



**UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR**

**TESIS DE DOCTOR EN AGRONOMÍA**

**“SECUESTRO DE CARBONO Y PATRÓN VERTICAL DE PROPIEDADES  
QUÍMICAS EN MOLISOLES FORESTADOS CON *Pinus radiata*”**

**Ing.Agr. Maximiliano Miguel Garay Schiebelbein**

**BAHIA BLANCA**

**ARGENTINA**

**2015**



## PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor en Agronomía de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del Departamento de Agronomía durante el período comprendido entre el 30 de Septiembre de 2008 y el 27 de Agosto de 2015, bajo la dirección de la Doctora Nilda Mabel Amiotti, Profesora Titular de la Cátedra de Génesis, Clasificación y Cartografía de Suelos.

.....Ing Agr. Maximiliano Miguel Garay Schiebelbein



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR  
Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el ..../..../....., mereciendo la calificación de .....(.....)



## **DEDICATORIAS**

Dedico este trabajo a mi pareja Betiana que me apoyó siempre y supo contener los avatares de la vida conmigo, y a mi familia, mi madre Marta, mi padre que ya no está José Luis y mi hermano Fernando quienes siempre confiaron mis proyectos.



## AGRADECIMIENTOS

Son muchas las personas que contribuyeron de alguna manera a este trabajo de Tesis y es difícil acordarse de todos, sin embargo quiero expresar mi gratitud con las siguientes personas:

Mi directora de Tesis Nilda y Pablo mi co-director “encubierto”, quienes confiaron en mí, me brindaron la posibilidad de un trabajo y supieron guiarme durante las distintas etapas de mi formación tanto académica como personal, incluso mucho antes de que obtenga mi título de Ingeniero.

Al resto del grupo de la cátedra de Fundamentos de Edafología y Génesis de Suelos, Erica, Oscar y María del Carmen quienes siempre me brindaron su ayuda, tanto en las salidas a campo como en las determinaciones de laboratorio, el tratamiento de datos y la redacción.

A Betiana, quién además de soportarme en casa fue mi ayudante más frecuente en las salidas a campo y me ayudó en la corrección de la redacción del manuscrito.

A los jurados de Tesis Dr. Juan Galantini, Dr. Alberto Quiroga y Dra. Susana Hang de quienes recibí valiosos aportes que permitieron mejorar la calidad del trabajo.

A los dueños y trabajadores de la estancia “El Pantanoso”, quienes me abrieron generosamente sus puertas, facilitándome enormemente el trabajo de campo.

A la Universidad Nacional del Sur en general y especialmente a los directivos, secretarías y personal del Depto. de Agronomía, quienes me dieron la posibilidad de desarrollar mi trabajo.

A todos aquellos que de una forma u otra me dieron una mano para la culminación de este trabajo.





## **Resumen**

Dentro de los mecanismos de desarrollo limpio avalados por el protocolo de Kioto, la forestación ocupa un lugar preponderante como herramienta válida para secuestrar CO<sub>2</sub> atmosférico. Sin embargo, la introducción de árboles en tierras de pastizales implica un cambio de uso de la tierra que puede alterar significativamente las propiedades de los suelos, degradándolos. Ante la posibilidad de un futuro desarrollo forestal como producción alternativa en el área de Ventania (Bs. As.), se propuso dilucidar la magnitud de las modificaciones ocurridas en el suelo producto del reemplazo de la vegetación natural por coníferas, y evaluar tanto la capacidad de secuestro de CO<sub>2</sub>, como el potencial riesgo de contaminación ambiental derivado de la implementación de esta práctica. Los tratamientos incluyeron seis rodales maduros de *Pinus radiata* (TB) y áreas adyacentes con vegetación natural (línea de base; TP). Se tomaron muestras del suelo mineral a seis profundidades (0-15, 15-30, 30-45, 45-60, 60-75, 75-90 cm) en TP y TB y de los horizontes orgánicos en TB a un metro del eje de los árboles (N=384). En el laboratorio se determinó: textura, pH, carbono orgánico total (COT), nitrógeno total (Nt), fósforo total extractable (Pt<sub>ext</sub>), inorgánico (Pi), orgánico (Po), ocluido (Poc), extractable (Pe), y soluble reactivo (PSR); se evaluó la actividad de las fosfatasa ácidas (AFA), hierro y aluminio amorfos y se cuantificó la capacidad de adsorción de fósforo y el grado de saturación con fósforo (GSP). En TB se observaron incrementos significativos en los *stocks* de COT y Nt, con una alteración de su distribución vertical y de la relación C/N respecto de TP. Los horizontes orgánicos generados en el piso del bosque constituyen un compartimento adicional de C, N y P. Los valores obtenidos para el COT ratifican el comportamiento del suelo como sumidero capaz de acumular materia orgánica en dos compartimentos de diferentes alcance temporal (corto plazo: horizontes O y largo plazo: materia orgánica asociada a la fracción mineral). El análisis de la reacción del suelo indica la ocurrencia de procesos acelerados de acidificación bajo los árboles ( $p < 0,05$ ; 0-90 cm), particularmente intensos en las capas más superficiales con alteración de los constituyentes minerales de la fase sólida. En TB también se detectó un incremento del contenido de Pt<sub>ext</sub>, así como de las fracciones inorgánicas, ocluidas y lábiles (Pi, Poc y Pe), aunque no en las orgánicas (Po), siendo además similar la AFA en los ecosistemas comparados. El PSR fue mayor bajo los árboles ( $p < 0,01$ ; 0-90 cm), señalando la existencia de un proceso activo de movilización descendente de fosfatos, confirmado por los incrementos del grado de saturación con P. La relación GSP<sub>ox</sub>-PSR reveló un punto de inflexión, capaz de reflejar en forma precisa el cambio de uso de la tierra. Los suelos de TB poseen excesivos niveles de saturación con P y una tasa de desorción de fosfatos desde la fase mineral 10 veces superior a la de TP, incrementando el riesgo de pérdida de fósforo por lixiviación hacia capas profundas o napas de agua. El cambio de uso la tierra produjo

efectos ambientales contrapuestos e incompatibles con los principios de sustentabilidad. La adopción de una práctica recomendada para disminuir la concentración de CO<sub>2</sub> atmosférico mostró elevada eficacia para tal propósito. Sin embargo, la forestación con *P. radiata* en tierras de pastizales afectó drásticamente la calidad de los suelos e incluso generó un potencial riesgo de polución de origen biológico capaz de trascender los límites de los rodales. La posibilidad de deterioro del ecosistema debe ser evaluada si se contempla el desarrollo forestal como una opción de producción alternativa justificada, al menos en parte, en la pretensión de contribuir a mitigar el cambio climático global.

**Abstract**

Within the clean development mechanisms supported by the Kyoto Protocol, afforestation occupies a relevant place as a valid tool to sequester atmospheric CO<sub>2</sub>. However, the introduction of trees in grasslands involves a land use change that can significantly alter the properties of the soil and even degrading them. Given the possibility of a future forest development as an alternative production in the Ventania area (Bs. As.), it was proposed to elucidate the magnitude of the changes occurring in the soil resulting from the replacement of the natural vegetation by conifers, and to evaluate both, the CO<sub>2</sub> sequestration capacity, and the potential risk of environmental pollution derived from the implementation of this practice. Treatments included six mature *Pinus radiata* stands (TB) and adjacent areas with natural vegetation (baseline; TP). Mineral soil was sampled in six depths (0-15, 15-30, 30-45, 45-60, 60-75, 75-90 cm) in TP and TB, additionally organic horizons were collected in TB at one meter of the trees axis (N=384). In the laboratory were determined: texture, pH, total organic carbon (COT), total nitrogen (Nt), total extractable phosphorus (Pt<sub>ext</sub>), inorganic P (Pi), organic P (Po), occluded P (Poc), extractable P (Pe), and reactive soluble P (PSR); the activity of acid phosphatases (AFA) was also evaluated and amorphous iron and aluminum and P adsorption capacity and the degree of saturation with phosphorus (GSP) were measured. In TB significant increases were observed in the COT and Nt stocks, with an alteration in their vertical distribution and the C/N ratio with respect to TP. The organic horizons generated in the forest are a further compartment of C, N and P. The values obtained for the COT ratify the behavior of soils as carbon sinks able to accumulate organic matter into two pools of different life span (short-term: organic horizons; long-term: organic matter associated with the mineral fraction). The results of soil reaction indicate the occurrence of rapid acidification processes under trees ( $p < 0.05$ ; 0-90 cm), particularly intense in the upper layers with alterations of the solid phase mineral constituents. In TB an increased Pt<sub>ext</sub> content was also detected, as well as for inorganic, occluded and available fractions (Pi, Poc and Pe), but not for organic P (Po) and the AFA, being both similar in the compared ecosystems. The PSR was higher under trees ( $p < 0.01$ ; 0-90 cm), indicating the existence of an active process of downward phosphates movement, confirmed by increases in the P saturation degree. The GSP<sub>ox</sub>-PSR relationship revealed a change point, capable of accurately reflecting the land use change. TB soils have excessive levels of P saturation and a phosphate desorption rate from the mineral phase 10 times greater than that of TP, what increases the risk of phosphorus loss to deeper layers or water tables by leaching. The implementation of a recommended practice to reduce atmospheric CO<sub>2</sub> concentration showed high efficacy for that purpose. However, the grasslands afforestation with *P. radiata*, affected the quality of soils drastically and it even generated a potential risk of biological

origin pollution capable of transcending the boundaries of the forest stands. The possibility of ecosystem deterioration should be evaluated if forestry development is contemplated as an alternative production option, justified at least in part, on the pretension of contributing to mitigate global climate change.

## Índice general

### Capítulo I: Introducción y objetivos

1.1 Generalidades.....	1
1.2 Definición y causas del cambio climático.....	2
1.3 Alteraciones de la composición atmosférica en las últimas décadas.....	4
1.4 Compartimentalización del carbono a nivel global.....	6
1.5 La forestación como sumidero de CO <sub>2</sub> .....	7
1.6 Dinámica de la materia orgánica en los suelos.....	9
1.7 Planteo del problema.....	11
1.8 Hipótesis y objetivos.....	13

### Capítulo II: Materiales y metodología utilizados

2.1 Área de estudio.....	15
2.1.1 Ubicación.....	15
2.1.2 Geología y Geomorfología.....	16
2.1.3 Clima.....	18
2.1.4 Suelos.....	20
2.1.5 Uso de la tierra.....	21
2.2 Diseño experimental y muestreo.....	22
2.3 Mediciones dasométricas.....	24
2.4 Determinaciones de laboratorio.....	25
2.5 Diseño estadístico.....	31

### Capítulo III: Efectos del cambio de uso de la tierra sobre la reacción del suelo y la dinámica y calidad del carbono secuestrado

3.1 Introducción.....	33
3.2 Objetivos e hipótesis específicas.....	35
3.3 Resultados y discusión.....	37
3.3.1 Caracterización de los rodales y horizontes orgánicos.....	37
3.3.2 Textura del suelo.....	42
3.3.3 Reacción del suelo.....	44
3.3.4 Carbono orgánico y nitrógeno total.....	52
3.4 Dinámica de la materia orgánica en pastizales y rodales de <i>P. radiata</i> .....	61

**Capítulo IV: Fracciones y dinámica de fósforo en el suelo**

4.1 Introducción.....	73
4.1.1 Origen y formas de fósforo en el suelo.....	73
4.1.2 Adsorción y reacciones de superficie suelo-fosfato.....	77
4.1.3 Alteraciones de la calidad de fósforo edáfico ante cambios en el uso de la tierra.....	78
4.2 Objetivos e hipótesis específicas.....	79
4.3 Resultados y discusión.....	80
4.3.1 Fracciones de fósforo en horizontes orgánicos bajo <i>P. radiata</i> .....	80
4.3.2 Fracciones de fósforo en el suelo mineral.....	82
4.3.3 Dinámica de fracciones orgánicas de fósforo edáfico y su actividad enzimática asociada.....	85
4.3.4 Dinámica de fracciones de fósforo en ecosistemas de pastizal y bosque.....	93
4.3.5 Alteraciones del fósforo extractable del suelo.....	97
4.5 Dinámica de fracciones de fósforo en rodales maduros de <i>P. radiata</i> .....	103

**Capítulo V: Grado de saturación de fósforo y posibles implicancias ambientales por contaminación difusa**

5.1 Introducción.....	111
5.2 Objetivos e hipótesis específicas.....	114
5.3 Resultados y discusión.....	115
5.3.1 Caracterización general de las muestras.....	115
5.3.2 Parámetros de saturación de fósforo del suelo.....	118
5.3.2.1 Punto de cambio en el grado de saturación de fósforo (extractante de Bray-Kurtz; $GSP_{Bray}$ ).....	118
5.3.2.2 Punto de cambio en grado de saturación de fósforo (extractante oxalato de amonio; $GSP_{ox}$ ).....	122
5.4 Comparación de metodologías alternativas ( $GSP_{Bray}$ - $GSP_{ox}$ ) para evaluar el grado de saturación con fósforo.....	137
5.5 Riesgo de lixiviación de fósforo en relación al grado de saturación.....	141

**Capítulo VI: Conclusiones**

6.1 Conclusiones.....	151
-----------------------	-----

<b>Bibliografía.....</b>	<b>155</b>
--------------------------	------------

## Índice de Tablas

<b>Tabla 1.1.</b> Eficiencia radiativa relativa y contenidos medios de los principales gases de efecto invernadero (GEI) en 1750 y 2011.....	4
<b>Tabla 2.1.</b> Precipitaciones mensuales, evapotranspiración potencial (ETP) y balances de excesos y déficit mensuales.....	19
<b>Tabla 3.1.</b> Principales características dasométricas de los seis rodales estudiados .....	37
<b>Tabla 3.2.</b> Materia seca (MS) acumulada en los horizontes orgánicos fábriico (Oi) y hémico/sáprico (Oe/Oa) de los seis rodales estudiados.....	39
<b>Tabla 3.3.</b> Contenidos medios de arena (2000-50 $\mu\text{m}$ ), limo (50-2 $\mu\text{m}$ ) y arcilla (<2 $\mu\text{m}$ ) en los suelos de los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216).....	43
<b>Tabla 3.4.</b> Densidades aparentes medias (Dap) para los tratamiento pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216).....	43
<b>Tabla 3.5.</b> Valores promedio de pH actual ( $\text{H}_2\text{O}$ ), potencial (KCl) y su diferencia (pH $\text{H}_2\text{O}$ – pH KCl) en los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216).....	45
<b>Tabla 3.6.</b> Contenidos medios de carbono orgánico total (COT), nitrógeno total (Nt) y relación C/N en los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216 para suelo mineral y n=60 para horizontes orgánicos).....	53
<b>Tabla 3.7.</b> Stock y distribución de carbono orgánico total (COT) y nitrógeno total (Nt) en los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216 para suelo mineral y n=60 para horizontes orgánicos) y su diferencia.....	58
<b>Tabla 3.8.</b> Índice IMO (MOT/A+L; porcentaje de materia orgánica sobre contenido de arcilla más limo) en los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216).....	63
<b>Tabla 4.1.</b> Contenido promedio de fósforo en rocas y suelos.....	74
<b>Tabla 4.2.</b> Contenidos medios de fósforo total ( $\text{P}_{\text{ext}}$ ), fósforo inorgánico ( $\text{P}_i$ ), fósforo orgánico ( $\text{P}_o$ ), fósforo ocluido ( $\text{P}_{oc}$ ), fósforo extractable ( $\text{P}_e$ ) y relación COT/ $\text{P}_o$ en los horizontes orgánicos (Oi, n=30 y Oe/Oa, n=30) bajo <i>P. radiata</i> .....	81
<b>Tabla 4.3.</b> Contenidos medios de fósforo total extractable ( $\text{P}_{\text{ext}}$ ), fósforo inorgánico no lábil ( $\text{P}_i$ ), fósforo orgánico ( $\text{P}_o$ ) y fósforo ocluido ( $\text{P}_{oc}$ ) en capas de suelo mineral para los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216).....	83
<b>Tabla 4.4.</b> Relaciones carbono orgánico total:fósforo orgánico (COT/ $\text{P}_o$ ) calculadas para los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216).....	84
<b>Tabla 4.5.</b> Contenidos medios de fósforo extractable ( $\text{P}_e$ ) en capas de suelo mineral para los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216).....	85
<b>Tabla 4.6.</b> Actividad de enzimas fosfatasas ácidas (AFA) en horizontes orgánicos y capas de suelo mineral para los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216 para suelo mineral y n=60 para horizontes orgánicos).....	87
<b>Tabla 4.7.</b> Coeficientes de correlación entre el logaritmo natural de la actividad de enzimas fosfatasas ácidas (AFA) y parámetros químicos del suelo (0-90 cm) para los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216).....	89
<b>Tabla 4.8.</b> Actividad fosfatasa ácida (AFA) por unidad de carbono orgánico total (COT) para los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216 para suelo mineral y n=60 para horizontes orgánicos) y su porcentaje de cambio respecto de la referencia (TP).....	91

<b>Tabla 4.9.</b> Contenidos absolutos ( <i>stocks</i> ) de fósforo total extractable ( $P_{t_{ext}}$ ), fósforo inorgánico (Pi), fósforo orgánico (Po) y fósforo ocluido (Poc) almacenados en los suelos de los tratamientos pastizal (TP, n=108) y bosque (TB, n=216 para suelo mineral y n=60 para horizontes orgánicos).....	<b>94</b>
<b>Tabla 4.10.</b> Estudios publicados con concentraciones de fósforo extractable (Pe) en horizontes o capas superficiales minerales bajo pastizal o vegetación natural y luego de la introducción de <i>Pinus spp.</i> .....	<b>101</b>
<b>Tabla 4.11.</b> Contenidos promedio de fósforo soluble reactivo (PSR) para capas de suelo mineral de los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216).....	<b>104</b>
<b>Tabla 5.1.</b> Tipo de suelo, su uso, características generales y grado de saturación de fósforo (GSP) reportados en la literatura.....	<b>113</b>
<b>Tabla 5.2.</b> Contenidos medios de arcilla (<2 $\mu\text{m}$ ) y arena (50-2000 $\mu\text{m}$ ) para los primeros 45 cm de suelo mineral en los tratamientos pastizal (TP, n=30) y bosque (TB, n=30).....	<b>115</b>
<b>Tabla 5.3.</b> Reacción del suelo, contenidos medios de carbono orgánico total (COT) y fósforo extractable (Pe) en los primeros 45 cm de suelo para los tratamientos pastizal (TP; n=30) y bosque (TB; n=30).....	<b>116</b>
<b>Tabla 5.4.</b> Contenidos medios de fósforo extractable (Pe) y fósforo soluble reactivo (PSR) para los tratamientos pastizal (TP; n=30) y bosque (TB; n=30).....	<b>117</b>
<b>Tabla 5.5.</b> Parámetros de saturación de fósforo en suelo: índice de sorción de fósforo (ISP) y grado de saturación de fósforo ( $GSP_{Bray}$ ) para los tratamientos pastizal (TP; n=30) y bosque (TB; n=30)...	<b>119</b>
<b>Tabla 5.6.</b> Datos estadísticos de las regresiones $GSP_{Bray}$ -Pe y $GSP_{Bray}$ -PSR (N=60 para ambas) indicando sus puntos de cambio, grados de saturación de fósforo y contenidos de fósforo extractable (Pe) y soluble reactivo (PSR).....	<b>121</b>
<b>Tabla 5.7.</b> Concentraciones medias de óxidos amorfos de aluminio ( $Al_{ox}$ ) e hierro ( $Fe_{ox}$ ) extraídos con oxalato de amonio y capacidad de adsorción de fósforo (CSP) del suelo a distintas profundidades para los tratamientos pastizal (TP, n=30) y bosque (TB, n=30).....	<b>123</b>
<b>Tabla 5.8.</b> Matriz de correlaciones de las distintas variables determinadas para los tratamientos pastizal (TP, mitad superior derecha; n=30) y bosque (TB, mitad inferior izquierda; n=30).....	<b>124</b>
<b>Tabla 5.9.</b> Variables básicas seleccionadas para el modelo de predicción de la capacidad de sorción de fósforo (CSP) con sus parámetros estadísticos para los tratamientos pastizal (TP; n=30) y bosque (TB; n=30).....	<b>127</b>
<b>Tabla 5.10.</b> Variables básicas seleccionadas para la predicción de la capacidad de sorción de fósforo (CSP) en los primeros 15 cm de suelo y sus parámetros estadísticos para los tratamientos pastizal (TP; n=10) y bosque (TB; n=10).....	<b>130</b>
<b>Tabla 5.11.</b> Concentraciones medias de fósforo extraído con oxalato de amonio ( $P_{ox}$ ) en muestras de suelo (0-45 cm) para los tratamientos pastizal (TP, n=30) y bosque (TB, n=30).....	<b>131</b>
<b>Tabla 5.12.</b> Grado de saturación de fósforo ( $GSP_{ox}$ ) para los tratamientos pastizal (TP, n=30) y bosque (TB, n=30).....	<b>132</b>
<b>Tabla 5.13.</b> Valor numérico y valor del estadístico “p” de los puntos de cambio y ecuación lineal para cada tramo de recta de las relaciones $GSP_{ox}$ -Pe y $GSP_{ox}$ -PSR (Figura 5.7).....	<b>134</b>
<b>Tabla 5.14.</b> Coeficientes de correlación entre el índice de sorción de fósforo (ISP; N=60), la capacidad de sorción de fósforo (CSP) y los contenidos de óxidos amorfos de aluminio ( $Al_{ox}$ ) y hierro ( $Fe_{ox}$ , mitad inferior izquierda) y su significancia estadística (mitad superior derecha).....	<b>138</b>
<b>Tabla 5.15.</b> Comparación entre las dos técnicas de determinación del grado de saturación de fósforo ( $GSP_{Bray}$ y $GSP_{ox}$ ): parámetros numéricos y puntos de cambio obtenidos para cada método.....	<b>140</b>



<b>Tabla 5.16.</b> Parámetros numéricos de la ecuación resultante del análisis de regresión entre los resultados de dos métodos de determinación del grado de saturación de fósforo ( $GSP_{ox}$ y $GSP_{Bray}$ ; Fig. 5.10).....	<b>141</b>
---	------------



## Índice de Figuras

<b>Figura 1.1.</b> Forzamiento radiativo producido por distintos gases de efecto invernadero (GEI) desde 1980 hasta 2013 y proyecciones 2014-2100 de posibles escenarios.....	<b>3</b>
<b>Figura 1.2.</b> Flujo global de CO <sub>2</sub> con la discriminación de las distintas fuentes (Emissions) y sumideros (sinks) desde 1870 a 2010.....	<b>5</b>
<b>Figura 1.3.</b> Cantidades y distribución aproximada del carbono a nivel mundial según sus distintos compartimentos.....	<b>7</b>
<b>Figura 2.1.</b> Mapa general del sistema de Ventania y ubicación del área de estudio.....	<b>15</b>
<b>Figura 2.2.</b> Precipitaciones registradas en la Estancia “El Pantanoso” durante el periodo de 1943-2010. (Datos provistos por Ea. “El Pantanoso” y procesamiento propio).....	<b>19</b>
<b>Figura 2.3.</b> Distribución mensual de las precipitaciones y probabilidad de lluvias al 25% (línea discontinua) y 75% (línea continua).....	<b>20</b>
<b>Figura 2.4.</b> Aspecto de los sitios experimentales (tratamientos apareados). En primer plano se aprecia el pastizal de referencia (TP) y en segundo plano el rodal de <i>P. radiata</i> (TB).....	<b>24</b>
<b>Figura 3.1.</b> Relación entre la densidad de plantación de <i>P. radiata</i> y el desarrollo promedio de los árboles medido como circunferencia en los seis rodales estudiados.....	<b>38</b>
<b>Figura 3.2.</b> Fotografía de uno de los pisos forestales evaluados compuesto principalmente por acículas y en menor medida por conos y ramas pequeñas que conforman el horizonte fíbrico (Oi).....	<b>39</b>
<b>Figura 3.3.</b> Fotografía de un perfil de suelo con un piso forestal de máximo desarrollo bajo los rodales de <i>P. radiata</i> D Don relevados. Se observa importante cantidad de acículas y restos semi-leñosos acumulados los que originan un horizonte Oi relativamente delgado y un horizonte combinado Oe/Oa de gran espesor.....	<b>40</b>
<b>Figura 3.4.</b> Relación entre el área basal de <i>P. radiata</i> y la cantidad de materia seca (MS) acumulada en los horizontes orgánicos (Oi+Oe/Oa) de los seis rodales estudiados.....	<b>40</b>
<b>Figura 3.5.</b> Granulometría de las capas de suelo mineral (0-90 cm) para los tratamientos pastizal (TP) y bosque (TB) graficadas en el triángulo textural. ....	<b>43</b>
<b>Figura 3.6.</b> Gráficos de dispersión y ajustes obtenidos para la relación carbono orgánico total (COT) y pH para los tratamientos pastizal (TP, 3.6a) y bosque (TB, 3.6b).....	<b>54</b>
<b>Figura 3.7.</b> Gráficos de dispersión y ajustes obtenidos entre arcilla+limo y contenido de carbono orgánico total (COT) en 0-15 (3.7a) y 15-30 cm (3.7b) para los tratamientos pastizal (TP; n=18 para cada profundidad) y bosque (TB; n=36 para cada profundidad).....	<b>56</b>
<b>Figura 3.8.</b> Relación entre el contenido de carbono orgánico total (COT) y nitrógeno total (Nt) para los tratamientos pastizal (TP, 3.8a; n=108) y bosque (TB, 3.8b; n=216).....	<b>57</b>
<b>Figura 3.9.</b> Distribución vertical porcentual de carbono orgánico total (COT, 3.9a) y nitrógeno total (Nt, 3.9b) acumulados en el perfil de suelo mineral para los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216). ....	<b>66</b>
<b>Figura 4.1.</b> Modelo simplificado de las formas de fósforo en el suelo.....	<b>76</b>
<b>Figura 4.2.</b> Distribución porcentual de fósforo orgánico (Po), fósforo inorgánico (Pi) y fósforo ocluido (Poc) en los tratamientos pastizal (TP; n=108; Fig 4.2a) y bosque (TB; n=216; 4.2b). Se consideró como 100% al contenido de P <sub>t<sub>ext</sub></sub> .....	<b>83</b>
<b>Figura 4.3.</b> Relación entre el contenido de carbono orgánico total (COT) y la actividad de las fosfatasa ácidas (AFA, expresada como logaritmo natural) del suelo para los tratamientos pastizal (TP, 4.3a; n=108) y bosque (TB, 4.3b; n= 216).....	<b>89</b>

**Figura 4.4.** Actividad de las fosfatasa ácida por unidad de carbono orgánico total (AFA/COT, mg PNP kg<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup>/g COT kg<sup>-1</sup>) en función del contenido de fósforo extractable (Pe) para los tratamientos pastizal (TP, 4.3a; n=108) y bosque (TB, 4.3b; n=216).....**92**

**Figura 4.5.** Distribución vertical de los stocks (kg ha<sup>-1</sup>) de las distintas fracciones de fósforo (Pi= fósforo inorgánico no lábil, Po= fósforo orgánico, Poc= fósforo ocluido) determinadas para los tratamientos pastizal (TP, izquierda; n=108) y bosque (TB, derecha; n=216 para suelo mineral y n=60 para horizontes orgánicos).....**94**

**Figura 4.6.** Relación entre pH actual (1:2,5; suelo:H<sub>2</sub>O) y fósforo extractable (Pe) en 0-90 cm (4.6a, N=324) y para la capa superficial 0-15 cm de ambos tratamientos (4.6b, n=60).....**97**

**Figura 4.7.** Regresiones lineales halladas entre fósforo extractable (Pe) y fósforo total extractable (Pt<sub>ext</sub>, 4.7 a y b), fósforo inorgánico (Pi, 4.7 c y d), fósforo orgánico (Po, 4.7 e y f) y fósforo ocluido (Poc, 4.7 g y h), para los tratamientos pastizal (TP, □; n=108) y bosque (TB, +; n=216).....**99**

**Figura 4.8.** Relación entre fósforo extraíble (Pe) y fósforo soluble reactivo (PSR) obtenido para los tratamientos pastizal (TP, 4.8a; n=108) y bosque (TB, 4.8b; n=216).....**105**

**Figura 4.9.** Relación entre fósforo ocluido (Poc) y fósforo soluble reactivo (PSR) obtenido para los tratamientos pastizal (TP, 4.9a; n=108) y bosque (TB, 4.9b; n=216).....**107**

**Figura 5.1.** Relación entre fósforo extractable (Pe) y fósforo soluble reactivo (PSR) para los tratamientos pastizal (TP n=30, 5.1a) y bosque (TB n=30, 5.1b).....**118**

**Figura 5.2.** Relación entre pH e índice de sorción de fósforo (ISP) en los primeros 45 cm de suelo para los tratamientos pastizal (TP, □; n=30) y bosque (TB, +; n=30).....**119**

**Figura 5.3.** Análisis de regresión no lineal de dos tramos entre el grado de saturación de fósforo, GSP<sub>Bray</sub>-Pe (5.3a) y GSP<sub>Bray</sub>-PSR (5.3b) para los primeros 45 cm de suelo (N=60).....**121**

**Figura 5.4.** Análisis de regresión entre óxidos amorfos de hierro (Fe<sub>ox</sub>) y aluminio (Al<sub>ox</sub>) para muestras de los tratamientos pastizal (TP, □; n=30) y bosque (TB, +; n=30).....**125**

**Figura 5.5.** Análisis de regresión entre óxidos amorfos de aluminio (Al<sub>ox</sub>) y pH para los primeros 15 cm de suelo de los tratamientos pastizal (TP, □, n=10) y bosque (TB, +, n=10).....**127**

**Figura 5.6.** Análisis de regresión entre el contenido de carbono orgánico total (COT) y la capacidad de sorción de fósforo (CSP) para los primeros 45 cm de suelo (ambos tratamientos, N=60). .....**126**

**Figura 5.7.** Análisis de regresión entre el contenido de arcilla y la capacidad de sorción de fósforo (CSP, 5.7a) para los tratamientos pastizal (TP, n=30) y bosque (TB, n=30); y entre el contenido de arena y la capacidad de sorción de fósforo (CSP, 5.7b, n=60).....**127**

**Figura 5.8.** Análisis de regresión entre fósforo extractable con oxalato de amonio (P<sub>ox</sub>) y P extractable por el método Bray-Kurtz (Pe) para los tratamientos pastizal (TP, □; n=30) y bosque (TB, +n=30), y relación 1:1 para fines comparativos .....**132**

**Figura 5.9.** Análisis de regresión de tres tramos entre el grado de saturación de fósforo (GSP<sub>ox</sub>) y la concentración de fósforo extractable (Pe, 5.9a; N=60) y entre el grado de saturación de fósforo (GSP<sub>ox</sub>) y fósforo soluble reactivo (PSR, 5.9b; N=60). En la figura 5.9b se identificaron los tratamientos pastizal (TP, □; n=30) y bosque (TB, ■; n=30) a fin de visualizar su distribución. ....**133**

**Figura 5.10.** Análisis de regresión entre los resultados obtenidos del grado de saturación de fósforo determinado por los métodos GSP<sub>ox</sub> y GSP<sub>Bray</sub> del total de muestras analizadas (N=60) y relación 1:1.....**141**

**Abreviaturas**

AFA= Actividad de las fosfatasa s ácidas

Al<sub>ox</sub>= Óxidos de aluminio amorfos extractables con oxalato de amonio

AO= Ácidos orgánicos

CO<sub>2</sub>= Dióxido de carbono

CO= Carbono orgánico (contenido en la biomasa o sustancias orgánicas)

COT= Carbono orgánico total del suelo

CSP= Capacidad de sorción de fósforo

Dap= Densidad aparente del suelo

ETP= Evapotranspiración potencial

Fe<sub>ox</sub>= Óxidos de hierro amorfos extractables con oxalato de amonio

GEI= Gases de efecto invernadero

GSP<sub>Bray</sub>= Grado de saturación de fósforo por el método Bray-Kurtz

GSP<sub>ox</sub>= Grado de saturación de fósforo por el método del oxalato de amonio

Ha/s= Hectárea/s

ISP= Índice de sorción de fósforo

IMO= Índice de materia orgánica sobre la fracción fina (MO/(arcilla+limo))

MO= Materia orgánica o material orgánico

MOD= Materia orgánica disuelta

MOT= Materia orgánica total del suelo

MS= Materia seca

Nt= Nitrógeno total del suelo

Pe= Fósforo extractable del suelo

Pg= Peta gramos, equivalente a 10<sup>15</sup> g

Pi= Fósforo inorgánico no lábil del suelo

Po= Fósforo orgánico del suelo

Poc= Fósforo ocluido del suelo

PSR= Fósforo soluble reactivo

Pt<sub>ext</sub>= Fósforo total extractable del suelo

TB= Tratamiento bosque

TP= Tratamiento pastizal



**Certifico que en el presente ejemplar fueron incluidos los cambios y correcciones sugeridas por los jurados**

**Dra. Nilda Amiotti**

**Directora de Tesis**





## CAPITULO I

### Introducción

#### **1.1 Generalidades**

El impacto antrópico sobre los ecosistemas ha alcanzado en la actualidad dimensiones globales, siendo considerado el máximo ejercido en la historia evolutiva de la especie humana. Este proceso de evolución ha sido determinante de notables transformaciones, tanto en los individuos como en las estructuras sociales que ellos conforman o han conformado. En épocas pasadas, las adaptaciones de los grupos humanos fueron controladas por el medio ambiente, aunque esto se vió modificado con el propósito de ajustarlo a las necesidades esencialmente vinculadas, en un principio, con la propia subsistencia. En aquellas etapas, los núcleos sociales estaban constituidos por un número limitado de individuos cazadores-recolectores para quienes la obtención de alimentos fue una actividad primordial, ejerciendo mínimo nivel de impacto en el equilibrio de los ecosistemas. Las modificaciones biológicas, como por ejemplo la expansión del cerebro humano, trajeron aparejados cambios individuales y colectivos asociados al desarrollo de procesos migratorios y a la ampliación de territorios explorados acordes a la búsqueda de recursos nutricionales y materias primas. Paulatinamente, con la fabricación de las primeras herramientas y el desarrollo de las industrias líticas se promovió la evolución cultural, la que para esos pequeños grupos significó un salto en sus niveles de supervivencia y podría haber determinado una suerte de expansión demográfica con una mayor incidencia sobre los recursos naturales (Agustí & Lordkipanidze, 2011). Paralelamente, los cambios paleoambientales hacia condiciones climáticas más benignas a raíz del aumento de la temperatura global y de la deglaciación ocurrida en el período comprendido entre los 20.000 a 10.000 AP (Shakun *et al.*, 2012), tuvo como consecuencia el retiro de los hielos continentales de la última glaciación permitiendo el asentamiento de las diferentes poblaciones humanas, el abandono de la transhumancia y el desarrollo de la agricultura.

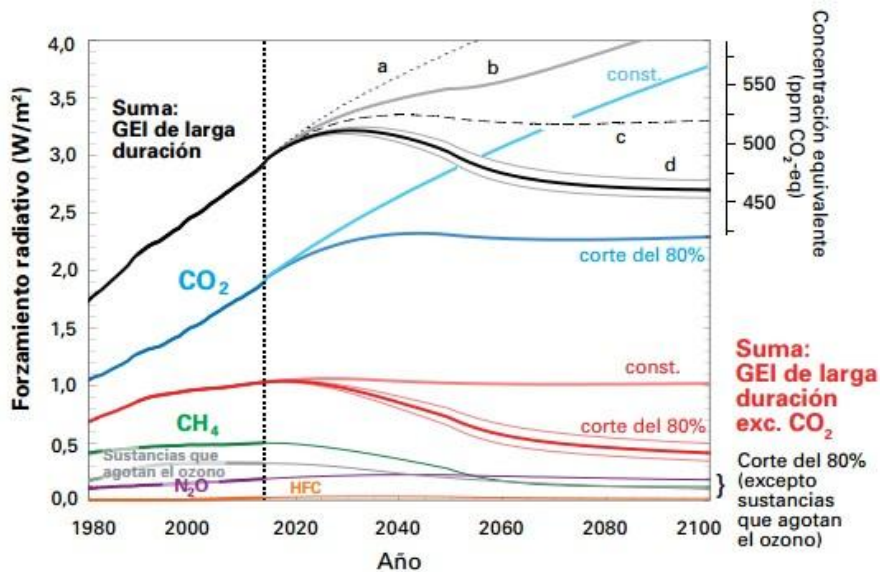
Estos acontecimientos fueron determinantes de una complejización cada vez mayor de la evolución humana, originando la necesidad, directa o indirectamente, de asignar distintos usos a la tierra (Brevik & Hartemink, 2010). De este modo, con el inicio de la civilización, el hombre cambió drásticamente su forma de vida desde los pequeños grupos de cazadores-recolectores a sociedades complejas y multiculturales, organizadas en megalópolis con millones de individuos conviviendo en ambientes intensamente alterados. Como consecuencia del crecimiento demográfico hubo necesidad de modificar superficies mucho mayores, reemplazando ecosistemas naturales por artificiales al reproducir sólo las especies vegetales deseadas y manipulando factores como la aplicación de prácticas de irrigación.

Este impresionante ritmo de avance poblacional y tecnológico ocurrió y ocurre a expensas de la pérdida de calidad de los recursos naturales renovables, como los bosques y cultivos en general, y no renovables como los mineros y los suelos mediante la conversión de tierras para labranza, pastoreo y extracción de madera. Sumado a ello, la utilización de combustibles fósiles ha contribuido a elevar considerablemente los niveles de contaminación del aire. Estas alteraciones mediambientales se multiplican a escala mundial generando modificaciones de algunos parámetros globales como la composición de gases de la atmósfera.

### **1.2 Definición y causas del cambio climático**

En las últimas décadas las Naciones Unidas (UN) ha focalizado parte de sus esfuerzos en la difusión de los cambios ocurridos en la concentración de gases de efecto invernadero (GEI) en la atmósfera, produciendo una alteración del flujo radiativo neto de la Tierra, también llamado "forzamiento radiativo" (Fig. 1.1; Organización meteorológica mundial, 2014). Esto ha sido relacionado con un incremento en el balance térmico global, propiciando cambios en varios parámetros climáticos en los últimos 100 años. Aumentos de la temperatura media del aire superficial (tanto sobre los océanos como sobre la tierra en aproximadamente +1,0°C), del agua de los océanos (+0,5°C), e incluso de la troposfera (+0,8°C) han sido recientemente confirmados por Hartmann *et al.* (2013). Como consecuencia, se registraron

incrementos en el nivel medio del mar, disminuciones del área cubierta por hielo, del volumen de los glaciares y del periodo de nevadas en distintas regiones del planeta, a la vez que aumentó la frecuencia de episodios climáticos extremos. En conjunto estas alteraciones del clima han recibido el nombre de “cambio climático global” o “calentamiento global”, siendo este último término utilizado por Broecker en 1975 y rápidamente aceptado por la comunidad científica (Nikolov & Petrov, 2014).



**Figura 1.1.** Forzamiento radiativo producido por distintos gases de efecto invernadero (GEI) desde 1980 hasta 2013 y proyecciones 2014-2100 de posibles escenarios según: a) las emisiones se mantienen constantes a los niveles de 2013; b) emisiones de CO<sub>2</sub> constantes y 80% de reducción de GEI no-CO<sub>2</sub>; c) reducción del 80% en la emisión de CO<sub>2</sub> manteniendo constante los GEI no-CO<sub>2</sub> y d) reducción del 80% en la emisión de todos los GEI de larga duración. Extraído de la Organización meteorológica mundial (2014).

Si bien las causas más difundidas para este proceso de cambio climático son los efectos derivados de las actividades antrópicas, especialmente después del inicio de la revolución industrial a mediados del siglo XVIII, en realidad existen varios factores que actúan sobre el clima provocando enormes alteraciones en éste a lo largo de toda la historia de la Tierra (Gumula *et al.*, 2014). Estos pueden ser divididos en tres grupos principales: los factores externos (astronómicos y orbitales, de los cuales la influencia del sol es la más importante); internos (geofísicos, geológicos y geográficos) y antrópicos (Nikolov & Petrov, 2014). Los primeros dos grupos han sido de cierta manera relegados en relación al último, aunque no por ello son menos importantes como por ejemplo los conocidos ciclos de Milankovic.

Mientras que los factores mencionados en los primeros dos grupos son inalterables por el hombre y actúan sobre el clima en el largo plazo, los efectos de la actividad humana podrían ser modificados dentro del corto plazo.

### **1.3 Alteraciones de la composición atmosférica en las últimas décadas**

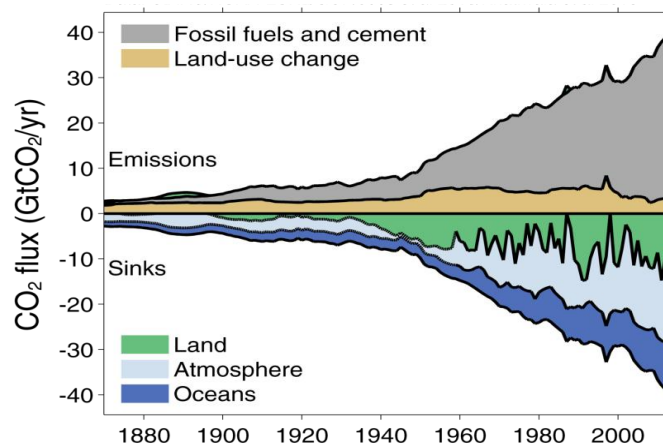
Existen muchos GEI con diferente capacidad de forzamiento radiativo, siendo los más importantes el vapor de agua, los óxidos de nitrógeno ( $\text{NO}_x$ ), el metano ( $\text{CH}_4$ ) y el dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) entre otros. Dada la multiplicidad de compuestos, se ha tomado al GEI relacionado con actividades antrópicas con mayor proporción en la atmósfera ( $\text{CO}_2$ ) como parámetro para realizar las mediciones y cálculos (Nikolov & Petrov, 2014). De este modo, el potencial de efecto invernadero de muchos de los gases se expresa habitualmente como “dióxido de carbono equivalente” (Tabla 1.1; Hartmann *et al.*, 2013). En la actualidad se confeccionan balances globales de GEI tomando como referencia al carbono, por lo que se habla de “emisiones de carbono” y “secuestro de carbono” para cuantificar la magnitud de las “fuentes” de GEI en el primer caso y los “sumideros” en el segundo.

**Tabla 1.1.** Eficiencia radiativa relativa y contenidos medios de los principales gases de efecto invernadero (GEI) en 1750 y 2011. Fuente Hartmann *et al.* (2013).

<b>GEI</b>	<b>Eficiencia radiativa relativa</b>	<b>1750</b>	<b>2011</b>
<b><math>\text{CO}_2</math> (ppm)</b>	1	278	390
<b><math>\text{CH}_4</math> (ppb)</b>	26	722	1803
<b><math>\text{N}_2\text{O}</math> (ppb)</b>	221	270	324

A nivel global se han multiplicado las fuentes de  $\text{CO}_2$ , principalmente las de origen antrópico directo o indirecto. Si se compara con los niveles pre-industriales, el contenido de  $\text{CO}_2$  atmosférico ha aumentado 112 ppmv en el periodo 1750-2011, (Tabla 1.1; Hartmann *et al.*, 2013). Dada la aceleración en el progreso tecnológico, las fuentes de emisión no sólo han incrementado su magnitud, sino que también han ido cambiando en su proporción (Fig. 1.2).

Si bien las estimaciones a nivel global conllevan cierto grado de incertidumbre, se sabe que a finales del siglo XIX las emisiones estaban representadas en su mayor parte por cambios en el uso de la tierra como la deforestación. Al mismo tiempo, otra gran fuente de CO<sub>2</sub>, referida a la utilización de combustibles fósiles, creció rápidamente en el siglo XX, especialmente en su segunda mitad. Como resultado, la proporción de emisiones correspondientes a cambios de uso de la tierra disminuyó considerablemente, e incluso bajo su aporte absoluto, sobre todo luego de la suscripción de varios países al protocolo de Kyoto en 1997 (UN, 1998). En cambio el uso de combustibles fósiles junto con la producción de cemento crecieron de forma espectacular en el mismo periodo, generando aproximadamente el 91% de las emisiones en el periodo 2004-2013 (Le Quéré *et al.*, 2014).



**Figura 1.2.** Flujo global de CO<sub>2</sub> con la discriminación de las distintas fuentes (Emissions) y sumideros (sinks) desde 1870 a 2010. Fuente: Le Quéré *et al.* (2014) y [www.globalcarbonproject.org](http://www.globalcarbonproject.org).

