differenti fonti di carbonio di rilevanza ambientale e ubiquitarie (carboidrati, acidi carbossilici, polimeri, amminoacidi, ammine e miscele), e un pozzetto di controllo (in totale: 3 repliche per ogni pozzetto) (Hitzl et al., 1997; Choi e Dobbs, 1999). Le piastre inoculate sono state incubate in termostato al buio (10 giorni, 30°C). L'utilizzo di ogni substrato è accompagnato da una produzione di colore (riduzione dell'indicatore di tetrazolio), la cui intensità risulta corrispondente al grado di attività metabolica microbica, nelle condizioni stabilite dall'esperimento (substrato, temperatura, tempo d'incubazione, densità inoculo, competizione) (Garland e Mills 1991; Garland 1996 a,b). L'intensità della colorazione è misurata dall'assorbanza alla lunghezza d'onda a 590 nm, tramite spettrofotometro (Biolog Microstation System, Biolog Inc., California, USA). Le letture sono state eseguite a intervalli regolari (ogni 3 ore per 10 giorni), ottenendo il valore medio di assorbanza (AWCD, *Average Well Colour Development*) e le curve cinetiche di crescita (Garland e Mills, 1991; Garland, 1997). Per ogni saggio, è stata calcolata l'area sottesa alla curva (Guckert et al., 1996) e alcuni parametri cinetici relativi, come la sua pendenza ( $r$ ) e il tempo necessario per raggiungere il flesso ( $s$ ). I dati ottenuti sono stati impiegati nel calcolo di indici relativi alla diversità funzionale della comunità microbica come: l'indice di distanza (o diversità funzionale) Manhattan (MI, *Manhattan Index*) (Everitt et al., 2001) e l'indice di Versatilità Catabolica (VC). MI considera le differenze metaboliche relative di un campione rispetto a un riferimento, calcolato dalla sommatoria delle differenze tra i valori di assorbanza con il riferimento considerato. I maggiori valori dell'indice indicheranno una minore similarità tra i campioni considerati. Infine, VC descrive il grado di diversità funzionale (Burkhardt et al., 1993), espresso come il rapporto tra il valore medio di assorbanza di tutti i pozzetti e la loro deviazione standard.

### Diversità genetica

La diversità genetica e la struttura della comunità microbica sono state studiate attraverso un approccio molecolare, coltura- indipendente, molto utilizzato per la caratterizzazione della struttura genetica dei microorganismi del suolo: l'elettroforesi su gel a gradiente denaturante (comunemente nota come DGGE, *Denaturing Gradient Gel Electrophoresis*).

Questa tecnica presenta notevoli vantaggi, come la rapidità e la possibilità di processare molti campioni contemporaneamente, l'affidabilità, la riproducibilità e la possibilità di ottenere informazioni sia qualitative sia quantitative. Secondo tale approccio, l'analisi comparativa di sequenze genetiche comuni consente di distinguere i membri delle comunità a livello tassonomico, confrontando regioni altamente conservate, che ne permettono l'amplificazione *in vitro*, e altre notevolmente variabili che ne permettono la discriminazione (Woese, 1987; Giovannoni et al., 1990; Lane, 1991; Muyzer et al., 1995; Amann et al., 1995; Liu et al., 1997; Marchesi et al., 1998). A tale scopo, il marcatore molecolare maggiormente utilizzato è il gene codificante l'rRNA 16S batterico, essenziale per la sintesi proteica microbica. La procedura prevede una fase di estrazione degli acidi nucleici totali, l'amplificazione selettiva del gene 16S rDNA mediante tecnica PCR (*Polymerase Chain Reaction*) (Castaldini et al., 2005) e la successiva separazione degli ampliconi ottenuti tramite elettroforesi (DGGE). Quest'ultima permette di separare i filamenti di DNA della medesima lunghezza ma differente sequenza. La corsa elettroforetica DGGE avviene su gel di poliacrilammide, caratterizzato da un gradiente chimico denaturante, che permette la progressiva separazione dei frammenti di DNA. La separazione e il successivo arresto dei frammenti in un particolare punto del gel varia in base alla diversa conformazione nucleotidica del DNA e avviene al raggiungimento della specifica concentrazione denaturante, tale da separare quasi completamente i due filamenti. Il punto di arresto dipende quindi dalla specifica composizione nucleotidica e permette la formazione di bande visibili lungo il gel, caratteristiche per ogni campione e costituenti l'impronta genetica o *fingerprint* della comunità microbica. Sebbene non sempre in maniera reale, il numero di bande prodotte è teoricamente proporzionale al numero di specie dominanti nel campione e la loro intensità all'abbondanza della corrispondente sequenza nella comunità microbica (Felske et al., 1998). Tuttavia, considerando le limitazioni del metodo bisogna ricordare che un singolo organismo potrebbe essere rappresentato da diversi prodotti di amplificazione (Hill et al., 2000) e che l'intensità delle bande non sempre riflette la reale abbondanza delle varie popolazioni all'interno della comunità. Inoltre, il limite di risoluzione del metodo è circa l'1% ovvero può essere rilevato solo DNA derivante da organismi che rappresentano non più dell'1% nella comunità studiata (Muyzer et al., 1993; Murray et al., 1998). Nel caso studio, il DNA microbico dei suoli dell'antro- cronosequenza di Arequipa, è stato estratto impiegando un

kit commerciale (Bio 101 DNA extraction kit, Q-Biogene, Carlsbad, CA), al fine di standardizzare la procedura, e il gene 16S rDNA (regioni V6- V8) è stato amplificato tramite PCR (soluzione PCR (50 µl): 25 ng di DNA, 250 µM di dNTPs, 1,5 mM di MgCl<sub>2</sub>, 1X Buffer (67 mM tris-HCl pH 8,8; 16,6 mM (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>; 0,01% Polisorbato 20 (tween-20); MgCl<sub>2</sub> 5 mM), 2,5 U di Taq DNA Polimerasi). La reazione è stata eseguita in un termociclatore (Applied Biosystem 9700), secondo il seguente protocollo: ciclo iniziale (94°C/ 1'30'', 56°C/ 30'', 72°C/ 45''), 33 cicli successivi (95°C/ 20'', 56°C/ 30'', 72°C/ 45'') ed estensione finale (72°C/ 5'). Ogni campione è stato amplificato 3 volte. La corsa elettroforetica (75 Volt, 16 ore, 60°C) è avvenuta su gel di poliacrilamide, in condizioni denaturanti, con Urea 7M e 40% formamide (gradiente denaturante 46-56%). Le bande visibili sul gel costituiscono l'impronta genetica del campione (*fingerprint*) e rappresentano un differente aplotipo. La similarità genetica delle popolazioni è stata determinata dall'analisi e dal confronto per la presenza/assenza di bande tra le impronte elettroforetiche. A tale scopo è stato impiegato il software *GelCompare II* che ha permesso di ottenere le matrici di similarità tra i campioni analizzati direttamente dai valori densimetrici delle impronte genetiche (coefficiente di similarità *Dice*). Da queste, sono stati ricavati i dendrogrammi di similarità tramite il metodo di raggruppamento a coppie non pesato per medie aritmetiche (UPGMA, *Unweighed Pair Group Method with Arithmetic means*) (Rademaker et al., 1999). I risultati sono stati ulteriormente interpretati attraverso l'impiego di un indice di diversità, espressione della ricchezza di specie all'interno di ogni comunità. In particolare, la ricchezza, o numero delle differenti unità tassonomiche, è stata espressa attraverso l'indice di Shannon (Shannon e Weaver, 1949), ampiamente applicato in microbiologia, secondo l'equazione:

$$H' = -\sum p_i (\ln p_i) \text{ dove}$$

$p_i$  rappresenta l'abbondanza relativa di ogni aplotipo.  $H'$  misura la diversità in termini di ricchezza, può variare tra 0 e  $\infty$ , maggiore è il suo valore, maggiore è il grado di diversità della comunità microbica.

## **Elaborazione statistica dei risultati**

I dati in ogni punto dell'antro- cronosequenza sono stati analizzati separatamente. L'analisi statistica dei dati è stata eseguita mediante l'analisi della varianza ad una via (ANOVA) tramite software SAS (SAS Institute, 2004).

## 5 Risultati e Discussioni

---

Di seguito si riportano i dati ottenuti e la discussione dei risultati, riguardanti la caratterizzazione del carbonio organico e della comunità microbica del suolo. In particolare: il carbonio organico totale ( $C_{org}$ ), estraibile ( $C_{ext}$ ), umificato ( $C_{HA+FA}$ ,  $C_{nExt}$ ), non umificato ( $C_{nH}$ ), microbico ( $C_{mic}$ ), gli indici di umificazione derivati (HU e DH), le colonie coltivabili (UFC), l'attività microbica respiratoria, i profili microbici ecofisiologici o metabolici (BIOLOG-CLPP) e quelli genetici (DGGE).

### Carbonio organico totale

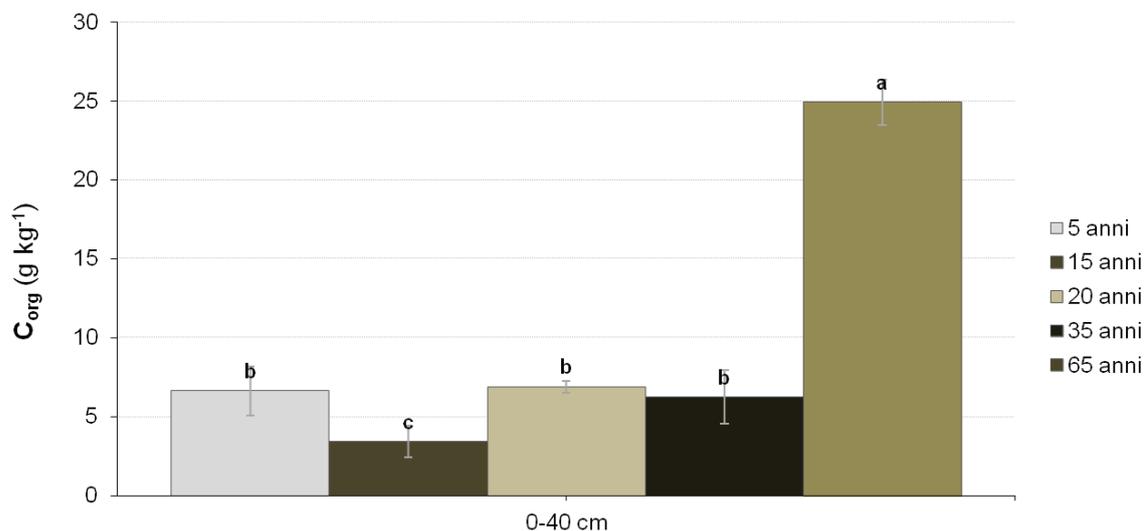
L'antro- cronosequenza di Arequipa mostra un contenuto di carbonio organico totale generalmente molto modesto (Tabella 5.1). Il valore di  $C_{org}$  si mantiene quasi sempre al di sotto dell' 1% (con valori medi compresi nell'intervallo 7,89-10,77 g kg<sup>-1</sup>), ad eccezione del suolo coltivato da 65 anni, che mostra i valori medi più elevati, intorno al 2.5% (profondità 0-20 e 20-40 cm rispettivamente 24,45 e 25,4 g kg<sup>-1</sup>). In particolare, nello strato 0-20 cm, si evidenzia una diminuzione della concentrazione assoluta di  $C_{org}$  dopo 15 anni di coltivazione rispetto al valore rilevato dopo 5 anni, da 9,54 g kg<sup>-1</sup> a 5,56 g kg<sup>-1</sup>, presentando valori medi prossimi a quelli iniziali dopo 20 e 35 anni di coltivazione (rispettivamente 7,50 e 9,67 g kg<sup>-1</sup>). Le concentrazioni medie massime sono raggiunte nell'ultimo punto rilevato (65 anni). Sebbene la riduzione iniziale non risulti statisticamente significativa, a causa dell'elevata variabilità dei valori ottenuti, il dato registrato, da 5 a 15 anni, si riduce di oltre la metà (circa il 58%). Tale diminuzione è statisticamente osservabile qualora si consideri il contenuto medio di carbonio organico per l'intero spessore analizzato (0-40 cm), suggerendo quali siano i tempi di resilienza di questo particolare sistema (Figura 5.1). L'andamento osservato deve essere considerato in ogni caso, poichè ricorda la dinamica sigmoideale del contenuto di carbonio organico totale dei suoli coltivati, ampiamente riportata in letteratura (Janzen et al., 1997; Lal, 1998; Lal, 2002). Diversi studi, riguardanti gli effetti della conversione agricola sul suolo, riportano una perdita di carbonio organico dagli strati superficiali, rispetto al contenuto iniziale, del 30%-50% in ambiente temperato durante 50-100 anni successivi alla conversione, e del 50%-75% durante 10-20 anni in ambiente tropicale (McGill et al., 1988; Bottner et al., 1995; Janzen et al., 1997; Lal, 2008). Tali conseguenze sono attribuibili alla molteplicità

degli effetti legati alle pratiche agricole sugli organismi decompositori, sui processi di mineralizzazione del suolo e alla maggiore erosione eolica o idrica (De Moraes Sà e Lal, 2009). Nel caso specifico di Arequipa, la mancanza di dati bibliografici di confronto non permette una solida conferma dell'andamento osservato. Tuttavia, la diminuzione del contenuto totale di carbonio organico potrebbe essere attribuibile a una maggiore mineralizzazione della sostanza organica, poiché l'effetto dell'erosione è molto limitato (pendenza < 1%). Le pratiche agricole adottate sui suoli studiati, in particolare le lavorazioni e l'introduzione dell'irrigazione, potrebbero aver progressivamente portato in superficie nuovo materiale, esponendolo a rapida mineralizzazione e eliminando gli effetti deprimenti della carenza idrica sulla capacità di decomposizione degli organismi del suolo (Elliott, 1986; Janzen et al., 1997; Frey et al., 1999; Lal, 2008). Il nuovo stato raggiunto dal sistema (nel caso specifico corrispondente a 65 anni di coltivazione) presenta livelli di carbonio organico superiori a quelli iniziali, a differenza di quanto solitamente avviene in suoli coltivati di ambiente temperato e tropicale. Tale differenza è dovuta al maggiore flusso di carbonio organico nel sistema antropizzato rispetto a quello in condizioni naturali in ambiente iperarido (superiori apporti di biomassa, maggiore copertura vegetale, attività e presenza organismi del suolo). Nello strato 20-40 cm, l'andamento del  $C_{org}$  osservato in precedenza, non risulta ben definito. Infatti, la concentrazione di  $C_{org}$  varia in misura modesta tra i suoli. Tuttavia, analogamente allo strato superficiale, il suolo coltivato da 15 anni presenta le minori concentrazioni ( $1,24 \text{ g kg}^{-1}$ ) e quello da 65 le superiori ( $25,4 \text{ g kg}^{-1}$ ). Considerando la distribuzione verticale del  $C_{org}$ , le maggiori concentrazioni si osservano nello strato più superficiale. Nei casi in cui tale gradiente di concentrazione risulta significativo (5, 15 e 35 anni), il contenuto diminuisce con la profondità del 22- 39% (Tabella 5.1). Tale differenza può essere attribuibile al maggiore apporto di sostanza organica dai residui vegetali colturali allo strato superficiale (Jobbágy e Jackson, 2000) e al limitato effetto rimescolante delle lavorazioni effettuate.

**Tabella 5.1** Contenuto di carbonio organico totale ( $C_{org}$ ), profondità 0-20 cm e 20-40 cm.

Anni di coltivazione	$C_{org}$ ( $g\ kg^{-1}$ )	
	Profondità	
	0-20 cm	20-40 cm
<b>5 anni</b>	9,54 <i>b</i> * ( $\pm 1,35$ )	3,71 <i>cb</i> ( $\pm 1,43$ )
<b>15 anni</b>	5,59 <i>b</i> * ( $\pm 0,35$ )	1,24 <i>c</i> ( $\pm 0,42$ )
<b>20 anni</b>	7,50 <i>b</i> ( $\pm 0,50$ )	6,30 <i>b</i> ( $\pm 0,28$ )
<b>35anni</b>	9,67 <i>b</i> * ( $\pm 1,19$ )	2,79 <i>c</i> ( $\pm 1,13$ )
<b>65 anni</b>	24,45 <i>a</i> ( $\pm 2,81$ )	25,40 <i>a</i> ( $\pm 1,47$ )

Confronto per differenze significative tra i suoli a ciascuna profondità (lettere diverse) e tra le profondità per ciascun suolo (\*). Valori medi ( $n=3$ )  $\pm$  ES (barre). Differenze significative per  $P < 0,05$



**Figura 5.1** Contenuto medio di carbonio organico totale ( $C_{org}$ ), profondità 0-40 cm. Confronto per differenze significative tra i suoli (lettere diverse). Valori medi ( $n=6$ )  $\pm$  ES (barre). Differenze significative per  $P < 0,05$

