



Universidad Austral de Chile

Facultad de Ciencias Agrarias

INFLUENCIA DEL POTENCIAL MÁTRICO EN LA GENERACIÓN  
DE ESTRUCTURA Y RESISTENCIA MECÁNICA DE SUELOS  
DERIVADOS DE MATERIALES VOLCÁNICOS

TESIS DOCTORAL

OSCAR RODRIGO SEGUEL SEGUEL

VALDIVIA - CHILE

2006

**INFLUENCIA DEL POTENCIAL MÁTRICO EN LA GENERACIÓN DE  
ESTRUCTURA Y RESISTENCIA MECÁNICA DE SUELOS DERIVADOS DE  
MATERIALES VOLCÁNICOS**

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Agrarias de la Universidad Austral de Chile  
en cumplimiento parcial de los requisitos para optar al Grado de Doctor en Ciencias  
Agrarias

por

**OSCAR RODRIGO SEGUEL SEGUEL**

Valdivia - Chile

2006

UNIVERSIDAD AUSTRAL DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS AGRARIAS

INFORME DE APROBACIÓN TESIS DE DOCTORADO

La Comisión Evaluadora de Tesis comunica al Dr. Daniel Calderini, Director de la Escuela de Graduados de la Facultad de Ciencias Agrarias, que la tesis de doctorado presentada por el candidato

OSCAR RODRIGO SEGUEL SEGUEL

ha sido aprobada en el examen de defensa de Tesis rendido el día 17 de marzo de 2006, como requisito para optar al grado de Doctor en Ciencias Agrarias. Y, para que así conste para todos los efectos firman:

Profesor Patrocinante de Tesis:

**Dr. Rainer Horn**

Professor Ph.D. in Soil Science

Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde

Christian Albrechts Universität - Kiel

---

Comisión Evaluadora de Tesis:

**Dr. Edmundo Acevedo**

Ingeniero Agrónomo Ph. D.

Departamento de Producción Agrícola

Facultad de Ciencias Agronómicas

Universidad de Chile

---

**Dr. Dante Pinochet**

Ingeniero Agrónomo Ph. D.

Instituto de Ingeniería Agraria y Suelos

Universidad Austral de Chile

---

Esta tesis está dedicada a la memoria de Achim  
Ellies, físico de suelos, maestro y amigo. Don Achim,  
tenemos trabajo pendiente.

## AGRADECIMIENTOS

Deseo comenzar agradeciendo a todos en el Instituto de Ingeniería Agraria y Suelos, alumnos, auxiliares, técnicos, secretarías y docentes, por su excelente acogida. Cada vez que un alumno(a) se acercó con alguna consulta o necesidad (Susana, Ivonne, Karsten, Mauricio, entre otros), no fue él (ella) quien más aprendió, sino yo. Cada vez que necesité ayuda o una palabra de aliento, estuvieron los funcionarios (Osvaldo, Cecilia, Claudia C., Claudia Ch., Raúl, Olguita, Ruth, Judith, Lorena, Fernando). Cada vez que tuve alguna duda, estuvieron los profesores con sus sabios consejos. En particular quiero agradecer a don Roberto Mac Donald, director de Instituto durante el tiempo que la Austral me acogió. También a don Roberto Daroch y a don Juan Nissen, quienes estuvieron presentes cada vez que necesité una opinión especializada y objetiva.

En este proceso también fueron importantes mis compañeros de doctorado, todos sin excepción, desde la Coni, con sus sabios consejos, hasta el Lucho con sus tallas, pasando por las profundas conversaciones con Jaime y la Estrellita. A todos les deseo lo mejor en su vida profesional y personal. En forma especial agradezco a los Ellies' boys, Pepe Cuevas y José Dörner, porque me hicieron sentir uno más del grupo de los físicos.

A cada uno de los profesores que participaron en mi formación, muchas gracias, cada uno de ustedes aportó en ampliar mi mente, mis capacidades y mis posibilidades. En forma particular agradezco a los profesores del Instituto de Física, Jorge Santa Marina y Joaquín Castellano, y a mi amigo Mario Pino, de Geociencias. Agradezco a mi comité doctoral, en especial al profesor Dante Pinochet, quien me exigió al máximo, buscando lo mejor para mi desarrollo, y al profesor Rainer Horn, de Alemania, con quien tuve el agrado de trabajar y quien fue parte importante de esta tesis, transmitiendo la escuela Hartge.

A Lilian, Camila y Nicolette, gracias por tantos años de paciencia. Por último, y el más importante, a quien aprendí a Amar como a un padre, Achim Ellies, muchas gracias, sé que de arriba me sigues guiando. Espero poder ser reflejo de tus enseñanzas.

Tesis desarrollada con el apoyo de la beca MECESUP-AUS 9904 y el DAAD.

## INDICE DE MATERIAS

Capítulo		Página
1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Hipótesis	2
1.2	Objetivos	3
2	REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	4
2.1	Agregación: ordenamiento de partículas	5
2.2	Esfuerzos en la masa del suelo	6
2.3	Efecto de la estructura sobre la resistencia del suelo	7
2.4	Efecto de la tensión del agua sobre la resistencia del suelo	8
2.5	Ciclos de humectación y secado en el suelo	13
2.6	Mineralogía y materia orgánica	17
2.7	Comportamiento mecánico de los Andisoles	19
3	MATERIALES Y MÉTODO	21
3.1	Materiales	21
3.2	Método	21
3.2.1	Objetivo 1	21
3.2.2	Objetivo 2	22
3.2.2.1	Sub-objetivo 2.1	22
3.2.2.2	Sub-objetivo 2.2	23

3.2.3	Objetivo 3	23
3.2.4	Objetivo 4	23
3.2.5	Otras evaluaciones	24
4	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	25
4.1	Artículo I: Mechanical behavior of a volcanic ash soil (Typic Hapludand) under static and dynamic loading. (Seguel, O. and R. Horn. 2005. Soil & Tillage Research 82: 109-116).	25
4.2	Artículo II: Scaling of structure properties and pore dynamics in aggregate beds due to wetting and drying cycles. (Seguel, O. and R. Horn. 2005. Submitted to Journal of Plant Nutrition and Soil Science).	36
4.3	Artículo III: Strength regain in soil aggregate beds by swelling and shrinkage and the role of pore water pressure. (Seguel, O. and R. Horn. 2005. Submitted to International Agrophysics).	59
5	DISCUSIÓN FINAL	82
6	CONCLUSIONES	88
9	BIBLIOGRAFÍA CITADA	90

## INDICE DE CUADROS

Cuadro		Página
1	Contenido de Carbono orgánico (%) según tamaño de agregados	19
I.1	Propiedades de suelo de un Typic Hapludand (Serie Osorno) a dos profundidades.	28
I.2	Capacidad de soporte (kPa) del suelo Osorno.	30
I.3	Cohesión (kPa) y ángulo de fricción en el suelo Osorno evaluado a dos potenciales mátricos.	31
I.4	Cambios de la tensión efectiva inducidos por la condición estática o la de corte con diferentes cargas normales y potencial mátrico.	35
II.1	Clasificación taxonómica y algunas propiedades importantes de los suelos.	39
II.2	Interacción entre las propiedades de los agregados del suelo y su diámetro...	43
II.3	Porosidad inter-agregados después de aplicar uno (t0) o seis (t6) ciclos de secado y humectación...	47
III.1	(Referido a Cuadro II.1)	62



III.2	Algunas propiedades mecánicas de las muestras originales. Se incluyen los valores de R...	64
III.3	Densidad aparente ( $\text{Mg m}^{-3}$ ) de las camas de agregados después de uno o seis ciclos de secado y humectación.	65
III.4	Valor de preconsolidación (kPa) de las camas de agregados después de uno o seis ciclos de secado y humectación	66
III.5	Dependencia de la cohesión (kPa) y el ángulo de fricción ( $^{\circ}$ ) con los ciclos de secado y humectación...	67
III.6	Ajuste lineal de las tasas de cambio del potencial mátrico en función del logaritmo de la carga normal aplicada...	73
III.7	Tasa de cambio ( $\text{hPa min}^{-1}$ ) del potencial mátrico durante la prueba de consolidación...	76

## INDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1	Contenido de agua de agregados de la Serie Pemehue, equilibrados a distintas tensiones mátricas, en función del tamaño de éstos...	8
2	Variación del factor X de saturación del sistema poroso en función de la tensión de agua...	11
3	Efecto de la intensidad de secado (.....) y número de ciclos de secado sobre la densidad aparente del agregado.	14
4	Parámetros de resistencia mecánica (a: capacidad de soporte; b: cohesión) en función de la densidad aparente (Da) de tres Andisoles con distinto grado evolutivo...	16
5	Relación entre los parámetros de resistencia mecánica y el contenido de materia orgánica de los suelos de la Figura 4.	18
I.1	Cambio del potencial mátrico durante las pruebas de compresión en muestras con diferente potencial mátrico inicial y diferente intervalo de tiempo entre cargas...	32
I.2	Resistencia al corte, asentamiento y cambio del potencial mátrico durante pruebas de corte para suelos equilibrados inicialmente a (a)-60hPa y (b) -300 hPa con carga normal de 400 kPa.	33

I.3	Resistencia al corte, asentamiento y cambio del potencial mátrico durante pruebas de corte para suelos equilibrados inicialmente a (a)-60hPa y (b) -300 hPa con carga normal de 20 kPa.	33
I.4	Promedio de los valores de potencial mátrico durante las pruebas de corte en función de la carga normal aplicada...	34
II.1	Densidad aparente en función del diámetro promedio...	41
II.2	Relación doble logarítmica entre la resistencia y el diámetro del agregado en función de la tensión mátrica...	42
II.3	Resistencia del agregado en función de la tensión del agua...	44
II.4	Resistencia del agregado en función de la densidad aparente a dos valores de tensión de agua.	45
II.5	Densidad aparente (Db) de las camas de agregados después de aplicar uno (t0) ó seis (t6) ciclos de secado y humectación...	46
II.6	Porosidad gruesa calculada por la diferencia entre el contenido de agua a saturación y el equilibrio a -60 ó -300 hPa de tensión de agua...	48
II.7	Índice de repelencia al agua (R) en camas de agregados de la Serie Pemehue...	49

II.8	(a) Reducción de la porosidad inter-agregados calculado por $1-(D_b/D_{agg})$ versus reducción de la porosidad gruesa, calculada por diferencia de masa... (b) Modelo simple para explicar el incremento del área de contacto...	50
II.9	Cambios relativos de la densidad aparente ( $D_b$ ) y la porosidad inter-agregados...	51
II.10	Conductividad de aire de las camas de agregados después de una carga de 50 kPa...	52
III.1	Dependencia entre las propiedades físicas y mecánicas comparando el cambio ( $\Delta$ ) entre uno y seis ciclos de secado y humectación en camas de agregados...	69
III.2	Cambio del potencial mátrico durante las pruebas mecánicas a diferentes cargas normales máximas... (a) y (b), pruebas de corte; (c) y (d), pruebas de compresión.	70
III.3	Tasa de cambio del potencial mátrico ( $\Delta \psi$ ) en función de (a) la carga normal aplicada durante el corte. (b) Gráfico semilogarítmico.	72
III.4	Ejemplo del ajuste uni- o bi- lineal del potencial mátrico en función del tiempo. El comportamiento bilineal caracteriza la carga externa crítica...	74

## RESUMEN

Con el objeto de determinar la influencia de los ciclos de secado y humectación sobre el aumento de la resistencia mecánica del suelo, se estudió en dos Andisoles (Pemehue, Osorno) y un Mollisol (Graneros) el efecto de estos ciclos sobre los parámetros de pre-consolidación y cohesión, tanto en muestras no disturbadas como en camas de agregados, preparadas en cilindros y con rangos de tamaño distintos (0,63-2,0 y 2,0-6,3 mm). Se colocó especial interés en el comportamiento del potencial mátrico durante las pruebas de corte y de consolidación. Los suelos fueron colectados a dos profundidades (0-10 y 40-60 cm) desde sitios bajo pradera. Para las muestras no alteradas, se consideró el historial de secado y humectación natural, asociado al grado de desarrollo de los suelos, mientras que a las camas de agregados se les aplicó uno o seis ciclos de humectación y secado entre 0 y -60 hPa. Previamente se estableció la dependencia entre el tamaño del agregado natural y la resistencia mecánica de éste.

En las muestras no alteradas existe una carga crítica, por sobre la cual el potencial mátrico aumenta abruptamente, pudiendo alcanzar valores de presión positivos. Esta condición asegura un sistema poroso cercano a saturación durante las pruebas mecánicas, por lo que la fase líquida participa en forma activa en la transmisión de la tensión efectiva. Mientras menor es el tamaño de los agregados, mayor es la resistencia tensil, como resultado de secados más intensos y menor frecuencia de planos de falla. En las camas de agregados, los ciclos de humectación y secado favorecieron el aumento de la resistencia mecánica, pero el resultado depende del tipo de suelo y del tamaño de los agregados. En el suelo de mineralogía cristalina (Graneros) las propiedades físico-mecánicas estudiadas fueron dependientes de los ciclos de humectación y secado, pero en agregados mayores a 2,0 mm de la Serie Pemehue, los resultados dependen de otros factores, pudiendo existir un efecto de la posible porosidad gruesa al interior del agregado.

**Palabras claves:** Capacidad de soporte, cohesión, resistencia tensil, porosidad, agregación.

## SUMMARY

With the objective to determine the effect of wetting and drying cycles on the increase of mechanical parameters, the pre-consolidation and cohesion of two Andisols (Pemehue, Osorno) and one Mollisol (Graneros) were studied in non-disturbed samples and aggregate beds, the last one prepared in cylinders in two range of sizes (0.63-2.0 and 2.0-6.3 mm). Special focus was given to the behavior of pore water pressure due to loading and shearing. Soils were collected at two depths (0-10 and 40-60 cm) from prairie sites. In non-disturbed samples, the historical wetting and drying cycles were assumed, while in aggregate beds, one or six wetting and drying cycles between 0 to -60 hPa were applied. Previously, the aggregate strength dependence on aggregate size was measured.

In non-disturbed soils, there is a critical load, over which the pore water pressure sharply changes, reaching positives values. This condition ensures a porous system very close to saturation during the mechanical test, hence, the liquid phase plays an important role in the transmission of effective strength. As the aggregate size is smaller, the higher is the tensile strength, because of the more intense drying processes and the low frequency of fracture planes. In aggregates beds, the wetting and drying cycles increased the mechanical strength, but the results depended on the kind of soil and the aggregate size. In Graneros soil, with crystalline clay dominance, the physical and mechanical properties were dependent on the wetting and drying cycles, but in aggregates bigger than 2 mm of Pemehue soil, the results could depend on coarse porosity inside the aggregate.

**Key words:** pre-compression stress, cohesion, aggregate strength, porosity, aggregation.

Author's address: Oscar Seguel, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agronómicas, Departamento de Ingeniería y Suelos. Casilla 1004, Santiago, Chile. (56-2-9785713 / 56-2-9785746).

(oseguel@uchile.cl)

## 1. INTRODUCCIÓN

La estructura del suelo es el arreglo espacial de las partículas sólidas y sus vacíos. Este arreglo no es al azar, más bien define un sistema poroso continuo que favorece el intercambio de agua y aire, permitiendo que el suelo se constituya como un sistema trifásico (Baver *et al.*, 1972). Así, la estructura del suelo está referida al tamaño, la forma y el arreglo de las partículas primarias, los agregados y los vacíos (Bullock *et al.*, 1985).

El proceso de formación de la estructura ha sido suficientemente estudiado, destacando dos corrientes principales: la primera de ellas destaca la importancia de la materia orgánica en el proceso de agregación (Tisdall y Oades, 1982; Kemper *et al.*, 1987; Six *et al.*, 1999; Balesdent *et al.*, 2000; Chenu *et al.*, 2000), mientras que la segunda destaca la importancia de los procesos físicos de contracción e hinchamiento (Caron *et al.*, 1992; Horn *et al.*, 1994; Bresson y Moran, 1995; Rajaram y Erbach, 1999; Hartge y Bachmann, 2000). El segundo enfoque es aplicable en suelos con dominancia de partículas finas y su efectividad depende del potencial mátrico y de la magnitud e intensidad de su variación.

Si bien el enfoque de estas corrientes difiere en cuanto al motor que provoca la agregación, ambas coinciden en que este proceso provoca el acercamiento y ordenamiento de partículas individuales, generando los agregados. Entre éstos se producen planos de falla que cuando persisten en el tiempo conforman el sistema poroso secundario (macroporos) ubicados entre los agregados. Este proceso trae como consecuencia una mayor continuidad del sistema macroporoso y una mayor resistencia del agregado (Kay y Angers, 2000). Cuando la estructura se ha generado por procesos de secado y humectación, se considera que un agregado de tamaño determinado está conformado por subunidades en niveles de tamaño inferiores (Babel *et al.*, 1995), enfoque denominado jerarquía de agregación, siendo las unidades menores las de mayor resistencia, a consecuencia de un secado más intenso.

El agregado es la unidad básica de la estructura. Su persistencia en el tiempo permite asegurar el equilibrio entre las fases sólida, líquida y gaseosa del suelo. Como consecuencia de la formación de la estructura, el ordenamiento de las partículas y la distribución de fases es diferente entre la unidad básica (el agregado) y el conjunto suelo (la matriz) (Horn *et al.*, 1995).

Existe una estrecha relación entre el comportamiento del potencial mátrico del suelo y la resistencia mecánica que partículas y agregados son capaces de manifestar. Sin embargo, no han sido lo suficientemente estudiadas las condiciones dinámicas en que estas variables se relacionan. La importancia de conocer la relación entre el potencial mátrico y el nivel de saturación del suelo radica en que la labranza provoca procesos de corte y consolidación en condiciones dinámicas, donde el sistema poroso se deforma, alterando el grado de saturación y el potencial mátrico.

Muchos de los estudios en torno a la formación de estructura han sido realizados en suelos de mineralogía cristalina (Barberis *et al.*, 1991; Chenu y Guérif, 1991; Bartoli *et al.*, 1992; Caron *et al.*, 1992; Oades, 1993; Horn *et al.*, 1995; Zhang y Hartge, 1995; Six *et al.*, 1998). Resulta interesante estudiar los Andisoles, característicos del sur de Chile, debido a la dominancia de minerales de corto rango de ordenamiento y a la importancia en la superficie arable del país, que alcanza el 50 a 60% de los 5,4 millones de hectáreas de uso agrícola (Besoain, 1985).

## **1.1. HIPÓTESIS**

La hipótesis de este trabajo plantea que los ciclos de secado y humectación son el factor determinante en la dinámica de estabilización mecánica de la estructura de los Andisoles. Este mecanismo se expresaría por sobre los factores dependientes de la mineralogía, materia orgánica y óxidos hidratados, y se vería reflejado en el desarrollo pedológico, como consecuencia de la mayor o menor intensidad de estos ciclos en los horizontes superficiales y más profundos. El mecanismo que gatillaría estos ciclos sería el aumento del número de puntos de contacto por unidad de volumen de suelo. Para un mayor número de ciclos, se espera una mayor área de contacto entre partículas y entre agregados, y la mayor estabilización de la estructura incrementará los parámetros de resistencia mecánica del suelo.

La caracterización del comportamiento mecánico de la matriz del suelo y de los agregados individuales ayudará a comprender el proceso a través del cual se desarrollan potenciales de presión (cargas neutrales) cuando el suelo es sometido a tensiones externas, fenómeno que depende de la pérdida de porosidad y la mantención de una adecuada continuidad de poros. La modificación de las propiedades hidráulicas del suelo, al generarse una nueva



distribución y continuidad de los poros, dependerá del grado de desarrollo estructural y de la resistencia mecánica del suelo y los agregados individuales.

## **1.2. OBJETIVOS**

El objetivo general es establecer la influencia del potencial mátrico en la generación de estructura y resistencia mecánica de suelos derivados de materiales volcánicos.

Los objetivos específicos son:

1. Demostrar que los Andisoles poseen una estructura jerárquica, en la que las unidades componentes de un agregado poseen mayor resistencia mecánica que el nivel de tamaño superior.
2. Evaluar el comportamiento mecánico de los suelos de origen volcánico ante la acción de tensiones externas y compararlo con lo establecido para suelos de mineralogía cristalina. Para el logro de este objetivo se propone:
  - 2.1. Determinar el cambio de potenciales (mátrico y/o presión) durante pruebas mecánicas de consolidación y corte en suelos derivados de cenizas volcánicas.
  - 2.2. Caracterizar el comportamiento del factor X de saturación de suelos durante las pruebas mecánicas.
3. Determinar el efecto de los ciclos de humectación y secado en los parámetros mecánicos del suelo, asociando los resultados con el grado de desarrollo y el manejo de los suelos.
4. Demostrar que el principio de tensión efectiva es aplicable a pruebas de corte directo, comparando el comportamiento del potencial de agua en pruebas de consolidación y corte.

El presente trabajo basa sus resultados en un estudio realizado en dos Andisoles (Series Osorno y Pemehue) y un Mollisol (Serie Graneros). Los resultados y su discusión se presentan en tres artículos científicos, publicados o en vías de ser publicados en revistas de corriente principal, y ordenados con números romanos en el capítulo 4 de Resultados y Discusión.

## 2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

El estudio de la estructura del suelo es importante del punto de vista de la conservación del recurso, ya que es una propiedad que depende en el corto plazo del uso y manejo del suelo (Hartge y Ellies, 1999). La utilización del suelo con distintos fines genera tensiones externas (cargas por tráfico u otros) y altera la dinámica de la materia orgánica y otros agentes agregantes (Kay, 1990; Kay y Angers, 2000). El tipo e intensidad de uso del suelo genera alteraciones en la estructura que pueden resultar en efectos detrimentales de carácter físico, químico y biológico. En los procesos de degradación física destacan la erosión, la desertificación y la compactación, cuyas consecuencias son la pérdida estructural con daño en el sistema poroso y la disminución de la conductividad del agua y del aire (Lal y Stewart, 1990). Todas estas alteraciones son sensibles al manejo del suelo y provocan una pérdida en la funcionalidad del punto de vista agrícola y ecológico (Raghavan *et al.*, 1990).

En los suelos minerales, donde la fracción coloidal permite la formación de agregados de grado moderado a fuerte, la máxima intensidad, el rango y el número de ciclos de secado y humectación explican el arreglo de las partículas al interior del suelo (Horn *et al.*, 1994). Este arreglo genera la capacidad de soporte del suelo, dada principalmente por el número y la resistencia de los puntos de contacto entre las partículas y agregados (Hartge, 2000). No existen referencias acerca de la relevancia de este mecanismo en la dinámica estructural de suelos derivados de ceniza volcánica.

Por otra parte, los procesos de contracción e hinchamiento, dependientes del secado y la humectación, se relacionan con el potencial mátrico, que corresponde a la energía desarrollada por la acción de los meniscos de agua entre las partículas sólidas (Jury *et al.*, 1991). En suelos no saturados, la magnitud del potencial mátrico afecta la transmisión de tensiones (esfuerzos) al interior del suelo, aumentando o disminuyendo la resistencia mecánica en función del grado de saturación del sistema poroso (Horn, *et al.*, 1995). Como la distribución de las fases líquida y gaseosa dentro del sistema poroso es distinta entre el agregado y la matriz, el efecto del potencial mátrico sobre la tensión efectiva será distinto a nivel de matriz y de agregado.

La labranza y el tránsito agrícola someten al suelo a tensiones externas que resultan en procesos de corte o consolidación, en cuyo caso las unidades estructurales tienden a asemejarse a la matriz por un proceso de homogeneización (Horn, 1993). La relación entre el manejo y la condición estructural del suelo cobra importancia desde el punto de vista de la conservación del recurso como tal, así como de la mantención del rol ecológico del suelo, ya sea como nicho ecológico o como regulador de los ciclos hidrológicos. La posibilidad de tener un suelo que soporte o recupere lo más rápidamente posible su condición estructural ante manejos cada vez más intensos, genera la necesidad de entender la relación entre su estructura y las tensiones internas a las que está sometido.

## **2.1. AGREGACIÓN: ORDENAMIENTO DE PARTÍCULAS**

Como cuerpo natural y trifásico, el suelo posee la particularidad de organizar sus partículas primarias en agregados, los cuales corresponden a las unidades estructurales básicas cuya forma, tamaño y distribución afectan la porosidad, movimiento de agua, aireación y transferencia de calor necesarios para el desarrollo vegetal y de la vida microbiana y la fauna del suelo. Los eventos naturales y la actividad humana impactan directamente sobre esta propiedad, afectando sus características y pedogénesis (Buol *et al.*, 1980). El arreglo de las partículas primarias en agregados provoca un comportamiento físico mecánico distinto entre éstos y la matriz del suelo, debido a que se define un sistema poroso secundario entre los agregados, por donde ocurren los principales volúmenes de flujo de aire y agua, así como los planos de debilidad mecánica (Horn y Lebert, 1994).

El tamaño mínimo y máximo de un agregado depende del objetivo con el que se analiza la estructura del suelo; Kay (1990) señala que a partir de la micro estructura de las micelas se forman dominios y ensamblajes para dar origen a micro agregados en tamaños de  $10^{-5}$  m, mientras que Babel *et al.* (1995) proponen que la unidad básica mínima corresponde al arreglo de partículas individuales donde persiste más de un plano de falla producto del ordenamiento dado por los ciclos de humectación y desecado de las partículas, las que son atraídas entre sí por fenómenos de cohesión y adhesión. Este proceso es el responsable también de la movilización de agentes estructurales (cationes, materia orgánica) hacia los puntos de contacto, favoreciendo el aumento de la estabilidad del agregado (Kemper y Rosenau, 1984; Oades, 1993).

La relevancia de la estructura radica en que, además de ser una propiedad determinante en el movimiento del agua y del aire, es un factor directamente modificable tanto por el manejo antrópico (tránsito, labranza) como por eventos naturales (congelamiento, contracción-hinchazón), por lo que su persistencia en el tiempo depende de la estabilidad y resistencia que presenta ante los agentes externos (Horn, 1988). La formación de estructura tiende a la heterogeneización, mientras que la labranza provoca la homogeneización de las partículas del suelo.

Dentro de las propiedades intrínsecas que determinan la estabilidad y resistencia de un suelo, destacan la distribución del tamaño de partículas, tipo y cantidad de minerales y cationes adsorbidos, tipo y cantidad de materia orgánica, estructura, densidad aparente, distribución del tamaño de poros y continuidad de éstos y el contenido y tensión del agua del suelo. Los factores externos se relacionan con el tipo e intensidad de carga, tiempo de acción de la carga y número de eventos de compactación o tráfico (Horn, 1988; Horn 1993)

## 2.2. ESFUERZOS EN LA MASA DEL SUELO

Todo suelo se encuentra sometido a tensiones, ya sea de su propio peso o de la acción de otras fuerzas aplicadas, determinándose un estado de equilibrio entre fuerzas externas y tensiones internas. Se define tensión efectiva ( $\sigma'$ ) a aquélla que se transmite por la fase sólida a través de los puntos de contacto entre partículas. Para un sistema saturado, la tensión efectiva depende de la tensión normal externa ( $\sigma$ ) y la presión de agua ( $u_w$ ) que se produce en el sistema poroso, como consecuencia de la aplicación de la carga (Horn, 1993; Karube y Kawai, 2001):

$$\sigma' = \sigma \pm u_w \quad (2.1)$$

Al estudiar el segundo término, en condiciones de suelo con drenaje libre, Nearing (1995) propuso que la tensión efectiva  $\sigma'$  generada por la tensión de agua es una fracción del potencial mátrico  $-\psi$ :

$$\sigma' = -X \psi \quad (2.2)$$

Donde X es la fracción del potencial de agua que ejerce un incremento en la resistencia del suelo y que para materiales arenosos, es equivalente al grado de saturación del suelo. Sin embargo, en suelos estructurados toma valores menores, debido a la distribución de la tensión

del agua, la cual es distinta al interior del agregado respecto a la de la porosidad inter agregado. Es decir, la transmisión de tensiones depende del tipo y tamaño del agregado, existiendo un historial de contracción para cada suelo, el cual determina una resistencia del agregado y de la matriz del suelo, en función de los ciclos e intensidades de humectación y desecamiento (Horn *et al.*, 1995).

Tanto las pruebas de consolidación como las de resistencia al corte ayudan a comprender el comportamiento elástico del suelo: si la intensidad de la fuerza externa sobrepasa la resistencia del suelo, se producen deformaciones plásticas o quebradizas, de carácter irreversible, teniendo como consecuencia procesos de consolidación y corte, que corresponden, respectivamente, a esfuerzos normales y tangenciales (Berry y Reid, 1993). El límite donde se alteran las propiedades del suelo, hasta llegar a un nuevo equilibrio, puede estar dado tanto por la contracción máxima, producto del desecado, como por la carga máxima histórica que ha sufrido el suelo (Horn *et al.*, 1995).

### **2.3. EFECTO DE LA ESTRUCTURA SOBRE LA RESISTENCIA DEL SUELO**

Los suelos estructurados poseen una mayor cohesión y ángulo de fricción que los materiales homogeneizados. Este efecto es más notorio cuando la estructuración se ha producido por ciclos de desecamiento y humedecimiento (Horn, 1988), llegándose a establecer una secuencia de resistencia desde los materiales masivos hasta la estructura de bloques subangulares, la que presentaría una mayor resistencia debido a la mayor cantidad de puntos de contacto entre los agregados (Horn *et al.*, 1995; Horn y Rostek, 2000).

Se ha determinado una mayor resistencia en el agregado que en la matriz, ya que esta última presenta una porosidad interagregado de mayor tamaño y continuidad, lo que resulta en un aumento de zonas con debilidad mecánica (Horn, 1993; Paz y Guérif, 2000). Hallet *et al.* (2000) determinaron que la resistencia de los agregados aumenta al disminuir el tamaño de éstos, ya que las subunidades que componen un agregado poseen menos planos de falla en su interior. Esta condición es conocida como **jerarquía de agregación**, y pretende evidenciar que el mayor diámetro y continuidad de poros en las unidades estructurales mayores constituyen planos de falla, que le confieren una menor resistencia al tamaño analizado respecto a la unidad que lo compone. Sin embargo, Guérif (1994) señala que el efecto de la densidad aparente y el contenido de agua sobre la resistencia de los agregados generalmente se confunden, y que los agregados de

menor diámetro presentarían un menor contenido de agua, por lo que manifestarían una mayor resistencia.