En forma simultánea al crecimiento en las emisiones, los sumideros también absorbieron mayor cantidad de CO<sub>2</sub>, principalmente en océanos, atmósfera y los ecosistemas terrestres (Fig. 1.2). Esto ha tenido consecuencias importantes en los balances de carbono, siendo el ya mencionado incremento en la concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera el más conocido, aunque no el único. Mientras en los ecosistemas terrestres el carbono se capta mediante la reforestación, el incremento en la materia orgánica del suelo y el crecimiento de los cultivos, en los océanos ocurre un proceso diferente. Al encontrarse en equilibrio con la atmósfera, cualquier incremento en la concentración de gases en esta última afecta a los océanos. Así,

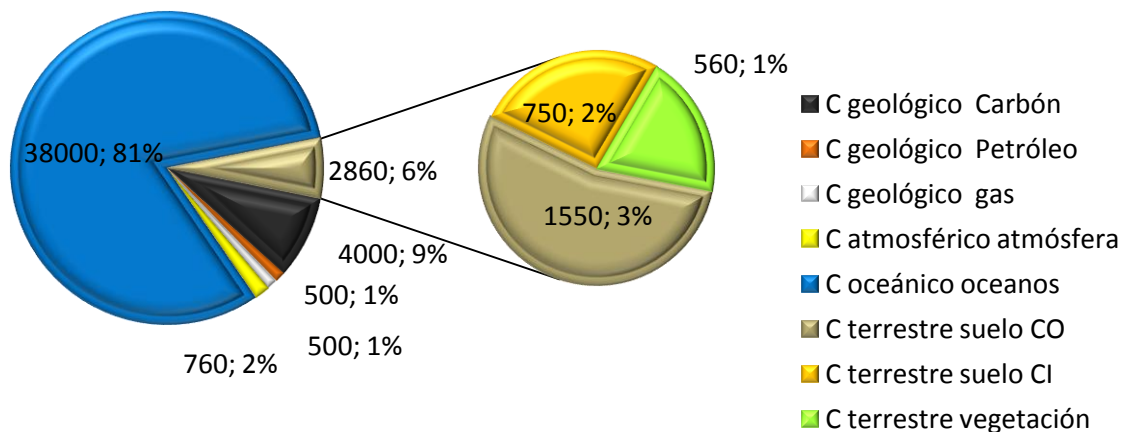
mayor presión parcial de CO<sub>2</sub> en el aire se refleja en un aumento similar en el agua, el cual se disuelve formando ácido carbónico (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) que luego se disocia en HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> y H<sup>+</sup> acidificando el medio. Aumentos de la presión parcial de dióxido de carbono en el agua de mar y de la acidificación asociada a ello, repercuten en la supervivencia de una gran cantidad de especies marinas, entre las cuales los organismos calcificadores como corales, moluscos, algas coralinas y plancton son los más afectados (Organización meteorológica mundial, 2014; Waldbusser *et al.*, 2014).

#### **1.4 Compartimentalización del carbono a nivel global**

A fin de reducir las emisiones antrópicas de los GEI, las Naciones Unidas y la Organización meteorológica mundial crearon el Panel Intergubernamental para el cambio climático (Intergovernmental Panel on Climate Change o IPCC en inglés). Este grupo elaboró en 1997 el conocido Protocolo de Kioto, estableciendo una guía de recomendaciones a ser utilizada por los países firmantes (los 37 más industrializados en ese momento) para la reducción gradual de emisiones de CO<sub>2</sub> ([www.iisd.ca](http://www.iisd.ca)). La meta final era lograr una reducción del 5% en las emisiones entre 2008 y 2012, respecto de las producidas en 1990 (UN, 1998). Actualmente está en vigencia el segundo periodo de compromiso del Protocolo de Kioto desde 2013 a 2020 (<http://unfccc.int>). Entre los numerosos estados que adoptaron el protocolo, Argentina formalizó su participación en los mecanismos de desarrollo limpio en 2001 a través de la ley nacional 25.438 ([www.minagri.gob.ar](http://www.minagri.gob.ar)).

Dentro de los mecanismos de desarrollo limpio avalados por el protocolo, la forestación ocupa un lugar importante como herramienta válida para el secuestro de CO<sub>2</sub> tanto en la biomasa propia de los árboles, como dentro del suelo en forma de materia orgánica. Uno de los pilares de esta estrategia, descansa en la magnitud de los distintos compartimentos (*pooles*) de carbono (C) en la Tierra. A pesar de que las estimaciones globales de las reservas de C en los distintos compartimentos está sujeta a considerables errores e incertidumbres, se estima que la reserva total de este elemento en la Tierra es de aproximadamente 46.000 Pg (Lal *et al.*, 2006; Ciais *et al.*, 2013).

Las estimaciones indican que el suelo constituye, luego de los océanos y combustibles fósiles, la tercer reserva más importante de carbono (Lal *et al.*, 2006; Fig. 2.1), siendo similar su magnitud al C contenido en la atmósfera y en los organismos vivos combinados (Poeplau & Don, 2012). Por esta razón, pequeños cambios en este vasto almacén, implican cambios significativos en la concentración de CO<sub>2</sub> atmosférico (Huang *et al.*, 2011). Actividades como la forestación de nuevas áreas y la reforestación, son algunas de las propuestas como herramientas eficaces para el secuestro de carbono atmosférico (Hoogmoed *et al.*, 2012) contribuyendo a atemperar el cambio climático (Lal, 2002; Riestra *et al.*, 2012).



**Figura 1.3.** Cantidades y distribución porcentual aproximada del carbono a nivel mundial según sus distintos compartimentos (adaptado de Lal *et al.*, 2006). Valores expresados en Peta gramos (1 Pg = 10<sup>15</sup> g).

### 1.5 La forestación como sumidero de dióxido de carbono

En la actualidad el *pool* de C de los ecosistemas terrestres sufre constantes variaciones. Por un lado la deforestación y quema de vegetación, principalmente de áreas tropicales, junto con la mineralización de la materia orgánica del suelo, turberas y pantanos actúa como fuente de CO<sub>2</sub> de importancia, estimándose una emisión anual de alrededor de 3,8 Pg (Le Queré *et al.*, 2013). Al mismo tiempo, la reforestación de áreas previamente cultivadas y el crecimiento de la vegetación en general capta gran parte de estas emisiones (Canadell &

Raupach, 2008), resultando en una emisión neta de aproximadamente 1,1 Pg C año<sup>-1</sup>. Ante este escenario, la mejora en el balance neto es imperativa.

La implantación de bosques de especies forestales de rápido crecimiento como *Pinus* y *Eucalyptus*, es una actividad económica significativa a nivel global suministrando madera para la industria y la provisión de energía, llegando a cubrir para la especie *P. radiata* hasta 4 millones de has mundialmente (Farley & Kelly, 2004). Al requerir pocas tareas de preparación, la forestación es normalmente considerada una práctica de conservación de tierras (Zinn *et al.*, 2002). Sin embargo, como cualquier cambio en el uso de la tierra puede generar impactos ambientales y socioeconómicos no deseados que podrían comprometer la idea misma de los proyectos de mitigación de secuestro de carbono (Canadell & Raupach, 2008). El uso de la tierra involucra tanto el propósito para lo cual la tierra es utilizada, así como el modo de manipulación de los atributos biofísicos que afectan la estructura y función de los ecosistemas (Viglizzo *et al.*, 2001). Tanto la transformación de un ecosistema natural a un modelo productivo, como un cambio en éstos últimos (ej. agrícola a forestal), implican un cambio en el uso de la tierra.

Algunos de los efectos derivados de la introducción de árboles en tierras de pastizales son mencionados por Noretto *et al.* (2012). Ellos resumen los factores que impactan directamente en el funcionamiento del ecosistema, como la disminución del albedo y la temperatura del suelo y aumentos de la evapotranspiración de los macizos forestales, lo que a su vez influye en los balances hidrológicos y recarga de los acuíferos. Las plantaciones de árboles tienen típicamente mayores demandas de agua y diferentes requerimientos de nutrientes que las praderas o las áreas de cultivo y son éstas características las que pueden alterar las propiedades químicas de los suelos afectando no sólo su fertilidad sino también su sustentabilidad (Jackson *et al.*, 2005). Además de poner en serio riesgo las fuentes de agua disponibles, estos autores informan que la introducción de especies forestales en áreas de pastizales naturales puede resultar en degradación de los suelos. Al respecto, Chen *et al.*, (2008) señalan algunos de los aspectos más relevantes que resultan alterados en un ecosistema a causa de la forestación como: a) *input* de carbono orgánico y nutrientes



asociados; b) características del enraizamiento; c) microambiente (debido a la canopia y la generación de horizontes orgánicos); d) interacciones específicas entre microorganismos y plantas.

Considerando los aspectos mencionados, la utilización de especies forestales como instrumento de captura de CO<sub>2</sub> implica una excelente oportunidad de alcanzar los objetivos propuestos por el protocolo de Kioto, dada su capacidad de secuestro de carbono en la biomasa y particularmente dentro del suelo. Sin embargo, debido a la gran cantidad de factores intervinientes, cada emprendimiento debe ser analizado en profundidad para evitar incurrir en consecuencias medioambientales negativas que contrarresten los beneficios derivados de esta práctica. El entendimiento de la dinámica del carbono en el suelo, especialmente del C orgánico y de los nutrientes asociados, es fundamental para evaluar los efectos de la forestación en un sitio dado, particularmente si esto implica un cambio de uso de la tierra.

### ***1.6 Dinámica de la materia orgánica en los suelos***

Como se mencionó previamente, pequeños cambios en el contenido de C en el suelo pueden impactar de forma considerable en el balance general de emisiones. En suelos productivos la mayor parte del C se encuentra como carbono orgánico (CO) en la materia orgánica (MO), derivada principalmente de los aportes vegetales. En regiones áridas y semiáridas los carbonatos inorgánicos como los de Ca y Mg pueden superar al CO y representar proporciones importantes de la masa total de suelo. Estos sistemas suelen destinarse a producciones marginales, reservas naturales o áreas de recreación dado su bajo potencial productivo, siendo la cantidad de C inorgánico relativamente estable en el tiempo.

Luego de la muerte de distintos órganos vegetales, la MO pueden sufrir dos destinos principales: la mineralización o la humificación (Lal *et al.*, 2006). La mineralización es la utilización, en un período de tiempo acotado, de los compuestos carbonados y nutrientes contenidos en las moléculas orgánicas por distintos organismos dando como resultado

productos inorgánicos como CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O y nutrientes, principalmente N y P y energía. La humificación es la transformación progresiva de las moléculas orgánicas desde cadenas cortas y lineales a cadenas condensadas largas y con alto contenido de anillos aromáticos. Los productos resultantes son moléculas orgánicas muy estables y de difícil degradación (humus). La proporción de MO humificada representa la eficiencia de humificación, la cual varía entre 5% y 15%, y junto con la tasa de aporte de hojarasca determinan la cantidad de CO total (COT) de un suelo (Lal *et al.*, 2006). La relación entre estos procesos y la posterior permanencia del CO depende principalmente de la calidad de la MO aportada (relación C/N, contenidos de lignina y suberina), las propiedades del suelo (cantidad y composición mineralógica de arcillas, retención y movimiento de agua) y el clima (Lal *et al.*, 2006; Chen *et al.*, 2002b).

Las diferentes combinaciones de estos factores dan como resultado tres tipos principales de humus en suelos bien drenados: mor, mull y moder (Duchafour, 1975; Zanella *et al.*, 2009). El humus mor se asocia a vegetación forestal acidófila como las coníferas en climas fríos, con condiciones desfavorables para la actividad biológica y la mineralización de hojarasca con altos contenidos de compuestos fenólicos, donde la escasez de Ca y Mg dificulta la formación de complejos MO-cación-arcilla. El humus mull es asociado a climas templados con vegetación de pastizales o bosques caducifolios con hojarasca pobre en fenólicos, sin limitantes nutricionales o ambientales para una elevada actividad microbiana y de la mesofauna, dando lugar a una rápida humificación y a la formación de abundantes complejos órgano-minerales con cationes divalentes. El humus moder comparte propiedades con los tipos mor y mull y es asociado habitualmente a bosques mixtos con hojarasca de contenidos intermedios de fenólicos y condiciones desfavorables para los anélidos pero no para otra mesofauna como los artrópodos, resultando en una humificación más lenta. Procesos de eluviación y acidificación del suelo son indicativos de pedogénesis consistentes con la presencia de humus moder.

A lo largo del tiempo la permanencia de distintas fracciones orgánicas en el suelo (incluyendo el humus) está sujeta a diferentes procesos de estabilización, ya sea mediante

asociación con la fracción fina del suelo (arcilla y limo), protección física dentro los microagregados y/o características recalcitrantes propias de las moléculas (Six *et al.*, 2002; Galantini *et al.*, 2004). Esto implica que la materia orgánica no estabilizada, comúnmente llamada MO particulada, “joven” o “liviana”, tiene un ciclado rápido, de meses a algunos años. En cambio, la MO estabilizada aumenta progresivamente su longevidad asociada de su grado de protección, llegando a ser, en algunos casos, de hasta cientos o miles de años para la MO fina o “vieja” que puede reunir más de un mecanismo de estabilización. Esto último ocurre particularmente a mayor profundidad en el perfil donde la actividad microbiana es menor.

Cambios de uso de la tierra pueden alterar significativamente el equilibrio entre las distintas fracciones de la MO. La forestación como estrategia de secuestro de C, no sólo almacena este elemento en la biomasa, pudiendo volver rápidamente a la atmosfera como CO<sub>2</sub> dependiendo del destino de la madera, sino que puede incrementar el contenido de MO del suelo extendiendo sustancialmente el periodo de retención del C, obteniendo adicionalmente un aumento en la calidad del suelo (Lal *et al.*, 2006).

### **1.7 Planteo del problema**

Canadell & Raupach (2008) indican que la forestación a gran escala puede conllevar impactos ambientales que hasta incluso podrían comprometer el objetivo de la práctica misma. Los suelos naturalmente asociados a cobertura forestal como Spodosoles, Alfisoles, Oxisoles, Inceptisoles, Ultisoles y Andisoles (USDA, 1999), en general son también muy utilizados para re-implantar especies arbóreas de rápido crecimiento (Belton *et al.*, 1996; Turner & Lambert, 2000; Tate *et al.*, 2004 y otros), especialmente coníferas dada su capacidad de crecimiento en ambientes nutricionalmente restringidos (Aerts, 1995). Tierras marginales o previamente utilizadas para agricultura y luego abandonadas suelen posteriormente ser destinadas también a estos usos (Bengoetxea, 2009; Riestra *et al.*, 2012; Pérez-Cruzado *et al.*, 2014). Otros tipos de suelos de mayor productividad, como los

Molisoles, son normalmente preferidos para producir alimentos netos por sus cualidades (USDA, 1999).

Las características particulares de la cobertura pedológica conllevan, en términos generales, a la implantación de especies forestales en suelos que en algún momento soportaron árboles, los que influyeron sobre la dirección e intensidad de la pedogénesis. En estos casos la introducción de árboles puede generar cambios edáficos de distinta índole, los que mayormente se relacionan al contenido y calidad de la MO. Las alteraciones inducidas por la forestación son, en estas situaciones, de menor magnitud que aquellas resultantes de la implantación de vegetación arbórea en suelos generados bajo otras coberturas tales como pastizales. Modificaciones drásticas en distintos parámetros edáficos fueron reportados por Jobbágy & Jackson (2003), quienes incluso destacan la intensidad de los cambios ocurridos en suelos bajo rodales de *Eucaliptus* en la región pampeana respecto de los informados en otras investigaciones. Adicionalmente en la zona de estudio, reportes previos informan la ocurrencia de cambios drásticos en las propiedades de los horizontes superficiales de Molisoles del área de Ventania (Buenos Aires). En estas investigaciones se informa sobre incrementos en el contenido COT y alteraciones de la calidad de la MO, acompañados por importantes disminuciones del pH y del contenido de cationes de intercambio luego de 60 años de la implantación de *P. radiata* en tierras de pastizales (Amiotti *et al.*, 2000; 2012). Zalba & Peinemann (1987) también registraron incrementos del fósforo total y extractable bajo las coníferas en comparación a sitios no forestados.

El ecosistema original del área de Ventania corresponde al Distrito Austral del Pastizal Pampeano, caracterizado por una vegetación de estepa de gramíneas y sin presencia significativa de especies arbóreas (Cuevas & Zalba, 2013). Sin embargo, en virtud de la fertilidad natural de sus suelos - Molisoles derivados de loess-, y de sus condiciones climáticas favorables, la zona presenta condiciones adecuadas para el crecimiento de especies forestales (Ares, 1991), registrándose incluso poblaciones bien establecidas del género *Pinus* que se han naturalizado (Zalba & Villamil, 2002). Estas características permiten considerar la posibilidad que representa el desarrollo de créditos de carbono, e

industrias asociadas a la producción de especies forestales. Sin embargo, existen evidencias ciertas de procesos de degradación irreversibles en capas superficiales del recurso suelo asociados a la implantación de coníferas (Amiotti *et al.*, 2000, 2007). Esto genera interrogantes sobre el alcance de las alteraciones edáficas subsuperficiales y profundas que pudieran ocurrir, especialmente aquellas que afectan a variables relevantes de los suelos como pH, C, N y P.

### **1.8 Objetivos e Hipótesis generales**

En un contexto de efectos ambientales contrapuestos como el descripto, se propone como objetivo general:

- ✓ Evaluar las alteraciones que se producen en los suelos como resultado del reemplazo de la vegetación típica del pastizal pampeano por rodales de *Pinus radiata* D. Don en el área de Ventania (Bs. As.) y determinar el potencial impacto ambiental derivado de la implementación de esta práctica.

Como objetivos específicos sintéticamente se proponen:

- ✓ Determinar la magnitud del proceso de acidificación bajo bosque analizando el comportamiento de la reacción del suelo en profundidad.
- ✓ Cuantificar la capacidad de secuestro de carbono en los horizontes orgánicos y en el suelo mineral y evaluar los cambios en la composición y distribución vertical de la materia orgánica acumulada bajo los pinos.
- ✓ Analizar las alteraciones en la dinámica del nitrógeno y de las distintas fracciones de fósforo generadas por la forestación.

- ✓ Evaluar el potencial riesgo ambiental derivado de la existencia de fracciones solubles de fósforo que pueden migrar fuera del sistema.

En base a estos objetivos se plantearon las siguientes hipótesis:

- ✓ El reemplazo de la vegetación natural por *P. radiata* en Udoles del área de Ventania desencadena procesos metapedogenéticos que conducen a una rápida y significativa acidificación del suelo mineral que se extiende más allá del horizonte superficial.
- ✓ Los pinos actúan como sumideros de CO<sub>2</sub> atmosférico a largo plazo incrementando el contenido de CO del suelo respecto de los adyacentes que sostienen vegetación de pastizal. La composición, cantidad y sitios de acumulación de los materiales orgánicos aportados por los árboles alteran la calidad y el patrón de distribución vertical de la MO del suelo.
- ✓ La dinámica, distribución vertical y biodisponibilidad de nutrientes (N y P) se ven fuertemente modificadas por el cambio en el tipo de vegetación, su hábito de crecimiento, su patrón de extracción de nutrientes y acumulación de materia orgánica.
- ✓ El grado de alteración del balance de las distintas fracciones de fósforo producto del cambio de uso de la tierra genera un potencial riesgo ambiental asociado a la lixiviación de fósforo soluble reactivo.

A fin de facilitar la lectura y comprensión de la información generada, los objetivos e hipótesis aquí planteados se reiteran y/o desglosan y amplian, particularmente en lo referido al análisis de la dinámica de fósforo, en los capítulos III a V.

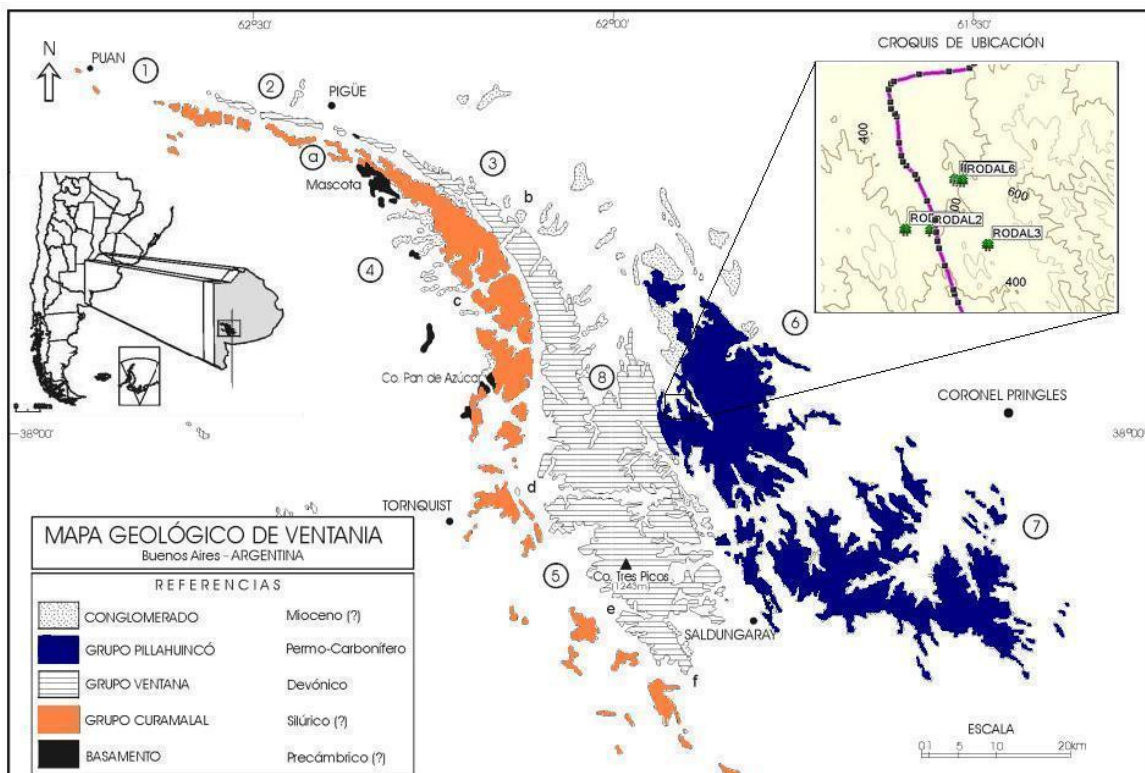
## CAPITULO II

### Materiales y metodología utilizados

#### 2.1 Área de estudio

##### 2.1.1 Ubicación

El área de estudio se encuentra situada en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina, en el Sistema Serrano de Ventania (Fig. 2.1). El mismo abarca los Partidos de Tornquist, Coronel Suárez, Puan, Saavedra, Coronel Pringles y General Lamadrid (Ares, 1991). La experiencia se desarrolló dentro del partido de Coronel Suárez, en el ámbito de las sierras del grupo Pillahuincó (Fig. 2.1), en rodales distribuidos en una superficie de unos 15 km<sup>2</sup>, dentro de un área comprendida por los pares de coordenadas 37° 56' 11" S, 61° 52' 10" O; 37° 58' 54" S, 61° 52' 10" O y 37° 57' 51" S, 61° 54' 47" O; 37° 57' 51" S, 61° 50' 30" (Fig. 2.1).



**Figura 2.1.** Mapa general del sistema de Ventania y ubicación del área de estudio. Fuente: Mapa base extraído de Selles-Martínez (2001) y elaboración propia. Referencias: Los números identifican Sierras; 1: Puán, 2: Pigué, 3: Bravard, 4: Curamalal, 5: La Ventana, 6: Las Tunas, 7: Pillahuincó. Las letras señalan las Abras; a: Pigué, b: Hinojo, c: Agua Blanca, d: La Ventana, e: Rivera, f: Los Vascos.

### 2.1.2 Geología y geomorfología.

Geomorfológicamente, la región corresponde al dominio morfoestructural “Positivo de Ventania” (González Uriarte, 1984). En él se diferencian dos unidades principales: A) El Sistema Serrano y B) El Nivel de Planación General.

A) El sistema serrano de Ventania se extiende en dirección NO-SE a lo largo de aproximadamente 170 km con un ancho máximo de 75 km. Su núcleo está conformado por rocas cuarcíticas paleozoicas fuertemente plegadas, que descansan sobre un basamento cristalino del Precámbrico el cual se manifiesta por reducidos afloramientos de granitos y pórfidos cuarcíferos, mientras que el resto del área está cubierta por sedimentos loésicos. La elevación máxima es alcanzada en el cerro Tres Picos con 1239 msnm. Dentro del sistema serrano se reconocen: **I)** “Cerros y Serranías” integrados por los encadenamientos serranos y estribaciones, dentro de los que se diferencian: Ia) Curamalal Ventana y Ib) Pillahuinco; y **II)** “Valles intermontanos” que agrupan a tres tipos morfológicos, Ila) los valles de vertiente, I Ib) los valles transversales o abras y I Ic) los valles longitudinales.

**Ia)** Curamalal Ventana: Es un sistema de sierras continuas interrumpido por valles transversales (abras), en el que se localizan los picos de máxima altitud en la región (Fig. 2.1). La secuencia estratigráfica consiste en una sucesión que incluye conglomerados, areniscas y pelitas de edad Paleozoico inferior y medio, metamorfizadas en cuarcitas y esquistos las que constituyen las litologías más comunes del área. Este sistema ha sido afectado por plegamiento originando una línea de crestas de relieve áspero.

**Ib)** Pillahuinco: Es una amplia zona de picos dispersos, redondeados y no alineados de menor edad y altitud que el anterior. El paisaje aparece como un relieve más maduro, el que responde a una litología menos resistente a la erosión consistente en pelitas ligeramente transformadas por metamorfismo y plegamiento.



**IIa)** Valles de vertiente: Dan lugar a clásicos vallecitos fluviales de sección en V profunda. Se inician en cuenca de recepción y en la base aparecen suavizados por depósitos de tipo coluvial.

**IIb)** Valles transversales o abras: Son valles maduros, bien definidos y que se han desarrollado como resultado de la exondación de líneas de fractura de gran magnitud. Están surcados por corrientes juveniles de régimen irregular y generalmente de flujo continuo. En la Fig. 2.1 se representan con letras minúsculas.

**IIc)** Valles longitudinales: Se han desarrollado por actividad fluvial desde las cabeceras y, entre ellos, el valle del río Sauce Grande separa los dos subsistemas serranos. Son valles maduros con cursos de sinuosidad marcada aunque profundamente encajados, indicando claros síntomas de rejuvenecimiento. Los flujos sufren grandes variaciones en función de la intensidad de las precipitaciones.

B) El nivel de planación general conforma una superficie plana y continua extendida entre los 400 msnm al pie de las sierras y los 70-60 msnm en el frente de la escarpa erosiva que constituye el respaldo de las terrazas marinas integradas en el subdominio litoral. La pendiente general está orientada hacia el S con gradientes que van del 5% en áreas cercanas a las sierras hasta menos del 0,5% en la sección media y distal. De acuerdo a los gradientes de pendientes, esta unidad se divide en **a)** Piedemonte y **b)** Llanura surventánica.

a) Piedemonte: Está constituida por una faja transicional que conecta el pie de sierra con la llanura. Se caracteriza por los mayores gradientes y el desarrollo de procesos coluviales atemperados progresivamente. En estos sectores la granulometría es variable debida a la existencia de depósitos gravitacionales sepultados por materiales eólicos (eolo-coluvio).

b) La llanura surventánica es una planicie extendida parcialmente disectada por los valles de los ríos y arroyos que drenan la región y también por un

sistema de cañadones colmatados por sedimentos eólicos (paleovalles). El área está cubierta por sedimentos loésicos holocenos de espesor variable, normalmente menor a 1 m, superpuestos a una paleosuperficie petrocálcica ondulada, solo ausente en las geoformas aluviales y lacustres.

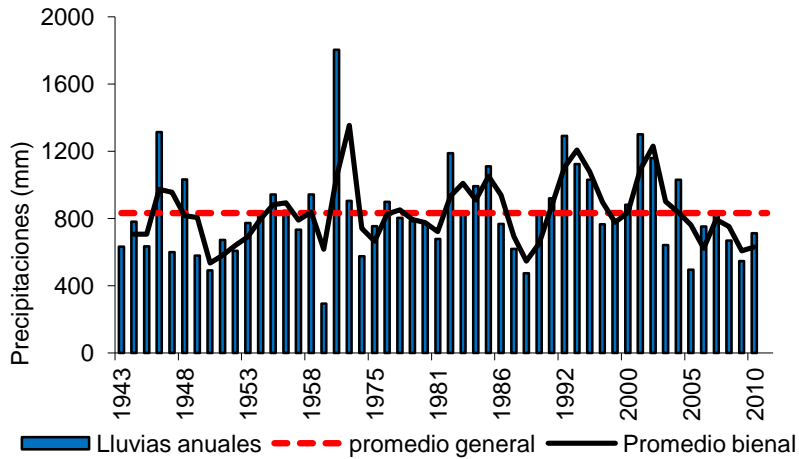
Desde el punto de vista geomorfológico los sitios de estudio se encuentran en el área de yacencia del grupo Pillahuincó. En ella predominan serranías con numerosos valles funcionales y cursos de agua no permanentes, ubicándose los sitios experimentales en los relieves planos que caracterizan a los viejos valles colmatados con loess de edad holoceno.

### 2.1.3 Clima

El clima regional está influenciado fuertemente por la presencia del sistema serrano, originando microclimas asociados a los accidentes geográficos. Con respecto al nivel de planación general, el área serrana se caracteriza por recibir mayor pluviometría e incluso aportes nivosos más frecuentes, especialmente en los picos de mayor altitud. En los sectores más elevados del sistema (cerro Ventana, Tres picos, etc) la precipitación alcanza promedios anuales superiores a los 900 mm, marcando el máximo zonal. A diferencia de las precipitaciones, las temperaturas sufren menores variaciones siendo la región en general, templada (Campo *et al.*, 2012). Los vientos predominantes son afectados por el sistema serrano, originando diferencias importantes entre localidades cercanas según su posición relativa a las sierras. En general hacia el S del sistema de Ventania los vientos son más frecuentes y predominan los del cuadrante N-NO (por ej. Bahía Blanca), mientras que en localidades situadas al N como Pigüe y Coronel. Suárez los mismos son menos frecuentes, con mayor cantidad de calmas y sin una dirección predominante (Campo *et al.*, 2012).

Específicamente en el área en la que se ubican los sitios experimentales la temperatura media anual para el periodo 1943-2010 fue de 14,5°C y la precipitación media anual de 830 mm (Fig. 2.2). Tomando en cuenta la evapotranspiración potencial y las precipitaciones

(Tabla 2.1), se obtiene un Índice hídrico de 30,9 y en base a este último se obtiene un Índice de Humedad de 22,7, indicando un régimen de humedad según Thornthwaite **B1w** (húmedo con deficiencia moderada de agua en verano). La distribución de las precipitaciones muestra déficit moderado en noviembre y febrero y más acentuado durante diciembre y enero.

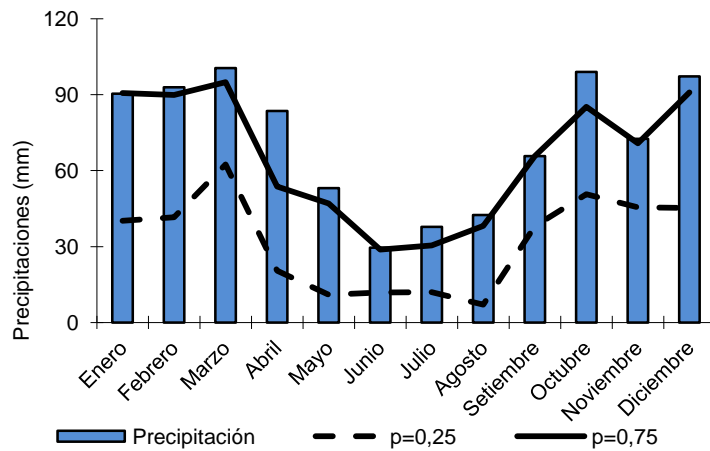


**Figura 2.2.** Precipitaciones registradas en la Estancia El Pantanoso durante el periodo de 1943-2010. (Datos provistos por Ea. “El Pantanoso” y procesamiento propio).

**Tabla 2.1.** Precipitaciones mensuales, evapotranspiración potencial (ETP) y balances de excesos y déficit mensuales.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Anual
<b>Precipitación</b>	73,4	90,5	101,1	78,0	55,6	38,7	41,6	36,4	67,6	91,1	74,6	89,5	<b>830,6</b>
<b>ETP<sup>1</sup></b>	128,6	99,2	83,4	51,4	32,5	19,9	21,2	27	40	60,4	85,1	120	<b>768,7</b>
<b>Exceso</b>	0,0	0,0	17,7	26,6	23,1	18,8	20,4	9,4	27,6	30,7	0,0	0,0	<b>174,3</b>
<b>Deficit</b>	-55,2	-8,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-10,5	-30,5	<b>-104,9</b>

<sup>1</sup> Capelli de Steffens y Campo de Ferraras, 1994.



**Figura 2.3.** Distribución mensual de las precipitaciones y probabilidad de lluvias al 25% (línea discontinua) y 75% (línea continua). Datos de Ea. “El Pantanoso”, promedios del periodo 1943-2010 y procesamiento propio.

#### 2.1.4 Suelos

La importante heterogeneidad en los factores pedogenéticos, especialmente el relieve y la precipitación, determinan cierto grado de variabilidad en la génesis de los suelos de la zona. Los suelos asociados a las distintas geoformas tienen en general edad holoceno y suelen mostrar rasgos pedológicos adquiridos durante más de un ciclo evolutivo (poligénesis).

El sistema serrano muestra roca dura expuesta en las porciones cuspidales, la que coexiste con sectores de suelos muy someros en posición de ladera. El resto del área está cubierta por sedimentos loésicos del Pleistoceno tardío-Holoceno con características particulares, ya que ha sido considerado atípico por su mayor tamaño de grano y concentración de vidrio volcánico respecto de otros sedimentos loessicos de Europa, Asia o EEUU (Zárate, 2003; Blanco & Stoops, 2007; Rubio *et al.*, 2008). Otra característica es la presencia de carbonato de calcio. En general, en los sectores intermontanos y en los planos de los valles el manto loessico tiene un espesor de 1-2 m con un contacto lítico bien definido en la base del perfil. Los suelos de la unidad serrana pertenecen al orden Molisol y evolucionan a partir de sedimentos loésicos puros o mezclados con detritos de rocas (Vargas Gil & Scoppa, 1973). No se han descrito suelos evolucionados a partir de saprolita, presentando la roca dura solo evidencias de alteración física (fragmentación) y ningún signo de alteración química. Las taxas dominantes son Argiudoles y Hapludoles típicos y líticos y Paleudoles petrocálcicos (USDA, 1999).

#### 2.1.5 Uso de la tierra

El historial de uso de la tierra en esta zona es acotado, dado que la intervención humana a gran escala comenzó a principios del siglo XIX con la ocupación de colonos procedentes de Europa y gauchos que criaban ganado en forma extensiva, en cercanías de los escasos poblados y fuertes militares. La colonización definitiva de la región, se produjo luego del término de la Conquista del Desierto en 1879, recordada como el punto final de la ocupación por poblaciones aborígenes. Previamente, los únicos pobladores de la región eran los pueblos originarios, presentes en escaso número, provocando bajo o nulo impacto en las

tierras. Debido al bajo disturbio antrópico hasta ese momento se considera al ambiente en general como prístino (Viglizzo *et al.*, 2001; MAGyP, 2011).

En su estado original, la región constituye un vasto ecosistema de pastizales gramíneos en equilibrio dinámico con el medio (Viglizzo *et al.*, 2001). Este equilibrio se caracteriza por: a) una gran acumulación de biomasa y nutrientes debido a la predominancia de ciclos naturales cerrados; b) gran diversidad de grupos funcionales, tanto de plantas como animales; c) mantenimiento de cadenas tróficas complejas; d) continuidad de procesos biológicos durante el año; e) bajo flujo de energía y baja productividad de biomasa, debido a la acumulación de material fibroso inerte; f) alta estabilidad de grupos funcionales y g) alta sustentabilidad y capacidad de auto-regeneración de todo el ecosistema.

La especies autóctonas están conformadas por individuos del género *Stipa*, (*Stipa ambigua*, *S. caudata*, *S. neesiana*), *Piptochaetium*, *Festuca* y otros como *Eryngium eburneum* y *Paspalum quadrarium*. Hay también algunas especies endémicas presentes en grado variable como *Festuca ventanica*, *F. pampeana*, *Stipa pampeana* y *S. juncooides* (Amiotti *et al.*, 2000). La vegetación arbórea autóctona es prácticamente inexistente a excepción de algunos ejemplares de *Salix humboldtiana* que crecen a la orilla de los cursos de agua y bosquecillos de *Geoffroea decorticans* y molle *Schinus sp.* (Zalba & Villamil, 2002; Cuevas & Zalba, 2013).

Actualmente el uso de la tierra en la zona corresponde a sistemas productivos ganaderos, principalmente en los cerros y serranías y agrícola-ganadero en los sectores de menor pendiente y en los valles interserranos, donde la profundidad de los suelos es mayor favoreciendo la producción de cultivos de invierno y verano. La introducción de especies forestales en gran número se produjo a mediados del siglo pasado, cuando se implantaron varios montes principalmente con fines paisajísticos. Entre las especies de mayor distribución se citan *Pinus radiata*, *P. halepensis*, *Cupressus sempervirens*, *C. arizonica*, *Eucalyptus viminalis*, *Robinia pseudo-acacia* y *Gleditsia triacanthos* (Ares, 1991).

Actualmente la distribución de algunas de estas especies forestales es generalizada, afectando incluso a superficies protegidas como el Parque Provincial Ernesto Tornquist,

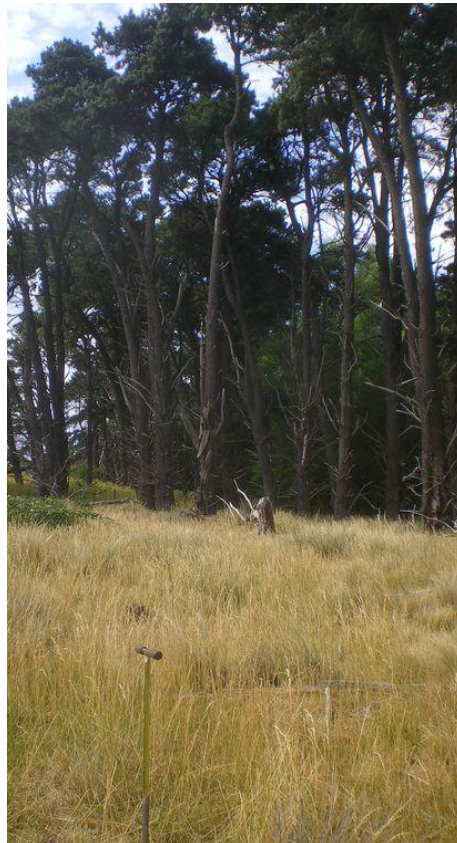
donde los guardaparques procuran erradicar los ejemplares exóticos, en un intento de preservación de la flora y fauna autóctonas. Hasta el momento no se reportaron rodales forestales con fines productivos, siendo la única referencia al respecto el corte y reforestación de un pequeño rodal de *P. radiata* en la Estancia Mahuida-Co en la década de 1960 (Zech *et al.*, 1997).

## **2.2 Diseño experimental y muestreo**

Se establecieron seis sitios de características edáficas y agroclimáticas similares (37° 58' S, 63° 51' O), donde estuviesen implantados rodales de *Pinus radiata* D Don de más de 60 años de edad. Para evitar la posible influencia de los gradientes marcados sobre los parámetros a evaluar (Amiotti *et al.*, 2007), en cada rodal se verificó que la pendiente predominante fuera menor al 1%. Para realizar los contrastes se tuvo en cuenta que cada monte forestal contara con una superficie adyacente sin utilización agronómica en al menos los últimos 60 años (Fig. 2.4). En cada sitio se establecieron dos tratamientos. El tratamiento pastizal (TP) representa la situación de referencia o línea base con vegetación predominante de Stipas nativas, (*Stipa ambigua*, *S. caudata*, *S. neesiana*), ejemplares de *Eryngium eburneum*, *Paspalum quadrarium* y especies endémicas como *Festuca ventanicola*, *F. pampeana*, *Stipa pampeana* y *S. juncooides*. En algunos casos se encontraron gramíneas exóticas como pasto ovillo (*Dactylis glomerata*) y festuca (*Festuca arundinacea*), las cuales probablemente se hayan difundido desde sectores en producción. El tratamiento bosque (TB) identifica a las plantaciones de *P. radiata* D Don, apareadas a TP.

En cada rodal de TB se tomaron muestras de los horizontes orgánicos fábriico (Oi, n=30) y hémico/sápriico (Oe/Oa, n=30), estos dos últimos se recolectaron en forma conjunta dado que no existe un límite claro entre ellos. El Oi se muestreó con marcos de 0,25m<sup>2</sup>, mientras que las muestras de Oe+Oa fueron extraídas utilizando marcos más pequeños de 0,040 m<sup>2</sup> debido al importante volumen encontrado. Las muestras fueron tomadas dentro de un radio de 1 m del tronco de cada árbol seleccionado al azar, incluyendo difentes direcciones respecto de estos últimos a fin de minimizar la influencia de factores externos como

procedencia de los vientos, forma de la corona, etc. (Amiotti *et al.*, 2000). Además, en el suelo mineral se tomaron muestras con barreno a seis profundidades (0-15, 15-30, 30-45, 45-60, 60-75, 75-90cm) todas ellas también en distintas direcciones y a un metro de los troncos en TB, distancia suficiente para evaluar las propiedades químicas sin interferencias asociadas al agua escurrida por los troncos (Gesper & Holowaychuk, 1971). En TP se tomaron muestras de suelo mineral a las mismas profundidades en tres puntos al azar por sitio. En total se recolectaron 216 muestras de suelo mineral en TB (seis árboles x seis sitios), 108 muestras en TP (tres puntos x seis sitios) y 60 muestras de horizontes orgánicos (diez muestras x seis sitios). Adicionalmente se tomaron muestras de densidad aparente en superficie (0-15 cm) y subsuperficie (30-45 y 60-75 cm) utilizando un muestreador Eijelkamp con cilindros de 100 cm<sup>3</sup>.



**Figura 2.4.** Aspecto de los sitios experimentales (tratamientos apareados). En primer plano se aprecia el pastizal de referencia (TP) y en segundo plano el rodal de *P. radiata* (TB).

### **2.3 Mediciones dasométricas**

A fin de caracterizar los rodales, se seleccionaron al azar 10 ejemplares en cada uno de ellos y se midieron a campo las siguientes variables dasométricas:

- Circunferencia del tronco a 1,20 m.
- Diámetro a la altura del pecho (DAP).
- Altura. Se determinó mediante la observación del punto más alto de cada ejemplar seleccionado y el uso de ángulos y la distancia al tronco desde el observador.
- Densidad de plantas. En este caso se determinó la cantidad de plantas vivas y totales para un área de 200 m<sup>2</sup>. La cantidad de plantas totales se utilizó para el cálculo de la densidad inicial de plantación.
- Cálculo de área basal individual y por superficie. Se estimó mediante el cálculo del área del tronco de cada árbol medido (m<sup>2</sup> árbol<sup>-1</sup>) y luego multiplicado por la densidad de los mismos (m<sup>2</sup> ha<sup>-1</sup>).

### **2.4 Determinaciones de laboratorio**

En laboratorio se realizó el secado y cuantificación de biomasa de los horizontes O, posteriormente cada muestra se picó en molinillo y se tamizó por 1 mm (muestras orgánicas). Las muestras de suelo mineral fueron mortereadas y tamizadas por 2 mm. Sobre todas las muestras (orgánicas y minerales) se determinó:

- pH actual por el método potenciométrico. Se utilizó una relación 1:2,5 (10 g de suelo: 25 ml de agua destilada) en muestras de suelo mineral y 1:5 para horizontes orgánicos. Las mediciones se realizaron con un electrodo de vidrio con la suspensión en agitación.
- pH potencial por el método potenciométrico. Se utilizó una relación 1:2,5 (suelo:KCl 1M) en muestras de suelo mineral y 1:5 para horizontes orgánicos. Las mediciones se realizaron con un electrodo de vidrio con la suspensión en agitación.



- Separación de fracciones granulométricas por el método de la pipeta de Robinson: Arena 2000-50 $\mu$ m, limo 50-2  $\mu$ m y arcilla <2  $\mu$ m. Se pesaron 40 g de suelo en un vaso de precipitado de 500 ml o 1000 ml, luego se agregó agua oxigenada (200 volúmenes) para destruir la materia orgánica (MO). A fin de acelerar el proceso se calentaron las suspensiones en una plancha eléctrica. Una vez completada la destrucción de la MO, se agregaron 50 ml de calgón (35 g NaPO<sub>3</sub>+ 17,5 g NaCO<sub>3</sub>, llevar a 1 L con AD) y se trasvasaron las suspensiones a probetas de 1000 ml. Se dejaron enfriar a temperatura ambiente. Luego se agitaron las probetas y se tomaron alícuotas de 25 ml para separar las fracciones de arcilla + limo y arcilla. Las alícuotas se tomaron a distintos tiempos teniendo en cuenta la ley de sedimentación de Stokes. Luego se secaron en estufa y se determinaron los sólidos extraídos por diferencia de peso en los vasos utilizados. La fracción arena remanente se tamizó en húmedo para la separación de arena fina (50-200 $\mu$ m) y arena media y gruesa (200-2000 $\mu$ m).
- Carbono orgánico total (COT) por combustión húmeda (método de Walkey & Black) para las muestras de suelo mineral, y por combustión seca (LECO) para las muestras orgánicas (Nelson & Sommers, 1996). Para las muestras de suelo mineral, se pesaron 0,50 g de suelo (0,25 g en capas superficiales) y se pasaron a un matraz de 100 ml. Paralelamente se realizó un blanco (sin suelo) con el mismo procedimiento. Luego se agregaron 10 ml de dicromato de potasio 1N (K<sub>2</sub>Cr<sub>2</sub>O<sub>7</sub>), 20 ml de ácido sulfúrico puro (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 98%) y 3 ml de ácido fosfórico (H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> 85%). Una vez que los matraces volvieron a temperatura ambiente, se rasaron con agua destilada hasta 100 ml. Finalmente se tomaron alícuotas de 10 ml y se titularon con solución de sal de Mohr (sulfato ferroso amónico Fe(NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>.6H<sub>2</sub>O) para luego calcular el contenido de COT.
- Nitrógeno total (Nt) por digestión de Kjeldahl, destilación por arrastre de vapor y titulación (Bremner, 1996). Se pesaron 0,250 g de suelo (capas minerales u orgánicas) en tubos de ensayo a los que se le agregaron 1,00 g de solución catalítica

(100 g  $K_2SO_4$ :10 g  $CuSO_4$ : 1 g Se) y 3 ml de  $H_2SO_4$  98%. Paralelamente se realizan dos blancos sin suelo. Luego se digirieron las muestras en un baño de arena sobre llama directa, finalizando la misma cuando las mezclas alcanzan una tonalidad clara y no hay cambio de color ulterior. Posteriormente se transfirió el digesto a un balón y se agregaron 15 ml de NaOH 10M. A continuación se destilaron las mezclas y se recolectaron los vapores en Erlenmeyers conteniendo 5 ml de indicador Kjeldahl. Los destilados obtenidos se titularon con  $H_2SO_4$  0,01 N y se realizaron los cálculos correspondientes.