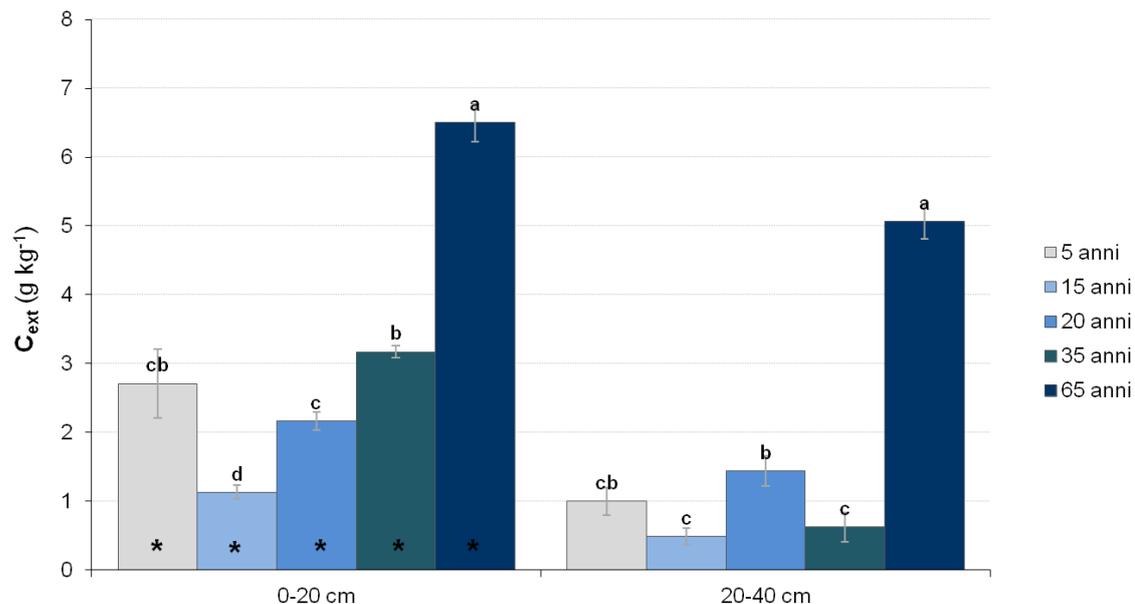
## Carbonio estraibile e umico

Le frazioni del carbonio organico sono state definite e distinte operativamente ( $C_{ext}$ , estraibile totale;  $C_{HA+FA}$ , acidi umici e fulvici;  $C_{nExt}$ , non estraibile;  $C_{nH}$ , non umico). Tale distinzione è operativa e strettamente legata alle tecniche di estrazione impiegate. Infatti, le diverse frazioni rappresentano una miscela eterogenea di composti, distinti sulla base della loro diversa solubilità in ambiente alcalino e acido, secondo un approccio chimico classico. Nel caso dei suoli dell'antro- cronosequenza di Arequipa, il contenuto di  $C_{ext}$  è compreso, nello strato 0-20 cm, tra 1,13 e 6,5 g kg<sup>-1</sup>, mentre nello strato 20-40 cm, tra 0,49 e 5,07 g kg<sup>-1</sup> (Tabella 5.2, Figura 5.2), costituendo il 20-34% (0-20 cm) e 20-45% (20-40 cm) del carbonio organico totale ( $C_{ext}/C_{org}$ ) (Figura 5.3) e mostrando un andamento decrescente con la profondità. Nello strato più superficiale, il  $C_{ext}$  segue una dinamica sigmoidale lungo la cronosequenza, con i valori minori rilevati nel suolo coltivato da 15 anni. Tale andamento non risulta così ben definito nello strato sottostante. Riguardo il contenuto di acidi umici e fulvici ( $C_{HA+FA}$ ) e umina ( $C_{nExt}$ ), queste frazioni sono modeste in tutti i punti della cronosequenza (Figura 5.4, Figura 5.5). Esse costituiscono il *pool* stabile del carbonio organico del suolo. In particolare, gli acidi umici e fulvici ( $C_{HA+FA}$ ) rappresentano la frazione "lenta" (*slow Soil Organic Matter*) o di stabilità e residenza intermedia, mentre l'umina ( $C_{nExt}$ ) la frazione altamente stabile e recalcitrante alla degradazione microbica (*passive, stable SOM*) (Wander, 2004). Nel caso studio, la concentrazione di acidi umici e fulvici ( $C_{HA+FA}$ ) si mantiene molto bassa, sostanzialmente invariata nel tempo, intorno al valore medio di 0,5 g kg<sup>-1</sup> (Figura 5.4). In alcuni casi (15 e 20 anni, 20-40 cm), essa non raggiunge il limite di rilevabilità del metodo. Sebbene le differenze con l'orizzonte più superficiale non risultino, per la gran parte, statisticamente significative, è possibile, tuttavia, rilevare una diminuzione del  $C_{HA+FA}$  nello strato più profondo, ad eccezione del suolo coltivato da 65 anni, che presenta concentrazioni superiori (1,18 g kg<sup>-1</sup>). Dai dati ottenuti, l'umina ( $C_{nExt}$ ) risulta essere la frazione umica principale del sistema studiato. Nello strato superficiale (0-20 cm), essa rappresenta la frazione umica predominante, senza variazioni significative lungo la cronosequenza, con un contenuto compreso nell'intervallo 4,46-6,82 g kg<sup>-1</sup>, ad eccezione del suolo coltivato da 65 anni, che presenta la quantità maggiore (17,94 g kg<sup>-1</sup>). Nello strato sottosuperficiale, essa mostra un andamento sigmoidale, diminuendo da 5 a 15 anni di coltivazione (da 2,72 g kg<sup>-1</sup> a 0,75 g kg<sup>-1</sup>) e raggiungendo valori superiori e prossimi a quelli iniziali in corrispondenza dei 20 anni

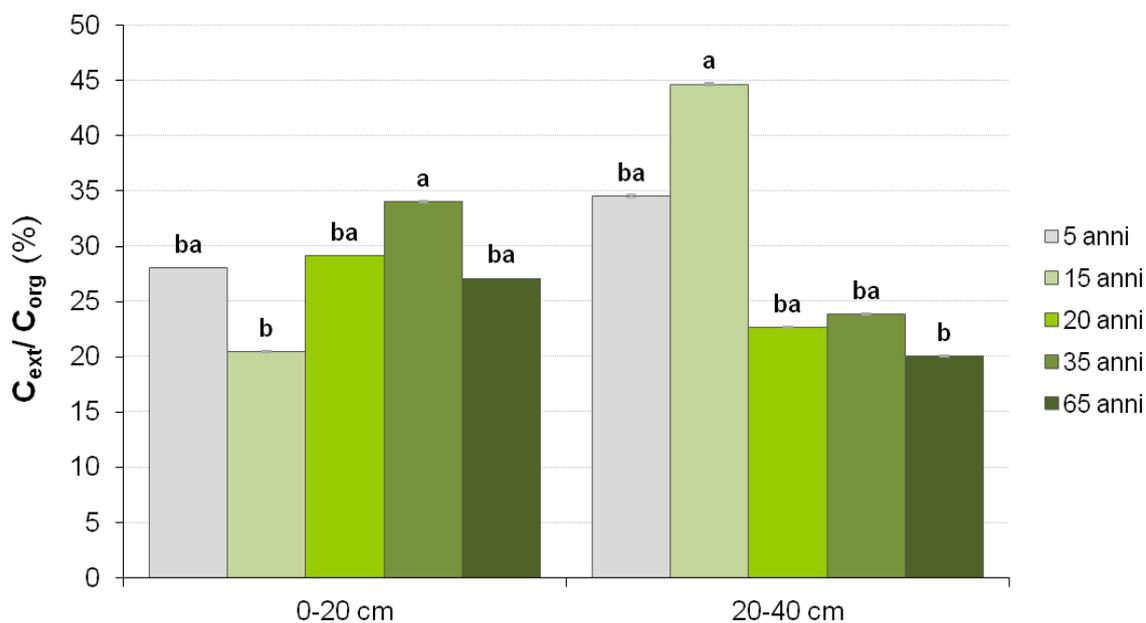
(4,86 g kg<sup>-1</sup>) e 35 anni di coltivazione (2,16 g kg<sup>-1</sup>). I valori maggiori sono stati registrati in corrispondenza del suolo coltivato da 65 anni (20,33 g kg<sup>-1</sup>) (Figura 5.5). Dai dati ottenuti è possibile osservare che la crescente antropizzazione dei suoli non ha modificato, in maniera decisiva, i processi di stabilizzazione del carbonio organico verso forme umiche (C<sub>HA+FA</sub>, C<sub>nExt</sub>) (Prescott et al., 1995), pur avendo aumentato significativamente gli input nel sistema attraverso le pratiche agricole (es. biomassa, concimazioni). Inoltre, è interessante considerare la possibilità che il prolungato apporto di sostanza organica, sulla superficie del suolo più antropizzato (65 anni), abbia creato un ambiente favorevole all'attività biologica e alla formazione di aggregati, esercitando una maggiore protezione sulla sostanza organica presente e permettendone un maggiore accumulo negli strati più profondi rispetto agli altri punti della cronosequenza.

**Tabella 5.2** Minimo, massimo e media del contenuto di carbonio organico estraibile (C<sub>ext</sub>), umico e fulvico (C<sub>HA+FA</sub>) e non estraibile (C<sub>nExt</sub>), profondità 0-20 cm e 20-40 cm

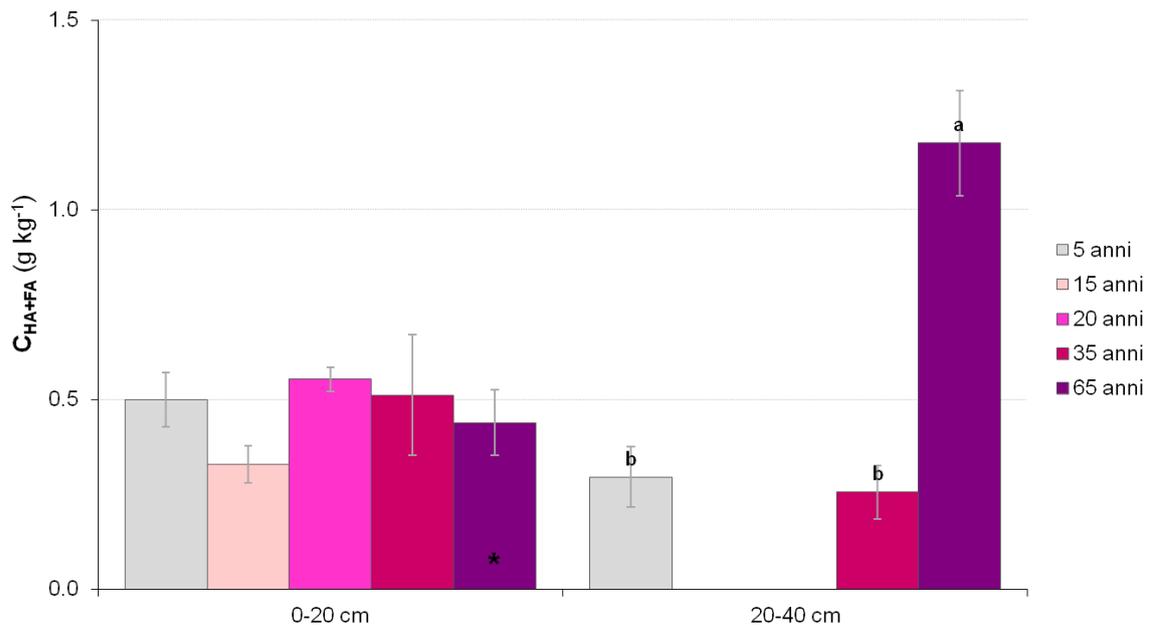
Profondità	C <sub>ext</sub>	C <sub>HA+FA</sub>	C <sub>nExt</sub>
0-20 cm	(g kg <sup>-1</sup> )		
<b>Minimo</b>	1,13	0,33	4,46
<b>Massimo</b>	6,50	0,55	17,94
<b>Media</b>	3,14	0,47	8,21
20-40 cm			
<b>Minimo</b>	0,49	0,00	0,75
<b>Massimo</b>	5,07	1,18	20,33
<b>Media</b>	1,72	0,35	6,16



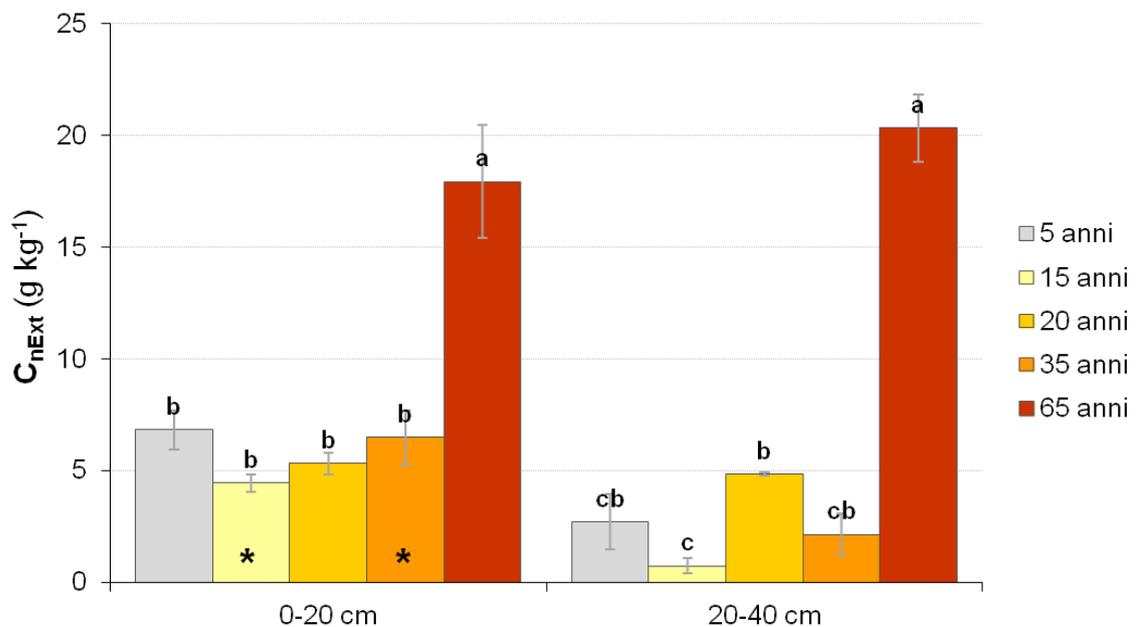
**Figura 5.2** Contenuto del carbonio estraibile totale ( $C_{ext}$ ), profondità 0-20 cm e 20-40 cm. Confronto per differenze significative tra i suoli a ciascuna profondità (lettere diverse) e tra le profondità per ciascun suolo (\*). Valori medi ( $n=3$ )  $\pm$  ES (barre). Differenze significative per  $P < 0,05$



**Figura 5.3** Contenuto relativo della frazione estraibile sul carbonio organico totale ( $C_{ext}/C_{org}$ ), profondità 0-20 cm e 20-40 cm. Confronto per differenze significative tra i suoli a ciascuna profondità (lettere diverse) e tra le profondità per ciascun suolo (\*). Valori medi ( $n=3$ )  $\pm$  ES (barre). Differenze significative per  $P < 0,05$



**Figura 5.4** Contenuto di acidi umici e fulvici ( $C_{HA+FA}$ ), profondità 0-20 cm e 20-40 cm. Confronto per differenze significative tra i suoli a ciascuna profondità (lettere diverse) e tra le profondità per ciascun suolo (\*). Valori medi ( $n=3$ )  $\pm$  ES (barre). Differenze significative per  $P < 0,05$



**Figura 5.5** Contenuto del carbonio non estraibile (umina) ( $C_{nExt}$ ), profondità 0-20 cm e 20-40 cm. Confronto per differenze significative tra i suoli a ciascuna profondità (lettere diverse) e tra le profondità per ciascun suolo (\*). Valori medi ( $n=3$ )  $\pm$  ES (barre). Differenze significative per  $P < 0,05$

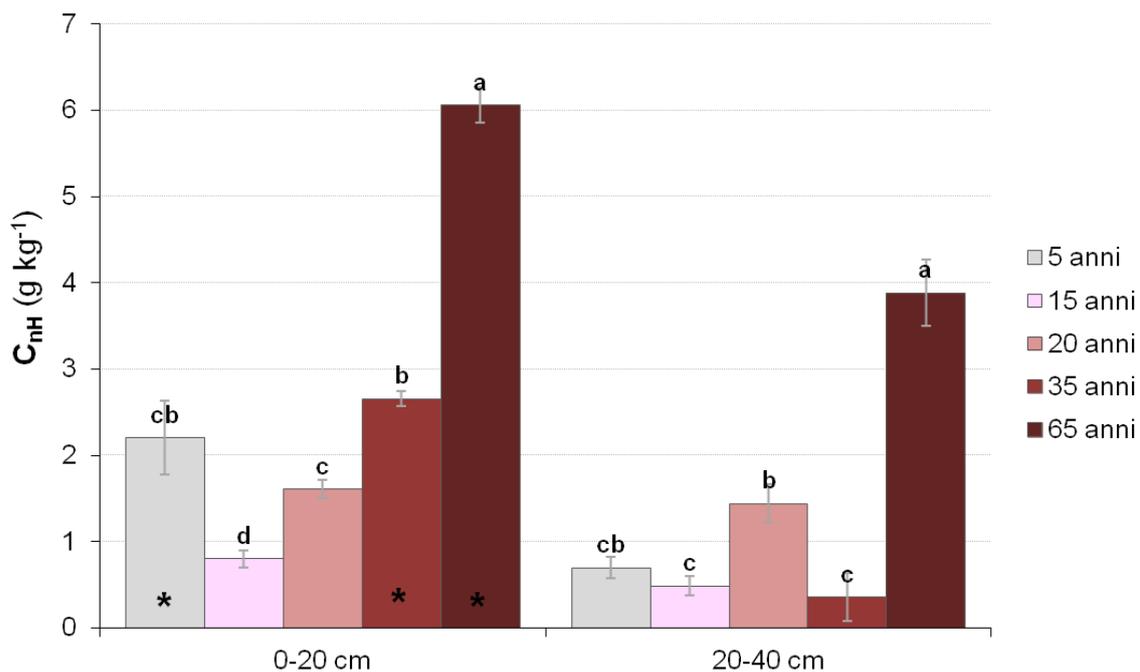
## Carbonio non umico e biomassa microbica