El Artículo II presenta los resultados que demuestran que en Andisoles se presenta esta jerarquía, aún cuando no existe una clara dominancia de partículas finas. A diferencia de lo planteado por Guérif (1994), en cuanto a que existiría un menor contenido de agua en agregados de menor diámetro, la Figura 1 muestra que no existe relación entre el diámetro del agregado y su contenido de agua, o que la variación del contenido de agua en función del diámetro no es significativa, lo que valida el concepto de jerarquía de agregación en Andisoles.

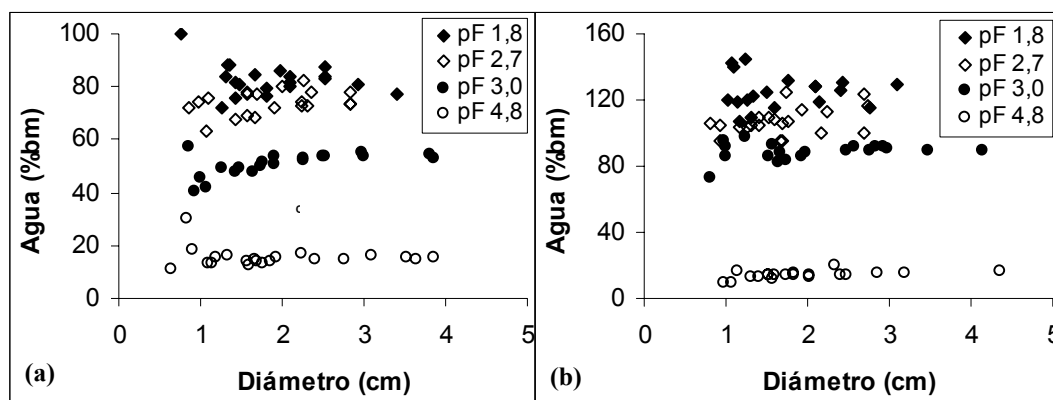


FIGURA 1. Contenido de agua de agregados de la Serie Pemehue, equilibrados a distintas tensiones mátricas, en función del tamaño de éstos. Muestras de (a) 0-10 cm y (b) 40-60 cm.

La Figura 1, a modo de ejemplo, presenta los resultados de la Serie Pemehue, pero la independencia entre tamaño y contenido de agua de los agregados también se cumple en los otros suelos estudiados. La resistencia del suelo depende también de la forma y distribución de tamaños de las partículas y agregados, de manera tal que, mientras más irregular sea la forma y más heterogénea sea la distribución de tamaños, tanto más estable serán los suelos (Horn, 1988; Hartge, 2000). El aumento de la resistencia ocurre tanto por el mayor número de puntos de contacto, en función del arreglo de los agregados, como por la mayor resistencia de éstos (Horn *et al.*, 1995).

#### 2.4. EFECTO DE LA TENSIÓN DEL AGUA SOBRE LA RESISTENCIA DEL SUELO

La resistencia del suelo varía en función de la tensión del agua, ya que la estabilidad y la capacidad de soporte se basa en la forma de los meniscos que se forman en torno a los puntos de

contacto, predominando las uniones sólido-agua-sólido (Hartge, 2000). La energía de retención del agua participa en la estabilidad del suelo, disipando parte de las tensiones (Baumgartl *et al.*, 2000). Kemper y Rosenau (1984) propusieron una estimación de la fuerza de cohesión  $F_{hs}$  dada por la diferencia de presión entre la interfase agua-aire ( $P_a - P_w$ ), la cual es proporcional al contenido volumétrico de agua:

$$F_{hs} = \theta (P_a - P_w) \quad (2.3)$$

Donde  $\theta$  es el contenido volumétrico de agua, y  $F_{hs}$  queda determinada en  $P_a$ . Esta aproximación sobrestima los valores de cohesión, debido a que una parte importante del agua del suelo no se encuentra en los contactos entre partículas, sino formando capas convexas alrededor de éstas. Es así, como estos mismos autores, propusieron una fuerza cohesional  $F_{ss}$  en función de la tensión superficial ( $\gamma$ ), el contenido volumétrico de agua ( $\theta$ ) y el radio  $r$  de los poros para distintos rangos  $i$  de tamaño de poros:

$$F_{ss} = 2\gamma \Sigma(\theta_i / r_i) \quad (2.4)$$

Sin embargo, los resultados no fueron plenamente concordantes con los módulos de ruptura de pruebas de consolidación no confinada.

Otra aproximación corresponde a la teoría de la tensión efectiva desarrollada por Bishop, la cual considera que, en suelos no saturados, los poros con aire pueden llegar a desarrollar una presión de aire cuando la tortuosidad y la continuidad afectan el movimiento de los gases, por lo que la tensión efectiva se transmite por las tres fases y queda determinada por:

$$\sigma' = (\sigma - u_a) + X (u_a - u_w) \quad (2.5)$$

Donde  $\sigma'$  es la tensión efectiva sobre la fase sólida,  $\sigma$  la tensión total,  $u_a$  la presión de aire,  $X$  el factor de saturación y  $u_w$  la presión de agua (Horn *et al.*, 1995; Baumgartl *et al.*, 2000; Karube y Kawai, 2001). El primer término a la derecha de la igualdad refleja la tensión externa, mientras que el segundo término describe las condiciones no saturadas de la tensión del agua (tensión interna). En la mayoría de los suelos con drenaje libre, no se producen presiones de aire significativas; al contrario, el espacio poroso lleno de aire es el primero en asentarse cuando

existe continuidad de poros hacia el exterior, por lo que este factor se puede despreciar (Nearing, 1995; Baumgartl *et al.*, 2000). Así, la tensión efectiva queda dada por:

$$\sigma' = \sigma - X \psi \quad (2.6)$$

Que corresponde a la solución de la ecuación 2.2 propuesta por Nearing (1995), pero considerando la dependencia de la tensión externa  $\sigma$ . El factor X depende del grado de saturación del sistema poroso, de las propiedades hidráulicas y de las propiedades de las unidades estructurales (Horn, 1993; Horn *et al.*, 1995), pudiendo tener un valor 1 en suelos saturados ( $pF=-\infty$ ) hasta un valor 0 a  $pF=7$  (Horn, 1993; Panayiotopoulos, 1996). La resistencia del suelo aumenta a medida que la disminución del potencial mátrico excede la disminución en el factor X, por lo que cada suelo tiene una máxima resistencia a un determinado potencial mátrico, lo que depende de la agregación y la distribución del tamaño de poros (Horn *et al.*, 1994). Cuando un suelo no saturado es sometido a un estrés externo, en una primera etapa la porosidad gruesa disminuye su diámetro, el potencial de agua se vuelve más negativo y el factor X incrementa su valor, resultando en una mayor resistencia del suelo. Si el estrés aumenta, el rearrreglo de partículas genera meniscos de agua convexos, la resistencia disminuye y el suelo se corta o deforma (Horn *et al.*, 1994).

La presión de agua en los agregados, si bien puede presentar un amplio rango de valores, generalmente es menor que los valores obtenidos para la matriz o materiales homogeneizados. Durante un evento de corte, el cambio de la presión de agua es menos pronunciado mientras menor sea la tortuosidad, más homogéneo sea el sistema poroso intra agregado y más completa sea la formación de agregados (Horn *et al.*, 1995). El factor X relaciona las diferencias de presión que se generan entre la tensión total aplicada y la presión en los poros con la tensión de la fase sólida; este factor varía del agregado respecto a la matriz, siendo menor en esta última. Si además al suelo se le adiciona una carga o se corta, los poros gruesos disminuyen en diámetro, lo que resulta en un aumento de partículas sólidas por unidad de volumen y mayores valores de X (Horn, 1993; Horn *et al.*, 1995).

El comportamiento del potencial mátrico durante las pruebas mecánicas de corte y consolidación se analiza en detalle en el Artículo I, para muestras no alteradas de la Serie Osorno. La importancia de dicho artículo radica en que se propone el concepto de **carga crítica**,



como aquélla en la cual se generan cambios violentos del potencial mátrico, y que es distinto según el tipo de prueba mecánica (estática o dinámica). Además, en el artículo se evaluaron las variables que permitieron definir las condiciones de medición en el resto de los ensayos. El Artículo III analiza el comportamiento del potencial mátrico en las camas de agregados, presentando las cargas críticas para muestras no disturbadas y estableciendo la condición de suelo **no sensitivo** a las cargas externas.

Si bien se considera que el factor X corresponde al grado de saturación del volumen de poros totales del suelo, Nearing (1994) determinó que en agregados de un suelo arcilloso, el valor más adecuado del factor X corresponde al nivel de saturación de los poros inter agregados. Según este autor, si se considera el grado de saturación del volumen total de poros, se tiende a sobre valorar la tensión efectiva, debido a que se producen diferencias locales en el potencial mátrico, y porque en suelos agregados la superficie de fractura se forma entre los agregados, donde el grado de saturación es menor (Panayiotopoulos, 1996). Para salvar la situación y simplificar el análisis, Horn (1993) planteó que, agregados con densidad aparente entre 1,6 y 1,8  $\text{Mg m}^{-3}$ , permanecen saturados en un amplio rango de tensión mátrica (mayor a pF 4,2), por lo que sería correcto considerar al factor X como el grado de saturación de la porosidad total. Los Artículos II y III plantean que podrían existir macroporos al interior de los agregados seleccionados, tal como se desprende de la Figura 2, lo que no estaría de acuerdo con los resultados previos de Horn (1993). La densidad aparente de los Andisoles, menor a 0,9  $\text{Mg m}^{-3}$ , podría explicar este comportamiento.

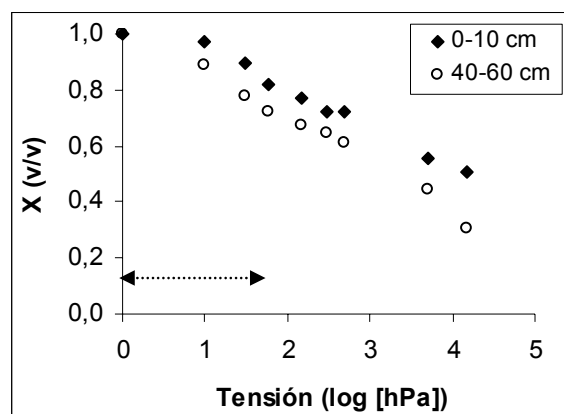


FIGURA 2. Variación del factor X de saturación del sistema poroso en función de la tensión de agua. Las muestras corresponden a agregados de entre 1 y 4 cm de diámetro de la Serie Osorno. La flecha punteada señala el rango de tensiones utilizadas en este estudio.

Aún con bajas tensiones, existe una desaturación del agregado. Esto estaría indicando que, en el rango de tensiones aplicadas en esta investigación, los agregados de los Andisoles poseen poros mayores a 50  $\mu\text{m}$ , y que éstos ocuparían un 20 a 30% de la porosidad total del agregado. Este resultado es novedoso, y sería exclusivo de los Andisoles. Sin embargo, los resultados de la Figura 2 podrían tener algún problema metodológico, particularmente una contracción del agregado a medida que éste se secó. La falta de consenso con el co-autor motivó a que estos resultados se excluyesen de los Artículos, abriéndose la necesidad de nuevas investigaciones al respecto. Por lo mismo, las posibles interpretaciones de la Figura 2 deben tomarse con cautela.

Koolen y Kuipers (1983) ya habían previsto la situación planteada por Nearing (1995), indicando que sólo se obtienen buenas evaluaciones, cuando al considerar la porosidad total, se trabaja con valores de  $X > 0,5$  en suelos arenosos y  $X > 0,9$  en suelos arcillosos. Los Andisoles, según la Figura 2, estarían dentro del rango en que se puede aceptar la validez de  $X$  como el grado de saturación del sistema poroso total. Además, considerando que en eventos de consolidación existe una reducción del volumen de poros gruesos, es válido pensar que el suelo siempre se mantendrá cercano a saturación, por lo que  $X$  dependerá del grado de saturación de la porosidad total del suelo. Este supuesto es el que finalmente se adoptó en la discusión del Artículo III. Una vez que se pierde el volumen de poros con aire, el asentamiento depende del flujo de agua  $Q$  en fase saturada:

$$Q = K \cdot \frac{\Delta\psi}{\Delta L} \quad (2.7)$$

Donde  $K$  es la conductividad hidráulica y  $\Delta\psi/\Delta L$  es el gradiente hidráulico en una distancia  $L$ . Para que el asentamiento continúe después de la pérdida de los poros con aire, debe existir una adecuada conductividad hidráulica, la que depende del radio de los poros y la tortuosidad. En un comienzo el gradiente hidráulico disminuye, pero luego se incrementa al aumentar la carga y generarse potenciales de presión positivos. Como la consolidación del suelo disminuye el diámetro de los poros, la conductividad hidráulica disminuye. Tanto en el comportamiento de la gradiente como de la conductividad hidráulica, la Serie Pemehue no sigue

las relaciones establecidas, presentándose como un suelo **no sensitivo** a las cargas externas. Como ya se indicó, esta situación se discute en el Artículo III.

En definitiva, los cambios de la gradiente y de la conductividad hidráulica dependen de la estructura, por lo que su intensidad es distinta al interior del agregado respecto a la matriz (Horn, 1988). Bohne y Lessing (1988) plantean que la pérdida de cohesión en sistemas estructurados se debe a la generación de potenciales de agua positivos que destruyen las uniones entre partículas y actúan como lubricante. Horn *et al.* (1995) señalan que la generación de potenciales positivos depende del tipo de agregado y de la distribución del tamaño de partículas: en un suelo arcilloso siempre se generarán potenciales positivos, indistintamente del potencial inicial, mientras que en uno franco arenoso depende del predesechado previo, pudiendo resumirse el fenómeno en continuidad de poros y sus propiedades hidráulicas. La Serie Graneros presentó el comportamiento típico descrito para suelos de texturas finas. La importancia del Artículo III es que hasta el momento no existía este tipo de estudios en suelos de baja densidad aparente ( $<1 \text{ Mg m}^{-3}$ ) pero con una resistencia mecánica suficiente para mantener la continuidad del sistema poroso. Al respecto, el concepto de suelo “no sensitivo” es otro de los aportes de esta investigación, pero que igualmente requiere mayores estudios.

## **2.5. CICLOS DE HUMECTACIÓN Y SECADO EN EL SUELO**

Los periodos de humectación y secado del suelo provocan un ordenamiento de las partículas debido a procesos de contracción y dilatación generados por los meniscos de agua. Como consecuencia, existe un aumento en la densidad aparente del agregado, que depende del rango de succión, del gradiente hidráulico, de la distribución del tamaño de partículas y de la movilidad de las partículas, en cuanto a que si el suelo se encuentra en el rango de contracción normal o residual, existiendo mayores aumentos de la densidad aparente del agregado mientras más cercano a saturación ocurra el proceso (Horn, 1993; Horn y Lebert, 1994). Este fenómeno fue descrito originalmente por Semmel *et al.* (1990) en suelos a los cuales se les destruyó la estructura mediante amasado (Figura 3).

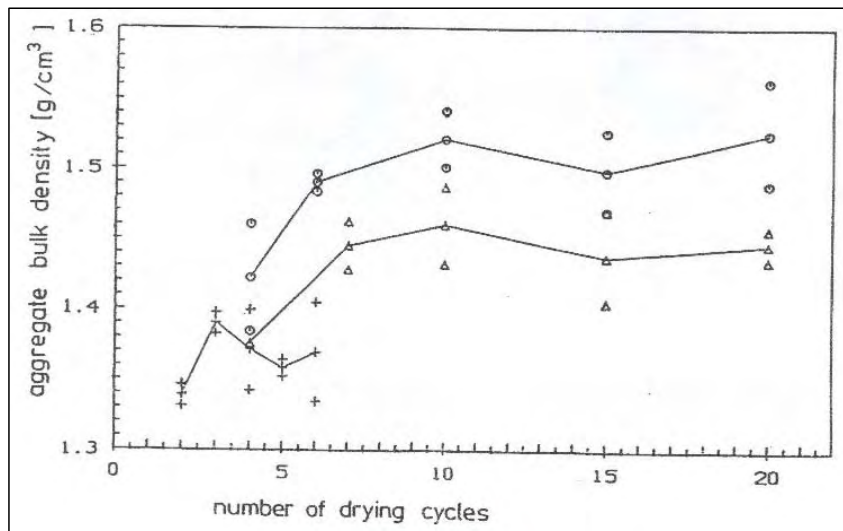


FIGURA 3. Efecto de la intensidad del secado ( $\circ$  = pF 1,8-2,5;  $\Delta$  = pF 1,8-2,8; + = pF 1,8-4,2) y número de ciclos de secado sobre la densidad aparente del agregado.

FUENTE: Semmel *et al.* (1990).

La Figura 3 presenta la variación de la densidad aparente de agregados individuales, formados a causa de los ciclos de secado y humectación posterior a la homogeneización. Para intensidades de secado cercanas a saturación, existe un aumento importante de la densidad aparente hasta el sexto ciclo, posterior a lo cual tiende a estabilizarse. El efecto de estos ciclos sobre la resistencia del suelo varía según los distintos autores. Horn *et al.* (1995) señalan que existe un aumento en la resistencia de los agregados al aumentar el número de ciclos de secado y humectación entre pF 1,8 y 3,3; por otra parte, el aumento en la resistencia es mayor mientras menor sea el tamaño del agregado. La mayor intensidad de secado provoca mayores aumentos en la resistencia, ya que se genera una mayor fuerza cohesiva, por lo que existe una mayor fuerza por unidad de área, la cual requiere menos masa de agregado por unidad de volumen para sostener una determinada carga (Horn, 1993).

Otros autores (Zhang *et al.*, 1997) señalan que el cambio en la densidad aparente debido a ciclos de secado y humectación no es significativo en suelos franco limosos con bajo contenido de materia orgánica; así mismo, el resultado en la resistencia a la penetración no es claro en función de los contenidos crecientes de materia orgánica. Para suelos arcillosos, el cambio en la

densidad aparente es significativo con los ciclos de secado y humectación, siendo más importante el primer ciclo.

Cuando se considera un único ciclo, en el que a partir de muestras de un suelo franco arcilloso seco existen distintos grados de humedecimiento, se determina un valor intermedio de contenido de agua, en el que la resistencia a la penetración y la cohesión interna son máximas, mientras que el ángulo de fricción es mínimo (Rajaram y Erbach, 1999). Al volver a evaluar el suelo en seco, las muestras que tuvieron el mayor nivel de humedecimiento (mayor potencial mátrico alcanzado) presentaron la mayor resistencia a la penetración y cohesión interna del suelo, lo que refleja la posibilidad de ordenamiento de las partículas, las cuales aumentan el área de contacto con sus vecinas (Horn, 1993).

En un suelo franco limoso, al que se le aplicó 10 ciclos de secado y humedecimiento, la resistencia tensil disminuyó con el número de ciclos (Czarnes *et al.*, 2000). Esta aparente contradicción con estudios anteriores se explica porque los ciclos se aplicaron a partir de un material completamente homogeneizado, donde la estructura se destruyó por completo, y las evaluaciones se realizaron sobre la matriz del suelo y no sobre los agregados generados con los diversos ciclos. Es decir, hubo una generación de porosidad que se constituyó en planos de falla (Hallet *et al.*, 2000), siendo este mecanismo el responsable del aumento de la friabilidad del suelo (Utomo y Dexter, 1981; Dexter, 1988a). En un estudio similar (Barzegar *et al.*, 1995a) se concluyó que los suelos con minerales del tipo illita, debido a su menor potencial de contracción y dilatación, tuvieron una menor agregación dada por los ciclos de humedecimiento y desecación.

La posibilidad de rearrreglo de las partículas es mayor mientras más cercano a saturación ocurran los ciclos, debido a que el agua actúa como medio de transporte y lubricación. Al someter un suelo arcillo limoso con distintos contenidos de agua a una carga externa, se generó una menor relación de vacíos, con mayor área de contacto, que resultó en una mayor resistencia tensil del agregado (Paz y Guérif, 2000). Esta resistencia fue mayor mientras mayor fue el contenido de agua con que se aplicó la carga externa. Es decir, la tensión interna de un ciclo de secado puede ser reemplazada por el efecto de una carga externa. Indistintamente del agente causal, existe una relación directa entre la resistencia mecánica y las propiedades relacionadas con la porosidad, tal como se presenta en la Figura 4, para dos indicadores distintos de resistencia.

Si el suelo posee un “historial” de tensiones internas y externas, existe una relación directa entre la resistencia mecánica y el grado de desarrollo del suelo, y ésta responde a los niveles de densidad aparente que el suelo ha alcanzado. Los resultados de la Figura 4 fueron claves al momento de plantear la presente investigación, pues para distintos manejos y profundidades, los suelos mantuvieron un orden acorde a su grado evolutivo, como reflejo de su historial de secado y humectación. La Serie Bramadero posee un historial de uso más largo, con mayor intensidad y eventos de secado, dada su ubicación geográfica (35°50' S), por lo que alcanza los valores más altos de densidad aparente y resistencia mecánica. En el otro extremo se encuentra la Serie Pemehue, con un historial de uso menos intenso y un clima más lluvioso.

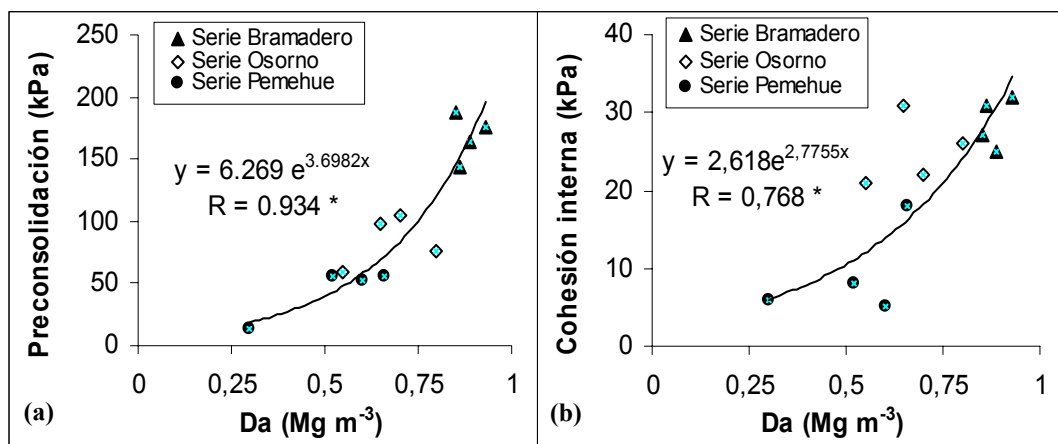


FIGURA 4. Parámetros de resistencia mecánica (a: capacidad de soporte; b: cohesión) en función de la densidad aparente ( $D_a$ ) de tres Andisoles con distinto grado evolutivo. Los valores corresponden a promedios de varias repeticiones de dos manejos (pradera y bosque) y dos profundidades (0-10 y 20-30 cm).

FUENTE: Seguel *et al.* (2004).

Bajo esta idea, cabe señalar que los diversos estudios se han enfocado en el efecto de los ciclos de secado y humectación sobre las partículas individuales, no existiendo estudios referentes al efecto de estos ciclos sobre la agregación y la resistencia mecánica de una cama de agregados. Además, considerando la teoría de la tensión efectiva, la incompresibilidad del agua y las limitaciones de la conductividad hidráulica en los eventos de corte y consolidación, se necesita una mayor investigación para comprender el comportamiento hidráulico del agua del suelo ante un evento de tipo mecánico (Horn, 1995).

## 2.6. MINERALOGÍA Y MATERIA ORGÁNICA

El efecto de las micelas sobre la formación y estabilidad de la estructura se debe a la alta superficie específica y presencia de carga, que permite la formación de puentes órgano-minerales (Six *et al.*, 2000). En un estudio del efecto de la mineralogía sobre la resistencia de los agregados (Barzegar *et al.*, 1995b) y, utilizando suelos con contenidos de arcilla de 9 a 60%, se determinó que la resistencia mecánica depende del tipo, cantidad y tamaño de la arcilla. En general, los minerales 2:1 (esmeclitas) presentaron la mayor resistencia, seguidos de suelos con materiales illíticos y caoliníticos; además, a mayor contenido de arcilla coloidal y mayor variación de tamaños de arcillas, la resistencia también se vio incrementada.

Existen muchos estudios en relación al efecto de la mineralogía sobre la estabilidad y la resistencia (Kemper y Koch, 1966; Arduino *et al.*, 1989; Barberis *et al.*, 1991; Bartoli *et al.*, 1992; Six *et al.*, 2000), pero casi siempre en suelos con minerales cristalinos. En suelos con minerales no cristalinos existen estudios del comportamiento mecánico y de transmisión de tensiones en el volumen suelo (Ellies, 1988; Ellies, 1995; Ellies *et al.*, 1996; Ellies *et al.*, 2000), mientras que la relación entre los agregados y su contenido de materia orgánica ha sido estudiado sólo desde el punto de vista de la hidrofobia del suelo (Ellies *et al.*, 1995a, Ellies *et al.*, 1995b; Ellies *et al.*, 2003; Ellies *et al.*, 2005).

En suelos con aplicaciones crecientes de materia orgánica, el cambio en la resistencia obedece a varios factores (Zhang *et al.*, 1997). Por una parte, existe un cambio en la densidad aparente, que afecta la cohesión y el ángulo de fricción de las partículas, pero también existe un cambio en el sistema poroso, que afecta el potencial mátrico y el grado de saturación del suelo. Así, en suelos arenosos, el aumento en la estabilidad de las uniones entre partículas prevalece por sobre la disminución de la densidad aparente, mientras que en suelos arcillosos el efecto es contrario, existiendo una disminución en la resistencia al aumentar el contenido de materia orgánica del suelo. Los efectos mecánicos que se traducen en un aumento de la resistencia, están relacionados con la formación de uniones órgano minerales, la disminución de la distancia entre partículas por efecto de relleno, con el consecuente aumento en los puntos de contacto, y el aumento del área del menisco de agua (Horn, 1993).

Los efectos de la materia orgánica sobre las propiedades del suelo también dependen del tipo de material, pudiendo tener un rol en el aumento de la resistencia de las uniones entre partículas como una disminución en la tasa de humedecimiento (Capriel *et al.*, 1990; Chenu y

Guérif, 1991; Czarnes *et al.*, 2000). El resultado final depende en gran parte de la ubicación de la materia orgánica, asociada a la dinámica de formación de agregados, pues su funcionalidad y composición no es la misma al interior del agregado que entre éstos (Six *et al.*, 1999; Balesdent *et al.*, 2000).

Los diversos estudios en el tema han recurrido a incorporaciones e incubaciones de suelos con materiales orgánicos en proporciones que no han superado el 8% (Chenu y Guérif, 1991; Zhang y Hartge, 1995). Al respecto, los Andisoles del sur de Chile presentan un atractivo especial, debido a que los contenidos de materia orgánica como condición normal superan el 8%, por lo que se podría esperar una fuerte relación entre el comportamiento mecánico y la materia orgánica íntimamente asociada a los micro agregados. Sin embargo, tal como se discute en el Artículo III y como se muestra en la Figura 5, no existe una clara relación entre los contenidos de materia orgánica y la resistencia mecánica del suelo.

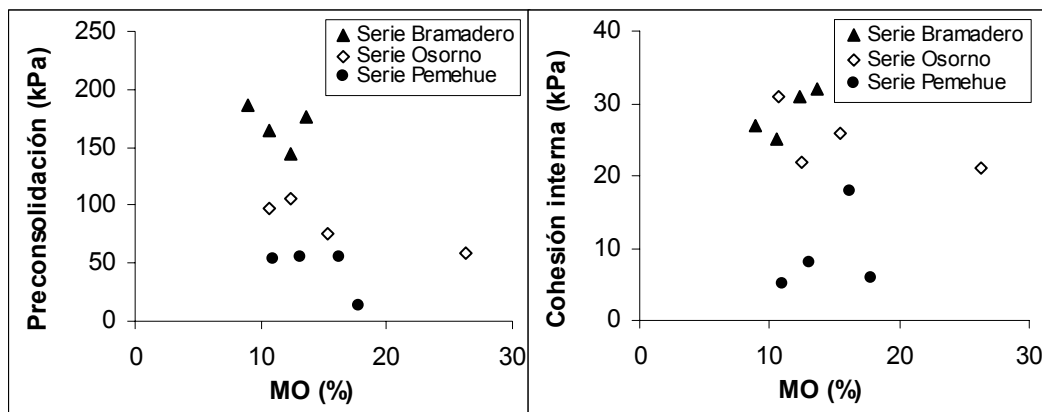


FIGURA 5. Relación entre los parámetros de resistencia mecánica y el contenido de materia orgánica de los suelos de la FIGURA 4.

La información presentada en la Figura 5 corresponde a los mismos suelos de la Figura 4. Complementando a la Figura III.1 del Artículo III, dentro de un mismo suelo, las propiedades mecánicas de los Andisoles no presentan una dependencia única y directa con los indicadores de porosidad o los contenidos de materia orgánica, siendo la respuesta a los ciclos de secado y humectación un proceso complejo que depende de varios factores. El Cuadro 1 presenta los contenidos de carbono orgánico de los dos Andisoles de este estudio según el rango de tamaño de agregados considerado.



CUADRO 1. Contenido de Carbono orgánico (%) según tamaño de agregados.