- Fósforo total extractable ( $P_{t_{ext}}$ ) se determinó mediante digestión con  $HClO_4$  y posterior reacción de color de Murphy & Ryley (Kuo, 1996). Se pesaron 0,40 g de suelo y se pasaron a un tubo de ensayo. En muestras orgánicas se realizó un pre-tratamiento de 1 hora de mufla a 550 °C dada la imposibilidad de digerir muestras orgánicas directamente. Luego se agregaron 4 ml de  $HClO_4$  y se calentaron las mezclas a 200 °C durante 1 h aproximadamente. Una vez terminada la digestión, se trasvasaron los contenidos de los tubos a matraces de 100 ml y se aforaron con agua destilada. Luego, de cada matraz se tomó una alícuota y se procedió a realizar la reacción de color azul de molibdeno de Murphy & Riley. La lectura de las muestras se realizó en un espectrofotómetro a 620 nm, y finalmente se compararon con aquellas obtenidas para concentraciones patrón y se realizaron los cálculos correspondientes. Esta técnica permite extraer la mayor parte del P contenido en los minerales, sin embargo la fracción más recalcitrante de los minerales silicatados (e.g., cuarzo) no es afectada por la digestión, subestimando el P total respecto de otros métodos como el de fusión con carbonato de sodio.
- Fósforo orgánico (Po) y P inorgánico se determinaron por comparación de muestras calcinadas ( $P_i+P_o$ ) y no calcinadas ( $P_i$ ; Kuo, 1996; Suñer, 2007). Se pesaron 1,00 g de muestra por duplicado, y se colocaron unas en crisoles de porcelana y sus duplicados en tubos de centrífuga. Las muestras en crisoles se llevaron a una mufla y se calcinaron los compuestos orgánicos a 550 °C durante 2 hs. Luego se pasaron

las cenizas a tubos de centrifuga. A todas las muestras (calcinadas y sin calcar) se le agregaron 15 ml de  $H_2SO_4$  0,5 M y se agitaron durante 4 hs. Posteriormente se centrifugaron y filtraron los sobrenadantes y se tomaron alícuotas para realizar reacción de color azul de molibdeno de Murphy & Riley. La lectura de las muestras se realizó en un espectrofotómetro a 620 nm, y finalmente se compararon con aquellas obtenidas para concentraciones patrón y se realizaron los cálculos correspondientes.

- Fósforo extraíble (Pe) por el método de Bray-Kurtz (Kuo, 1996). Se pesaron 1,40 g de suelo en tubos de centrifuga y se agregaron 10 ml de extractante. A continuación se agitaron los tubos durante 1' y se centrifugaron. Se filtraron los sobrenadantes y se tomaron alícuotas para realizar reacción de color azul de molibdeno de Murphy & Riley. La lectura de las muestras se realizó en un espectrofotómetro a 620 nm, y finalmente se compararon con aquellas obtenidas para concentraciones patrón y se realizaron los cálculos correspondientes.
- Fósforo ocluido (Poc) se calculó como la diferencia entre  $P_{t_{ext}}$  y las fracciones de Po y Pi ( $P_{oc} = P_{t_{ext}} - (P_o + P_i)$ ; Suñer, 2007)..
- Fósforo soluble reactivo (PSR) se determinó con  $CaCl_2$  0,01M. Se pesaron 2,50 g de suelo en tubos de centrifuga (ó 1,25 g en el caso de horizontes orgánicos) y se le agregaron 25 ml  $CaCl_2$  0,01M. Luego se agitaron durante 1h, se centrifugaron 5' y se tomó una alícuota para realizar reacción de color azul de molibdeno de Murphy & Riley. La lectura de las muestras se realizó en un espectrofotómetro a 620 nm, y finalmente se compararon con aquellas obtenidas para concentraciones patrón y se realizaron los cálculos correspondientes.
- Actividad fosfatasa ácida (AFA) a pH 6,5 se determinó por el método de Tabatabai (1996). Se pesaron 1 g de suelo (0,5 g en el caso de horizontes orgánicos) en tubos de centrifuga y se agregaron 4 ml de buffer universal y 1 ml de sustrato *p*-nitrofenol fosfato 0,05 M ó 0,5 ml en el caso de horizontes orgánicos. Luego se incubaron los tubos durante 1h a 37°C, cortando la reacción con 1 ml de  $CaCl_2$  0,5M y



— (3)

Donde:  $P_e$  = P extractable por el método de Bray-Kurtz.

- Hierro y Aluminio amorfos ( $Fe_{ox}$  y  $Al_{ox}$ ) y  $P_{ox}$  fueron extraídos con oxalato (reactivo de Tamm; según la técnica original de Bache & Williams, 1971; extraída de Loeppert & Inskeep, 1996). Se utilizó una solución de oxalato de amonio 0,175 M + 0,1 M ácido oxálico, ajustado a pH 3,0. Se pesaron 0,50 g de suelo tamizado por 0,25 mm en un tubo de centrifuga de 50 ml. Luego se adicionaron 30 ml de oxalato de amonio a cada tubo e inmediatamente se agitó durante 2 hs en oscuridad. Se centrifugaron y filtraron el sobrenadante y se mantuvo en oscuridad hasta la determinación de elementos con un equipo de plasma inducido (ICP).
- Capacidad de adsorción de fósforo (CSP) se calculó a partir de la determinación de los sesquióxidos de Al y Fe utilizando la ecuación 4:

— (4)

Donde: 0,5 es un coeficiente de óxidos "activos" en la adsorción de P Peltovuory *et al.* (2002).  $Al_{ox}$  y  $Fe_{ox}$  = P, Al y Fe extractables con oxalato de amonio pH 3,0.

- El grado de saturación con fósforo ( $GSP_{ox}$ ) se calculó según la ecuación propuesta por Peltovuory *et al.* (2002) y Nair *et al.*, (2004).

— (5)

Donde:  $P_{ox}$  = P extractable con oxalato de amonio pH 3,0.

- Densidad aparente ( $D_{ap}$ ). A campo se tomaron muestras con un barreno marca Eijelkamp utilizando cilindros de 5,0 cm de diámetro y 5,1 cm de altura ( $100\text{ cm}^3$ ). Las profundidades incluídas en el muestreo de densidad aparente fueron 0-15, 30-45 y 60-75 cm, dada la dificultad en la extracción de los cilindros en capas subsuperficiales de suelo. En laboratorio se secaron las muestras en estufa a  $105\text{ }^\circ\text{C}$  y se calculó la densidad aparente. Los datos obtenidos fueron utilizados para ajustar la fórmula propuesta por Paul *et al.* (2002, ecuación nº 6) para estimar este

parámetro en el resto de las profundidades. El parámetro modificado fue la *Dap* de la fracción mineral, para el cual se utilizaron los valores indicados por Rawls (1982) para texturas francas.

---

(6)

Donde: %MO= porcentaje de materia orgánica; *Dap* MO= Densidad aparente de la materia orgánica (0,244; Paul *et al.*, 2002); *Dap* min= Densidad aparente de la fracción mineral correspondiente a texturas francas (*Dap*=1,45; Rawls, 1982).

## **2.5 Diseño estadístico**

Los datos se analizaron mediante modelos mixtos por tratarse de variables no independientes entre sí, dado el muestreo a distancia fija al tronco en TB y la interacción esperable entre parámetros edáficos en profundidades consecutivas para un mismo punto. Los factores *tratamiento* (TP y TB), *profundidad* y su interacción (*tratamiento x profundidad*) se tomaron como fijos. El factor *repetición* (árboles en TB o puntos en TP dentro de cada sitio) se anidó en *sitio*, y se tomaron ambos como aleatorios. Los factores fijos se definieron como aquellos factores conocidos y establecidos arbitrariamente en la investigación. Los factores aleatorios no fueron elegidos por ninguna razón particular, y su variabilidad está dada por agentes ajenos a los tratamientos planteados en el trabajo (azar o factores no controlados en la experiencia). La utilización de un modelo mixto permite modelar la no independencia que existe entre capas u horizontes consecutivos de suelo, dado el proceso de evolución de los mismos.

El software utilizado (Infostat en combinación con "R") dispone de varios tipos de correlación para modelar la dependencia entre datos. La opción utilizada por defecto para la mayoría de

las variables químicas que dependen del grado de evolución del suelo ( $CO$ ,  $Nt$ ,  $Pt_{ext}$ ,  $Pe$ ,  $PSR$ ,  $AFA$ ) fue “autorregresivo de orden 1”.

Se realizó comparación de medias por LSD al 5 y 1%. Se realizaron correlaciones y regresiones lineales entre las variables originales. Dado que la variable  $AFA$  mostró una heterocedasticidad muy marcada, se utilizó una transformación del tipo logaritmo natural ( $\ln$ ) para lograr homocedasticidad.

Para la determinación de los puntos de cambio del GSP se utilizaron regresiones no lineales, de dos y tres tramos. Se seleccionó el modelo con menor cuadrado medio de error (CMError) y menores índices de Akaike y Schwartz (AIC y BIC).

Para todas las pruebas estadísticas se utilizó el programa Infostat (Di Rienzo et al., 2011) en combinación con el programa R.





## CAPITULO III

### **Efectos del cambio de uso de la tierra sobre la reacción del suelo y la dinámica y calidad del carbono secuestrado**

#### **3.1 Introducción**

Los distintos usos de la tierra y los organismos que se desarrollan en o sobre ella impactan significativamente en la génesis de los suelos y en la variabilidad espacial de sus propiedades. A nivel global la forestación de nuevas áreas, especialmente con especies de rápido crecimiento, están señaladas como estrategias eficaces para el secuestro de CO<sub>2</sub> atmosférico. Sin embargo, el conocimiento sobre las consecuencias de estas prácticas es incompleto, con resultados variables y muchas veces contradictorios (Turner *et al.*, 2005). Entre los parámetros edáficos afectados por cambios en el uso de la tierra, se citan frecuentemente el contenido y calidad de la materia orgánica aportada y retenida por los suelos y la reacción del suelo.

Numerosos autores concuerdan en que la forestación incrementa selectivamente la concentración de algunos cationes y la acidez del suelo (Zalba & Peinemann, 1987; Amiotti *et al.*, 2000; Jobbágy & Jackson, 2004a y b, Jackson *et al.*, 2005; Céspedes-Payret *et al.*, 2012), como resultado de las diferentes formas de distribución y ciclado de nutrientes, patrones y profundidad de crecimiento radicular, y consumo de agua que caracterizan a la plantación forestal y a la vegetación natural. Las especies forestales producen además hojarasca ácida, lixiviados desde la canopia y productos de descomposición, todo lo cual favorece la acidificación de los suelos a menos que el material parental sea fuertemente básico (Jackson *et al.*, 2005). Estos cambios en la reacción del suelo ocurren en una escala temporal suficientemente pequeña y el grado de acidificación edáfico se ve afectado por la edad del rodal (Davis & Lang 1991; Fernández-Ñunez *et al.*, 2010), la especie predominante, la distancia al eje de los árboles (Amiotti *et al.*, 2000) y la posición que los suelos ocupan en

el paisaje (Amiotti *et al.*, 2007; Céspedes-Payret *et al.*, 2012). Por otra parte, el cambio en el tipo de vegetación a través de sus patrones de localización, ejerce un fuerte control sobre la distribución espacial y vertical del CO y de los nutrientes esenciales, mostrando marcadas diferencias con los suelos que sostienen vegetación natural (Jobbagy & Jackson, 2000).

En los bosques de especies acidófilas, los suelos desarrollan sobre la superficie horizontes orgánicos (horizontes O; USDA, 1999), constituidos por MO de distinta procedencia y en diferentes estados de descomposición. La acumulación de hojarasca en superficie se incrementa con el paso de los años debido a su carácter recalcitrante, alta relación C/N y alta proporción de lignina, y a la relativamente reducida actividad de la fauna encargada de incorporarlo al suelo mineral (Condrón & Newman, 1998; Stockmann *et al.*, 2013). De este modo, la velocidad de transformación de los materiales acumulados sobre la superficie sería mucho más lenta bajo pinos que bajo pasturas naturales (De Deyn *et al.*, 2008). Los horizontes orgánicos generados en el piso del bosque representan una reserva de CO y nutrientes que ocupa un lugar importante en el ciclo de elementos, teniendo incidencia directa sobre la dinámica de la MO, el N, el P y el S (Chen *et al.*, 2003a; Jobbagy & Jackson, 2004a; Jones *et al.*, 2011). Las alteraciones originadas al introducir árboles en suelos de pastizal no se hallan completamente dilucidadas y tal como se adelantó, la literatura generalmente presenta resultados contradictorios, particularmente en lo referido a la dinámica del CO y otros nutrientes (Poeplau & Don, 2012).

Según De Deyn *et al.* (2008), la calidad y cantidad de CO que una comunidad vegetal puede aportar a un suelo, está directamente relacionada con las características de crecimiento inherentes a esa comunidad. Morrison *et al.* (1993) señalan que los bosques tienen una mayor capacidad de incorporar materiales orgánicos a través de la hojarasca, las raíces y los compuestos arrastrados por el agua de lluvia. Contrariamente, Ross *et al.* (1999) y Chen *et al.* (2000) determinaron que el reemplazo de la vegetación original, independientemente de la comunidad que se trate, puede provocar una disminución en el contenido de CO edáfico respecto de la situación original, particularmente cuando se trata especies forestales recién establecidas, típicamente en los primeros 10 a 20 años, lo cual también ha sido

observado por otros investigadores (Turner *et al.*, 2005; Guo *et al.*, 2007 y 2008; Shi & Cui, 2010). Al respecto Hoogmoed *et al.* (2012) plantean como resultado de su meta-análisis la necesidad contar con datos de forestaciones longevas, mayores a 30 años para esclarecer la tendencia en el comportamiento de CO. En algunos casos, la declinación de CO observada en el suelo mineral se vería holgadamente compensada por el CO acumulado en el piso del bosque (Hopmans & Elms, 2009). Sin embargo, y a pesar de la importancia de la hojarasca en el balance de CO, esta reserva se califica como de más corto plazo en relación al CO del suelo, dada su oxidación biológica progresiva natural o la posible oxidación masiva ante los incendios forestales (De Deyn *et al.*, 2008). Las discrepancias entre los resultados obtenidos en los distintos estudios reflejan muchas veces diferencias en cuanto a clima, tipo de suelo, uso previo de la tierra y especie forestal introducida (Paul *et al.*, 2002; Lima *et al.*, 2006; Hopmans & Elms, 2009; Huang *et al.*, 2011; Hoogmoed *et al.*, 2012), siendo insuficiente la información actualmente disponible para prever las consecuencias ambientales de la forestación con *Pinus radiata* en Molisoles derivados de loess generados bajo vegetación de pradera del área de Ventania.

### **3.2 Objetivos e hipótesis específicas**

Los objetivos específicos para el desarrollo de este capítulo contemplan:

- ✓ Determinar la magnitud del proceso de acidificación y analizar el comportamiento de la reacción del suelo en profundidad bajo los pinos contrastando los resultados con aquellos provenientes de suelos que sostienen vegetación natural.
  
- ✓ Cuantificar la capacidad de secuestro de carbono en los horizontes orgánicos y en el suelo mineral y evaluar los cambios en la composición y distribución vertical de la

materia orgánica acumulada en los suelos de los rodales forestales respecto de aquellos que sostienen vegetación natural.

- ✓ Analizar las alteraciones en la dinámica del nitrógeno generadas por la forestación.

En base a estos objetivos se propusieron las siguientes hipótesis:

- ✓ El reemplazo de la vegetación natural por *P. radiata* desencadena procesos metapedogénicos que conducen a una rápida y significativa acidificación del suelo mineral que se extiende más allá del horizonte superficial.
- ✓ Los pinos actúan como sumideros de CO<sub>2</sub> atmosférico a largo plazo incrementando el contenido de CO del suelo respecto de los adyacentes que sostienen vegetación de pastizal. La composición, cantidad y sitios de acumulación de los materiales orgánicos aportados por los árboles, alteran la calidad y el patrón de distribución vertical de la MO del suelo.
- ✓ La dinámica, distribución vertical y biodisponibilidad de nitrógeno se ven fuertemente modificadas por el cambio en el tipo de vegetación.

### 3.3 Resultados y discusión

#### 3.3.1 Caracterización de los rodales y horizontes orgánicos

Se presentan (Tabla 3.1) los resultados surgidos del relevamiento de datos dasométricos de la población en estudio.

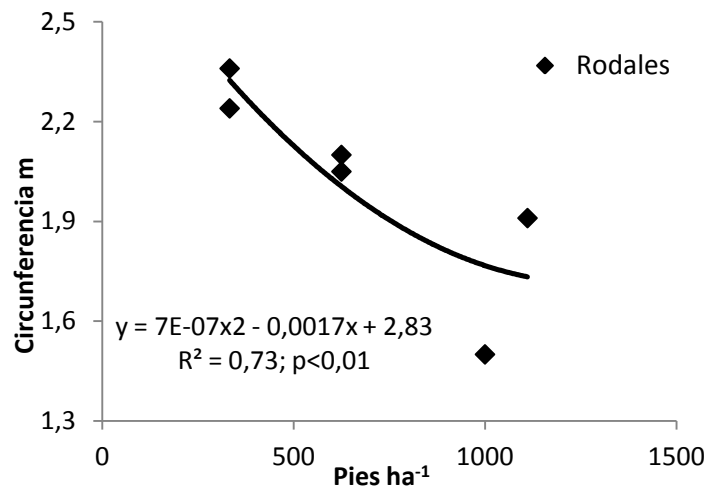
**Tabla 3.1.** Principales características dasométricas de los seis rodales estudiados.

Sitio	Circunf.	Diámetro	Altura (m)	δ inicial	δ actual	Área basal
	-----m-----	-----m-----		-----pies ha <sup>-1</sup> -----		m <sup>2</sup> ha <sup>-1</sup>
1	2,36 a	0,75 a	24,8 a	333	250	147
2	2,24 ab	0,71 ab	21,5 b	333	250	132
3	2,05 ab	0,65 ab	21,2 b	625	200	207
4	1,5 c	0,48 c	22,1 b	1000	910	181
5	1,91 bc	0,61 bc	25,7 a	1111	232	325
6	2,1 ab	0,67 ab	23,5 ab	625	120	220

Letras distintas indican diferencias significativas ( $p < 0,05$ ) entre filas (sitios) de una misma columna.  $\delta$  inicial y actual indican las densidades de plantación originales y actuales. El área basal se estimó utilizando la  $\delta$  inicial debido a su influencia en el crecimiento de los árboles.

Los datos indican la existencia de diferencias significativas entre los rodales estudiados. Si bien todos los árboles fueron plantados hace aproximadamente 65 años, se observan diferencias importantes en el desarrollo de los individuos. En el sitio 4 se encontraron los árboles con menor circunferencia (1,50 m), mientras que en el sitio 1 se observaron los árboles de mayor porte. La densidad de plantación mostró ser uno de los parámetros de mayor peso en el desarrollo de los ejemplares (Fig. 3.1). En los casos en que los individuos se plantaron más alejados, como el sitio 1, existió un mayor desarrollo, con un notable incremento en la circunferencia del tronco. En los sitios de mayor densidad ocurrió lo contrario, siendo el sitio 4 el más afectado en este sentido. En este rodal el marco de plantación fue desparejo, predominando un esquema de 2x2 m entre árboles. A diferencia de la circunferencia del eje principal, la altura no mostró relación con la densidad de plantación. Otro factor que pudo haber influido en el desarrollo de los rodales, es la condición microclimática de cada sitio. Algunos de ellos, (sitio 3), están más expuestos a los vientos predominantes, lo cual se verifica por la presencia de ramas e incluso árboles quebrados.

La acumulación de restos vegetales bajo la copa de los pinos (Fig. 3.2), resulto en la generación de dos horizontes orgánicos bien diferenciados, situación no detectada en el pastizal. A campo, fue posible distinguir en todos los sitios un horizonte fábriico (Oi) compuesto principalmente por acículas, conos, amentos, semillas y pequeñas ramas sin descomponer. Subyaciendo a Oi se halló un continuo de restos orgánicos en diferentes estados de descomposición, sin existir un límite claro entre los horizontes hémico (Oe) y sáprico (Oa). Debido a esto, y a fin de no generar sesgo en la información, ambos fueron considerados en conjunto y son denominados en adelante Oe/Oa.



**Figura 3.1.** Relación entre la densidad de plantación de *P. radiata* y el desarrollo promedio de los árboles medido como circunferencia en los seis rodales estudiados.

El espesor, y por ende el volumen y la masa, de los horizontes O fue ampliamente variable entre sitios (Tabla 3.2). La acumulación de material osciló entre los 77 Mg ha<sup>-1</sup> registrados en el sitio 1 a los 233 Mg ha<sup>-1</sup> del sitio 5. En este último se observaron espesores de hasta 20 cm (Fig. 3.3), compuestos principalmente por Oe/Oa.

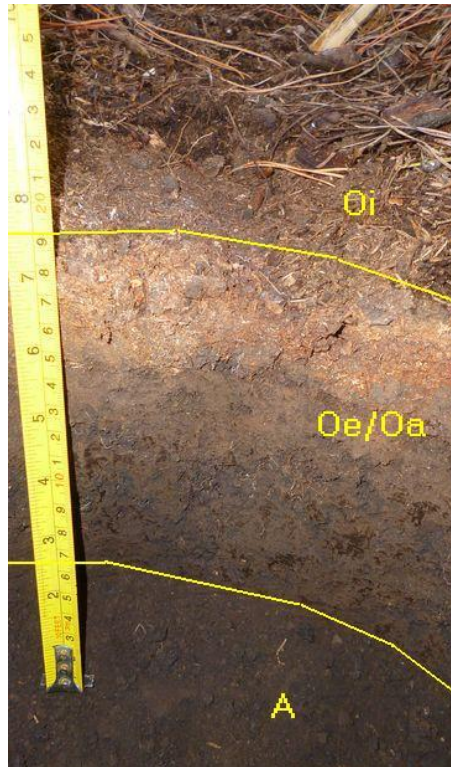


**Figura 3.2.** Fotografía de uno de los pisos forestales evaluados compuesto principalmente por acículas y en menor medida por conos y ramas pequeñas que conforman el horizonte fíbrico (Oi).

**Tabla 3.2.** Materia seca (MS) acumulada en los horizontes orgánicos fíbrico (Oi) y hémico/sápico (Oe/Oa) de los seis rodales estudiados.

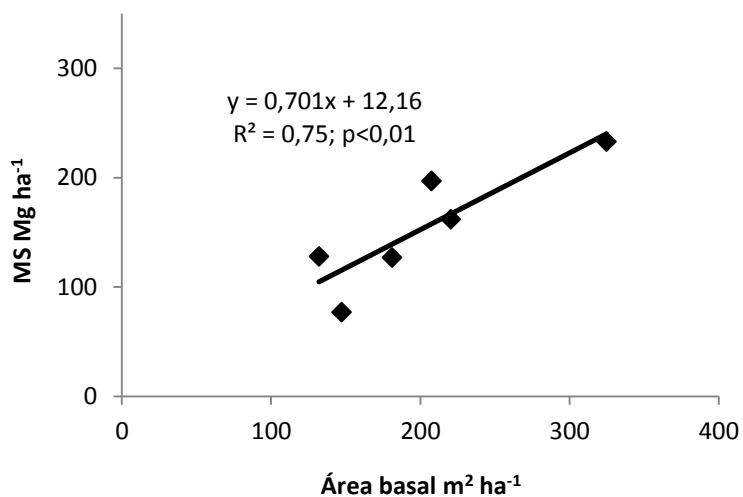
Sitio	Oi	Oe/Oa	Total
	-----Mg MS ha <sup>-1</sup> -----		
1	20 (3) c	57 (5) c	77
2	31 (3) b	97 (7) a	128
3	27 (3) bc	170 (6) a	197
4	40 (3) a	87 (6) b	127
5	42 (4) a	191 (28) a	233
6	27 (2) bc	135 (4) a	162

Valores entre paréntesis indican errores estándar. Letras diferentes indican diferencias significativas ( $p < 0,05$ ) entre filas (sitios) de una misma columna.



**Figura 3.3.** Fotografía de un perfil de suelo con un piso forestal de máximo desarrollo bajo rodales de *P. radiata* D Don relevados. Se observa importante cantidad de acículas y restos semi-leñosos acumulados los que originan un horizonte Oi relativamente delgado y un horizonte combinado Oe/Oa de gran espesor.

La amplia variabilidad en el volumen de los horizontes O es explicada en su mayor parte por el área basal promedio en cada uno de los sitios (Fig. 3.4), siendo el coeficiente de determinación  $R^2=0,75$ .



**Figura 3.4.** Relación entre el área basal de *P. radiata* y la cantidad de materia seca (MS) acumulada en los horizontes orgánicos (Oi+Oe/Oa) de los seis rodales estudiados.



Si bien en este caso la acumulación de hojarasca en los horizontes orgánicos es explicada satisfactoriamente por el área basal, la heterogeneidad espacial es una característica propia del piso del bosque (Binkley & Giardina, 1998). Buduba (2006) en su exhaustiva evaluación de la dinámica de la hojarasca de pino ponderosa, indica diferencias en el aporte anual de hojarasca en distintos macizos forestales debidas a características intrínsecas de los mismos como área basal, edad y altura dominante, lo cual coincide con lo mencionado por Pérez-Cruzado *et al.*, (2014) para forestaciones de *P. radiata*. Ellos reportan acumulaciones de materia seca entre 40 y 80 Mg ha<sup>-1</sup>, siendo las mismas más elevadas a medida que las plantaciones son más añejas. Smaill *et al.* (2008) reportan, para la misma especie, acumulaciones de hojarasca comprendidas en un amplio rango desde menos de 20 hasta más de 80 Mg ha<sup>-1</sup> en la segunda generación de plantaciones comerciales jóvenes (16 años). Adicionalmente, dentro de un mismo rodal, intervienen otros factores que incrementan la variabilidad y que actúan en forma simultánea. Diferencias importantes en la acumulación de restos se relacionan con la posición relativa del muestreo respecto de los puntos cardinales y la distancia al tronco. En el trabajo ya mencionado, Buduba (2006) encontró diferencias importantes en la distribución de material del piso forestal según su orientación, como consecuencia de los vientos predominantes, acentuándose las diferencias a mayor distancia del tronco. En casos extremos, la acumulación de hojarasca puede duplicar su valor según la orientación relativa del muestreo respecto del tronco. En cuanto a la distancia a este último, el autor cuantificó 15,3; 26,7 y 23,3 Mg ha<sup>-1</sup> de biomasa a los 5, 100 y 200 cm del tronco respectivamente. Esta diferencia implica un 75% más de material a los 100 cm respecto del mínimo registrado a los 5 cm. En un estudio previo sobre los efectos de la introducción de *P. radiata* en la zona de Ventania, Villalba (2008) menciona las diferencias en la composición de los horizontes orgánicos en relación a este parámetro. En cercanías al tronco la autora halló mayor proporción de restos de gran tamaño correspondientes a fragmentos de corteza y ramas (bark litter, hojarasca de corteza), mientras que a mayor distancia, predominaron los restos pequeños, principalmente acículas (leaf litter, hojarasca de hojas). La misma clasificación fue utilizada originalmente por Zinke

(1962), quién introdujo el concepto de “patrón de influencia circular de árboles individuales”. El autor indica que dentro de un rodal, cada árbol ejerce una influencia circular sobre las propiedades del suelo, la cual es predecible y se da con mayor intensidad en la cercanía de los troncos. Como principal causa se describen las diferencias en el aporte de hojarasca que a su vez transmiten gradualmente sus características al suelo subyacente. Típicamente en las proximidades al tronco se genera un anillo de “bark litter” de propiedades fuertemente ácidas y con baja concentración de bases, mientras que por fuera de este se encuentra el “leaf litter” con un contenido superior de bases y pH, lo que redonda en suelos menos ácidos y con mayor contenido de COT y Nt.

### 3.3.2 *Textura del suelo*

Los suelos minerales estudiados mostraron contenidos decrecientes de arcilla y crecientes de arena con la profundidad (Tabla 3.3). En general se observa una menor proporción de arcilla y mayor de arena a partir de los 45 cm el suelo, lo que concuerda con información existente para la zona relacionada al carácter granodecreciente de los materiales parentales depositados durante el último ciclo de acreción (Amiotti, comunicación personal). El análisis estadístico efectuado a las distintas fracciones, muestra que no existieron diferencias significativas entre tratamientos para arcilla, mientras que para limo se observaron valores ligeramente menores a profundidades intermedias (30-60 cm) en TP. Aquí, la fracción arena muestra un incremento a partir de los 30 cm, mientras que en TB sucede lo mismo a partir de los 45 cm. A mayor profundidad las proporciones de las distintas fracciones granulométricas son similares ( $p > 0,10$ ).

Si bien estadísticamente las diferencias halladas son significativas, la magnitud de las mismas en cada profundidad analizada (aproximadamente  $50 \text{ g kg}^{-1}$ ) no se manifiesta en cambios en la clase textural. La tendencia observada hacia texturas más gruesas en profundidad, es similar en ambos tratamientos, por lo que se considera que los suelos estudiados son comparables (Binkley & Giardina, 1998; Riestra *et al.*, 2012).

**Tabla 3.3.** Contenidos medios de arena (2000-50  $\mu\text{m}$ ), limo (50-2  $\mu\text{m}$ ) y arcilla (<2 $\mu\text{m}$ ) en los suelos de los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216).

Profundidad cm	TP	TB	TP	TB	TP	TB
	Arena		Limo		Arcilla	
	-----g kg <sup>-1</sup> -----					
0-15	264 (40)	264 (38)ns	456 (33)	476 (30)ns	278 (35)	260 (34)ns
15-30	269 (40)	254 (38)ns	450 (33)	472 (30)ns	280 (35)	274 (34)ns
30-45	300 (40)	257 (38)ns	426 (33)	<b>469 (30)*</b>	272 (35)	274 (34)ns
45-60	337 (40)	<b>286 (38)*</b>	432 (33)	<b>483 (30)*</b>	229 (35)	231 (34)ns
60-75	361 (40)	323 (38)ns	450 (33)	483 (30)ns	187 (35)	194 (34)ns
75-90	386 (40)	355 (38)ns	444 (33)	467 (30)ns	168 (35)	178 (34)ns

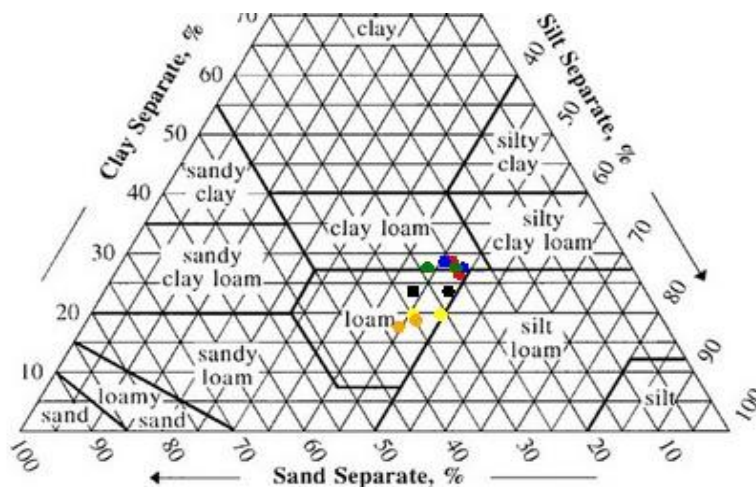
Valores entre paréntesis indican errores estándar. ns= no significativo; (\*) indica diferencia significativa entre tratamientos para una misma profundidad (p<0,05).

**Tabla 3.4.** Densidades aparentes medias (Dap) para los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216).

Profundidad cm	TP	TB
	Dap	
	-----g cm <sup>-3</sup> -----	
0-15	1,07 (0,02)	1,06 (0,02)ns
15-30	1,17 (0,02)	1,15 (0,02)ns
30-45	1,26 (0,02)	1,22 (0,02)ns
45-60	1,32 (0,02)	1,30 (0,02)ns
60-75	1,35 (0,02)	1,35 (0,02)ns
75-90	1,37 (0,02)	1,39 (0,02)ns

Valores entre paréntesis indican errores estándar. ns= no significativo.

En promedio las texturas encontradas fueron francas con tendencia a franco-arcillosas en las capas superiores (Fig.3.5), y en el límite con el franco limoso en el caso de TB, a mayor profundidad.



**Figura 3.5.** Granulometría de las capas de suelo mineral (0-90 cm) para los tratamientos pastizal (TP) y bosque (TB) graficadas en el triángulo textural. Colores asignados por profundidad: rojo (0-15 cm), azul (15-30 cm), verde (30-45 cm), negro (45-60 cm), amarillo (60-75 cm) y naranja (75-90 cm). Fuente: ncrs.usda.gov.

Los resultados obtenidos al analizar la densidad aparente no mostraron diferencias significativas entre tratamientos en ninguna de las profundidades evaluadas. Las observaciones de campo suponían valores menores en TP asociados a una porosidad más elevada generada por las abundantes raíces en cabellera típicas de la vegetación graminosa (Guo *et al.*, 2007 y 2008). La ausencia de diferencias estadísticas significativas podría estar vinculada al mayor contenido de fracción orgánica de TB (ítem 3.3.4), con la consecuente disminución de la densidad aparente del suelo hasta los valores observados (Paul *et al.*, 2002).

### 3.3.3 Reacción del suelo.

En ambos tratamientos se realizó la determinación del pH en el suelo mineral adicionándose en TB su cuantificación también en los horizontes orgánicos. Los últimos resultaron fuertemente ácidos, especialmente los designados Oe/Oa con un pH=4,6 (Tabla 3.5). Subyaciendo a estos, el suelo mineral bajo *P. radiata* continúa siendo fuertemente ácido, particularmente en los primeros 30 cm. Es en estas capas más superficiales donde se observaron las mayores diferencias respecto de TP, siendo TB en promedio hasta 1,4 y 0,9 unidades menor respecto al pastizal en 0-15 y 15-30 cm respectivamente. A mayor profundidad el pH aumenta en ambos tratamientos, aunque las diferencias entre ellos siguen siendo altamente significativas hasta los 60 cm ( $p<0,01$ ) y significativas hasta los 90 cm ( $p<0,05$ ).

El pH potencial también mostró una disminución altamente significativa en TB ( $p<0,01$ ) respecto del pastizal, aunque ésta se manifestó solo hasta los 45 cm. A mayor profundidad ambos tratamientos presentaron valores similares. La diferencia entre el pH actual y el potencial fue siempre menor en TB para todas las profundidades estudiadas ( $p<0,01$ ). En superficie éstas mostraron los menores valores incrementándose en capas subyacentes hasta llegar a un máximo promedio de 1,45 y 1,10 para TP y TB respectivamente en el espesor 60-75 cm.

**Tabla 3.5.** Valores promedio de pH actual (H<sub>2</sub>O), potencial (KCl) y su diferencia (pH H<sub>2</sub>O – pH KCl) en los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216 para suelo mineral y n=60 para horizontes orgánicos).

Profundidad cm	TP pH (H <sub>2</sub> O)	TB pH (H <sub>2</sub> O)	TP pH (KCl)	TB pH (KCl)	TP Δ pH(H <sub>2</sub> O-KCl)	TB Δ pH(H <sub>2</sub> O-KCl)
Oi	-	4,9 (0,1) a	-	-	-	-
Oe/Oa	-	4,6 (0,1) b	-	-	-	-
<b>0-15</b>	6,4 (0,1)	<b>5,0 (0,1) **</b>	5,4 (0,1)	<b>4,2 (0,1) **</b>	0,95 (0,06)	<b>0,80 (0,05) **</b>
<b>15-30</b>	6,5 (0,1)	<b>5,6 (0,1) **</b>	5,4 (0,1)	<b>4,8 (0,1) **</b>	1,07 (0,06)	<b>0,86 (0,05) **</b>
<b>30-45</b>	6,7 (0,1)	<b>6,1 (0,1) **</b>	5,5 (0,1)	<b>5,1 (0,1) **</b>	1,22 (0,06)	<b>0,94 (0,05) **</b>
<b>45-60</b>	6,9 (0,1)	<b>6,5 (0,1) **</b>	5,5 (0,1)	5,5 (0,1)ns	1,39 (0,06)	<b>1,05 (0,05) **</b>
<b>60-75</b>	7,1 (0,1)	<b>6,8 (0,1) *</b>	5,6 (0,1)	5,6 (0,1)ns	1,45 (0,06)	<b>1,10 (0,05) **</b>
<b>75-90</b>	7,3 (0,1)	<b>7,0 (0,1) *</b>	5,9 (0,1)	5,9 (0,1)ns	1,39 (0,06)	<b>1,06 (0,05) **</b>

Valores entre paréntesis indican errores estándar. ns= no significativo; (\*) ó (\*\*) indican diferencias entre tratamientos con p<0,05 o p<0,01. a y b indican diferencias estadísticas entre horizontes orgánicos (p<0,05).

La reacción del suelo fue fuertemente ácida bajo TB con promedios que se observan en la Tabla 3.5 y algunos valores extremos tan bajos como pH=3,8 y 4,4 en el Oe/Oa y la capa 0-15 respectivamente, indicando la presencia de una o más fuentes de acidez asociadas a la vegetación de pinos.

Resultados similares a los aquí obtenidos han sido reportados por varios investigadores, indicando frecuentemente disminuciones mayores a la unidad en el pH de suelos implantados con coníferas en general, así como *P. radiata* en particular (Zalba & Peinemann, 1987; Guidens *et al.*, 1997; Amiotti *et al.*, 2000 y 2013; Pérez-Cruzado *et al.*, 2014). Según Jobbágy & Jackson (2003), este proceso de acidificación del suelo se vincula a tres posibles orígenes: el aporte de ácidos orgánicos, el secuestro y redistribución de cationes básicos, y la acidez derivada de la actividad biológica (principalmente respiración y nitrificación). Algunos autores como van der Heijden *et al.* (2013) también incluyen a la deposición atmosférica de elementos, tanto ácidos (sulfatos, nitratos) como alcalinos (cationes básicos), como potenciales factores modificadores de la reacción del suelo en rodales forestales. Sin embargo, la ubicación de los sitios investigados, alejados más de 700 km de volcanes activos y alrededor de 100 km de la costa y de grandes centros urbanos, así como la inexistencia de reportes zonales sobre el tema, permiten asumir una deposición atmosférica baja asociada principalmente a los sedimentos provenientes de campos vecinos

con problemas de erosión eólica y, excepcionalmente, a la deposición de muy pequeñas cantidades de ceniza volcánica (van der Heijden *et al.*, 2013; Vet *et al.*, 2014). En el caso bajo estudio, el mecanismo dominante de la alteración de la reacción del suelo parece seguir el siguiente orden: secuestro y redistribución de cationes básicos>>aporte de ácidos orgánicos>actividad biológica.

La absorción e inmovilización de cationes forma parte del desarrollo natural de las plantas, proceso acidificante *per se*, dado que las mismas toman elementos básicos y liberan  $H^+$  al suelo a fin de mantener el balance de cargas. Eventualmente, la mineralización de los restos orgánicos senescentes completa el ciclo, restituyendo los elementos básicos previamente absorbidos (Versfeld, 1981). A medida que los individuos son más longevos, este ciclo demora mayor tiempo en completarse, reteniendo los nutrientes desde algunos meses a varias décadas o incluso centurias. La biomasa en bosques de coníferas ha sido mencionada como un reservorio importante de nutrientes en el mediano plazo, especialmente por su gran volumen y su concentración de cationes (Alfredsson *et al.*, 1998). Numerosos autores han estudiado el proceso de acidificación debido al secuestro de cationes en rodales productivos de distintas especies forestales y el impacto de distintos métodos de cosecha sobre el capital de nutrientes del suelo (Rhoades & Binkley, 1996; Turner & Lambert, 2011; van de Heijden *et al.*, 2013; Iwald *et al.*, 2013). En general, sus resultados señalan que la extracción de madera en forma sostenida tiene impacto negativo sobre la fertilidad del suelo y coinciden en la importancia de este proceso en suelos pobres donde la capacidad de reposición de nutrientes es baja. En estos últimos, cuando se retiran del lugar las estructuras vegetales con alta concentración de nutrientes como las acículas, conos y ramas pequeñas (cosecha de árbol completo), se acelera significativamente la disminución de la fertilidad edáfica.

Según las concentraciones reportadas por Zas & Serrada (2003) y Turner & Lambert (2011) para acículas de *P. radiata*, sólo en los horizontes orgánicos de los rodales bajo estudio, podrían verse acumulados desde 190, 450 y 90  $kg\ ha^{-1}$  hasta 615, 1465 y 293  $kg\ ha^{-1}$  de Ca, K y Mg respectivamente, de acuerdo a la masa del piso forestal (Tabla 3.2), elementos que

son absorbidos desde el suelo mineral. En este aspecto, los valores son comparables a los reportados por Amiotti *et al.* (2000), quienes en un trabajo previo en la zona y considerando solamente los primeros 18 cm de suelo, reportaron pérdidas aproximadas de 100, 50 y 150 kg ha<sup>-1</sup> para Ca, K y Mg en horizontes minerales superficiales de Molisoles forestados con la misma especie. Smethurst & Nambiar (1990) indican que los restos de cosecha (ramas y acículas) en un rodal de *P. radiata* australiano contenían 797 y 38 kg ha<sup>-1</sup> de Ca y K respectivamente. Más recientemente, Turner & Lambert (2011) evaluaron el efecto de la exclusión de la hojarasca sobre el contenido de nutrientes y tasa de crecimiento de árboles de la misma especie sobre Ultisoles. Sus resultados muestran que la hojarasca producida durante 16 años de crecimiento contiene 322, 242 y 90 kg ha<sup>-1</sup> de Ca, K y Mg respectivamente. La biomasa en pie (troncos, raíces, ramas) también inmoviliza una cantidad importante de cationes, Hopmans & Elms (2009) reportan que 327, 287, y 84 kg ha<sup>-1</sup> de Ca, K y Mg están contenidos en las estructuras vegetales de un rodal de *P. radiata*. En conjunto (biomasa contenida en horizontes orgánicos+biomasa en pie), el secuestro de cationes es sustancial, estimándose en varios cientos de kg de nutrientes por hectárea contenidos en distintos compartimentos fuera del suelo mineral.

Los reportes publicados soportan al secuestro de cationes por la biomasa como un mecanismo importante en la acidificación del suelo bajo coníferas en general y *P. radiata* en particular. Amiotti *et al.* (2000) indican también la posibilidad de lixiviación de bases hacia horizontes más profundos como parte del proceso de redistribución, lo cual ha sido observado en otros estudios (van der Heijden *et al.*, 2013). Sin embargo, los resultados obtenidos hasta el momento no parecen indicar que este proceso esté activo en los rodales estudiados. Si bien las capas superficiales pueden interpretarse como una zona de eluviación/extracción de elementos básicos, no se hallaron indicios de zonas de acumulación dentro de la profundidad estudiada dado que el pH se mostró significativamente más ácido en todo el perfil de TB estudiado.

Mientras que el secuestro de cationes parece ser el mecanismo dominante en el proceso de acidificación del suelo, el *input* ácido en rodales de coníferas también ha sido reportado,

asociándose tanto a ácidos orgánicos como inorgánicos. Dijkstra *et al.* (2001) indican que la presencia de distintas fuentes de acidez depende de la especie arbórea en cuestión. En su estudio, *Tsuga canadensis*, la única especie perteneciente a las coníferas, mostró contenidos significativos de ácidos fuertes en lixiviados de horizontes orgánicos, los que se reflejaron en la abundante presencia de  $H^+$  y  $SO_4^-$  en la composición de los filtrados. El aporte acumulado de ácidos inorgánicos y orgánicos fuertes sería la fuente de la acumulación de  $H^+$  para esta especie. Por otra parte, Farley & Kelly (2004) indican que una de las causas en la acidificación hallada en Andisoles ecuatorianos implantados con *P. radiata*, es la fuerte acidez de su hojarasca, lo cual se asocia a las observaciones realizadas por Zinke (1962). Sin embargo los autores no profundizan sobre los mecanismos activos en el proceso una vez mineralizada la materia orgánica, siendo incierta la escala temporal de los efectos de estos aportes ácidos.

La producción de ácidos orgánicos (AO) es un rasgo frecuente en plantas, microorganismos edáficos y hongos (Fox & Comerford, 1990; Jones, 1998), siendo mencionados como potencial mecanismo de acidificación para *P. radiata* (Guidens *et al.*, 1997). Los más abundantes son los de bajo peso molecular, frecuentemente hasta 5 o 6 átomos de C diferenciándose así de los ácidos fúlvicos y húmicos más pesados, siendo en su mayoría solubles en agua. El término “ácidos orgánicos de bajo peso molecular” (low-molecular-weight organic acids) ha sido ampliamente utilizado en la literatura en referencia a estas moléculas. Dentro de sus funciones en la relación suelo-planta se incluyen: facilitar el acceso a distintos nutrientes del suelo (P, Zn, Fe), actuar en la detoxificación de iones metálicos mediante la formación de complejos (Cd, Al, Zn) y constituir una fuente carbonada para distintos microorganismos (Shen *et al.*, 1996; van Hees *et al.*, 2003). Incluso, algunos autores como Fox & Comerford (1990), Fox *et al.* (1990a) y van Hees *et al.* (2000 y 2003) indican además la participación de AO como el oxalato en la meteorización y posterior transporte de Fe y Al hacia horizontes profundos, participando activamente del proceso edafogénico de podzolización, típico en suelos forestales.



Concentraciones del orden de 1-1000  $\mu\text{M L}^{-1}$  han sido determinadas por varios autores en suelos que soportan especies forestales, especialmente en la rizosfera y en los horizontes orgánicos, donde los AO muestran una mayor concentración respecto de la matriz de suelo (Fox & Comerford, 1990, Shen *et al.*, 1996; van Hees *et al.*, 2000; Dijkstra *et al.*, 2001).