Le frazioni di carbonio estraibile non umico ( $C_{nH}$ ) e della biomassa microbica ( $C_{mic}$ ) rappresentano il *pool* di carbonio labile o attivo della sostanza organica del suolo, essendo costituite da substrati labili ad alto valore energetico e nutritivo (carboidrati, polissaccaridi, fosfolipidi ecc.) (Wander, 2004), dal rapido *turnover*, stimato tra 1 e 5 anni (Jenkinson e Ladd, 1981; Jenkinson e Parry, 1989; McGill et al., 1986; Von Lutzow et al., 2007). Esso rappresenta la principale fonte di energia della catena alimentare del suolo e influenza direttamente l'attività metabolica microbica (Weil e Magdoff, 2004), promuovendo i processi di aggregazione del suolo, la chelazione di micronutrienti e la loro mineralizzazione (Gunapala e Scow, 1998; Blair e Crocker, 2000). Inoltre, questa frazione del carbonio organico è quella maggiormente sensibile ai cambiamenti di gestione del suolo. Nel caso studio, il carbonio non umico ( $C_{nH}$ ) rappresenta la maggior parte del carbonio estraibile ( $C_{ext}$ ), in particolare nello strato 20-40 cm dove la frazione estraibile umificata (acidi umici e fulvici) è presente in concentrazioni minime (Tabella 5.3, Figura 5.6). Nello strato superficiale, il  $C_{nH}$  diminuisce dopo i primi anni di coltivazione (15 anni) per aumentare nuovamente fino a raggiungere il massimo valore ( $6,06 \text{ g kg}^{-1}$ ) nell'ultimo punto della cronosequenza (65 anni). Il suo andamento non risulta ugualmente netto nell'orizzonte più profondo (20-40 cm), a causa delle minori concentrazioni assolute. Tuttavia, vi sono differenze significative di concentrazione tra le profondità considerate (0-20 vs 20-40 cm) nei suoli coltivati da 5, 35 e 65 anni. Riguardo il carbonio della biomassa microbica ( $C_{mic}$ ), il metodo impiegato (Vance et al., 1987) non ha permesso di ottenere risultati utili, dal momento che la maggior parte dei campioni ha riportato un valore di  $C_{mic}$  molto basso, al di sotto del limite operativo del metodo impiegato (circa  $80 \text{ } \mu\text{g g}^{-1}$ ). L'eccezione è rappresentata dallo strato superficiale del suolo coltivato da 65 anni (0-20 cm), dove è stato rilevato un valore di  $151,7 \text{ } \mu\text{g g}^{-1}$ . Questo risultato può essere dovuto sia al maggiore accumulo di carbonio organico totale e non umico (rispettivamente  $C_{org}$  e  $C_{nH}$ ) (Garcia- Orenes et al., 2010), sia alla probabile azione di protezione dei microrganismi ad opera degli aggregati e della più complessa struttura del sistema più antropizzato (Campbell et al., 1991; Juma, 1993; Von Lutzow et al., 2007). Il numero di batteri eterotrofi coltivabili (UFC) è risultato molto modesto, senza variazioni significative nelle profondità considerate (Figura 5.7). Il numero di UFC era compreso tra  $10^5$  e  $10^6 \text{ UFC g}^{-1}$ , con i valori maggiori rilevati nello strato superficiale del suolo coltivato da 5 e 65 anni (

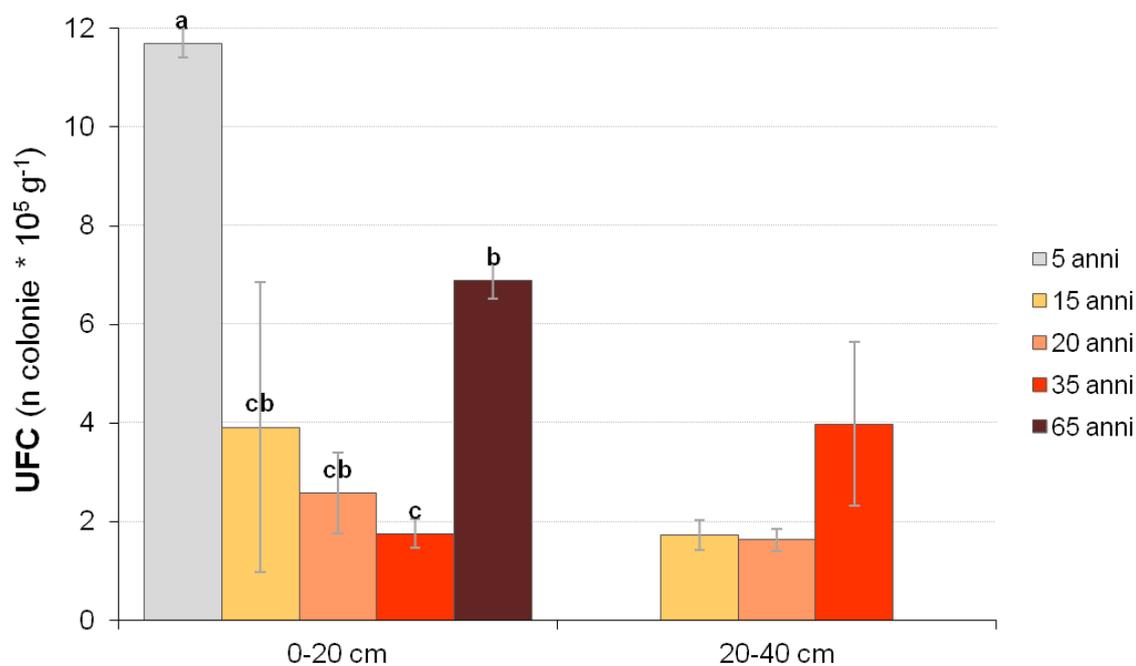
rispettivamente  $1,17 \cdot 10^6$  e  $6,88 \cdot 10^5$  UFC  $g^{-1}$ ). Non è stato possibile riportare il dato per i suoli coltivati da 5 e 65 anni, strato 20-40 cm, a causa della ripetuta ed elevata confluenza delle colonie sviluppatesi. I valori ottenuti sono in linea con quelli riportati in bibliografia e riscontrati nel medesimo ambiente (Skujins, 1984; Maier et al., 2004; Glavin et al., 2004), tuttavia, i metodi culturali, come la conta microbica, forniscono un'informazione qualitativa parziale della carica microbica, che deve essere interpretata con grande cautela poiché ottenuta in condizioni analitiche ottimali, ben lontane da quelle reali di campo.

**Tabella 5.3** Minimo, massimo e media del contenuto di carbonio estraibile non unico ( $C_{NH}$ ), profondità 0-20 cm e 20-40 cm

$C_{NH}$ ( $g\ kg^{-1}$ )	Profondità	
	0-20 cm	20-40 cm
<b>Minimo</b>	0,80	0,36
<b>Massimo</b>	6,06	3,89
<b>Media</b>	2,67	1,38



**Figura 5.6** Contenuto del carbonio estraibile non unico (C<sub>nH</sub>), profondità 0-20 cm e 20-40 cm. Confronto per differenze significative tra i suoli a ciascuna profondità (lettere diverse) e tra le profondità per ciascun suolo (\*). Valori medi (n=3) ± ES (barre). Differenze significative per P < 0,05



**Figura 5.7** Numero di colonie batteriche coltivabili (UFC), profondità 0-20 cm e 20-40 cm. Confronto per differenze significative tra i suoli a ciascuna profondità (lettere diverse) e tra le profondità per ciascun suolo (\*). Valori medi (n=3) ± ES (barre). Differenze significative per P < 0,05

## Indici di umificazione

Gli indici di umificazione, umificazione totale (HU) e grado di umificazione (DH), sono risultati molto utili per fornire un'interpretazione complessiva dei dati ottenuti, permettendo di avanzare alcune considerazioni generali sulla genesi del suolo, in particolare riguardo i processi di umificazione e stabilizzazione della sostanza organica dell'antro- cronosequenza studiata. I valori di HU mostrano che la frazione umificata totale (acidi umici e fulvici + umina) costituisce dal 66% all'80% del carbonio organico totale, nello strato 0-20 cm, e dal 55 all'80% in quello 20-40 cm (Tabella 5.4). Pertanto, si osserva che la maggior parte delle forme organiche sono stabilizzate, dai processi di umificazione dei suoli della cronosequenza di Arequipa, in forme stabili e non prontamente mineralizzabili. I valori di DH confermano che la composizione del *pool* labile o attivo ( $C_{ext}$ ) è costituita solo in minima parte da forme di stabilità intermedia ( $C_{HA+FA}$ ), potenzialmente degradabili nel breve periodo e riserva stabile per il ciclo dei nutrienti del suolo. Infatti, il DH è compreso tra 6,7% e 30% nello strato 0-20 cm e fino al 55,8% nello strato 20-40 cm (Tabella 5.4). Pertanto, la maggior parte della frazione labile della sostanza organica del suolo è composta da forme organiche altamente mineralizzabili e prontamente disponibili (carboidrati, lipidi ecc.) ( $C_{nH}$ ). Gli indici di umificazione confermano che i suoli dell'antro- cronosequenza di Arequipa trattengono il carbonio organico nel sistema, in forme altamente stabili e recalcitranti (come si evince dai valori di HU) e che la capacità dei microrganismi del suolo di umificare la frazione labile, in forme media residenza (acidi umici e fulvici), risulta limitata (vedi valori di DH).

**Tabella 5.4 Indici di umificazione: umificazione totale (HU) e grado di umificazione (DH), profondità 0-20 cm e 20-40 cm**

Profondità Anni di coltivazione	HU	DH
	(% )	
<b>0-20 cm</b>		
5 anni	72,04 <i>ba</i> (±1,65)	18,93 <i>bc</i> (±1,51)
15 anni	79,60 <i>a</i> (±2,52)	29,50 <i>a</i> (±4,43)
20 anni	70,95 <i>ba</i> (±2,22)	25,56 <i>ba</i> (±0,99)
35anni	66,02 <i>b</i> (±5,11)	15,91 <i>cd</i> (±4,61)
65 anni	72,90 <i>ba</i> (±2,24)	6,68 <i>bd</i> (±1,10)
<b>20-40 cm</b>		
5 anni	65,54 <i>ba</i> (±11,21)	28,81 <i>ba</i> (±3,69)
15 anni	55,32 <i>b</i> (±11,83)	-
20 anni	77,33 <i>ba</i> (±2,57)	-
35anni	76,25 <i>ba</i> (±3,02)	55,70 <i>a</i> (±22,62)
65 anni	79,97 <i>a</i> (±1,50)	23,56 <i>ba</i> (±3,69)

Confronto per differenze significative tra i suoli a ciascuna profondità (lettere diverse) e tra le profondità per ciascun suolo (\*). Valori medi (n=3) ± ES (barre). Differenze significative per P < 0,05

## **Considerazioni sul contenuto di carbonio organico e delle sue frazioni lungo l'antro- cronosequenza**

I dati relativi alla caratterizzazione del carbonio organico totale ( $C_{org}$ ) dei suoli dell'antro- cronosequenza di Arequipa hanno permesso di evidenziare l'evoluzione, nel tempo (da 5 a 65 anni) e alle due profondità di campionamento (0-20 cm e 20-40 cm), delle frazioni considerate: carbonio estraibile totale ( $C_{ext}$ ), umico ( $C_{HA+FA}$ ), non umico ( $C_{nH}$ ) e il carbonio non estraibile ( $C_{nExt}$ ). Tali frazioni hanno fornito utili informazioni per avanzare alcune valutazioni d'insieme riguardanti gli effetti del fattore antropico sul contenuto e distribuzione del carbonio organico nei suoli antropogenici esaminati. Considerando lo strato 0-20 cm, si osserva che il carbonio organico totale, la frazione estraibile totale e quella non umica, decrescono durante il decennio successivo alla messa a coltura (15 anni) e riportano valori pari o prossimi simili a quelli iniziali durante il decennio successivo (20 anni) e oltre (35 anni). La frazione umica, cioè acidi umici e fulvici e umina, non subiscono variazioni statisticamente significative nel medesimo periodo, sebbene si registri una diminuzione nei valori assoluti. Il contenuto di tutte le frazioni, ad eccezione degli acidi umici e fulvici che non registrano alcuna variazione, raggiungono i massimi valori a distanza di molti anni dalla messa a coltura, nel caso specifico dopo 65 anni di coltivazione. Nello strato sottosuperficiale, 20-40 cm, la riduzione del carbonio organico del suolo, durante i primi anni di coltivazione (15 anni), è osservabile in tutte le frazioni considerate. Tuttavia nei punti successivi, a differenza dello strato soprastante e ad eccezione degli acidi umici e fulvici, esso aumenta (20 anni) e diminuisce nuovamente (35 anni), raggiungendo i valori massimi dopo 65 anni. Come evidenziato dagli indici di umificazione, il suolo dell'antro- cronosequenza di Arequipa stabilizzano il carbonio nel sistema principalmente in forme non umiche e uminiche. Quest'ultima frazione presenta, nel lungo periodo, i maggiori incrementi quantitativi, presentando un netto aumento (0-20 cm). Questo dato suscita particolare interesse. Esso può essere spiegato da una composizione molto eterogenea di questa frazione, che, nonostante sia spesso descritta come passiva, recalcitrante e altamente persistente, dimostra la sua importanza anche nei processi di stabilizzazione di fonti di carbonio organico "recenti" (Murage e Voroney, 2008).

## Attività respiratoria microbica

L'attività microbica del suolo è espressa dal valore di respirazione basale, comunemente considerato come il punto di completa mineralizzazione della sostanza organica disponibile (Anderson, 1982). La respirazione basale e la curva di respirazione dei suoli sono state ottenute a partire dai dati giornalieri raccolti durante il periodo di incubazione (21 giorni). Le curve di respirazione cumulativa mostrano che lo strato superficiale è quello maggiormente attivo in tutti i suoli considerati, con la maggiore quantità di C-CO<sub>2</sub> emessa durante l'intero periodo di incubazione (Figura 5.8). I valori di respirazione basale maggiori sono registrati rispettivamente nel suolo coltivato da 5 (13,84 mg kg<sup>-1</sup>), 35 (8,91 mg kg<sup>-1</sup>) e 65 anni (29,98 mg kg<sup>-1</sup>) (Tabella 5.5). Tale incremento si spiega sia per la maggiore quantità di biomassa microbica presente (UFC), sia dall'aumento del contenuto della frazione estraibile del carbonio organico. Quest'ultimo aumenta la quantità di nutrienti disponibili nel suolo, stimolando l'attività (Emmerling et al., 2000) e un ciclo più rapido della biomassa microbica, così da aumentare la respirazione basale (Fernandes et al., 2005). Nello strato 20-40 cm, l'attività respiratoria diminuisce drasticamente, come si osserva dalle curve di respirazione cumulativa di tutti i suoli, ad eccezione di quello maggiormente antropizzato (65 anni) (Figura 5.8). I valori di respirazione basale risultano significativamente inferiori agli estremi della cronosequenza, essendosi ridotta in maniera consistente l'attività respiratoria complessiva (20-40 cm, 5 anni: 1,38 mg kg<sup>-1</sup>, 65 anni: 17,84 mg kg<sup>-1</sup>) (Tabella 5.5). La velocità di mineralizzazione delle fonti labili di carbonio organico è ricavata dai valori del quoziente di mineralizzazione (qM). Esso riporta valori compresi tra 1,5% e 2,7% per lo strato 0-20 cm, e tra 1,1% e 5% per lo strato 20-40 cm (Tabella 5.5). Il processo di mineralizzazione risulta più rapido nel suolo coltivato da 5 anni (0-20 cm, 2,72%) e 20 anni (20-40 cm, 5%). Le comunità microbiche consumano, nella medesima unità di tempo, rispetto alle altre, una maggiore quantità di substrato organico per soddisfare le proprie esigenze metaboliche. Tale effetto è fortemente condizionato dall'attività agricola. In particolare, esso è motivato dalla messa a coltura del suolo, dal progressivo cambiamento, anche a maggiori profondità, delle condizioni edafiche e dalla maggiore e diversa disponibilità di nutrienti presenti nel sistema.

**Tabella 5.5 Valori di respirazione basale (C-CO<sub>2</sub> Basale) e quoziente di mineralizzazione (qM), profondità 0-20 cm e 20-40 cm**

<b>Profondità</b> Anni di coltivazione	<b>C-CO<sub>2</sub> Basale</b> (mg kg <sup>-1</sup> )	<b>qM</b> (%)
<b>0-20 cm</b>		
5 anni	13,84 <i>b</i> * (±2,98)	2,72 <i>a</i> (±0,39)
15 anni	0,82 <i>d</i> (±0,31)	1,48 <i>b</i> (0,18)
20 anni	4,27 <i>d</i> (±0,65)	1,60 <i>b</i> * (±0,11)
35anni	8,91 <i>c</i> (±0,07)	2,05 <i>ba</i> (±0,38)
65 anni	29,98 <i>a</i> * (±0,42)	1,72 <i>b</i> (±0,25)
<b>20-40 cm</b>		
5 anni	1,38 <i>b</i> (±0,28)	1,95 <i>ba</i> (±1,19)
15 anni	2,48 <i>b</i> (±0,91)	5,00 <i>a</i> (±1,55)
20 anni	2,57 <i>b</i> (±0,67)	1,12 <i>b</i> (±0,03)
35anni	4,92 <i>b</i> (±1,98)	3,98 <i>ba</i> (±1,17)
65 anni	17,84 <i>a</i> (±1,36)	1,53 <i>ba</i> (±0,34)

**Confronto per differenze significative tra i suoli a ciascuna profondità (lettere diverse) e tra le profondità per ciascun suolo (\*). Valori medi (n=3) ± ES (barre). Differenze significative per P < 0,05**