Serie	Tamaño (mm)	Carbono Orgánico (%)	
		0-10 cm	40-60 cm
Osorno	<0,63	6,2	0,51
	0,63 - 2	6,1	0,79
	2 - 6,3	6,3	0,70
	matriz	5,9	0,54
Pemehue	<0,63	14,7	5,5
	0,63 - 2	16,1	2,9
	2 - 6,3	16,0	4,5
	matriz	13,1	5,0

Tal como era de esperar, existe una tendencia a presentar niveles mayores de Carbono orgánico en los agregados respecto a la matriz del suelo, ya que los agregados cumplen una función de protección física, dada su menor porosidad y las condiciones de menor aireación, lo que restringe el acceso y la actividad de los microorganismos. Esta mayor distribución de carbono orgánico dentro de los agregados no se cumple en las muestras de 40-60 cm de profundidad de la Serie Pemehue ni en algunas muestras de tamaño inferior a 0,63mm, debido al menor desarrollo estructural, que provoca una heterogeneidad en la distribución del carbono orgánico, o bien porque en vez de tomar microagregados, se están tomando partículas minerales no estructuradas. La misma falta de relación entre materia orgánica y parámetros mecánicos de la Figura 5 ocurre en los datos específicos de esta investigación, tanto para muestras no alteradas como para las camas de semilla.

## 2.7. COMPORTAMIENTO MECÁNICO DE LOS ANDISOLES

Taxonómicamente hablando, el Orden Andisol posee una alta retención de fósforo, abundante contenido de hierro y una baja densidad aparente, menor a  $0,90 \text{ Mg m}^{-3}$ . Del punto de vista físico mecánico, la baja densidad aparente, asociada a una alta porosidad y la micro agregación en unidades esféricas, les confiere una muy buena aptitud para sustentar diferentes niveles de manejo (Ellies, 1988). Estas características están íntimamente relacionadas a la abundancia de minerales no cristalinos.

Debido a las condiciones climáticas en que se desarrollan, los Andisoles presentan una estructura superficial muy bien definida, con elevados niveles de materia orgánica, mientras que

en profundidad la estructura es menos desarrollada y los valores de densidad aparente disminuyen. Estas características permiten contrastar muy claramente el efecto de agregación dependiente de la dinámica del agua para muestras de distintas profundidades. Nuevos ciclos de contracción e hinchamiento debieran tener un efecto mayor en materiales coloidales de bajo desarrollo estructural, es decir, en horizontes subsuperficiales.

Los Andisoles son suelos que poseen una alta capacidad de soporte, con un buen comportamiento ante cargas externas en un amplio rango de humedad. Si bien son suelos altamente compresibles, su alta porosidad les asegura mantener un buen nivel de poros posterior a un evento de compresión. Para rangos de humedades de saturado a seco y una relación de vacíos inicial superior a 1,8, Ellies *et al.* (1982) determinaron que con cargas de 100 kPa se obtiene una relación de vacíos de 1,4, aunque no se evaluó la continuidad de poros.

Bajo las condiciones en que se desarrollan, los Andisoles poseen un alto contenido de carbono orgánico, íntimamente asociado a la micro estructura, aunque restringido a los horizontes superficiales (Zunino y Borie, 1985). Esta relación con la materia orgánica les confiere una alta estabilidad al agua y resistencia mecánica, con valores de capacidad de soporte superiores a 150 kPa y volumen de poros gruesos ( $>10 \mu\text{m}$ ) superior al 15% (Ellies, 1986; Ellies, 1988; Ellies *et al.*, 2000).

Al ser sometidos a uso, los principales cambios apuntan a una pérdida de porosidad gruesa con ganancia de poros de almacenamiento de agua, disminución en los contenidos de materia orgánica, y aumento en la capacidad de soporte y cohesión estructural (Ellies, 1995; Seguel *et al.*, 2002). Estos cambios son mayores mientras mayor es la intensidad de uso, tanto así que se puede llegar a una situación en que se afecta el arraigamiento y los rendimientos de los cultivos por una excesiva firmeza del suelo (Ellies *et al.*, 1992; Ellies, 1995; Ellies *et al.*, 2000).

En cuanto a la fricción intrínseca de las partículas y/o agregados, se ha determinado para estos suelos que la mayor intensidad de uso genera un aumento del ángulo de roce interno (Seguel *et al.*, 2002), situación que no concuerda plenamente con la literatura, ya que la intensidad de uso destruye los agregados, aumentando la cohesión y disminuyendo el ángulo de fricción (Horn, 1988). Es decir, existiría una persistencia de los microagregados, aún después de superar la capacidad de soporte del suelo, donde se provocaría un encaje de partículas con el subsecuente aumento de la fricción interna. Esto ya lo había propuesto Ellies *et al.* (1985), por lo que es uno de los argumentos que se discute y analiza en los Artículos II y III.

### 3. MATERIALES Y MÉTODO

#### 3.1. MATERIALES

Se utilizaron muestras de dos Andisoles de la zona sur de Chile, Series Osorno y Pemehue, y un Mollisol Serie Graneros, cuyo objetivo fue el de contrastar en mineralogía y densidad con los Andisoles. Las características de los suelos se presentan en el Cuadro II.1 del Artículo II.

Se seleccionaron sitios manejados con pradera de gramíneas, con un período de al menos cuatro años sin intervenir, para asegurar un equilibrio en el contenido y tipo de la materia orgánica. Se tomaron muestras de suelo no disturbadas a dos profundidades, 0 a 15 y 40 a 60 cm, con el objeto de obtener dos niveles de agregación asociados a distinto contenido de materia orgánica y número e intensidad de ciclos de secado y humectación. Se buscó así que en superficie los suelos tuviesen mayores contenidos de materia orgánica, mejor desarrollo estructural y una mayor resistencia mecánica respecto a las muestras en profundidad.

Los distintos análisis se realizaron entre febrero del 2003 y Junio del 2004, con muestras colectadas en verano. Los análisis de la Serie Osorno se realizaron en el Instituto de Nutrición Vegetal y Ciencias del Suelo de la Universidad Christian Albrechts, de Kiel, Alemania, mientras que las muestras de las Series Pemehue y Graneros fueron procesadas en el Instituto de Ingeniería Agraria y Suelos de la Facultad de Agronomía de la Universidad Austral de Chile. Se utilizaron muestras de la Serie Osorno como control de los resultados, lo que permitió compatibilizar y validar los equipos y sensores de ambos laboratorios.

#### 3.2. MÉTODO

##### 3.2.1. Objetivo 1

Demostrar que los Andisoles poseen una estructura jerárquica, en la que las unidades componentes de un agregado poseen mayor resistencia mecánica que el nivel de tamaño superior. Se seleccionaron agregados naturales de distintos diámetros, los que fueron equilibrados a tensiones de  $-60$ ,  $-500$  y  $-30.000$  hPa y sometidos a pruebas de resistencia tensil no confinada (Błażejczak *et al.*, 1995), considerando veinte repeticiones por rango de tamaño. La

resistencia tensil (Y) está en función de la fuerza aplicada (F) y el área de acción (A) de la fuerza. Tomando la formulación de Dexter (1988a) se tiene:

$$Y = F / A$$

También se midió la densidad aparente de los agregados secos al aire en función del diámetro de éstos. Los resultados de este objetivo se presentan en el Artículo II.

Para el logro de los objetivos 2 y 3 se realizaron pruebas de consolidación y de corte, controlando el cambio del potencial mátrico tanto en muestras no disturbadas como en camas de agregados. La consolidación confinada con drenaje libre se realizó con cargas crecientes entre 5 y 400 kPa, mientras que el corte se realizó con cargas normales entre 13 y 300 kPa y a una velocidad de 2 mm min<sup>-1</sup>.

### **3.2.2. Objetivo 2**

Evaluar el comportamiento mecánico de los suelos de origen volcánico ante la acción de tensiones externas y compararlo con lo establecido para suelos de mineralogía cristalina.

**3.2.2.1. Sub-objetivo 2.1.** Determinar el cambio de potenciales (mátrico y/o presión) durante pruebas mecánicas de consolidación y corte en suelos derivados de cenizas volcánicas. Para la Serie Osorno, las muestras de suelo no disturbadas fueron equilibradas a tensiones de -60 y -300 hPa. En las pruebas de consolidación se utilizaron intervalos de tiempo entre cargas de 10 y 30 minutos. Con el análisis de los resultados, finalmente se seleccionó el rango de secado de -60 hPa y el intervalo de aplicación de cargas de 10 minutos. El valor de preconsolidación se determinó con el método de Casagrande a partir del ajuste propuesto por van Genuchten (1980).

Para medir el potencial mátrico se utilizaron sensores de presión/tensión para medir los cambios del potencial durante las pruebas mecánicas. La importancia de este sub-objetivo radica en que, al comprobar que el comportamiento del potencial mátrico durante la consolidación y el corte de los Andisoles es similar al comportamiento descrito para suelos de mineralogía cristalina, permite ampliar la teoría de la redistribución de agua producto del cambio en la distribución del tamaño de los poros. El comportamiento del potencial mátrico se analizó en muestras no disturbadas de la Serie Osorno, cuyos resultados se encuentran en el Artículo I, y en las camas de agregados, cuyos resultados se presentan en el Artículo III.

**3.2.2.2. Sub-objetivo 2.2.** Caracterizar el comportamiento del factor X de saturación de suelos durante las pruebas mecánicas. Se determinó la distribución del espacio poroso de las muestras mediante ollas de presión. Con la prueba de consolidación del sub-objetivo 1.1 se obtuvo el comportamiento del suelo para distintos rangos de carga normal. Asumiendo que la pérdida de espacio poroso de la prueba de consolidación posee una jerarquía de poros, en la cual colapsan o se asientan primero los poros gruesos, y analizando el comportamiento del potencial mátrico durante las pruebas mecánicas, el Artículo I discute y compara los resultados de consolidación y corte, asumiendo que el primero es de carácter estático (aplicación de un esfuerzo unidireccional), mientras que el corte se entendió como un proceso dinámico (esfuerzo normal y esfuerzo de corte con una velocidad determinada).

### **3.2.3. Objetivo 3**

Determinar el efecto de los ciclos de humectación y secado en los parámetros mecánicos del suelo, asociando los resultados con el grado de desarrollo y el manejo de los suelos. Mediante un tamizaje en estado friable, se seleccionaron agregados en rangos de diámetro de 0,63 a 2,0 y 2,0 a 6,3 mm. Con los agregados seleccionados por tamizaje, se prepararon camas de agregados, relleno cilindros a la densidad aparente resultante de aplicar una carga suave sobre el material, y que resultó ser similar a la del material suelto recién labrado.

Las muestras de cilindros para ambos rangos de tamaños fueron sometidas a dos criterios de hidratación y secado: por una parte, un grupo de muestras se humectó y tuvo un único ciclo de secado a  $-60$  hPa ( $pF$  1,8), mientras que otro grupo de muestras tuvo seis ciclos de humectación y secado en el mismo rango. Con este tratamiento se buscó generar distintos niveles de densidad aparente de las matrices. Los ciclos de secado y humectación fueron realizados en platos de cerámica. Con las camas de agregados así tratadas, se realizaron las pruebas de consolidación y de corte antes detalladas, controlando el cambio en el potencial mátrico. Los resultados son abordados en el Artículo III.

### **3.2.4. Objetivo 4**

Demostrar que el principio de tensión efectiva es aplicable a pruebas de corte directo, comparando el comportamiento del potencial de agua en pruebas de consolidación y corte. El principio de tensión efectiva establece que la transmisión de tensiones a través de las partículas

sólidas depende de la carga externa aplicada, el potencial mátrico del suelo y el grado de saturación (factor X) del sistema poroso. Durante las pruebas mecánicas fue posible controlar y medir las fuerzas externas que actúan sobre la muestra.

Al medir la variación del potencial mátrico, se tiene mayor control y explicación del comportamiento del factor X. Existía la posibilidad que, por su naturaleza dinámica, los resultados de la prueba de corte fueran distintos a los de las pruebas de consolidación, ya que el corte afecta la continuidad del sistema poroso, afectando el movimiento interno del agua. Los resultados se analizaron, en forma particular para muestras no disturbadas de la Serie Osorno, en el Artículo I, mientras que el análisis de las camas de agregados de todos los suelos se realizó en el Artículo III.

### **3.2.5. Otras evaluaciones**

En mediciones anexas se realizaron, tanto en la matriz del suelo como en los agregados individuales, evaluaciones de densidad aparente, por los métodos del cilindro y el terrón, y densidad real, con el método del picnómetro (Blake y Hartge, 1986a, 1986b). El método del terrón fue utilizado en agregados de distinto diámetro para apoyar los resultados de jerarquía de agregación obtenidos mediante la resistencia tensil. Con la medición de las densidades aparente y real, se determinó la porosidad total del suelo, mientras que con las mediciones de densidad por el cilindro y el terrón, se determinó la porosidad entre los agregados.

También se determinó el contenido de carbono orgánico, por el método de Walkley y Black (Nelson y Sommers, 1996). La medición se realizó en la matriz y en los agregados, con el objeto de evaluar si la agregación se explica en alguna medida por la acción de este agente.

Con los resultados de las pruebas físicas y mecánicas, se determinaron los parámetros estadísticos básicos, promedio, desviación estándar, coeficiente de variación. Los análisis de varianza específicos se detallan en cada artículo, donde se compararon las propiedades de suelo entre profundidades, entre tamaño de agregados, entre tratamientos de secado y entre suelos. Las rectas de Coulomb de las pruebas de corte se ajustaron mediante regresiones lineales, comparando los parámetros de cohesión y ángulo de fricción mediante una prueba t ( $P < 0,05$ ). Para el caso específico de la curva de consolidación, se usó el ajuste propuesto por van Genuchten (1980).

## 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 4.1. ARTÍCULO I: MECHANICAL BEHAVIOR OF A VOLCANIC ASH SOIL (TYPIC HAPLUDAND) UNDER STATIC AND DYNAMIC LOADING

#### 4.1.1. Abstract

Andisols are often subject to landsliding and coinciding liquefaction of the existing soil structure because they dominate at steeper slopes and show often an insufficient hydraulic conductivity. Thus, soil erosion at those sites is considered as one of the major risk. In order to quantify the proportion of the mechanically and of the pore water dependent soil strength, we evaluated their dependency during compression (divergent process) and shear tests as a function of the pore water pressure in a volcanic ash soil (Typic Hapludand). Undisturbed samples collected at two depths (0-15, 40-55 cm) were equilibrated at two pore water pressure values (-60 and -300 hPa). Thereafter they were compressed for either 10 or 30 minutes respectively at each total stress applied. Shear tests with a shear speed of  $0,2 \text{ mm min}^{-1}$  were performed at the same two initial pore water pressure values, after the samples had been statically prestressed with identical loads all smaller than 400 kPa. The precompression stress was similar between time intervals when the samples were dried at -60 hPa, but on average for the two depths the precompression stress was 32% lower when 30 minutes steps were performed because of a more complete settlement due to the time dependency of water flow during soil deformation. There was an increase in cohesion of 30% in topsoil and 900% in subsoil when the pore water pressure changed from pF 1,8 to pF 2,5.

Irrespective of the loading time interval, pore water pressure increased to even positive pore water pressure values when mechanical stresses of  $>300 \text{ kPa}$  were applied, being more important in samples after predrying at -60 hPa than at -300 hPa. In the shear test the behavior was similar, but positive values of pore water pressure already occurred when the vertical stress exceeded 200 kPa. Thus, we can conclude, that hydraulic properties are specially important in soils showing thixotropic behaviour and/or when shear stresses are applied resulting in a more pronounced weakening by increasing the destabilizing pore water pressure as a reason for an

enhanced particle rearrangement and soil homogenisation compared with the original soil structure.

**Keywords:** Precompression stress, shear strength, pore water pressure, dynamic or static loading, volcanic ash soil.

#### 4.1.2. Introduction

When soils are loaded or ploughed, the air and water filled pores are affected, resulting in a reduction in the total volume of soil and changes in the pore size distribution, pore continuity and water saturation. Soil strength is the ability of soils to withstand mechanical loading (Horn, 1993) and depends on grain size distribution, kind and content of clay minerals and organic substances, structure, bulk density, pore size distribution and pore water pressure (Horn, 1988; Horn and Lebert, 1994). It quantifies mechanically based material functions. However, the mechanical behaviour of a soil (volume change and shear strength) is highly sensitive to the kind of loading (static or shear forces applied) which is often demonstrated also by the efforts of agricultural engineers to reduce the draft force of agricultural tools by applying dynamic i.e. shear forces at the tool (Horn and Baumgartl, 2000). Thus, during loading, or plowing events but also by earthworm activity, plant root growth and trampling of livestock, total normal stress promotes the transmission of stresses via the solid (effective stress) and the liquid phase (neutral stress = pore water pressure). Both, effective and neutral stresses, are consequently the result of internal and external forces (Baumgartl *et al.*, 2000).

Based on the very specific mineralogy, Andisols, when completely dry, they behaves like fine sand; however, even if the soil seems to be dry, shearing e.g. by squeezing water out, results in a soil moistening, and the soil gets more slippery (Wright, 1965). This feature is often referred to as thixotropy (Warkentin, 1985) and it explains mass movements, due to either the gravity or animal trampling, known as soil erosion (De Noni *et al.*, 1985). Such thixotropic behaviour is the more pronounced when shear processes and not only compression occur because the mobilisation of water is the more intense when a change in shape of a given soil volume occurs. Consequently, the hydraulic conductivity will be reduced drastically and finally leads to the lubrication of the soil.



In general, deformation of soil materials reflects changes in both shape and volume and is therefore a mixture of shear and compression (Kay, 1990). In unsaturated soils, there are many approaches to relate the stresses in a soil deformation process (Coleman, 1962; Barkley, 1971; Richards, 1974; Nearing, 1995). However, the mechanical description of the static and shear stresses applied is mostly referred to Bishop (1959) by the effective stress equation:

$$\sigma' = (\sigma - u_a) + X(u_a - u_w)$$

where the effective stress  $\sigma'$  depends on the total normal stress  $\sigma$ , the pore air pressure  $u_a$ , the pore water pressure  $u_w$  and the X factor, which depends on the degree of saturation of the soil, and takes values  $X=0$  at pF 7 and  $X=1$  in oven dry and saturated soils respectively (Horn, 1993).

Furthermore, we have to realize, that soil strength increases as long as the decrease in the negative pore water pressure exceeds the decrease in the X factor; in sandy soils, the highest strength value is obtained at less negative pore water pressure values compared to the behaviour in clayey soils, owing to the smaller fraction of finer pores in the former one. Thus, each soil has a maximum strength at a certain pore water pressure that depends on the aggregation, pore size distribution and pore function (Horn *et al.*, 1994).

When undisturbed unsaturated soils which already contain coarse and air filled pores are loaded and sheared, at first these coarse pores are diminished in diameter, which results in a more negative pore water pressure while the X factor increases. Consequently, the soil gets more stable (Horn *et al.*, 1994). If, however, the external stress increases, the rearrangement of particles results in a higher degree of water saturation and finally results in convex water menisci, and a soil softening; the strength declines (shearing test) or the deformation increases (compression test). When the soil is finally completely sheared, the pore water pressure may become more negative again after stress release because of the expansion of the horizontally oriented soil pores (Gupta and Larson, 1982).

Depending on the hydraulic conditions of the soil, the dynamic character of a shear test should result in more positive pore water pressure values at lower stresses, as compared to the compression test. However, these interactions between particles or pore rearrangement depending on the kind and intensity of loading are seldom analyzed and the effect of coupled mechanical and hydraulic processes is not quantified. Thus, the object of this study was to evaluate the behavior of the pore water pressure under dynamic and static loading and its effect

on the mechanical properties of soil materials derived from volcanic ash with different pedogenic evolution.

#### 4.1.3. Materials and methods

Samples of a Typic Hapludand located in Osorno in the South of Chile, were collected at two depths, 0-15 and 40-55 cm, in a site under grass. Table 1 presents selected properties of this soil. The grassland is included in the rotation system with cereals with traditional management: applications of chemical fertilizers and manure, plowed each 4-6 years and cattle grazing and trampling. The organic carbon content from the superficial layer is low in relation to the average of the typical soil, ranging between 94 and 134 g kg<sup>-1</sup> (Beinroth *et al.*, 1985; Mella and Kühne, 1985). Considering the same parent material, it is possible to find a sequence of pedogenetic development: the topsoil horizon has a good structure, with strong, fine and medium granular aggregates, while with depth the structure is incipient, with weak, coarse and medium subangular blocky and common cracks (Mella and Kühne, 1985).

TABLE I.1. Soil properties of a Typic Hapludand (Osorno Serie) at two depths.

Horizon	Depth (cm)	Clay † -----(%)------	Silt †	Organic C (g kg <sup>-1</sup> )	Bulk density (Mg m <sup>-3</sup> )	Volumetric water content (%)	
						-33 kPa	-1500 kPa
Ap	0-15	39,1	50,9	59,0	1,0	52,2	28,8
BC	40-55	32,9	55,0	5,4	0,8	63,0	22,2

† After Mella and Kühne (1985).

The undisturbed samples were taken in cylinders of 10 cm diameter and 3 cm height, saturated and equilibrated at -60 and -300 hPa pore water pressure. There after, the samples were analysed in compression and shear tests.

**4.1.3.1. Compression test.** In the confined compression test (Kézdi, 1980), increasing normal stresses from 0 to 400 kPa were applied in a multistep equipment, recording the vertical deformation, the pore water pressure and the vertical stress. The pore water pressure was measured by a micro-tensiometer inserted in the soil sample from below. The response time is

smaller than 20 secs which results in a high resolution of pore water pressure changes with mechanical and hydraulic stresses applied. In order to evaluate the effect of pore water pressure on changes in strength and its effect on the interaction between particle mobility expressed as soil deformation and pore water pressure development, tests were performed at two time intervals between each step. 3 replicates of each treatment (superficial and sub-superficial), 2 time intervals (10 and 30 mins) and 2 initial pore water pressure values (-60 and -300 kPa), were measured. Based on the data of the vertical stress dependent soil deformation, the precompression stress value (Horn, 1981) was determined after Casagrande 1936.

**4.1.3.2. Shear test.** A frame shear box was used to perform the strain controlled shear tests (Kézdi, 1980), with normal stresses between 20 and 400 kPa and 5 replicates for each treatment. The test was performed under “ $C_{10,30D}$  = consolidated for 10 and 30 mins, respectively, and time dependent drained” conditions. During the shear test at a constant speed of  $0,2 \text{ mm min}^{-1}$ , the vertical soil deformation, changes in pore water pressure and shear strength were recorded. The pore water pressure was recorded with the same kind of micro-tensiometers used in the compression test. The low shear speed simulates the mass movement processes because of steep slopes and trampling of Andisols. The cohesion and angle of friction were derived too (Fredlund and Rahardjo, 1993).

**4.1.3.3. Other analysis.** Water retention curve was determined by the pressure plate technique (Klute, 1986); bulk density was measured by core method (Blake and Hartge, 1986a).

**4.1.3.4. Statistical analysis.** Basic statistical parameters were determined between the replicates. Analysis of variance was performed with  $P < 0,1$ , comparing soil properties among soil depths, pore water pressures and time intervals in the compression test. For the Coulomb’s failure line, a linear regression analysis and the statistical significance were proofed.

#### **4.1.4. Results and Discussion**

**4.1.4.1. Time dependency of mechanical properties.** The precompression stress value depends amongst others on the maximum previous predessication, the maximum external load and the hydraulic properties of the soil during loading and it reaches higher values, if the samples are

aggregated, or if the drainage off of excess soil water is prevented due to a smaller hydraulic conductivity, and/or due to a reduced pore continuity (Horn, 1993). In this way, a lower value of precompression stress is expected when the time interval during successive loads is longer, especially in fine textured soils. Nevertheless, in soils near saturation, the low hydraulic gradient could be more significant than the high hydraulic conductivity. Table 2 shows the values of precompression stress for each time interval.

TABLE I.2. Precompression stress value (kPa) of the Osorno soil.

Initial tension (hPa)	Time interval (min)	Precompression stress (kPa)	
		Ap (0-15 cm)	BC (40-55 cm)
-60	10	42 a A	80 ab B
	30	57 ab A	78 ab A
-300	10	70 b A	113 b A
	30	51 ab A	72 a B

Values followed by a different lowercase letter are significantly different in the column, values followed by a different capital letter are significantly different in the row (LSD,  $P \leq 0.1$ ).

At -60hPa pore water pressure, there were no important differences between time intervals, because the hydraulic gradient was low and final applied stresses resulted in neutral stresses (Figure 1). In the soil material equilibrated at -300 hPa at the beginning of the test, the longer time interval ensured a more complete soil settlement for each load, resulting in a more complete pore decrease and smaller precompression stress values, compared with those of the 10 minute intervals (Table 2). Nevertheless, there were statistically significant differences between time intervals only in 40-55 cm depth samples at initial pore water pressure of -300 hPa, caused by the high variability within the replicates, with coefficients of variation between 6% for the 30 minutes intervals and 30% in 10 minutes intervals. A high variability within the replicates is normal in volcanic ash soils and depends on structural properties (Ellies, 1988). Neutral stress could explain the similar values of precompression stress in between the samples compressed at different initial pore water pressure values.

Irrespective of the initial pore water pressure, the samples from 40-55 cm showed higher precompression stress values than the topsoil samples, which is in agreement with the natural

higher surcharge at that depth (Horn, 2002). Nevertheless, there were significant statistical differences between soil depths (LSD,  $P \leq 0.1$ ) only in two of the comparisons, probably because of the high variability in the replicates.

With respect to the shear parameters, Table 3 presents the results of cohesion and friction angle derived from a linear regression analysis (Kézdi, 1974).

TABLE I.3. Cohesion (kPa) and friction angle in Osorno soil evaluated at two pore water pressure values.

Soil depth (cm)	Pore water pressure (hPa)	Cohesion (kPa)	Angle of internal friction (°)
0-15	-60	18,4 a	38 a
	-300	24,2 a	42 a
40-55	-60	3,0 a	36 a
	-300	32,3 b	35 a

At the same depth, values followed by a different letter are significantly different in the column ( $P \leq 0.1$ ).

The decrease in the matric potential from pF 1,8 to 2,5 without a strong slope change of the water retention characteristics resulted in a nearly identical increase in soil cohesion. The stronger increase of cohesion in subsoil samples due to desiccation, is expected in volcanic ash materials because with the aggregate development (0-15 cm samples), an increase in organic carbon content and with the allophan formation, the aggregates become stronger and less susceptible to water erosion, while the secondary porous system explains lower values of X factor, resulting in closer values of cohesion in the range of pore water pressure between pF 1,8 and 2,5.

**4.1.4.2. Changes in pore water pressure under static and dynamic stress application.** Under static loading, at any initial pore water pressure and time interval in between the applied mechanical stresses, there was a more pronounced change in the pore water pressure when a mechanical stress of 300 kPa or greater was applied. Figure 1 shows this result for the subsuperficial sample, representative for both depths and all replicates. The change is the more

pronounced for samples at less negative initial pore water pressure. If the samples were drier (initial pore water pressure  $-300$  hPa), we observed smaller changes in the pore water pressure with increasing mechanical stress applied.

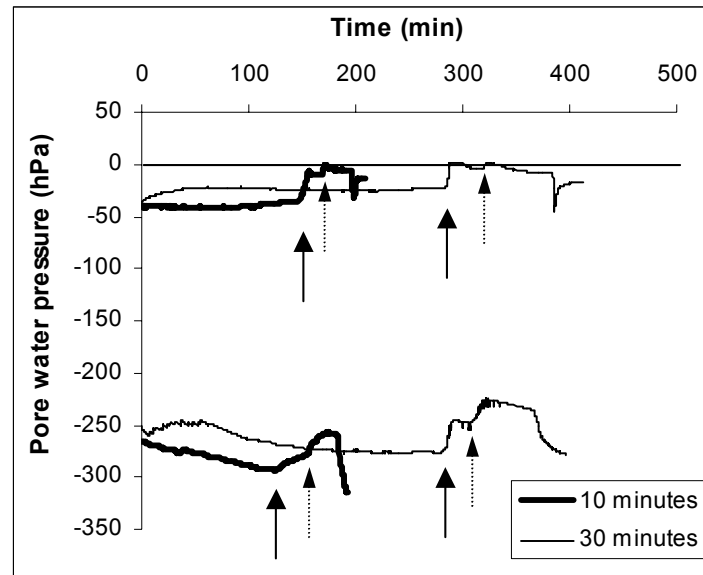


FIGURE I.1. Change in the pore water pressure during the compression test in samples with different initial pore water pressure and time intervals between load steps. Filled arrows, 300 kPa load step; dotted arrows, 400 kPa load step.

Under dynamic conditions (shear tests), normal stresses exceeding  $\sigma_1 > 200$  kPa already resulted in positive pore water pressure values (Figure 2), although the samples had been preequilibrated with the same mechanical stress beforehand without such an increase to even positive values. In addition, directly after the static stress application, there was a fast increase in the pore water pressure together with an intense height decline, but the change in pore water pressure became more negative again. The decline depends on the remaining hydraulic conductivity. It has to be stated that even if beforehand the final stress dependent equilibrium under static compression was reached, the shear process at the same vertical stress always resulted in a further pore water pressure generation, because shear causes a more pronounced rearrangement of particles, like a ductile deformation of loose sand materials (Kézdi, 1974; Mitchell, 1993) at the given small bulk density values (Table 1).

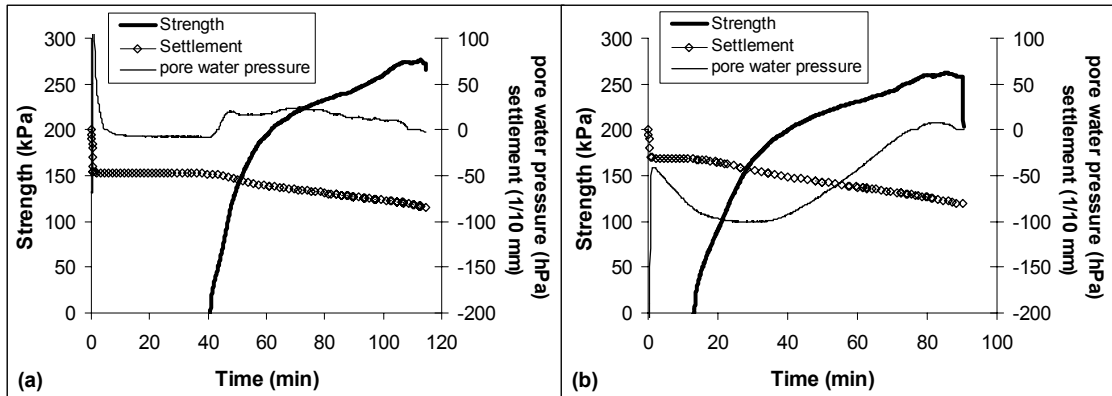


FIGURE I.2. Shear strength, settlement and pore water pressure changes during shear test for soils equilibrated initially at (a)  $-60$  hPa and (b)  $-300$  hPa at a normal load of  $400$  kPa.