A nivel de ecosistema, Binkley & Richter (1987) señalan que la acidez provista por los AO es comparable a otras fuentes como la lluvia moderadamente ácida o un secuestro medio a bajo de cationes alcalinos. Van Hees *et al.* (2000) indican que la presencia de AO naturales puede incrementar la tasa de meteorización de un suelo, especialmente en forestaciones de pino donde alrededor del 10% del CO soluble está compuesto por estos.

Si bien este tipo de moléculas poseen un pH muy bajo cuando se encuentran en solución, su poder "acidificante" tiene muy corto alcance temporal. En aproximadamente 3-5 días, estas moléculas son mineralizadas, restituyendo al suelo su pH original dado que el proceso de descomposición en sí no aportaría ni consumiría cantidades importantes de  $\text{H}^+$  según Li *et al.* (2008). La vida media de los ácidos orgánicos podría ser extendida si estos sufren reacciones de precipitación o son adsorbidos a la fase sólida. Van Hees *et al.* (2003) señalan que entre el 50 y 99% del oxalato y acetato son adsorbidos en suelos de Suecia bajo forestaciones de pino, reduciendo significativamente su tasa de mineralización. La precipitación de estos ácidos con cationes, por ej. oxalato de calcio, también restringe su susceptibilidad a la degradación microbiana, aún en suelos fuertemente ácidos.

Si bien el aporte de ácidos orgánicos suele ser superior bajo vegetación de coníferas respecto de otras especies, no se han hallado estudios comparativos focalizados en su influencia en el pH edáfico. Las variaciones en la reacción del suelo asociadas a la presencia de ácidos orgánicos son de índole transitoria y de mucha menor magnitud respecto del secuestro de cationes. Es de esperar que el efecto acidificante producido por los ácidos orgánicos cese o se minimice en el corto plazo si su aporte disminuye o se interrumpe totalmente.

La actividad biológica también ha sido descripta como fuente de acidificación de los suelos. Bajo esta denominación se incluye a la respiración de los microorganismos y raíces así

como también al proceso de nitrificación, frecuentemente asociado a la generación de  $H^+$  como subproducto de la reacción.

La respiración consiste en la oxidación de compuestos carbonados previamente reducidos por fotosíntesis, obteniéndose  $CO_2$ , agua y energía. De estos productos, el  $CO_2$  puede regresar a la atmósfera o bien reaccionar con el agua del suelo y formar ácido carbónico ( $H_2CO_3$ ), el cual libera un protón entre pH 5 y 8 (Binkley & Richter, 1987). Dado que el aire del suelo posee una baja renovación, este contiene mayor cantidad de  $CO_2$  respecto de la atmósfera, formándose cantidades importantes de ácido carbónico, el que se transformará en bicarbonato si el pH es mayor a 5. Los  $H^+$  liberados pueden ocupar sitios en el complejo de intercambio catiónico del suelo, asociarse a ácidos orgánicos o ser consumidos en reacciones de meteorización. Este proceso es reversible. Cuando la presión de  $CO_2$  disminuye, el equilibrio se desplaza en sentido inverso hacia la formación de  $H_2O$  y  $CO_2$ , consumiendo un  $H^+$ . Dado que el resultado neto del ciclo no aporta ni consume protones, la acidificación del medio es temporal, dependiendo en gran medida de la presión parcial de dióxido de carbono y el poder buffer del suelo. Las forestaciones de *P. radiata* se asocian con igual o menor actividad microbiana respecto de las praderas (Ross *et al.*, 1999; Pérez-Cruzado *et al.*, 2014), siendo las razones para ello un deterioro de las condiciones requeridas para la mineralización respecto de las praderas (menor temperatura y humedad, materia orgánica más recalcitrante y mayor acidez). Esto se traduce en una presión parcial de  $CO_2$  similar o inferior en los rodales de pino, descartando a la respiración como fuente de acidez de relevancia en pinares, lo cual coincide con lo expuesto por Farley & Kelly (2004) para plantaciones de *P. radiata* de Ecuador.

De las posibles transformaciones moleculares del N edáfico, la nitrificación es considerada como una fuente de acidificación de importancia por algunos investigadores, siendo mencionada incluso como mecanismo de relevancia para *P. radiata* (Farley & Kelly, 2004). La nitrificación implica la oxidación de amoníaco a nitrato ( $NH_3 \rightarrow NO_3^-$ ) con la liberación de dos  $H^+$  como subproducto por cada molécula transformada, resultando en una acumulación de protones en la solución del suelo. Sin embargo, Binkley & Richter (1987) señalan que a

nivel de ecosistema el balance neto de la reacción indica lo contrario. De los protones generados, uno se asocia a moléculas de  $\text{NH}_3$  remanentes, resultando en la formación de amonio. El protón restante es absorbido por las plantas al incorporar el  $\text{NO}_3^-$ , balanceando las cargas en la solución del suelo y dentro de la planta. Una vez en la célula, el nitrato es reducido para formar parte de moléculas orgánicas, consumiendo un  $\text{H}^+$  y resultando en un incremento nulo de la acidez tanto en el suelo como en la planta.

Si bien Farley & Kelly (2004) han mencionado a la nitrificación como mecanismo de acidificación de importancia para *P. radiata*, Parfitt *et al.* (2003) indican menores niveles de nitrificación en el suelo mineral bajo esta especie respecto de pasturas y también respecto de forestaciones originarias de Nueva Zelanda. A pesar de que la nitrificación efectivamente incrementa la abundancia de  $\text{H}^+$  en el suelo, su efecto es de corto alcance temporal. En los suelos estudiados no se dispone de evidencias que sugieran una mayor nitrificación bajo los pinos.

En base a lo discutido, consideramos que la acidificación registrada en los Molisoles estudiados bajo rodales de *P. radiata* respecto de aquellos adyacentes con vegetación de pastizal, se vincula particularmente al mayor secuestro de cationes básicos por parte de los árboles. En un ecosistema natural el retorno de esos cationes se produciría mediante la muerte de los árboles y posterior mineralización de la materia orgánica completando el ciclo (Versfeld, 1981). Esta retroalimentación presupone un objetivo no productivo. Aún cuando ocurriera tal reposición, el deterioro originado por la hidrólisis ácida de los constituyentes minerales del suelo es irreversible, lo cual se intensifica cuando el pH disminuye por debajo de 5, provocando una disminución permanente de la calidad de los suelos (Amiotti *et al.*, 2000). Por otra parte, el aprovechamiento de los rodales conlleva una extracción de elementos básicos no compatible con la sustentabilidad del sistema, agravando la situación a largo plazo. Otros procesos de acidificación aquí considerados tales como el aporte de ácidos orgánicos e inorgánicos y la actividad biológica, contribuirían a la disminución del pH actuando como mecanismos secundarios y de corto alcance temporal.

Tal como se planteó en la primera hipótesis, los resultados señalan que la introducción de *P. radiata* en los Molisoles estudiados desencadenó procesos metapedogénicos que condujeron a una reducción significativa del pH en todo el espesor considerado respecto de los suelos adyacentes que sostienen vegetación natural. La acidificación es particularmente marcada en los primeros 30 cm lo que presupone una pérdida de cationes básicos y por ende una reducción de la fertilidad del suelo, así como un posible deterioro de sus estructuras minerales cristalinas. En este sentido, la forestación de tierras de pastizales tuvo un impacto ambiental negativo al disminuir sensiblemente la calidad del recurso suelo, componente primario del ecosistema.

Futuras líneas de investigación incluirían análisis tendientes a confirmar los indicios de irreversibilidad del proceso de acidificación profundizando en el estudio de la alteración de los constituyentes minerales producto de la hidrólisis ácida, evaluando su impacto sobre la tendencia evolutiva de los suelos bajo los pinos.

#### 3.3.4 Carbono orgánico y nitrógeno total

La evaluación de los contenidos de COT y Nt entre los ecosistemas de pastizal y bosque no sólo se limita a una comparación de valores entre distintas profundidades del suelo mineral, sino que bajo los árboles se observó la generación de un nuevo compartimento capaz de retener estos elementos. Los horizontes orgánicos, solo presentes bajo vegetación de coníferas, mostraron valores de COT acordes a lo esperado para este tipo de materiales (Tabla 3.6), superando el 20% en peso requerido por la taxonomía americana de suelos (USDA, 1999). En el horizonte fábriico (Oi), compuesto por acículas, pequeñas ramas, restos de conos y corteza, el contenido de COT fue de  $435 \text{ g kg}^{-1}$ , mientras que en el horizonte hémico/saprico (Oe/Oa), la proporción de COT fue significativamente inferior ( $p < 0,01$ ), representando el 25% del peso total. A pesar de que la diferencia en el contenido medio de Nt entre horizontes orgánicos sólo fue de  $1 \text{ g kg}^{-1}$ , esta resultó significativamente inferior en Oe/Oa. Los valores obtenidos son comparables a los reportados en estudios realizados en otros países (Farley & Kelly, 2004) y muy similares al hallado por Zech *et al.* (1997) para *P.*

*radiata* de 50 años de edad en la zona de estudio. Estos autores informan contenidos de 11,8; 12,0 y 11,1 g Nt kg<sup>-1</sup> en las capas L (análoga a Oi), Of (Oe) y Oh (Oa) respectivamente.

La disparidad observada para el COT entre horizontes orgánicos y la relativa estabilidad de los contenidos de Nt, dieron como resultado diferencias altamente significativas en la relación C/N. Para Oi, se observó una relación C/N alta, característica de materiales vegetales relativamente intactos. En Oe/Oa en cambio, la relación obtenida fue muy inferior, lo que indica mayor concentración de Nt en la materia orgánica presente, resultado de un grado de descomposición y mineralización más avanzado respecto de Oi (Couteaux *et al.*, 1998). A medida que los microorganismos utilizan el CO para satisfacer sus necesidades energéticas, la proporción del mismo disminuye, mientras que el N es conservado eficientemente debido a su relativa escasez. Este proceso continua también en el suelo mineral, aunque disminuye su velocidad progresivamente a medida que se agotan los compuestos fácilmente degradables.

**Tabla 3.6.** Contenidos medios de carbono orgánico total (COT), nitrógeno total (Nt) y relación C/N en los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216 para suelo mineral y n=60 para horizontes orgánicos).

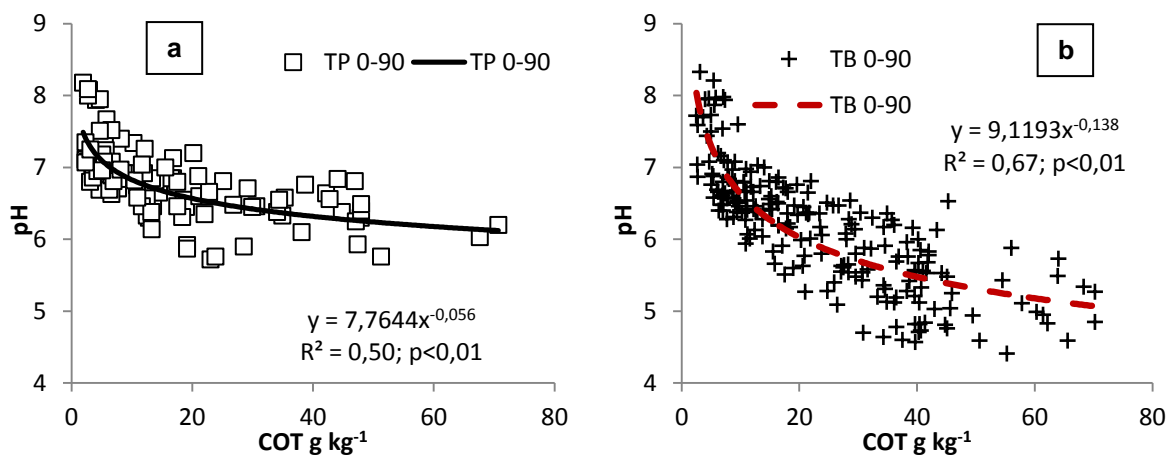
Profundidad cm	TP		TB		TP		TB	
	COT		Nt		C/N			
	-----g kg <sup>-1</sup> -----							
<b>Oi</b>	-	<b>435,5 (12,2) a</b>	-	<b>12,2 (0,7) a</b>	-	<b>40,3 (2,0) a</b>	-	<b>40,3 (2,0) a</b>
<b>Oe/Oa</b>	-	<b>250,1 (13,3) b</b>	-	<b>11,2 (0,7) b</b>	-	<b>20,1 (2,0) b</b>	-	<b>20,1 (2,0) b</b>
<b>0-15</b>	40,7 (3,3)	46,5 (3,2)ns	3,3 (0,3)	3,5 (0,2)ns	12,1 (0,3)	<b>13,6 (0,3) **</b>		
<b>15-30</b>	26,5 (2,2)	<b>34,8 (2,2)**</b>	2,1 (0,2)	<b>2,8 (0,2) **</b>	12,0 (0,2)	<b>12,7 (0,2) *</b>		
<b>30-45</b>	15,6 (1,4)	<b>26,0 (1,5) **</b>	1,3 (0,1)	<b>2,1 (0,1) **</b>	11,2 (0,2)	<b>12,4 (0,3) **</b>		
<b>45-60</b>	9,7 (1,1)	<b>15,4 (1,2) **</b>	0,9 (0,1)	<b>1,3 (0,1) **</b>	10,1 (0,2)	<b>11,4 (0,2) **</b>		
<b>60-75</b>	7,3 (1,0)	<b>10,0 (1,0) **</b>	0,7 (0,1)	<b>0,9 (0,1) **</b>	9,5 (0,3)	<b>10,6 (0,3) *</b>		
<b>75-90</b>	5,6 (0,9)	<b>7,1 (0,9) *</b>	0,6 (0,1)	<b>0,8 (0,1) **</b>	8,4 (0,3)	<b>9,6 (0,3) **</b>		

Errores estándar entre paréntesis. ns= no significativo; (\*) ó (\*\*) indican diferencias entre tratamientos con p<0,05 o p<0,01. Letras diferentes indican diferencias significativas entre horizontes orgánicos.

Para el suelo mineral, bajo vegetación de pradera se observó una buena provisión de COT, con valores de 40,7 g kg<sup>-1</sup> en superficie a 5,6 g kg<sup>-1</sup> en 75-90 cm (Tabla 3.4). Bajo los pinos, existieron incrementos altamente significativos de COT en 15-75 cm y significativos en 75-90

cm, mientras que en la capa superficial la variabilidad en los datos impidió detectar significancia estadística en las diferencias ( $p < 0,15$ ). Los incrementos porcentuales (tomando a TP como 100%), variaron entre 14% para 0-15 cm y 27% a 67% para 15-90 cm. Las diferencias más importantes se observaron en las profundidades intermedias, de 30 a 60 cm, donde el COT bajo los árboles aumentó 59% y 67% respectivamente.

Se hallaron relaciones del tipo potencial, negativas y altamente significativas entre el contenido de COT y la reacción del suelo. Para el pastizal se encontró un nivel de explicación menor,  $R^2 = 0,50$  (Fig. 3.6a), respecto de los rodales de pino,  $R^2 = 0,67$  (Fig. 3.6b). En estos últimos, con un rango de pH más amplio, se observa una acidez más acentuada a mayores valores de COT. La acumulación materia orgánica se relaciona con el descenso del pH mostrando una tendencia asintótica hasta que la reacción del suelo alcanza un valor de 4,8. En TP en cambio, se observa una estabilización en torno a  $\text{pH} = 6$ . Estas relaciones no implican causalidad, dado que los aportes orgánicos tienen una influencia limitada sobre la reacción del suelo, la que fue discutida en el apartado 3.3.2 "reacción del suelo".



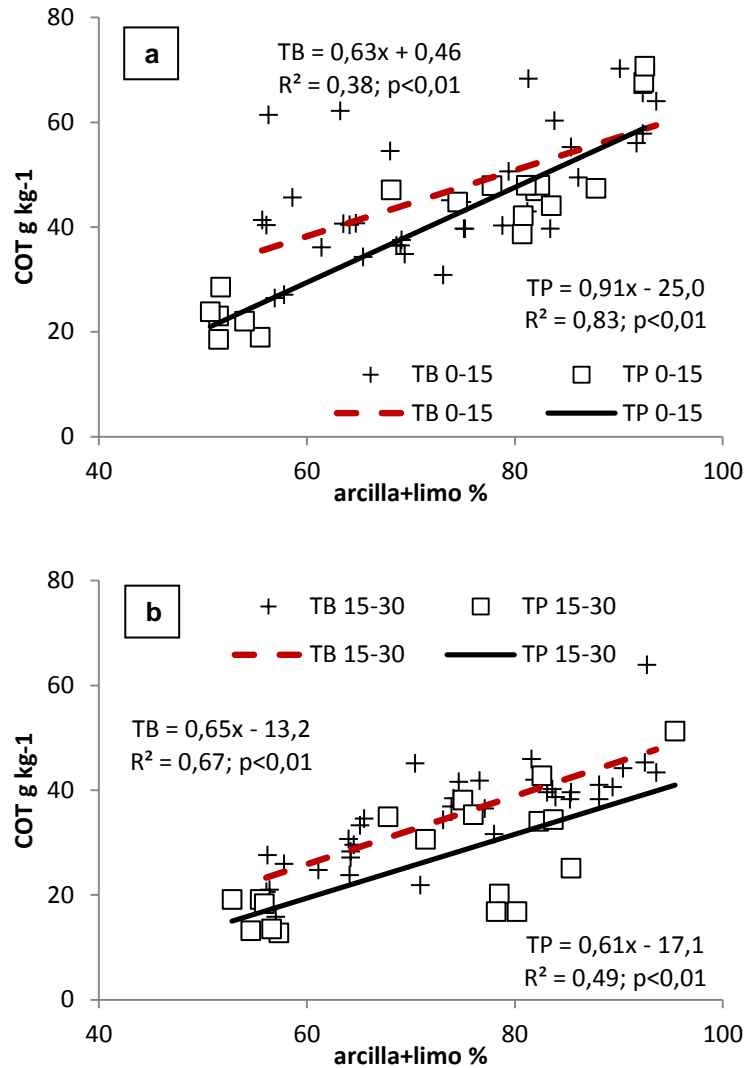
**Figura 3.6.** Gráficos de dispersión y ajustes obtenidos para la relación carbono orgánico total (COT) y pH para los tratamientos pastizal (TP, 3.6a;  $n=108$ ) y bosque (TB, 3.6b;  $n=216$ ).

También se encontraron regresiones lineales significativas entre la fracción fina (arcilla + limo) y el contenido de COT para las dos primeras capas de suelo mineral. El análisis se limitó a comparar los datos dentro de cada estrato, dado que el contenido de COT es fuertemente dependiente de la profundidad. En los 15 cm superficiales se hallaron

relaciones significativas para ambos tratamientos, siendo el coeficiente de determinación para TP  $R^2=0,83$ , y para TB  $R^2=0,38$  ( $p<0,01$ ; Fig. 3.7). Esto indica que más del 80% del COT en el pastizal gramíneo puede ser explicado por el contenido de arcilla y limo, mientras que bajo la cubierta de pino la granulometría solo aporta un 38% de la explicación. Para los 15 cm siguientes, la variabilidad en el contenido de COT en TB estuvo mejor representada que en 0-15 cm con un  $R^2=0,67$ , aunque lo inverso ocurrió en TP, donde el  $R^2=0,49$  indica una mayor dispersión respecto de la capa superficial. Este comportamiento, aparentemente errático en los resultados, estaría relacionado con la presencia de los horizontes orgánicos en TB, los que presentan diferencias importantes en la cantidad de hojarasca acumulada, introduciendo variabilidad en los contenidos de COT de los primeros centímetros de suelo mineral bajo la copa de los pinos. En TP por el contrario, la ausencia de horizontes orgánicos se reflejó en una mayor predictibilidad del contenido de COT en la capa mineral superficial.

A mayor profundidad las relaciones son menos estrechas en ambos tratamientos (datos no mostrados), especialmente para TP donde la curva pierde pendiente en forma notable a partir de los 30 cm, indicando mayor control de la textura sobre el contenido de COT en superficie. Estos resultados son opuestos a los obtenidos por Jobbágy & Jackson (2000), quienes informan una mayor asociación entre la arcilla y el contenido de COT a mayor profundidad en una amplia gama de casos tomados en cuenta por los autores en su meta-análisis a nivel global.

La concentración de Nt en el suelo mineral mostró una tendencia similar a la de COT, con aumentos significativos desde los 15 hasta los 90 cm en TB, pero no en superficie. Proporcionalmente, los incrementos observados variaron entre 33% y 62% respecto de la línea de base, siendo mayores las acumulaciones en 30-45 y 45-60 cm (62% y 44%).

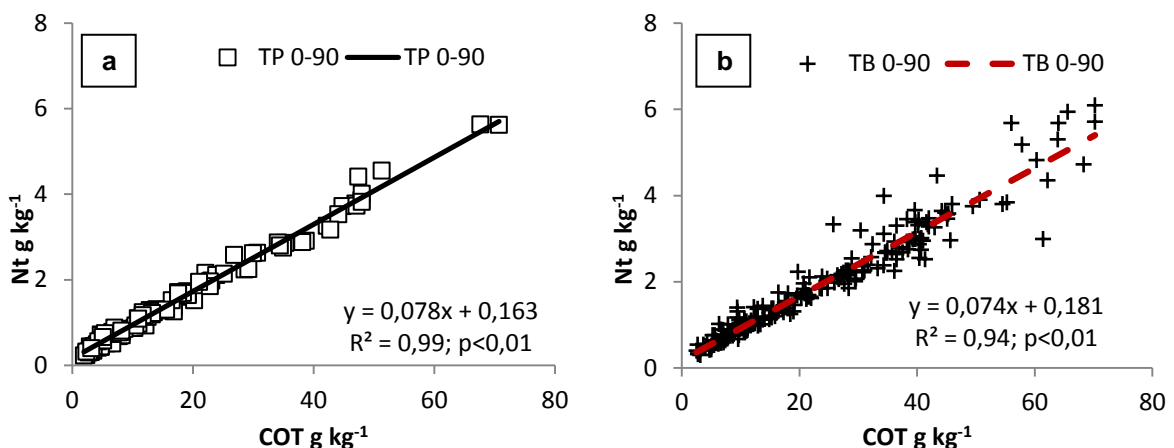


**Figura 3.7.** Gráficos de dispersión y ajustes obtenidos entre arcilla+limo y contenido de carbono orgánico total (COT) en 0-15 (3.7a) y 15-30 cm (3.7b) para los tratamientos pastizal (TP; n=18 para cada profundidad) y bosque (TB; n=36 para cada profundidad).

Siguiendo la tendencia observada para otros parámetros, la relación C/N también se diferenció entre tratamientos, con TB mostrando valores significativamente superiores respecto de TP en todas las capas analizadas (Tabla 3.6). A pesar que la misma disminuyó significativamente en profundidad, las diferencias halladas fueron similares para cada capa entre tratamientos, incluso en las más profundas, variando entre 0,7 y 1,4 unidades. Este incremento de la C/N, indica que el N es retenido más eficientemente en el bosque, lo cual concuerda con lo observado por Guo *et al.* (2006 y 2008).



Las diferencias observadas en la relación C/N entre tratamientos, se vinculan directamente al tipo de MO aportada. Para las gramíneas, la mayor parte del material orgánico incorporado al suelo mineral proviene de sus abundantes raíces finas y en menor medida de biomasa aérea, ambos materiales se caracterizan por presentar baja relación C/N y buenas condiciones para la degradación microbiana (Guo *et al.*, 2007 y 2008). En el caso del bosque de pinos, la vía principal de aporte de MO ocurre mediante la incorporación progresiva del piso forestal, compuesto por material más recalcitrante, con altos valores de C/N, siendo la contribución de las raíces finas con mayor contenido de N- mucho menos importante en este aspecto respecto de las gramíneas. Dentro de cada tratamiento, el contenido de COT se relacionó estrechamente con el Nt, especialmente en el tratamiento de referencia (Fig. 3.8). En TB se observa un aumento importante en la variabilidad de Nt a altos contenidos de COT, lo que se corresponde con las muestras de las capas más superficiales de suelo, donde C/N mostró los valores máximos entre capas minerales. Las diferencias estadísticas en las relaciones C/N entre tratamientos (Tabla 3.6), son también verificadas al comparar los gráficos de las relaciones entre el COT y el Nt, dado que la pendiente obtenida para TP resultó mayor a la de TB ( $p < 0,05$ ). Esto indica que por cada unidad de COT ganada, TP incorpora más Nt que TB, señalando una alteración de la calidad de la materia orgánica aportada bajo los pinos.



**Figura 3.8.** Relación entre el contenido de carbono orgánico total (COT) y nitrógeno total (Nt) para los tratamientos pastizal (TP, 3.8a; n=108) y bosque (TB, 3.8b; n=216).

A partir de los resultados obtenidos para la concentración de COT, Nt y la densidad aparente del suelo, se calculó su stock para los horizontes orgánicos y el suelo mineral (Tabla 3.7).

La acumulación de hojarasca sobre el suelo mineral fue importante, calculándose un aporte de 13,6 y 28,7 Mg ha<sup>-1</sup> de COT para Oi y Oe/Oa respectivamente, totalizando entre ambos 42,3 Mg ha<sup>-1</sup> de COT bajo bosque. Para Nt, considerando los horizontes orgánicos en conjunto, el aporte neto resultó en 1,79 Mg ha<sup>-1</sup>. En las reservas de MO de mayor alcance temporal en el espesor 0-90 cm, la acumulación de COT fue de 177,1 y 247 Mg ha<sup>-1</sup> para TP y TB respectivamente. Esto indica que bajo los pinos existió un secuestro adicional de carbono íntimamente asociado a la fracción mineral respecto de TP, totalizando un incremento de 69,9 Mg COT ha<sup>-1</sup> en el espesor considerado. De forma similar, el stock de Nt mostró un aumento significativo en los suelos bajo coníferas, alcanzando 20,4 Mg ha<sup>-1</sup> respecto de las 15,7 Mg ha<sup>-1</sup> cuantificadas para 0-90 cm en los suelos bajo vegetación de referencia.

**Tabla 3.7.** Stock y distribución de carbono orgánico total (COT) y nitrógeno total (Nt) en los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216 para suelo mineral y n=60 para horizontes orgánicos) y su diferencia.

Profundidad cm	TP		TB		TB - TP	
	COT		Nt		COT	Nt
	-----Mg ha <sup>-1</sup> -----					
<b>Oi</b>	-	<b>13,6 (1,6) b</b>	-	<b>0,36 (0,11) b</b>	<b>13,6</b>	<b>0,36</b>
<b>Oe/Oa</b>	-	<b>28,7 (2,9) a</b>	-	<b>1,43 (0,18) a</b>	<b>28,7</b>	<b>1,43</b>
<b>0-15</b>	62,2 (4,3)	<b>73,3 (3,3) *</b>	5,15 (0,36)	5,53 (0,30)ns	11,1	0,38
<b>15-30</b>	44,6 (3,3)	<b>59,9 (2,7) **</b>	3,70 (0,29)	<b>4,79 (0,25) **</b>	<b>15,3</b>	<b>1,09</b>
<b>30-45</b>	28,8 (2,7)	<b>47,6 (2,3) **</b>	2,51 (0,27)	<b>3,91 (0,24) **</b>	<b>18,8</b>	<b>1,40</b>
<b>45-60</b>	17,9 (2,3)	<b>30,5 (2,0) **</b>	1,80 (0,24)	<b>2,66 (0,23) **</b>	<b>12,6</b>	<b>0,86</b>
<b>60-75</b>	13,3 (2,1)	<b>20,7 (1,9) **</b>	1,38 (0,23)	<b>1,94 (0,22) **</b>	<b>7,4</b>	<b>0,56</b>
<b>75-90</b>	10,3 (1,9)	<b>15,0 (1,8) **</b>	1,19 (0,23)	<b>1,57 (0,22) **</b>	<b>4,7</b>	<b>0,38</b>
<b>Total 0-90<sup>†</sup></b>	177,1	247,0	15,73	20,4	69,9	4,70
<b>Total 0-90+O</b>	177,1	289,3	15,73	22,2	112,2	6,50

Errores estándar entre paréntesis. ns= no significativo; (\*) ó (\*\*) indican diferencias entre tratamientos con p<0,05 o p<0,01. Letras diferentes indican diferencias significativas entre horizontes orgánicos.† Total 0-90 indica el COT y Nt acumulado en todo el perfil mineral y 0-90+O indica COT y Nt en perfil mineral y orgánico combinados.

Las diferencias halladas entre tratamientos representan un secuestro adicional de COT y Nt bajo *P. radiata* de 39 y 30% respectivamente, en comparación con los stocks obtenidos

para 0-90 cm en la línea de base. Si se adiciona al perfil mineral el COT y Nt contenidos en los horizontes orgánicos, el secuestro adicional total en los suelos bajo bosque de pino respecto de la línea de base asciende a 112,2 Mg COT ha<sup>-1</sup> (+63%) y 6,5 Mg Nt ha<sup>-1</sup> (+41%). Estos resultados confirman la elevada eficiencia de *P. radiata* para secuestrar CO<sub>2</sub> atmosférico y retenerlo como MO de distinto alcance temporal en el suelo. Considerando la edad promedio de los árboles, 65 años, se obtiene una tasa de incorporación anual total de 1,72 Mg COT ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> y 0,10 Mg Nt ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>, de los cuales 1,06 Mg COT ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> y 71,8 kg Nt ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> corresponden al perfil mineral.

La génesis los horizontes O bajo *P. radiata* responde principalmente a las características de los restos vegetales que lo constituyen. La acumulación de hojarasca, no observada bajo los pastos, indica condiciones menos propicias para la mineralización respecto del pastizal (Amiotti *et al.*, 2000; Buduba, 2006; Guo *et al.*, 2008). Las coníferas, contienen mayor proporción de compuestos recalcitrantes como lignina en relación a las gramíneas, e incluso otras especies forestales (Girisha *et al.* 2003; Bengoetxea, 2009), y una mayor relación C/N respecto de la pradera, todo lo cual resulta en una menor velocidad de descomposición (Lilienfein *et al.*, 2001; Guo *et al.* 2008; Pérez-Cruzado *et al.*, 2014). Las diferencias entre ambos ecosistemas en distintos aspectos como la relación biomasa radical:aérea, la formas de incorporación de MO al suelo, la composición química de esta y otros factores asociados al cambio de uso de la tierra, alteran significativamente la dinámica de la MO, especialmente de los elementos mayoritarios presentes en ella como C y N.

La cantidad de COT presente en la hojarasca acumulada, 42,3 Mg ha<sup>-1</sup>, es similar a la registrada por Hopmans & Elms (2009) bajo clima templado, 44,5 Mg COT ha<sup>-1</sup>, aunque el contenido de Nt fue sensiblemente inferior en su estudio, de sólo 0,95 Mg ha<sup>-1</sup>. Otras investigaciones en forestaciones más jóvenes muestran acumulaciones menores en los horizontes O, tanto para *P. radiata* (9,4 y 0,32 Mg ha<sup>-1</sup> en Cortina *et al.*, 1995; 4,8 y 0,11 Mg ha<sup>-1</sup> en Guo *et al.*, 2008 de COT y Nt respectivamente), como para otras especies de pino (Chen *et al.*, 2000; Kavvadias *et al.*, 2001). Registros muy superiores a los informados por estos autores obtuvieron Lilienfein *et al.* (2001), quienes hallaron para *P. caribaea* (densidad

de plantación=1670 pies.ha<sup>-1</sup>) acumulaciones de 94,8 y 2,6 Mg ha<sup>-1</sup> de COT y Nt en los horizontes O, valores que superan a los observados en nuestro estudio.

El amplio rango de biomasa acumulada en el piso forestal responde a varios factores. Para un mismo clima, la edad de los rodales tiene una influencia directa en el volumen de hojarasca acumulada, siendo este último más importante a medida que pasa el tiempo hasta llegar a un equilibrio entre aporte y mineralización, diferente para cada ambiente (Pérez-Cruzado *et al.*, 2014; Carvalhais *et al.*, 2014). Con más de 60 años, las plantaciones forestales investigadas exceden ampliamente un turno de corte, el cual se extiende normalmente entre los 8 años para la producción de pulpa y los 40 años para producción de madera (Turner *et al.*, 2005; O'Hehir *et al.*, 2010), razón por la cual muestran acumulaciones atípicas respecto de rodales implantados con fines comerciales. Otro factor relevante respecto de la acumulación de MO sobre el suelo mineral, es el área basal promedio de los rodales, pues explica la variabilidad observada en los sitios estudiados tal como se discutió previamente en el apartado 3.3.1. A pesar de la importancia de la hojarasca en el balance de CO, esta reserva se califica como de corto plazo, dada la oxidación biológica progresiva natural o la posible oxidación masiva ante los incendios forestales (Guo *et al.*, 2008; Bravo *et al.*, 2008), lo que reduciría drásticamente el stock de COT y Nt, dejando solo una fracción de lo acumulado como carbono negro ("black carbon") en el suelo (Zech *et al.*, 1997).

Estas diferencias son menores a las halladas en la misma zona por Amiotti *et al.* (2012) comparando Argiudoles bajo *P. radiata* respecto de otros adyacentes con pastizal natural. Estos autores encontraron hasta un 74% de incremento en el stock de COT (0-18 cm). Más recientemente, el mismo grupo expandió el estudio incorporando Entisoles costeros bonaerenses forestados con *P. radiata* (Amiotti *et al.*, 2013). Sus resultados indican que en ellos el stock de COT se acumuló a una tasa promedio de 0,64 Mg ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>. En el ámbito internacional, la bibliografía menciona resultados contradictorios respecto de la capacidad de secuestro de carbono por esta especie tomando como referencia praderas o pastizales. En numerosos reportes se señala que luego de varios años de la implantación de los árboles el contenido de COT fue menor que el encontrado bajo la vegetación de referencia

compuesta por pastizales o praderas implantadas (Alfredsson *et al.*, 1998; Guo *et al.*, 2008; Kirschbaum *et al.*, 2008). Incluso bosques o montes nativos han mostrado mejor capacidad de secuestro cuando son tomados como línea de base (Turner *et al.*, 2005; Goberna *et al.*, 2007).

### **3.4 Dinámica de la materia orgánica en pastizales y rodales de *Pinus radiata***

Tal como se ha comprobado, cambios en el uso de la tierra como los aquí analizados, tienen un profundo impacto en distintos niveles del ecosistema, modificando la productividad primaria del mismo, lo que incluye alteraciones en la relación biomasa radicular:aérea, patrones espaciales de producción de raíces, calidad de hojarasca, biomasa microbiana y dinámica de C y N (Guo *et al.*, 2007). Como se anticipó, algunos autores señalan que durante los primeros años luego de la implantación de especies forestales, la descomposición de las fracciones más lábiles de la MO heredada, así como un bajo aporte de nueva MO, son las causas principales de las disminuciones reportadas en los niveles de COT y Nt luego de la implantación de especies forestales, especialmente *P. radiata*, sobre pastizales y praderas (Paul *et al.*, 2002; Turner *et al.*, 2005; Guo *et al.*, 2007; Jandl *et al.*, 2007).

La localización de los aportes orgánicos tiene fuerte influencia sobre el contenido final de COT, acentuando las diferencias entre los tipos de vegetación. Los rodales de coníferas aportan mayor proporción de MO derivada de la biomasa aérea, contrario a lo observado en los pastizales gramíneos, donde hasta el 90% del CO incorporado proviene de las raíces finas. Pérez-Cruzado *et al.* (2014) precisan además que el nivel de COT previo y la capacidad del suelo para estabilizarlo mediante la formación de complejos órgano-minerales, dependen principalmente del contenido de arcilla. Según estos autores, suelos con bajo nivel inicial de COT tienden a incrementar su contenido durante el desarrollo de rodales de *P. radiata*, sobre todo cuando los contenidos de arcilla son medios o elevados. Por el contrario, aquellos suelos con alta concentración de materia orgánica previa sufren

mayor mineralización durante los primeros años y difícilmente recuperen los niveles originales de COT.

El índice IMO pondera este aspecto al calcular un valor numérico representativo de la “saturación” con materia orgánica del suelo a partir del contenido de MO y de arcilla+limo (Six *et al.*, 2002; Quiroga *et al.*, 2006). La Tabla 3.8 muestra los índices obtenidos para cada tratamiento en las distintas capas. Teniendo en cuenta que horizontes superficiales con  $IMO < 5$  se consideran pobres en MOT, los valores obtenidos, tanto para el pastizal como para el bosque, indican elevados contenidos de fracciones orgánicas en relación a las partículas menores a 50  $\mu\text{m}$ . Para TP esta condición se mantiene hasta los 30 cm pues a mayor profundidad el IMO es menor a 5. En TB los valores de IMO se mantienen por encima de 5 hasta los 45 cm. En todas las profundidades evaluadas los valores de IMO fueron significativamente superiores en TB, indicando un incremento de la saturación de la fracción mineral con materia orgánica a mayor profundidad bajo la foresta.

Los elevados contenidos de arcilla+limo han mostrado a su vez altos contenidos relativos de MOT en el ecosistema de referencia, los cuales se han incrementado bajo TB en todas las profundidades analizadas. Si bien los datos obtenidos representan el efecto acumulado luego de más de seis décadas de forestación y no aportan información sobre las etapas iniciales, es evidente que el lapso de tiempo transcurrido desde el cambio en el uso de la tierra fue suficiente para incrementar significativamente el contenido de COT en suelos originalmente bien provistos de MO. Esto concuerda con otro aspecto mencionado por Pérez-Cruzado *et al.* (2014), indicando que suelos con alta proporción de arcilla+limo y alto contenido de MO pueden secuestrar y acumular CO adicional cuando los rodales de *P. radiata* son longevos, especialmente en profundidad donde los distintos mecanismos de protección de la MO se encuentran mucho menos saturados respecto de capas superficiales. Asimismo, los resultados ratifican el concepto enunciado por Six *et al.* (2002), en cuanto a que los suelos de ecosistemas naturales, si bien están en equilibrio o *cuasi* equilibrio con el ambiente, no necesariamente representan la máxima capacidad de estabilización de COT.

**Tabla 3.8.** Índice IMO (MOT/A+L; porcentaje de materia orgánica sobre contenido de arcilla más limo) en los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216).

Profundidad cm	TP	TB	IMO
<b>0-15</b>	9,3 (0,7)	<b>11,0 (0,6)*</b>	
<b>15-30</b>	6,2 (0,4)	<b>8,1 (0,4)**</b>	
<b>30-45</b>	3,8 (0,4)	<b>6,1 (0,3)**</b>	
<b>45-60</b>	2,5 (0,3)	<b>3,8 (0,3)**</b>	
<b>60-75</b>	1,9 (0,3)	<b>2,6 (0,3)**</b>	
<b>75-90</b>	1,5 (0,3)	<b>1,9 (0,3)*</b>	

Errores estándar entre paréntesis. (\*) ó (\*\*) indican diferencias entre tratamientos con  $p < 0,05$  o  $p < 0,01$ .

A largo plazo, la evolución de los ecosistemas ocurre a través de cambios pronunciados en las propiedades del suelo y la composición florística. De acuerdo a Walker & Syers (citado por Vitousek & Farrington, 1997) los patrones de cambio y la regulación de los *pooles* y la disponibilidad de nutrientes pueden ser resumidas en un modelo conceptual. Autores como Vitousek & Farrington (1997) y Richardson *et al.* (2004) estudiaron la evolución de los ecosistemas utilizando cronosecuencias representativas de cientos de miles a millones de años de cambio. Ambos trabajos indican una etapa de progresión, en la cual predominan la incorporación de COT y Nt por intermedio de organismos fijadores de N. La acumulación de COT y Nt continúa hasta llegar a un “equilibrio dinámico” dependiente de los ingresos de MO al sistema y de su tasa de mineralización (Eclesia *et al.*, 2012; Pérez-Cruzado *et al.*, 2014). Para un mismo clima, el período de tiempo necesario para llegar a este estado varía en función de distintos factores, entre los cuales la especie implantada, la calidad de la MO aportada, el tipo de suelo y la disponibilidad de nutrientes son los más preponderantes (Berg, 2000; Six *et al.*, 2002; Turner *et al.*, 2005). Wilde (1964) menciona que para rodales de coníferas, el estado de *cuasi-equilibrio* se alcanzaría luego de 45-60 años para los primeros 15 cm. Sin embargo, existen varios puntos oscuros sobre la dinámica de la nueva MO aportada por este cambio en el uso de la tierra, generando interrogantes respecto de la perdurabilidad de la nueva MO aportada por los pinos y por ende del alcance temporal del CO<sub>2</sub> secuestrado, los que estarán condicionados por sus tasas de aporte y mineralización.

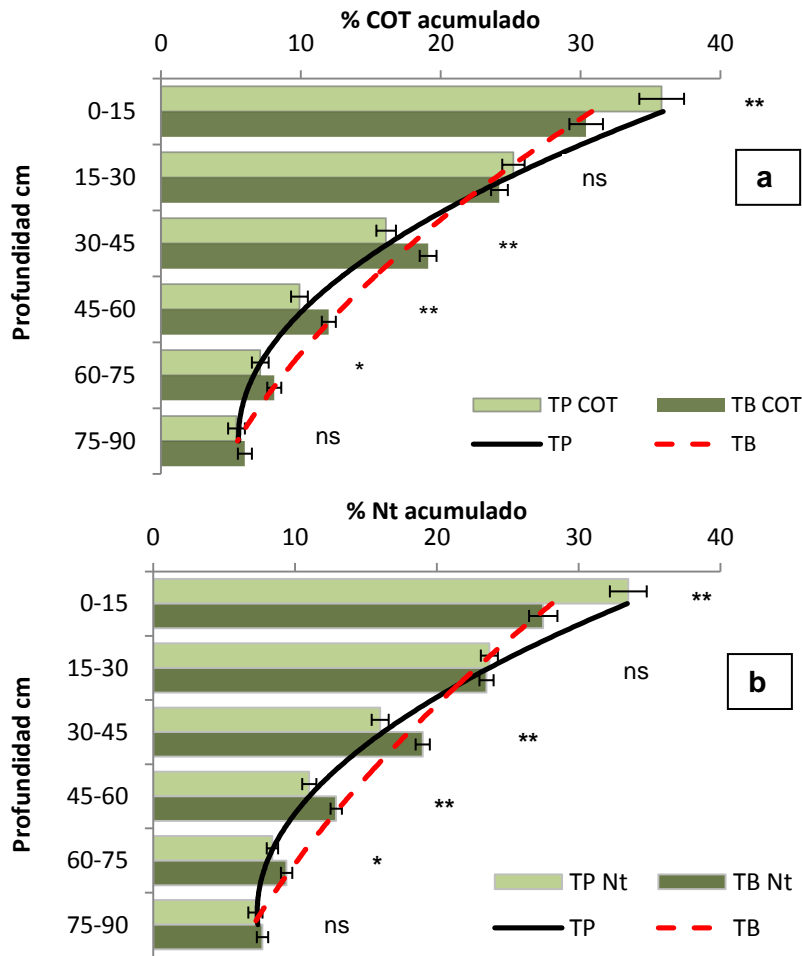
Berg (2000) indica que bajo un mismo ambiente, la composición de los aportes orgánicos constituye un factor relevante en cuanto a la pérdida de su propia masa, especialmente en pisos forestales. Inicialmente, existe una mineralización rápida que depende de las fracciones de mayor disponibilidad de C y nutrientes como N, P, S, Mn, Ca y otros. Una vez agotada la fracción fácilmente degradable, la tasa de descomposición disminuye marcadamente, siendo afectada positivamente por la concentración de Mn, y negativamente por la concentración de N. La proporción de hojarasca remanente es llamada “valor límite” (Couteaux *et al.*, 1998; Berg, 2000), a partir del cual la tasa de descomposición disminuye casi totalmente, de tal manera que la pérdida de masa muestra un ajuste asintótico con respecto al tiempo. Este punto se alcanza cuando la proporción de lignina ronda el 45-51%, indicando que las características iniciales de la hojarasca son decisivas. Según Couteaux *et al.* (1998), la fracción más recalcitrante tiene una tasa de descomposición cercana a cero, permaneciendo un tiempo prolongado en el suelo. Esto ha sido discutido por otros autores más recientemente (Six *et al.*, 2002; Marschner *et al.*, 2008; Bolan *et al.*, 2011; Pérez-Cruzado *et al.*, 2014), quienes otorgan mayor importancia a la protección física de la MO por los agregados y su estabilización con la fracción mineral como principales mecanismos de conservación del humus en el tiempo.

Si bien los mecanismos de estabilización del CO en el suelo siguen bajo discusión, numerosos autores han encontrado diferencias importantes en el tiempo de ciclado de la MO bajo *Pinus* en comparación a especies de gramíneas, lo cual al menos influye en las primeras etapas de la descomposición (Fernández *et al.*, 2003). Existen importantes diferencias en la calidad de los aportes orgánicos entre pinos y pastos. Para las acículas de *Pinus radiata*, la proporción inicial de lignina ronda el 37% (Girisha *et al.*, 2003), mientras que para gramíneas es menor al 10% (Fernández *et al.*, 2003), determinando una mayor velocidad de descomposición para las gramíneas. El incremento observado en la relación IMO y C/N en todo el perfil de TB respecto de TP, indicarían que el aumento de COT y Nt detectados serían producto de la presencia de materiales orgánicos con una mayor proporción de lignina bajo los pinos a pesar de su avanzada edad, señalando un tiempo de



ciclado de la MO más prolongado bajo los árboles. Bajo este modelo de dinámica de descomposición de la MO, la distribución vertical del COT y Nt en el perfil debería verse afectada ante un cambio en el uso de la tierra. Si efectivamente los aportes orgánicos de pino son más estables que aquellos derivados de pastos, eventualmente la distribución vertical de MO se asemejaría a la distribución de estos. Los resultados indican que la distribución vertical tanto de COT como de Nt fue modificada por la introducción de *P. radiata* en pastizales graminosos de Ventania (Fig. 3.9a y b).