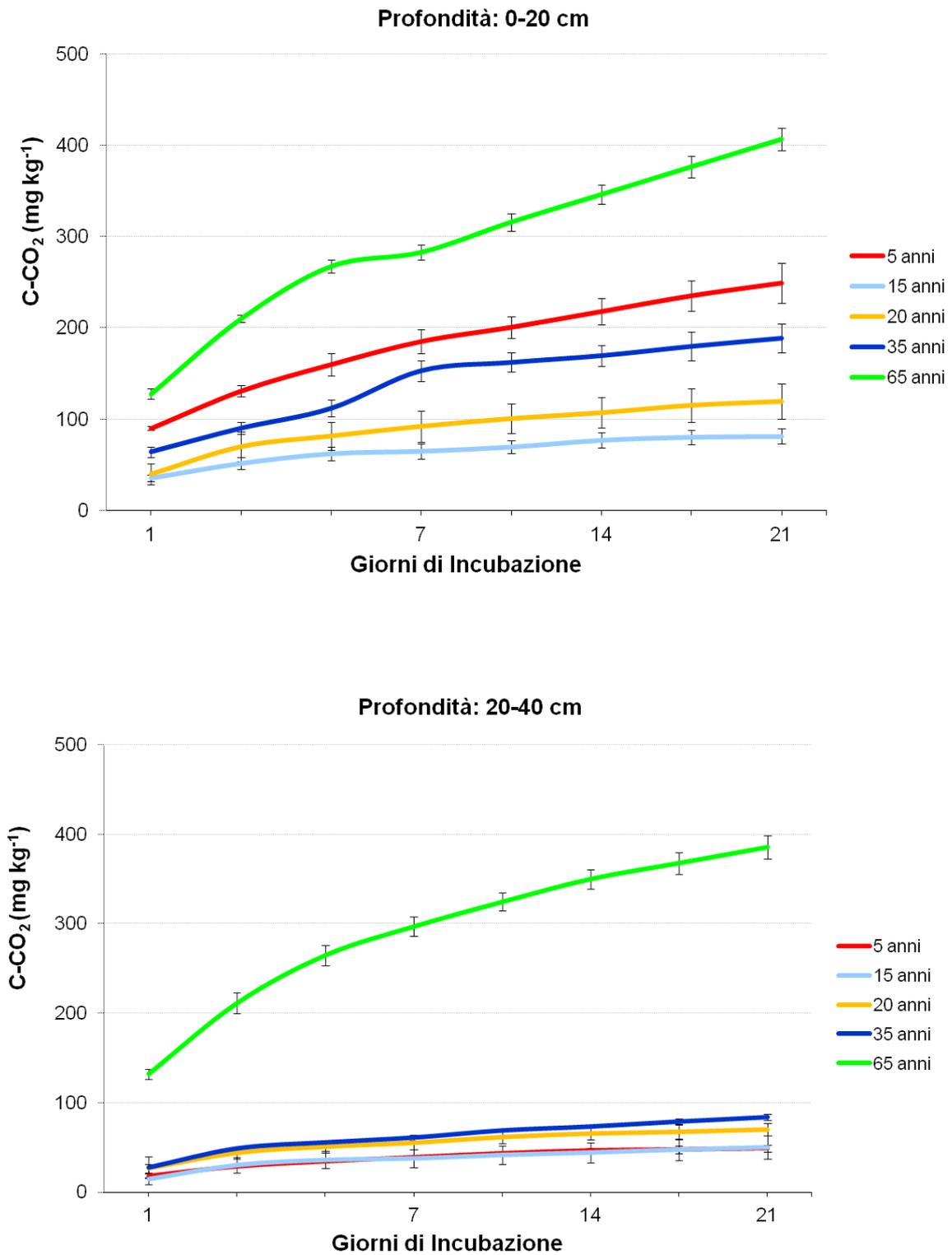
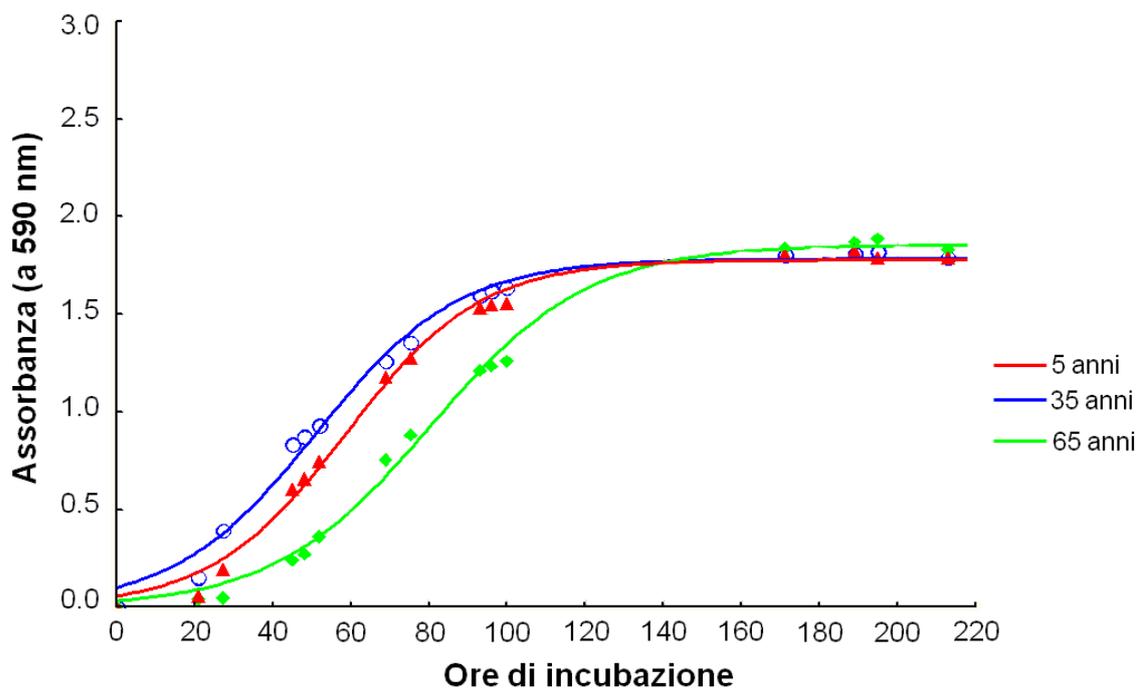


Figura 5.8 Curve di respirazione cumulativa, profondità 0-20 cm e 20-40 cm. Valori medi (n=3) ± ES (barre)

## **Il profilo fisiologico della comunità microbica (BIOLOG- CLPP)**

Le analisi BIOLOG sono state svolte su alcuni campioni selezionati, in particolare: i suoli coltivati da 5, 35 e 65 anni alla profondità 0-20 cm, ovvero il punto iniziale, intermedio e finale dell'antro- cronosequenza nello strato maggiormente interessato dalle pratiche agricole. I dati ottenuti sono rappresentati graficamente in Figura 5.9 e Figura 5.10 e riportati nel dettaglio in Tabella 5.6. Le curve metaboliche mostrano valori finali e tasso di incremento di assorbanza (pendenza) sostanzialmente simili (AWCD, 5 anni: 1,78 r: 0,05; 35 anni: 1,78, r: 0,06; 65 anni: 1,86, r: 0,05) (Figura 5.9 e Tabella 5.6). Tuttavia, considerando il tempo necessario per raggiungere il punto di flesso della curva (S) e l'area ad essa sottesa, si osserva che i profili ecofisiologici dei suoli coltivati da 5 e 35 anni appaiono significativamente diversi da quello maggiormente antropizzato (65 anni). Quest'ultimo impiega un maggiore numero di ore per raggiungere il punto di flesso (S, 65 anni: 80 ore; 5 anni: 58,71 ore; 35 anni: 51,22 ore), presentando una maggiore fase di latenza (*lag phase*) e la minore area (area: 245,3). Questi valori sono indicativi di un'attività microbica più lenta nel suolo maggiormente antropizzato. Al contrario, l'utilizzo dei substrati è stato più rapido e prolungato nei suoli con il minore grado di antropizzazione (5 e 35 anni). Questo risultato può essere dovuto a una specializzazione metabolica della comunità microbica per substrati organici più complessi, dopo 65 anni di coltivazione. Considerando la versatilità catabolica (VC), ovvero la capacità di metabolizzare substrati diversi, il suolo maggiormente antropizzato presentava il valore più alto (VC, 5 anni: 1,35; 35 anni: 1,31; 65 anni: 1,41) (Tabella 5.6). Questo risultato indica una capacità superiore di utilizzare un maggiore numero di composti. A tale proposito, il MI, indice della differenza metabolica rispetto al suolo assunto come riferimento (5 anni), mostra che i suoli di 35 e 65 anni vi differiscono rispettivamente del 9% e 18%. In pratica, la diversità funzionale raddoppia lungo la cronosequenza. Tale differenza non è legata all'aumento della carica di batteri eterotrofi coltivabili (il suolo coltivato da 5 anni presenta i valori di UFC superiori). I risultati possono essere ricondotti a un processo di trasformazione e di transizione metabolica del suolo, all'aumentare degli anni di coltivazione. Infatti, i risultati ottenuti sono coerenti e strettamente correlati con quelli del carbonio organico e delle sue frazioni (Niemi et al., 1996). L'incremento di carbonio organico e del suo *turnover* nel suolo potrebbe aver comportato, nei suoli coltivati da 35 e 65 anni, il progressivo adattamento dei microrganismi presenti a substrati maggiormente

complessi, esercitando una pressione selettiva a favore dei microrganismi con una capacità metabolica più lenta (Insam e Goberna, 2004). Le informazioni ottenute dal saggio BIOLOG forniscono un'indicazione sulla diversità funzionale potenziale delle comunità microbiche studiate e su come essa possa variare (Hatch et al., 1998). Tuttavia esse non sono necessariamente rilevanti a livello ecologico, poiché non sempre corrispondenti alla reale diversità o disponibilità dei substrati realmente presenti nell'ambiente naturale (Konopka et al., 1998).

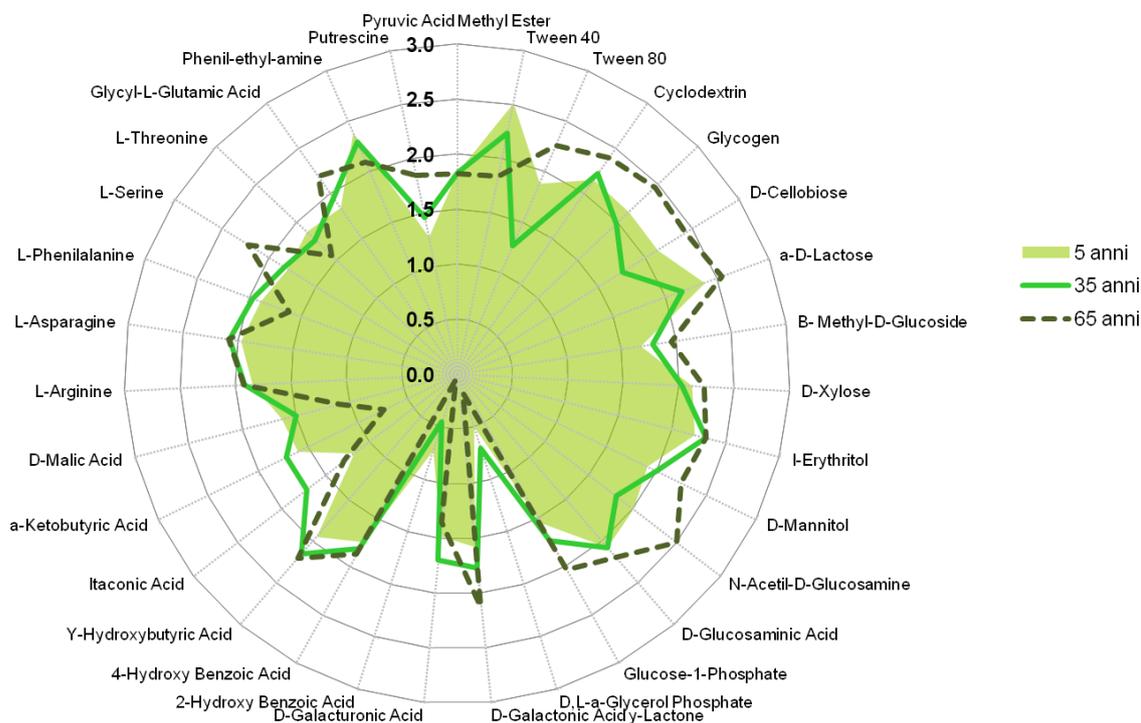


**Figura 5.9** Profilo ecofisiologico dei suoli coltivati da 5, 35 e 65 anni, profondità 0-20 cm

**Tabella 5.6 Parametri ecofisiologici dei suoli coltivati da 5, 35 e 65 anni, profondità 0-20 cm: valore medio finale di assorbanza (AWCD), pendenza (r), ore necessarie per raggiungere il flesso (S), l'area sottesa alla curva e versatilità catabolica (VC)**

Anni di coltivazione 0-20 cm	AWCD	R	S (ore)	Area	VC
<b>5 anni</b>	1,78 (±0,18)	0,06 (±0,002)	58,71 <i>a</i> (±1,62)	273,40 <i>a</i> (±7,22)	1,35 <i>a</i> (±0,05)
<b>35 anni</b>	1,78 (±0,13)	0,05 (±0,002)	51,22 <i>a</i> (±0,69)	286,80 <i>a</i> (±4,27)	1,31 <i>a</i> (±0,02)
<b>65 anni</b>	1,86 (±0,16)	0,05 (±0,003)	80,42 <i>b</i> (±1,10)	245,30 <i>b</i> (±5,25)	1,41 <i>b</i> (±0,03)

Lettere differenti per differenze significative. Valori medi (n=3) ± ES (P<0,05)



**Figura 5.10 Rappresentazione dell'utilizzo dei singoli substrati delle piastre BIOLOG da parte delle comunità microbiche dei suoli coltivati da 5, 35 e 65 anni, profondità 0-20 cm**

## **Il profilo genetico della comunità microbica (DGGE)**

Le impronte genetiche ottenute sono mostrate in Figura 5.11. Il DNA microbico è stato estratto e l'rRNA amplificato con successo, ad eccezione del campione coltivato da 20 anni (20-40 cm). Le impronte genetiche ottenute, altamente ripetute, mostravano una discreta presenza di bande ripetute, in particolare nell'orizzonte superficiale. Insieme ai segnali maggiori, è stato rilevato anche un ampio numero di bande meno visibili e ben definite che sono state considerate al momento dell'analisi cluster dei profili genetici. In particolare, nell'orizzonte sottosuperficiale, le maggiori differenze sono state riscontrate nelle bande più deboli, che hanno inevitabilmente influenzato il raggruppamento per similarità tra le impronte. Tuttavia, il maggiore numero di bande è stato riscontrato nell'orizzonte più superficiale, in particolare negli anni intermedi di coltivazione (20 e 35 anni, rispettivamente 37 e 36 bande) (Tabella 5.7). Il confronto con l'orizzonte sottosuperficiale (0-20 vs 20-40 cm) ha riportato un numero di bande generalmente inferiore, con valori significativamente superiori nei suoli coltivati da 15, 35 e 65 anni. Il medesimo andamento è espresso sinteticamente dall'indice di diversità genetica ( $H'$ ) (Tabella 5.7). Il valori  $H'$  risultano prossimi o poco superiori a 3 in tutti i suoli. Essi sono compresi tra 3,39 e 3,11 nello strato 0-20 cm e tra 2,81 e 3,11 nello strato 20-40 cm, confermando la maggiore diversità genetica dell'orizzonte più superficiale. L'analisi dei cluster ha mostrato che i suoli sono discriminabili tra loro all'interno di un intervallo di similarità compreso tra 76% e 88% (circa) (0-20 cm) e tra il 66% e 75% (circa) (20-40 cm) (Figura 5.12 e Figura 5.13). I dendrogrammi, generati dalla matrice di similarità, riportano grande somiglianza tra i suoli coltivati da 20 e 35 anni (0-20 cm), collegati in corrispondenza di un alto valore di similarità, che si mantiene discreto anche con il suolo coltivato da 15 anni. Questo diminuisce sensibilmente considerando i punti estremi della cronosequenza (5 anni e 65 anni), i quali mostravano i minori valori percentuali relativi rispetto agli altri suoli antropizzati. Nello strato 20-40 cm, tali valori di similarità si attestano intorno a percentuali minori, che raggiungono un modesto valore massimo tra i suoli maggiormente antropizzati (35 e 65 anni), decrescendo progressivamente al diminuire degli anni di coltivazione. A entrambe le profondità considerate, in particolare nello strato più superficiale maggiormente influenzato dalle pratiche agronomiche, sono ben distinguibili gli effetti della conversione agricola (suolo 5 anni), così come della prolungata coltivazione (65 anni). L'antropizzazione agricola sembrerebbe modificare la

composizione della comunità microbica dei suoli studiati attraverso una transizione del sistema. Le maggiori trasformazioni avvengono durante un periodo intermedio, di transizione (15, 20 e 35 anni di coltivazione). Questo può essere dovuto al profondo cambiamento delle condizioni edafiche, sia a causa della maggiore disponibilità di nutrienti immessi nel sistema sia per il drastico cambiamento delle condizioni termo-umidometriche (introduzione dell'irrigazione, maggiore copertura vegetale ecc.). Nonostante le limitazioni del metodo impiegato, le informazioni ottenute hanno permesso di comprendere aspetti funzionali, a livello di comunità (Grayston et al., 1998), lungo l'antropocronosequenza esaminata.