At low normal stresses (Figure 3), the strain behavior of the soil was similar. The contrary trend became also more pronounced when the normal load was lower than  $200$  kPa during the shear test, as the pore water pressure became even more negative compared to the behaviour when compressed. The decrease in pore diameter of the originally airfilled coarser pores coincided with a corresponding redistribution of water and a decrease in pore water pressure (*Horn et al., 1994*).

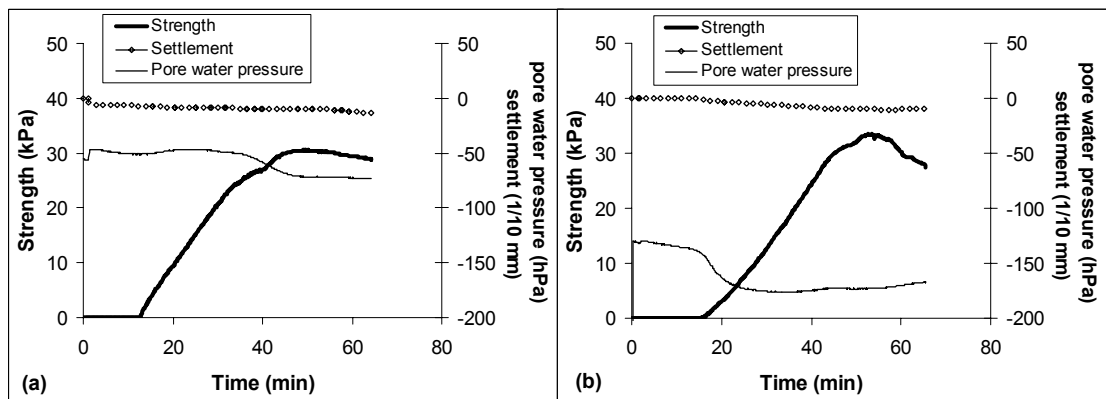


FIGURE I.3. Shear strength, settlement and pore water pressure changes during shear tests for soils equilibrated initially at (a)  $-60$  hPa and (b)  $-300$  hPa at a normal load of  $20$  kPa.

The critical normal stress can be either defined by the transition of the precompression stress range to the virgin compression behaviour and or by the coinciding changes in the pore

water pressure related to the applied mechanical stress. The critical normal stress was different for static and dynamic loading processes. In the compression test, more than 300 kPa had to be applied to create more pronounced changes in pore water pressure, while in shear test 200 kPa were sufficient to produce positive pore water pressure values at the end of the test. The dynamic stress application in the shear test causes a parallelisation of the pores in the shear plane and also affects the continuity of the porous system, decreasing the volume of soil and retarding the water redistribution. This explains why a lower mechanical load was needed to reach positive pore water pressure values. If we include all datasets, also a mechanical stress of approx. 300 kPa can be derived at the transition point but the standard deviation between the datasets of the static and of the dynamic loading is greater in the shear variant than in the compression one (Figure 4).

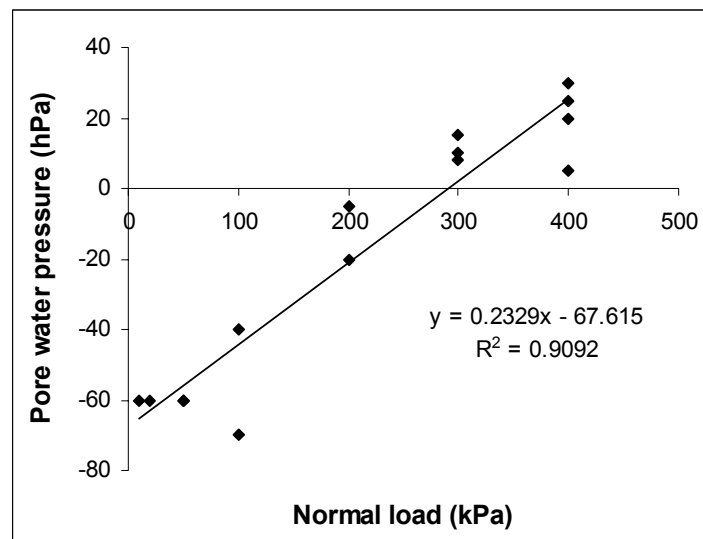


FIGURE I.4. Average of all pore water pressure values during the shear test as a function of the normal load applied. Data for samples were originally equilibrated at  $-60$  hPa.

If we finally calculate the effective stress at a given total stress under static and dynamic loading (Table 4), we can prove that shear stress application always results in a strength increase (strength hardening) if the precompression stress is not exceeded while in the virgin compression load range a soil softening results in an increased sensitivity of the soil system against any kind of stressing.



TABLE I.4. Static and shear induced changes in effective stress at different normal load and initial pore water pressure.

Soil depth (cm)	Initial pore water pressure (hPa)	Shearing test		Compression test	
		Effective stress at normal load of			
		20 kPa	400 kPa	20 kPa	400 kPa
0-15	-60	25,5	396,0	24,7	400,0
40-55	-60	25,4	398,0	24,6	400,0
0-15	-300	33,4	409,8	40,7	422,0
40-55	-300	38,7	406,5	44,8	420,8

#### 4.1.5. Conclusions

In a confined compression test, the precompression stress value ranged between 42 to 113 kPa for different soil conditions and time settlement, with a critical mechanical load at 300 kPa, where the water pressure had a sharply change. Under dynamic conditions in the shear test, there were positive pore water pressure values for any initial pore water pressure when the normal load was higher than 200 kPa. This mechanical load is called in this paper as critical normal stress.

The evaluations under high initial pore water pressure values (-60 hPa) developed positive neutral stresses during mechanical tests, affecting the results of precompression stress and cohesion.

#### 4.1.6. Acknowledgements

The authors are grateful to the German Academic Exchange Service (DAAD) and MECESUP-AUS 9904 project in providing the first author with financial support to carry out these experiments and to study in Germany. We commemorate with deep thanks our friend and colleague Prof. Dr. Achim Ellies, the former director of the Institute in Valdivia/Chili as the founder of the Chilean soil physics school, who died suddenly.

#### 4.1.7. References

Please see **Chapter 7. Bibliografía.**

## 4.2. ARTÍCULO II: STRUCTURE PROPERTIES AND PORE DYNAMICS IN AGGREGATE BEDS DUE TO WETTING AND DRYING CYCLES

**(Dedicated in memoriam to Prof. Dr. Achim Ellies, Universidad Austral de Chile, Valdivia).**

### 4.2.1. Abstract

Aggregate hierarchy and porosity changes in aggregate beds as a consequence of wetting and drying cycles were studied in two Andisols and one Mollisol from Chile, collected at two depths. Bulk density and indirect tensile strength were measured in aggregates of different sizes. Aggregate beds were prepared in cylinders with two size classes. Six wetting and drying cycles between 0 to  $-60$  hPa were applied. Bulk density ( $D_b$ ) of soil matrix was controlled after each cycle and the macro porosity was calculated. A repellency index was measured in one of the Andisols. In addition also the air permeability was measured after the sixth cycle.

It could be proofed, that the aggregate strength is an appropriate parameter to evaluate the aggregate hierarchy, and this parameter is also more sensitive than aggregate bulk density to discriminate between the effects of land use intensity. Aggregate strength is furthermore well correlated with changes in pore water pressure and can be applied to relate strength values with aggregate development level. Only if the predrying exceeds  $pF > 3.0$ , aggregate strength correlates with bulk density. The more pronounced is the land use, the higher is the increase of bulk density values for aggregate beds. The decrease of coarse porosity during wetting and drying cycles can be explained by mass differences between saturated and equilibrated water condition that considers the water around aggregates and within the contact area. Nevertheless, the relation of relative macroporosity change, calculated by  $P_{exped}$ , where  $D_{agg}$  is the bulk density measured by clod method, and the relative  $D_b$  change, is useful to explain possible presence of coarse pores inside the aggregates. The newly formed porosity prevents the water repellency, but after six cycles of drying the repellency index increased in the topsoil while we could detect a decrease in the subsoil samples (under defined conditions in the laboratory) which we assume to be caused by microbial activity. The approaching of aggregates by drying cycles generates in Andisols a reduced area to air fluxes, with low values of air permeability.

**Keywords:** Andisols, tensile strength, porosity, bulk density, water tension.

#### 4.2.2. Introduction

A soil aggregate is a structural entity with boundaries defined by the strength decrease in the inter-aggregate pores of the next largest aggregate in size (Hallett *et al.*, 2000). The soil aggregate hierarchy assumes that soil aggregates are made of smaller aggregates, and these are made of even smaller aggregates (Dexter, 1988b). These scaling properties depend on the pore structure and affect the fragmentation by tillage and natural processes (Munkholm *et al.*, 2002).

It is well understood, that the first aggregation process is always governed by soil shrinkage and results in vertically oriented cracks which define a prismatic structure. Repeated wetting and drying cycles initially prepare smaller aggregate units but still with rectangular crack propagation followed by shear induced formation of blocky and subangular blocky structure (Horn *et al.*, 1994). Thus, the wetting and drying processes are the primary factor of soil friability and the mellowing of compacted soils (Barzegar *et al.*, 1995a). As the result of swelling and shrinkage processes, the individual aggregate becomes denser initially with a higher bulk density and strength. However, with increasing wet/dry cycles the aggregate bulk density may be reduced while the aggregate strength at the same time furthermore increases (Horn, 1993; Horn and Dexter 1989). Drying is more intense in smaller aggregates, because the distance from the center to the outer skin (evaporation surface) of the aggregate is smaller. Thus, it is possible, to dry out smaller aggregates more effectively and in a shorter time as compared to the bigger ones, where the distance between the center and the outer skin is much longer (Hallett *et al.*, 2000). However, this more intense drying does not simultaneously result in stronger aggregates as the particle arrangement into the most stable system (i.e. parallel arrangement of particles ) with the highest amount of contact areas in between them requires time and may be only reached after several wet/dry cycles and most probably under more moist conditions (under suction) where more pores are still water filled and coarser to allow the particles to be pulled by the water menisci forces through them (Horn, 1994).

The main intention of the seedbed preparation is the breaking of bigger soil units into smaller ones without disturbing the soil microstructure (Munkholm *et al.*, 2002). The loose and fragmented structure determines the total volume and size distribution of voids, important to physical characteristics (Ghezzehei and Or, 2003). The subsequent wetting and drying cycles

decrease the pore volume in non-rigid soils, increasing the soil strength and the hydraulic conductivity (Peng *et al.*, 2005). Two mechanisms of age hardening have been observed: particle rearrangement and particle-particle cementation (Błażejczak *et al.*, 1995). Both mechanisms show the stabilizing effect of swelling and shrinkage in developing a more rigid pore system.

The relation between aggregate size and aggregate strength has been widely studied (Utomo and Dexter, 1981; Dexter, 1988a; Hallet *et al.*, 2000; Munkholm *et al.*, 2002). Nevertheless, the soil aggregate hierarchy has not been demonstrated in Andisols, dominated by randomly interstratified minerals, and very similar to the Inceptisols with respect to the corresponding horizons and aggregate development (Arnold, 1985). Assuming that the smaller is the aggregate, the higher is the density and the strength, we want to examine the physical properties of differently sized soil aggregates in two Andisols, differentiated by their evolution level, and contrasting them with a typical crystalline soil from the Central Valley of Chile. Moreover, considering a seedbed as the arrangement of natural aggregates, we evaluated the porosity changes depending on wetting and drying cycles in aggregate beds.

#### **4.2.3. Material and Methods**

Three soils were sampled from different places of the central valley of Chile. Table 1 summarizes the main characteristics of the soils. Bulk density was measured by cylinders taken at field water content. The Osorno soil is a characteristic volcanic ash soil (Andisol) from south Chile. Pemehue soil is a very young Andisol, very friable at the surface horizon, soft and loose in deeper horizons, with incipient development of structure. Both soils are dominated by allophane. Additionally, the smaller bulk density in the deeper horizons characterizes the Andisols. Graneros soil, a Mollisol, was selected with 2:1 minerals and a longer management history including a more intense landuse.

TABLE II.1. Soil taxonomy classification and some important properties of soils.

Serie	Soil taxonomy <sup>†</sup> and latitude	Depth (cm)	Db (Mg m <sup>-3</sup> )	Organic Carbon (%) <sup>‡</sup>	Clay <sup>‡</sup> ---- (%) ----	Silt <sup>‡</sup>
Graneros	Aquic	0-10	1.32	2.04	18.6	41.0
	Haploxeroll 34°50'S	40-60	1.52	0.66	12.9	32.9
Osorno	Typic	0-10	0.99	5.58	23.9	31.6
	Hapludand 40°60'S	40-60	0.75	2.44	15.9	31.6
Pemehue	Pachic	0-10	0.69	9.30	22.5#	67.3#
	Fulvudand 38°80'S	40-60	0.41	5.58	27.7#	59.9#

<sup>†</sup> According to Soil Survey Staff (2003).

<sup>‡</sup> From CIREN (1996, 2003).

#From Mella and Khüne (1985).

Undisturbed samples were collected at two depths (0-15 and 40-55 cm, corresponding to Ap and Bw horizons, according to USDA, 2003) from the prairie sites, the oldest coming from Graneros soil. Aggregates were separated softly at field water content followed by complete water saturation. The aggregates were equilibrated in a pressure plate extractor at different pore water pressure (pF 1.78, 2.70 and 4.48; pF 4.00 in Osorno soil). The indirect tensile strength (crushing test, Dexter, 1988a) was measured for different aggregates sizes (0.5 - 4 cm; 25 aggregates per suction). The aggregate strength (S) is:

$$S = F / A$$

where **F** is the force necessary to crack an aggregate and **A** is the area at the center of the aggregate. The bulk density of the aggregates (clod method as described by Blake and Hartge, 1986a) was measured under air dried conditions i.e. at pF 4,5 for 20 aggregates per soil and depth). The aggregate size (between 1 – 5 cm) will be defined as the mean diameter, given by the average of the diameter in three axes.

After the crushing test, two groups of aggregate sizes were separated: 0.63-2.0 mm and 2.0-6.3 mm diameter, respectively. These two sizes tend to separate, in continuous ranges of natural aggregates: those that have a higher strength and/or density than the soil matrix, and aggregate whose properties resemble those of the soil matrix properties.

The effect of porosity change due to repeated wet/dry cycles was analyzed with aggregate beds, which were prepared packing the 2 size classes (0.63-2.0 and 2.0-6.3 mm) in cylinders of 3 cm height and 7 cm in diameter. An initial settlement was reached applying a standard soft pressure. The initial bulk densities, in average ( $\pm$  standard deviation) for different aggregate size and/or depth, were 0.87 ( $\pm 0.06$ ), 0.65 ( $\pm 0.02$ ), 0.44 ( $\pm 0.02$ ) and 0.33 ( $\pm 0.02$ ) Mg m<sup>-3</sup> for Graneros soil, Osorno soil, 0-10 cm Pemehue soil and 40-60 cm Pemehue soil, respectively.

To each range of size and depth, one to six cycles of wetting and drying were applied in a pressure plate extractor. The maximum drying was  $-60$  hPa in all soils, and  $-300$  hPa in Osorno soil, controlled by a vacuum meter. The equilibrium was reached for each cycle in four days. The  $-60$  and  $-300$  hPa (pF1.78 and 2.48) were selected according to Semmel et al. (1990) as the more effective drying intensity. After each cycle the soil cylinders were re-saturated. Aggregate beds had six replications for each soil, aggregate size, depth, drying intensity and number of cycles (192 samples in total).

Bulk density of the aggregate beds was calculated in the cylinder measuring the settlement with a caliper at  $-60$  or  $-300$  hPa after each cycle. With the bulk density of each treatment, the interaggregate porosity was calculated by:

$$P_{\text{exped}} = [1 - (D_b/D_{\text{agg}})]$$

where  $D_b$  is the bulk density of aggregate beds (cylinders) and  $D_{\text{agg}}$  is the average bulk density of individual aggregate (clod method, Blake and Hartge, 1986a). Assuming that the selected intensities of drying drain the interaggregate porosity only, and the individual aggregates do not have coarse pores (bigger than  $10\mu\text{m}$ ), it is possible to estimate  $P_{\text{exped}}$  by the difference between the saturated and equilibrated conditions, too.

The aggregate sorptivity in water and ethanol were measured to determine the water repellency parameter  $R$  (Hallett and Young, 1999) in order to explain the possible effect of soil organic matter content on water movement/retention in the aggregate beds. This measurement was carried out only in Pemehue soil, because of its highest organic carbon content (Table 1).

Finally, to evaluate the strength regain of porosity system as a consequence of wetting and drying cycles, a 50 kPa load was applied to the aggregate beds prior to the determination of the air permeability (for more detail of the equipment see Peth 2004).

Soil properties (aggregate strength, bulk density, porosity change) and aggregate size were fitted by linear and exponential regression equations (depending on best adjusts) by least significant difference, with  $P \leq 0.05$ , using Statgraphics Plus v.2.0. Relation between diameter and aggregate strength was normalized by a log/log plot. Because the relative and the percent changes are limited between 0 to 1 and 0 to 100 respectively, the Bliss degrees transformation is recommended to obtain continuous values in infinite cartesian axes (Fisher and Yates, 1938). The transformation is given by  $[\arcsin * \sqrt{(\%/100)}]$  and it was used on percent values of porosity reduction comparisons. Analysis of variance was performed (LSD) with  $P \leq 0.05$ , comparing the effect of wetting and drying cycles on interaggregate porosity changes.

#### 4.2.4. Results

**4.2.4.1. Individual aggregates.** Figure 1 depicts the relationship between bulk density values as a function of aggregate diameter. Bulk density of individual aggregates is higher than bulk density of soil matrix (measured by cylinders of two equivalent diameters from non-disturbed samples). In Osorno and Pemehue Andisols, superficial horizons present a better correlation between aggregate diameter and bulk density than deeper horizons (Table 2).

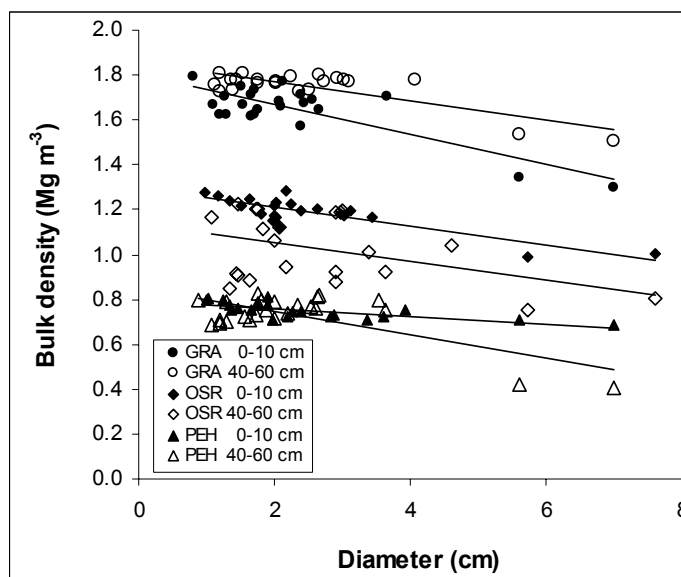


FIGURE II.1. Bulk density as a function of average diameter. Soils are sorted from the oldest to the youngest (GRA, Graneros soil; OSR, Osorno soil; PEH, Pemehue soil). The biggest two diameters are from cylinders.

Soil aggregate strength, at different matric tension, increased exponentially with decreasing diameter as shown for the 0-15 cm horizon in Figure 2. Aggregate strength of Andisols from 40-55 cm depth were, however, not correlated with aggregate diameter if the samples were air dried (pF 4.48). Samples of Osorno soil, from 40-55 cm, equilibrated at pF 1.78 were not measured because they were very soft and they broke while handling. Table 2 sums up the equations for the two depths. In general, in all soils and horizons the strength increased with decreasing aggregate diameter.

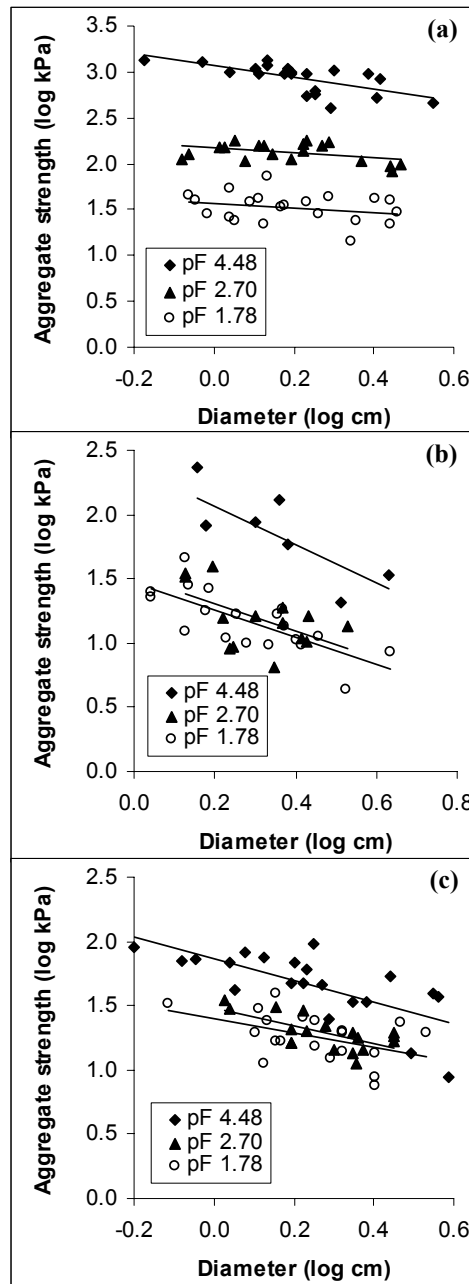


FIGURE II.2. The log/log plot of aggregate strength and aggregate diameter as function of matric tension in (a) Graneros soil, (b) Osorno soil and (c) Pemehue soil. Samples from 0-10 cm.



TABLE II.2. Interaction between soil aggregate properties and aggregate diameter. Asterisk (\*) denotes significance with  $P \leq 0.05$  (Db: Bulk density; d: diameter; As: Aggregate strength; A and B: Parameters).

Soil	Depth (cm)	$Db = -A \cdot d + B$	R	pF (hPa)	$As = -A \cdot d + B$	R
Graneros	0-10	$-0.042d + 1.85$	0.7886*	4.48	$-0.647d + 3.07$	0.7676*
				2.70	$-0.259d + 2.17$	0.4206
				1.78	$-0.250d + 1.57$	0.2672
	40-60	$-0.067d + 1.80$	0.8168*	4.48	$-0.534d + 3.21$	0.6286*
				2.70	$-0.871d + 1.94$	0.7244*
				1.78	$-1.504d + 1.64$	0.8585*
Osorno	0-10	$-0.041d + 1.29$	0.8487*	4.48	$-1.488d + 2.36$	0.7756*
				2.70	$-1.057d + 1.51$	0.5480*
				1.78	$-1.066d + 1.47$	0.7386*
	40-60	$-0.041d + 1.13$	0.4321*	4.48	$0.272d + 1.16$	0.0943
				2.70	$-1.569d + 1.41$	0.7491*
				1.78	Not determined	-----
Pemehue	0-10	$-0.017d + 0.79$	0.7392*	4.48	$-0.856d + 1.87$	0.7108*
				2.70	$-0.691d + 1.48$	0.6576*
				1.78	$-0.564d + 1.40$	0.4684*
	40-60	$-0.052d + 0.85$	0.4972*	4.48	$-0.093d + 1.68$	0.1010
				2.70	$-1.974d + 1.82$	0.5675*
				1.78	$-1.647d + 1.71$	0.5810*

The relation between aggregate strength and water tension is closely related with soil development (Figure 3). In general in all 0-15 cm soil horizons of the investigated three soils, the relation between aggregate strength and water tension shows an exponential curvature with curvature coefficients (1.2; 0.59 and 0.49, respectively) increasing with the evolution. The more developed is the soil, the higher the coefficient. The oldest Graneros soil is located in a climate zone where drying and wetting are very common and intense down to deeper depth. Figure 3a shows a very intense increase of aggregate strength when soil dries out, and confirms the

predessication conditions of that site where most probably suction values of greater than pF 4.2 are reached.

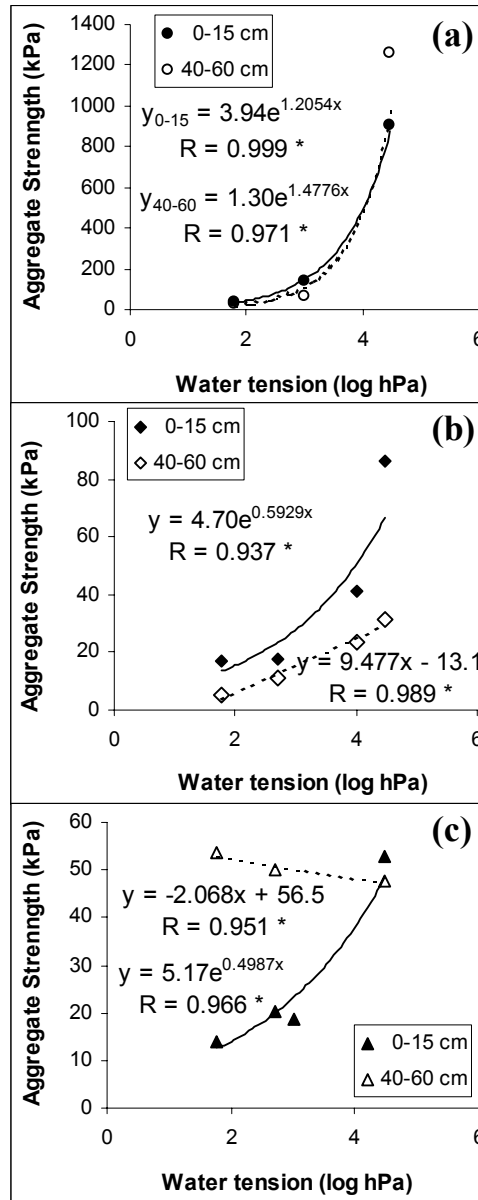


FIGURE II.3. Aggregate strength as function of water tension. Soils are sorted from the oldest to the youngest (a, Graneros soil; b, Osorno soil; c, Pemehue soil). All equations are significant with  $P \leq 0.05$ .

The 40-55 cm horizon has an exponential behavior only in Graneros soil, as was already derived from the water regime at this site, with higher suctions in deeper horizons during

summer. In Osorno, where we can find volcanic ash soils with greater evolution, the strength increase with the water tension increase is linear, while in the youngest Andisol (Pemehue soil) the behavior is inverse: the aggregates become softer with the tension increase, and show a behavior very similar to sandy soil. In any case, visual observation allow to conclude that some of these aggregates from 40-55 cm of Pemehue soil probably are concretions, and this is the reason why they have higher strength than aggregates from Osorno at the same depth (Figure 3).

When strength is plotted as a function of bulk density (Figure 4), we found a good correlation if the samples are drier than pF 3. The higher organic carbon content in the Andisol “site Pemehue” supports the high mechanical strength increase at high water content, but when this soil dries out, the reduced menisci forces result even in a soil softening and a strength decrease.

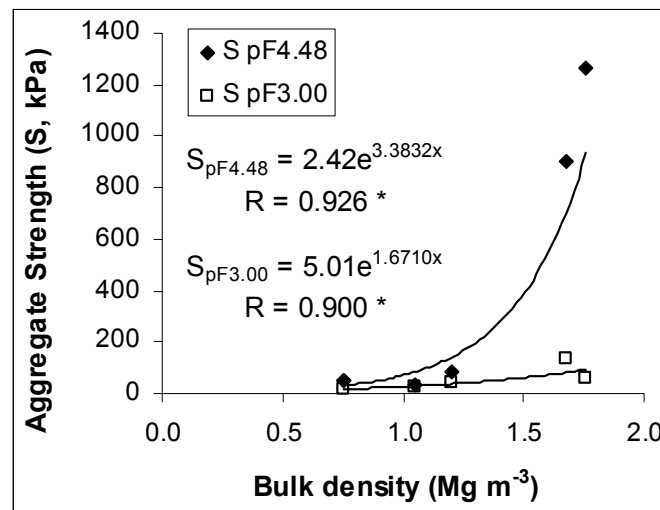


FIGURE II.4. Aggregate strength as function of aggregate bulk density at two water tension values

**4.2.4.2. Aggregate beds.** Assuming that few cycles of wetting and drying do not affect the bulk density of natural aggregates, one or six cycles of wetting and drying were applied to the aggregate beds of two size classes, controlling the bulk density changes. Aggregate sizes are referred in Figure 5 as “fine” aggregates (0.63 – 2.0 mm) and “coarse” aggregates (2.0 – 6.3 mm). When one cycle was applied, bulk density of Andisols did not change significantly from initial condition. Nevertheless, one cycle was enough to increase the bulk density of 40-60 cm aggregate beds from Graneros soil.