Considerando al COT acumulado en 0-90 cm como 100%, se calculó la distribución porcentual del mismo en las distintas profundidades evaluadas. En ambos tratamientos la acumulación más importante se produjo en los primeros 30 cm, los cuales contienen más de la mitad del COT (61% en TP y 55% en TB) presente en 0-90 cm. En el pastizal de referencia, se registró una proporción acumulada significativamente mayor en 0-15 cm respecto del suelo bajo pinos. En los 45 cm siguientes, la tendencia es inversa y los contenidos de COT caen marcadamente, particularmente para TP, con menores proporciones respecto de TB. Observando la distribución del COT en su conjunto, es evidente que en TP existe una estratificación con contenidos significativamente mayores en superficie, mientras que en TB el decrecimiento entre capas sucesivas es menos acusado. El perfil vertical de COT bajo bosque contrasta fuertemente con lo esperado de acuerdo a la distribución de los aportes vegetales de las coníferas, los que son particularmente importantes sobre la superficie (horizontes O).



**Figura 3.9.** Distribución vertical porcentual de carbono orgánico total (COT, 3.9a) y nitrógeno total (Nt, 3.9b) acumulados en el perfil de suelo mineral para los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216). Las líneas representan las tendencias en profundidad de cada parámetro para TP (línea continua) y TB (línea punteada). \* y \*\* indican diferencias significativas con  $p < 0,05$  y  $p < 0,01$  respectivamente dentro de cada profundidad; ns= no significativo.

Como se ha mencionado, la relación biomasa radicular:aérea es usada como indicador de la importancia relativa en los aportes de CO en los compartimentos aéreos (sobre el suelo) y subterráneo, siendo variable según la vegetación predominante. Guo *et al.* (2008) determinaron relaciones tan contrastantes como 0,2 y 6,7 para ecosistemas de *P. radiata* y pastizales de *Themeda triandra* respectivamente, a la vez que Jackson *et al.* (1996) indica valores inferiores pero comparables de 3,7 y 0,18 para pastizales y bosques de coníferas templados. Sin embargo, esta relación, en principio desfavorable para los forestales, no implica que la cantidad total de biomasa subterránea sea menor bajo los árboles. De hecho la masa de CO contenido en las raíces de *P. radiata* supera ampliamente al de pastizales gramínicos (Huber & Trecaman, 2000; Guo *et al.*, 2008). Las diferencias se acentúan en

proximidades del tronco (60-70 cm alrededor del tronco), donde raíces de gran tamaño cumplen funciones de anclaje, lo cual también fue observado para otras especies de pino (Janssens *et al.*, 2002; Laclau, 2003). A mayor distancia desde el tronco, las diferencias se atenúan, aunque sigue siendo mayor la biomasa bajo la superficie para los pinos (Huber & Trecaman, 2000). Esto, se refleja en menores cambios en el contenido de COT y Nt del suelo, debido a que las mismas mueren y se descomponen mucho más lentamente que las raíces finas menores a 2 mm de desarrollo más superficial (Guo *et al.*, 2007 y 2008).

Durante al menos las primeras dos décadas desde la introducción de forestales, el ingreso de MO al suelo mineral del bosque es bajo y está dado principalmente por el aporte de los horizontes O, y en menor medida de las raíces finas (Guo *et al.*, 2007). Los pastizales en cambio, poseen mayor proporción de su biomasa bajo la superficie, de modo tal que las raíces finas pueden contribuir hasta el 90% del aporte total de MO al suelo mineral. Este tipo de raíces representa la forma de incorporación más rápida de MO (Janssens *et al.*, 2002), y se encuentran en menor cantidad y más superficialmente en *P. radiata* jóvenes respecto de praderas, lo que fue relacionado con una distribución vertical de COT acorde en cada ecosistema.

Estas diferencias en la compartimentalización de la biomasa influyen sobre el modo en que se incorpora materia orgánica y establece un patrón en la distribución vertical de CO en el suelo. Tal como se adelantó, el patrón vertical de COT en TB no parece ajustarse a la distribución de los aportes orgánicos fuertemente concentrada en superficie. La mayor proporción de COT observada en profundidad respecto de TP podría estar vinculada a: 1) un mayor aporte de COT proveniente de la muerte y descomposición de raíces profundas; 2) un movimiento descendente de mayores cantidades de MO soluble o disuelta en el ecosistema forestal respecto del pastizal.

Considerando la escasa información disponible sobre la dinámica de raíces a lo largo de la vida de las especies forestales, la contribución de MO real en rodales longevos como los estudiados, permanece sujeta a teorizaciones. Sin embargo, es ampliamente aceptado que la biomasa de raíces finas representa un elevado costo energético para las plantas en

general debido a su rápida renovación, mientras que las raíces gruesas (>2 mm) son importantes para la productividad de los ecosistemas a largo plazo debido a un ciclado más lento de C y nutrientes asociados (Zhang & Wang, 2015). En este sentido, es probable que luego de alcanzado el máximo desarrollo de biomasa aérea en el bosque, entre los 20 y 30 años, prosiga una etapa de deterioro progresivo de los individuos. Al respecto, Laclau (2003) señala que en plantaciones maduras de pinos, con la edad disminuye aún más su baja relación biomasa radicular:biomasa aérea. Esto puede ser asociado a una disminución del crecimiento de las raíces debido a una menor demanda de nutrientes, o bien vinculado a la muerte de tejido radicular. La avanzada edad de los rodales bajo estudio y el estado general de los montes (poco follaje, gran cantidad de ramas secas, árboles muertos), indicarían que este último proceso es predominante. Mientras que las raíces finas menores de 2 mm se descomponen rápidamente, especialmente si provienen de gramíneas, raíces medias y grandes demoran un tiempo significativamente mayor (Zhang & Wang, 2015). Algunos de los factores que influyen en ello son una alta relación C/N y lignina/N, así como una baja relación superficie/volumen lo que limita la accesibilidad de los microorganismos. La muerte y descomposición de raíces medias y grandes podrían aportar una cantidad importante de CO y N al suelo, contribuyendo al incremento en COT y Nt observados bajo TB. En este sentido, algunos autores como Rasse *et al.* (2005) además, consideran que la mayor parte del CO del suelo proviene de la biomasa de raíces, mientras que una proporción menor derivaría de los horizontes orgánicos (biomasa aérea). Razones para ello serían el íntimo contacto de estas con la fase mineral, posibilitando una rápida estabilización de la MO, así como una menor actividad biológica dentro de microagregados y microporos, especialmente en horizontes subsuperficiales (Six *et al.*, 2002).

Las diferencias señaladas en cuanto al ambiente edáfico y la MO aportada redundarían en una mayor cantidad de COT y Nt aportado a través de la biomasa subterránea bajo los rodales de pinos, la cual se mineralizaría más lentamente respecto del pastizal, pudiendo explicar en parte los incrementos registrados en estos parámetros. Aportes significativos al COT también pueden ser realizados por fracciones solubles de la MO. La llamada MO

“disuelta” (MOD) es aquella fracción orgánica, molecularmente heterogénea, que puede ser extraída con agua y menor de 0,45  $\mu\text{m}$ , procediendo en gran medida de los restos vegetales poco descompuestos y humus, incluyendo a los ácidos fúlvicos, uno de sus principales componentes (Kalbitz *et al.*, 2000; Bolan *et al.*, 2011). Si bien es una fracción difícil de determinar por su baja concentración en los suelos (típicamente de 0,02 a 3 g CO  $\text{kg}^{-1}$  de suelo), existen suficientes reportes que indican la fuerte influencia del uso de la tierra sobre su dinámica. Distintos estudios, reunidos en la completa revisión realizada por Bolan *et al.*, (2011), coinciden en que las concentraciones de MOD siguen el orden: horizontes O forestales>horizonte A de pastizales>horizontes A agrícolas. Por otra parte, Kalbitz *et al.* (2005) señalan que la MOD derivada de horizontes orgánicos de coníferas es más estable y resiste mayor tiempo la degradación respecto de, por ejemplo, aquella procedente de maíz. Dada su naturaleza hidrosoluble, la MOD sufre diferentes reacciones dentro del suelo, como mineralización, adsorción, lixiviación, etc. La adsorción y la formación de complejos con iones metálicos tienen particular importancia, pues influyen fuertemente en su movilidad y susceptibilidad a la degradación (Kalbitz *et al.*, 2000 y 2005). Cationes como Fe y Al pueden formar complejos relativamente estables, los cuales pueden facilitar el transporte hacia horizontes inferiores, como ocurre durante el proceso de podsolización en suelos forestales (Kaiser *et al.*, 1996). Más aún, horizontes ricos en MO retienen menor cantidad de MOD, probablemente debido a que los sitios de unión están ya ocupados por otras moléculas orgánicas. En este sentido, Qualls (2000) agrega que la dinámica de sorción no solo controla la retención de la MOD en horizontes minerales subsuperficiales, sino que además regula la liberación de esta en los horizontes orgánicos derivados de pinos. Del total de MO capaz de solubilizarse, solo una pequeña parte lo hace en un determinado momento, dependiendo su magnitud del equilibrio de sorción, liberándose pequeñas concentraciones de MOD durante periodos prolongados.

El aporte continuo de MOD puede incrementar de forma importante el contenido de COT, especialmente si está constituido en gran parte por fracciones recalcitrantes. Kalbitz *et al.* (2005) estimaron que la MOD derivada de horizontes O de *P. abies* puede aportar alrededor

de 24 Mg C ha<sup>-1</sup> en el perfil mineral de suelo, mucho más de lo que en principio se podría suponer. Los autores señalan además, que gran parte de esa contribución se estabiliza eficientemente en horizontes subsuperficiales, debido principalmente a la formación de complejos órgano-minerales por adsorción y a una menor actividad microbiana (Six *et al.*, 2002). El alcance temporal de estas fracciones estables de la MOD puede alcanzar los 90 años, aunque este aspecto sigue siendo controversial (Bolan *et al.*, 2011).

La influencia de la fracción soluble de la MO ha sido generalmente subestimada. Sin embargo, su contribución impacta en la distribución vertical de COT, ya que los horizontes pobres en MO, típicamente los subsuperficiales, disponen de mayor proporción de sitios de adsorción de MOD, mecanismo similar al descrito en el capítulo V de esta tesis para el fósforo soluble reactivo.

Independientemente del origen de la MO aportada, es esperable una menor actividad microbiana en TB respecto de TP, debido al ambiente edáfico más frío y más seco bajo la canopia de los árboles en los rodales forestales, lo que ha sido observado por varios autores (Jackson *et al.*, 2005; Guo *et al.*, 2008; Jobbágy *et al.*, 2012). Por otra parte, la menor porosidad y disponibilidad de oxígeno en capas de suelo profundas también limitarían el desarrollo de los microorganismos y la descomposición de moléculas orgánicas.

Si bien no se han cuantificado las fracciones orgánicas solubles ni los aportes de biomasa radical, es posible que ambos contribuyan al incremento del COT y Nt observados bajo los pinos. Como se ha detallado, la literatura aporta abundantes antecedentes que avalan esta posibilidad. Esto podría explicar el perfil vertical del COT y Nt, con mayor contenido y proporción de estos elementos en profundidad bajo los pinos respecto de los pastos. La cuantificación de estas fracciones solubles requiere investigaciones más exhaustivas que exceden a los objetivos de esta tesis e impulsan futuras líneas de investigación.

En síntesis, luego de 65 años de la implantación de *P. radiata* en tierras de pastizales, el contenido de COT y Nt se vió incrementado significativamente en el suelo. En 0-90 cm, el ecosistema forestal mostró un 39% y un 30% adicional de COT y Nt respecto de la línea de base los que fueron incorporados a una tasa anual de 1,06 Mg ha<sup>-1</sup> y 71,8 kg ha<sup>-1</sup>

respectivamente. La relación C/N fue significativamente mayor en TB, indicando un menor grado de humificación de la MO, probablemente como resultado de una disminución de su calidad vinculada al incremento de la proporción de residuos con alto contenido de lignina. Adicionalmente, los árboles aportan 46,4 y 2,02 Mg ha<sup>-1</sup> de COT y Nt respectivamente contenidos en los horizontes orgánicos generados sobre la superficie del suelo mineral. Este compartimento, si bien es de una magnitud considerable, tiene corto alcance temporal debido a la progresiva descomposición microbiana que experimenta y a la susceptibilidad de una oxidación muy rápida ante la ocurrencia de incendios, habituales en la región.

La distribución vertical del COT y Nt también sufrieron modificaciones luego del cambio en el uso de la tierra. El pastizal mostró estratificación con mayor concentración en superficie, mientras que en TB, el decrecimiento de COT y NT entre capas sucesivas fue menos acusado. Este perfil vertical no responde a la distribución espacial de los aportes orgánicos, los cuales se concentran fuertemente en superficie bajo los pinos como consecuencia de su relación biomasa radicular:aérea y de la génesis de los horizontes orgánicos. Posiblemente, el origen del COT y Nt acumulados en el subsuelo provengan de la descomposición de raíces profundas y/o de una mayor lixiviación de MOD en el ecosistema forestal (Kalbitz *et al.*, 2000; Bolan *et al.*, 2011). Estas fracciones se asociarían aquí a sitios de adsorción provistos por la matriz mineral, incrementando su estabilidad y recalcitrancia.

El alcance temporal del COT “estabilizado” dentro del suelo mineral es mayor en TB, debido principalmente a una menor mineralización bajo los pinos como resultado de condiciones menos propicias (menor calidad del sustrato y menor humedad y temperatura). Eventualmente, la descomposición puede afectar a las fracciones más recalcitrantes en el muy largo plazo. En las capas de suelo más profundas este proceso demoraría mayor tiempo en el suelo forestal debido a las características del medio ambiente edáfico y a la mayor cantidad de MO ligada a la fracción mineral. Esto implica un incremento en el tiempo de retorno del COT bajo TB a la atmósfera, confirmando no sólo una mayor capacidad de secuestro de CO<sub>2</sub> por parte de *P. radiata*, sino además una mayor permanencia del C en el suelo, constituyéndose estos rodales en eficientes sumideros. En este sentido, el efecto

sobre el ambiente es positivo, satisfaciendo el objetivo perseguido al recomendar esta práctica.

Futuras líneas de investigación contemplan el análisis cualitativo de la materia orgánica aportada por los árboles (incluyendo fracciones particuladas  $>100 \mu\text{m}$ , intermedias  $50-100 \mu\text{m}$  y finas  $<50 \mu\text{m}$ , así como las solubles), a fin de reducir la incertidumbre en torno a la calidad, dinámica y el alcance temporal de la MO en el suelo, especialmente en horizontes profundos donde el tiempo de permanencia de estos compuestos es mayor.



## CAPITULO IV

### Fracciones y dinámica del fósforo en el suelo

#### 4.1 Introducción

##### 4.1.1 Origen y formas de fósforo en el suelo

El ciclo del fósforo (P), su dinámica en los ecosistemas y sus componentes, ha sido por años, y sigue siendo aún, un tema de investigación relevante. La vigencia del interés científico se basa principalmente en su gran importancia biológica, dado que forma parte de moléculas elementales para la vida (ADN, ATP, fósfolípidos, etc). Este elemento también participa en la composición de una enorme cantidad de compuestos, tanto orgánicos como inorgánicos (Frossard *et al.*, 1995; Turner & Condrón, 2013), siendo uno de los macronutrientes necesarios para el crecimiento de las plantas.

Dado que es un elemento que no se encuentra en la atmósfera en concentraciones apreciables, prácticamente todo el P en la tierra proviene de sustancias minerales sólidas a excepción de trazas de gas fosfín ( $\text{PH}_3$ ), el cual se desprende de materia orgánica en descomposición o es liberado durante erupciones volcánicas en muy pequeñas cantidades (Vet *et al.*, 2014). Debido a ello, su contenido en suelos no alterados se ve limitado exclusivamente a la composición mineralógica de los materiales parentales del mismo.

Se estima que en la corteza terrestre hay unas  $10^{15}$  Mg de P, siendo la concentración promedio de  $1200 \text{ mg kg}^{-1}$  (Larsen 1967; Frossard *et al.*, 1995). En la litósfera, el P se presenta casi exclusivamente en su forma pentavalente, siendo el *orto*-fostato ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) la configuración predominante. En el suelo, globalmente existen alrededor de  $10^{11}$  Mg Pt (P total del suelo), el cual puede variar entre 100 y  $3000 \text{ mg kg}^{-1}$  dependiendo entre otras cosas del material parental y grado de evolución (Frossard *et al.*, 2000; Condrón & Tiessen, 2005), La Tabla 4.1 muestra algunos valores de Pt obtenidos en distintos materiales (adaptado de Larsen 1967). A nivel mundial, se estima que aproximadamente 5,7 mil millones de has

poseen alguna deficiencia de P, lo que provoca disminuciones en los rendimientos de los cultivos.

**Tabla 4.1.** Contenido promedio de fósforo en rocas y suelos.

Fuente	Nº de muestras	P (mg kg <sup>-1</sup> )
Masas rocosas	*	1240
Suelos húmedos	466	490
Suelos áridos	313	510
Loess	7	790

Adaptado de Larsen 1967. \* promedio ponderado de datos provenientes de rocas ígneas, esquistos, areniscas y calizas.

Dada la diversidad de compuestos fosforados, existen también múltiples clasificaciones de los distintos *pool*es fosfóricos, muchas de las cuales son definiciones “operacionales”, es decir reflejan una fracción determinada mediante cierta técnica, por ej., P soluble en agua. Una de las diferenciaciones más básicas, es la que separa al P orgánico (Po) del inorgánico (Pi). Existen un gran número de combinaciones fosfatadas con ambos tipos de moléculas. Bajo la forma inorgánica, se conocen casi 200 minerales fosforados en la naturaleza, aunque solo el grupo de la apatita se encuentra ampliamente difundido. La molécula básica de apatita tiene la siguiente forma:



Siendo: M frecuentemente calcio (Ca) y X Fluorato (F<sup>-</sup>) u oxidrilos OH<sup>-</sup>, por lo que la fluoroapatita cálcica (Ca<sub>10</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>6</sub>F<sub>2</sub>) es el mineral más corriente.

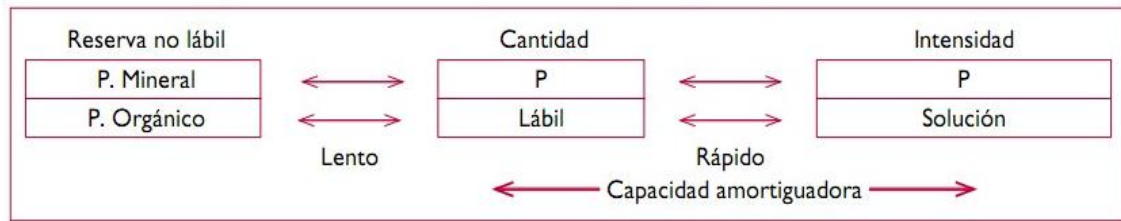
La apatita es el mineral primario de partida y constituye el inicio en el ciclo del P. La fluoroapatita, una de sus variantes fluoradas, está clasificada dentro de los minerales fácilmente meteorizables, por lo cual su ocurrencia en los suelos como mineral primario es rara (Larsen, 1967). Su meteorización es promovida por la presencia de protones, por lo que la misma se ve favorecida a pH menores a 6,2 (Frossard *et al.*, 1995). Los minerales fosfóricos secundarios también pertenecen al grupo de las apatitas, aunque en formas cristalinas pobres con muchas sustituciones en sus capas como la hidroxapatita (carbonato-apatita), cloroapatita y fluoroapatita secundaria.

Dada la reactividad de los fosfatos, estos forman complejos con casi todos los cationes metálicos, aunque cada combinación tiene su constante de estabilidad y normalmente

aquellos más estables (constante mayor) son encontrados con mayor facilidad en el suelo. Dentro de estos, los fosfatos de Ca, así como los de Fe y Al son usuales en suelos calcáreos y ácidos respectivamente (Hemwall, 1957; Zhang *et al.* 2005).

La fracción orgánica del P se encuentra en una proporción muy variable en los suelos, entre 20 a 80%, siendo también muy diversos los compuestos que conforman esta fracción (Larsen, 1967, Turner, 2008). Dada la dificultad técnica para la identificación precisa de los mismos, muchas de estas moléculas continúan sin conocerse con exactitud, aunque si se han identificado algunos grupos importantes como los inositol fosfatos, los cuales pueden comprender hasta la mitad del  $P_o$  ya que cumplen una función de almacenamiento de P en las plantas, ácidos nucleicos (ADN y ARN), fosfo-lípidos, fosfo-azúcares, y moléculas con enlace pirofosfato como el ATP (Bünemann & Condron, 2007).

Ante la evidencia de que no todo el P orgánico o inorgánico se comportaba de la misma manera, se tornó necesaria la diferenciación de subgrupos, dando lugar a clasificaciones más complejas. Una clasificación más específica que la anterior y muy utilizada, es aquella que combina la naturaleza de las moléculas, orgánicas o inorgánicas, y su labilidad (dinámica) en el suelo, dando como resultado varios *pools* fosfóricos de diferente disponibilidad, desde los precipitados no disponibles a aquellos en solución y muy reactivos. Este esquema asume que todo el P en el suelo está en un equilibrio dinámico, donde las fracciones de menor disponibilidad paulatinamente pasan a ser más disponibles y viceversa. La dirección en la cual se desplaza el equilibrio está fuertemente inclinada hacia las fracciones poco o no disponibles por lo cual aproximadamente sólo el 1 al 10% del P en el suelo está disponible en cortos periodos de tiempo (temporada de crecimiento de cultivos). Esto es variable en cada sitio y depende de las características particulares del suelo, como ser pH, textura, tipo de arcillas, presencia de alófono, factor capacidad, tasa de extracción y reposición, contenido de Fe y Al amorfos, etc. (Hemwall, 1957; Larsen, 1967; Frossard *et al.*, 1995; McGrechan & Lewis, 2002; Zhang *et al.*, 2005; Suñer & Galantini, 2015). La Figura 4.1 muestra un esquema simplificado de las diferentes formas de fósforo considerados en el modelo propuesto por Larsen (1967), extraído de Quintero (2002).



**Figura 4.1.** Modelo simplificado de las formas de fósforo en el suelo (Extraído de Quintero, 2002 y adaptado de Larsen, 1967)

En este modelo, las reservas no lábiles de P están compuestas de precipitados muy poco solubles como los fosfatos de Ca, Al y Fe; y moléculas orgánicas de alto peso molecular y tasa de renovación muy lenta (cientos de años). El P lábil es representado por materia orgánica particulada (mayores a 100  $\mu\text{m}$ ) y moléculas simples de rápida mineralización, como azúcares-fosfatos, por una parte, y partículas fosforadas menores a 100  $\mu\text{m}$  y el P inorgánico adsorbido débilmente a la superficie de los coloides inorgánicos (Suñer & Galantini, 2015). Esta reserva constituye el factor cantidad y funciona como un *pool* intermedio el cual se encuentra en un equilibrio lento con la reserva no lábil y uno rápido con el P en solución. Los métodos más comúnmente utilizados como Bray & Kurtz, Olsen y Mehlich, intentan reproducir las condiciones químicas de la rizosfera a fin de cuantificar el P inorgánico lábil (Koopmans *et al.*, 2002). Por último el P en la solución del suelo esta compuesto principalmente por fosfatos libres y comúnmente se denomina factor intensidad. Estos últimos representan al P en su forma más disponible y reactiva (Turner, 2008). La capacidad amortiguadora o también llamado “factor capacidad” representa la tasa a la cual el suelo puede reponer el P en solución con las reservas lábiles.

Dado que los fosfatos libres en solución constituyen el pool agrónomicamente más importante, han sido investigados exhaustivamente, especialmente en lo referido a su dinámica y los factores que controlan la misma. Estos son formas muy particulares de P, ya que se encuentran libres y susceptibles a la movilización, y permanecen en ese estado mientras exista humedad en el suelo. Por otra parte, al ser naturalmente muy reactivos, su concentración como fosfatos libres en la solución del suelo es muy baja, entre 0,01 y 3  $\text{mg l}^{-1}$  (Frossard *et al.*, 2000), dado que los mismos están sujetos a procesos químicos de

adsorción-desorción (reacciones de superficie), precipitación-disolución, y biológicos como inmovilización-mineralización y absorción por parte de plantas y hongos.

#### 4.1.2 Adsorción y reacciones de superficie suelo-fosfato

Si bien algunos autores reconocen diferencias entre los procesos de adsorción-desorción y precipitación-disolución, otros consideran a los cambios abióticos de P dentro del suelo como un continuo de reacciones de superficie y precipitación (Frossard *et al.*, 1995; McGechan & Lewis, 2002). Más aún, la separación de fracciones lábiles y no lábiles responde a una cuestión operativa, la cual varía en un mismo suelo dependiendo de la técnica que se utilice en su determinación. Si se considera al sistema suelo en perspectiva, varios autores piensan que el P no disponible prácticamente no existe, ya que la disponibilidad estará en función del tiempo y eventualmente casi todo el P edáfico pasará en algún momento por el *pool* "disponible" (Vitousek & Farrington, 1997). Esta visión acerca de la dinámica del P se contrapone fuertemente con el esquema de *pooles* de diferente disponibilidad, los cuales son reemplazados por un continuo de fosfatos disponibles en diferentes momentos en función del tipo de reacción de sorción (Frossard *et al.*, 1995; Addiscot & Thomas, 2000). Este esquema ha sido muy utilizado por los investigadores en sus trabajos en las últimas dos décadas y es cada vez más aceptado. Entre las nuevas "fracciones" propuestas, se distinguen aquellas de dinámica "rápida", que generalmente incluye reacciones de adsorción y desorción dentro de 60 segundos, una hora o hasta un día; y otros de dinámica más lenta con reacciones que tardan más de un día a varios meses, un año o más. El control sobre el tiempo de estas reacciones está dado por el proceso de adsorción que esté ocurriendo en un determinado suelo.

Para caracterizar estas reacciones es necesario especificar su definición y alcance. La adsorción de partículas se define como el proceso por el cual los agentes químicos son retenidos a las superficies (McGechan & Lewis, 2002). Para P, este mecanismo se vuelve particularmente complicado dado que la adsorción combina varios procesos que incluyen intercambios "rápidos" casi instantáneos de fosfatos entre la solución del suelo y la fase

sólida, lo cual es considerado por algunos como la “verdadera adsorción”, y otros más lentos, los cuales han recibido distintos nombres según los autores como “adsorción lenta”, “fijación”, “precipitación” o “difusión de estado sólido”. La reversibilidad de la reacción, es asumida por la gran mayoría de los autores en el primer caso en tanto que es discutida para la adsorción lenta.

La adsorción rápida implica un intercambio entre los fosfatos en solución y la superficie de los coloides, siendo estos retenidos débilmente. En cambio la adsorción lenta implica una difusión en estado sólido en la cual los fosfatos en solución penetran bajo la superficie de las partículas (McGechan & Lewis, 2002). En este último caso toma especial importancia la presencia de minerales como Al, Fe y Ca ya que interactúan con el P y controlan su disponibilidad a mediano y largo plazo (Frossard *et al.*, 1995).

#### *4.1.3 Alteraciones de la calidad de fósforo edáfico ante cambios en el uso de la tierra.*

La proporción de los distintos compuestos fosforados varía en forma importante en diferentes tipos de suelos y aún bajo un mismo suelo con las diferentes historias de uso (Suñer & Galantini, 2015). En general, cambios en el uso de la tierra afectan a todas las fracciones P, aunque el  $P_o$  suele tomar relevancia por estar presente en todos los ecosistemas, ya sea en forma minoritaria o constituyendo la mayor parte del P total como en los suelos muy evolucionados de ecosistemas maduros frecuentemente asociados a la vegetación arborea (Frossard *et al.*, 1995).

Ante un cambio en el tipo de vegetación como lo es la introducción de especies forestales en suelos de pastizales se produce una marcada alteración de las distintas fracciones de P, siendo las consecuencias variables en función de los otros factores de formación de suelo descritos por Jenny (Zalba & Peinemann, 1987; Belton *et al.*, 1996; Condon *et al.*, 1996; Chen *et al.*, 2003b; Amiotti *et al.*, 2007 y 2013). Las especies forestales acidófilas como las del género *Pinus* y en particular *P. radiata*, han sido foco de estudio en relación a los cambios en la dinámica del P respecto de otras especies (Chen *et al.*, 2008).

En general, cambios de uso de la tierra de pastizales a forestales se han asociado a disminuciones en las fracciones orgánicas de P con incrementos de las fracciones inorgánicas lábiles (Davis, 1994; Belton *et al.*, 1996; Condrón *et al.*, 1996; Chen *et al.*, 2002a). Sin embargo las alteraciones producidas no siempre están compensadas resultando en algunos casos en la disminución del P total del suelo (Zhao *et al.*, 2007 y 2008). Estos resultados son fácilmente explicados en experimentos controlados en macetas como los realizados por Chen *et al.*, (2003b). Estos autores indican que plántulas de *P. radiata* absorben más del doble de P respecto de plántulas de ryegrass, lo cual se asocia principalmente a las diferencias en la tasa de acumulación de biomasa. Los pinos mineralizaron mayor cantidad de Po, a la vez ambas especies redistribuyeron fracciones de P desde *pools* poco lábiles a otros de mayor labilidad. Sin embargo, los resultados provenientes de rodales implantados a campo no son tan evidentes y en algunos casos son contradictorios (Chen *et al.*, 2008).

Considerando la disparidad de resultados obtenidos por distintos investigadores, es relevante generar información aplicable a los ambientes regionales dado que estudios previos indican importantes cambios referidos a la dinámica de fósforo en horizontes superficiales de Molisoles y Entisoles forestados con *P. radiata* (Zalba & Peinemann, 1987; Amiotti *et al.*, 2013).

#### **4.2 Objetivos e hipótesis específicas**

- ✓ El objetivo de este apartado es cuantificar el impacto de la introducción de *P. radiata* sobre la dinámica del fósforo y sus fracciones y evaluar la actividad enzimática de las fosfatasas ácidas respecto de suelos adyacentes que sostienen vegetación natural gramínea.

En base a este objetivos se propusieron las siguientes hipótesis específicas:

- ✓ La introducción de pinos altera significativamente el patrón de distribución vertical del fósforo total del suelo, generando zonas de extracción en el subsuelo y zonas de acumulación en la superficie a través de la génesis de horizontes orgánicos, los que conforman un nuevo *pool* de éste elemento.
- ✓ La implantación de pinos favorece la mineralización de fracciones orgánicas de fósforo edáfico por un incremento de la actividad enzimática de fosfatasas extracelulares respecto de la vegetación de referencia.
- ✓ La biodisponibilidad de fósforo aumenta significativamente en las capas superficiales del suelo mineral bajo los árboles debido a una mayor mineralización de las fracciones orgánicas y a la disolución de fracciones de fósforo ligadas al calcio producto del proceso de acidificación.

### **4.3 Resultados y discusión**

#### **4.3.1 Fracciones de fósforo en horizontes orgánicos bajo *Pinus radiata***

Bajo los rodales de pino, los horizontes orgánicos demostraron conformar una reserva importante de P (Tabla 4.2), con elevadas concentraciones de  $P_{t_{ext}}$ , similar a lo observado para COT y Nt. Bajo la vegetación de pastizal no se hallaron acumulaciones de material orgánico en superficie.

Dentro de los horizontes orgánicos de TB, se encontraron contenidos de  $P_{t_{ext}}$  más elevados en el horizonte Oe/Oa respecto del Oi ( $p < 0,05$ ). En cambio, en el Oi, el contenido de la fracción orgánica de P, representada por  $P_o$ , fue significativamente mayor respecto del Oe/Oa, de forma similar a lo observado con el COT. Estas diferencias entre capas del piso



forestal responden principalmente a sus características intrínsecas, observándose una mayor proporción de fracciones orgánicas en el horizonte fábriico (80%), el que presentó menor concentración de  $P_{t_{ext}}$ . En comparación, Oe/Oa refleja su mayor grado de mineralización en un menor contenido de Po, mientras el Pi toma relevancia constituyendo más del 40% del  $P_{t_{ext}}$ . Para Pe también se obtuvieron contenidos importantes en ambos estratos orgánicos, representando en promedio un 20% del  $P_{t_{ext}}$  en el Oi. En el horizonte Oe/Oa subyacente, el Pe fue menor, debido posiblemente a que una cierta proporción puede estar presente en formas menos disponibles, ya sea adsorbidos sobre los coloides inorgánicos o en forma de precipitados formando parte del Pi (Frossard *et al.*, 1995).

**Tabla 4.2.** Contenidos medios de fósforo total ( $P_{t_{ext}}$ ), fósforo inorgánico (Pi), fósforo orgánico (Po), fósforo ocluido (Poc), fósforo extractable (Pe) y relación COT/Po en los horizontes orgánicos (Oi, n=30 y Oe/Oa, n=30) bajo *P. radiata*.

Profundidad cm	$P_{t_{ext}}$	Pi	Po	Poc	Pe	COT/Po
	-----mg kg <sup>-1</sup> -----					
Oi	846 (37) b	- <sup>1</sup>	670 (35) a	-	176 (7) a	699 (46) a
Oe/Oa	1060 (69) a	394 (33)	425 (22) b	342 (65)	145 (8) b	592 (41) b

Letras diferentes indican diferencias significativas con  $p < 0,05$ . <sup>1</sup> no determinado.

Estos resultados coinciden con lo reportado por otros autores, indicando que los horizontes orgánicos pueden contribuir en forma significativa a la nutrición de un bosque, aportando hasta un 99% del P absorbido por plántulas en desarrollo (Jonard *et al.*, 2009). La concentración de  $P_{t_{ext}}$  en el piso forestal ha sido mayor a la hallada en otros estudios con la misma especie (Cortina *et al.*, 1995; Girisha *et al.*, 2003; Bengoetxea, 2009), posiblemente por un buen estado nutricional de los individuos derivado de la adecuada dotación de P extractable en el suelo del ecosistema natural (TP), su nula o escasa extracción previa, y las características mineralógicas del loess, rico en nutrientes (Raupach 1965; Comerford *et al.*, 2002; Sanchez-Rodriguez *et al.*, 2002; Palmer *et al.*, 2005). Un uso previo con especies gramíneas ha sido reportado como un factor positivo, relacionado a altas concentraciones de P foliar en rodales de *P. radiata* españoles (Zas & Serrada, 2003).

El fraccionamiento de P muestra una transición hacia una mayor proporción de formas inorgánicas desde Oi a Oe/Oa. Mientras en el horizonte fábriico el Po representa casi el 80%, en el subyacente disminuye a la mitad, a la vez que también desciende su contenido absoluto. La relación COT/Po sin embargo, disminuye significativamente indicando un proceso de mineralización más intenso en el horizonte Oe/Oa respecto del Oi (Achat *et al.*, 2012).

A pesar de que investigaciones realizadas por Jonard *et al.* (2009) claramente indican una participación central del P extractable en la dinámica de este elemento en los suelos de bosques de *Pinus spp*, existen pocas investigaciones que incluyan el estudio de las fracciones disponibles en horizontes orgánicos bajo *P. radiata*. Chen *et al* (2000) obtuvieron valores de 64 y 70 mg kg<sup>-1</sup> de P inorgánico en resinas de intercambio aniónicas para las capas orgánicas L y F respectivamente de dos especies de pinos. Redel *et al* (2008) informan valores altos, de hasta 160 mg kg<sup>-1</sup> para fracciones de P lábil inorgánico, P de resinas de intercambio y P extraído con NaHCO<sub>3</sub>, en bosques perennes de *Nothofagus* sobre Andisoles. Criquet *et al.* (2004) midieron en cambio de 20 a 40 mg kg<sup>-1</sup> de P extractable con agua en hojarasca de roble. Si bien las magnitudes no son directamente comparables dado los diferentes métodos utilizados, los valores observados en nuestro estudio para los horizontes orgánicos en TB se consideran altos y varias veces superiores a los observados en el suelo mineral de referencia (TP).

#### 4.3.2 Fracciones de fósforo en el suelo mineral

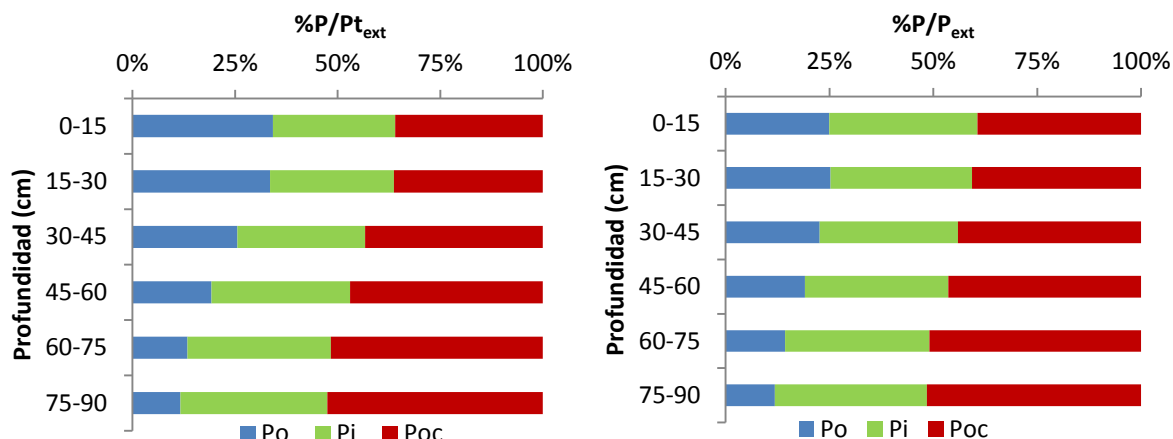
En cuanto al perfil mineral (0-90 cm), éste no presentó una tendencia definida para todas las fracciones de fósforo (Tabla 4.3). Las inorgánicas mostraron diferencias significativas entre tratamientos, con aumentos en Pi y Poc en TB respecto de TP hasta los 60 cm. Ambas fracciones exhibieron diferencias similares en magnitud y proporción respecto de la línea de base. De este modo, el Pi bajo las coníferas se incrementó en promedio desde 164 mg kg<sup>-1</sup> (+57%) en 0-15 cm hasta 40 mg kg<sup>-1</sup> (+18%) en 45-60 cm, mientras que el Poc lo hizo en 151 mg kg<sup>-1</sup> (+44%) y 44 mg kg<sup>-1</sup> (+14%) en las mismas profundidades. Esto indica que

ambas fracciones contribuyeron de manera similar al incremento del  $P_{t_{ext}}$ . Independientemente de los tratamientos, el Poc fue en promedio la fracción inorgánica mayoritaria, aportando entre el 52 y el 60% (Figura 4.2). A mayor profundidad, los contenidos de Pi y Poc disminuyen, observándose además una mayor proporción de Poc en las capas más alejadas de la superficie.

**Tabla 4.3.** Contenidos medios de fósforo total extractable ( $P_{t_{ext}}$ ), fósforo inorgánico no lábil (Pi), fósforo orgánico (Po) y fósforo ocluido (Poc) en capas de suelo mineral para los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216).

Prof. cm	TP		TB		TP		TB		TP		TB	
	$P_{t_{ext}}$		Pi		Po		Poc					
	$mg\ kg^{-1}$											
0-15	897 (94)	<b>1320 (88) **</b>	286 (55)	<b>450 (64) **</b>	328 (28)	314 (22)	345 (68)	<b>496 (70) **</b>				
15-30	812 (80)	<b>1117 (75) **</b>	263 (48)	<b>371 (52) **</b>	292 (27)	275 (20)	316 (63)	<b>444 (64) **</b>				
30-45	707 (70)	<b>947 (65) **</b>	232 (42)	<b>308 (43) *</b>	191 (17)	209 (13)	323 (63)	<b>408 (62) *</b>				
45-60	613 (63)	<b>764 (58) **</b>	221 (39)	<b>261 (39) *</b>	126 (13)	144 (10)	307 (62)	<b>351 (61) *</b>				
60-75	559 (58)	<b>671 (54) **</b>	211 (38)	235 (37)	81 (8)	97 (6)	312 (63)	345 (62)				
75-90	544 (52)	<b>610 (49) *</b>	209 (36)	226 (35)	68 (8)	73 (6)	306 (62)	318 (61)				

Errores estándar entre paréntesis. (\*) ó (\*\*) indican diferencias entre tratamientos con  $p < 0,05$  o  $p < 0,01$ ; ns= no significativo.



**Figura 4.2.** Distribución porcentual de fósforo orgánico (Po), fósforo inorgánico (Pi) y fósforo ocluido (Poc) en los tratamientos pastizal (TP; n=108; Fig 4.2a) y bosque (TB; n=216; 4.2b). Se consideró como 100% al contenido de  $P_{t_{ext}}$ .

El contenido de  $P_{t_{ext}}$  fue muy superior bajo vegetación de coníferas para todo el perfil de suelo, encontrándose las diferencias más importantes en la capa más superficial (0-15 cm) donde hubo un aumento en TB de alrededor del 47% ( $+423\ mg\ kg^{-1}$ ) respecto de la línea de base. A mayor profundidad los incrementos fueron proporcionalmente menores aunque

altamente significativos hasta los 75 cm. Para la capa 75-90 cm el aumento resultó tan sólo de 66 mg kg<sup>-1</sup> (+12%; p<0,05).

No existieron diferencias entre tratamientos en ninguna de las capas minerales en la fracción de Po (p>0,10). A pesar de que bajo los pinos los horizontes orgánicos muestran un alto contenido de esta fracción, el suelo mineral no refleja cambios en este parámetro. Para Po, se apreció una tendencia hacia menores valores bajo bosque en la capa superficial, mientras que esta se revierte a mayor profundidad. Los suelos de TP son los que exhiben contenidos menores de Po en las capas subsuperficiales mostrando una distribución vertical mas estratificada que la observada en TB. Si bien no se registran cambios en cuanto a valores absolutos de Po, es interesante destacar que este patrón de distribución vertical, con tendencia hacia una mayor estratificación superficial en TP en relación a TB, también fue observado para COT y Nt (apartado 3.4). Esto confirma la alteración de la dinámica de las fracciones orgánicas, no sólo en superficie, sino también en subsuperficie ante la introducción de *P. radiata* en tierras de pastizales. Sumado a ello, los incrementos significativos de COT/Po en el bosque respecto de la línea base (Tabla 4.4), fueron proporcionalmente mayores a los hallados para C/N, confirmando un cambio cualitativo en la MO acumulada en el perfil.

**Tabla 4.4.** Relaciones carbono orgánico total:fósforo orgánico (COT/Po) calculadas para los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; 216).

Profundidad cm	TP	TB
	COT/Po	
<b>0-15</b>	129 (8)	<b>163 (10) **</b>
<b>15-30</b>	99 (5)	<b>138 (8) **</b>
<b>30-45</b>	90 (5)	<b>131 (8) **</b>
<b>45-60</b>	83 (5)	<b>110 (6) **</b>
<b>60-75</b>	91 (7)	109 (8)ns
<b>75-90</b>	78 (7)	<b>107 (10) *</b>

Errores estándar entre paréntesis. (\*) ó (\*\*) indican diferencias entre tratamientos con p<0,05 o p<0,01; ns= no significativo.

El contenido de Pe mostró las diferencias proporcionalmente más importantes (Tabla 4.5). Mientras que en TP los valores de Pe variaron dentro de un rango estrecho, con un máximo

promedio de 23 mg kg<sup>-1</sup> en 0-15 cm y un mínimo de 14 mg kg<sup>-1</sup> en 75-90 cm, TB mostró incrementos altamente significativos hasta los 90 cm, alcanzando un promedio de 182 mg kg<sup>-1</sup> en 0-15 cm y 32 mg kg<sup>-1</sup> en la capa 75-90 cm.

**Tabla 4.5.** Contenidos medios de fósforo extractable (Pe) en capas de suelo mineral para los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216).

Profundidad cm	TP	TB
	Pe (mg kg <sup>-1</sup> )	
<b>0-15</b>	23 (15)	<b>182 (14) **</b>
<b>15-30</b>	18 (12)	<b>122 (11) **</b>
<b>30-45</b>	17 (11)	<b>91 (10) **</b>
<b>45-60</b>	16 (10)	<b>61 (9) **</b>
<b>60-75</b>	14 (9)	<b>43 (8) **</b>
<b>75-90</b>	14 (8)	<b>32 (7) **</b>

Errores estándar entre paréntesis. (\*) ó (\*\*) indican diferencias entre tratamientos con p<0,05 o p<0,01.

De forma similar a lo observado para otras fracciones, la capa superficial exhibe las diferencias más notorias, con una concentración de Pe aproximadamente ocho veces superior en TB respecto de TP. A medida que la profundidad aumenta, las diferencias entre tratamientos son menores, siendo el Pe bajo los árboles aproximadamente el doble del pastizal en 75-90 cm.

#### *4.3.3 Dinámica de fracciones orgánicas de fósforo edáfico y su actividad enzimática asociada*

En los Molisoles bajo estudio, el Po no mostró diferencias entre tratamientos. Producto de los incrementos de Pt<sub>ext</sub>, la proporción Po/Pt fue menor en TB hasta los 45 cm (p<0,05), mientras que a mayor profundidad no se detectaron diferencias significativas. La relación Po/Pt<sub>ext</sub> promedio varió entre 40 y 12% en TP, y 26 y 13% en TB, disminuyendo en ambos casos con la profundidad (Figs. 4.2 a y b). La participación del Po en Pt resultó más baja que la informada en otros estudios desarrollados en ecosistemas forestales (Chen *et al.*, 2000; Liu *et al.*, 2004; Achat *et al.*, 2010; Slazak *et al.*, 2010; Turner & Lambert, 2011; Achat *et al.*, 2012), indicando una menor dependencia de esta fracción para la correcta provisión de P a

las plantas. Al respecto, Belton *et al.* (1996) indica que suelos con niveles iniciales elevados de Po ( $650 \text{ mg kg}^{-1}$ ) mostraron una disminución del 20% ( $520 \text{ mg kg}^{-1}$ ) como consecuencia de la implantación de *P. radiata*, mientras que en otros suelos donde la fracción Po inicial fue menor ( $260 \text{ mg kg}^{-1}$ ), también resultó inferior la disminución por esta práctica ( $230 \text{ mg kg}^{-1}$ ; -11%). Esto fue confirmado por hallazgos posteriores de Chen *et al.*, (2003b), quienes reportan una relación positiva ( $R^2=0,76$ ) entre el contenido de Po de varios tipos de suelo (rango Po  $100\text{-}1200 \text{ mg kg}^{-1}$ ) y la magnitud de su disminución cuando trabajaron en macetas con plántulas de *P. radiata* luego de 40 semanas de crecimiento respecto de plántulas de ryegrass en las mismas condiciones. En este sentido, lo informado por estos autores concuerda con lo observado en TB, donde la proporción de Po es relativamente pequeña, no existiendo cambios cuantitativos significativos para este parámetro respecto de la línea de base.