**Tabella 5.7** Numero di bande distinguibili sui profili elettroforetici DGGE e indice di diversità di Shannon (H'), profondità 0-20 cm e 20-40 cm

<b>Profondità</b> Anni di coltivazione	<b>Bande</b> (numero)	<b>H'</b>
<b>0-20 cm</b>		
5 anni	29,67 <i>d</i> (±0,33)	3,11 <i>c</i> (±0,02)
15 anni	34,33 <i>bc</i> * (±0,67)	3,27 <i>b</i> * (±0,03)
20 anni	37,00 <i>a</i> (±1,00)	3,39 <i>a</i> (±0,02)
35anni	36,00 <i>ba</i> * (±0,0)	3,39 <i>a</i> * (±0,0)
65 anni	33,67 <i>c</i> * (±0,33)	3,32 <i>ba</i> * (±0,03)
<b>20-40 cm</b>		
5 anni	30,67 <i>a</i> (±0,67)	3,11 <i>a</i> (±0,07)
15 anni	24,67 <i>b</i> (±0,33)	2,76 <i>b</i> (±0,03)
20 anni	n.r.	n.r.
35anni	26,33 <i>b</i> (±0,88)	2,90 <i>b</i> (±0,08)
65 anni	21,33 <i>c</i> (±0,33)	2,81 <i>b</i> (±0,05)

Confronto per differenze significative tra i suoli a ciascuna profondità (lettere diverse) e tra le profondità per ciascun suolo (\*). Valori medi (n=3) ± ES (barre). Differenze significative per P < 0,05

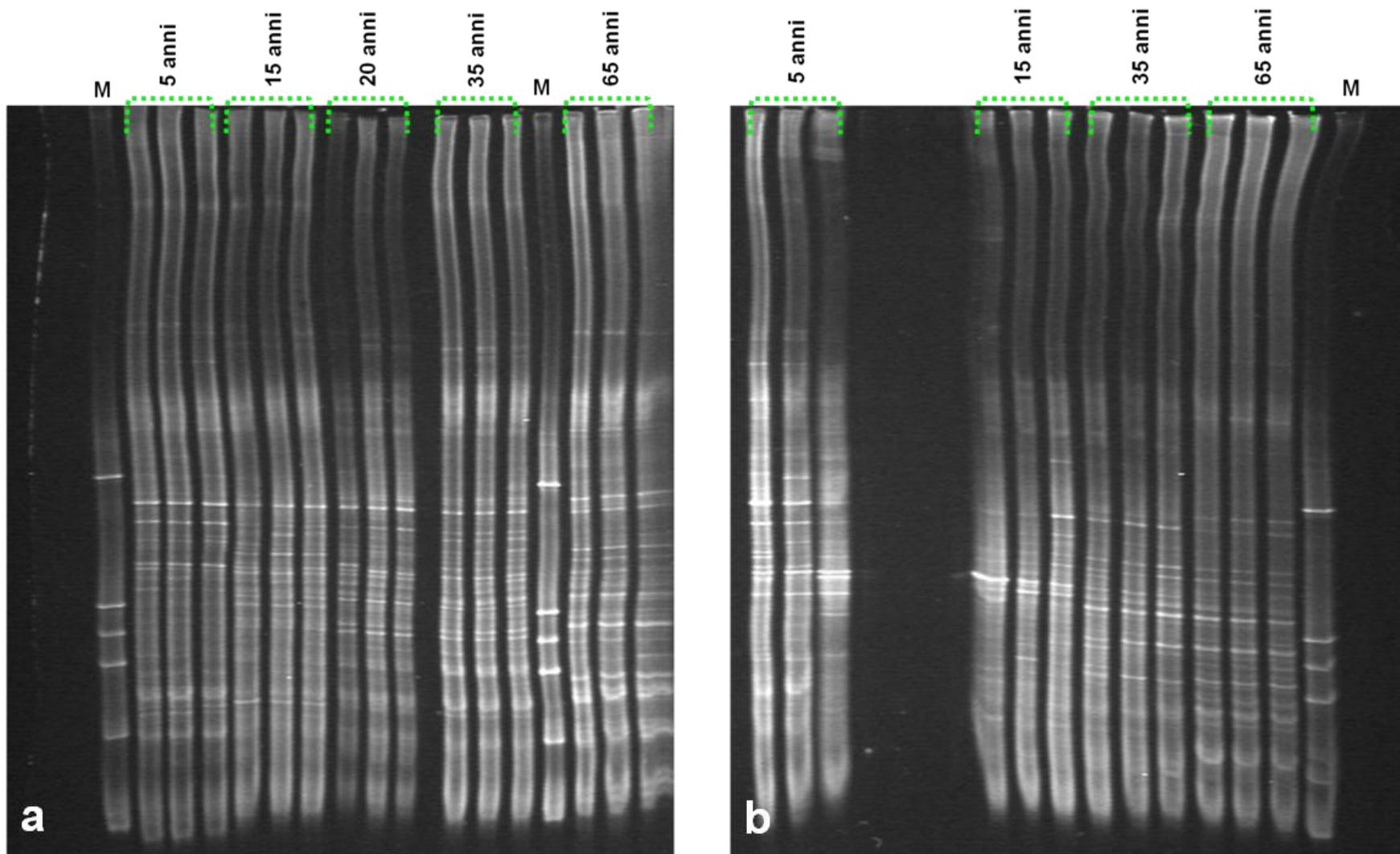
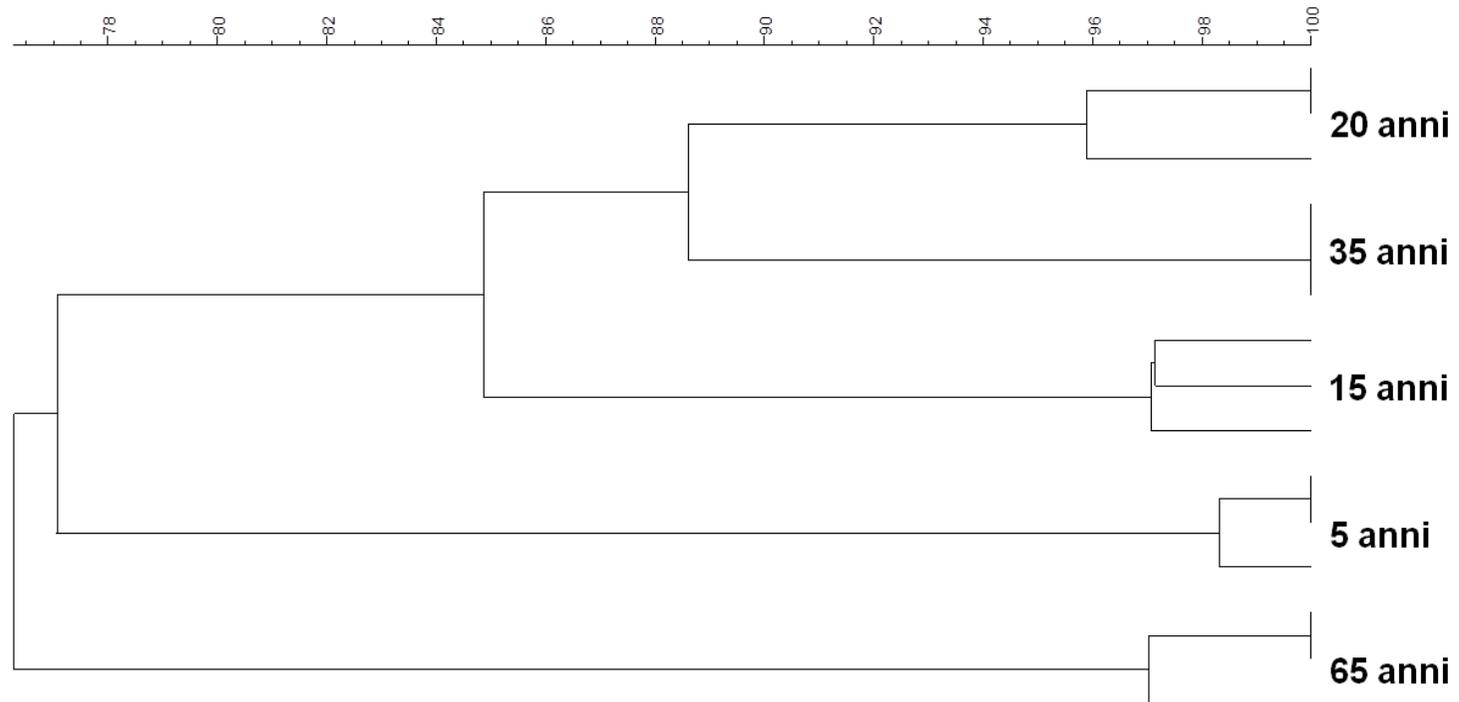


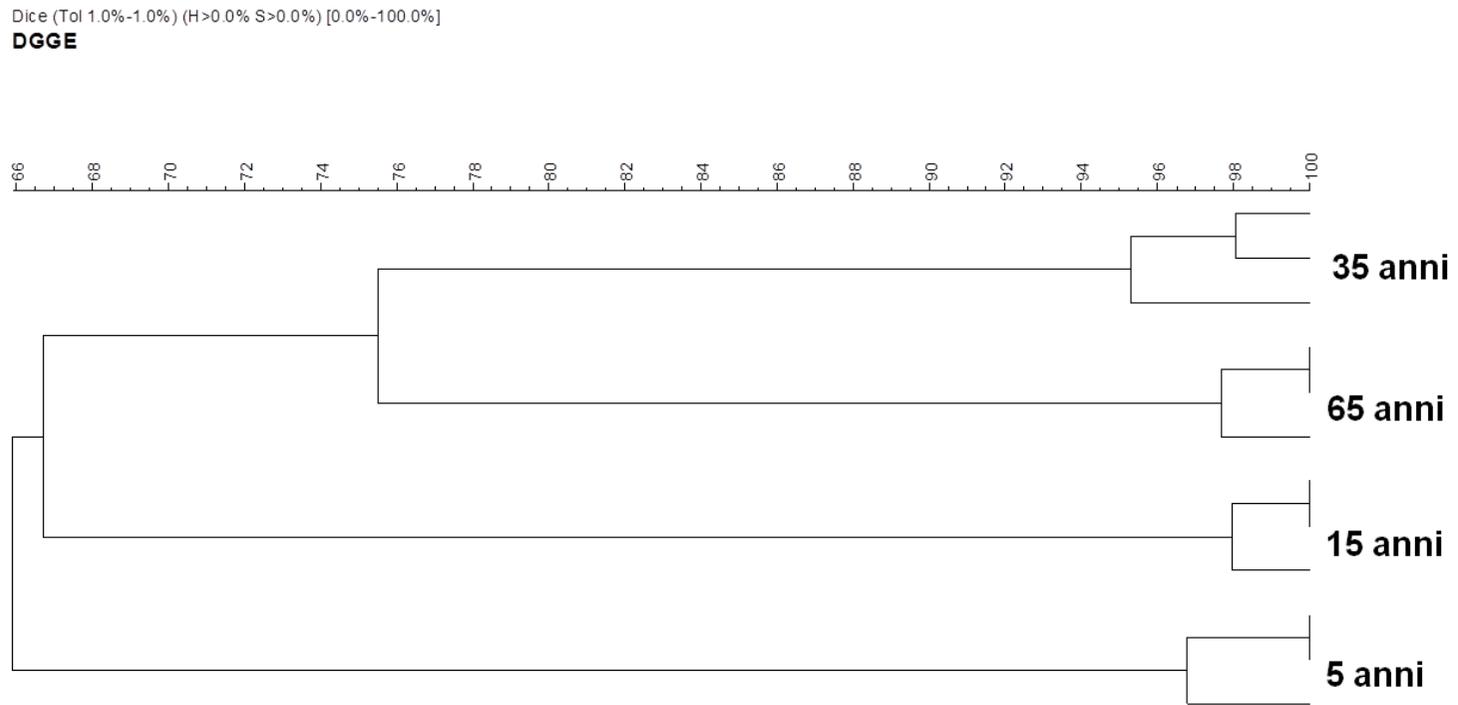
Figura 5.11 Profili elettroforetici DGGE delle comunità batteriche, profondità 0-20 cm (a) e 20-40 cm (b) (M: *Marker*)

Dice (Tol 1.0%-1.0%) (H>0.0% S>0.0%) [0.0%-100.0%]

**DGGE**



**Figura 5.12 Dendrogramma di similarità delle comunità batteriche (metodo UPGMA), profondità 0-20 cm**



**Figura 5.13 Dendrogramma di similarità delle comunità batteriche (metodo UPGMA), profondità 20-40 cm**

## 6 Conclusioni

---

L'azione dell'uomo sul suolo nel territorio del Dipartimento di Arequipa ha profondamente modificato l'aspetto del paesaggio naturale, attraverso un massiccio intervento sul pedopaesaggio originario. Estese aree collinari incolte sono state convertite a superfici agricole terrazzate, attraverso imponenti opere di sbancamento e colmate della pendenza, provocando una radicale trasformazione delle condizioni edafiche originarie. Il carbonio organico e la comunità microbica sono fattori della fertilità chimica e biologica del suolo molto influenzati dall'uso e dalla gestione del suolo. La crescente antropizzazione sui suoli terrazzati del territorio di Arequipa ne ha influenzato il contenuto e la distribuzione nei diversi *pool* della sostanza organica, così come l'attività e la struttura della comunità microbica risultano modificate. In particolare, nel caso di studio:

1. Si registra la diminuzione del contenuto di carbonio organico totale durante il decennio successivo alla messa a coltura dei suoli. Un considerevole aumento si osserva solamente nel lungo periodo, dopo diversi anni di coltivazione (nel caso di studio: 65 anni);
2. Il contenuto della frazione di carbonio estraibile manifesta un andamento sigmoidale nel tempo, raggiungendo il contenuto massimo nel suolo più antropizzato. Tale aumento è particolarmente evidente nello strato più superficiale del suolo, maggiormente interessato dalle pratiche agricole. Esso è principalmente dovuto all'aumento della frazione di carbonio estraibile non umica, labile e prontamente mineralizzabile. Infatti, la componente umica (acidi umici e fulvici) non subisce variazioni sostanziali nel tempo;
3. Il carbonio organico non estraibile (detto umina) presenta un considerevole aumento nel suolo più antropizzato, a seguito di un lungo periodo di coltivazione;
4. Sebbene l'attività agricola abbia ridotto alcuni tra gli effetti deprimenti la capacità umificante del sistema suolo in ambiente iperarido (es. apporto nullo o ridotto di sostanza organica al suolo e aridità prolungata), l'umificazione totale e il grado di umificazione si mantengono limitati e poco variati nel tempo, nonostante l'aumento del substrato organico disponibile;

5. Il contenuto della biomassa microbica è molto limitato. Le tecniche di analisi comunemente impiegate per la sua determinazione (es. metodo FE) possono non essere del tutto efficaci per l'analisi della biomassa microbica di suoli di ambiente iperarido;
6. L'attività della comunità microbica del suolo appare strettamente correlata alla disponibilità di substrato organico disponibile. Essa rivela un processo di trasformazione e di transizione metabolica del suolo all'aumentare degli anni di coltivazione, verso un'attività metabolica più lenta e una maggiore diversità funzionale;
7. La struttura genetica della comunità microbica si modifica nel tempo, al progredire dell'attività agricola. La trasformazione nella composizione genetica della comunità avviene durante un periodo di transizione del sistema, rappresentato dagli anni intermedi dell'antro- cronosequenza.

In definitiva, secondo gli aspetti considerati, il fattore antropico influenza la pedogenesi del suolo in ambiente iperarido. Esso ne condiziona, in maniera rilevante, la frazione vivente, sebbene i suoi effetti non si manifestino così chiaramente anche sulla dinamica del carbonio organico. Tuttavia, il sistema manifesta una trasformazione funzionale e genetica della componente biotica, le cui fasi intermedie di transizione, al progredire dell'attività agricola, rappresentano la principale novità tra gli aspetti considerati. Essa rappresenta il presupposto indispensabile per l'innescò di una dinamica attiva del carbonio organico e, di conseguenza, deve essere considerata un segnale di genesi positiva del suolo, che non può essere sottovalutato. Tuttavia, avanzando alcune considerazioni generali, bisogna rilevare che gli effetti del processo di antropizzazione seguono, nella maggior parte delle realtà produttive locali, pratiche di gestione del suolo non sempre razionali, in cui gli effetti "positivi" emergono in riferimento ad un ambiente climatico estremo e ostico alla vita. In particolare, l'impiego di acqua irrigua di mediocre qualità rappresenta, nella maggior parte dei casi, l'unica fonte di approvvigionamento disponibile e le tecniche colturali adottate sono tramandate nel retaggio della tradizione dei piccoli sistemi a gestione familiare. Tali pratiche possono rappresentare un rischio per le proprietà chimiche, fisiche e biologiche dei suoli studiati (es. salinizzazione o accumulo di sali negli orizzonti profondi, eccessiva mineralizzazione della sostanza organica) anch'esso legato all'attività umana. Pertanto, in

tali ambienti, il processo di antropizzazione deve essere accompagnato da una gestione del suolo che tenga particolare conto sia degli aspetti agronomici sia delle caratteristiche pedologiche del sistema. I risultati ottenuti rappresentano un contributo utile sia all'ampliamento delle conoscenze generali relative ai processi legati alla sostanza organica e alla comunità microbica dei suoli antropogenici, sia l'opportunità di approfondire alcuni aspetti legati alla pedogenesi dei suoli di ambiente iperarido.

## 7 Bibliografia

---

- Amann R.I., Ludwig W., Schleifer K.H., 1995. Phylogenetic identification and in situ detection of individual microbial cells without cultivation. *Microbiological Reviews* 59, 143-169.
- Amundson R. e Jenny H., 1997. On a state factor model of ecosystems. *Bioscience* 47, 536- 543.
- Anderson J.P.E., 1982. Soil Respiration, methods of soil analysis, Part 2: Chemical and Microbiological Properties, (2nd edn) (Page A.L., Miller R.H., Keeney D.R. Eds). American Society of Agronomy, Madison, 831- 871.
- Arnold R.W., Szabolcs I., Targulian V.C., 1990. Global soil change. U.N. Environment Program and International Institute for Applied Systems Analysis. Laxenburg, Austria.
- Baath E., 1989. Effects of heavy metals in soil on microbial processes and population. *Water Air & Soil Pollution* 47, 335- 379.
- Barros N., Feijóo S., Salgado J., Ramajo B., . García J. R, Hansen L. D., 2008. The Dry Limit of Microbial Life in the Atacama Desert Revealed by Calorimetric Approaches. *Engineering in Life Sciences* 8 (5), 477- 486
- Bibwell O., Hole F., 1965. Man as a factor of soil formation. *Soil Science* 99, 65-72
- Birkeland P.W., 1999. *Soils and Geomorphology*, 3rd edn. Oxford University Press, New York.
- Blair N. e Crocker G.J., 2000. Crop rotation effects on soil carbon and physical fertility of two Australian soils. *Australian Journal of Soil Research* 38, 71- 84.
- Bottner P., Couteaux M.M., Vallejo V.R., 1995. Soil organic matter in Mediterranean- type ecosystems and global climatic changes: a case study - the soils of Mediterranean basin. In: *Global change and Mediterranean-type Ecosystem* (Moreno J.M., Oechel W.C. Eds). *Ecological Studies* 117, Springer, New York, NY, 306-325.
- Bouma, J. e Hole F.D., 1971. Soil structure and hydraulic conductivity of adjacent virgin and cultivated pedons at two sites: a Typic Argiudoll (silt loam) and a Typic Eutrochrept (clay). *Proceedings, Soil Science Society of America* 35: 316-319.