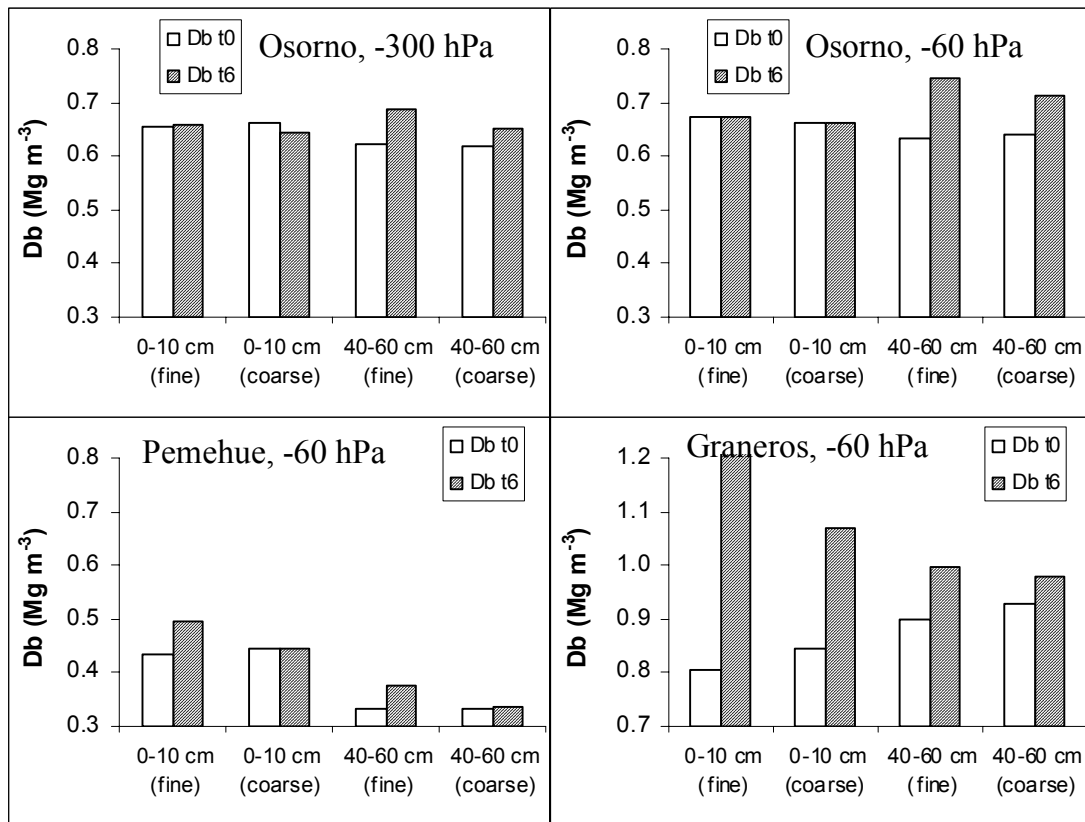


FIGURE II.5. Bulk density (Db) of aggregate beds when one (t0) or six (t6) wetting and drying cycles were applied (fine: 0.63-2.0 mm aggregates; coarse: 2.0-6.3 mm aggregates).

It is well known that wetting and drying cycles promote the increase of the aggregate bulk density (Horn, 1993) and the age hardening of soils (Błażejczak et al., 1995). In aggregate beds, the behavior was similar, as can be derived from the increase in bulk density with increasing number of wet/dry cycles. Because the most pronounced changes were detected for the 0 to -60 hPa cycles, as compared to the changes induced by the 0 to -300 hPa range, we primarily continued with the smaller suction range for the other soils.

The most important change in bulk density was in Graneros soil, where we found 50% increase in the bulk density of the fine aggregate beds in the superficial horizon. In this soil, one complete cycle was sufficient to promote differences between depths and between aggregate sizes. The other soils present differences between depths only.

Additionally after six cycles, the behavior was different between soils. Osorno soil presented an increase in the bulk density of the aggregate beds from 40-60 cm (at any size of

aggregates and intensity of drying), while Pemehue soil had an increase in beds of 0.63-2.0 mm aggregates (at any depth). The greater increase of bulk density of Graneros soil was in the superficial aggregates beds.

If we assume that the density of natural aggregates do not change significantly with new drying cycles (Semmel et al., 1990), we can calculate the interaggregate porosity ( $P_{\text{exposed}} = 1 - (D_b/D_{\text{agg}})$ ), using the bulk density of the bed (from Figure 5) and the bulk density of individual aggregate. Table 3 presents the results for 1 and 6 cycles.

TABLE II.3. Interaggregate porosity (%) after one (t0) or six (t6) wetting and drying cycles. In bold are the most significant changes.

Sample	OSORNO (-300 hPa)		OSORNO (-60 hPa)		PEMEHUE (-60 hPa)		GRANEROS (-60 hPa)	
	t0	t6	t0	t6	t0	t6	t0	t6
	------(%)-----							
0-10 cm (fine)	0.457	0.452	0.442	0.442	<b>0.420</b>	<b>0.339</b>	<b>0.521</b>	<b>0.280</b>
0-10 cm (coarse)	0.452	0.465	0.449	0.452	0.406	0.405	<b>0.498</b>	<b>0.363</b>
40-60 cm (fine)	<b>0.406</b>	<b>0.343</b>	<b>0.395</b>	<b>0.289</b>	<b>0.563</b>	<b>0.504</b>	0.489	0.435
40-60 cm (coarse)	<b>0.408</b>	<b>0.377</b>	<b>0.389</b>	<b>0.318</b>	0.560	0.557	0.473	0.445

Results of Table 3 reflect the differences between bars in Figure 5. The reduction of interaggregate porosity by the drying cycles (t6 versus t0) is very pronounced in the superficial samples of Graneros soil. An additional aspect about the coarse porosity evolution by drying cycles is presented in Figure 6, where the differences between the saturated and equilibrated condition at each cycle is presented. We define this mass difference as “coarse porosity” and distinguish it from the “interaggregate porosity” of Table 3.

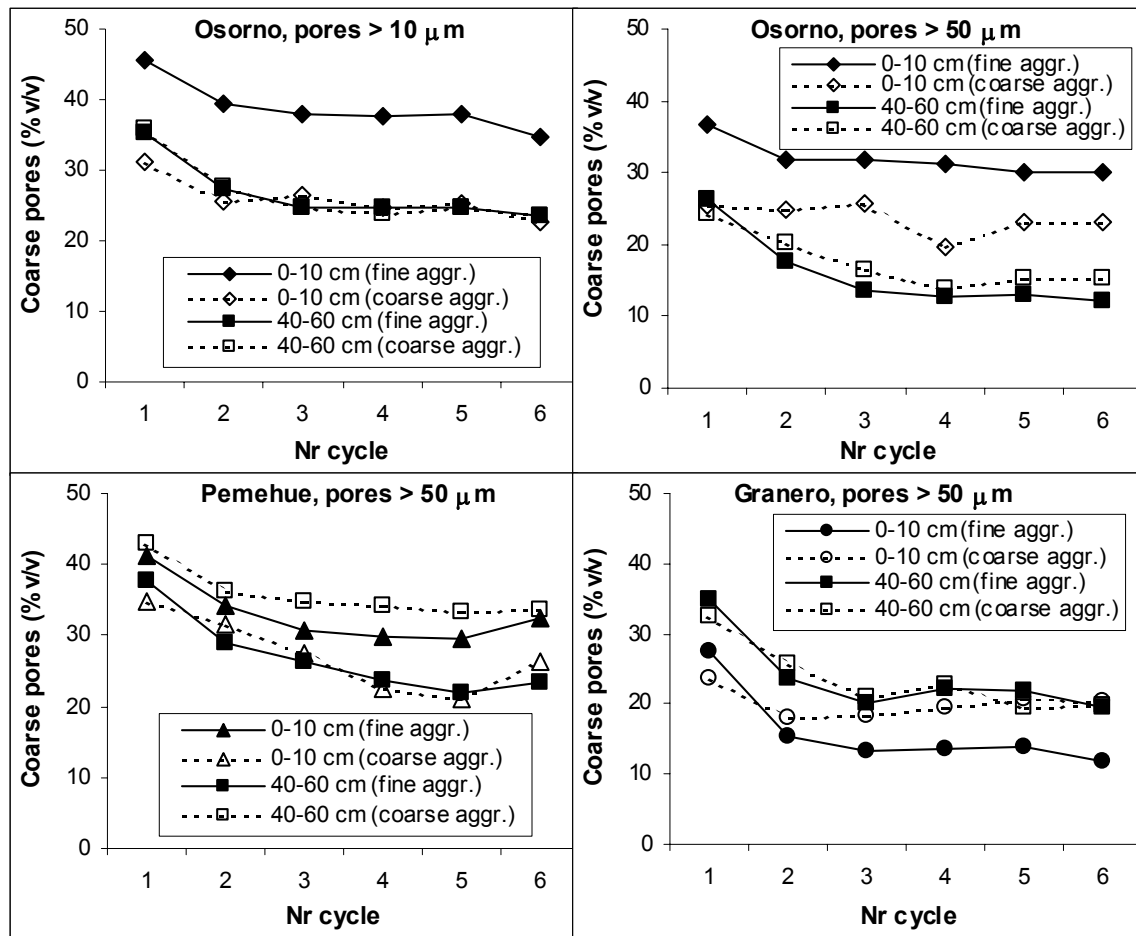


FIGURE II.6. Coarse porosity calculated by the difference between saturated water content and equilibrated at  $-60$  or  $-300$  hPa water content (fine aggr.: 0.63-2.0 mm aggregates; coarse aggr.: 2.0-6.3 mm aggregates).

It was expected that data from Table 3 and Figure 6 are identical. Nevertheless, always the interaggregate porosity, calculated by Pexped, was greater than the macroporosity, calculated by the difference between the saturated and equilibrated water condition. Figure 6 shows a continuous decrease of coarse porosity from 1st to 3rd cycle and a corresponding stabilization, with very clear differences between the first and sixth cycle. The coarse pores (between 10-50  $\mu\text{m}$  diameter) in Osorno soil remained constant during cycles (between 3 - 7% in 0-10 cm aggregate beds and 9 - 11% in 40-60 cm aggregate beds, data not shown). So, the main porosity loss is in pores bigger than 50  $\mu\text{m}$ . The lower values of macroporosity, derived from Figure 6,

could be explained by changes in bulk densities of aggregates during the measurements or, also the aggregates have coarse interaggregate pores which can contribute to the macroporosity.

A third explanation could be the water repellency. If some pore surfaces are covered by organic acids the water saturation of these pores may be prevented and result in an underestimation of the pore system shown in Figure 6. The R factor of water repellency (Hallett and Young, 1999) determined from sorptivity in water and ethanol is shown in Figure 7.

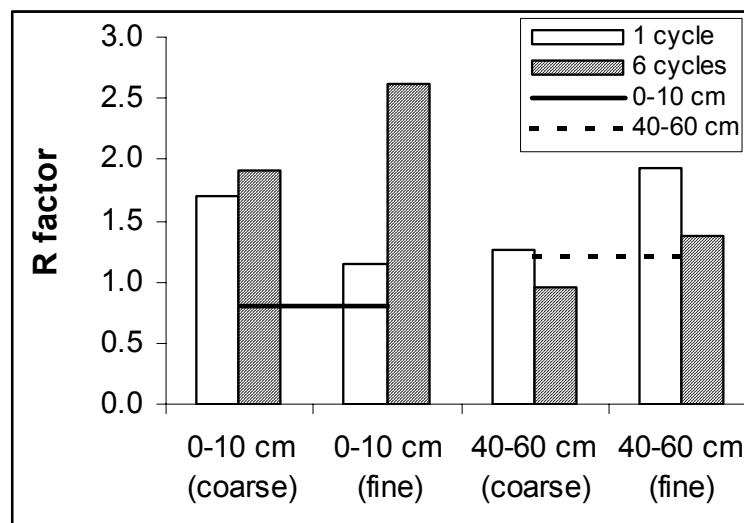


FIGURE II.7. Water repellency index (R) in aggregate beds of Pemehue soil. R-values of non-disturbed soil are presented as full line (0-10 cm) and dotted line (40-60 cm).  $R > 2.0$  denote a repellent soil.

Irrespective of the high organic carbon content, the Pemehue soil is non repellent ( $R$  values  $< 2$ ). Only aggregate beds of 0.63 to 2.0 mm from the superficial horizon became repellent after six cycles of wetting and drying. However, it has to be pointed out that all samples of aggregate beds from 0-10 cm had higher R-values than those of the soil matrix (full line in Figure 7), R-values of aggregate beds from 40-60 cm are close to the matrix R-value.

If the percentage of porosity reduction estimated by Pexped is plotted against the percentage of porosity reduction estimated by mass difference, we can obtain a potential adjust ( $y = a \cdot x^b$ ). Nevertheless, for percent values are recommended the °Bliss transformation (Fisher and Yates, 1938). This transformation results in a linear relation (Figure 8a), with a slope close to 0.5. Thus, the Pexped is more sensitive to porosity changes. Nevertheless, when

interaggregate porosity of some aggregate beds did not present differences after six cycles of wetting and drying (Table 3) the mass difference method (macroporosity of Figure 6) presented reductions of about 25% (Figure 8a).

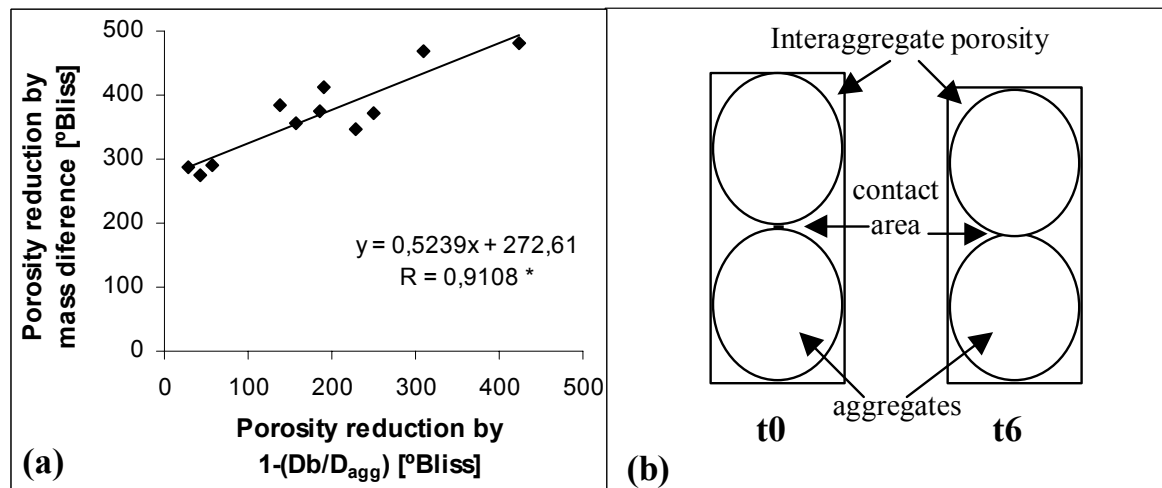


FIGURE II.8. (a) Reduction of interaggregate pores, calculated by  $1 - (D_b/D_{agg})$  against reduction of coarse porosity, calculated by mass difference (two outliers are not included). (b) A simple model to explain the contact area increases by wetting and drying cycles ( $t_0$ : initial;  $t_6$ : after six cycles).

Figure 8 tries to explain the lower values of coarse porosity by mass difference with respect to the interaggregate porosity. If we assume that there are no coarse pores inside the aggregates, the Pexped relation only excludes the volume of individual aggregates as water filled porosity, not considering the contact point in between aggregates. By mass difference between saturated and equilibrated water condition at  $-60$  hPa, the contact area is considered as water filled porosity, showing lower values of coarse porosity compared with the interaggregate method. Increasing wetting and drying cycles result in more pronounced contraction forces which pull aggregates together (Kemper and Rosenau, 1984; Nearing, 1995), and result in coarser and more interaggregate pores, even if the average diameter is reduced.

The porosity behavior of different soils when the bulk density increased is presented in Figure 9 as a relative change. The relative changes consider the absolute difference between  $t_0$  and  $t_6$  divided by  $t_0$  and correspond, in general, to porosity reductions by bulk density increases (data for bulk density from Figure 5 and for porosity from Table 3).



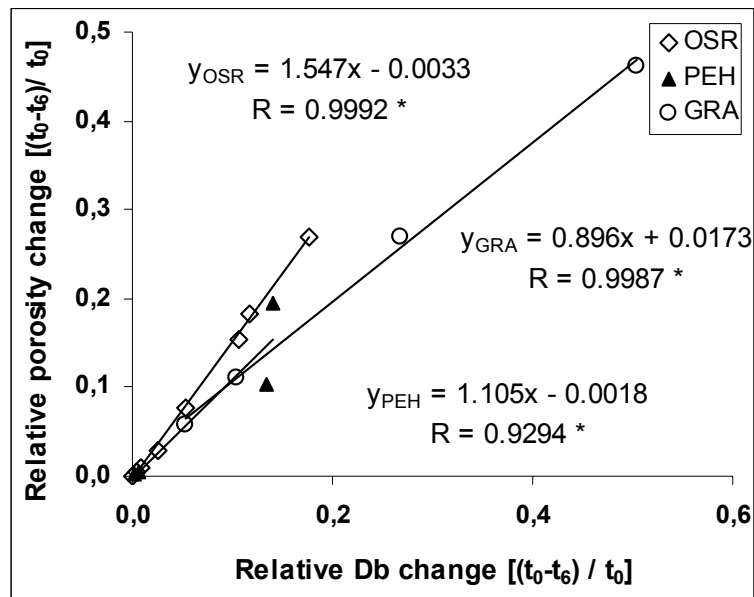


FIGURE II.9. Relative changes of bulk density (Db) and interaggregate porosity as a consequence of wetting and drying cycles (OSR, Osorno soil; GRA, Graneros soil; PEH, Pemehue soil).

Generally we should expect slopes near 1.0 between the relative change of interaggregate porosity and the relative change of bulk density. However, the slope in Osorno soil shows a greater decrease of interaggregate porosity changes than the increase in bulk density, while on the other hand Graneros soil had a smaller decrease of relative porosity than the increase of bulk density. The more intense aggregate approaching gives to Graneros soil an increase in contact area, without a similar decrease of interaggregate porosity.

Finally the effect of aggregate bed packing and rearrangement of the aggregates after stress application of 50 kPa on the air permeability is documented in Figure 10.

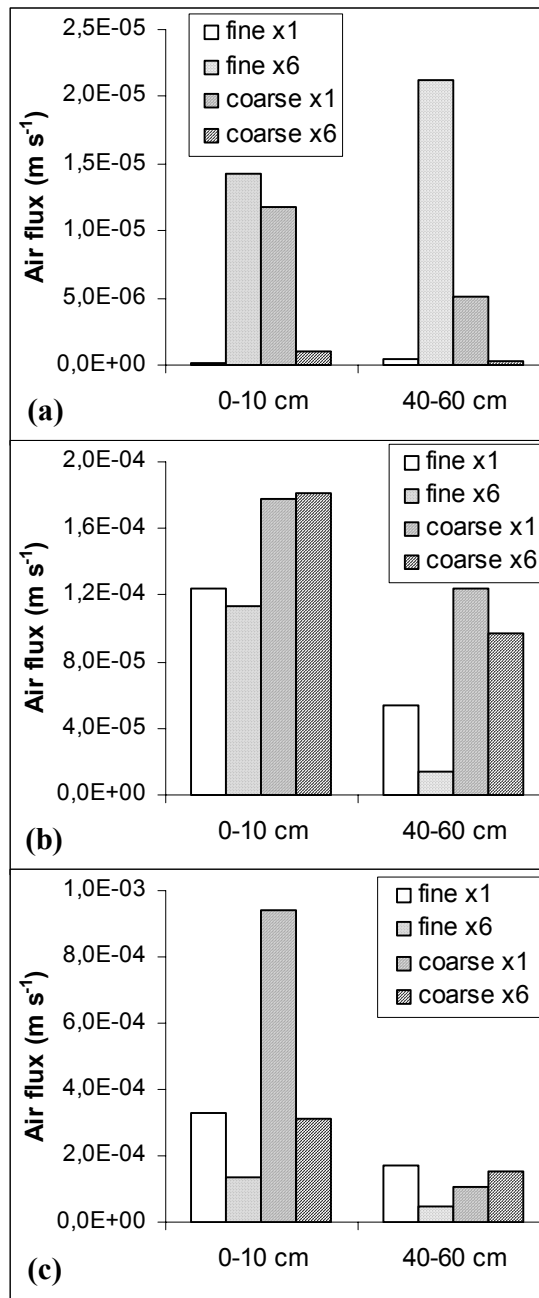


FIGURE II.10. Air conductivity of aggregate beds after 50 kPa load. Fine aggregate bed (0.63-2.0 mm) and coarse aggregate bed (2.0-6.3 mm) comparing one (x1) and six (x6) cycles in (a) Graneros, (b) Osorno and (c) Penehue soils.

In general, both Andisols (Osorno and Pemehue) have small air permeability values after six cycles, due to the narrowing of the single aggregates. The more pronounced decrease was in

coarse aggregate beds of superficial horizon from Pemehue soil, but the final air permeability was higher than of any other aggregate beds from Osorno and Graneros soils. The higher mechanical strength of Andisols compared to 2:1 clay dominant soils results in better ecological functioning of the Andisols irrespective of the applied external load. In Graneros soil, the high strength of individual aggregates and the increase of bulk density of the beds by wet/dry cycles, prevent the consolidation of fine aggregates beds, increasing the air permeability with respect to a single cycle.

#### **4.2.5. Discussion**

It is well known that wetting and drying always results in a structure formation which in addition is the stronger the drier had been the soil and the more often these cycles have occurred. As the initial normal shrinkage always results in an irreversible decrease in pore space and an increase in bulk density, repeated wet/dry cycles can be detected by an elastic structural shrinkage behavior which can be related to the maximum predrying intensity and can be determined as the predrying stress equivalent to the precompression stress (Baumgartl, 2002; Peng et al.; 2005; Peng and Horn 2005).

Consequently our data completely confirm these findings because especially at a depth of 40-60 cm, in the Andisols, we could detect a slight proportional shrinkage behavior which can be verified by the increase in the bulk density and soil strength at pF 4.48.

Furthermore, when superficial samples of Graneros soil are moist ( $pF < 2.7$ ) we could not find a correlation between aggregate strength and aggregate diameter, probably because the long term plowing destroyed bondings between particles and it also prevented aggregate reformation. Guber et al. (2004) found that compaction resulted in smaller differences in specific pore volumes between different size aggregate fractions, while Horn (2004) said that mechanical properties are time dependent, while bulk density is less sensitive to time effects.

The small slope of aggregate strength as function of aggregate diameter of Graneros soil, especially when it is wet, denotes the absence of aggregate hierarchy as a consequence of plowing which is in agreement with the findings of Hallet et al., (2000).

A soil without internal macro-structure presents a slope very close to zero, and wetting and drying will induce the macro-structure formation, with an increasing friability of bigger soil units (Dexter, 1988b).

Results of bulk density as a function of aggregate diameter define Graneros soil as the more developed soil, with highest intercept and slope at each depth. The profile of Pemehue soil is soft and loose in deeper horizons, but in the laboratory, at any water tension, it was possible to find structural units, probably concretions or nodules. This is the reason why at 40-60 cm horizon and pF 4.48 there is no correlation between aggregate diameter and aggregate strength. Probably the same situation occurred in Osorno soil. The high amount of Fe and Al in these soils (Sadzawka and Besoain, 1985) made the presence of these units or their abundance in the incipient aggregates possible as chemical structural agents. However, we were not able to differentiate between the hydraulic, the mechanical and the chemical effects but there are more analysis needed to differentiate between these “groups”.

At the same water tension, the intercepts of the equations (Table 2) follow a very distinct trend (Graneros > Osorno > Pemehue), according to the more pronounced and longer lasting drying and wetting history of Graneros soil, showing a more pronounced rigidity of the pore system or structural strength (which is in agreement with the findings of Peng and Horn, 2005). Both Andisols are developed under an annual precipitation of 1700 mm year<sup>-1</sup>, while Graneros has 450 mm per year (Santibañez and Uribe, 1993; Beinroth et al., 1985). Thus, the soil under xeric climatic conditions includes aggregates which become stronger with the drying intensity (unwatered during the summer and continuously irrigated) at the same aggregate diameter (Horn et al., 1995).

The strength increase with drying is normal in soils with fine particles (Barzegar et al., 1995). The soil softening of 40-60 cm samples from Pemehue soil is expected because of the high amount of silt, as the effect of menisci forces declines with drying like in sandy soils.

According to Horn et al. (1995), the transition from stress-induced increase to decrease of water menisci forces is always affected by the process of mechanical stress-dependent pore size rearrangement, whereby the properties of the aggregate further define the slope of X factor (from effective stress theory) on pF curve. According to this, when aggregates of  $Db \approx 1.6-1.8 \text{ Mg m}^{-3}$  are loaded, coarser pores are diminished in diameter, resulting in higher values of X factor, very close to 1 for a wider range of water tension. In this case, the bulk density is lower, and probably the aggregates have an important volume of intra aggregate coarse pores. Unfortunately, because of methodological problems, it was not possible to know a reliable pore size distribution of individual aggregates, but apparently Osorno soil has pores >10 $\mu\text{m}$  in aggregates bigger than 2

cm (unpublished data). Thus there is an intense need to analyze the effective stress of individual aggregates of Andisols.

When aggregate strength is plotted as function of bulk density, a good correlation is obtained for air dried soil conditions. Even though the dry condition allows the maximum strength expression, as already explained, the more intense drying gave a proportional shrinkage and affected the strength changes due to this first drying exceeding the previous drying intensity. When soils are wet, there is no correlation because of the high water stability of Andisols and low water stability of Graneros soil (Ellies et al., 2002).

Our results furthermore support the idea, that the initial strength increase can be related to the increased density of aggregates. There is either an effect of the initial crack or aggregate formation in order to compensate the same mass at a smaller number of contact points between structure units and/or it can be explained with the process of particle cementation in aggregates by organic materials, iron etc. In addition the amount and kind of clay content furthermore affect the particle rearrangement. It is possible to find the higher soil strength in less dense aggregates if at the same time the fine particles are nearly parallel, optimizing the forces per area (Horn and Dexter, 1989). Barzegar et al. (1995a) found out that when clay content is about 10%, it is deposited within the pores between sand and silt particles. When clay content increased from 10 to 20%, clay coats sand and silt particles, acting as bridging clay particles. Finally, when clay content is above 20% the clay particles completely coat the units of sand and silt and their bridges dominate soil strength. However, because the analysis of the clay content in Andisols is not easy to measure due to the difficulty of dispersion, further research is needed to differentiate between these 2 mechanisms of aggregate formation. Identical reactions can be also seen in the presence of organic matter, as it increases the water stability and the contact area between particles will be optimized (Ellies et al., 2002).

When cylinders were filled with natural aggregates, the first wetting process promotes the slumping of beds, which is identical to a complete settlement resulting from wetting, but without an aggregate slaking. The wetting itself was slow enough to prevent the hardsetting. This is the reason why in some treatments there were no differences in bulk densities ( $D_b$ ) between the 1<sup>st</sup> and the 6<sup>th</sup> cycle. However, the first drying process was the most important one with respect to the increase of the  $D_b$ , which is also in agreement with the results on individual aggregates (Horn, 1993; Zhang et al., 1997). The 0 to -60 hPa cycle was more effective if we consider the

increase of the Db in Osorno soil because the aggregates can be rearranged in wetter conditions more intensely, similar to particles in an individual aggregate, with smaller amount of free energy than in drier conditions (Horn, 1993).

One cycle of wetting and drying was enough to obtain a Db value very close to the final value after six cycles. However, in superficial samples of Graneros soil, the subsequent cycles were important in the Db increase. The results shows that in Graneros soil, which is oldest but intensely tilled, in 0-10 cm horizon, we have to expect that the initial shrinkage again starts and results in a more pronounced rearrangement of aggregate pieces and/or particles (Hartge and Horn, 1984).

In general, porosity between 10-50  $\mu\text{m}$  of Osorno soil kept constant during the cycles (differences between pores  $>10 \mu\text{m}$  and pores  $>50 \mu\text{m}$  of Osorno soil), which is identical to a main porosity loss in pores bigger than 50  $\mu\text{m}$ . According to Table 3, however, in superficial aggregates of Osorno soil we could not proof this trend as the Db kept constant after six cycles. Nevertheless, the interaggregate porosity ( $P_{\text{exped}}$ ) was estimated using the bulk density of air dry aggregates. If never before the aggregates were dried at pF 4.48, the interaggregate porosity could be overestimated by the more dense aggregates.

Finally we have to draw our attention also to the fact that undisturbed Andisols are water-repellent, which was explained by the high amount of organic carbon (Orellana et al., 2004). Nevertheless, in their pedogenetical processes there are no evidences of carbon translocation or organic coating formation. The well-structured aggregates are related to high amounts of organic carbon inside them, higher than in the soil matrix (Ellies et al., 2005). The high C amount protects the aggregates against water dispersion and gives them high water stability. In our own experiments we could not differentiate between the coating and the total amount of organic carbon effect as we prepared just aggregate beds for the experiments, and also the wetting and drying cycles were not sufficient to proof these differences.

The low water repellency of Pemehue soil can be explained by the kind of organic matter (Ellies et al., 2003) and indicates that the relation between bulk density and aggregate strength is most probably no wettability problem, according with the organic mater accumulation in structural units (Ellies et al., 2005).

It is possible to have water repellency inside the aggregate, but with a slow wetting all pores should be water filled. Assuming a complete wettability, Figure 8 explains the differences

between Table 3 and Figure 6. The forces acting in the contact area of aggregates are the surface tension of water and the pressure differences in the air and water phases. Perhaps, a large portion of soil water is not only in the capillary wedges of contact area, but is adsorbed in thin films on the aggregate surface (Kemper and Rosenau, 1984). The mass difference between saturated and equilibrated water content considers these portions of water, giving lower amounts of coarse porosity than the soil matrix and aggregate bulk density estimation. The other possibility is the presence of coarse pores inside the aggregates, and the drying cycle increased the aggregate density. So, the increase in bulk density of the aggregate bed is explained by the settlement of aggregates a little bit dense, and not by the increase in contact area between aggregates.

Because in addition the interaggregate water content has an important function in effective stress, as it was demonstrated by Nearing (1995), further research is needed on this subject in the future.