Si bien la concentración y el stock de Po fueron similares entre el pastizal y el bosque, si se hallaron alteraciones en la relación COT/Po, lo que podría impactar en la tasa de mineralización de esta fracción, afectando la dinámica del P dentro de TB. En el ambiente edáfico la mineralización del Po es llevada a cabo por las enzimas fosfatasas, de las cuales las fosfatasas extracelulares ácidas son las más activas en suelos con  $\text{pH}<7$  con tasas diarias de mineralización bruta de  $1,0\text{-}2,5 \text{ mg Po kg}^{-1}$  (Tabatabai, 1994; Firsching & Claasen, 1996; Achat *et al.*, 2010).

En los Molisoles bajo estudio, la menor dependencia de la fracción orgánica para la nutrición fosforada es avalada por los resultados obtenidos en la actividad de las fosfatasas ácidas (AFA). Si bien estas se mostraron muy activas en los horizontes orgánicos forestales (Tabla 3.10), promediando  $1656$  y  $891 \text{ } \mu\text{g PNP g}^{-1} \text{ h}^{-1}$  para Oi y Oe/Oa respectivamente, en las capas minerales subyacentes se hallaron valores muy inferiores. En  $0\text{-}90 \text{ cm}$  no se encontraron diferencias significativas entre TP y TB para ninguna de las capas, existiendo la máxima actividad en superficie para ambos tratamientos (aproximadamente  $220 \text{ } \mu\text{g PNP g}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ), para luego caer abruptamente en  $15\text{-}30 \text{ cm}$  y disminuir más gradualmente a mayor profundidad bajo ambos tipos de coberturas vegetales.

**Tabla 4.6.** Actividad de enzimas fosfatasas ácidas (AFA) en horizontes orgánicos y capas de suelo mineral para los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216 para suelo mineral y n=60 para horizontes orgánicos).

Profundidad cm	TP	TB
	AFA -----µg PNP g <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup> -----	
<b>Oi</b>	-	<b>1656 (70) a</b>
<b>Oe/Oa</b>	-	<b>891 (72) b</b>
<b>0-15</b>	223 (26)	217 (21)ns
<b>15-30</b>	134 (12)	123 (8)ns
<b>30-45</b>	87 (6)	96 (6)ns
<b>45-60</b>	57 (4)	64 (4)ns
<b>60-75</b>	43 (3)	46 (3)ns
<b>75-90</b>	39 (3)	41 (3)ns

Letras diferentes indican diferencias significativas entre horizontes orgánicos, ns= no significativo.

Si bien la AFA cuantificada en los horizontes orgánicos fue elevada, es menor respecto de las obtenidas por Chen *et al.* (2000), quienes hallaron menor contenido de P inorgánico lábil y una actividad enzimática varias veces superior, 3.000-10.000 mg PNP kg<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> en las capas L y F respectivamente de rodales mixtos de *P. ponderosa* y *P. nigra*. Al comparar el perfil mineral con sus pastizales de referencia, los autores también obtuvieron valores superiores a los aquí observados, con una AFA significativamente mayor para los suelos bajo pastos (0-10 cm). El mismo grupo de investigadores confirmó estos valores en un estudio posterior con resultados similares en capas orgánicas y los primeros 0-5 cm del suelo mineral (Chen *et al.*, 2003b). En forestaciones de China, Zhao *et al.* (2008) hallaron mayor AFA en los primeros 20 cm bajo coberturas vegetales naturales (sabana) y pastizales implantados respecto de plantaciones con dos especies diferentes de pino (248- 235 y 145-180 mg PNP kg<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> respectivamente). Caravaca *et al.* (2002) determinaron la AFA en capas superficiales de un Haplocalcid (0-15 cm) forestado con *P. halepensis* de 6 años obteniendo un rango de entre 40 y 250 mg PNP kg<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup>, rango similar al obtenido en nuestros sitios experimentales. Por su parte, Achat *et al.* (2012) determinaron una AFA de entre 700 y 2.000 mg PNP kg<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> en capas orgánicas bajo *P. pinaster* y entre 30 y 200 mg PNP kg<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> para capas minerales superficiales con disminuciones importantes a mayor profundidad. En el trabajo, los autores

remarcan el contraste encontrado entre sitios con diferente régimen de humedad edáfico. Respecto de las referencias, los niveles de actividad enzimática determinados en nuestro estudio se encuentran dentro del rango de valores informado por otros autores, aunque sin mostrar diferencias entre tratamientos.

De los parámetros evaluados, varios mostraron relaciones significativas con la AFA (pH, COT, Nt,  $P_{t_{ext}}$ , Pi, Poc, Po, Pe, COT/Po y arcilla, Tabla 4.7). Considerando que existen relaciones redundantes entre factores, la principal variable determinante de la actividad fosfatasa fue el COT, superando incluso al Po en el coeficiente de correlación. El contenido de COT fue responsable del 84 y 73% de la variabilidad de la AFA en TP y TB respectivamente (Fig. 4.3 a) y b)). Para el pastizal de referencia, la curva de regresión mostró el coeficiente de determinación más elevado con un ajuste del tipo potencial, indicando una actividad máxima en torno de  $650 \mu\text{g PNP kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$  (Fig.4.3a;  $\ln(\text{AFA})=6,5$ ). Para el suelo bajo pinos, la tendencia fue lineal, indicando mayor actividad a mayor contenido de COT (Figura 4.3b).

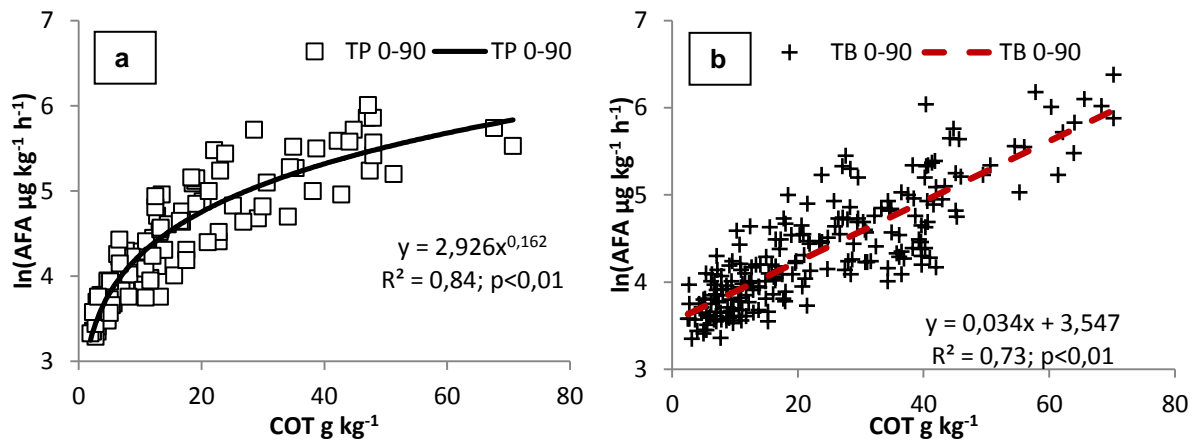
Relaciones más estrechas entre COT y AFA en comparación a Po y AFA han sido observadas por otros autores como Chen *et al.* (2000) y Caravaca *et al.* (2002), quienes indican que esto podría ocurrir como consecuencia de la unión de la enzima a complejos humus-proteína, protegiendo a esta última de la degradación. Achat *et al.* (2012) al respecto señalan que mayores coeficientes de determinación entre COT y AFA (respecto de Po y AFA), indicarían que la mineralización del Po está impulsada por la necesidad de energía de los microorganismos, restando participación de las enzimas extracelulares. Hallazgos similares también fueron realizados por Suñer & Galantini (2015), quienes separaron diferentes fracciones minerales y cuantificaron en ellas los contenidos de P y MO en Entisoles y Haplustoles bonaerenses. Estos autores observaron que el Pe tuvo relaciones más estrechas con el contenido de MO que con el contenido de Po, indicando que la disponibilidad de P puede estar impulsada principalmente por el requerimiento de compuestos carbonados por parte de los microorganismos y no por la concentración de P en la fracción orgánica.



**Tabla 4.7.** Coeficientes de correlación entre el logaritmo natural de la actividad de enzimas fosfatasas ácidas (AFA) y parámetros químicos del suelo (0-90 cm) para los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216).

	TP	TB
pH	-0,66 **	-0,72 **
COT	0,86 **	0,85 **
Nt	0,87 **	0,83 **
Pt <sub>ext</sub>	0,56 **	0,58 **
Pi	0,12 ns	0,40 *
Poc	0,20 *	0,14 *
Po	0,80 **	0,75 **
Pe	0,33 **	0,39 **
COT/Po	0,45 **	0,31 **
arcilla	0,53 **	0,34 **

ns=no significativo; (\*) y (\*\*) indican relaciones significativas con  $p < 0,05$  y  $p < 0,01$  respectivamente. COT= carbono orgánico total, Nt= nitrógeno total, Pt<sub>ext</sub>= fósforo total extractable; Pi= fósforo inorgánico, Poc= fósforo ocluido; Po= fósforo orgánico, Pe= fósforo extractable.



**Figura 4.3.** Relación entre el contenido de carbono orgánico total (COT) y la actividad de las fosfatasas ácidas (AFA, expresada como logaritmo natural) del suelo para los tratamientos pastizal (TP, 4.3a; n=108) y bosque (TB, 4.3b; n= 216).

En el mismo sentido, otros autores señalan que la formación de complejos de enzimas con coloides, tanto orgánicos como minerales, es común en el suelo e incluso forma parte del normal funcionamiento de algunas enzimas extracelulares. Estas formaciones incrementan la resistencia de las proteínas a la desnaturalización, deshidratación, proteólisis, pudiendo afectar también su efectividad catabólica (Pant & Warman, 2000; Kedi *et al.*, 2013). Por otra parte, Staunton *et al.* (2012) indican que la concentración de CO soluble disminuye significativamente la actividad de enzimas fosfatasas, tanto en superficie como en

subsuperficie. Los autores indican que las moléculas de CO inducen una inhibición competitiva en superficie y mixta en el subsuelo. Los resultados de Staunton *et al.* concuerdan con los conceptos vertidos en la discusión realizada en el ítem 3.4, en lo referente a la existencia de condiciones predisponentes para un mayor contenido de CO soluble en TB respecto de TP. De esta manera, una posible inhibición debido a un incremento de las fracciones orgánicas solubles bajo la vegetación de pinos sería factible, aunque las relaciones positivas obtenidas entre COT y AFA no parecen avalar esta posibilidad en un primer análisis.

A pesar de las investigaciones realizadas por distintos autores, la interacción enzima-coloide no se encuentra aún bien dilucidada, del mismo modo que su relación con el pH, existiendo mayor variabilidad en la actividad catabólica entre fosfatasas provenientes de organismos similares en un mismo suelo, respecto de un mismo tipo de fosfatasa (mismo origen) en distintos suelos (Kedi *et al.*, 2013).

Las relaciones entre AFA y COT parecen indicar que a similares contenidos de COT, hay mayor actividad enzimática en TP respecto de TB, indicando inicialmente que bajo las coníferas ésta podría estar parcialmente inhibida. El cálculo de la relación AFA/COT confirma esta apreciación (Tabla 4.8), señalando una actividad enzimática significativamente menor por unidad de COT en TB respecto de TP. Bajo los pinos la AFA/COT es particularmente baja en los horizontes orgánicos, mientras que en el perfil mineral se registró una disminución que osciló entre 29 y 40 % en 0-90 cm respecto de la línea de base.

De acuerdo con la literatura, en condiciones de laboratorio, las fosfatasas pueden ser inhibidas por falta de sustrato (Po) o exceso de su producto, Pe (Tabatabai, 1994). Por otra parte, la necesidad de P por plantas y microorganismos actúa como *feedback* positivo para la producción de estas enzimas y su liberación al medio (Tarafdar & Jungk, 1987; Zhao *et al.*, 2008). En relación a esto, la actividad de las fosfatasas es mayor en plántulas creciendo activamente respecto de árboles añejos con menores requerimientos (Firsching & Claasen, 1996). En las condiciones de este estudio, a pesar de una muy alta concentración de

producto en TB, en apariencia no habría una inhibición de la actividad enzimática dado que los tratamientos no mostraron diferencias en este parámetro (Tabla 4.5). Tampoco se podría aducir una falta de sustrato si se tiene en cuenta que ambos tratamientos poseen contenidos similares de fósforo orgánico (Tabla 4.3).

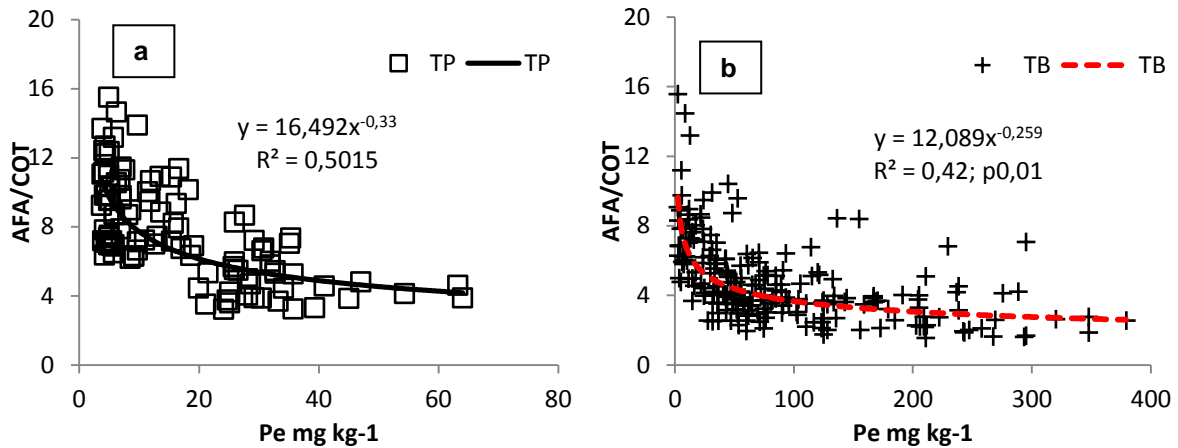
**Tabla 4.8.** Actividad fosfatasa ácida (AFA) por unidad de carbono orgánico total (COT) para los tratamientos pastizal (TP; n=108) y bosque (TB; n=216 para suelo mineral y n=60 para horizontes orgánicos) y su porcentaje de cambio respecto de la referencia (TP).

Profundidad cm	TP	TB	% cambio (TP=100%)
	AFA/COT		
Oi	-	3,8 (0,2) a	-
Oe/Oa	-	3,7 (0,3) a	-
0-15	7,0 (0,7)	<b>4,6 (0,6) **</b>	<b>-35</b>
15-30	6,2 (0,6)	<b>3,7 (0,5) **</b>	<b>-40</b>
30-45	6,4 (0,6)	<b>4,0 (0,5) **</b>	<b>-38</b>
45-60	7,2 (0,6)	<b>4,6 (0,6) **</b>	<b>-36</b>
60-75	8,0 (0,7)	<b>5,4 (0,6) **</b>	<b>-33</b>
75-90	9,7 (0,9)	<b>6,9 (0,7) **</b>	<b>-29</b>

(\*\*) indica diferencias significativas con  $p < 0,01$ .

Sin embargo, un análisis más profundo muestra que la eficiencia enzimática por unidad de COT (variable condicionante de la AFA), estuvo determinada en buena parte por el contenido de Pe (Figs. 4.4a y b). En ambos tratamientos la tendencia fue similar, con incrementos muy marcados en la relación AFA/COT cuando Pe es menor a  $40 \text{ mg kg}^{-1}$  aproximadamente. Considerando todos los datos en conjunto se obtiene un  $R^2=0,57$  (datos no mostrados); lo que indica que más de la mitad de la AFA/COT es determinada por la concentración del producto de la reacción (Pe).

Según estos resultados y a pesar de los altos contenidos de COT, la AFA en las primeras capas minerales de TB estaría fuertemente inhibida por el alto contenido de Pe. En contraposición, a mayor profundidad, se verificó una menor AFA en términos absolutos, pero la misma fue más eficiente por unidad de COT respecto de capas suprayacentes.



**Figura 4.4.** Actividad de las fosfatasa ácida por unidad de carbono orgánico total (AFA/COT, mg PNP kg<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup>/g COT kg<sup>-1</sup>) en función del contenido de fósforo extractable (Pe) para los tratamientos pastizal (TP, n=108; 4.4a) y bosque (TB, n=216; 4.4b).

Si bien los datos analizados muestran cierta inhibición de la AFA (explicando en parte los resultados obtenidos), el planteo efectuado, aún cuando concuerda con los resultados de otros estudios, presenta ciertas limitaciones al no incluir otras enzimas que afectan al ciclo del P y catalizan la hidrólisis de otros compuestos menos abundantes y más recalcitrantes (Chen *et al.*, 2000; Turner *et al.*, 2002a; Turner, 2008). En un amplio estudio sobre fosfatasa Turner *et al.* (2002a) indican que, además de las fosfo-monesterasas ácidas, las fosfo-monoesterasas alcalinas, fosfo-diesterasas y fitasas pueden tener una participación importante en el ciclado de fracciones lábiles y Po en suelos de pastizales. Posiblemente parte de la mineralización del Po en los suelos de Ventania sea llevada a cabo por algunas de las enzimas no determinadas, existiendo la posibilidad de que éstas expliquen la falta de correlación entre Po-AFA. Sin embargo, las técnicas necesarias para dirimir estas cuestiones: i) no son de fácil aplicación dado su elevado costo; ii) presentan inconvenientes propios del método como la falta de correlación entre la actividad enzimática sobre algunos sustratos comerciales y las formas naturales y iii) la pureza de algunos insumos es baja lo que da lugar a resultados erróneos y malas interpretaciones (Turner *et al.*, 2002a).

Si bien en la mayor parte de las investigaciones se cuantifica la actividad de las fosfo-monoesterasas, enzima analizada también en este estudio, existen escasas referencias que incluyan el análisis de la actividad enzimática en las capas profundas de suelo. Entre ellas,

Achat *et al.* (2012) estudiaron el control microbiológico y enzimático sobre la disponibilidad de P en rodales de *P. pinaster* en función de la profundidad del suelo. Los autores concluyen que la contribución de capas profundas (30-120 cm) al Pe puede ser significativa dependiendo de otras características edáficas como el contenido de COT y el régimen de humedad del suelo. Sin embargo, los suelos incluidos en esa investigación poseen características muy diferentes a los aquí estudiados, dado que son Spodosoles de textura arenosa con severas limitaciones de P, de modo que las comparaciones entre resultados deben ser efectuadas con cautela.

En forma indirecta, una disminución de la AFA también pudo ocurrir debido a un exceso de Pe resultado de una menor demanda de los árboles una vez que éstos alcanzaron su madurez (Tarafdar & Jungk, 1987). Árboles grandes con menores requerimientos de Pe para su crecimiento, posiblemente desarrollen también menor cantidad de raíces finas, limitando aún más su capacidad de solubilizar Po (Firsching & Claasen, 1996). Esta dinámica implica que la zona rizosférica de raíces finas poseen mayor actividad fosfatasa respecto de otros microorganismos alejados del suelo no rizosférico, lo cual ha sido observado por algunos autores (Chen *et al.*, 2008).

En los Molisoles estudiados, la fracción de P orgánico no representa una gran proporción del P total extractable y en apariencia no ha sufrido fuertes cambios cuantitativos luego de más de 60 años de la introducción de pino radiata. Las alteraciones observadas en la relación COT/Po responden a un cambio en la calidad de la materia orgánica aportada, lo cual junto con las altas concentraciones de Pe detectadas disminuyen notablemente la eficiencia de mineralización del fósforo orgánico bajo los rodales de pino respecto del pastizal.

#### *4.3.4 Dinámica de fracciones de fósforo en ecosistemas de pastizal y bosque.*

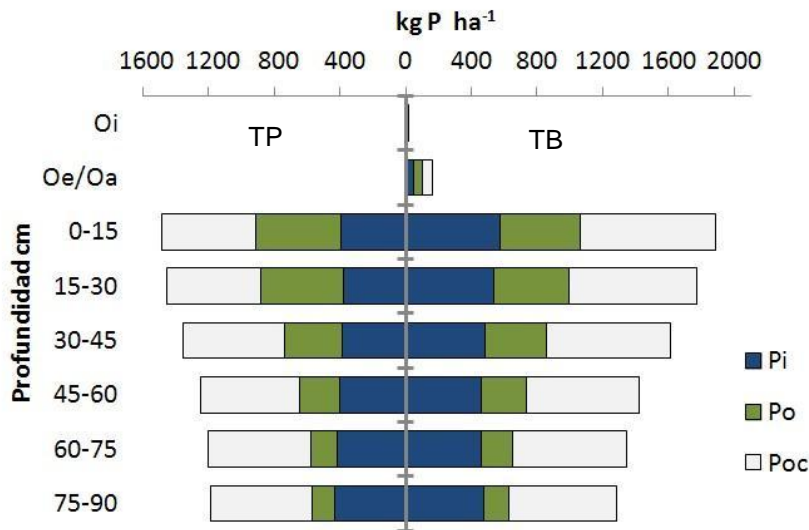
El cálculo de contenidos absolutos por superficie marcó tendencias similares respecto a las observadas para las concentraciones de P (Tabla 4.5), por lo que ambas formas de medición se discutirán en este apartado. Las diferencias halladas para cada fracción en

particular, reflejan los importantes incrementos en el stock de fracciones inorgánicas y P total, mientras que para Po no existieron cambios.

**Tabla 4.9.** Contenidos absolutos (*stocks*) de fósforo total extractable ( $P_{t_{ext}}$ ), fósforo inorgánico (Pi), fósforo orgánico (Po) y fósforo ocluido (Poc) almacenados en los suelos de los tratamientos pastizal (TP, n=108) y bosque (TB, n=216 para suelo mineral y n=60 para horizontes orgánicos).

Prof. cm	TP	TB	TP	TB	TP	TB	TP	TB
	$P_{t_{ext}}$		Pi		Po		Poc	
	-----kg ha <sup>-1</sup> -----							
Oi	-	27 (5) b	-	-	-	21 (4) b	-	-
Oe/Oa	-	145 (23) a	-	52 (12)	-	49 (6) a	-	63 (19)
0-15	1341 (122)	2045 (126) **	390 (89)	579 (95) **	529 (40)	486 (31)ns	570 (128)	828 (130) **
15-30	1267 (111)	1851 (109) **	381 (88)	536 (90) **	480 (40)	460 (29)ns	567 (125)	778 (125) **
30-45	1265 (96)	1664 (91) **	382 (88)	486 (89) **	339 (27)	372 (21)ns	616 (124)	755 (123) **
45-60	1163 (89)	1450 (83) **	398 (88)	461 (88) **	237 (22)	278 (18)ns	607 (124)	686 (122) *
60-75	1100 (85)	1337 (79) *	414 (89)	458 (88) *	159 (15)	197 (12) *	624 (125)	697 (123)
75-90	1106 (80)	1257 (75)ns	428 (89)	476 (88) *	137 (16)	157 (12)ns	619 (125)	659 (123)

Errores estándar entre paréntesis. ns= no significativo, (\*) y (\*\*) indican diferencias entre tratamientos con  $p < 0,05$  y  $p < 0,01$ . Letras diferentes indican diferencias significativas entre horizontes orgánicos.



**Figura 4.5.** Distribución vertical de los *stocks* (kg ha<sup>-1</sup>) de las distintas fracciones de fósforo (Pi= fósforo inorgánico no lábil, Po= fósforo orgánico, Poc= fósforo ocluido) determinadas para los tratamientos pastizal (TP, izquierda; n=108) y bosque (TB, derecha; n=216 para suelo mineral y n=60 para horizontes orgánicos).

Los stocks obtenidos muestran una importante acumulación de  $P_{t_{ext}}$  bajo la vegetación de coníferas (Fig. 4.5). Como se menciona previamente, se destaca el nuevo compartimento constituido por las capas orgánicas generadas en el ecosistema forestal. Entre ambos horizontes, Oi y especialmente Oe/Oa, se encontró un contenido de P total de 172 kg ha<sup>-1</sup>, valores considerablemente más elevados en comparación a los 22 kg ha<sup>-1</sup> hallados por

Chen *et al* (2000) en pinares jóvenes de *P. nigra* y *P. ponderosa* plantados a baja densidad o los 20 kg ha<sup>-1</sup> en *P. radiata* de 25 años en España (Cortina *et al.*, 1995).

En ecosistemas como los aquí estudiados, tanto la respuesta del suelo al cambio de uso de la tierra como el comportamiento de las especies vegetales presentes, varían ampliamente según las condiciones y características iniciales del lugar y las especies elegidas (Chen *et al.*, 2003b; Richardson *et al.*, 2004). Es por ello que los resultados deben ser interpretados con un enfoque amplio, no sólo considerando el espacio físico circundante, sino también la escala temporal que puede ser afectada por los factores y procesos analizados. En este sentido Prietzel & Stetter (2010) estudiaron los efectos a largo plazo de fertilizaciones fosforadas en rodales de *P. sylvestris*. Ellos obtuvieron importantes diferencias entre los stocks de P<sub>t<sub>ext</sub></sub> contenidos en los horizontes O de dos sitios estudiados, llegando a observar desde 26 a 71 kg P<sub>t<sub>ext</sub></sub> ha<sup>-1</sup> en las capas orgánicas del piso forestal, y efectos significativos en el contenido total de P según la dosis de fertilizante usada 40 años antes y la fertilidad original de cada sitio. El gran capital de P<sub>t<sub>ext</sub></sub> observado en los suelos de TP (897 mg kg<sup>-1</sup> para 0-15 cm), indica que originalmente existió alta fertilidad en los sitios en los que fueron implantados los árboles respecto de otros suelos que sostienen *P. radiata* donde el contenido de P<sub>t</sub> se encuentra en concentraciones tan bajas como 90 mg kg<sup>-1</sup> (Comerford *et al.*, 2002); 135 mg kg<sup>-1</sup> en el trabajo de Cortina *et al.* (1995; 0-5 cm); 250-300 mg kg<sup>-1</sup> reportado por Prietzel & Stetter (2010; 0-10 cm) ó los 300 mg P<sub>t<sub>ext</sub></sub> kg<sup>-1</sup> obtenidos por Farley & Kelly (2004) en suelos de Ecuador. Esto indica que el nivel de P edáfico original contenido en Molisoles del área de Ventania fue satisfactorio para *P. radiata*, explicando las concentraciones halladas de este elemento en Oi y Oe/Oa. A pesar de ello, las grandes diferencias observadas en la cantidad de P acumulado en el piso forestal respecto de las referencias citadas, proviene del enorme volumen de hojarasca obtenido (Tabla 3.2), consecuencia de un alto aporte de acículas y una baja tasa de mineralización de las mismas.

En la bibliografía consultada son escasos los reportes de resultados similares a los aquí encontrados en cuanto a la magnitud del cambio observado para P<sub>t<sub>ext</sub></sub>, P<sub>i</sub>, P<sub>oc</sub> y

particularmente Pe en suelos de pastizal implantados con *P. radiata* sin el agregado de fertilizantes. En la zona de estudio, Zalba & Peinemann (1987) informan sobre tendencias similares a las descritas, mostrando incrementos de hasta 200 y 50 mg P kg<sup>-1</sup> para Pt<sub>ext</sub> y Pe respectivamente en los primeros 15 cm de suelo bajo esta especie en comparación a otros bajo vegetación de pradera. Sin embargo en general, los rodales de pino suelen establecerse en suelos poco provistos de Pt<sub>ext</sub> y como norma general, también de otros nutrientes incluyendo a órdenes como Inceptisoles, Ultisoles, Spodosoles y Andisoles, (Cortina *et al.*, 1995; Comerford *et al.*, 2002; Farley & Kelly, 2004; Prietzel & Stetter, 2010, Achat *et al.*, 2010). Como consecuencia, son frecuentes los estudios que reportan disminuciones en los stocks de Pt<sub>ext</sub>, así como también de Po, mientras que fracciones más lábiles mantienen o incrementan su concentración (Davis *et al.*, 1994).

Desde una perspectiva temporal más amplia, a lo largo de la evolución del ecosistema la reserva de nutrientes en los suelos, inicialmente heredada de sus materiales originarios, se ve fuertemente alterada (Vitousek & Farrington, 1997; Richardson *et al.*, 2004; Turner & Condron, 2013). Esto implica que en el transcurso de la pedogénesis, un suelo presenta inicialmente limitaciones en el contenido de N (el que es adquirido a partir de la incorporación de MO), para mostrar en etapas evolutivas avanzadas deficiencias de P y de otros nutrientes presentes originalmente en sus constituyentes minerales.

En general la retención de elementos en forma orgánica es un mecanismo muy común en el ciclado de nutrientes de suelos pobres o muy meteorizados como los comúnmente utilizados con fines forestales. En estos casos, la fracción orgánica del P toma relevancia y constituye una proporción importante, a veces mayoritaria, del P en el suelo (Raupach 1967; Lilienfein *et al.*, 2001; Achat *et al.*, 2010; Kedi *et al.*, 2013; Suñer & Galantini, 2015). Debido a ello la mineralización de Po en suelos donde esta fracción es predominante, puede resultar en disminuciones del Pt<sub>ext</sub> (Zhao *et al.*, 2008). En los Molisoles aquí estudiados, los suelos no presentan un estado de evolución avanzado, de modo tal que las fracciones de Po son minoritarias respecto de las formas inorgánicas, con alteraciones focalizadas en Pi, Poc y especialmente Pe (Tabla 4.5).

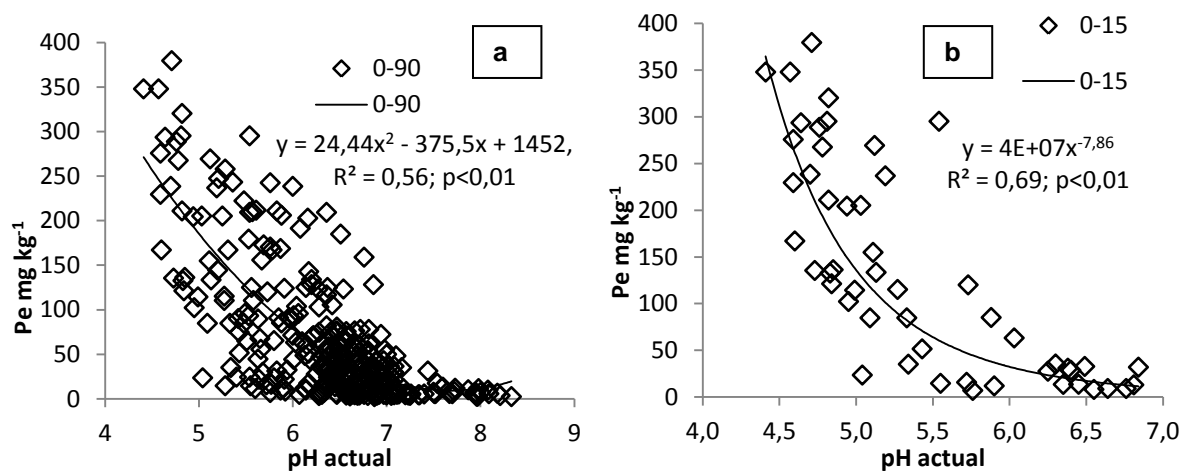


#### 4.3.5 Alteraciones del fósforo extractable del suelo

Los resultados obtenidos muestran un incremento promedio máximo de 8 veces en la concentración de Pe, llegando a alcanzar una diferencia mayor a las 10 veces en algunos casos puntuales en el suelo bajo pino respecto de la línea de base en los primeros 15 cm (Tablas 4.5 y 4.9). A mayor profundidad las diferencias fueron menores, con TB mostrando en promedio aproximadamente el doble del Pe observado en TP. Al igual que otros parámetros ya discutidos, el Pe presentó relaciones significativas con una cantidad importante de variables, tanto en TP como en TB, las que se analizan a continuación (no se incluye aquí la relación Pe-AFA tratada en el apartado 4.3.3).

Se observaron elevados coeficientes de determinación entre Pe y pH para TP y especialmente TB, lo cual también ha sido frecuentemente observado por otros autores en varios tipos de suelo (Frossard *et al.*, 1995; Amiotti *et al.*, 2013), aunque este no es un fenómeno generalizado (Staunton & Leprince, 1996; Hartikainen & Simojoki, 1997).

En un análisis más profundo considerando todos los datos en conjunto, se aprecia que ambas variables muestran una relación muy significativa entre sí con un ajuste polinómico de segundo grado (Fig. 4.6a). Con un  $R^2=0,56$  es posible explicar más de la mitad del contenido de Pe en los Molisoles estudiados, solamente a partir de valores de pH.



**Figura 4.6.** Relación entre pH actual (1:2,5; suelo:H<sub>2</sub>O) y fósforo extractable (Pe) en 0-90 cm (4.5a, N=324) y para la capa superficial 0-15 cm de ambos tratamientos (4.5b, n=60).

Sin embargo es evidente que una mayor estabilidad de valores con  $\text{pH} > 7,0$ ; mientras que en muestras más ácidas la variabilidad aumenta considerablemente. Esto concuerda con lo descrito en muchas investigaciones donde el Pe disminuye como consecuencia de la formación de fosfatos de calcio y magnesio de baja solubilidad a pH alcalinos, mientras que a pH neutro y moderadamente ácidos estos complejos no limitarían su disponibilidad (Larsen, 1967; Frossard *et al.*, 1995).

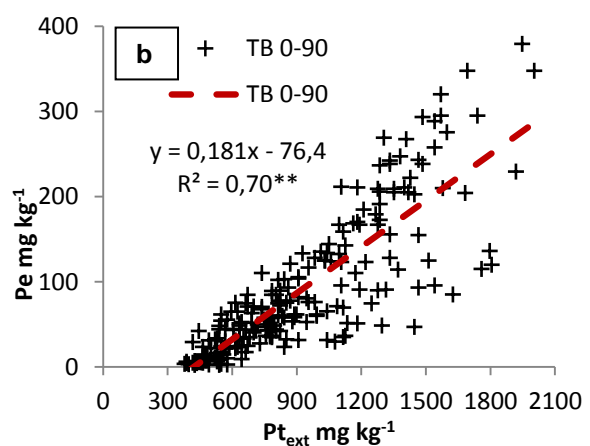
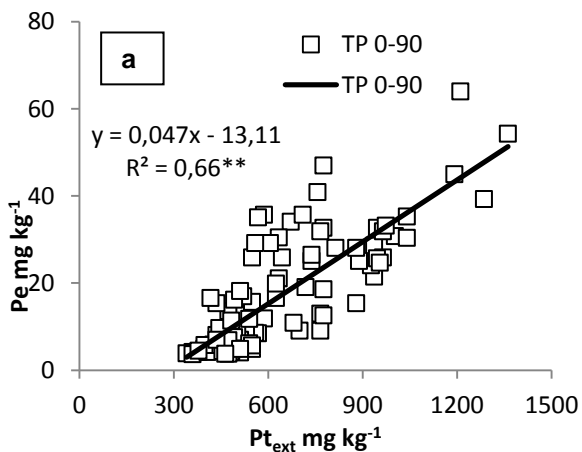
A  $\text{pH} < 7,0$  se observa un progresivo aumento de la concentración de Pe sin una limitante aparente en el rango estudiado. Con acidez creciente existe una progresiva degradación de distintos constituyentes minerales del suelo, lo cual es acompañado por la liberación de cationes como Al de las estructuras cristalinas. Este proceso, referido bajo *P. radiata* en suelos de la zona de estudio por Amiotti *et al.* (2000), podría provocar una disminución de la disponibilidad de Pe por la formación de complejos Al- $\text{PO}_4$ . Sin embargo, nuestros resultados indican que suelos con  $\text{pH} = 4,5$  poseen las concentraciones más elevadas de Pe, (alrededor de  $350 \text{ mg kg}^{-1}$ ), de modo tal que la formación de fosfatos de aluminio, si ocurriera, no estaría afectando a esta fracción en forma importante. Si se considera solamente la capa 0-15 cm, la asociación entre Pe y pH se incrementa notablemente de modo tal que este último parámetro explica casi el 70% del contenido de Pe (Fig. 4.6b). La explicación disminuye marcadamente en las capas 15-30 y 30-45 cm a 49% y 28% respectivamente.

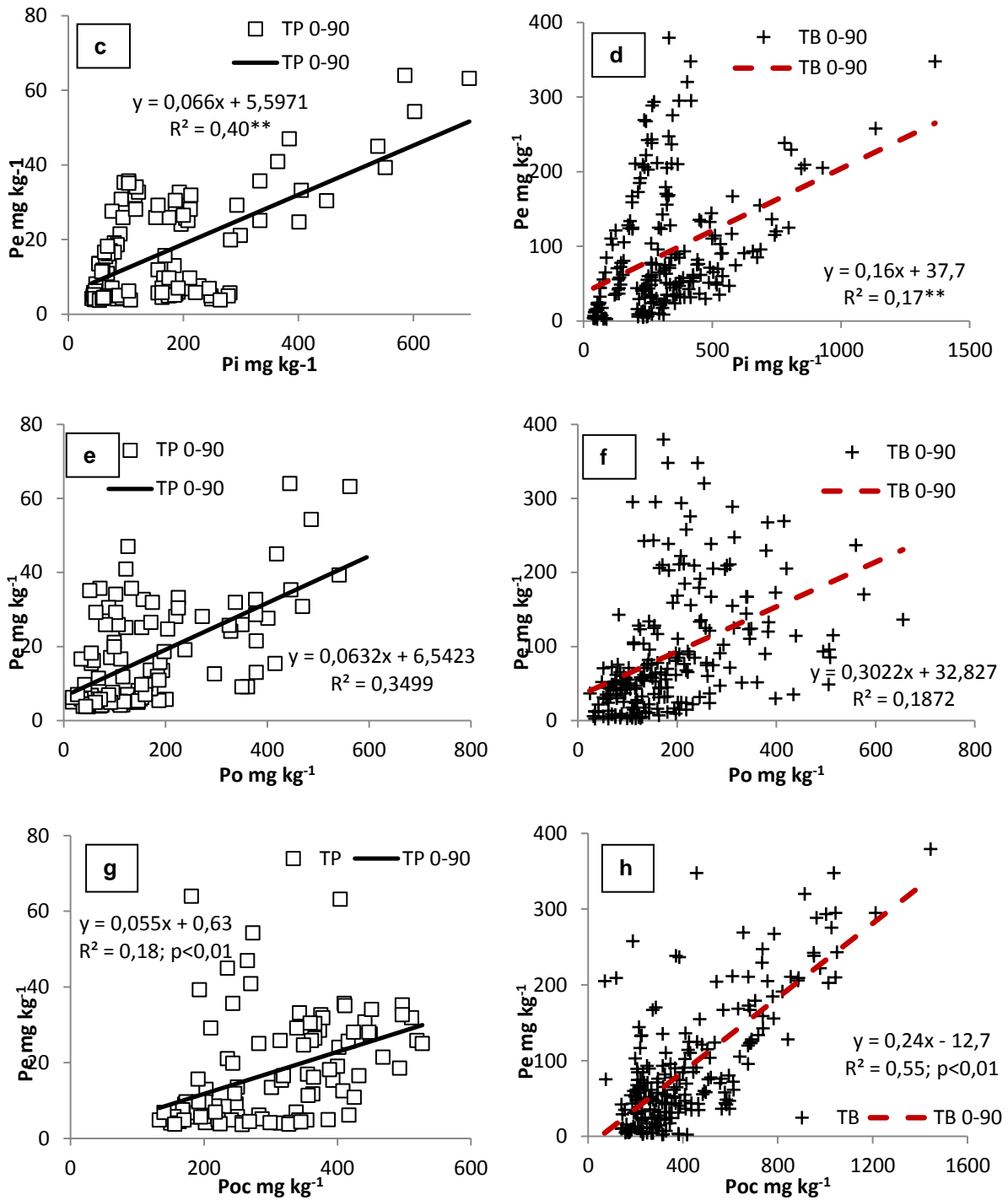
A pesar de existir buena correlación entre COT y Pe en ambos tratamientos, los análisis de regresión mostraron un  $R^2$  menor en comparación a pH-Pe. Esto sumado a la interrelación existente entre COT y pH (Fig. 3.3, Capítulo III), indican que el carbono orgánico no aporta explicación adicional a la concentración de Pe.

Los gráficos y ajustes correspondientes a las relaciones entre Pe con otras fracciones de P ( $\text{P}_{\text{ext}}$ ,  $\text{P}_i$ ,  $\text{P}_{\text{oc}}$  y  $\text{P}_o$ ) se presentan en las Figs. 4.7 a-h para 0-90 cm. Se hallaron relaciones significativas entre  $\text{P}_{\text{ext}}$  y Pe en TP y TB, aunque las mismas fueron diferentes entre tratamientos ( $p < 0,01$ ). En TB tanto el coeficiente de determinación como la pendiente de la recta de ajuste fueron mayores respecto de TP, evidenciando una influencia del contenido

de  $Pt_{ext}$  sobre el  $Pe$  bajo los pinos, tal como se ha observado previamente (Tabla 4.5). Con la fracción inorgánica no lábil, el  $Pe$  también mostró  $R^2$  significativos en ambos tratamientos, aunque el grado de explicación fue sensiblemente superior en TP ( $R^2=0,40$ ) debido a un incremento de la variabilidad bajo los rodales de pino ( $R^2=0,17$ ). En TB la pendiente fue significativamente mayor, señalando nuevamente una influencia importante del  $Pi$  en  $Pe$ . Entre  $Po$  y  $Pe$  se observaron relaciones significativas en los dos ecosistemas ( $p<0,01$ ), sin embargo el porcentaje de explicación fue bajo, especialmente en TB donde menos del 20% del  $Pe$  es explicado por el  $Po$ . Como se ha discutido previamente, la relación entre estas dos variables es compleja, pues intervienen otros factores, entre ellos, la actividad de las fosfatasas ácidas.

Para la fracción ocluida, en el pastizal se observó un coeficiente de determinación bajo ( $R^2=0,18$ ;  $p<0,01$ ) asociado a la escasa pendiente de la recta. Por el contrario bajo los pinos, el  $Pe$  se relacionó más estrechamente con el  $Poc$ , elevándose el  $R^2$  a 0,55 (Figuras 4.7g y h). Estos resultados indicarían que parte de los incrementos observados en el  $Pe$  estarían acompañados de aumentos en la fracción ocluida, señalando un desplazamiento del equilibrio de los fosfatos hacia formas no disponibles. Este comportamiento se registra más claramente en las altas concentraciones de  $Poc$  halladas bajo los pinos (mayores de  $600 \text{ mg kg}^{-1}$ ), y no registradas bajo vegetación de pastizal. Su posible explicación se vincula a la formación de fosfatos insolubles de Al y Fe en condiciones de pH fuertemente ácido, proceso que no fue posible deducir a partir del análisis de la relación pH- $Pe$  (Fig 4.6).





**Figura 4.7.** Regresiones lineales halladas entre fósforo extractable (Pe) y fósforo total extractable ( $P_{t_{ext}}$ , 4.7 a y b), fósforo inorgánico (Pi, 4.7 c y d), fósforo orgánico (Po, 4.7 e y f) y fósforo ocluido (Poc, 4.7 g y h), para los tratamientos pastizal (TP, □; n=108) y bosque (TB, +; n=216).

El P extractable, o disponible según varios autores, se encuentra entre las fracciones más alterables en el corto plazo, dada su utilización por plantas y microorganismos. Mayores niveles de Pe o “disponible” son reportados frecuentemente luego de la introducción de *Pinus spp.* (Chen *et al.*, 2000 y 2003a; Zhao *et al.*, 2008 y 2009) y *P. radiata* en particular

(Zalba & Peinemann, 1987; Davis, 1995; Belton *et al.*, 1996; Chen *et al.*, 2003b; Amiotti *et al.*, 2013; Tabla 4.10) en tierras de pastizales. Sin embargo también hay reportes de situaciones en las que esta fracción no sufrió alteraciones significativas ante similares cambios de uso de la tierra (Davis, 1994; Zhao *et al.*, 2007; Farley & Kelly, 2004).

**Tabla 4.10.** Estudios publicados con concentraciones de fósforo extractable (Pe) en horizontes o capas superficiales minerales bajo pastizal o vegetación natural y luego de la introducción de *Pinus spp.*

Suelo	Pe original	Pe pos-forestación	Pt (original)	Especie (edad)	Referencia
Udoles (loess)	9	62	597	<i>P. radiata</i> (30-35)	Zalba & Peinemann, 1987
Pardo (loess) †	11,2±0,6	11,0±1,4	688±25	<i>P. radiata</i> (11)	Davis, 1994
Amarillo-pardo jóvenes (loess) †	28,3±15†	54,7±37	sd	<i>P. radiata</i> y otras (20-67)	Belton <i>et al.</i> , 1996
Dystrocryept (loess)	8±0,3	12,9±0,6	1035±20	<i>P. nigra</i> y <i>P. ponderosa</i> (19)	Chen <i>et al.</i> , 2000
Aquept	8,4	21,4	1056	<i>P. radiata</i> (<1)	Chen <i>et al.</i> , 2003b
Psamment	0,96±0,2	2,0±0,2	98,7±2,5	<i>P. sylvestris</i> y <i>P. tabulaeformis</i> (22)	Zhao <i>et al.</i> , 2008
Psamment	0,48	1,55	107	<i>P. sylvestris</i> y <i>P. tabulaeformis</i> (22)	Zhao <i>et al.</i> , 2009
Ustipsamment	38±2,8	76±4,3	sd	<i>P. radiata</i> (>60)	Amiotti <i>et al.</i> , 2013

† Según la clasificación neozelandesa, informan valores de P Olsen. sd= sin datos.