- Brack A. e Mendiola C., 2000. *Ecología del Perú*. Ed. Bruño- PNUD.
- Buol S.W., Southard R.J., Graham R.C., McDaniel P.A.. 2003. *Soil genesis and classification*. 5th ed. Iowa State Press, Ames, USA.
- Buol S.W., Hole F.D., McCracken R.J., 1989. *Soil genesis and classification*. Ames, Iowa State University Press, pp. 446.
- Buondonno C., Ermice A., Buondonno A., Murolo M., Pugliano M.L., 1998. Human influenced soils from an iron and steel works in Naples, Italy. *Soil Science Society of America Journal* 62, 694- 700.
- Burkhardt C., Insam H., Hutchinson T.C., Reber H.H., 1993. Impact of heavy metals on the degradative capabilities of soil bacterial communities. *Biology and Fertility of Soils* 16, 154- 156.
- Campbell C. A., Biederbeck V. O., Zentner R. P., Lafond G. P., 1991. Effect of crop rotations and cultural practices on soil organic matter, microbial biomass and respiration in a thin Black Chernozem. *Canadian Journal of Soil Science* 71, 363- 376.
- Castaldini M., Turrini A., Sbrana C., Benedetti A., Marchionni M., Mocali S., Fabiani A., Landi S., Santomassimo F., Pietrangeli B., Nuti M. P., Miclaus N., Giovannetti M., 2005. Impact of Bt corn on rhizospheric and soil eubacterial communities and on beneficial mycorrhizal symbiosis in experimental microcosms. *Applied and Environmental Microbiology* 71(11), 6719- 6729.
- Cereceda P., Larrain H., Osses P., Farías M., Egaña I., 2008. Spatial and temporal variability of fog and its relation to fog oases in the Atacama Desert, Chile. *Atmospheric Research*, 67, pp. 312-321.
- Choi K. e Dobbs F.C., 1999. Comparison of two kinds of Biolog microplates (GN and ECO) in their ability to distinguish among aquatic microbial communities. *Journal Microbiological Methods* 36, 203- 213.
- Ciavatta C., Govi, M., Vittori Antisari, L., Sequi, P., 1990. Characterization of humified compounds by extraction and fractionation on solid polyvinilpyrrolidone. *Journal of Chromatography* 509, 141- 146.

- Clarke J.D.A., 2006. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. *Geomorphology* 73, 101- 114.
- Crutzen P.J., 2002. Geology of mankind. *Nature* 415, 23.
- Davis W.M., 1909. *Geographical Essays*. Ginn, Boston, MA.
- Davis W.L., De Pater I., McKay C. P., 2010. Rain infiltration and crust formation in the extreme arid zone of the Atacama Desert, Chile. *Planetary and Space Science* 58, 616- 622.
- Dazzi C. e Monteleone S., 2007. Anthropogenic processes in the evolution of a soil chronosequence on marly-limestone substrata in an Italian Mediterranean environment. *Geoderma* 141, 201- 209.
- De Moraes Sa J.C. e Lal R., 2009. Stratification ratio of soil organic matter pools as an indicator of carbon sequestration in a tillage chronosequence on a Brazilian Oxisol. *Soil & Tillage Research* 103, 46- 56.
- Dell'Abate M.T., 2000. La sostanza organica del suolo quale indicatore di qualità. *Atti Convegno Indicatori per la qualità del suolo*, Roma, 285-298
- Dell'Abate M.T., Benedetti A., Trinchera A., Dazzi C., 2002. Humic substances along the profile of two Typic Haploxerert. *Geoderma* 107, 131-146.
- Denevan W.M., 2001. *Cultivated Landscapes of Native Amazonia and the Andes*. Oxford University Press, New York.
- Dokuchaev V.V., 1883. Russian Chernozem. In: *Selected Works of V.V. Dokuchaev*, Vol. 1, pp. 14-419. Moscow, 1948. Israel Program for Scientific Translations Ltd. (for USDA-NSF), S. Monson, Jersalem, 1967, pp. 14- 419.
- Dommergues Y., 1960. La notion de coefficient de minéralisation du carbone dans les sols. *Agronomía Tropical* 1, 54- 60
- Doran, J.W., Coleman, D.C., Bezdicek, D.F., Stewart, B.A., 1994. *Defining Soil Quality for a Sustainable Environment*, Soil Science Society of America, Inc., Madison, WI, 3- 22.
- Dudal R., Nachtergaele F.O., Purnell M.F., 2002. The human factor of soil formation. *Proceedings 17th World Congress of Soil Science, Symposium 18*, Bangkok, Thailand.

- Dudal R., 2004. The Sixth factor of soil formation. International Conference on Soil Classification. 3-5 August, Petrozavodsk.
- Eash N.S. e Sandor J.A., 1995. Soil chronosequence and geomorphology in a semiarid valley in the Andes of southern Perú. *Geoderma* 65, 59-79.
- Effland W.R. e Pouyat R.V., 1997. The genesis, classification, and mapping of soils in urban areas. *Urban ecosystems* 1, 217-228.
- Elliott E.T., 1986. Aggregate structure and carbon, nitrogen, and phosphorus in native and cultivated soils. *Soil Science Society of America Journal* 50, 627-633.
- Emmerling C., Liebner C., Haubold-Rosar M., Katzur J., Schröder D., 2000. Impact of application of organic waste materials on microbial and enzyme activities of mine soils in the Lusatian coal mining region. *Plant and Soil* 220, 129- 138.
- Engelmeier B., Meiken K., Wintzingerode F., Heuer H., Malkomes H.P., Backhaus H., 1998. Monitoring impact of a pesticide treatment on bacterial soil communities by metabolic and genetic fingerprinting in addition to conventional testing procedures. *Applied and Environmental Microbiology* 64, 2814- 2821.
- Errázuriz A.M., Cereceda P., González J.I., González M., Henríquez M., Rioseco R., 2000. *Manual de Geografía de Chile*, Editorial Andrés Bello, Chile.
- Everitt B.S., Landau S., Leese M., 2001. *Cluster Analysis*. 4th edn. Arnold, London, UK.
- Fabre A., Gauquelin T., Vilasante F., Ortega A., Puig H., 2006. Phosphorus content in five representative landscape units of the Lomas de Arequipa (Atacama Desert-Peru). *Catena* 65, 80- 86.
- Felske A., Akkermans A.D.L., De Vos W., 1998. Quantification of 16S rRNAs in complex bacterial communities by multiple competitive reverse transcription-PCR in temperature gradient gel electrophoresis fingerprints. *Applied and Environmental Microbiology* 64, 4581- 4587.
- Fernandes S.A.P., Bettiol W., Cerri C.C., 2005. Effect of sewage sludge on microbial biomass, basal respiration, metabolic quotient and soil enzymatic activity. *Applied Soil Ecology* 30, 65- 77.

- Frey S.D., Elliot E.T., Paustian K., 1999. Bacterial and fungal abundance and biomass in conventional and no-tillage ecosystems along two climate gradients. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 573- 585
- Galbraith J.M., 2006. ICOMAND: International Committee on Anthrosol Soils. <http://clic.cses.vt.edu/icomanth/>. Virginia Polytech and State University, Blacksburg, VA.
- Galbraith J.M., Ditzler C.R., Scheyer J.M.. 2006. Anthropogenic Soils. ICOMANTH Report N. 2, Ver. 1.0. CD-ROM. USDA-NRCS. Lincoln, NE.
- Garcia- Orenes F., Guerrero C., Roldan A., Mataix-Solera J., Cerda A., Campoy M., Zornoza R., Barcnas G., Caravaca F., 2010. Soil microbial biomass and activity under different agricultural management systems in a semiarid Mediterranean agroecosystem. *Soil & Tillage Research* 109, 110- 115.
- Garland J.L., 1996a. Analytical approaches to the characterization of samples of microbial communities using patterns of potential C source utilization. *Soil Biology and Biochemistry* 28, 213- 221.
- Garland J.L., 1996b. Patterns of potential C source utilization by rhizosphere communities. *Soil Biology and Biochemistry* 28, 223- 230.
- Garland J.L., 1997. Analysis and interpretation of community- level physiological profiles in microbial ecology. *FEMS Microbiology Ecology* 24, 289- 300.
- Garland J.L. e Mills A.L., 1991. Classification and characterization of heterotrophic microbial communities on the basis of patterns of community-level sole-carbon-source utilization. *Applied and Environmental Microbiology* 57, 2351- 2359.
- Giovannoni S.J., Britschgi T.B., Moyer C.L., Field K.G., 1990. Genetic diversity in Sargasso Sea bacterioplankton. *Nature* 345: 60 – 63.
- Glavin D.P., Cleaves H.J., Schubert M., Aubrey A., Bada J.L., 2004. New method for estimating bacterial cell abundances in natural samples by use of sublimation. *Applied and Environmental Microbiology* 70, 5923- 5928.
- Goodman-Elgar M., 2008. Evaluating soil resilience in long-term cultivation: a study of pre-Columbian terraces from the Paca Valley, Peru. *Journal of Archaeological Science* 35, 3072- 3086

- Grayston S.J., Wang S., Campbell C.D., Edwards A.C., 1998. Selective influence of plant species on microbial diversity in the rhizosphere. *Soil Biology and Biochemistry* 30, 369-378.
- Guckert J.B., Carr G.J., Johnson T. D., Hamm B.G, Davidson D. H., Kumagai Y., 1996. Community analysis by Biolog: curve integration for statistical analysis of activated sludge microbial habitats. *Journal of Microbiological Methods* 27, 183-197.
- Guevara R.C., 1969. Geología del cuadrángulo de Characato. Servicio Geológico y Minero, Peru, Bol. 23.
- Gunapala N. e Scow K.M., 1998. Dynamics of soil microbial biomass and activity in conventional and organic farming systems. *Soil Biology & Biochemistry* 30, 805- 816.
- Haas H.J., Evans C.E., Miles E.F., 1957. Nitrogen and carbon changes in Great Plains soils as influenced by cropping and soil treatments. Technical Bulletin 1164. USDA, U.S. Government Printing Office, Washington, DC.
- Harden J.W., 1982. A quantitative index of soil development from field descriptions: Examples from a chronosequence in central California. *Geoderma* 28, 1- 28.
- Hartley A.J., Chong G., Houston J., Mather A., 2005. 150 million years of climatic stability: evidence from the Atacama Desert, Northern Chile. *Journal of the Geological Society*. London 162, 421- 424.
- Hatch D.J., Jarvis S.C., Parkinson R.J., 1998. Concurrent measurements of net mineralization, nitrification, denitrification and leaching from field incubated soil cores. *Biology and Fertility of Soils*, 26, 323- 330.
- Hayes M.H.B. e Clapp C.E., 2001. Humic substances: considerations of compositions, aspects of structure, and environmental influences. *Soil Science* 166, 723- 737.
- Hesse R. e Baade J., 2009. Irrigation agriculture and the sedimentary record in the Palpa Valley, southern Peru. *Catena* 77, 119- 129
- Hill G.T., Mitkowski N.A., Aldrich-Wolfe L., Emele L.R., Jurkonie D.D., Ficke A., Maldonado-Ramirez S., Lynch S.T., Nelson E.B., 2000. Methods for assessing the composition and diversity of soil microbial communities. *Applied Soil Ecology* 15, 25- 36.

- Hitzl W., Henrich M., Kessel M., Insam H., 1997. Applications of multivariate analysis of variance and related techniques in soil studies with substrate utilization tests. *Journal of Microbiological Methods* 30, 81- 89.
- Hole F.D. 1974. Wild soils of the Pine-Popple River basin. *Transactions of the Wisconsin Academy of Sciences, Arts, and Letters* 62: 37-50.
- Hooper D., Hawksworth D., Dhillion S., 1996) Microbial diversity and Ecosystem Processes. In: *Global Biodiversity Assessment* (Heywood V.H., Watson R.T. Eds), Cambridge University Press.
- Houston J. e Hartley A.J., 2003. The central Andean West-Slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology* 23, 1453- 1464.
- Huggett R.J., 1975. Soil landscape systems: a model of soil genesis. *Geoderma* 13, 1- 22.
- Huggett R.J., 1991. *Climate, Earth Processes and Earth History*. Springer, Heidelberg.
- Huggett R.J., 1995. *Geocology: An Evolutionary Approach*. Routledge, London, pp.320.
- Huggett R.J., 1998. Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review. *Catena* 32, 155- 172.
- ICOMANTH, 2011. Circular letter n° 7. <http://clic.cses.vt.edu/icomanth>
- INIA, 2003. *Estrategia Nacional de Desarrollo de la Innovación Tecnológica Agraria y Agroindustrial en el Perú*. <http://www.inia.gob.pe>
- Insam H. e Goberna M., 2004. Use of Biolog for the Community Level Physiological Profiling (CLPP) of environmental samples. *Molecular Microbial Ecology Manual*, Second Edition, 853- 860.
- Isermeyer, H., 1952. Eine einfache Methode sur Bestimmung der Bodenatmung und der Karbonate im Boden. *Z. Pflanzanem. Bodenk.* 56, 26- 38.
- IUSS Working Group WRB, 006. *World reference base for soil resources 2006* (2nd edition). *World Soil Resources Reports N. 103*. FAO, Roma
- Janzen H.H., Campbell C.A., Gregorich E.G., Ellert B.H., 1997. Soil carbon dynamics in Canadian agroecosystems. *Soil Carbon Dynamics in Canadian Agro-Ecosystems*. pp 57-

80. In: Soil Processes and Carbon Cycles (Lal R., Kimble J., Follett R., Stewart B.A. Eds). CRC Press, Boca Raton.

Jenkinson D.S. e Ladd J.N., 1981. Microbial biomass in soil: Measurement and turnover. *Soil Biochemistry*, Dekker, N.Y., pp. 415-471.

Jenkinson D.S. e Parry L.C., 1989. The nitrogen cycle in the Broadbalk wheat experiment: a model for the turnover of nitrogen through the soil microbial biomass. *Soil Biology and Biochemistry* 21, 535- 541.

Jenny H., 1941. Factors of soil formation. McGraw-Hill Book Co., New York, USA.

Jenny H., 1961. E.W. Hilgard and the birth of modern soil science. *Collana Agrochimica*, Pisa, Italia.

Jenny H., 1980. The soil resource. *Ecological Studies*, 37. Springer Verlag, New York, USA.

Jobbágy E.G. e Jackson R.B., 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications*. 10, 423- 436.

Johnson D.L., 1993. Dynamic denudation evolution of tropical, subtropical, and temperate landscapes with three tiered soils: toward a general theory of landscape evolution. *Quaternary International* 17, 67- 78.

Johnson D.L. e Watson-Stegner D., 1987. Evolution model of pedogenesis. *Soil Science* 143, 349- 366.

Jonsen K., Jacobsen C.S., Torsvik V., 2001. Pesticide effects on bacterial diversity in agricultural soils- a review. *Biology and Fertility of Soils* 33, 443- 453.

Juma N.G., 1993. Interrelationship between soil structure/texture, soil biota/soil organic matter and crop production. *Geoderma* 57, 3- 30.

Kareiva P. Watts S., McDonald R., Boucher T., 2007. Domesticated nature: Shaping landscapes and ecosystems for human welfare. *Science* 316: 1866- 1869.

Khokhlova O.S., Sedov S.N., Golyeva A.A., Khokhlov A.A., 2001. Evolution of Chernozems in the Northern Caucasus, Russia during the second half of the Holocene: carbonate status of paleosols as a tool for paleoenvironmental reconstruction. *Geoderma* 104, 115- 133.

- Konopka A., Oliver L., Turco Jr. R.F., 1998. The use of carbon substrate utilization patterns in environmental and ecological microbiology. *Microbial Ecology* 35, 103- 115.
- Köppen W., 1936. Das geographische System der Klimate. In: *Handbuch der Klimatologie* (Köppen W, Geiger R Eds), Bd. Gebr Bornträger I. Berlin, pp. C1- C44.
- Lal R. 2002. Soil carbon dynamics in crop land and rangeland. *Environment and Pollution* 116, 353- 362.
- Lal R., 2008. Soil carbon stocks under present and future climate with specific reference to European ecoregions. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 81, 113- 127.
- Lal R., Kimble J., Follett R.F., Cole C.V., 1998. The Potential for U.S. Cropland to Sequester Carbon and Mitigate the Greenhouse Effect. Sleeping Bear Press, Ann Arbor, MI, pp. 128.
- Lane D. J., 1991. 16S/23S rRNA sequencing. In: *Nucleic Acid Techniques in Bacterial Systematics* (Stackebrandt E. & Goodfellow M. Eds), Chichester: John Wiley, pp. 115- 175.
- Lebti P.P., Thouret J.C., Wörner G., Fornari M., 2006. Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, Southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 154, 251- 275.
- Legros F., 2001. Tephra Stratigraphy of Misti volcano, Peru. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 15- 29.
- Liesack W., Janssen P.H., Rainey F.A., Ward-Rainey N.L., Stackenbrandt E., 1997. Microbial diversity in soil: the need for a combined approach using molecular and cultivation techniques. In: *Modern Soil Microbiology* (Van Elsas J.D., Trevors J.T., Wellington E.M.H. Eds), Marcel Dekker, New York, pp. 375- 439.
- Liu W.T., Marcii T.L., Cheng H., Forney L.J., 1997. Characterization of microbial diversity by determining terminal restriction fragment length polymorphism of genes encoding 16S rRNA. *Applied and Environmental Microbiology* 63, 4516- 4522.
- Londoño A. C., 2008. Pattern and rate of erosion inferred from Inca agricultural terraces in arid southern Peru. *Geomorphology* 99, 13- 25.