Finally, the pore functioning after wetting and drying processes gave very interesting differences. It is well known that the effective stress between aggregates could be altered by mechanical or hydraulic stresses (Baumgartl et al., 2000). The drying processes give an internal (hydraulic) stress, while the load applied before measuring the air conductivity gives an external (mechanical) stress. In general, the aggregate beds maintain or decrease the air permeability, except aggregates of 0.63-2.0 mm from Graneros soil. Horn (2004) showed that the homogenization of the pore system results in smaller bulk density values and reduced values of the hydraulic conductivity, but functioning of pores is improved with time with increasing values of hydraulic conductivity even at higher bulk density values. In the case of air flux, the results were opposite, the increase of bulk density resulted in an approach of aggregates, with a lower flux area.

According to the greater evolution of superficial horizons in Andisols, at any aggregate size and number of cycles, the topsoil presented the higher values of air flux and underlines the higher mechanical strength of the system. The constant values for the air conductivity in superficial samples of Osorno soil support the idea that aggregates of topsoil horizon from this soil could have continuous pores greater than 10  $\mu\text{m}$  in diameter. Thus, finally we can argue that in aggregate beds of Andisols, the phenomenon of settlement of aggregates on their smaller parts, densification of the aggregates themselves, and the shrinkage of the aggregates can occur.

#### 4.2.6. Conclusions

It was possible to find a structural hierarchy in the log/log relation of aggregate strength and aggregate diameter of analyzed soils, especially in both Andisols. The aggregate strength values allow the differentiation depending on the plowing intensity in the Mollisol, which lost the hierarchy in the superficial horizon. The same is true for Andisols at low water tension values.

The more intense plowing of the Mollisol explains the higher increase of bulk density in the aggregate beds. The macroporosity change by wetting and drying cycles was evaluated by two approaches: mass difference and interaggregate porosity ( $P_{\text{exped}}$ ), being more sensitive for the first one. The water in the contact area between aggregates, considered as the mass difference approach, made it more reliable to analyze the porosity change.

The air conductivity kept constant or decreased with wetting and drying cycles in Andisols, but their final values were higher than those determined for the Mollisol. The low bulk density of Andisols explains the high amounts of coarse porosity with high values of air conductivity, allowing the aggregate rearrangement during wetting and drying cycles. Nevertheless, the pore dynamic of aggregate beds of Andisols is a complex process that needs further investigations about the effective stress of individual aggregates and age hardening of aggregate beds.

#### 4.2.7. Acknowledgments

We commemorate with deep thanks our friend Prof. Dr. Achim Ellies, the founder of the Chilean soil physics and co-investigator in this project, who died suddenly in 2004. The authors are grateful to the German Academic Exchange Service (DAAD) and MECESUP-AUS 9904 project in providing the first author with financial support to carry out these experiments and to study in Germany.

#### 4.2.8. References.

Please see **Chapter 7. Bibliografía.**



### **4.3. ARTÍCULO III: STRENGTH REGAIN IN SOIL AGGREGATE BEDS BY SWELLING AND SHRINKAGE AND THE ROLE OF PORE WATER PRESSURE**

#### **4.3.1. Abstract**

Strength regain in aggregate beds as a consequence of wetting and drying cycles were studied in two Andisols and one Mollisol from Chile, collected at two depths (0-10 and 40-60 cm). Aggregate beds were prepared in cylinders with two size classes (0.63-2.0 and 2.0-6.3 mm). One or six wetting and drying cycles between 0 to -60 hPa were applied. Bulk density by cylinder, pre-compression stress by a drained confined compression test, and shear strength by a direct frame shear test were performed. Special focus was given to the effect of the pore water pressure changes due to loading and shearing, measured during the mechanical tests.

In the Mollisol, wetting and drying cycles promoted the increase of mechanical parameters (cohesion and pre-compression stress value), associated with the increase of bulk density. The Andisols showed the same tendency, but in some coarse aggregate beds the measured values decreased or remained constant. After six cycles of wetting and drying, the restructuring of the aggregate beds from the Mollisol resembled more the measured properties of non-disturbed samples, than the identically prepared samples from the Andisols. The change of pore water pressure during mechanical tests depends on the soil development: the Mollisol is sensible to the external load, during compression and shear tests the pore water pressure changed intensely, while in the younger Andisol, irrespective of the stress applied, the pore water pressure did not change significantly. It is possible to find a strength regain in natural aggregate beds, but further investigations are necessary to understand the processes of pore formation and functioning in Andisols and their role on the pore water pressure behavior.

**Keys words:** Pre-compression stress, cohesion, angle of friction, soil structure, bulk density.

#### **4.3.2. Introduction**

Aggregate formation in soils containing more than 12% clay usually occurs when they dry and swell (Horn and Smucker, 2005). This process results in a stabilization with time, which does not only create secondary interaggregate pores but also more rigid aggregates. The more often the swelling and shrinkage occurs the better becomes the particle arrangement and the

stronger gets the total structure system. The latter one is also known as age hardening, curing or strength regain (Błażejczak et al., 1995). These main mechanisms of strength regain are the rearrangement of soil particles into positions of minimum free energy and the chemical cementation at the contact area of particles (Semmel et al., 1990). Furthermore, the biological activity results in the formation of more stable soil aggregates (Chaney and Swift, 1986), which together with the age hardening ends in an aggregate strength increase.

Soil strength depend on the grain size distribution, kind and size of clay minerals, type and amount of adsorbed cations, content and kind of organic substances, water suction, effect of swelling and shrinking and of the biological activity (Horn, 1993; Barzegar et al., 1995a). The wetting and drying cycles increase the aggregate bulk density of remoulded soils (Semmel et al., 1990) and increase the tensile strength of the aggregates (Horn et al., 1994). This increment depends on soil texture, being more effective in a clayey soil than in a silty loam soil (Zhang et al., 1997). On the other hand, the increase of aggregate bulk density depends on the drying intensity and the number of drying events too: the wetter the soil was kept and the larger the number of cycles, the higher the increase (Semmel et al., 1990). Nevertheless, Barzegar et al. (1995a) showed that in mixtures of particle sizes, the wetting and drying processes can also promote the decrease of the tensile strength after compaction if due to changes in the pore water pressure during the compression test the menisci forces get reduced and the rearrangement of the particles results in the formation of a weaker configuration (Horn 1994).

In natural aggregate beds, a single cycle of wetting and drying increased the cone penetration resistance, soil cohesion, adhesion and internal friction, while the aggregate mechanical stability, evaluated by a soil drop test method, decreased (Rajaram and Erbach, 1999). Ghezzehei and Or (2003) proposed that the two main components that determine the structural dynamics of aggregated soils are the geometry and spatial arrangement of soil aggregates, and the intrinsic properties of the aggregate forming soil. The spatial arrangement determines the pore functionality, because any external load collapses the coarse porosity and affects the pore continuity, decreasing the gas and water fluxes (Horn, 2003) and increasing the tensile strength (Munkholm et al., 2002). The intrinsic properties of the soil determine the ability to withstand the external mechanical loading, but during this event, the soil strength can increase or decrease, depending on the behavior of X factor of the effective stress equation:

$$\sigma' = (\sigma - u_a) + X(u_a - u_w)$$

where  $\sigma'$  is the effective stress,  $\sigma$  is the total stress applied,  $u_a$  is the pore air pressure,  $u_w$  is the pore water pressure and  $X$  is the degree of saturation, and takes values equals 1 at water saturation and equals 0 at  $\psi = -10^6$  kPa (Baumgartl and Horn, 1999).

When a soil is loaded, there is a decrease in void ratio, proportional with the normal load applied (Kirby, 1998). Soil samples are more compressible the lower the bulk density; nevertheless, the pre-compression stress value depends not only on the maximum pre-desiccation, but also on the hydraulic properties of the soil. The smaller the water flux and the pore continuity, the more stable are the soils (Horn and Lebert, 1994). On the other hand, the time dependency determines that the higher the stress application time, the smaller gets the pre-compression stress value. The water suction of the initial unsaturated condition can change to positive pore water pressure values at normal stresses smaller than the pre-compression stress (Fazekas and Horn, 2005).

In shearing tests, within 0-500 kPa suction range, the shear strength increase linearly under low confining pressures, but this is not true in granular soils for the same suction range (Eko, 2005). The vertical displacement during the shearing test depends on the bulk density, but in general in loose soils there is a decrease of the sample height (Mitchell, 1993). For drained tests of non-saturated soil samples, the pore water pressure initially decreases by a diameter reduction of the air filled pores (i.e. the soil sample gets drier at the same water content), but increases if there are no more airfilled pores or if the drainage off excess water in water filled pores is prevented by non continuous pores (Horn *et al.*, 1994). The effect of water pressure/suction on effective stress therefore depends on the normal load applied, which defined as the critical normal stress is lower in shearing tests than in compression tests, because in the former ones the drainage off of excess water is much more prevented due to a complete disturbance of the pore system linked to a more intense soil compression. Thus, the pore water pressure can also reach positive values (Seguel and Horn, 2005a).

The effective stress theory applied to unsaturated soil behavior has been studied contrasting non-disturbed and remoulded soils, placing special interest on the new cracks and the individual aggregates formed. Any increase in soil strength depends on the strength of contact area between aggregates and inside aggregates between single particles, and can be linked with a

reformation of also of the menisci forces in between both components. Thus, any soil volume change during swelling and shrinkage processes must also include such interactions between single particles or between aggregates and may result in stronger soil systems.

The aim of this study was to evaluate the strength regain in natural aggregate beds of two contrasting aggregate sizes, as a consequence of wetting and drying cycles, evaluating the soil behavior dependency on the pore water pressure changes during mechanical tests.

#### **4.3.3. Materials and Methods**

Soil samples at a depth of 0-10 cm and 40-60 cm were collected in three soils under grassland in the central valley of Chile (Table 1). The parent material is homogeneous, but due to different pedogenetic processes, the structure formation was very different. While the topsoil is well structured (strong, fine to medium, granular aggregates) in response to higher number and intensity of wetting and drying cycles, the deeper soil horizons were less developed (cohesive to weak, medium, sub-angular blocky). According with USDA classification (Soil Survey Staff, 2003) Osorno is an Andisol, representative for volcanic ash soils from south Chile, while Pemehue is a very young Andisol, very friable at the surface, while soft and loose in deeper horizons, both dominated by allophane and other randomly interstratified minerals. In contrast, Graneros soil (Mollisol) was selected as it contains 2:1 minerals (Vermiculite) and has been managed for several decades. The rainy weather and the lateral water flow in Andisols, gives them a highly wet condition in sub-superficial horizons, which persists because of a low number and intensity of drying cycles.

TABLE III.1. PLEASE SEE TABLE II.1.

Macro aggregates were softly crushed and separated by sieving at field water content. Two ranges of aggregate sizes were selected: 0.63-2.0 mm and 2.0-6.3 mm diameter. These sizes tend to separate aggregates that have significantly higher strength and/or density than the soil matrix, and aggregates which properties are similar to soil matrix properties. Aggregate beds were prepared in cylinders of 10 cm in diameter and 3 cm height, being filled manually. A

standardized soft pressure was applied to obtain identical bulk density values. To each range of size and depth, one or six cycles of wetting and drying were applied from 0 to  $-60$  hPa. Aggregate beds had six replicates for each soil, depth, aggregate size and number of cycles.

After the wetting and drying cycles, bulk density of aggregate beds was measured. Samples equilibrated at water pressure of  $-60$  hPa were loaded in a confined drained compression test (Kézdi, 1980) with time intervals between loads of 10 minutes and maximum normal stress of 400 kPa. The vertical deformation and the changes in pore water pressure at each given normal stress were recorded. Based on the data of deformation as function of normal stress, the pre-compression stress value was determined after Casagrande method (Horn and Baumgartl, 2000).

The shear test was performed as a strain controlled test (Kézdi, 1980), with normal stresses between 13 and 400 kPa. For normal stresses lower than 100 kPa, new aggregate beds (not previously consolidated) were used, while for normal stresses higher than 100 kPa, samples from compression test, re equilibrated to  $-60$  hPa, were used. The shear test was performed at a constant speed of  $0.2 \text{ mm min}^{-1}$ . The vertical deformation, the pore water pressure, and the shear strength were recorded, which results in the Mohr Coulomb failure line including the cohesion and angle of friction values (Fredlund and Rahardjo, 1993).

The pore water pressure during compression and shear tests was measured with a micro-tensiometer inserted inside the aggregate bed. The sensor has a high resolution and sensitivity of pore water pressure changes with mechanical and hydraulic stresses applied, being previously used in other studies (Baumgartl, 2002; Fazekas and Horn, 2005; Seguel and Horn, 2005a). The rates of change of pore water pressure during shear tests were calculated as a function of time, depending on normal load applied.

To compare the measured soil properties among soil depths, number of cycles and aggregate size, analysis of variance (LSD,  $P < 0.05$ ) was performed. For the Coulomb's failure line and for the rate of change of pore water pressure, a linear regression analysis and the statistical significance (LSD,  $P < 0.05$ ) were evaluated. The cohesion and the angle of friction were compared between number of cycles performing a comparison of intercepts and slopes by a *t* test; because of the high variability of results, the results were compared with  $P < 0.1$ .

#### 4.3.4. Results

Table 2 informs about the mechanical properties: cohesion, angle of friction and pre-compression stress values of the undisturbed original soil samples.

TABLE III.2. Some mechanical properties of original samples. R values of Coulomb failure lines are presented (all of them significant with  $P \leq 0.05$ ).

Soil	Depth (cm)	Cohesion (kPa)	Angle of friction (°)	R value	Pre-compression stress (kPa)
Graneros	0-10	18.7	25.3	0.9993	23 a
(Haploxeroll)	40-60	23.1	20.2	0.9766	45 b
Osorno	0-10	16.1	38.7	0.9524	49 a
(Hapludand)	40-60	3.0	36.3	0.9604	79 b
Pemehue	0-10	27.2	27.5	0.9968	57 a
(Fulvudand)	40-60	14.0	29.2	0.9984	48 a

For pre-compression stress, in each soil, values followed by a different letter are significantly different between depths.

The decrease of the cohesion values at 40-60 cm depth in Andisols is normal for these soils, especially under non-disturbed i.e. natural conditions, because they maintain their original wetness and looseness linked with a low drying intensity. However, the pre-compression stress values either increased or didn't change significantly with depth, because of the roughness and the shape of volcanic ash particles which themselves are very rigid, like a sandy material (Ellies *et al.*, 2000). This condition could prevent the aggregate rearrangement by wetting and drying in the aggregate beds, depending on percentage of volcanic ash and intensity of use. More detailed analysis of these mechanical properties will be presented in Seguel and Horn (2005b).

Table 3 presents values of bulk density of the aggregate beds after one or six cycles of wetting and drying.

TABLE III.3. Bulk density ( $\text{Mg m}^{-3}$ ) of aggregate beds after one or six wetting and drying cycles

Soil	Depth (cm)	Aggregate size (mm)	1 Cycle ( $\text{Mg m}^{-3}$ )		6 Cycles ( $\text{Mg m}^{-3}$ )	
Graneros (Haploxeroll)	0-10	<2	0.804	b A	1.209	a B
		>2	0.844	b A	1.070	b B
	40-60	<2	0.901	a A	0.996	c B
		>2	0.929	a A	0.978	c B
Osorno (Hapludand)	0-10	<2	0.673	a A	0.673	c A
		>2	0.664	a A	0.661	c A
	40-60	<2	0.633	b A	0.744	a B
		>2	0.640	b A	0.714	b B
Pemehue (Fulvudand)	0-10	<2	0.435	a A	0.496	a B
		>2	0.445	a A	0.446	b A
	40-60	<2	0.331	b A	0.376	c B
		>2	0.333	b A	0.336	d A

In each soil, values followed by a different lowercase letter are significantly different in the column; values followed by a different capital letter are significantly different in the row (LSD,  $P \leq 0.05$ ).

After one drying cycle, no differences between aggregate beds of different sizes could be detected. However, there were differences between depths: in both Andisols (Osorno, Pemehue), the deeper horizons presented lower values of bulk density, while the opposite was true in the Haploxeroll (Graneros), which can be also related with the bulk density of individual aggregates and the natural distribution of bulk density with depth (Table 1).

In the Graneros soil, there was a significant bulk density increase after six cycles of wetting and drying, but it did not reach the values of the undisturbed soil samples under in situ conditions (Table 3 v/s Table 1). The highest increases were in superficial soil beds that resulted in even higher values than the sub-superficial soil beds. In both Andisols, the behavior was different: Osorno soil presented a significant increase in the bulk density of the aggregate beds from 40-60 cm, while Pemehue soil had a significant increase in fine aggregate beds (0,63-2,0 mm) at both depths. Only the 40-60 cm of fine aggregate beds from Osorno soil reached values close to the natural soil conditions (Table 1 and 3).

The generalized increments of bulk density of the aggregate beds should result in higher values of mechanical parameters after the six cycles of wetting and drying. Table 4 presents the results of the pre-compression stress values.

TABLE III.4. Pre-compression stress values (kPa) of aggregate beds after one or six cycles of wetting and drying.

Depth (cm)	Aggregate size (mm)	Graneros soil		Osorno soil		Pemehue soil	
		1cycle	6cycles	1cycle	6cycles	1cycle	6cycles
----- (kPa) -----							
0-10	<2	7.3 A	14.3 A	12.5 A	17.8 B	13.2 A	19.5 B
	>2	5.6 A	6.7 A	15.3 A	14.3 A	16.5 A	10.8 B
40-60	<2	3.0 A	5.1 B	13.5 A	12.0 A	22.0 A	25.5 A
	>2	4.0 A	6.4 B	15.0 A	18.5 A	9.0 A	11.8 A

Values followed by a different capital letter are significantly different between number of cycles (LSD,  $P \leq 0.05$ ).

There is a slight increase of the pre-compression stress values, but changes are not always significant. Only the coarse aggregate beds (>2 mm) from the superficial horizon of the Fulvudand (Pemehue) showed a decrease of this parameter, in spite of the non-significant change of bulk density. The stable structure of Andisols and their particle shape ensure that with only one wetting and drying cycle the pre-compression stress values are higher than Graneros soil, in spite of the lower values of bulk density. If we compare the effect of wetting and drying cycles on cohesion and angle of friction, the Coulomb failure line parameters for the 3 soils, a clear tendency was obtained only in the Graneros soil, as can be seen in Table 5.



TABLE III.5. Cohesion (kPa) and angle of friction (°) dependence on wetting and drying cycles. All R-values are significant ( $P \leq 0.05$ ). Values in bold are statistically different with  $P \leq 0.1$ .

Soil	Aggregate size (mm)	Nr cycles	0-10 cm depth			40-60 cm depth		
			Cohesion (kPa)	Angle of friction (°)	R value	Cohesion (kPa)	Angle of friction (°)	R value
Graneros (Haploxeroll)	<2	1	6.8	25.1	0.9999	<b>7.5</b>	<b>16.9</b>	0.9998
		6	10.2	19.4	0.9896	<b>9.3</b>	<b>13.6</b>	0.9995
	>2	1	0.0	34.9	0.9885	8.7	20.1	0.9998
		6	8.7	24.3	0.9930	10.4	19.1	0.9986
Osorno (Hapludand)	<2	1	-7.2	37.9	0.9938	-17.6	42.5	0.9981
		6	-2.1	35.5	0.9911	-13.7	39.6	0.9998
	>2	1	3.0	33.2	0.9933	-28.8	47.4	0.9995
		6	-5.9	38.6	0.9980	-25.5	46.6	0.9979
Pemehue (Fulvudand)	<2	1	<b>3.5</b>	<b>35.7</b>	0.9998	7.9	29.3	0.9999
		6	<b>6.6</b>	<b>28.8</b>	0.9999	5.9	31.0	0.9973
	>2	1	6.4	27.0	0.9943	1.7	35.7	0.9978
		6	3.7	34.0	0.9971	5.5	31.0	0.9966

Aggregate beds of the Osorno soil are not cohesive, the intercept of the Mohr-Coulomb line is negative. Six cycles of wetting and drying tend to decrease the non-cohesive condition, but are not enough to promote a positive cohesion. The Graneros soil, dominated by crystalline minerals, showed a tendency to increase the cohesion and decrease the angle of friction. Nevertheless, considering all soils, only few treatments were statistically significant (values in bold). The 0-10 cm soil beds of Graneros soil have higher values of angle of friction than those of 40-60 cm, but the opposite is true for the Andisols. At both depths, the sequence of angle of friction is Osorno>Pemehue>Graneros.

The changes of mechanical parameters in Andisols are not directly related to the increase of bulk density values. Figure 1 shows that the dependency between these parameters occurs only in Graneros soil.

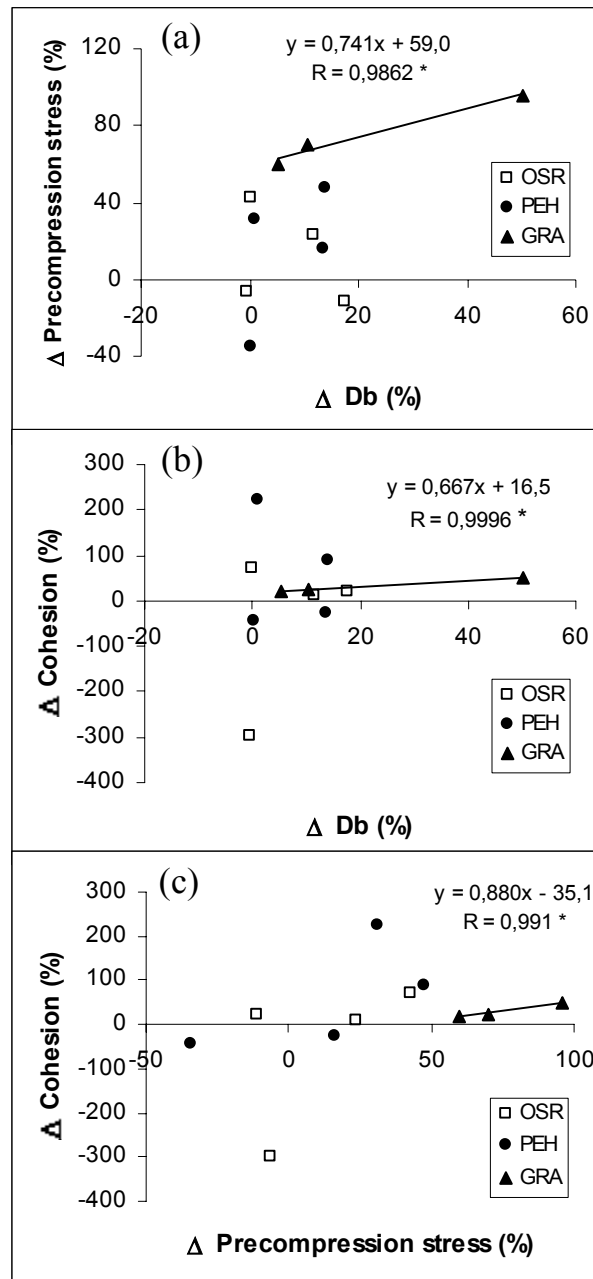


FIGURE III.1. Physic and mechanical properties dependence comparing the change ( $\Delta$ ) between one and six wetting and drying cycles on aggregate beds (\*: significant with  $P \leq 0.05$ ; OSR: Osorno soil; PEH: Pemehue soil; GRA: Graneros soil).

In Graneros soil, wetting and drying cycles promotes an increase of bulk density that results in higher values of pre-compression stress and cohesion. The percent changes were positive and directly linearly related (Figure 1a, 1b), with higher increments on pre-compression

stress values than on cohesion values. The bulk density dependency on mechanical parameters results in a good correlation between pre-compression stress and cohesion in Graneros soil (Figure 1c). The behavior of Andisols (Osorno and Pemehue) due to wetting and drying doesn't depend significantly on bulk density changes of the aggregate bed. One possible explanation is the presence of coarse porosity inside the aggregate, as could be assumed from mechanical parameters summed up in Table 4 and 5. The other possibility is the effect of the pore water pressure changes that can act in different ways, depending on soil characteristics and the test conditions. Figure 2, as an example, shows some results of the pore water pressure changes during mechanical tests.

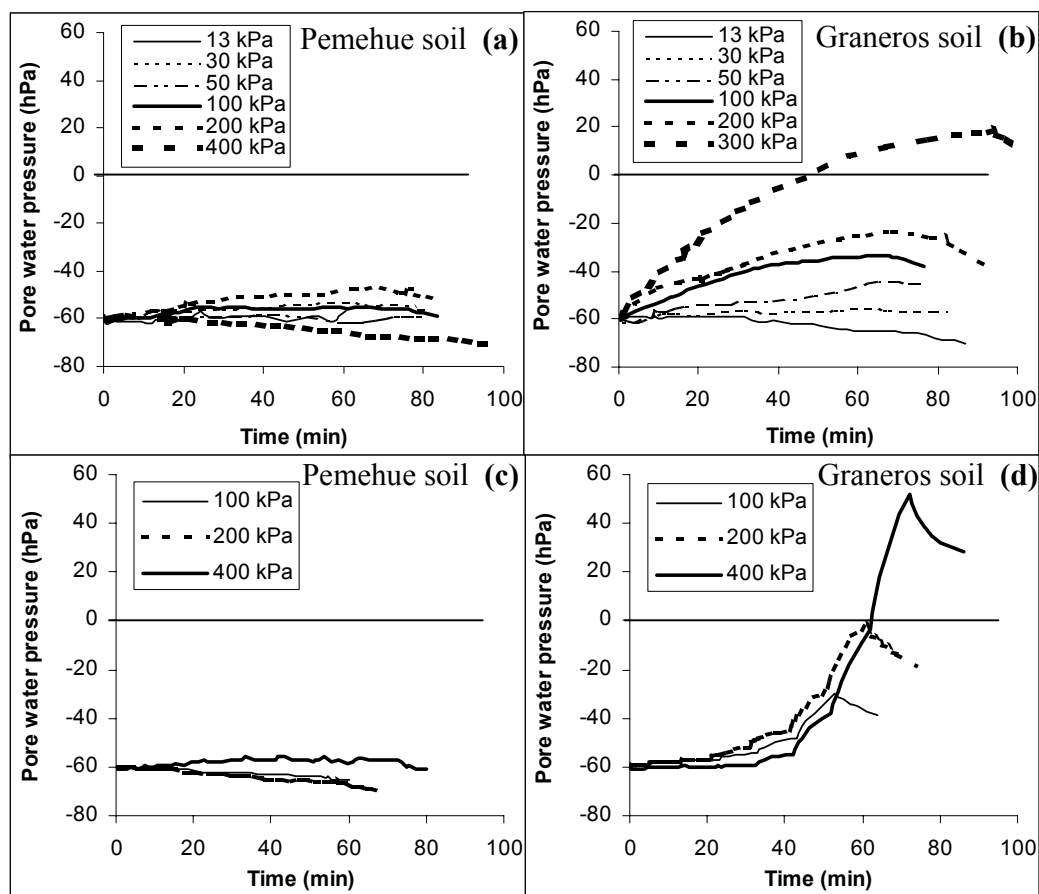


FIGURE III.2. Pore water pressure changes during mechanical tests at different maximum normal loads. Figures are from 2.0-6.3 mm aggregate beds (40-60 cm depth) and are representative for all soils and treatments. (a) and (b), shearing tests; (c) and (d), compression tests.

Aggregate beds from 40-60 cm depth of Andisols are “non sensitive” soils (Figure 2a, 2c), especially in compression tests if we consider the changes in pore water pressure values as the independent value. The low sensitivity can be derived from the mostly negligible small changes of pore water pressure when an external load is applied, because of the high water conductivity which allows the fast water drainage during the compression test. The non-disturbed samples from 40-60 cm depth of Pemehue soil are very low sensitive too, while disturbed and undisturbed samples from 0-10 cm of all soils have important changes of pore water pressure depending on the normal load applied. This condition could be related with the amount, size distribution and continuity of the pore system.

Aggregate beds from the two depths of Graneros soil and the 40-60 cm depth of Osorno soil showed higher changes of pore water pressure than beds coming from Pemehue, reaching even positive values when high normal loads were applied (300 to 400 kPa). Nevertheless, the high amount of inter-aggregate coarse porosity of aggregate beds, allowed smaller changes of pore water pressure, compared with non disturbed samples (data not shown).

The decreasing values of pore water pressure in Figure 2b and 2d is because of the shear during shearing test (for example, after 90 minutes for  $\sigma_l=300$  kPa in Figure 2b) or by discharge process on compression test (for example, after 70 minutes for  $\sigma_{lmax}=400$ kPa in Figure 2d). Some samples, especially at smaller normal loads, presented even a continuous decreasing of pore water pressure during the entire test.

Considering a constant speed during test, in shearing tests (Figure 2a and 2b), between – 60 hPa (at time 0) and maximum/minimum pore water pressure, it is possible to define an average rate of change, expressed as  $\text{hPa min}^{-1}$ , that depend on the normal load applied. Figure 3 shows representative results for this behavior.

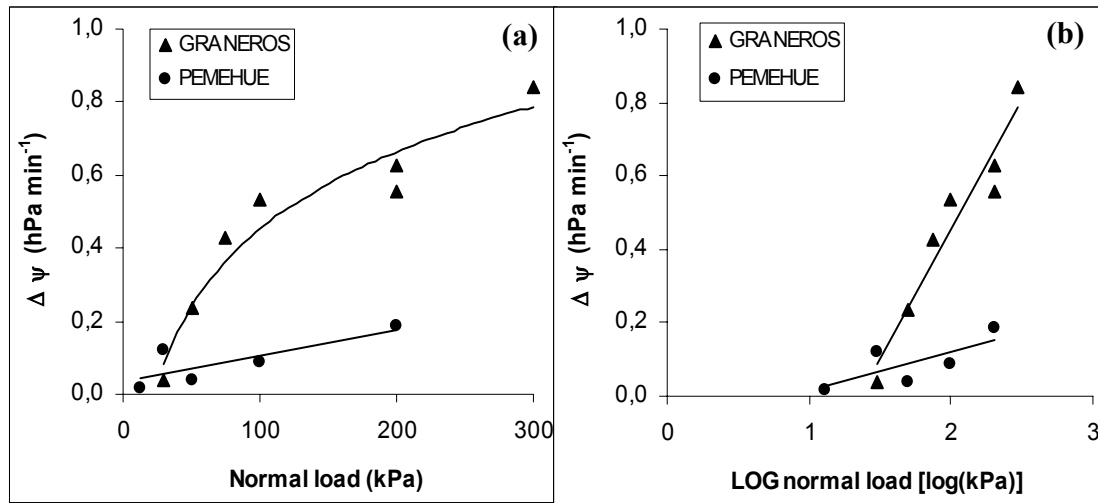


FIGURE III.3. Rate of change of pore water pressure ( $\Delta \psi$ ) as a function of (a) normal loads during shearing (b) Semilogarithmic plot.