Como se observa en la Tabla 4.9 los incrementos de fósforo en la fracción extractable no son homogéneos entre suelos, encontrándose a su vez resultados contradictorios en algunos estudios (Chen *et al.*, 2008). Sin embargo el factor edad parece ser decisivo, dado que los mayores aumentos de Pe fueron encontrados en rodales maduros (Belton *et al.*, 1996; Amiotti *et al.*, 2013 y este estudio). Chen *et al.* (2000) indican una aparente contradicción entre la disminución de la actividad fosfatasa y del Po y el incremento de Pe, lo que atribuyeron a un desfase entre el momento en el que se efectuaron las determinaciones y el periodo de mayor mineralización de las fracciones orgánicas luego de la implantación de especies forestales.

En los rodales aquí estudiados el análisis de los datos parece indicar una situación similar a la reportada por Chen *et al.* (2000). Como se ha discutido previamente (apartado 3.4), los cambios edáficos más importantes se dan durante las primeras etapas de desarrollo de las

especies forestales debido a la constante demanda de nutrientes para su crecimiento. En este periodo, el retorno de nutrientes al suelo es mínimo dado el bajo aporte de hojarasca, situación que persiste hasta el cierre de la canopia (Tate *et al.*, 2011). Esta etapa de gran extracción de nutrientes es acompañada de altas tasas de mineralización de Po debido a una intensa actividad enzimática impulsada por el requerimiento de Pe por parte de los pinos (Chen *et al.*, 2003b). Esto ha sido observado también para otras especies vegetales, siendo el factor común la necesidad de provisión de fosfatos asimilables y la presencia de raíces finas capaces de producir gran cantidad de enzimas (Firsching & Claassen, 1996).

A medida que el crecimiento vegetal progresa y la biomasa acumula distintos nutrientes de reacción alcalina, el pH del suelo disminuye considerablemente, solubilizando fracciones de P ligadas al calcio. Adicionalmente, la abundante excreción de ácidos orgánicos livianos ha sido identificada en la rizosfera de muchas especies vegetales y principalmente de hongos (entre ellos las micorrizas), siendo importantes bajo rodales de coníferas donde predominan los ácidos oxálico, cítrico y fórmico (Fox & Comerford, 1990; Chen *et al.*, 2003b; Liu *et al.*, 2004). Estos ácidos incrementan la disponibilidad de P acomplejando cationes asociados a él como Al, Fe, Ca y Mg mediante el mecanismo de intercambio de ligandos. Si bien estos procesos son ampliamente aceptados, son discutidos por algunos autores como Staunton & Leprince (1996), quienes hallaron poco o ningún efecto sobre la disponibilidad de P con el agregado de ácidos orgánicos o la acidificación del suelo.

Con la progresión del crecimiento de los árboles, el balance entre absorción de nutrientes y retornos vía hojarasca favorece a este último. Esto se ve reflejado en la acumulación de mantillo y la génesis de espesos horizontes orgánicos como los observados en el presente estudio donde se han concentrado importantes cantidades de nutrientes, los que pueden llegar a superar ampliamente a los contenidos en el resto de la biomasa arbórea (Turner & Lambert, 2011). De esta manera cada ejemplar individual de *P. radiata* ejerce una fuerte influencia en el suelo circundante (Zinke, 1962; Amiotti *et al.*, 2000), alterando significativamente las propiedades edáficas y la distribución de nutrientes.

El incremento observado en el  $P_{t_{ext}}$  y en las distintas fracciones de P, reportado también por Zalba & Peinemann (1987) en los 0-15 cm para el área de estudio, responde a un proceso de redistribución que conlleva a incrementos significativos de  $P_e$  y  $P_{t_{ext}}$  hasta una profundidad de 90 cm. Posiblemente la absorción de P por parte de *P. radiata* abarque una superficie mayor a la considerada en este estudio (1 m desde el tronco), devolviendo el mismo mediante el aporte de hojarasca sobre una superficie más acotada, lo que produciría una “concentración” de fósforo principalmente manifiesta en las zonas de mayor aporte de acículas. Esto explicaría los incrementos hallados no solo en  $P_e$ , sino también en  $P_i$ ,  $P_{oc}$  y particularmente en  $P_{t_{ext}}$ .

#### **4.5 Dinámica de fracciones de fósforo en rodales maduros de *P. radiata***

Como se ha mencionado, las fracciones de P están en constante cambio, tanto en el largo plazo durante la evolución de un ecosistema (Vitousek & Farrington, 1997; Richardson *et al.*, 2004), a mediano plazo durante el crecimiento de una o varias generaciones de forestales (Turner *et al.*, 2002b; Wang & Wang, 2010), como también en el corto plazo en lapsos menores al año (Chen *et al.*, 2003a y b). La magnitud de estos cambios se asocia fuertemente a los factores de sitio, con una gran dependencia de las tasas de meteorización y lixiviación en el largo plazo, lo cual a su vez está sujeto a parámetros climáticos y características de los materiales originarios. A mediano y corto plazo, los factores mencionados continúan ejerciendo influencia, pero el tipo de uso de la tierra, con sus correspondientes especies vegetales y prácticas de manejo, determinan la intensidad de los cambios, lo cual ha sido observado tanto en los resultados aquí presentados como en los reportados por la literatura (Zinke, 1962; Amiotti *et al.*, 2000; Chen *et al.*, 2008).

El ciclo del P muestra un equilibrio entre sus diferentes fracciones, con una liberación progresiva desde los minerales originales hacia formas más lábiles (inorgánicas y orgánicas). En ausencia de intervención antrópica, las pérdidas de P por lixiviación profunda, escorrentía y erosión eólica van mermando el contenido total del elemento en el muy largo plazo. En última instancia permanecen las fracciones menos susceptibles a la

lixiviación como los fosfatos orgánicos de ciclado rápido y los inorgánicos no disponibles acomplejados con cationes como Al y Fe (Saunders, 1964; Wood, 1984; Frossard *et al*, 1989 y 2000).

En situaciones donde la extracción de nutrientes por cosechas es baja o nula y la erosión eólica e hídrica no son significativas, la lixiviación puede constituir un mecanismo de importancia en la pérdida del fósforo edáfico. Entre las fracciones más susceptibles de ser movilizadas con la solución del suelo se encuentra el P soluble reactivo. Esta fracción está compuesta de fosfatos débilmente retenidos por la matriz sólida del suelo y extraíbles mediante soluciones diluidas que simulan la fuerza iónica del suelo (por ej.: 0,01 M CaCl<sub>2</sub>), como el denominado fósforo soluble reactivo (PSR).

La determinación del PSR en los ecosistemas estudiados mostró incrementos significativos bajo los pinos respecto de los suelos de pastizal en todas las profundidades evaluadas (Tabla 4.11).

**Tabla 4.11.** Contenidos promedio de fósforo soluble reactivo (PSR) para capas de suelo mineral de los tratamientos pastizal (TP, n=108) y bosque (TB, n=216).

Profundidad cm	TP	TB
	PSR -----mg kg <sup>-1</sup> -----	
<b>Oi</b>	-	<b>121,8 (4,3) a</b>
<b>Oe/Oa</b>	-	<b>104,2 (8,4) b</b>
<b>0-15</b>	1,66 (0,25)	<b>12,0 (1,04) **</b>
<b>15-30</b>	0,73 (0,14)	<b>10,7 (1,03) **</b>
<b>30-45</b>	0,72 (0,14)	<b>8,6 (1,03) **</b>
<b>45-60</b>	0,53 (0,10)	<b>5,9 (0,85) **</b>
<b>60-75</b>	0,48 (0,08)	<b>3,6 (0,67) **</b>
<b>75-90</b>	0,46 (0,07)	<b>2,4 (0,59) **</b>

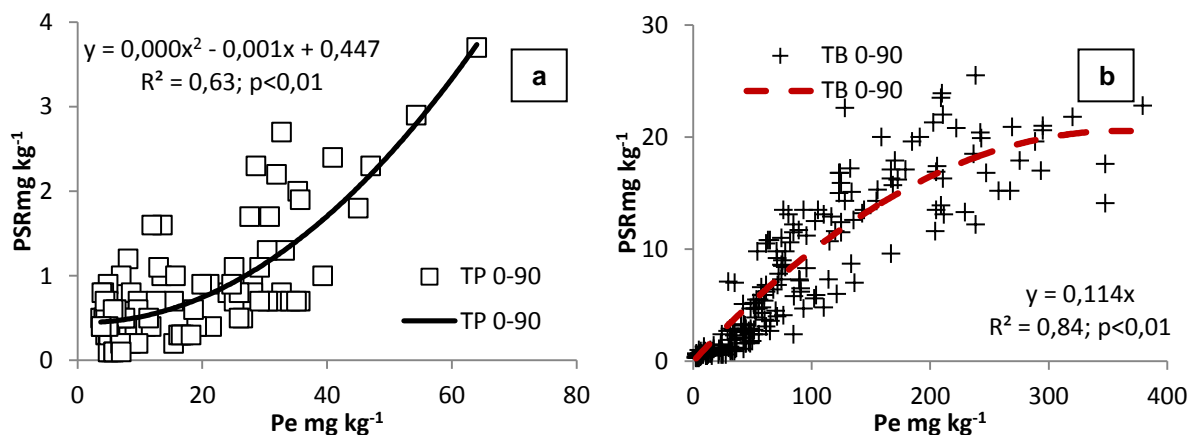
Errores estándar entre paréntesis. (\*) o (\*\*) indican diferencias entre tratamientos con p<0,05 o p<0,01. Letras diferentes indican diferencias significativas entre horizontes orgánicos.

En el caso de TB, los horizontes orgánicos mostraron contenidos excepcionalmente altos de fosfatos marcando los niveles más elevados. En proporción, en Oi y Oe/Oa se registró 10 y 8 veces más PSR respecto a la capa superficial mineral en TB. Esta distribución parece indicar a la hojarasca del piso forestal como una posible fuente de fosfatos para horizontes



subyacentes, lo cual también ha sido observado por Jonard *et al.* (2009). En el perfil mineral, el incremento en los valores de PSR bajo *P. radiata* fue altamente significativo hasta los 90 cm respecto de la referencia. El aumento en 0-15 cm fue de aproximadamente siete veces, mientras que en 15-60 cm fue más de 10 veces. Si bien para las últimas capas las diferencias fueron menores, las mismas siguieron siendo muy significativas, registrándose una concentración de PSR cinco veces mayor en TB respecto de TP.

Dado que los fosfatos en solución representan la fracción de P desorbable en el muy corto plazo, en suelos minerales, éste tiene estrecha relación con el Pe, tal como se ilustra en las Figs. 4.8 a y b para cada tratamiento. La construcción de un gráfico para cada tratamiento obedece a la magnitud de las diferentes observadas para los valores en cada ecosistema. Contenidos bajos a medios de Pe y PSR, correspondientes a TP, mostraron un ajuste polinómico con  $R^2=0,63$ , mientras que para TB, en un rango más amplio de concentraciones, se obtuvo un  $R^2=0,84$ .

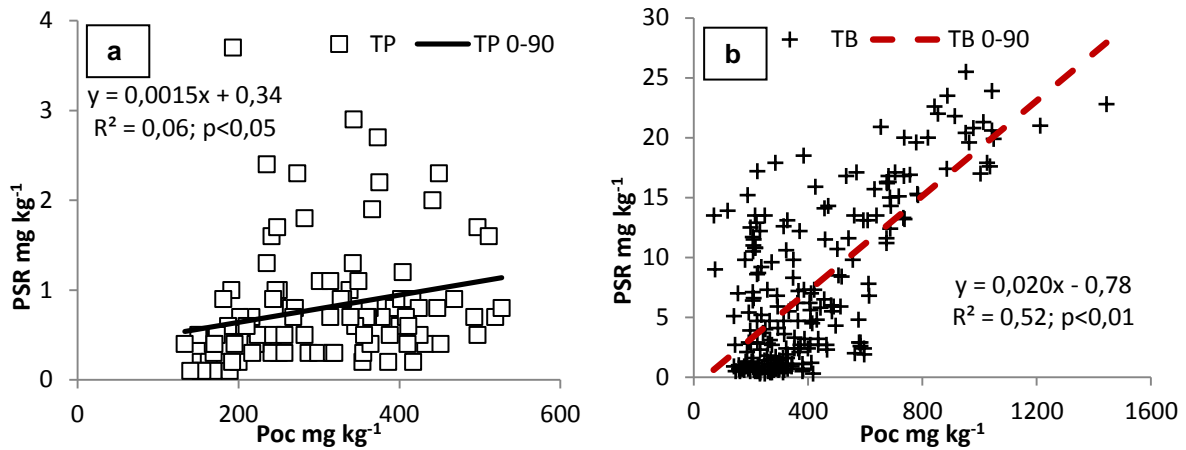


**Figura 4.8.** Relación entre fósforo extraíble (Pe) y fósforo soluble reactivo (PSR) obtenido para los tratamientos pastizal (TP, 4.8a; n=108) y bosque (TB, 4.8b; n=216).

A muy altas concentraciones de Pe como las obtenidas en TB, el PSR parece estabilizarse en torno a los 20 mg kg<sup>-1</sup> (Fig. 4.7b). Esto implicaría que los fosfatos en solución entrarían en un equilibrio dinámico desorción-adsorción manteniendo su concentración en la solución. Mayores concentraciones de Pe no parecen incrementar el PSR, esto podría obedecer a que: i) el exceso de fosfatos en solución no puede ser retenido por los constituyentes

minerales del suelo y se produce una lixiviación hacia capas más profundas; ii) el exceso de fosfatos facilita la formación de moléculas fosfatadas poco solubles.

En el ecosistema de referencia, el equilibrio entre formas fosforadas insolubles y solubles se encuentra fuertemente inclinado hacia las insolubles. En TB, las pendientes de las relaciones Poc-PSR (Fig. 4.9 a y b) son significativamente mayores respecto de TP ( $p < 0,05$ ) indicando una dinámica diferencial entre ambos ecosistemas. En condiciones naturales (TP), el P en solución se mantiene estable en valores bajos dentro de un amplio rango de contenidos de Poc, mientras que bajo los pinos, el PSR incrementa su concentración a una tasa 13 veces superior respecto de TP. En el pastizal, el bajo coeficiente de determinación obtenido ( $R^2 = 0,06$ ;  $p < 0,05$ ) sugiere una aparente “desconexión” entre formas de P ocluidas y P en solución, con una proporción menor de fosfatos que se transforman hacia formas más disponibles como el PSR. Una relación más alta entre la fracción inorgánica ( $P_i$ ) y el PSR en el pastizal en comparación al bosque ( $R^2 = 0,34$ ;  $p < 0,01$  y  $R^2 = 0,08$ ;  $p < 0,01$  respectivamente) podría estar indicando además, que aproximadamente un tercio del PSR en TP proviene de la fracción inorgánica  $P_i$ , lo que sugiere un incremento de la solubilidad a partir de formas ocluidas hacia otras inorgánicas y finalmente hacia formas más lábiles y solubles. En cambio, en TB la acidificación del suelo y la estrecha relación de los fosfatos en solución con Poc indicarían un camino inverso, en donde una elevada concentración de fosfatos en solución, incrementaría la fracción de fósforo ocluido por la formación de fosfatos ligados al Al y Fe (Frossard *et al.*, 1995). Este tipo de transformaciones también han sido mencionadas por Suñer & Galantini (2013) para incubaciones de suelos de Cabildo (Bs. As.) con agregado de altas concentraciones de P. . Los procesos descriptos son congruentes con lo observado para el Pe (ítem 4.3.5) y con lo discutido en el capítulo V del presente trabajo.



**Figura 4.9.** Relación entre fósforo ocluido (Poc) y fósforo soluble reactivo (PSR) obtenido para los tratamientos pastizal (TP, 4.9a; n=108) y bosque (TB, 4.9b; n=216).

Además de las posibles transformaciones químicas de los fosfatos en solución, los mismos también son susceptibles de ser movilizados. La migración vertical de nutrientes puede ocurrir de dos formas contrapuestas, una implica un movimiento descendente en el suelo y la otra un movimiento ascendente. Este último es mayormente realizado por las plantas, quienes extraen los elementos del suelo, para luego retornarlos en su forma orgánica cerrando el ciclo. Si bien la literatura indica que los principios básicos de los ciclos de muchos nutrientes han sido parte del conocimiento en muchas culturas antiguas (Brevik & Hartemink, 2010), las referencias concretas encontradas respecto de la acumulación de estos en capas más superficiales datan del siglo XX. Ulrich & Khanna (1969; citado por Talkner *et al.*, 2009) refieren que la acumulación del Po presente en horizontes superiores resulta de la absorción de fósforo inorgánico a mayor profundidad que es luego retornado como hojarasca sobre la superficie. Más recientemente Jobbágy & Jackson (2004) también reportan éste mecanismo de bombeo ascendente de nutrientes bajo cubierta de árboles en consonancia con Hopmans & Elms (2009) quienes explican una redistribución de nutrientes absorbidos en profundidad por las raíces y depositados en superficie por el aporte de hojarasca.

Por otra parte, las primeras referencias halladas al movimiento descendente respecto corresponden a mediados del siglo XIX. Porta *et al.* (1999) mencionan que mientras von Liebig publicaba su reconocida obra “Química en relación con la agricultura y el crecimiento

de las plantas” en 1840, existía la creencia generalizada de que el uso de compuestos solubles para la fertilización del suelo llevaría a una pérdida de los mismos por lavado. El lixiviado de nutrientes cumple un rol fundamental en distintos ecosistemas, especialmente en los forestales, a través de la transferencia de los nutrientes contenidos en los horizontes orgánicos a los minerales subyacentes. En forestaciones de coníferas las capas orgánicas participan activamente del ciclo del P, constituyendo una reserva temporal valiosa (Jonard *et al.*, 2009).

La exportación de nutrientes puede darse con moléculas en formas orgánicas o inorgánicas, siendo éstas últimas, la forma móvil más importante desde los horizontes O (Cortina *et al.*, 1995; Huang & Schoenau, 1998). El lixiviado de P ligado a fracciones orgánicas, especialmente ácidos fúlvicos (Zalba & Peinemann, 2002) o fracciones de DOM (Donald *et al.*, 1993; Cortina *et al.*, 1995; Huang & Schoenau, 1998), también es mencionado en la literatura como responsable de una parte importante del P movilizado verticalmente en el suelo.

Hasta el momento, no se ha llevado a cabo una cuantificación directa *in situ* de la lixiviación de nutrientes en la zona de estudio. Sin embargo, los resultados de los análisis efectuados sobre el suelo mineral reflejan el efecto acumulado de más de 60 años de cambio en el uso de la tierra, con un impacto significativo sobre la movilidad de nutrientes como el P. La implantación de *P. radiata* en la zona estudiada (TB), condujo a la formación de una capa muy importante de restos orgánicos, que presenta alta concentración de P, particularmente Po y elevada actividad enzimática. Estas condiciones son apropiadas para una rápida transformación del Po en formas inorgánicas, las cuales se encuentran mayormente en solución, dada la baja capacidad de retención de los horizontes O (Jonard *et al.*, 2009). De esta manera, el P está sujeto a la absorción por las plantas o a la lixiviación hacia horizontes inferiores. En los rodales estudiados, el suelo mineral actuó como receptor del P lixiviado desde los horizontes orgánicos. El incremento de la concentración de fosfatos en las capas superficiales favorece su lixiviación a mayor profundidad, lo cual es analizado en detalle en el Capítulo V.

Si bien el presente trabajo no profundiza en aspectos relacionados con la génesis de los suelos, las alteraciones producidas en las distintas fracciones de P ratificarían la ocurrencia de procesos metapedogénicos enunciados por Amiotti *et al.* (2000) relacionados aquí con la intensidad del proceso de lixiviación de nutrientes. Los incrementos encontrados en las fracciones inorgánica y ocluida de P resultaron en un aumento del contenido de fósforo total extractable del suelo en la proximidad de los árboles. Las fracciones lábiles (Pe y PSR) experimentaron las alteraciones más importantes indicando la existencia de un movimiento vertical de fosfatos más allá de los 90 cm de profundidad. Con modificaciones drásticas en el uso de la tierra como la aquí analizada, es evidente que la tasa de cambio para algunos parámetros edáficos fue lo suficientemente rápida como para ser detectada en un período de 65 años señalando una aceleración de los procesos que ocurren dentro de los suelos bajo pino respecto de aquellos que representan al ecosistema natural. De continuar el uso forestal de estas tierras de pastizales, la intensa lixiviación generada podría provocar la pérdida de importantes cantidades de fósforo del sistema.



## CAPITULO V

### **Grado de saturación de fósforo y posibles implicancias ambientales por contaminación difusa**

#### **5.1 Introducción**

En el capítulo precedente se ha discutido el impacto de la introducción *P. radiata* como especie exótica en suelos de pastizales sobre el comportamiento del P total y sus distintas fracciones verificándose un importante incremento de las formas inorgánicas más lábiles. Aumentos significativos de las fracciones disponibles, especialmente del P disuelto en la solución del suelo (factor intensidad,  $i$ ), pueden convertirse en fuentes de contaminación “difusa” comparables a aquellas derivadas de la fertilización excesiva.

Autores como Hooda *et al.* (2000); Nair *et al.* (2004), Ilg *et al.* (2005) y Pose *et al.* (2012) investigaron como las altas tasas de fertilización fosforada han alterado el equilibrio natural del suelo impactando sobre el grado de saturación de P (GSP). Este último concepto ha sido introducido en los países bajos, siendo actualmente utilizado en diferentes partes del mundo como un indicador de la capacidad del suelo de comportarse como sumidero o fuente de P al ambiente en distintas situaciones productivas (Nair & Harris, 2004; Nair *et al.*, 2004; Ilg *et al.*, 2005; Mejias *et al.*, 2013; Zang *et al.*, 2013). El método de determinación del GSP se basa en cuantificar el factor  $i$ , y en caracterizar el factor cantidad ( $q$ ) evaluando la concentración de P extractable y los sitios con capacidad de adsorber fosfatos (retención o fijación), compuestos principalmente por óxidos e hidróxidos de Al y Fe; para finalmente establecer las relaciones  $q-i$  que caracterizan a cada tipo de suelo (Koopmans *et al.*, 2002; Zhang *et al.*, 2005; Do Carmo Horta & Torrent, 2007). En la versión original del método, estos elementos (P, Al y Fe) se determinan luego de la extracción con oxalato de amonio acidificado.

En general, las investigaciones relacionadas a la abundancia de P en el suelo son motivadas por problemáticas ambientales, en su mayoría aquellas que involucran la polución

de aguas superficiales o subsuperficiales a poca profundidad (Nair & Graetz, 2002). En varios países, la contaminación de aguas con P genera inconvenientes de calidad y eutrofización. Estas situaciones se originan a partir del uso excesivo y en forma reiterada de fertilizantes inorgánicos o, más comúnmente, de enmiendas orgánicas (Sims *et al.*, 2002). El exceso de nutrientes, especialmente P, que no puede ser retenido por el suelo se transporta por corrientes de agua (ríos, arroyos, drenajes), alcanzando lagos, lagunas, diques o zonas costeras. Estos biomas reaccionan al recibir el aporte de nutrientes, incrementando la producción primaria mediante la reproducción acelerada de algas y/o cianobacterias, induciendo al ecosistema a pasar de un estado oligotrófico al mesotrófico y finalmente eutrófico. Como resultado hay una disminución marcada del oxígeno disuelto en el agua (anoxia) y muerte de peces, produciendo una pérdida de biodiversidad y un desmejoramiento de la calidad del agua (Correll, 1998).

En muchos países europeos, especialmente los nórdicos, y estados norteamericanos, estos perjuicios ambientales han sido considerados para la elaboración de leyes que limitan el agregado de cantidades abusivas de nutrientes al suelo (Sims *et al.*, 1998; Heckrath *et al.*, 2008). El fin último de este tipo de legislaciones es mantener el aporte de P de origen antrópico en niveles que no originen inconvenientes ambientales, lo que según algunos autores corresponde a una concentración de P en solución menor a  $0,15 \text{ mg L}^{-1}$  (Ilg *et al.*, 2005), aunque puede llegar a valores tan bajos como  $0,025 \text{ mg P L}^{-1}$  en situaciones particulares de la estricta Water Framework Directive de la Unión Europea (Heckrath *et al.*, 2008) o  $0,020 \text{ mg P L}^{-1}$  considerado como problemático por Correll (1998). Hasta el momento, no hemos registrado en la literatura nacional e internacional, investigaciones que consideran la forestación de nuevas áreas como posible origen de contaminación difusa de fósforo.

En la Tabla 5.1 se presentan el grado de saturación de P en diferentes tipos de suelo, usos y pH, evidenciándose diferencias importantes tanto en la capacidad de adsorber P, como en sus GSP lo que vuelve dificultosa las comparaciones. En este sentido, un parámetro útil para cotejar distintas situaciones es el punto de cambio (PC). Suelos saturados por encima



de este punto, liberan P desde la fase sólida a la solución en mucha mayor proporción que aquellos por debajo del mismo. Esto implica que en suelos con GSP mayores al punto de cambio, el P puede ser fácilmente desorbido, movilizado con la solución del suelo para posteriormente salir del sistema en forma de escorrentía superficial o infiltración profunda (lixiviación), pudiendo alcanzar cuerpos de agua con consecuencias ambientales perjudiciales como la eutrofización.

**Tabla 5.1.** Tipo de suelo, su uso, características generales y grado de saturación de fósforo (GSP) reportados en la literatura.

Suelo	Uso <sup>1</sup>	P <sup>2</sup>	pH	Arcilla %	Al <sub>ox</sub>	Fe <sub>ox</sub>	P <sub>ox</sub>	GSP %	Referencia
					---mmol kg <sup>-1</sup> ---				
Spodosol (A)	F		4	1	8,4	0,21	0,3*	6,9	Fox <i>et al.</i> (1990b)
Spodosol (Bh)	F		4,2	4	50,3	0,11	0,07	2,7*	Fox <i>et al.</i> (1990b)
0-30 cm	A		5,7	3,9	54,7	16,3	16,3	46,6	Lookman <i>et al.</i> (1996)
Entisol (Ap)	A	E	4,7	2	10,4	6,9	1,5	17,4*	Nair <i>et al.</i> (2004)
Spodosol	G		7,8	<10	-	-	-	480 <sup>3</sup>	Nair & Graetz (2002)
Hapludult	A		5,7	>18	43,8	29	20,2	55,5	Maguire & Sims (2002)
Ultisol, Entisol, Inceptisol	A		5,8	<20	38,6	13,8	9,2	39,5	Sims <i>et al.</i> (2002)
Spodosol 0-30 cm	A	E-M	6,7	<10	-	-	8-18	19-44	Ilg <i>et al.</i> (2005)
Inceptisol 0-20 cm	A		4,6	49	86,9	145	15,6	13,4	Peltovuory <i>et al.</i> , (2002)
Argiustol			5,7	21	29,6	15,9	2	8,7	Zhang <i>et al.</i> (2005)
Paleustol			6,4	34	26,6	14,7	4,8	23,2	Zhang <i>et al.</i> (2005)
Spodosol 0-20 cm	G	E		2	20,1	13,1	12,9	98	Nelson <i>et al.</i> (2005)
Andisol 0-10 cm	G		5,9		1375	267	63,1	7,6	Mejias <i>et al.</i> , (2013)

\* Valores calculados a partir de los datos publicados, <sup>1</sup>F= Uso forestal, G= Uso ganadero, A= Uso agrícola; <sup>2</sup> Fuente fosforada (si la hay): E= Estiércol, M= Fertilizante mineral; <sup>3</sup> GSP obtenido a partir de P extraído con doble ácido y Al<sub>ox</sub> y Fe<sub>ox</sub> (Nair & Graetz, 2002).

Si bien los suelos arenosos han constituido el principal foco de atención en estos estudios por poseer baja capacidad de retención de fosfatos y alta infiltración, suelos con otras texturas también pueden ser susceptibles de sufrir esta problemática, especialmente si están sometidos a prácticas que incrementen el nivel de P disponible (Tabla 5.1). En los últimos años se han dado a conocer investigaciones sobre saturación fosfórica en suelos pesados con alto contenido de arcillas. Estudios recientes realizados por Abdala *et al.* (2012) y Mejias *et al.* (2013) demostraron que el agregado excesivo de P, afecta incluso a suelos tradicionalmente considerados sumideros de este elemento, como lo son Oxisoles y

Andisoles. La disponibilidad de P, el factor intensidad y el GSP son ampliamente afectados por el tipo de suelo, su uso y manejo (Hooda *et al.*, 2000; Hughes *et al.*, 2000), razón por la cual es necesario generar información que permita ampliar el espectro de conocimientos existente en la literatura, especialmente en áreas forestadas con especies exóticas carentes de datos.

En vista de que los resultados previos observados en Molisoles provenientes de pastizales naturales implantados con *P. radiata* indican un incremento muy significativo del P extractable y P soluble (Garay *et al.*, 2012 y 2013), es interesante profundizar la investigación a fin de evaluar el potencial riesgo de polución ambiental derivada de este cambio del uso de la tierra. A fin de indagar en este punto, se seleccionaron dos grupos de muestras, uno constituido por muestras representativas de suelos del pastizal pampeano (TP) y otro compuesto por muestras provenientes de TB que presentaron bajo pH y elevada concentración de Pe.

## **5.2 Objetivos e hipótesis específicas**

Los objetivos de este capítulo son:

- ✓ Cuantificar el grado de saturación con P de los suelos forestados con *P. radiata* y contrastar los resultados con los provenientes de áreas adyacentes que sostienen vegetación de pastizal;
- ✓ Determinar la existencia de posibles “puntos de cambio” en el grado de saturación de fósforo en los suelos de ambos tratamientos;
- ✓ Evaluar la existencia de un potencial riesgo ambiental derivado de la pérdida de P por lixiviación vinculado a la generación de fuentes de polución difusa;
- ✓ Validar la utilización de una metodología alternativa sencilla para evaluar el GSP en los suelos de la zona de estudio.

En base a estos objetivos se propusieron las siguientes hipótesis específicas:

- ✓ Los Molisoles del área de Ventania poseen en condiciones naturales, una baja capacidad de retención de fósforo, sin embargo el grado de saturación con este elemento no representa un riesgo de polución ambiental, situación que podría suscitarse bajo los pinos como consecuencia del incremento de las fracciones biodisponibles.
- ✓ La determinación del grado de saturación con fósforo puede llevarse a cabo en forma precisa mediante una técnica alternativa más simple ( $GSP_{Bray}$ ) que puede reemplazar al método original ( $GSP_{ox}$ ).

### 5.3 Resultados y discusión

#### 5.3.1 Caracterización general de las muestras.

Del total de muestras analizadas en los capítulos III y IV (N=324), se seleccionaron un sub-set de muestras de TP y TB basados en características contrastantes de pH y niveles de Pe (N=60). Las mismas incluyeron tres profundidades (0-15, 15-30 y 30-45 cm), a fin de cumplimentar los objetivos propuestos. Las características granulométricas de estas muestras (Tabla 5.2), indican la ausencia de diferencias estadísticas entre tratamientos para todas las profundidades analizadas ( $p > 0,50$ ). Para las tres capas, la clase textural obtenida fue franca, con tendencia “pesada”, (cerca del límite de la clase franco-arcillosa).

**Tabla 5.2.** Contenidos medios de arcilla (<2  $\mu\text{m}$ ) y arena (50-2000  $\mu\text{m}$ ) para los primeros 45 cm de suelo mineral en los tratamientos pastizal (TP, n=30) y bosque (TB, n=30).

Profundidad cm	TP	TB	TP	TB
	arcilla		arena	
	-----g kg <sup>-1</sup> -----			
<b>0-15</b>	257 (36)	235 (36)ns	321 (45)	300 (45)ns
<b>15-30</b>	269 (36)	265 (36)ns	316 (45)	285 (45)ns
<b>30-45</b>	262 (36)	267 (36)ns	326 (45)	261 (45)ns

Errores estándar entre paréntesis. ns= no significativo.

Los parámetros considerados para la selección de los grupos de muestras, así como los contenidos de COT y el PSR, se presentan en las Tablas 5.3 y 5.4. En TP el pH fue

ligeramente ácido a neutro, incrementándose 0,3 unidades desde la capa superficial hasta los 30-45 cm. Para TB la reacción fue fuerte a moderadamente ácida en superficie y subsuperficie, aumentando 1,3 unidades de pH en 30 cm.

**Tabla 5.3.** Reacción del suelo, contenidos medios de carbono orgánico total (COT) y fósforo extractable (Pe) en los primeros 45 cm de suelo para los tratamientos pastizal (TP, n=30) y bosque (TB, n=30).

Profundidad Cm	pH		COT -----g kg <sup>-1</sup> -----	
	TP	TB	TP	TB
<b>0-15</b>	6,4 (0,1)	<b>4,8 (0,1) **</b>	34,2 (3,7)	<b>50,0 (5,8) **</b>
<b>15-30</b>	6,5 (0,1)	<b>5,6 (0,1) **</b>	22,2 (3,5)	<b>32,4 (3,7) **</b>
<b>30-45</b>	6,7 (0,1)	<b>6,1 (0,1) **</b>	16,1 (3,5)	<b>23,4 (3,6) **</b>

Errores estándar entre paréntesis. \* o \*\* indican diferencias entre tratamientos con  $p < 0,05$  o  $p < 0,01$ .

Tal como se adelantó en el capítulo III, el descenso de pH en suelos implantados con coníferas fue reportado por numerosos autores, habiéndose identificado como principales causas, la absorción por parte de la biomasa, la lixiviación acelerada de cationes básicos del complejo de intercambio del suelo debida al factor biohidrológico, el aporte de abundante material vegetal (acículas, conos, corteza, ramas pequeñas) fuertemente ácido sobre el piso forestal, la producción de ácido carbónico dentro del suelo y la liberación de ácidos orgánicos por las raíces (Hornung, 1985; Amiotti *et al.*, 2000; Jobbágy & Jackson, 2003).

Bajo vegetación gramínea, los suelos de la zona tienen reacción ligeramente ácida a neutra (TP, Tabla 5.3) y alta saturación con bases típicamente mayor al 80% (Amiotti *et al.*, 2000, 2007). La introducción de *P. radiata* provocó un marcado incremento en la concentración de protones llegando a valores extremos de pH=4,4, producto de la pérdida de Mg, K y Ca. La abundancia de ácidos orgánicos, citada como de menor incidencia en la acidificación, puede adquirir relevancia en algunos ecosistemas. Las especies forestales en general, y particularmente las coníferas, excretan gran cantidad de ácidos alifáticos livianos como ácido fórmico y especialmente ácido oxálico (Fox & Comerford, 1990; Chen *et al.*, 2003b), los cuales pueden tener diversos efectos según distintos autores. Los ácidos orgánicos livianos son mencionados inclusive como parte importante del proceso de podsolización,

acomplejando y trasladando al Fe y Al, lo cual es típicamente asociado a coberturas forestales de coníferas (Fox & Comerford, 1990; van Hees *et al.*, 2003).

La incorporación de materia orgánica ácida en TB ha sido constatada en el laboratorio. La reacción de los horizontes orgánicos bajo pino fue fuertemente ácida ( $4,3 > \text{pH} < 4,6$ ). Para el COT se hallaron diferencias significativas entre tratamientos en las tres capas evaluadas (0-15, 15-30 y 30-45 cm). Las tendencias son análogas a las descritas en el capítulo III y las diferencias fueron proporcionalmente similares entre tratamientos, mostrando los suelos de TB un 45% más de COT respecto del pastizal.

Los valores registrados para Pe en TP (Tabla 5.4) están dentro del rango reportado para Argiudoles bonaerense por otros investigadores (Rubio *et al.*, 2008; Pose *et al.*, 2012; Suñer & Galantini, 2013). Para esta variable, se observaron las diferencias más marcadas entre ecosistemas, existiendo bajo los pinos once veces más Pe en 0-30 cm y nueve veces en 30-45 cm respecto del pastizal. Si se considera que no hubo fertilizaciones de ningún tipo y que los factores formadores, a excepción del tipo de vegetación, son homogéneos (sitios apareados), la introducción de *P. radiata* resulta el principal factor responsable los cambios registrados en la biodisponibilidad fosfórica. Como se discutiera en el capítulo IV, los análisis efectuados indican la existencia de importantes aportes de P provenientes de los horizontes orgánicos generados bajo *P. radiata*.

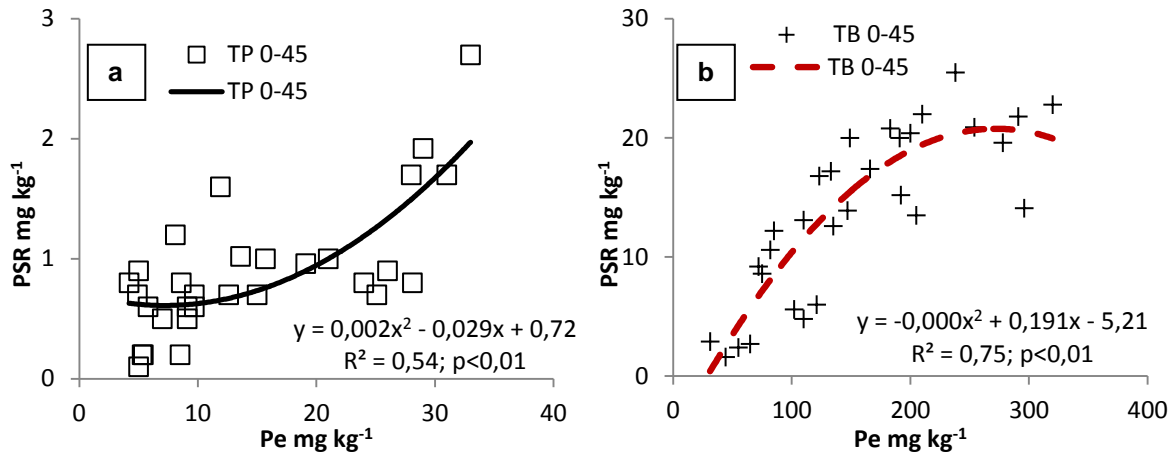
**Tabla 5.4.** Contenidos medios de fósforo extractable (Pe) y fósforo soluble reactivo (PSR) para los tratamientos pastizal (TP, n=30) y bosque (TB, n=30).

Profundidad Cm	Pe		PSR	
	TP	TB	TP	TB
	-----mg kg <sup>-1</sup> -----			
<b>0-15</b>	18,9 (4,5)	<b>213 (18) **</b>	1,39 (0,18)	<b>15,4 (1,8) **</b>
<b>15-30</b>	12,9 (4,5)	<b>146 (18) **</b>	0,68 (0,18)	<b>14,5 (1,8) **</b>
<b>30-45</b>	12,1 (4,5)	<b>107 (18) **</b>	0,61 (0,18)	<b>11,5 (1,8) **</b>

Errores estándar entre paréntesis. (\*) ó (\*\*) indican diferencias entre tratamientos con  $p < 0,05$  o  $p < 0,01$ .

Siguiendo la tendencia observada para Pe, el PSR en TP mostró valores considerados típicos para ecosistemas naturales (Frossard *et al.*, 2000; Nair *et al.*, 2004) o sistemas agrícolas (Pose *et al.*, 2012). En cambio, en TB se registraron importantes acumulaciones

de P en solución, siendo las concentraciones hasta 12 veces superiores en 0-15 cm, y hasta 20 veces en 15-45 cm respecto de las halladas bajo vegetación gramínea. Ambos parámetros, Pe y PSR, estuvieron estrechamente relacionados entre sí (Figs. 5.1a y b).



**Figura 5.1.** Relación entre fósforo extractable (Pe) y fósforo soluble reactivo (PSR) para los tratamientos pastizal (TP n=30, 5.1a) y bosque (TB n=30, 5.1b). Nota: observar la diferencia de escalas entre tratamientos.

### 5.3.2 Parámetros de saturación de fósforo del suelo.

#### 5.3.2.1 Punto de cambio en el grado de saturación de fósforo (extractante de Bray-Kurtz; $GSP_{Bray}$ )

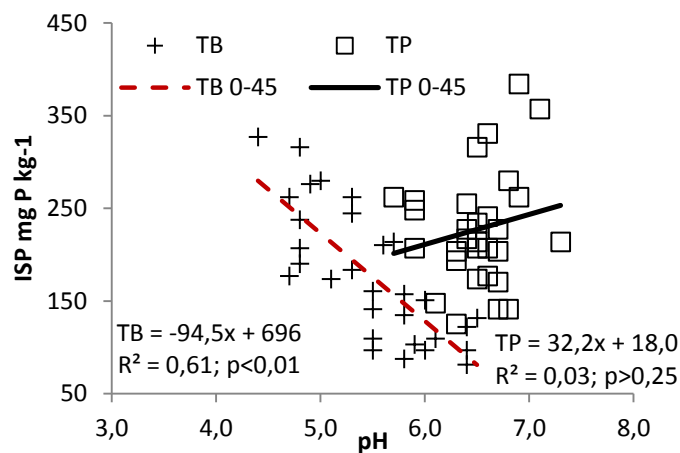
Para caracterizar el nivel de saturación con P del suelo mediante el método  $GSP_{Bray}$ , se determinó inicialmente el índice de sorción de P (ISP). Los resultados muestran que el ISP fue uniforme en TP hasta los 30 cm (Tabla 5.5), para luego disminuir un 30% en 30-45 cm, indicando menor capacidad de sorción de fosfatos a mayor profundidad. En relación al pastizal, en TB se obtuvieron valores similares de ISP para 0-15 cm, mientras que en capas subsuperficiales se evidenció un marcado descenso de este parámetro. Bajo los árboles, el ISP cayó un 25% y un 58% en 15-30 cm y 30-45 cm respectivamente, diferenciándose estadísticamente de TP. Los descensos registrados en el ISP de TB respecto de la referencia en 15-30 cm y especialmente en 30-45 cm, se corresponderían con una menor cantidad de sitios de adsorción disponibles (Chen *et al.* 2003c).

**Tabla 5.5.** Parámetros de saturación de fósforo en suelo: índice de sorción de fósforo (ISP) y grado de saturación de fósforo ( $GSP_{Bray}$ ) para los tratamientos pastizal (TP, n=30) y bosque (TB, n=30).

Profundidad cm	ISP		$GSP_{Bray}$	
	TP	TB	TP	TB
	-----mg kg <sup>-1</sup> -----		-----%-----	
0-15	242 (17)	245 (15)ns	7,5 (1,7)	<b>45,6 (4,3) **</b>
15-30	261 (17)	<b>181 (15) **</b>	4,8 (1,7)	<b>43,5 (4,3) **</b>
30-45	179 (17)	<b>108 (15) **</b>	6,2 (1,7)	<b>46,7 (4,3) **</b>

Errores estándar entre paréntesis. ns= no significativo; (\*) ó (\*\*) indican diferencias entre tratamientos con  $p < 0,05$  o  $p < 0,01$ .

El pH fue la única variable no fosfórica que se relacionó significativamente al ISP. La Fig. 5.2 muestra el análisis de regresión entre estos parámetros, observándose que sólo TB muestra una relación inversa y significativa, de modo que el pH explica el 61% de la variabilidad del ISP, mientras que en TP no existió una tendencia definida. Bajo las coníferas, la cantidad de sitios disponibles para la adsorción de fosfatos fue mayor a medida que el suelo fue más ácido. A pesar de esto, los valores absolutos de ISP son mayores en TP, indicando la existencia de otros procesos que están actuando en forma simultánea afectando la magnitud de esta variable. La naturaleza empírica de este parámetro, indica la capacidad de sorción final de una muestra, mientras que no aporta información acerca de la magnitud absoluta de los sitios de adsorción, ni de las variables concretas que actúan sobre ella.



**Figura 5.2.** Relación entre pH e índice de sorción de fósforo (ISP) en los primeros 45 cm de suelo para los tratamientos pastizal (TP, □; n=30) y bosque (TB, +; n=30).

El importante descenso del pH y la mayor producción de ácidos orgánicos indujeron posiblemente la meteorización ácida de los minerales del suelo, exponiendo nuevos sitios de adsorción de fosfatos previamente ocluidos (Fox *et al.*, 1990b; Frossard *et al.*, 2000). Estos sitios disponibles deberían incrementar el ISP significativamente, lo cual no fue detectado.

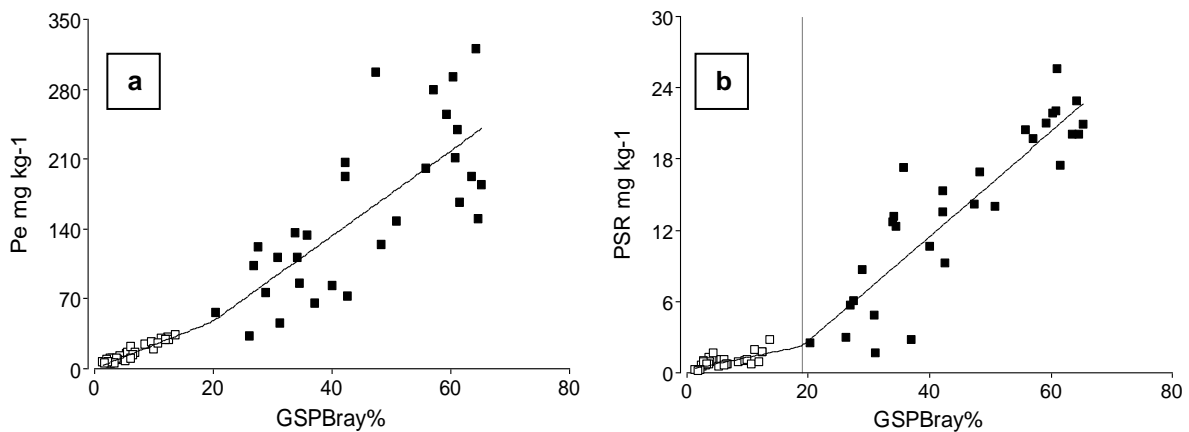
La gran cantidad de fosfatos presentes en TB, reflejada por los importantes incrementos en Pe y PSR, pudieron producir modificaciones en el ISP, ocupando los sitios originalmente disponibles para adsorber P, o incluso aquellos que pudieron originarse por la alteración *in situ*. En este sentido Abdala *et al.* (2012) indican que los altos aportes de P mediante el agregado de enmiendas orgánicas o fertilizantes, disminuyen la capacidad de adsorción de fosfatos del suelo. En nuestro caso, el P proveniente de los horizontes orgánicos generados bajo *P. radiata* ocuparía los nuevos sitios, enmascarando el posible incremento del ISP. Este aporte de fosfatos desde los horizontes O origina condiciones similares a las generadas como resultado de la fertilización, las cuales serían suficientes para disminuir los valores absolutos de ISP, sin alterar la relación de éste con otras variables como pH.