- Maier R.M., Drees, K.P. Neilson J.W., Henderson D.A., Quade J., Betancourt J.L., Navarro-Gonzalez R., Rainey F.A., McKay C.P., 2004. Microbial life in the Atacama Desert. *Science* 306, 1289c–1290c.
- Marchesi J.R., Sato T., Weightman A.J., Martin T.A., Fry J.C., Hiom S.J., Wade W.G., 1998. Design and evaluation of useful bacterium-specific PCR primers that amplify genes coding for bacterial 16S rRNA. *Applied and Environmental Microbiology* 642, 795-799.
- McGill W.B., Cannon K.R., Robertson J.A., Cook F.D., 1986. Dynamics of soil microbial biomass and water-soluble organic C in Breton L after 50 years of cropping to 2 rotations. *Canadian Journal of Soil Science* 66, 1- 19.
- McGill, W. B., Dormaar, J. F. and Reintl-Dwyer, E. 1988. New perspectives on soil organic matter quality, quantity and dynamics on the Canadian prairies. In: *Proceedings of the 34th Annual CSSS/AIC Meeting, Calgary*, 30-48.
- McKay C.P., Friedmann E.I., Gomez-Silva B., Caceres-Villanueva L., Andersen D.T., Landheim R., 2003. Temperature and moisture conditions for life in the extreme arid region of the Atacama Desert: four years of observations including the El Niño of 1997–1998. *Astrobiology* 3, 393- 406.
- Meigs P., 1953. World Distribution of arid and semiarid homoclimates. In: *Arid Zone Hydrology*. UNESCO. Arid Zone Research Series. pp. 203- 209.
- Minasny B., McBratney A.B., Salvador-Blanes S., 2008. Quantitative models for pedogenesis - A review. *Geoderma* 144, 140- 157
- Ministero delle Politiche Agricole e Forestali, 2000. *Metodi di analisi Chimica dei Suoli*. In: *Collana di Metodi Analitici per l'Agricoltura* (Violante P., Sequi P. Eds). Franco Angeli, Milano, pp. 1- 474.
- Mortimer C., 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society of London* 129, 505- 526.
- Mortimer C., 1980. Drainage evolution in the Atacama Desert of northernmost Chile. *Revista geologica de Chile* 11, 3- 28.
- Mortimer C. e Saric N., 1972. The Cenozoic evolution of northern Chile. Unpublished Report Instituto de Investigaciones Geologicas, Santiago, Chile.

- Murage E.W. e Voroney P., 2008. Distribution of organic carbon in the stable soil humic fractions as affected by tillage management. *Canadian Journal of Soil Science* 88, 99-106.
- Murray A.E., Preston C.M., Massana R., Taylor L.T., Blakis A., Wu K., Delong E.F., 1998. Seasonal and spatial variability of bacterial and archaeal assemblages in the coastal waters near Anvers Island, Antarctica. *Applied and Environmental Microbiology* 64, 2585-2595.
- Muyzer G., De Waal E.C., Uitterlinden A.G., 1993. Profiling of complex microbial populations by denaturing gradient gel electrophoresis analysis of polymerase chain reaction-amplified genes encoding for 16S rRNA. *Applied and Environmental Microbiology* 59, 670-695.
- Navarro-Gonzalez R., Rainey F. A., Molina P., Bagaley D. R., Hollen B. J., de la Rosa J., Small A. M., Quinn R. C., Grunthaner F. J., Caceres L., Gomez-Silva B., McKay C. P., 2003. Mars-like soils in the Atacama Desert, Chile, and the dry limit of microbial life. *Science* 302, 1018-1021.
- Niemi M., Vanhala P., Virta U., 1996. Effect of added organic materials on carbon source utilization and enzyme activity patterns of three arable soils. In: Abstract volume of the SUBMECO meeting, October 16–18 (Insam H., Klammer S., Riddech N. Eds). Innsbruck, Austria.
- Nikiforoff C.C., 1959. Reappraisal of the soil. *Science* 129, 186-196.
- Palacios Moncayo O., Sanchez Fernandez A., Herrera Romero F., 1995. *Geologia del Peru. Boletín 55. INGEMMET, Lima, Peru.*
- Pankhurst C.E., Ophel-Keller K., Doube B.M., Gupta V.V.S.R., 1996. Biodiversity of soil microbial communities in agricultural systems. *Biodiversity and Conservation* 5, 197-209.
- Parisi S., 2005. Distribuzione dei metalli pesanti in suoli vulcanici della provincia di Arequipa (Perù). Tesi di dottorato.
- Phillips J.D., 1989. An evaluation of the state factor model of soil ecosystems. *Ecological Modelling* 45, 165-177.
- Phillips J.D., 1993. Progressive and regressive pedogenesis and complex soil evolution. *Quaternary Research* 40, 169-176.

- Placzek C., Quade J., Rech J. A., Patchett P.J., Perez de Arce C., 2009. Geochemistry, chronology and stratigraphy of Neogene tuffs of the Central Andean region. *Quaternary Geochronology* 4, 22- 36.
- Prescott C.E., Weetman G.F., DeMontigny L.E., Preston C.M., Keenan R.J., 1995. Carbon chemistry and nutrient supply in cedar–hemlock and hemlock– amabilis fir forest floors. In: *Carbon Forms and Functions in Forest Soils* (McFee W.W. e Kelley J.M. Eds). Soil Science Society of America., Madison, WI, pp. 377- 396.
- Rademaker J.L.W., Louws F.J., Rossbach U., Vinuesa P., de Bruijn F.J., 1999. Computer-assisted pattern analysis of molecular fingerprints and database construction, in: *Molecular Microbial Ecology Manual* (Akkermans A.D.L., van Elsas J.D., demBruijn F.J. Eds). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, NL, pp. 1- 33.
- Richardson J.L. e Edmonds W.J., 1987. Linear regression estimations of Jenny's relative effectiveness of state factor equations. *Soil Science* 144, 203- 208.
- Richter D.D. 2007. Humanity's transformation of Earth's soil: Pedology's new frontier. *Soil Science* 172.
- Rubino M., Benedetti A., Coppola E., Dell'Abate M.T., Buondonno A., 2008. A new oxidation method for the determination of soil extracted and humic substances. *Advances in GeoEcology* 39, 724- 732.
- Runge E.C.A., 1973. Soil development sequences and energy models. *Soil Science* 115, 183- 193.
- SAS Institute, 2004. SAS/STAT 9.1 user's guide. SAS Institute, Cary.
- Schaetzl R. e Anderson S., 2005. *Soils: genesis and geomorphology*. Cambridge University Press, UK.
- Sebrier M., Lavenu A., Fornari M., Soulas J.P., 1988. Tectonics and uplift in central Andes (Peru, Bolivia and northern Chile) from Eocene to present. *Geodynamique* 3, 85- 106.
- Shannon C.E., Weaver W., 1949. *The Mathematical Theory of Communication*. University of Dlinois Press, Champaign, IL.
- Shaw C.F., 1930. Potent factors in soil formation. *Ecology* 11: 239-245.

- Showers K.B., 2006. A history of African soil: perceptions, use and abuse. In: *Soils and societies* (McNeill J.R. e Winiwarter V. Eds). The White Horse Press, Isle of Harris, UK. pp. 118- 176.
- Simonson R.M., 1959. Outline of a generalized theory of soil genesis. *Soil. Proceedings- Soil Science Society of America* 23, 152- 156
- Simonson R.W., 1978. A multiple-process model of soil genesis. In: *Quaternary Soils* (Mahaney W.D. Ed). Geo Abstracts, Norwich, pp. 1- 25.
- Singer A., 2007. *The soils of Israel*. Springer Verlag Berlin Heidelberg, pp 306.
- Skujins J., 1984. Microbial ecology of desert soils. *Advances in Microbial Ecology* 7, 49- 91.
- Smeck N.E., Runge E.C.A., Mackintosh E.E., 1983. Dynamics and genetic modeling of soil systems. In: *Pedogenesis and Soil Taxonomy: 1. Concepts and interactions* (Wilding L.P., Smeck N.E., Hall G.F. Eds), Elsevier, Amsterdam, pp. 23- 49.
- Smith P., Powlson D.S., Smith J.U., Elliott E.T., 1997. Evaluation and comparison of soil organic matter models using datasets from seven long-term experiments. *Geoderma* 81, 1- 225
- Soil Survey Staff, 2010. *Keys to Soil Taxonomy*, 11th ed. USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC
- Springer U. e Klee J., 1954. Prüfung der Leistungsfähigkeit von einigen wichtigeren Verfahren zur Bestimmung des Kohlenstoffs mittels Chromschwefelsäure sowie Vorschlag einer neuen Schnellmethode. *Z. Pflanzenernähr. Dang. Bodenk*, 64, 1.
- Stephen T., 1947. *Soil and vegetation systems*. Oxford, Clarendon Press.
- Stroganova M.N., Myagkova A.D., Prokofieva T.V., 1997. The role of soils in urban ecosystems. *Eurasian Soil Science* 30, 82-86.
- Thouret J.C., Finizola A., Fornari M., Legeley-Padovani A., Suni J., Frechen M., 2001. Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Geological Society of America Bulletin* 113, 1593- 1610.

- Treacy J. e Denevan W., 1994. The creation of cultivable land through terracing. In: *The Archaeology of Garden and Field* (Miller N. e Gleason K. Eds). University of Pennsylvania Press, Philadelphia, pp. 91- 110.
- Ufimtsev G.F., 2010. Geomorphological features of the Peruvian Andes. *Geography and Natural Resources* 31, 183- 191.
- UNEP, 1997. *World atlas of desertification*, second edition. In: Programme (ed. UNE), Nairobi.
- Valdivia-Silva J. E., Navarro-Gonzalez R., Ortega-Gutierrez F., Fletcher L. E., Perez-Montaña S., Condori-Apaza R., McKay C.P., 2011. Multidisciplinary approach of the hyperarid desert of Pampas de La Joya in southern Peru as a new Mars-like soil analog. *Geochimica et Cosmochimica Acta*
- Van Wambeke A., 1981. Calculated soil moisture and temperature regimes of South America. SMSS Technical Monograph 2. USDA-SCS Soil Management Support Services, Washington, DC.
- Vance E.D., Brookes P.C., Jenkinson D.S., 1987. An extraction method for measuring soil microbial biomass C. *Soil Biology & Biochemistry* 19, 703- 707.
- Vargas L., 1970. Geología del cuadrángulo de Arequipa. Servicio Geológico Minero, 24, pp. 64.
- Vatin-Pérignon N., Poupeau G., Oliver R.A., Lavenu A., Labrin E., Keller F., Bellot-Gurlet L., 1996. Trace and rare-earth element characteristics of acidic tuffs from southern Peru and northern Bolivia and a fission-track age for the Sillar of Arequipa. *Journal of South American Earth Science* 9 (1- 2), 91- 109.
- Verheye W., 2006. Soils of arid and semi-arid areas. In: *Land use, land cover and soil science*, Unesco- EOLSS.
- Von Lützw M., Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Flessa H., Guggenberger G., Matzner E., Marschner B., 2007. SOM fractionation methods: relevance to functional pools and to stabilization mechanisms. *Soil Biology & Biochemistry* 39, 2183- 2207.
- Vreeken W.J., 1975. Principle kinds of chronosequences and their significance in soil history. *Journal of Soil Science* 26, 378- 394.

Wander M., 2004. Soil organic matter fractions and their relevance to soil function. In: Soil organic matter in sustainable agriculture (Magdoff F.R.e Weil R.R. Eds). CRC, Boca Raton, pp 67- 102

Weil R.R. e Magdoff F., 2004. Soil Organic Matter in Sustainable Environment. Advances in Agroecology. CRC Press.

Wells L.E. e Noller J.S.,1999. Holocene coevolution of the physical landscape and human settlement in northern Coastal Peru. *Geoarchaeology* 14, 755- 789.

Wilde S. A., 1946. Forest soils and forest growth.. Chronical Botanica Company, Massachusetts, pp. 123- 141

Wilding L.P., 1994. Factors of Soil Formation: Contributions to Pedology. Factors of Soil Formation: a Fiftieth Anniversary Retrospective. Soil Science Society of America Special Publication N. 33, Madison, WI, pp. 15- 30.

Woese C.R., 1987. Bacterial evolution. *Microbiological Reviews* 51, 221- 271.

Yaalon D.H., 1975. Conceptual models in pedogenesis: can soil-forming functions be solved?. *Geoderma* 14, 189- 205.

Yaalon D.H. e Yaron B., 1966. Framework for man-made soil changes- an outline of metapedogenesis. *Soil Science* 102, 272- 278.

Zitong G., Ganlin Z., Guobao L., 1999. Diversity of Anthrosols in China. *Pedosphere* 9, 193-204.

### **Siti web:**

<http://www.bcrp.gob.pe> (verificato il 15/09/2010)

<http://www.elnino.noaa.gov>(verificato il 25/09/2011)

<http://www.ciesin.columbia.edu> (verificato il 25/09/2011)

<http://www.inia.gob.pe> (verificato il 15/09/2010)

<http://www.maps.grida.no> (verificato il 15/06/2011)

<http://www.senamhi.gob.pe> (verificato il 15/09/2010)

# Appendice A

## Carta geologica dell'area di Arequipa

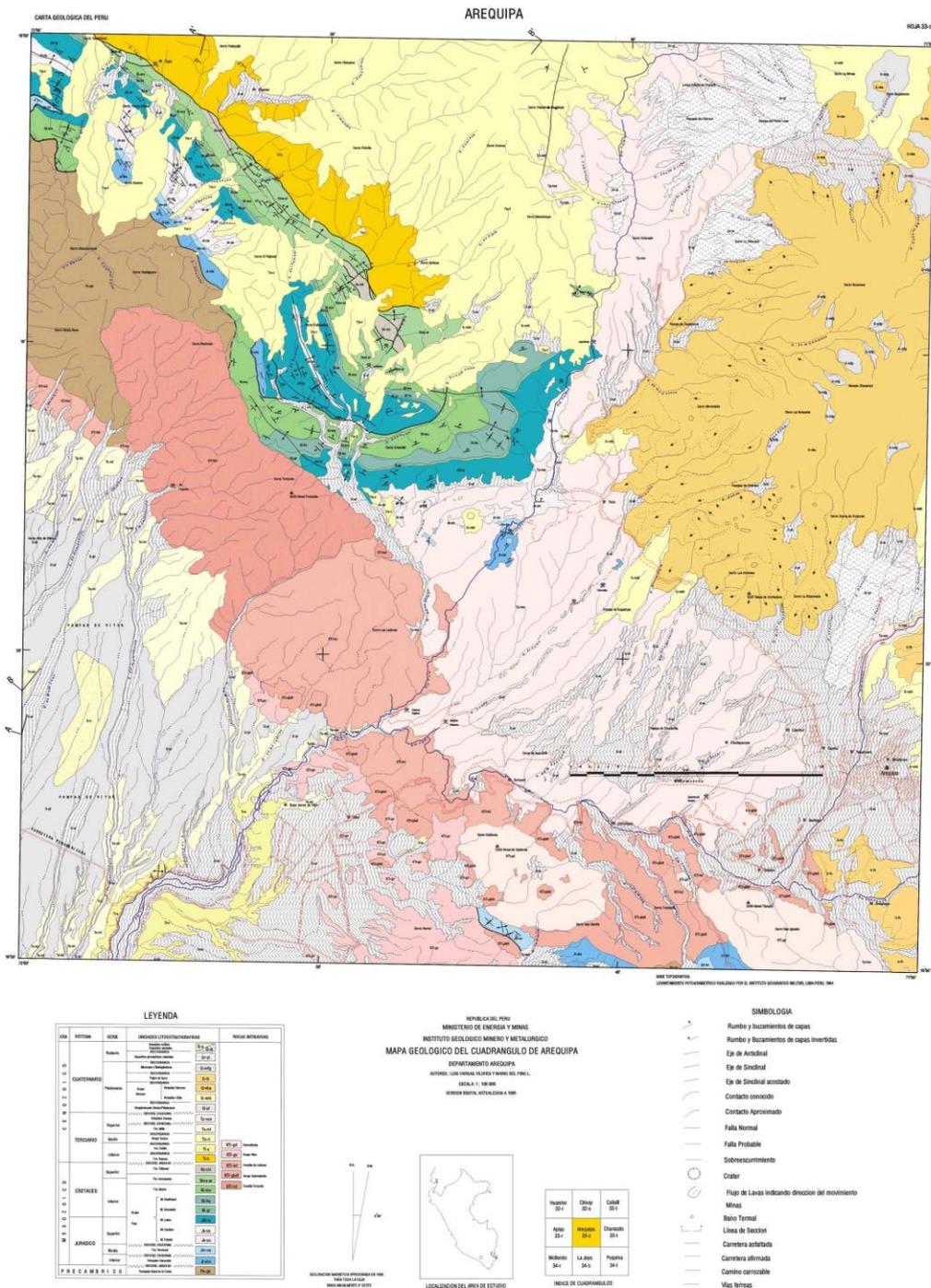


Figura A.1 Carta geologica dell'area di Arequipa. Scala 1: 100000, versione digitale aggiornata 1996. Instituto Geologico Minero y Metalurgico (Ministerio de Energia y Minas)

## **Descrizione dei profili**

La descrizione pedologica dei profili dell'antro- cronosequenza di Arequipa, la caratterizzazione fisico- chimica degli orizzonti pedogenetici e delle acque irrigue utilizzate (in Appendice C) sono stati ricavati dai risultati di una ricerca svolta sui medesimi suoli (Parisi, 2005). La denominazione dei profili si differenziava da quella impiegata nel presente studio. I profili 1, 2, 3, 4, 5 corrispondono rispettivamente al suolo coltivato da 5, 15, 20, 35 e 65 anni. Di seguito, si riportano i dati che sono stati consultati nel corso della presente ricerca, tuttavia, per le metodologie specifiche si rimanda al testo originale.