Both curves are derived from Figure 2 (a and b), and show good correlation between the rate of change of pore water pressure and the normal load applied. Graneros soil showed a decreasing positive slope. This denotes a maximum rate of change of pore water pressure, after which even positive values of water pressure generate neutral stresses that decrease the soil strength in shearing test or increase the pre-compression stress during compression test. In both Andisols, a linear tendency (constant slope) dominates when aggregate beds didn't present the "non sensitive" condition. In order to compare all soils and treatments, a linear form is presented in Figure 3b using the logarithm of the normal load ( $\log \text{ kPa}$ ). The linear adjusts for all treatments are presented in Table 6.

TABLE III.6. Linear adjust of pore water pressure change rate as function of logarithm of normal load applied (x) during shear tests. A and B, parameters. Asterisk (\*) denotes significance with  $P \leq 0.05$ .

Soil	Aggregate size (mm)	Nr cycles	0-10 cm depth		40-60 cm depth	
			$\Delta\psi = Ax + B$	R value	$\Delta\psi = Ax + B$	R value
Graneros (Haploxeroll)	<2	1	$0.363x + 0.0418$	0.9673*	$0.335x - 0.0608$	0.4200ns
		6	$0.465x - 0.0279$	0.8699*	$0.660x - 0.5834$	0.7593*
	>2	1	$0.465x + 0.1243$	0.4898ns	$0.480x - 0.4393$	0.9326*
		6	$0.745x - 0.6960$	0.9342*	$0.703x - 0.9536$	0.9649*
Osorno (Hapludand)	<2	1	not determined		$2.911x - 5.6225$	0.9997*
		6	not determined		$2.676x - 4.4590$	0.9846*
	>2	1	not determined		$3.445x - 6.7282$	0.9594*
		6	not determined		$5.497x - 10.074$	0.9062ns
Pemehue (Fulvudand)	<2	1	$0.239x - 0.2820$	0.5043ns	$0.569x - 0.6398$	0.8494*
		6	$1.766x - 2.6494$	0.9477*	$0.215x - 0.2091$	0.8160*
	>2	1	$0.476x - 0.7655$	0.7730*	$0.046x - 0.1218$	0.1265ns
		6	$0.742x - 1.2013$	0.8072*	$0.109x - 0.0962$	0.7384ns

In general, wetting and drying cycles increase the rate of change of pore water pressure (slopes of adjusts, Table 6), because aggregates are rearranged and result in smaller (inter-) and most certainly intra-aggregate pores which reduces the rapid drainage of the excess water if the external load is applied. The 40-60 cm samples from Pemehue soil have in average the lowest rate of changes, according with their non sensitivity condition. This also explains the non significant adjusts of coarse aggregate beds (2.0-6.3 mm). The superficial samples of Osorno soil have an erratic behavior, it was impossible to obtain tendencies. Nevertheless, in depth (40-60 cm) good correlations and the highest rate of changes were obtained.

In compression tests, the changes of pore water pressure of the non sensitive aggregate beds could be explained as a linear adjust during the test (Figure 2c). In fact, the low normal loads at the beginning of the compression test and their static nature, allow that all treatments behave as very low sensitive soils at the beginning of the tests, and after a critical load step, the pore water pressure increases (Figure 2d). This behavior can be represented by a bi-linear adjust, often used in the analysis of infiltration processes (Keng and Lin, 1982; Messing and Jarvis, 1993; Casanova *et al.*, 2000). Figure 4 presents two examples of this behavior.

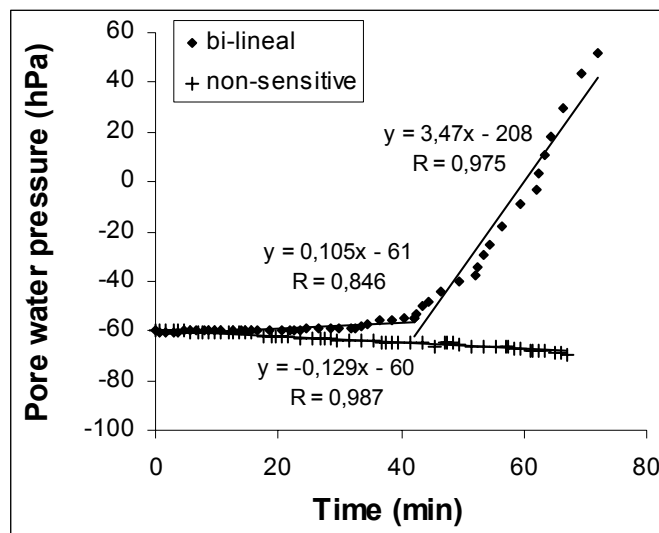


FIGURE III.4. Example of the uni- or bi-linear adjust of pore water pressure as a function of time. The bi-linear behavior characterizes a critical external load, while the “non sensitive” soil is independent of the magnitude of the external load.



Both samples, presented in Figure 4, and initially equilibrated at  $-60$  hPa, were consolidated at a maximum load step of  $400$  kPa. In the “sensitive soil”, the slope of pore water pressure increased after applying a critical normal load, in this case  $100$  kPa (minute 42), resulting the bi-lineal adjust. On the other hand, in the “non sensitive soil”, the tendency of the pore water pressure did not change independent of the external load applied. For all soils and treatments, Table 7 shows the slopes of the adjusts and the critical normal load when the slope changed. Treatments with only one slope are “non sensitive” to the magnitude of normal load.

TABLE III.7. Rate of change ( $\text{hPa min}^{-1}$ ) of pore water pressure during consolidation tests. Uni- (Slope 1) or bi- (Slope 2) lineal equation based on Figure 4.

Soil	Aggregate size (mm)	Nr cycles	0-10 cm depth			40-60 cm depth		
			Slope 1	Slope 2	Critical load (kPa)	Slope 1	Slope 2	Critical load (kPa)
Graneros (Haploxeroll)	<2	1	0.48	1.81 *	50	0.20	1.40 *	70
		6	0.13	1.52 *	130	0.23	2.05 *	100
	>2	1	0.53	2.80 *	70	0.17	1.50 *	100
		6	0.19	1.17 *	80	0.16	2.28 *	100
	Non disturbed			0.46	3.41 *	200	0.37	1.33 *
Osorno (Hapludand)	<2	1	-0.26	0.09 *	30	-0.29	0.08 *	30
		6	-0.19	0.09 ns	30	-0.07	0.66 *	60
	>2	1	-0.35		---	-0.25	0.08 *	70
		6	-0.23		---	-0.16	0.32 *	70
	Non disturbed			0.14	0.33 *	150	0.13	0.52 *
Pemehue (Fulvudand)	<2	1	-0.20		---	0.04		---
		6	0.41	1.55 ns	130	0.09		---
	>2	1	-0.11		---	-0.07		---
		6	-0.17		---	-0.05		---
	Non disturbed			1.35		---	-0.05	0.38 *

In each treatment, asterisk (\*) denotes statistically different values between slopes ( $P \leq 0.05$ ).

The results can be also explained by the pedogenetic processes. While all treatments of the more developed Graneros soil showed significant differences between the slopes 1 and 2 (this mean, such soils are sensitive to external loads), practically all treatments of the youngest Pemehue soil are totally insensitive. The Osorno soil shows an intermediate situation. In Graneros soil, there is a significant increment of the rate of change of pore water pressure after applying of the critical load, while these changes are more pronounced than those at 40-60 cm depth of Osorno soil.

The critical load is maintained or increased after 6 cycles of wetting and drying. Thus, the soil strength is increased and only shows such tendencies at higher external loads. This strength regain is more effective in fine aggregate beds (0.63-2.0 mm). Moreover, in 0-10 cm samples of Graneros soil, the slopes are lower after 6 cycles, that is, at similar range of external loads, the rate of change of pore water pressure is lower, delaying the neutral stress formation. The 40-60 cm samples of Graneros and Osorno soils presented the inverse tendency, they became more sensitive to external load, increasing the slope (Slope 2, Table 7) after apply the critical normal load.

The non-disturbed samples maintain the tendency associated to the evolution level, from the higher slope increments (slope 1 v/s slope 2) in Graneros soil, to the non or very low sensitive Pemehue soil.

#### **4.3.5. Discussion**

The mechanical properties of undisturbed soil samples are in agreement with other results of similar soils, considering the dynamics aspects of the tests (time interval between load steps and speed of shear). In this investigation, bearing capacity values are lower than similar matric tension conditions (Ellies, 1988) because a longer time interval results in a more complete soil settlement and in the avoidance of neutral stress formation. Cohesion values range between normal values of cattle sites from south of Chile (Ellies et al., 1985). The lower cohesion and pre-compression stress of 0-10 cm from Graneros soil is due to the soil disruption of the structure at the soil surface and the compaction of the sub-surface by the higher intensity of use (Ellies et al., 2000). In Andisols the cohesion is higher in the surface horizon due to the effect of fine roots that increase the soil strength by drying, while the pre-compression stress and the

angle of friction are nearly similar or increase with depth by the roughness and microaggregates characteristics depending on the volcanic glass material (Ellies and Funes, 1982).

Wetting and drying cycles promote the increase of bulk density in individual aggregates (Horn, 1993). For aggregate beds, the behavior was similar on Graneros Soil (Table 3) but not in all treatments of Andisols. Superficial samples of Osorno soil and coarse aggregate beds of Pemehue soil didn't increase the bulk density, probably by a swelling effect when they were wetted. Higher amounts of organic carbon contents in these treatments could have increased the swelling, explaining these results (data not shown, please see Cuadro 1 in this thesis). Another possibility is the suction dependent hydrophobicity effect of the organic matter that could prevent the normal wetting of the samples, which, however, after exceeding a certain suction range may become less important (Orellana et al., 2005).

The wetting and drying cycles promote the increase of mechanical strength (Błazejczak et al., 1995; Zhang et al., 1997). This investigation maintained the tendency, but not always with significant differences. Superficial horizon of Graneros soil had an important increase of cohesion, but because of the variability of results no statistical differences could be determined. After six cycles, coarse aggregate beds of superficial horizon from Andisols became weaker. This result is expected for initially compacted soils or seedbeds of hardsetting soils (Barzegar et al., 1995a; Bresson and Moran, 1995), but in this case there are a good structure and a bulk density in the normal range of Andisols. Assuming the aggregate hierarchy in Andisols (Seguel and Horn, 2005b), the decrease of cohesion in coarse aggregate beds of 0-10 cm horizon could be explained by a densification of the aggregates during wetting and drying cycles. This implies that inside the aggregate there are coarse pores, and the contractile forces of the water menisci generated by the drying cycle pulls the particles together inside the aggregate and not between them (Kemper and Rosenau, 1984). This process can be also derived from the pre-compression stress value, which decreased significantly in Pemehue soil.

The value of the angle of internal friction always decreased if the cohesion increased, associated with the higher contact area between particles or aggregates, as a result of the normal load applied, and the rearrangement and deformation of particles (Horn et al., 2003; Pietola et al., 2005). Comparing depths, the 0-10 cm aggregate beds of Andisols tend to have lower values of angle of friction than 40-60 cm aggregate beds. This is explained by Ellies *et al.* (2000) as a

consequence of particle shape of Andisols, irregular when soil material is fresh, but rounded by plowing and soil evolution.

The changes of mechanical parameters are related with changes in bulk density values in Graneros soil only. The extrapolation of the adjusts of mechanical properties dependency on bulk density changes gives positives values when bulk density change is equal to zero. Under those conditions, wetting and drying cycles result in increased strength at the same bulk density.

In Andisols, the effect of wetting and drying processes on mechanical properties are not depending on the changes of bulk density of aggregate beds. The intrinsic properties that affect the mechanical behavior of soil are the texture, kind of clay minerals, adsorbed cations, kind and amount of organic substances, bulk density and pore continuity (Horn, 1988). The higher is the clay content and the organic matter content, the higher is the mechanical strength, depending on the arrangement, texture and mineralogy (Dalrymple and Jim, 1984; Barzegar et al., 1995a; Zhang et al., 1997). The clay content is similar between the soils, and the amount of organic matter is not related with the results (data not shown). The randomly interstratified minerals of Andisols have higher strength than crystalline minerals (Barzegar et al., 1995b), explaining the higher pre-compression values of Andisols than Graneros soil. Nevertheless, the complex interaction between mechanical and hydraulic stresses affect the changes of soil properties, defining structural, textural and pore water pressure effects while external loads are increasing (Horn, 2003; Pietola et al., 2005).

During a mechanical test, initially the low normal loads decrease the diameter of the air filled inter-aggregate porosity (coarse pores), that promotes the redistribution of water to this new fine porosity, with the consequent decrease of pore water pressure (Horn et al., 1994). After that, for “normal soils” (those with pore water pressure changes as a consequence of external loads), the pore water pressure increase by the dynamic nature of shearing test or by a higher normal load applied in the compression test. These external stresses compress the pores, affecting the continuity and the water fluxes (Horn, 2003). Assuming conditions near saturation, where the hydraulic conductivity tends to a maximum value for each treatment, the water fluxes should depend on the hydraulic gradient.

Nevertheless, the pore water pressure of some aggregate beds of Pemehue soil didn't change significantly during the mechanical tests. For a “non sensitive” soil (a soil which the pore water pressure doesn't change significantly during mechanical stress, independently of the stress

magnitude) this behavior could be explained by a very abundant and strong pore system, that maintain the pore continuity and results in a fast drainage of excess water resulting in no changes in the pore water pressure. In other words, in this kind of soils, the gradient tends to remain constant because of a very high hydraulic conductivity.

During shear tests, the rate of change of the pore water pressure resulted dependent on the magnitude of the normal load applied. There is a tendency to increase the pore water pressure changes as result of wetting and drying processes. This means that the strength regain pull together the particles or aggregates, decreasing the total porosity and the mean diameter. In other words, the soil became more sensitive to external loads. The positive intercept of superficial samples (0-10 cm) from Graneros soil when 1 cycle of wetting and drying was applied, at any aggregate size, denotes the instability of this soil: very low normal loads are enough to the total collapse of the inter-aggregate porosity that promote the increase of pore water pressure. These results are according with the lower values of pre-compression stress. The other treatments and soils presented a negative intercept that means, the low normal loads decrease the diameter of the air filled inter-aggregate pore that promotes the redistribution of water to this new fine porosity, with the consequent decrease of pore water pressure.

On compression test, the changes of pore water pressure are time dependent, and the changes during a test could be or not related with the load magnitude, defining again sensitive and non sensitive soils. The critical load was defined previously for different work conditions (Peng et al., 2004; Seguel and Horn, 2005a). In aggregate beds, the high amount of pores in Andisols explain the negatives slopes during all test, resulting in the absence of a critical load or, in other words, the presence of a non sensitive soil. In non-disturbed samples of Pemehue soil, some replicates were non sensitive, but the tendency showed a constant increase of pore water pressure (0-10 cm) or a bi-lineal behavior (40-60 cm).

Nearing (1995) suggests that the effective stress depends on the saturation level of inter-aggregate porosity, and Ghezzehei and Or (2003) described a dynamic change of porosity system during a mechanical test, from open pores to closed pores that result in overbunden pressures. For our Pemehue soil, the results point to a presence of coarse porosity inside the aggregate, maintaining the continuity and functionality under high external stresses and preventing the neutral stresses. New investigations are necessary to describe this behavior, in order to explain

the role of pore water pressure on the effective stress theory and their relation with the soil evolution level.

#### **4.3.6. Conclusions**

The strength regain of soils, as a consequence of wetting and drying cycles, works in aggregate beds in similar way as in individual aggregates. In a crystalline clay soil, there is an increase in the mechanical parameters, associated to a bulk density increase. In soils derived from volcanic materials (Andisols with randomly interstratified minerals dominance) the results are not clear, and the increase of mechanical properties, as a consequence of wetting and drying cycles, would be prevented by the presence of coarse pores inside the aggregates. So, the drying cycle promotes the densification of the individual aggregates, resulting in a mellowing effect, with lower strength parameters of the matrix, especially in coarse aggregate beds.

The pore water pressure plays an important role in the transmission of effective stress, and their behaviour can be also linked to the soil genetic stage, associated to the coarse porosity. Comparing the studied soils, they were sorted from the most developed soil, with stress transmission by the liquid phase (neutral stress), to the youngest Andisol, with high amount of coarse pores, which avoid that the pore water pressure changes significantly during mechanical test, independently of the magnitude of applied stresses. We call this soil as a “non sensitive soil”, and the behavior would be explained by a high and very stable porosity inside the aggregate.

#### **4.3.7. Acknowledgments**

The authors are grateful to MECESUP-AUS 9904 project and the German Academic Exchange Service (DAAD) in providing the first author with financial support to carry out these experiments and to study in Germany. This work is dedicated *in memoriam* to our friend Prof. Dr. Achim Ellies, co-investigator in this project, who died unexpectedly in 2004.

#### **4.3.8. References**

Please see **Chapter 7. Bibliografía**.

## 5. DISCUSIÓN FINAL

Las características físicas, químicas y morfológicas de un determinado suelo son el reflejo y resultado de los factores de formación, los que actúan en conjunto, durante un tiempo en escala geológica, y en forma continua, existiendo procesos activos en la actualidad. En la escala de tiempo humana, toma importancia el manejo que hacemos del recurso suelo, especialmente por la aceleración de procesos o la degradación del mismo. El resultado de lo que hoy es el suelo, es decir, sus características, debe ser visto, cada vez con mayor trascendencia, como una interacción permanente entre el ser humano y la capacidad de respuesta, adaptabilidad o recuperación del suelo.

La estructuración de un suelo, como parte de las características de éste, depende de diversos factores, entre los que se cuenta el tipo de material parental, la actividad biológica, el clima, el relieve y el tiempo. En la presente tesis se quiso contrastar dos Andisoles, que poseen el mismo material parental y relieve, además de edad y actividad biológica similares, contra un suelo de mineralogía cristalina, para el que se esperaba un comportamiento acorde al conocimiento actual del proceso de formación de estructura y ganancia de resistencia mecánica. Ambos Andisoles poseen diferencias en su condición climática, la que se manifiesta principalmente a través de los regímenes de humedad y temperatura del suelo. En particular, esta tesis ha pretendido abarcar aspectos del régimen de humedad, pero considerando a éste desde el punto de vista energético, es decir, como un “motor” expresado como potencial de agua del suelo, cuyos ciclos de secado y humectación, que provocan la contracción y el hinchamiento, son el agente causal de la estructura, al provocar el ordenamiento de las partículas y la concentración de cementantes en los puntos de contacto.

Si bien este planteamiento no es novedoso, esta tesis innova en dos aspectos importantes. El primero de ellos dice relación con el material de origen, ya que al estudiar Andisoles, se considera una mineralogía distinta a la mayoría de los suelos del mundo. El segundo aspecto está dado por la efectividad de los ciclos de secado y humectación en la generación de estructura y resistencia, cuando dichos ciclos actúan sobre agregados y no sobre partículas individuales.



Relacionado al tipo de material de origen, es necesario tener presente que estos agregados poseen una baja densidad aparente, es decir, una alta porosidad, lo que asegura tener un sistema de flujo para el movimiento del agua, tanto entre los agregados como al interior de éstos.

En relación a la hipótesis planteada, la dependencia estructural de los ciclos de secado y humectación necesariamente pasa por una estructura jerárquica, es decir, aquélla en que los agregados se han formado por agrietamientos sucesivos del material parental, cada vez con subunidades menores, donde la repetición de estos ciclos provoca la repetición del plano de falla (pues ya existe el plano de debilidad) con la estabilización al interior del “agregado”. Este proto-agregado, con el tiempo formará la estructura bajo el concepto morfológico de unidades estables que persisten en el tiempo. Las unidades menores, si bien son posteriores en su formación, acumulan tal cantidad de ciclos en el tiempo, que la diferencia entre su número de ciclos y el número de ciclos de los macro-agregados de los cuales es parte, se hace despreciable. Así, el agregado menor es más resistente que la unidad de la cual forma parte, simplemente porque tiene menos planos de falla. Esta condición se comprobó en todos los suelos estudiados, mediante la prueba de resistencia tensil de agregados, aunque en algunas situaciones no existió correlación entre tamaño y resistencia, ya sea por alteraciones de manejo, inestabilidad mecánica, o condiciones de secado no sufridas previamente por el suelo. Sin embargo, la densidad aparente también mostró una buena sensibilidad, existiendo relación con el tamaño del agregado, por lo que se permite concluir que los suelos Andisoles cumplen con la estructuración jerárquica planteada por numerosos autores para otros tipos de suelos (Utomo y Dexter, 1981; Dexter, 1988a; Chan et al., 1999; Hallet et al., 2000). Una variable no evaluada, y que queda pendiente para futuros estudios, fue la medición de densidad aparente con distintos contenidos de agua, pensando en que con el secado existe una contracción del agregado con un aumento de la densidad.

Cuando se asume la estructuración jerárquica, se esperaría que en una cama de agregados los ciclos de secado y humectación actúen en el mismo sentido que sobre las partículas individuales. Las muestras no disturbadas no presentaron una relación clara cuando se compararon las profundidades de muestreo. Al existir una mayor exposición a las variaciones climáticas, se esperaba una mayor resistencia mecánica de las muestras superficiales. Sin embargo, esto no fue siempre cierto debido a tres posibles factores: el manejo en superficie altera la estructura (Kay, 1990), la masa sobreyacente provoca un mayor acercamiento entre las

partículas en profundidad (Hartge, 2000), el alto contenido de materia orgánica superficial provoca una condición de friabilidad del suelo en un mayor rango de potencial mátrico (Zhang et al., 1997). Para el caso de los Andisoles, este último factor es el más probable al momento de explicar los resultados. Sin embargo, como se deriva del Cuadro 1 y de resultados de Ellies et al. (2003, 2005), es necesario realizar estudios más detallados para determinar claramente si la materia orgánica tiene también una participación jerárquica dentro de los distintos tamaños de agregados.

El efecto del potencial mátrico sobre la tensión efectiva se presenta en detalle, para muestras no disturbadas de la Serie Osorno, en el Artículo I. En particular, el Cuadro I.4 muestra cómo, con una magnitud de carga normal baja (20 kPa, menor a la capacidad de soporte del suelo, ver Cuadro I.2), la funcionalidad del sistema poroso no se afecta, aumentando la resistencia del suelo. La tensión efectiva fue calculada mediante la ecuación 2.6, que permite entender el efecto de un mayor secado (menor potencial mátrico) sobre el aumento de la resistencia cuando no se altera la estructura. En estas condiciones, el corte provoca un mayor encaje entre los agregados, sin alterarlos significativamente en su forma y estabilidad, por lo que existe una mayor diferencia entre los valores de resistencia (comparando los dos potenciales mátricos) respecto a la prueba de consolidación. Cuando se utilizan cargas normales altas que destruyen la estructura, y la prueba mecánica es realizada con un potencial mátrico de  $-60$  hPa, la tensión efectiva se mantiene o disminuye respecto a la carga externa, ya que se generan potenciales neutrales que disminuyen la resistencia.

La formación de la carga neutral es prevenida por una condición de mayor secado, lo que resulta en aumentos de la tensión efectiva, aún cuando se sobrepasó la capacidad de soporte del suelo. Como se aprecia en las Figuras I.1 a I.3, indistintamente del potencial mátrico inicial, existen cargas críticas que generan los gradientes hidráulicos que favorecen la rápida salida del agua, aún cuando la conductividad hidráulica disminuye debido a la reducción del tamaño de poros. La máxima resistencia mecánica a un determinado potencial mátrico ya había sido descrito por Rajaram y Erbach (1999). Esto se manifiesta en los mayores valores de resistencia mecánica cuando el suelo está equilibrado a  $-300$  hPa de tensión mátrica, respecto a la condición de  $-60$  hPa. Resulta interesante que estos valores sean mayores en las pruebas de corte, que por su naturaleza tienden a la formación de potenciales neutrales en forma más rápida que en la prueba de consolidación (Horn, 2003). Aún así, teniendo presente que las pruebas mecánicas

poseen drenaje libre, se puede concluir que el factor X se mantiene o aumenta durante la prueba, por lo que las condiciones de drenaje son siempre con una conductividad hidráulica cercana a saturación.

El comportamiento del potencial mátrico de los suelos es más claro cuando se homogenizan las muestras a tamaños de agregados similares (Figura III.2). El potencial mátrico de la Serie Graneros sigue la tendencia marcada por la Serie Osorno, analizada en el Artículo I para muestras no alteradas, pero acrecentada por una menor disponibilidad de porosidad total, lo que resulta en una menor capacidad de respuesta ante cargas externas. En este caso sí existiría un efecto limitante de la conductividad hidráulica, ya que al reducirse el radio de los poros, la  $K$  saturada disminuye, limitando la salida del agua del suelo. En el otro extremo se ubicó la Serie Pemehue, con una ausencia de respuesta del potencial mátrico ante las cargas externas. Dichas mediciones fueron realizadas en forma continua, y aún así no se registraron variaciones del potencial en  $\Delta$ tiempos pequeños, aún cuando el asentamiento o la deformación por corte fueron evidentes. Como línea de investigación, queda pendiente repetir dichas pruebas con un set de sensores de tensión/presión, ubicados desde el centro de la muestra hacia la zona límite de drenaje, para estudiar en forma detallada la conductividad hidráulica.

La misma secuencia de comportamiento del potencial mátrico se puede aplicar para los resultados de resistencia mecánica, siendo la Serie Graneros la que respondió según lo que se esperaba. Los Andisoles poseen un comportamiento que hacen pensar más bien en una estructura no jerárquica o incompleta, aunque puede ser un simple problema de sensibilidad de las metodologías y equipos escogidos, como se podría pensar al analizar los resultados de los Cuadros III.4 y III.5, donde la Serie Graneros presenta valores matemáticamente distintos, pero estadísticamente sin diferencias significativas.

Al considerar la posición relativa de evolución de los suelos, los Mollisoles se encuentran en una etapa de desarrollo intermedia, mientras que los Andisoles se asemejan a los Inceptisoles, con un desarrollo incipiente. Esto lleva a pensar que la idea de una estructura con desarrollo incompleto no está errada, lo que es corroborado por la Figura 2 que se discutió en el capítulo de Revisión Bibliográfica. Teniendo presente que la ceniza volcánica que da origen a los Andisoles es un material altamente poroso, es posible aceptar la idea de poros gruesos al interior de los agregados, por lo que estos se fueron densificando con los ciclos de secado, resultando en un aumento de la friabilidad de la cama de agregados. Hasta el momento, el fenómeno se había

descrito en sentido inverso, como un proceso de descompactación por hinchamiento de los agregados al hidratarse el suelo (Barzegar et al., 1995a).

La capacidad de soporte fue calculada mediante el ajuste matemático propuesto por van Genuchten (1980) para la curva característica de suelo. El ajuste, de forma sigmoidea, plantea que el contenido de agua ( $\theta$ ) depende del potencial mátrico ( $\psi$ ), un contenido de agua residual ( $\theta_r$ ), el contenido de agua a saturación ( $\theta_s$ ) y parámetros empíricos ( $\alpha$ ,  $n$ ,  $m$ ), adoptando la forma:

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha \cdot \psi)^n]^m} \quad (5.1)$$

Donde  $m = 1 - (1/n)$ . Para el caso de las pruebas de consolidación, el contenido de agua es reemplazado por el número poroso ( $e$ ), que define la relación de volumen de vacíos respecto al volumen de sólidos ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ). El  $e$  máximo (equivalente al  $\theta_s$ ) corresponde a la relación de vacíos al inicio de la prueba (sin carga externa), mientras que el  $e$  mínimo (o residual) se asume en 0,26, que corresponde a la relación de vacíos mínima que puede adquirir un sistema esférico de ordenamiento ortorómbico. Así, el número poroso  $e$  varía de acuerdo a la carga externa aplicada ( $\sigma_n$ , equivalente al  $\psi$  de la ecuación 5.1), mientras que los parámetros  $\alpha$  y  $n$  se estiman mediante cuadrados mínimos del error, utilizando el programa RETC.

Con la caracterización porosa de un suelo durante la consolidación, más las curvas de retención de agua a distintos niveles de compactación, sería posible seguir paso a paso la integración del ajuste de van Genuchten, para explicar el momento exacto en que se produce una carga neutral en el suelo al aplicar cargas crecientes. La complejidad está en el grado de dinamismo que se le quiera dar a la simulación, pues el comportamiento del sistema poroso ante cargas externas varía según el tiempo de aplicación de dicha carga. La presente investigación abre nuevas interrogantes respecto al comportamiento mecánico del suelo, presentando respuestas con una indiferencia hidráulica frente a las cargas externas, o situaciones críticas en las que un potencial hidráulico negativo cambia bruscamente, generando potenciales positivos. En los sistemas agrícolas, donde la persistencia de la estructura del suelo es crucial para mantener los niveles de productividad, resulta importante continuar con nuevas investigaciones que dilucidan las interrogantes aquí planteadas.

Finalmente, es necesario estudiar el efecto que poseen las cargas externas sobre la continuidad del sistema poroso. Algunos trabajos ya han sido realizados (Ball et al., 1988; Dörner y Horn, 2005), pero asociados al flujo de agua. La caracterización de la distribución del tamaño de poros posterior a una consolidación, junto con las mediciones de flujo convectivo de aire, es un aspecto que queda pendiente en la presente tesis, pero cuyos resultados están disponibles y se esperan publicar en un futuro próximo.

## 6. CONCLUSIONES

Considerando las limitaciones que toda investigación científica puede tener y la necesidad de acotar los diversos aspectos que afectan la estructura del suelo, este trabajo ha contribuido a establecer la importancia que poseen los cambios del potencial mátrico, expresados como ciclos de secado y humectación, en la generación de resistencia mecánica y ordenamiento estructural de los suelos, buscando relacionar los resultados con el nivel de desarrollo de ellos. Las principales conclusiones a las que lleva este trabajo son:

- Los Andisoles poseen una estructura jerárquica, es decir, los procesos de contracción e hinchamiento provocan unidades estructurales cada vez más pequeñas, ubicadas al interior de las unidades mayores. El menor tamaño asegura una mayor eficiencia del secado, mientras que la generación de porosidad secundaria genera planos de falla naturales. Ambas condiciones resultan en una mayor resistencia mecánica a medida que disminuye el tamaño de los agregados.
- Los suelos en condición no disturbada presentaron una carga normal crítica, que provocó un cambio abrupto del potencial mátrico cuando se realizaron las pruebas mecánicas. Dada la condición dinámica de la prueba de corte, donde se genera una discontinuidad del sistema poroso, bastó una menor carga normal para provocar dichos cambios.
- El desarrollo de cargas neutrales permite asegurar que el factor  $X$  de saturación permanece cercano a 1 cuando se realizan las pruebas mecánicas.
- En las camas de agregados, la Serie Pemehue se mostró como un suelo no sensitivo a las cargas externas, por cuanto su potencial mátrico no sufrió cambios importantes durante las pruebas mecánicas, independientemente de la carga normal aplicada. Al respecto, se necesitan nuevos estudios que clarifiquen el rol de la porosidad al interior del agregado y el comportamiento del factor  $X$  en agregados individuales.
- Los ciclos de secado y humectación, aplicados a las camas de agregados, provocaron incrementos en los parámetros de cohesión y capacidad de soporte, pero sólo en el suelo de

mineralogía cristalina (Serie Graneros) los cambios pudieron ser asociados a incrementos de la densidad aparente.

- En los Andisoles, el efecto de los ciclos de secado y humectación es más complejo. En los tratamientos con agregados mayores a 2 mm de la Serie Pemehue, el incremento de la resistencia pudo ser prevenido por la presencia de porosidad gruesa al interior de los agregados, por lo que el suelo pudo sufrir una densificación de éstos, con un aumento de la friabilidad de la cama de agregados.
- Durante los procesos de carga mecánica a los que son sometidos los suelos, el potencial del agua juega un rol importante en la transmisión de la tensión efectiva, generando cargas neutrales (potenciales positivos) en los suelos más desarrollados, o manteniendo su magnitud en los suelos de mayor porosidad, lo que permitió generar gradientes hidráulicos que favorecieron la salida del agua.

No existen resultados concluyentes respecto al efecto de la profundidad a la cual fue tomada la muestra. Se esperaba un mayor desarrollo estructural en superficie, asociado a un mayor número de ciclos de secado y humectación, pero la mayor intensidad de uso y el fuerte incremento del contenido de carbono orgánico en superficie, que cumple un rol como agente estructurador, esconde el posible efecto de los ciclos de secado y humectación. En cada uno de los artículos se presentan conclusiones de carácter específico, relacionadas con el manejo o el grado evolutivo. En general, las diversas propiedades mecánicas evaluadas permiten validar la teoría de la tensión efectiva en los suelos estudiados, presentando un ordenamiento de menor a mayor grado de desarrollo (Pemehue<Osorno<Graneros), donde el suelo más desarrollado mostró en forma más clara las características descritas para suelos de mineralogía cristalina.

## 7. BIBLIOGRAFÍA CITADA

- Arduino, F., E. Barberis and V. Boero. 1989. Iron oxides and particle aggregation in B-horizons of some Italian soils. *Geoderma* 45:319-329.
- Arnold, R. W. 1985. Intergrades of Andisols in other soil Orders. In: F. M. Beinroth, W. Luzio, F. Maldonado and H. Eswaran (eds.) *Proceedings of the Six International Soil Classification Workshop, Chile and Ecuador. Part 1: Papers.* SChCS. Santiago, Chile. pp. 255-262.
- Babel, U., K. H. Hartge, R. Horn and H. Wiechmann. 1995. Determination of soil structure at various scales. In: K. H. Hartge, and B. Steward (eds) *Soil structure. Its development and function.* Lewis Publishers. pp. 1-10.
- Balesdent, J., C. Chenu and M. Balabane. 2000. Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. *Soil & Till. Res.* 53:215-230.
- Ball, B.C., M. F. O'Sullivan and R. Hunter. 1988. Gas diffusion, fluid flow and derived pore continuity indices in relation to vehicle traffic and tillage. *J. Soil Sci.* 39: 327-339.
- Barberis, E., A. F. Marsan, V. Boero and E. Arduino. 1991. Aggregation of soil particles by iron oxides in various size fractions of soil B horizons. *J. Soil Sci.* 42:535-542.
- Barckley, I. J. A. 1971. Partial collapse in unsaturated expansive clay. *Proc. 5th Reg. Conf. Soil Mech. Found. Eng. South Africa.* pp. 23-30.
- Bartoli, F., G. Burtin and J. Guérif. 1992. Influence of organic matter on aggregation in Oxisols rich in gibbsite or in goethite. II. Clay dispersion, aggregate strength and water stability. *Geoderma* 54:259-274.
- Barzegar, A. R., P. Rengasamy and J. M. Oades. 1995a. Effects of clay type and rate of wetting on the mellowing of compacted soils. *Geoderma* 68:39-49.
- Barzegar, A. R., J. M. Oades, P. Rengasamy and R. S. Murray. 1995b. Tensile strength of dry, remoulded soils as affected by properties of the clay fraction. *Geoderma* 65:93-108.
- Baumgartl, T. 2002. Prediction of tensile stresses and volume change with hydraulic models. In: M. Pagliai, and R. Jones (eds) *Sustainable land management - Environmental protection. A soil physical approach.* *Advances in Geocology* 35. IUSS. Catena Verlag. Reiskirchen, Germany. pp: 507-514.



- Baumgartl, T. and R. Horn. 1999. Influence of mechanical and hydraulic stresses on hydraulic properties of swelling soils. In: M. van Genuchten, F. J. Leij and L. Wu (eds) Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media. University of California, Riverside, CA. pp. 449-457.
- Baumgartl, T., J. Rostek and R. Horn. 2000. Internal and external stresses affecting the water retention curve. In: R. Horn, J. van den Akker and J. Arvidsson (eds) Subsoil compaction. Distribution, processes and consequences. Advances in Geocology 32. IUSS. pp. 13-21.
- Baver, L. D., W. H. Gardner and W. R. Gardner. 1973. Física de suelos. J. M. Rodríguez (trad) Centro Regional de Ayuda Técnica. México. 529 p.
- Beinroth, F. H., W. Luzio, F. Maldonado and H. Eswaran. 1985. Proceedings of the Sixth International Soil Classification Workshop, Chile and Ecuador. Part III: Tourguide for Chile. Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo. Santiago, Chile. 236p.
- Berry, P. y D. Reid. 1993. Mecánica de suelos. B. Caicedo y A. Arrieta (trad) McGraw-Hill. 415 p.
- Besoain, E. 1985. Los Suelos. En: J. Tosso (ed) Suelos volcánicos de Chile. INIA-Minagri. Santiago, Chile. pp.23-106.
- Bishop, A. W., 1959. The principle of effective stress. Teknisk Ukeblad 106 (39): 859-863.
- Blake, G., K. H. Hartge. 1986a. Bulk density. In A. Klute (ed) Methods of soil analysis. v.1. 2nd ed. ASA and SSSA. Madison WI. pp 363-375.
- Blake, G., K. H. Hartge. 1986b. Particle density. In: A. Klute (ed) Methods of soil analysis. v.1. 2nd ed. ASA and SSSA. Madison WI. pp. 377-382.
- Błażejczak, D., R. Horn and J. Pytko. 1995. Soil tensile strength as affected by time, water content and bulk density. Int. Agrophysics 9:179-188.
- Bohne, H. and R. Lessing. 1988. Stability of clay aggregates as a function of water regimes. In: J. Drescher, R. Horn and M. de Boodt (eds) Impact of water and external forces on soil structure. Catena Supplement 11. pp. 29-34.
- Bresson, L. M. and C. J. Moran. 1995. Structural change induced by wetting and drying in seedbeds of a hardsetting soil with contrasting aggregate size distribution. Eur. J. Soil Sci. 46:205-214.

- Bullock, P., N. Fedoroff, A. Jongerius, G. Stoops and T. Tursina. 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications. International Society of Soil Science. England. 152 p.
- Buol, S., F. Hole and R. McCracken. 1980. Soil genesis and classification. The Iowa State University Press. 406 p.
- Capriel, P., T. Beck, H. Borchert and P. Harter. 1990. Relationship between soil aliphatic fraction extracted with supercritical hexane, soil microbial biomass and soil aggregate stability. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:415-420.
- Caron, J., B. D. Kay and J. A. Stone. 1992. Improvement of structural stability of a clay loam with drying. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56:1583-1590.
- Casanova, M., I. Messing and J. Joel. 2000. Influence of aspect and slope gradient on hydraulic conductivity measured by tension infiltrometer. *Hydrological Processes* 14: 155-164.
- CIREN. 1996. Estudio Agrológico VI Región. Descripción de suelos, materiales y símbolos. Tomo 1. Publicación N°114. Santiago, Chile.
- CIREN. 2003. Estudio Agrológico X Región. Descripción de suelos, materiales y símbolos. Tomo 2. Publicación N°123. Santiago, Chile.
- Coleman, J. D. 1962. Stress/strain relations for partly saturated soils. *Geotechnique* 12(4): 348-350.
- Czarnes, S., P. D. Hallet, A. G. Bengough and I. M. Young. 2000. Root and microbial derived mucilages affect soil structure and water transport. *Eur. J. Soil Sci.* 51: 435-443.
- Chan, K. Y., A. R. Dexter and D. C. McKenzie. 1999. Categories of soil structure based on mechanical behaviour and their evaluation using additions of lime and gypsum on a sodic Vertisol. *Aust. J. Soil Res.* 37: 903-911.
- Chaney, K. and R. S. Swift. 1986. Studies on aggregate stability. I. Reformation of soil aggregates. *J. Soil Sci.* 37: 329-335.
- Chenu, C. and J. Guérif. 1991. Mechanical strength of clay minerals as influenced by an adsorbed polysaccharide. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55:1076-1080.
- Chenu, C., Y. Le Bissonnais and D. Arrouays. 2000. Organic matter influence on clay wettability and soil aggregate stability. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64:1479-1486.
- Dalrymple, J. B. and C. M. Jim. 1984. Experimental study of soil microfabrics induced by isotropic stresses of wetting and drying. *Geoderma*, 34, 43-68.

- De Noni, G., J. F. Nouvelot and G. Trujillo. 1985. Erosion and conservation of volcanic ash soils in the highlands of Ecuador: A case study. In: F. H. Beinroth, W. Luzio, F. Maldonado, and H. Eswaran (eds) Proceedings of the Sixth International Soil Classification Workshop, Chile and Ecuador. Part I: Papers. Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo. Santiago, Chile. pp 263-274.
- Dexter, A.R. 1988a. Strength of soil aggregates and of aggregate beds. In: J. Drescher, R. Horn and M. de Boodt (eds) Impact of water and external forces on soil structure. Catena Supplement 11. pp. 35-52.
- Dexter, A. R. 1988b. Advances in characterization of soil structure. Soil & Till. Res. 11: 199-238.
- Dörner, J. und R. Horn. 2005. Anisotropie von Porenfunktionen und ihre Auswirkung auf die Wasserbewegung in einer Jungmoränenlandschaft Schleswig-Holstein. Mit. der DBG 106: 9-10.
- Eko, R. M. 2005. Use of triaxial stress framework to evaluate the mechanical behaviour of an agricultural clay soil. Soil & Till. Res.: 81, 71-85.
- Ellies, A. 1986. Efectos de la consolidación mecánica sobre algunos Distrandepts y Palehumults del sur de Chile. Ciencia del Suelo 2:91-97.
- Ellies, A. 1988. Mechanical consolidation in volcanic ash soils. In: J. Drescher, R. Horn and M. de Boodt (eds) Impact of water and external forces on soil structure. Catena Supplement 11. pp. 87-92.
- Ellies, A. 1995. Efecto del manejo sobre las propiedades físicas de suelos trumaos y rojo arcillosos. Bosque 16:101-110.
- Ellies, A. and M. Funes. 1982. Morphology and stability of aggregates from Chilean volcanic ash soils. Z. Pflanzenernaehr. Bodenk. 143: 530-536.
- Ellies, A., J. Gayoso y J. Lamig. 1982. Efecto del manejo y contenido de humedad sobre la preconsolidación en dos suelos del sur de Chile. Agro Sur 10:124-130.
- Ellies, A., J. Gayoso, y M. Velásquez. 1985. Efectos del pastoreo sobre la resistencia al corte en un suelo Dystrandept y Palehumult. Agro Sur 13: 84-90.
- Ellies, A., C. Ramírez, R. Mac Donald, H. Figueroa y J. Gayoso. 1992. Efecto de la compactación de suelos volcánicos sobre el crecimiento de *Lolium multiflora* y *Lolium pratense*. Agric. Téc. (Chile) 52:450-455.

- Ellies, A., R. Grez y C. Ramírez. 1995a. Cambios en las propiedades humectantes de suelos sometidos a diferentes manejos. *Turrialba* 45: 42-48.
- Ellies, A., R. Grez y C. Ramírez. 1995b. Potencial de humectación y estabilidad estructural de suelos sometidos a diferentes manejos. *Agric. Téc. (Chile)* 55: 220-225.
- Ellies, A., R. Smith y R. Horn. 1996. Transmisiones de presiones en el perfil de algunos suelos. *Agro Sur* 24:149-158.
- Ellies, A., R. Horn and R. Smith. 2000. Effect of management of a volcanic ash soil on structural properties. *Int. Agrophysics* 14:377-384.
- Ellies, A., R. Mac Donald y C. Ramírez. 2002. Efecto de la resistencia a la humectación sobre la estabilidad al agua de los agregados del suelo. *R. C. Suelo Nutr. Veg. (Chile)* 2: 1-9.
- Ellies, A., C. Ramírez y R. Mac Donald. 2003. Wetting capacity in aggregates from soils with a different management. *Food, Agriculture & Environment* 1: 229-233.
- Ellies, A., C. Ramírez y R. Mac Donald. 2005. Organic matter and wetting capacity distribution in aggregates of Chilean soils. *Catena* 59: 69-78.
- Fazekas, O. and R. Horn. 2005. Interaction between mechanically and hydraulically affected soil strength depending on time of loading. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 168: 60-67.
- Fisher, R. A. and F. Yates. 1938. *Statistical tables for biological, agricultural and medical research.* Oliver and Boyd. Edinburg.
- Fredlund, D. G. and H. Rahardjo. 1993. *Soil mechanics for unsaturated soils.* John Wiley & Sons, Inc. New York, United States. 517 p.
- Ghezzehei, T. A. and D. Or. 2003. Pore-space dynamics in a soil aggregate bed under a static external load. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67: 12-19.
- Guber, A. K., Y. A. Pachepsky and E. Levkovsky. 2004. Mass-size scaling in soil aggregates as affected by aggregate water content and soil compaction. *Soil Sci.* 169: 1-12.
- Guérif, J. 1994. Effects of compaction on soil strength parameters. In: B. D. Soane, and C. van Ouwkerk (eds) *Soil compaction in crop production.* Elsevier Science. pp. 191-214.
- Gupta, S. C. and W. E. Larson. 1982. Modeling soil mechanical behavior during tillage. In: P. Unger (ed) *Predicting tillage effects on soil physical properties and processes.* Spec. Publ. 44. Am. Soc. Agron., Madison, WI, USA. pp. 151-178.
- Hallet, P. D. and I. M. Young. 1999. Changes to water repellence of soil aggregates caused by substrate-induced microbial activity. *European J. of Soil Sci.* 50: 35-40.

- Hallet, P., A. Dexter, N. Bird and J. Seville. 2000. Scaling of the structure and strength of soil aggregates. In: R. Horn, J. van den Akker and J. Arvidsson (eds) Subsoil compaction. Distribution, processes and consequences. *Advances in Geocology* 32. IUSS. pp. 22-31.
- Hartge, K. 2000. The effect of soil deformation on physical soil properties. A discourse on the common background. In: R. Horn, J. van den Akker and J. Arvidsson (eds) Subsoil compaction. Distribution, processes and consequences. *Advances in Geocology* 32. IUSS. pp. 32-43.
- Hartge, K. R. and R. Horn. 1984. Untersuchungen zur Gültigkeit des Hooke'schen Gesetzes bei der Setzung von Böden bei wiederholter Belastung. *Z. Acker und Pflanzenbau* 153: 200-207.
- Hartge, K. H. y A. Ellies. 1999. El rol de la física del suelo en la producción agrícola. *Agro Sur* 27:43-56.
- Hartge, K. H. and J. Bachmann. 2000. Angles between cracks developed at primary shrinkage of finegrained soil material. *Int. Agrophysics* 14:43-51.
- Horn, R. 1981. Eine Methode zur Ermittlung der Druckbelastung von böden anhand von Drucksetzungsversuchen. *Z. F. Kulturtechnik und Flurber* 22, 20-26.
- Horn, R. 1988. Compressibility of arable land. In: J. Drescher, R. Horn and M. de Boodt (eds) Impact of water and external forces on soil structure. *Catena Supplement* 11. pp. 53-71.
- Horn, R. 1993. Mechanical properties of structured unsaturated soils. *Soil Technology* 6: 47-75.
- Horn, R. 1994. Effect of aggregation of soils on water, gas and heat transport. In: E. D. Schulze (ed) Flux control in biological systems. Academic Press. ISBN: 0-12-633070-0 pp.335-364.
- Horn, R. 1995. Soil science and sustainable soil use and management: a review of problems and research needs. *AgroSur* 23: 159-172.
- Horn, R., 2002. Soil mechanical properties and processes in structured unsaturated soils under various landuse and management systems. In: M. Pagliai and R. Jones (eds) Sustainable land management-environmental protection. A soil physical approach. *Advances in Geocology* 35. Catena Publ. Reiskirchen, Germany. pp. 305-318.
- Horn, R. 2003. Stress-strain effects in structured unsaturated soils on coupled mechanical and hydraulic processes. *Geoderma*, 116, 77-88.
- Horn, R. 2004. Time dependence of soil mechanical properties and pore functions for arable soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68: 1131-1137.

- Horn, R. and A. R. Dexter. 1989. Dynamics of soil aggregation in an irrigated desert loess. *Soil & Till. Res.* 13: 253-266.
- Horn, R. and M. Lebert. 1994. Soil compactability and compressibility. In: B. D. Soane and C. van Ouwerkerk (eds) *Soil compaction in crop production*. Elsevier Science. pp. 45-69.
- Horn, R., H. Taubner, M. Wuttke and T. Baumgartl. 1994. Soil physical properties related to soil structure. *Soil & Till. Res.* 30: 187-216.
- Horn, R., T. Baumgartl, R. Kayser and S. Baasch. 1995. Effect of aggregate strength on strength and stress distribution in structured soils. In: K. H. Hartge and B. Steward (eds) *Soil structure. Its development and function*. Lewis Publishers. pp. 31-52.
- Horn, R. and T. Baumgartl. 2000. Dynamic properties of soils. In: M. Sumner (ed) *Handbook of soil science*. CRC Press. Boca Raton, Florida, USA. pp. A19-A51.
- Horn, R. and J. Rostek. 2000. Subsoil compaction processes. In: R. Horn, J. van den Akker and J. Arvidsson (eds) *Subsoil compaction. Distribution, processes and consequences*. *Advances in Geocology* 32. IUSS. pp. 44-54.
- Horn, R., T. Way and J. Rostek. 2003. Effect of repeated tractor wheeling on stress/strain properties and consequences on physical properties in structured arable soils. *Soil & Till. Res.* 73: 101-106.
- Horn, R. and A. Smucker. 2005. Structure formation and its consequences for gas and water transport in unsaturated arable and forest soils. *Soil & Till. Res.* 82: 5-14.
- Jury, W.A., W. R. Gardner and W. H. Gardner. 1991. *Soil physics*. John Wiley & Sons, Inc. New York, U.S.A. 328 p.
- Karube, D and K. Kawai. 2001. The role of pore water in the mechanical behaviour of unsaturated soils. *Geotech. Geol. Eng.* 19:211-241.
- Kay, B. D. 1990. Rates of change of soil structure under different cropping systems. *Adv. Soil Sci.* 12:1-52.
- Kay, B. D. and D. A. Angers. 2000. Soil Structure. In: M. E. Sumner (ed) *Handbook of Soil Science*. CRC Press. Boca Ratón, USA. pp. A229-A276.
- Kemper, W. D. and E. J. Koch. 1966. Aggregate stability of soils from western United States and Canadá. *Colorado Agric. Exp. Stn. Bull.* 1355. pp. 1-52.
- Kemper, W. D. and R. C. Rosenau. 1984. Soil cohesion as affected by time and water content. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48: 1001-1006.

- Kemper, W. D., R. C. Rosenau and A. R. Dexter. 1987. Cohesion development in disrupted soils as affected by clay and organic matter content and temperature. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 860-867.
- Keng, J. C. W. and C. S. Lin. 1982. A two-line approximation of hydraulic conductivity for structured soils. *Canadian Journal Engineering* 24: 497-501.
- Kézdi, A., 1974. Handbook of soil mechanics. Vol. 1. Soil Physics. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam, Netherlands. 225 p.
- Kézdi, A., 1980. Handbook of soil mechanics. Vol. 2. Soil testing. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam, Netherlands. 258 p.
- Kirby, J. M. 1998. Estimating critical state soil mechanics parameters from shear box tests. *Eur. J. Soil Sci.* 49: 503-512.
- Klute, A. 1986. Water retention: Laboratory methods. In: A. Klute (ed) *Methods of soil analysis*. v.1. 2nd ed. ASA and SSSA. Madison WI. pp. 635-662.
- Koolen, A. J. and H. Kuipers. 1983. *Agricultural soil mechanics*. Springer-Verlag, Berlín. 241 p.
- Lal, R. and B.A. Stewart. 1990. Soil degradation: a global threat. *Adv. Soil Sci.* 11: xiii-xvii.
- Mella, A. y A. Kühne. 1985. Sistemática y descripción de las Familias, Asociaciones y Series de suelos derivados de materiales piroclásticos de la zona central-sur de Chile. En: J. Tosso (ed.) *Suelos volcánicos de Chile*. INIA-Minagri. Santiago, Chile. pp.548-716.
- Messing, I. And N. J. Jarvis. 1993. Temporal variation in the hydraulic conductivity of a tilled clay soil as measured by tension infiltrometers. *J. Soil Sci.* 44: 11-24.
- Mitchell, J. K., 1993. *Fundamentals of soil behavior*. John Willey & Sons, Inc. New York, United States. 437 p.
- Munkholm, L. J., P. Schjønning and B. Kay. 2002. Tensile strength of soil cores in relation to aggregate strength, soil fragmentation and pore characteristics. *Soil & Till. Res.* 64: 125-135.
- Nearing, M. A. 1995. Compressive strength for an aggregated and partially saturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: 35-38.
- Nelson, D. W. and L. E. Sommers. 1996. Total carbon, organic carbon and organic matter. In: D. L. Spark (ed) *Methods of soil analysis*. Part 3. Chemical Methods. pp: 961-1010.
- Oades, J. M. 1993. The role of biology in the formation, stabilization and degradation of soil structure. *Geoderma* 56:377-400.

- Orellana, I., A. Ellies y O. Seguel. 2004. Variación de la capacidad de humectación de suelos en relación al contenido de materia orgánica. Simposio Residuos orgánicos y su uso en sistemas agroforestales. Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo. Boletín N° 10: 399-406.
- Orellana, I., R. Mac Donald, J. Nissen y O. Seguel. 2005. Índice de repelencia al agua (R) y su relación con la tensión mátrica en suelos derivados de ceniza volcánica. Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo, Boletín 21: 158.
- Panayiotopoulos, K. P. 1996. The effect of matric suction on stress-strain relation and strength of three Alfisols. *Soil & Till. Res.* 39: 45-59.
- Paz, A. and J. Guérif. 2000. Influence of initial packing density, water content and load applied during compaction on tensile strength of dry soil structural units. In: R. Horn J. van den Akker and J. Arvidsson (eds) *Subsoil compaction. Distribution, processes and consequences. Advances in Geocology 32. IUSS.* pp. 55-63.
- Peng, X. H., R. Horn, B. Zhang and Q. G. Zhao. 2004. Mechanism of soil vulnerability to compaction of homogenized and recompacted Ultisols. *Soil & Till. Res.* 76: 125-137.
- Peng, X., Horn, R. 2005. Modelling Soil Shrinkage Curve across a wide range of Soil Types. *Soil Sci. Soc. Amer.J.* 69, 584-492
- Peng, X, R. Horn, D. Deery, M.B. Kirkham, J. Blackwell. 2005. Influence of soil structure on the shrinkage behaviour of a soil irrigated with saline sodic water. *Austr. J. Soil Res.*, 2005, 43, 555-563.
- Peth, S. 2004: Bodenphysikalische Untersuchungen zur Trittbelastung von Böden bei der Rentierweidewirtschaft an borealen Wald- und subarktisch-alpinen Tundrenstandorten- Auswirkungen auf thermische, hydraulische und mechanische Bodeneigenschaften. Schriftenreihe des Instituts für Pflanzenernährung und Bodenkunde, H.64, ISSN: 0933-680X.
- Pietola, L., R. Horn and M. Yli-Halla. 2005. Effects of trampling by cattle on the hydraulic and mechanical properties of soil. *Soil & Till. Res.* 82: 99-108.
- Raghavan, G.S.V., P. Alvo and E. Mc Kyes. 1990. Soil compaction in agriculture: a view toward managing the problem. *Adv. Soil Sci.* 11: 1-36.
- Rajaram, G. and D. C. Erbach. 1999. Effect of wetting and drying on soil physical properties. *J. Terramech.* 36: 39-49.
- Richards, B. G. 1974. Behavior of unsaturated soils. In: I. K. Lee (ed) *Soil Mechanics-New Horizons.* American Elsevier, New York, USA. pp. 112-157.



- Sadzawka, A. y E. Besoain. 1985. Espectrofotometría infraroja diferencial y disolución selectiva aplicados al análisis mineralógico de Andosoles. En: J. Tosso (ed) Suelos volcánicos de Chile. INIA, Minagri. Santiago, Chile. pp: 257-273.
- Santibáñez, F. Y J. M. Uribe. 1993. Atlas agroclimático de Chile. Regiones sexta, séptima, octava y novena. Minagri-CORFO. Santiago, Chile. 99p.
- Seguel, O., A. Ellies, R. Mac Donald y C. Ramírez. 2002. Capacidad de soporte y resistencia al corte en suelos sometidos a distinto uso. Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo. Boletín N° 18: 47-50.
- Seguel, O., I. Orellana y A. Ellies. 2004. Propiedades físico-mecánicas dependientes de la génesis en suelos derivados de cenizas volcánicas. En CD. XVI Congreso Latinoamericano y XII Congreso Colombiano de la Ciencia del Suelo. Cartagena de Indias, Colombia.
- Seguel, O. and R. Horn. 2005a. Mechanical behavior of a volcanic ash soil (Typic Hapludand) under static and dynamic loading. *Soil & Till. Res.* 82: 109-116.
- Seguel, O., Horn, R. 2005b. Structure properties and pore dynamics in aggregate beds due to wetting and drying cycles. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 169: 221-232.
- Semmel, H., R. Horn, A. R. Dexter and E. D. Schulze. 1990. The dynamics of soil aggregate formation and the effect on soil physical properties. *Soil Technology* 3: 113-129.
- Six, J., E. T. Elliot, K. Paustian and J.W. Doran. 1998. Aggregation and soil organic matter accumulation in cultivated and native grassland soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65: 1367-1377.
- Six, J., E. T. Elliot and T. Paustian. 1999. Aggregate and soil organic matter dynamics under conventional and no-tillage systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63: 1350-1358.
- Six, J., E. T. Elliot and K. Paustian. 2000. Soil Structure and soil organic matter: II. A normalized stability index and the effect of mineralogy. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 1042-1049.
- Soil Survey Staff. 2003. Keys to Soil Taxonomy. Ninth Edition. USDA-NRCS. 332 p.
- Tisdall, J. M. and J. M. Oades. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *J. Soil Sci.* 33: 141-163.
- Utomo, W. H. and A. R. Dexter. 1981. Soil friability. *J. Soil Sci.* 32: 203-213.
- Van Genuchten, M. TH. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892-898.
- Warkentin, B. P. 1985. Properties of Andisols important to engineering. In: F. H. Beinroth, W. Luzio, F. Maldonado and H. Eswaran (eds) Proceedings of the Sixth International Soil

- Classification Workshop, Chile and Ecuador. Part I: Papers. Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo. Santiago, Chile. pp. 121-150.
- Wright, C. A. 1965. The volcanic ash soils of Chile. Report N° 2017. FAO. Rome. 201 p.
- Zhang, H. and K. H. Hartge. 1995. Mechanical properties of soils as influenced by the incorporation of organic matter. In: K. H. Hartge and B. Steward (eds) Soil structure. Its development and function. Lewis Publishers. pp. 93-108.
- Zhang, H., K. H. Hartge and H. Ringe. 1997. Effectiveness of organic matter incorporation in reducing soil compactibility. Soil Sci. Soc. Am. J. 61: 239-245.
- Zunino, H. y F. Borie. 1985. Materia Orgánica y procesos biológicos en suelos alofánicos. En: J. Tosso (ed) Suelos volcánicos de Chile. INIA-Minagri. Santiago, Chile. pp. 433-490.