**Tabella B.1** Caratteristiche del sito Profilo 1 (5 anni)

<b>Codice</b>	<b>Profilo 1</b>
<b>Località</b>	Yura Viejo (Arequipa)
<b>Ubicazione</b>	212.383 E; 8.206.945 N
<b>Pendenza</b>	< 1%
<b>Altitudine</b>	2980 m s.l.m.m.
<b>Substrato</b>	Depositi vulcanici di natura riolitica dacitica
<b>Uso del Suolo</b>	Incolto
<b>Morfologia</b>	Collinare ( <i>lomas</i> )
<b>Rilevatore</b>	C. Dazzi, S. Parisi
<b>Anno di rilevamento</b>	2005



**Tabella B.2 Rilevamento pedologico del Profilo 1 (5 anni)**

<b>Orizzonte</b>	<b>Profondità (cm)</b>	<b>Limite<sup>1</sup></b>	<b>Colore<sup>2</sup></b>	<b>Struttura<sup>3</sup></b>	<b>Tessitura</b>	<b>Resistenza</b>	<b>Radici<sup>4</sup></b>
<b>AC</b>	0-3	lineare, abrupto	grigio bruno scuro (10YR 4/2)	granuli singoli	sabbiosa- limosa	Sciolto	assenti
<b>2C</b>	3-10	lineare, abrupto	grigio bruno (2.5Y 5/2)	granuli singoli	sabbioso- limoso	Sciolto	assenti
<b>3Bw1</b>	10-70	lineare, graduale	bruno scuro (10YR 4/3)	granuli singoli	Sabbiosa	Sciolto	assenti
<b>3Bw2</b>	70-104	ondulato, chiaro	bruno scuro (10YR 4/3)	granuli singoli	Sabbiosa	sciolto	assenti
<b>3BC</b>	104-118	lineare, abrupto	bruno scuro (10YR 4/3)	granuli singoli	Sabbiosa	sciolto	assenti
<b>4C</b>	118-126	lineare, abrupto	grigio bruno scuro (10YR 4/2)	granuli singoli	Sabbiosa	sciolto	assenti
<b>5C</b>	126+	-	-	granuli singoli	Sabbiosa	sciolto	assenti

<sup>1</sup> Tipo, andamento del limite

<sup>2</sup> Determinato con Tavole Munsell®

<sup>3</sup> Forma, classe, grado della struttura

<sup>4</sup> Quantità, classe delle radici

**Tabella B.3 Caratteristiche fisico- chimiche del Profilo 1 (5 anni)**

Orizzonte	C <sub>org</sub> N tot		pH	pH	C.E.	C.S.C.	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	TSB	Sabbia	Limo	Argilla	Classe tessiturale (USDA)
	g kg <sup>-1</sup>		(H <sub>2</sub> O)	(KCl)	(p/v 1:5)		meq 100 g <sup>-1</sup>					%	g kg <sup>-1</sup>		
<b>AC</b>	5,1	0,8	6	4,6	0,2	15,9	3,3	0,6	0	0,4	27	721	236	43	FS
<b>2C</b>	2	0,2	7,2	6,6	0,2	8,6	3,7	0,5	0,1	0,2	52	650	310	40	FS
<b>3Bw1</b>	0,5	0,1	7,4	6,6	0,3	9,1	5	1,8	0,6	0,3	85	922	30	48	S
<b>3Bw2</b>	0,8	0,1	7,7	6,7	0,2	8,5	4,8	1,4	0,4	0,3	81	954	15	31	S
<b>3BC</b>	2,4	0,2	7,7	7,1	1,3	8,4	5,9	1,8	0,7	0	100	943	25	32	S
<b>4C</b>	-	-	7,8	7	-	5,2	0,6	2	2,4	0,3	100	-	-	-	-
<b>5C</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

**Tabella B.4** Caratteristiche del sito **Profilo 2 (15 anni)**

<b>Codice</b>	<b>Profilo 2</b>
<b>Località</b>	Quiscos (Arequipa)
<b>Ubicazione</b>	214.843 E; 8.209.991 N
<b>Pendenza</b>	< 1%
<b>Altitudine</b>	2980 m s.l.m.m.
<b>Substrato</b>	Depositi vulcanici di natura riolitica dacitica
<b>Uso del Suolo</b>	Seminativo irriguo
<b>Morfologia</b>	Versante con terrazzamento antropico
<b>Rilevatore</b>	C. Dazzi, S. Parisi
<b>Anno di rilevamento</b>	2005



**Tabella B.5 Rilevamento pedologico del Profilo 2 (15 anni)**

<b>Orizzonte</b>	<b>Profondità (cm)</b>	<b>Limite<sup>1</sup></b>	<b>Colore<sup>2</sup></b>	<b>Struttura<sup>3</sup></b>	<b>Tessitura</b>	<b>Resistenza</b>	<b>Radici<sup>4</sup></b>
<b>Ap1</b>	0-31	lineare, abrupto	grigio bruno scuro (10YR 4/2)	poliedrica subangolare fine e media, moderata, tendente a granuli singoli	sabbiosa	friabile	poche, fini e medie
<b>Ap2</b>	31-59	lineare, abrupto	grigio bruno scuro (10YR 4/2)	poliedrica subangolare fine e media, moderata, tendente a granuli singoli	sabbiosa	friabile	assenti
<b>2C</b>	59-90	lineare, chiaro	bruno scuro (10YR 4/3)	poliedrica angolare fine e media, moderata	sabbiosa	poco duro	assenti
<b>3C</b>	90+	-	bruno pallido (10YR 6/3)	poliedrica angolare media e grossolana, moderata	sabbiosa	poco duro	assenti

<sup>1</sup> Tipo, andamento del limite

<sup>2</sup> Determinato con Tavole Munsell®

<sup>3</sup> Forma, classe, grado della struttura

<sup>4</sup> Quantità, classe delle radici

**Tabella B.6** Caratteristiche fisico- chimiche del Profilo 2 (15 anni)

Orizzonte	C <sub>org</sub>	N tot	pH	pH	C.E. (p/v 1:5)	C.S.C.	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	TSB	Sabbia	Limo	Argilla	Classe tessiturale (USDA)
			(H <sub>2</sub> O)	(KCl)			meq 100 g <sup>-1</sup>								
	g kg <sup>-1</sup>				dS m <sup>-1</sup>										dS m <sup>-1</sup>
<b>Ap1</b>	1,6	0,2	7,6	6,6	0,3	6,5	4,5	1,7	0,2	0,2	100	912	47	41	S
<b>Ap2</b>	1,2	0,1	7,5	6,6	0,1	7,9	6,1	1,5	0,1	0,2	100	904	47	49	S
<b>2C</b>	0,4	-	7,4	6,1	0,1	8,5	5,1	3	0,2	0,3	100	854	82	64	SF
<b>3C</b>	1,8	0,2	7,4	5,9	0,2	13,5	10,4	2,8	0,1	0,2	100	-	-	-	-

**Tabella B.7** Caratteristiche del sito Profilo 3 (20 anni)

<b>Codice</b>	<b>Profilo 3</b>
<b>Località</b>	Pampa de Quiscos (Arequipa)
<b>Ubicazione</b>	215.785 E; 8.210.388 N
<b>Pendenza</b>	< 1%
<b>Altitudine</b>	2950 m s.l.m.m.
<b>Substrato</b>	Depositi vulcanici di natura riolitica dacitica
<b>Uso del Suolo</b>	Seminativo irriguo
<b>Morfologia</b>	Versante con terrazzamento antropico
<b>Rilevatore</b>	C. Dazzi, S. Parisi
<b>Anno di rilevamento</b>	2005



**Tabella B.8 Rilevamento pedologico del Profilo 3 (20 anni)**

<b>Orizzonte</b>	<b>Profondità (cm)</b>	<b>Limite<sup>1</sup></b>	<b>Colore<sup>2</sup></b>	<b>Struttura<sup>3</sup></b>	<b>Tessitura</b>	<b>Resistenza</b>	<b>Radici<sup>4</sup></b>
<b>Ap</b>	0-37	lineare, chiaro	bruno scuro (10YR 4/3)	poliedrica subangolare molto fine e fine, forte	sabbiosa	friabile	poche, fini e molto fini
<b>C</b>	37-44	lineare, chiaro	-	granuli singoli	sabbiosa	sciolto	assenti
<b>2Bt1</b>	44-70	lineare, graduale	grigio bruno molto scuro (10YR 3/2)	poliedrica subangolare media, forte	sabbiosa	friabile	assenti
<b>2Bt2</b>	70-85	lineare, graduale	grigio bruno molto scuro (10YR 3/2)	poliedrica subangolare media, forte	sabbiosa	molto resistente	assenti
<b>3Bt</b>	85-110+	-	bruno scuro (10YR 3/3)	poliedrica subangolare media, forte	sabbiosa	friabile	assenti

<sup>1</sup> Tipo, andamento del limite

<sup>2</sup> Determinato con Tavole Munsell®

<sup>3</sup> Forma, classe, grado della struttura

<sup>4</sup> Quantità, classe delle radici

**Tabella B.9** Caratteristiche fisico- chimiche del Profilo 3 (20 anni)

Orizzonte	C <sub>org</sub> N tot		pH	pH	C.E.	C.S.C.	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	TSB	Sabbia	Limo	Argilla	Classe tessiturale (USDA)
	g kg <sup>-1</sup>		(H <sub>2</sub> O)	(KCl)	(p/v 1:5)		meq 100 g <sup>-1</sup>								
<b>Ap</b>	10,6	0,9	7,5	7,1	1,2	11,1	7,1	3,8	0,2	0	100	871	78	51	SF
<b>C</b>	0,4	-	8	6,6	-	9,3	7,6	0,9	0,1	0	92	-	-	-	-
<b>2Bt1</b>	2,2	0,2	7,6	6,7	0,2	10,4	8,9	1,4	0,1	0	100	891	61	48	S
<b>2Bt2</b>	2,6	0,2	7,7	6,8	0,5	9,2	6,2	2,5	0,1	0,4	100	887	63	50	S
<b>3Bt</b>	2,9	0,2	7,5	6,7	0,4	10,5	8,7	1,7	0,1	0	100	886	70	44	S

**Tabella B.10** Caratteristiche del sito **Profilo 4 (35 anni)**

---

<b>Codice</b>	<b>Profilo 4</b>
<b>Località</b>	Huayco El Cural (Arequipa)
<b>Ubicazione</b>	220.941 E; 8.183.651 N
<b>Pendenza</b>	< 1%
<b>Altitudine</b>	2200 m s.l.m.m.
<b>Substrato</b>	Depositi vulcanici di natura riolitica dacitica
<b>Uso del Suolo</b>	Seminativo irriguo
<b>Morfologia</b>	Versante con terrazzamento antropico
<b>Rilevatore</b>	C. Dazzi, S. Parisi
<b>Anno di rilevamento</b>	2005

---



**Tabella B.11 Rilevamento pedologico del Profilo 4 (35 anni)**

<b>Orizzonte</b>	<b>Profondità (cm)</b>	<b>Limite<sup>1</sup></b>	<b>Colore<sup>2</sup></b>	<b>Struttura<sup>3</sup></b>	<b>Tessitura</b>	<b>Resistenza</b>	<b>Radici<sup>4</sup></b>
<b>Ap</b>	0-22	lineare, chiaro	bruno rossastro scuro (5YR 3/4)	poliedrica subangolare molto fine e fine, debole	sabbiosa	molto friabile	comuni, fini
<b>AB</b>	22-37	lineare, chiaro	bruno rossastro (5YR 4/4)	poliedrica subangolare molto fine e fine, debole	sabbiosa	friabile	comuni, fini
<b>Bw</b>	37-52	lineare, abrupto	rosso giallastro (5YR 5/6)	poliedrica angolare fine, moderata	sabbiosa	resistente	assenti
<b>BC</b>	52-90+	-	rosso giallastro (5YR 5/6)	poliedrica angolare media, forte	sabbiosa-	molto resistente	assenti

<sup>1</sup> Tipo, andamento del limite

<sup>2</sup> Determinato con Tavole Munsell®

<sup>3</sup> Forma, classe, grado della struttura

<sup>4</sup> Quantità, classe delle radici

**Tabella B.12** Caratteristiche fisico- chimiche del Profilo 4 (35 anni)

Orizzonte	C <sub>org</sub>	N tot	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (KCl)	C.E. (p/v 1:5)	C.S.C.	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	TSB	Sabbia	Limo	Argilla	Classe tessiturale (USDA)
<b>Ap</b>	11,4	1,1	6,9	6,5	1,1	11,9	7,2	2,8	0,2	0	85	871	90	39	S
<b>AB</b>	8,2	0,8	7,3	6,6	0,6	11,2	5,8	1,7	0,1	0	68	873	94	33	S
<b>Bw</b>	2,5	0,3	7,2	6,9	0,2	7,9	2,9	0,8	0,1	0	48	869	99	32	S
<b>BC</b>	0,3	-	7,5	6,8	0,1	4,6	1,5	0,2	0,1	0	39	867	101	32	S

**Tabella B.13** Caratteristiche del sito **Profilo 5 (65 anni)**

<b>Codice</b>	<b>Profilo 5</b>
<b>Località</b>	Yura La Banda (Arequipa)
<b>Ubicazione</b>	210.871 E; 8.201.808 N
<b>Pendenza</b>	< 1%
<b>Altitudine</b>	2550 m s.l.m.m.
<b>Substrato</b>	Depositi vulcanici di natura riolitica dacitica
<b>Uso del Suolo</b>	Seminativo irriguo
<b>Morfologia</b>	Versante con terrazzamento antropico
<b>Rilevatore</b>	C. Dazzi, S. Parisi
<b>Anno di rilevamento</b>	2005



**Tabella B.14 Rilevamento pedologico del Profilo 5 (65 anni)**

<b>Orizzonte</b>	<b>Profondità (cm)</b>	<b>Limite<sup>1</sup></b>	<b>Colore<sup>2</sup></b>	<b>Struttura<sup>3</sup></b>	<b>Tessitura</b>	<b>Resistenza</b>	<b>Radici<sup>4</sup></b>
<b>Ap</b>	0-40	lineare, chiaro	bruno scuro (2.5Y 4/2)	poliedrica subangolare, molto fine, debole	franco-sabbiosa	friabile	molte, fini e medie
<b>Bw1</b>	40-66	lineare, graduale	grigio bruno scuro (10YR 4/2)	poliedrica angolare, fine e media, moderata	franco-sabbiosa	friabile;	comuni, fini e medie
<b>Bw2</b>	66-92	lineare, abrupto	grigio bruno molto scuro (2.5Y 3/2)	poliedrica angolare, fine e media, moderata	franco-sabbiosa	friabile	comuni, fini
<b>2Bw</b>	92-142	lineare, chiaro	grigio bruno (2.5Y 5/2)	poliedrica angolare, media, forte	franco-sabbiosa	friabile	assenti
<b>3Bw</b>	142+	-	-	poliedrica angolare, molto fine e fine, debole	franco-sabbiosa	friabile	assenti

<sup>1</sup> Tipo, andamento del limite

<sup>2</sup> Determinato con Tavole Munsell®

<sup>3</sup> Forma, classe, grado

<sup>4</sup> Quantità, classe

**Tabella B.15** Caratteristiche fisico- chimiche del Profilo 5 (65 anni)

Orizzonte	C <sub>org</sub>	N tot	pH	pH	C.E. (p/v 1:5)	C.S.C.	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	TSB	Sabbia	Limo	Argilla	Classe tessiturale (USDA)
			(H <sub>2</sub> O)	(KCl)			meq 100 g <sup>-1</sup>								
	g kg <sup>-1</sup>				dS m <sup>-1</sup>										
<b>Ap</b>	36,7	3,8	8,5	7,8	-	29	13,8	9,9	5,4	0	100	795	126	79	SF
<b>Bw1</b>	21,2	2,2	8,5	8	2,9	28,7	14,6	10	4	0,1	100	759	158	83	FS
<b>Bw2</b>	20,8	1,9	8,6	8,2	1,7	28,7	13,8	9,8	5	0,1	100	765	156	79	FS
<b>2Bw</b>	6,7	0,6	8,5	8,3	4,2	22,1	7,4	9,3	5,1	0,4	100	742	136	122	FS
<b>3Bw</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

## Qualità delle acque irrigue

Tabella C.1 Parametri di qualità e ioni nelle acque impiegate per l'irrigazione dei profili 1 (5 anni), 2 (15 anni), 3 (20 anni), 4 (35 anni), 5 (65 anni)

Profilo	pH	C.E. dS m <sup>-1</sup>	S.A.R.	mg l <sup>-1</sup>							
				F	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	NO <sup>3-</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>
1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	8,1	0,3	0,9	0,2	3,6	12,9	-	15,7	4,6	13,1	4,1
3	7,6	0,3	1,0	0,2	3,6	13,3	-	16,0	4,4	12,1	4,1
4	7,8	1,0	1,8	0,3	61,9	89,1	1,2	52,2	11,5	42,0	6,8
5	8,0	2,6	2,7	0,5	97,2	247,5	-	165,1	95,5	126,4	13,8

## Ringraziamenti

---

Desidero innanzitutto ringraziare il Prof. Carmelo Dazzi, per i suoi insegnamenti durante il triennio di dottorato e per le ore dedicate alla mia tesi. Ringrazio sentitamente la Dott. ssa Maria Teresa Dell'Abate, supervisore sempre disponibile a dirimere i miei dubbi durante questi anni e nel corso della stesura della tesi. Intendo ringraziare il Direttore del Consiglio per la Ricerca e la Sperimentazione in Agricoltura- Centro di Ricerca per lo Studio delle Relazioni tra Pianta e Suolo (CRA-RPS, Roma), la Dott. ssa Anna Maria Benedetti, per avermi dato la possibilità di svolgere l'attività sperimentale e di raccolta dati presso le strutture del Centro. Inoltre, vorrei esprimere la mia gratitudine al Dott. Stefano Mocali del CRA- Centro di Ricerca per l'Agrobiologia e la Pedologia (CRA-ABP, Firenze), che mi ha affiancato nelle analisi e nell'interpretazione dei dati microbiologici durante l'intera attività. Sono riconoscente al Dott. Gaetano Furnari e ai ragazzi del personale tecnico e scientifico del CRA-RPS per l'aiuto durante le ore passate in laboratorio. Ringrazio il Prof. Dario Giambalvo e il Dott. Paolo Ruisi per l'aiuto durante l'elaborazione dei dati, il Prof. Ignazio Poma e il Prof. Fabio Terribile per le informazioni e la bibliografia, grazie alla loro esperienza nel territorio di Arequipa. Grazie di cuore a chi mi ha accolto a Palermo, facendomi sentire a casa e in famiglia. Ringrazio di cuore Attilio per il suo amore, il suo sostegno e i suoi consigli nonché per il suo supporto scientifico durante questa ricerca. Infine, ringrazio i miei genitori e la mia famiglia per la loro positività che mi ha sempre incoraggiato, fino a questo nuovo traguardo.