La importante acumulación de Pe y PSR, sumado a los valores de ISP obtenidos para las distintas profundidades evaluadas, resultaron en diferencias altamente significativas en el  $GSP_{Bray}$  entre tratamientos (Tabla 5.5). Mientras que en los suelos de pastizal se observaron valores esperables para ambientes naturales (Nair *et al.*, 2004), bajo *P. radiata* los mismos fueron extremadamente altos, entre seis y nueve veces superiores a la referencia. El amplio rango de GSP obtenido (de 1,5% a 72%) permitió comprobar la existencia de un punto de cambio (PC) que altera significativamente la desorción de fosfatos en estos suelos (Heckrath *et al.*, 1995; Koopmans *et al.*, 2002), tal como surge del análisis estadístico efectuado. Se realizaron regresiones no lineales de dos tramos entre  $GSP_{Bray}$ -Pe y  $GSP_{Bray}$ -PSR. Para la regresión  $GSP_{Bray}$ -Pe no se encontraron diferencias entre poblaciones, dado que el punto de cambio no fue significativo ( $p < 0,22$ ; Tabla 5.6 y Figura 5.3a, mostrando una única relación lineal entre los factores  $q-i$  (Koopmans *et al.*, 2002). Sin embargo, en el gráfico se aprecia cierta tendencia que permitiría la detección de al menos un PC, evidenciando que el análisis



efectuado no fue lo suficientemente sensible y/o los datos presentaron una dispersión excesiva para este propósito.

Para el análisis de la regresión de  $GSP_{Bray}$ -PSR (Fig. 5.3b), la nube de datos estuvo más definida con una inflexión marcada en las rectas de ajuste, permitiendo la detección de un punto de cambio significativo en  $GSP_{Bray}= 19,0 \%$  y  $PSR= 1,18 \text{ mg kg}^{-1}$  (Tabla 5.6). En este caso, la tasa de desorción de fosfatos se incrementa unas cuatro veces luego del punto de cambio respecto del GSP.



**Figura 5.3.** Análisis de regresión no lineal de dos tramos entre el grado de saturación de fósforo,  $GSP_{Bray}$ -Pe. (5.3a) y  $GSP_{Bray}$ -PSR (5.3b) para los primeros 45 cm de suelo (N=60).

**Tabla 5.6.** Datos estadísticos de las regresiones  $GSP_{Bray}$ -Pe y  $GSP_{Bray}$ -PSR (N=60 para ambas) indicando sus puntos de cambio, grados de saturación de fósforo y contenidos de fósforo extractable (Pe) y soluble reactivo (PSR).

	$GSP_{Bray} \%$	$P \text{ mg kg}^{-1}$	p-valor	Ecuación recta
<b><math>GSP_{Bray}</math>-Pe</b>				
1º tramo	0-19,6	-	-	$0,09+2,35 \cdot GSP_{Bray}$
2º tramo	>19,6 (15,8)	46,1	<0,22 ns	$46,11+4,26 \cdot (GSP_{Bray}-19,6)$
<b><math>GSP_{Bray}</math>-PSR</b>				
1º tramo	0-19,0	-	-	$0,25+0,10 \cdot GSP_{Bray}$
2º tramo	>19,0 (5,3)	2,15	<0,01	$2,15+0,441 \cdot (GSP_{Bray}-19,03)$

Errores estándar entre paréntesis. p-valor indica la significancia estadística del punto de inflexión.

El marcado incremento observado está originado principalmente en las grandes diferencias halladas entre tratamientos, dado que el PC separa de forma precisa a TP y TB, ubicando todas las muestras de pastizal antes del punto de inflexión. La alta concentración de PSR observada bajo la copa de los pinos supera el punto de cambio y confirma que los sitios

naturales de adsorción de P de alta energía han sido ocupados. De esta manera los fosfatos remanentes ocupan los sitios con baja energía de retención, lo que propicia una desorción de fosfatos mucho mayor respecto de suelos con  $GSP_{Bray} < 16,8\%$  (McDowell & Sharpley, 2001; Abdala *et al.*, 2012). Tal como se mencionó anteriormente, no se encontraron en la literatura trabajos que definan un punto de cambio con esta metodología, por lo que es dificultosa la comparación de los resultados obtenidos.

La separación de poblaciones obtenida mediante la relación  $GSP_{Bray}$ -PSR indica que el cambio de uso de la tierra ocasionado por la introducción de *P. radiata* como especie forestal, altera significativamente el grado de saturación con P, modificando la dinámica de este elemento e incrementando el riesgo de lixiviación de fosfatos. En este caso particular, el  $GSP_{Bray}$  se mostró capaz de identificar un punto de cambio que en principio parece “adecuado” para separar certeramente los sitios de referencia de aquellos bajo la influencia de los pinos. Sin embargo es evidente la marcada dispersión de datos a valores medios y altos de saturación, lo que implica que la sensibilidad del método podría disminuir en rangos más acotados de  $GSP_{Bray}$ .

#### 5.3.2.2 Punto de cambio en grado de saturación de fósforo (extractante oxalato de amonio; $GSP_{ox}$ )

Un método más ampliamente utilizado que el  $GSP_{Bray}$  para determinar la saturación con fósforo del suelo y los posibles puntos de cambio, consiste en cotejar la proporción de P extractable con oxalato con los sitios de adsorción disponibles. En suelos no calcáreos y ácidos, éstos son provistos principalmente por los óxidos e hidróxidos amorfos de hierro y aluminio ( $Fe_{ox}$  y  $Al_{ox}$ ) que conforman la capacidad de adsorción de P (CSP), calculando de esta manera el  $GSP_{ox}$ .

La Tabla 5.7 muestra los contenidos medios de  $Al_{ox}$ ,  $Fe_{ox}$  obtenidos (óxidos e hidróxidos pobremente cristalizados o amorfos) y la CSP resultante. Los datos muestran que no existieron diferencias para  $Fe_{ox}$  entre tratamientos en ninguna de las tres profundidades estudiadas. Para  $Al_{ox}$  en cambio, se detectó un incremento muy significativo en la capa

superficial de TB del orden del 62% respecto del pastizal. En las capas subyacentes las diferencias son mucho menores y los valores de  $Al_{ox}$  no mostraron diferencias estadísticas significativas. La CSP mostró la misma tendencia que  $Al_{ox}$ , siendo mayor en 0-15 cm bajo los rodales de pino, pero sin diferencias a mayor profundidad.

**Tabla 5.7.** Concentraciones medias de óxidos amorfos de aluminio ( $Al_{ox}$ ) e hierro ( $Fe_{ox}$ ) extraídos con oxalato de amonio y capacidad de adsorción de fósforo (CSP) del suelo a distintas profundidades para los tratamientos pastizal (TP, n=30) y bosque (TB, n=30).

Tratamiento	TP	TB	TP	TB	TP	TB
Variable	$Al_{ox}$		$Fe_{ox}$		CSP	
Prof. (cm)	-----mmol kg <sup>-1</sup> -----					
<b>0-15</b>	47,8 (5,0)	<b>78,7 (5,0) **</b>	48,5 (6,5)	48,3 (6,5)ns	48,1 (5,0)	<b>63,5 (5,1) **</b>
<b>15-30</b>	56,0 (4,4)	62,6 (4,4)ns	39,7 (6,3)	39,2 (6,3)ns	47,8 (5,0)	50,9 (5,1)ns
<b>30-45</b>	52,2 (3,4)	56,6 (3,4)ns	32,2 (6,0)	31,6 (6,0)ns	42,2 (5,0)	44,1 (5,1)ns

Errores estándar entre paréntesis. (\*) ó (\*\*) indican diferencias entre tratamientos con  $p < 0,05$  o  $p < 0,01$ .

Los valores de CSP obtenidos están dentro de lo reportado por otros autores. En suelos arenosos con 1% de arcilla, y baja cantidad de óxidos e hidróxidos de Al y Fe, la CSP puede ser tan baja como 4,3 mmol kg<sup>-1</sup> (Fox *et al.*, 1990b). En el otro extremo, Peltovuory *et al.* (2002) reportan una CSP marcadamente alta en Inceptisoles de Finlandia de 169 mmol kg<sup>-1</sup>, la que fue atribuida principalmente a la gran cantidad de  $Fe_{ox}$  presentes y al alto contenido de arcillas (48%). Sin embargo este comportamiento no se observa en todos los suelos de textura “pesada”. A diferencia del resto de los suelos, aquellos con elevado contenido de alófono como los Andisoles, merecen una consideración especial, dado que son típicamente fijadores de P (Frossard *et al.*, 1995), observándose para éstos capacidades de sorción altas y completamente fuera de rango cuando se los compara con suelos no derivados de materiales amorfos. Mejias *et al.* (2013) registraron en Andisoles de Chile una CSP de 820 mmol kg<sup>-1</sup> evidenciando esta característica.

Molisoles comparables a los de este estudio fueron analizados por Zhang *et al.* (2005), determinando para un Argiustol y un Paleustol de Oklahoma (EE.UU.), una CSP de 23 y 17 mmol kg<sup>-1</sup> respectivamente. Los valores obtenidos por estos investigadores son aproximadamente un 50-60% inferiores a los determinados en este estudio, especialmente

para la capa superficial de TB, a pesar de sus similares características generales (arcilla y pH) por lo que posiblemente otra variable este influyendo en la CSP. Al respecto, trabajando con Molisoles de la Región Pampeana Argentina, Rubio *et al.* (2008) encontraron diferencias significativas en el índice de sorción de P entre suelos del norte y sur de esta región. Si bien no profundizan en el origen de las mismas, ellos sugieren que la zona sur, donde se incluye el área aquí estudiada, tendría características mineralógicas que elevarían la capacidad de sorción de fosfatos del suelo. Ellos indican que el mayor contenido de materiales piroclásticos en los loess de sur pampeano respecto de aquellos presentes en otros Molisoles le otorga a los suelos mayor CSP. Esta característica composicional explicaría los resultados obtenidos en nuestro estudio.

Los óxidos e hidróxidos de Al y Fe, así como la CSP calculada a partir de estos, presentaron relación con otras variables. La Tabla 5.8 muestra la matriz de correlaciones obtenida para TP y TB. Las relaciones más relevantes fueron seleccionadas para un efectuar un análisis de regresión a fin de dilucidar su comportamiento con mayor detalle.

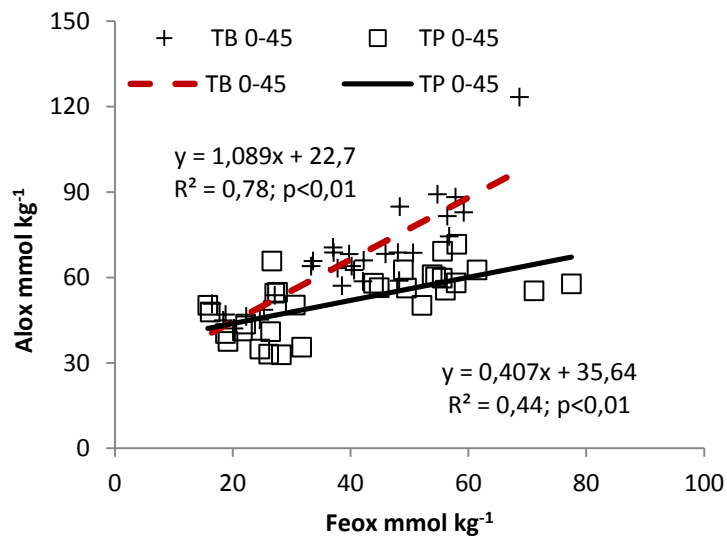
**Tabla 5.8.** Matriz de correlaciones de las distintas variables determinadas para los tratamientos pastizal (TP, mitad superior derecha; n=30) y bosque (TB, mitad inferior izquierda; n=30).

	Alox	Feox	CSP	Arcilla	Arena	COT	pH
Alox		0,66 **	0,86 **	0,76 **	-0,84 **	0,41 *	0,44 *
Feox	0,88 **		0,95 **	0,83 **	-0,65 **	0,85 **	0,05
CSP	0,98 **	0,96 **		0,87 **	-0,79 **	0,74 **	0,21
arcilla	0,20	0,45 *	0,32		-0,68 **	0,54 **	0,26
Arena	-0,61 **	-0,71 **	-0,67 **	-0,54 **		-0,52 **	-0,53 **
COT	0,64 **	0,63 **	0,65 **	0,17	-0,24		-0,22
pH	-0,55 **	-0,39 *	-0,49 **	0,32	-0,23	-0,60 **	

(\*) ó (\*\*) indican diferencias entre tratamientos con  $p < 0,05$  ó  $p < 0,01$ . Alox y Feox= óxidos amorfos de aluminio y hierro; CSP= capacidad de sorción de fósforo; COT= carbono orgánico total.

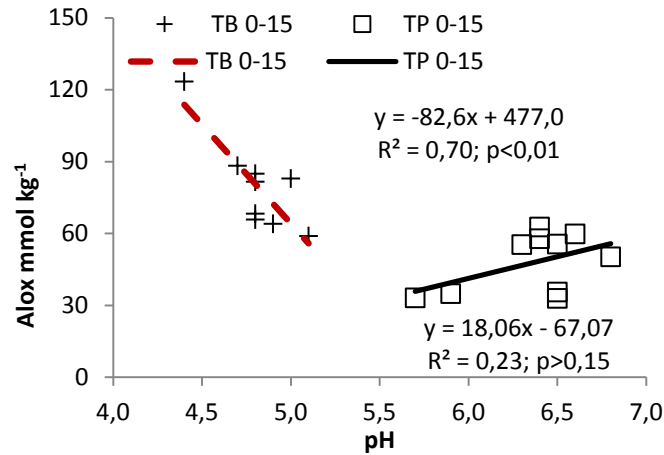
El  $Al_{ox}$  amorfo estuvo fuertemente correlacionado con el  $Fe_{ox}$ , mostrando regresiones significativas entre ambas variables, tanto para TP como para TB (Fig. 5.4), aunque con ajustes distintos para cada tratamiento ( $p < 0,05$ ). Para el pastizal, la recta mostró baja pendiente y un coeficiente de determinación de 0,44; mientras que para el bosque el ajuste fue superior, explicando el  $Fe_{ox}$  el 78% del contenido de  $Al_{ox}$ . En relación a TP, el bosque

mostró mayores valores de  $Al_{ox}$  a similares contenidos de  $Fe_{ox}$  (mayor pendiente), en consonancia con lo observado en la comparación de medias en 0-15 cm.



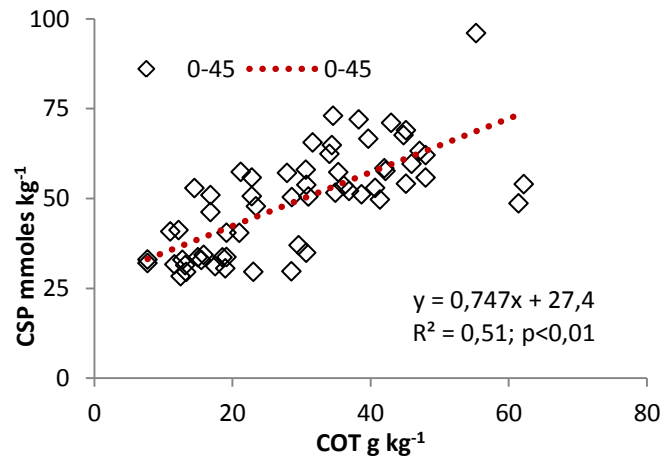
**Figura 5.4.** Análisis de regresión entre óxidos amorfos de hierro ( $Fe_{ox}$ ) y aluminio ( $Al_{ox}$ ) para muestras de los tratamientos pastizal (TP, □; n=30) y bosque (TB, +; n=30). Las rectas son diferentes ( $p < 0,05$ ), indicando que existen dos poblaciones distintas.

Dado que los materiales originarios de los suelos comparados son similares, los resultados indican una liberación de Al amorfo en TB, vinculada a la alteración de los minerales presentes, aunque sin modificaciones sustanciales sobre la dinámica del hierro edáfico. En este sentido, los niveles de acidez observados en TB, junto con una mayor producción de ácidos orgánicos (eficientes extractantes de Al), también confirmarían la ocurrencia de procesos de hidrólisis ácida de silicatos con liberación de Al ya señalada por Amiotti *et al.* (2000; Tabla 5.7). En los primeros 15 cm de suelo, donde el bosque muestra mayores contenidos de  $Al_{ox}$ , se observa que éste tiene una relación significativa e inversa con el pH, aunque sólo para TB, dado que en TP la tendencia no fue significativa (Fig. 5.5). La ecuación obtenida indica que con la disminución en una unidad de pH, el  $Al_{ox}$  aumenta aproximadamente unos 82 mmol  $kg^{-1}$  en los suelos bajo pinos ( $R^2=0,70$ ). Este importante incremento en la liberación de Al, que incluso llega a doblar el contenido observado en TP, ocurre a valores de  $pH < 5,0$ . Una mayor concentración de  $Al_{ox}$ , estaría indicando un incremento en los sitios de adsorción de fosfatos.



**Figura 5.5.** Análisis de regresión entre óxidos amorfos de aluminio ( $Al_{ox}$ ) y pH para los primeros 15 cm de suelo de los tratamientos pastizal (TP, □, n=10) y bosque (TB, +, n=10).

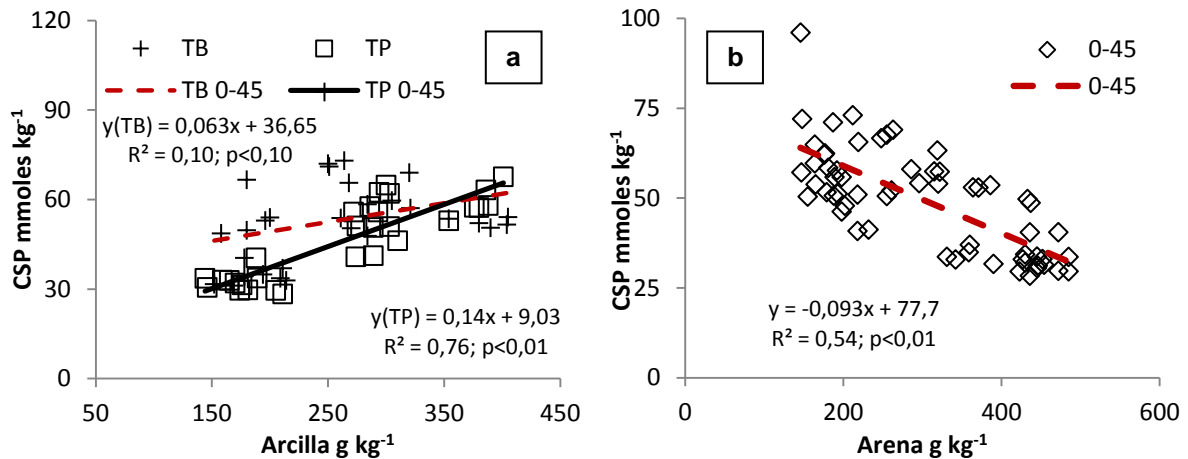
El contenido de materia orgánica también se relacionó significativamente tanto con el contenido de  $Al_{ox}$ , como de  $Fe_{ox}$ , es decir con la CSP (Tabla 5.8). A diferencia del pH, el COT presentó el mismo ajuste con CSP para ambos tratamientos y las tres profundidades ( $p > 0,25$ ), por lo que se tomaron los datos en su conjunto. El análisis muestra una relación positiva, con COT explicando un 51% de la variabilidad del CSP (Fig. 5.6).



**Figura 5.6.** Análisis de regresión entre el contenido de carbono orgánico total (COT) y la capacidad de sorción de fósforo (CSP) para los primeros 45 cm de suelo (ambos tratamientos, N=60).

Además del pH y COT, las fracciones minerales (arcilla y arena) también mostraron una fuerte relación con el contenido de amorfos ( $Al_{ox}$  y  $Fe_{ox}$ ) y la CSP que depende de ellos (Figs. 5.7a y b). La arcilla se relacionó estrechamente con la CSP en TP ( $R^2=0,87$ ;  $p < 0,01$ ), pero en un grado mucho menor en TB ( $R^2=0,10$ ;  $p < 0,10$ ). Por su parte, la fracción arena

presentó ajustes elevados con la CSP (Fig. 5.7b), siendo ambos similares en los suelos de los dos tratamientos ( $p>0,20$ ), por lo que no hubo diferenciación de poblaciones para este parámetro.



**Figura 5.7.** Análisis de regresión entre el contenido de arcilla y la capacidad de sorción de fósforo (CSP, 5.7a) para los tratamientos pastizal (TP, n=30) y bosque (TB, n=30); y entre el contenido de arena y la capacidad de sorción de fósforo (CSP, 5.7b, N=60).

Dada la multiplicidad de factores que se interrelacionan con la CSP y la ocurrencia de interrelaciones entre distintos parámetros, se procedió a la selección de un modelo predictivo de CSP a partir de los datos disponibles. La Tabla 5.9 muestran variables predictoras diferentes para TP y TB cuando se consideran las tres profundidades (0- 15; 15- 30 y .30-45 cm). Ambas regresiones constan de dos parámetros y representan el 87% de la variabilidad de la CSP en cada caso.

**Tabla 5.9.** Variables básicas seleccionadas para el modelo de predicción de la capacidad de sorción de fósforo (CSP) con sus parámetros estadísticos para los tratamientos pastizal (TP, n=30) y bosque (TB, n=30).

TP	0-45 cm			TB	0-45 cm		
Parámetro	Estimación	E.E.	p-valor	Parámetro	Estimación	E.E.	p-valor
Constante	8,1	3,09	0,0144	Constante	170,06	10,8	<0,0001
Arcilla	1,08	0,13	<0,0001	Arena	-1,12	0,09	<0,0001
COT	0,40	0,09	0,0001	pH	-15,7	1,7	<0,0001
N	30			N	30		
R <sup>2</sup>	0,87			R <sup>2</sup>	0,87		
<b>Ecuación</b>	<b>CSP<sub>(TP)</sub> = 8,1+1,08*Arcilla+0,40*COT</b>			<b>Ecuación</b>	<b>CSP<sub>(TB)</sub> = 170-1,12*Arena-15,7*pH</b>		

E.E. = Errores estándar. p-valor indica la significancia estadística de los parámetros de la regresión.

Para TP, la arcilla y el COT fueron las variables que mejor explicaron la variación en CSP, mientras que en TB fueron la fracción arena y el pH. Si bien en principio estas diferencias en las variables regresoras son confusas, un análisis más profundo permite su parcial dilucidación. En TP los suelos se encuentran en un estado de cuasi-equilibrio, con una reacción levemente ácida a neutra y sin perturbaciones en cuanto a la entrada o salida de información del sistema; aquí la capacidad de sorción de P está asociada a las cargas superficiales de los coloides, es decir las arcillas y la materia orgánica. Estas inferencias concuerdan con lo referido por numerosos autores (Pierzynski *et al.*, 1990; Harris *et al.*, 1996; Zhang *et al.*, 2005).

En los suelos bajo *P. radiata*, el pH se ve modificado en forma significativa, ya sea respecto de TP, como también en profundidad dentro de TB, alterando procesos físico-químicos y biológicos. De esta manera, al impactar sobre otras variables y tener un rango de valores más amplio bajo los árboles el pH es un parámetro de mayor importancia en los rodales forestales, explicando gran parte del efecto observado sobre la CSP.

La inclusión de la fracción arena en la regresión para TB es poco clara. Una posible explicación se vincularía a la función y ubicación del Al, el cual en algunos suelos ácidos se presenta tanto como catión de intercambio, como revistiendo las partículas minerales, como los granos de arena (Fox *et al.*, 1990b). Un estudio micromorfológico junto a otros análisis complementarios permitirían confirmar o rechazar esta explicación. En este sentido, trabajando sobre Molisoles cercanos a Cabildo (Bs. As.), Suñer & Galantini (2008) utilizaron micrografías electrónicas para detectar sustancias fosfatadas cristalizadas sobre partículas del tamaño de las arenas. Los autores indican que las sustancias halladas resultarían de una cristalización temporal de fosfatos de calcio -y posiblemente otros fosfatos- en condiciones de alta concentración de P producidas por el agregado de fertilizantes. De estar ocurriendo un proceso similar en los suelos bajo estudio, esta fracción puede actuar como estructura soporte para la cristalización de fosfatos con elementos afines como Al y Fe. Confirmar esta hipótesis requiere profundizar la investigación mediante estudios específicos.



Otra posibilidad es que la arena este mostrando el efecto combinado de las fracciones arcilla+limo sobre la CSP. Ibia & Udo, (1993) trabajando en suelos de Nigeria, han demostrado que tanto la arcilla como el limo contribuyen significativamente a la adsorción de P en algunos suelos. Lookman *et al.* (1995) relacionaron el contenido de arcilla y limo con la capacidad de sorción de P en un estudio a gran escala en Bélgica. Harris *et al.* (2005) investigaron el efecto de los recubrimientos de arcilla y limo en suelos arenosos de Florida (EEUU) sobre la retención de fosfatos. Estos últimos concluyeron que mientras la fracción arcilla influyó de forma significativa en los procesos de adsorción-desorción de fosfatos sobre las partículas de arena, el limo no mostró la misma capacidad. Resultados similares obtuvieron Scalenghe *et al.* (2007) al determinar el índice de capacidad de adsorción de fosfatos para arcilla, limo y arena por separado. Ellos determinaron que las fracciones de limo y arena poseen menor índice por unidad de peso respecto del suelo en su conjunto, a la vez que la arcilla mostró un comportamiento contrario. En general, las fracciones limo y arena son raramente incluidas en las investigaciones debido a su menor superficie específica, cargas superficiales y reactividad en relación a las arcillas, por lo que normalmente no son priorizadas.

Restringiendo el análisis para la capa superficial de suelo (0-15 cm), donde normalmente se desarrollan la mayor parte de las raíces y la actividad biológica es más intensa, la explicación de la CSP se ve sensiblemente simplificada. En esta porción del perfil, la fracción arcilla en TP y arena en TB mostraron un nivel de predicción de aproximadamente 90% (Tabla 5.10). Dilucidar la razón de estos resultados requiere profundizar la investigación.

Una de las mayores diferencias entre estos modelos, radica en los valores de pH. En principio, las muestras con reacción neutra o levemente ácida ( $\text{pH} > 5,8$ ), estarían representadas por la ecuación correspondiente a TP. Las muestras moderada a fuertemente ácidas; con  $\text{pH} < 5,8$ ; tendrían a la arena como variable regresora. Se eligió el valor de  $\text{pH} = 5,8$  como umbral dado que es el punto en el cual los dejan de estar asociados al Ca

para asociarse al Al cuando la actividad de H<sup>+</sup> aumenta (Lindsay (1979) citado por Pierzynski *et al.*, 1990).

**Tabla 5.10.** Variables básicas seleccionadas para la predicción de la capacidad de sorción de fósforo (CSP) en los primeros 15 cm de suelo y sus parámetros estadísticos para los tratamientos pastizal (TP; n=10) y bosque (TB; n=10).

TP				TB			
0-15 cm				0-15 cm			
Parámetro	Estimación	E.E.	p-valor	Parámetro	Estimación	E.E.	p-valor
Constante	7,73	5,04	0,163	Constante	91,77	3,71	<0,0001
Arcilla	1,57	0,19	<0,0001	Arena	-1,01	0,11	<0,0001
n	10			n	10		
R <sup>2</sup>	0,90			R <sup>2</sup>	0,92		
<b>Ecuación CSP (TP)=7,73+1,57*Arcilla</b>				<b>Ecuación CSP (TB)=91,77-1,01*Arena</b>			

E.E. = Errores estándar. p-valor indica la significancia estadística de los parámetros de la regresión.

Respecto a lo observado para otras fracciones de P inorgánico, el oxalato se comportó como el extractante más eficiente, siendo capaz de solubilizar mayores cantidades de P en comparación a la técnica de Bray-Kurtz la cual utiliza ácidos inorgánicos fuertes (Tabla 5.11). Resultados similares obtuvieron Maguire y Sims (2002) y Sims *et al.* (2002) al comparar los resultados de P extraído con oxalato y con el método de Mehlich 3, y Nelson *et al.* (2005) contrastando P<sub>ox</sub>, el que resultó aproximadamente un 70-80% del Pt. Por otro lado, Fox & Comerford (1992) observaron que el P extractable con oxalato depende fuertemente de la concentración de este último, incluso a valores tan bajos como 0,5 mM, como las encontradas en la solución del suelo bajo coníferas. En el presente estudio, se utilizó el reactivo de Tamm, el cual tiene una concentración sensiblemente superior (0,275 M). Esto permitió extraer la totalidad, o al menos la mayor parte, de los fosfatos susceptibles al intercambio de ligandos, proceso activo por el cual el oxalato reemplaza a otras moléculas liberando P a la solución.

La tendencia general observada para P<sub>ox</sub> fue similar a la obtenida para otras fracciones lábiles, siendo significativamente superior bajo *P. radiata* en 0-45 cm respecto del pastizal. Para las tres capas evaluadas, las diferencias entre tratamientos fueron comparables, siendo el P<sub>ox</sub> aproximadamente tres veces superior en TB respecto de la referencia.

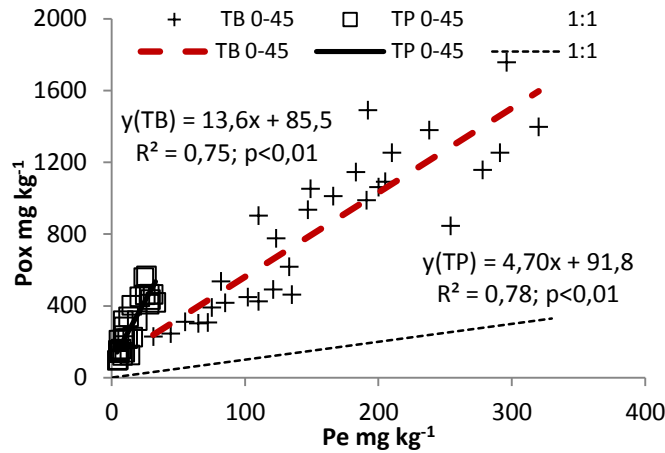
**Tabla 5.11.** Concentraciones medias de fósforo extraído con oxalato de amonio ( $P_{ox}$ ) en muestras de suelo (0-45 cm) para los tratamientos pastizal (TP, n=30) y bosque (TB, n=30). Las cantidades se expresan en  $mmoles\ kg^{-1}$  y  $mg\ kg^{-1}$  a fin de facilitar la comparación con otros estudios.

Tratamiento	TP	TB	TP	TB
Variable	$P_{ox}$		$P_{ox}$	
Prof.cm	----- $mmoles\ kg^{-1}$ -----		----- $mg\ kg^{-1}$ -----	
<b>0-15</b>	9,5 (2,2)	<b>30,8 (3,6) **</b>	294 (69)	<b>970 (109) **</b>
<b>15-30</b>	10,4 (2,2)	<b>28,4 (3,6) **</b>	321 (69)	<b>878 (109) **</b>
<b>30-45</b>	7,7 (2,2)	<b>20,6 (3,6) **</b>	238 (69)	<b>638 (109) **</b>

Errores estándar entre paréntesis. (\*) o (\*\*) indican diferencias entre tratamientos con  $p < 0,05$  o  $p < 0,01$ .

El  $P_{ox}$  se relacionó estrechamente con el  $P_e$ , tanto en TP como TB, explicando respectivamente el 75 y 78% de la variabilidad observada (Fig. 5.8). Sin embargo, es evidente en las regresiones obtenidas, que el oxalato reaccionó de modo diferencial en los suelos de ambos tratamientos, observándose una pendiente más pronunciada en TP respecto de TB ( $p < 0,05$ ). Esto estaría indicando que el oxalato no sólo es más eficiente solubilizando la fracción afectada por la solución extractante de Bray-Kurtz, sino que además alcanza a otras fracciones diferentes, originando las dos poblaciones observadas en la Fig. 5.8. Al respecto, Freese *et al.* (1992) y Peltovuory *et al.* (2002) tuvieron resultados similares al comparar concentraciones de  $P_{ox}$  que excedían en algunos casos la suma de fracciones inorgánicas obtenidas mediante otros métodos. Según los autores, esta situación se produce en suelos calcáreos con alta proporción de fosfatos asociados al Ca (minerales tipo apatita poco meteorizados), lo que explicaría la fuerte pendiente del gráfico en los suelos de pastizal donde la proporción de Ca es mucho más importante que bajo la copa de los pinos (Amiotti *et al.*, 2000).

La presencia de poblaciones claramente diferenciadas al comparar  $P_{ox}$  con  $P_e$ , respaldaría la hipótesis de que los pinos afecta no sólo la cantidad de fósforo presente en el suelo, sino también su calidad o composición química estructural. Dada la multiplicidad de formas de P en el suelo, las cuales dependen, entre otras cosas, de la abundancia del elemento, el pH, las superficies adsorbentes, COT, etc, la profunda modificación del ambiente edáfico bajo *P. radiata*, pudo crear condiciones para la transformación de las formas químicas de P.



**Figura 5.8.** Análisis de regresión entre fósforo extractable con oxalato de amonio ( $P_{ox}$ ) y P extractable por el método Bray-Kurtz ( $P_e$ ) para los tratamientos pastizal (TP,  $\square$ ;  $n=30$ ) y bosque (TB,  $+$ ;  $n=30$ ), y relación 1:1 para fines comparativos.

De acuerdo a lo esperado en base a las concentraciones de  $P_{ox}$ , los valores obtenidos de  $GSP_{ox}$  fueron diferentes entre tratamientos (Tabla 5.12), con TB mostrando nuevamente los porcentajes más elevados para las tres profundidades respecto de TP. Las diferencias halladas son altamente significativas, siendo el  $GSP_{ox}$  bajo pino aproximadamente un 150% superior al valor detectado en la línea de base. La saturación máxima para ambos tratamientos se observó en 15-30 cm, mientras que 0-15 y especialmente 30-45 cm mostraron valores algo menores.

**Tabla 5.12.** Grado de saturación de fósforo ( $GSP_{ox}$ ) para los tratamientos pastizal (TP,  $n=30$ ) y bosque (TB,  $n=30$ ).

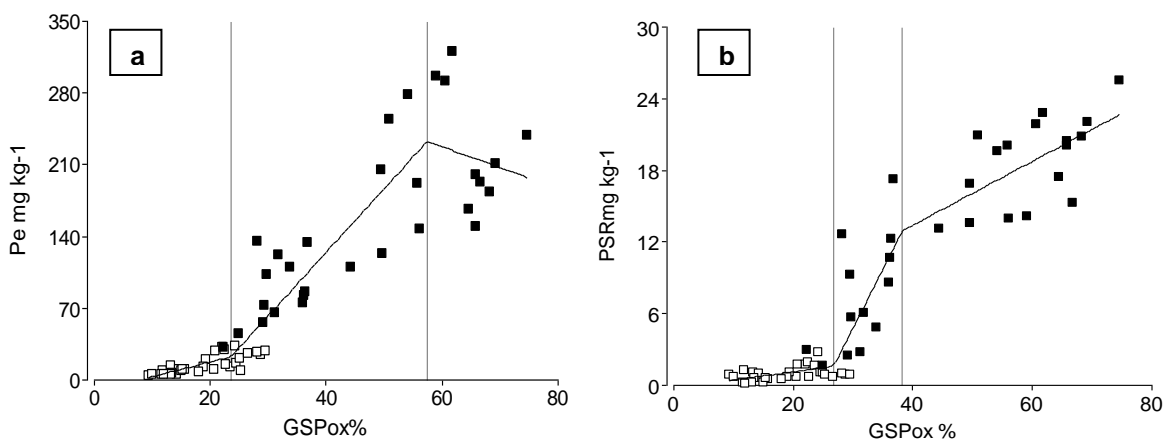
Tratamiento	TP	TB
Variable	$GSP_{ox}$	
Prof. cm	-----%-----	
<b>0-15</b>	19,4 (3,0)	<b>46,3 (4,2) **</b>
<b>15-30</b>	20,7 (3,0)	<b>52,5 (4,2) **</b>
<b>30-45</b>	17,1 (3,0)	<b>43,7 (4,2) **</b>

Errores estándar entre paréntesis. (\*) ó (\*\*) indican diferencias entre tratamientos con  $p < 0,05$  ó  $p < 0,01$ .

Para la determinación de la existencia de un punto de cambio se procedió a comparar el  $GSP_{ox}$  con las distintas fracciones de fósforo lábil ( $P_e$  y  $PSR$ ) mediante análisis de regresión de tres tramos. La Fig. 5.9 muestra las regresiones obtenidas entre  $GSP_{ox}$ - $P_e$  y  $GSP_{ox}$ - $PSR$ .

Dado el amplio rango de saturación analizado (con un mínimo de 9,4% y un máximo de 74,7%), el análisis efectuado detectó dos puntos de cambio significativos para la relación  $GSP_{ox}$ -Pe. El gráfico correspondiente se observa en la Fig. 5.9a, mientras que los parámetros numéricos y ecuaciones se muestran en la Tabla 5.13. La primera inflexión ocurre con  $GSP_{ox}=23,5\%$  y  $Pe=22,5 \text{ mg kg}^{-1}$ , luego del cual los valores de Pe se incrementan considerablemente con pequeños cambios en el  $GSP_{ox}$ . En relación al primer tramo de la regresión, el contenido de Pe en las muestras ubicadas en el segundo tramo ( $23,5\% > GSP_{ox} < 57,5\%$ ), aumenta a una tasa cuatro veces mayor. La interpretación correspondiente indica que a saturaciones superiores a 23,5% o contenidos de Pe mayores a  $22,5 \text{ mg kg}^{-1}$ , existe un aumento acelerado en el contenido de fósforo extractable.

Respecto de los tratamientos, es interesante destacar que sólo una muestra correspondientes a TB se ubicó en el primer tramo del gráfico, siendo el resto todas correspondientes al pastizal. En el segundo tramo del gráfico, sólo ocho puntos pertenecen a TP y se ubican cercanos al punto de cambio, mientras que los restantes representan valores correspondientes al tratamiento bosque.



**Figura 5.9.** Análisis de regresión de tres tramos entre el grado de saturación de fósforo ( $GSP_{ox}$ ) y la concentración de fósforo extractable (Pe, 5.9a;  $N=60$ ) y entre el grado de saturación de fósforo ( $GSP_{ox}$ ) y fósforo soluble reactivo (PSR, 5.9b;  $n=60$ ). En la figura 5.9b se identificaron los tratamientos pastizal (TP,  $\square$ ;  $n=30$ ) y bosque (TB,  $\blacksquare$ ;  $n=30$ ) a fin de visualizar su distribución.

**Tabla 5.13.** Valor numérico y valor del estadístico “p” de los puntos de cambio y ecuación lineal para cada tramo de recta de las relaciones GSP<sub>ox</sub>-Pe y GSP<sub>ox</sub>-PSR (Figura 5.7).

	<b>GSP<sub>ox</sub> %</b>	<b>P mg kg<sup>-1</sup></b>	<b>p-valor</b>	<b>Ecuación</b>
<b>GSP<sub>ox</sub>-Pe</b>				
<b>1º tramo</b>	-	-		-11,3+1,44*GSPox
<b>2º tramo</b>	23,5 (3,8)	22,5	<0,01	22,5+6,20*(GSPox-23,5)
<b>3º tramo</b>	57,5 (3,5)	233	<0,01	233,1-2,04*(GSPox-57,5)
<b>GSP<sub>ox</sub>-PSR</b>				
<b>1º tramo</b>	-	-		-0,28+0,07*GSPox
<b>2º tramo</b>	26,7 (1,7)	1,59	<0,01	1,59+0,99*(GSPox-26,7)
<b>3º tramo</b>	38,1 (3,2)	12,9	<0,01	12,9+0,27*(GSPox-38,1)

Errores estándar entre paréntesis. p-valor indica la significancia estadística del punto de cambio.

En el último tramo del gráfico, a muy alta saturación de P, mayor a 58%, los datos indican que no habría incrementos de la concentración de Pe, sino que existiría una disminución de la misma. Si bien el segundo PC es significativo (Tabla 5.13), sería necesario contar con un mayor número de muestras con muy alta saturación, para evaluar fehacientemente el comportamiento de las variables. Con los datos disponibles en este estudio, el rango que está por encima del segundo PC es acotado (GSP<sub>ox</sub>>57,5% ó Pe>233 mg kg<sup>-1</sup>) y a partir de la distribución de los puntos en el gráfico no se observa una tendencia contundente en la nube de datos. A pesar de esto, el comportamiento observado a muy alta saturación de P abre el interrogante de si este segundo PC estaría indicando la concentración a partir de la cual la abundancia de P sería tal que desencadenaría procesos químicos tendientes a disminuir el Pe, como por ejemplo la re-adsorción o precipitación en formas menos disponibles (Larsen, 1967, McGechan & Lewis, 2002), de modo similar a lo observado por Suñer & Galantini (2008) en micrografías. Las relaciones Poc-Pe y Poc-PSR señaladas en el Capítulo IV (Figs. 4.7 g y h y 4.9 a y b) son congruentes con estas transformaciones. En ambos casos, las elevadas concentraciones de Poc halladas en TB se relacionaron estrechamente con los altos contenidos de Pe y PSR. De esta manera, el equilibrio químico con contenidos muy elevados de Pe, parece estar indicando la formación de fosfatos ocluidos, principalmente P-Al, dado la mayor concentración de Al<sub>ox</sub> en la capa superficial de TB (Tabla 5.7).

Considerando la relación  $GSP_{ox}$ -PSR, la Fig. 5.9b muestra la existencia de dos PC bien definidos, el primero de los cuales ocurre a  $GSP_{ox}= 26,7\%$  y  $PSR=1,59 \text{ mg kg}^{-1}$ . En este caso, del mismo modo a lo ocurrido en  $GSP_{ox}$ -Pe, los casos situados antes del PC pertenecen casi en su totalidad al tratamiento pastizal, ubicándose sólo dos muestras de TB en esta zona, mientras que aquellos situados luego del mismo pertenecen en su gran mayoría a suelos bajo bosque. Sumado a esto, en el segundo tramo del gráfico, la tasa de desorción de fosfatos es más de diez veces superior a la registrada en el primer tramo. Estos datos permiten afirmar que la implantación de *P. radiata* en suelos de pastizales, no solo incrementó la concentración de PSR, sino que la magnitud del mismo afectó la dinámica de adsorción-desorción de fosfatos en el suelo, produciendo una saturación significativa e incrementando más de diez veces la tasa de desorción de estos de la fase mineral. El segundo PC ocurre a muy altas concentraciones de fosfatos en solución ( $PSR=12,9 \text{ mg kg}^{-1}$ ) y un porcentaje de saturación medio ( $GSP_{ox}=38,1\%$ ). A diferencia de lo observado en la relación  $GSP_{ox}$ -Pe, la concentración de PSR en el tercer tramo del gráfico no disminuye, sino que continúa incrementándose, aunque a menor tasa respecto del segundo tramo, a la vez que la cantidad de puntos que ajustan la ecuación es superior, otorgándole mayor robustez al análisis.

Estudios comparables llevados a cabo por Hughes *et al.* (2000) reportan un PC para P disponible por el método de Olsen comprendido entre 35 y 40  $\text{mg P kg}^{-1}$ , similares a los hallados en esta investigación, pero sensiblemente inferiores a los 53  $\text{mg P kg}^{-1}$  en promedio obtenido por Mejias *et al.* (2013) para Andisoles de Chile. Hooda *et al.* (2000) trabajando con varios tipos de suelos en Inglaterra, obtuvo para el mismo parámetro valores de 10% del GSP. Igual porcentaje fue determinado por Ilg *et al.* (2005), para Spodosoles arenosos y arenoso-francos de Alemania. Mientras que valores sensiblemente más elevados fueron determinados por Maguire & Sims (2002) para Udults y Psammentes estadounidenses. Ellos establecieron que luego de un  $GSP=56\%$ , el P presente en los lixiviados se incrementa significativamente. Si bien los autores no indagaron en las razones de los valores observados para el GSP, remarcan la analogía entre la concentración agrónomicamente

óptima y la excesiva de P, y el punto de cambio encontrado en el GSP. Más recientemente, Nair *et al.* (2004) estimaron un PC de entre 16 y 20% para suelos arenosos de Florida, EEUU. Abdala *et al.* (2012) trabajando con Oxisoles, determinó un punto de cambio con un PSR de  $0,92 \text{ mg kg}^{-1}$ , lo que correspondía en su trabajo a 22,7% de saturación de la capacidad de sorción de P, mientras que Mejias *et al.* (2013) reporta para P soluble reactivo un nivel crítico excepcionalmente bajo de  $0,16$  a  $0,92 \text{ mg kg}^{-1}$ .

Considerando las referencias, el primer PC registrado en nuestro trabajo, tanto para Pe ( $19,3\%$  y  $22,5 \text{ mg P kg}^{-1}$ ) como para PSR ( $21,5\%$  y  $1,65 \text{ mg P kg}^{-1}$ ), están dentro de los rangos reportados para suelos sin materiales amorfos en su constitución. Desde el punto de vista agronómico, estos resultados se encuentran dentro del "óptimo", esperando nula o baja respuesta al agregado de fertilizantes en suelos agrícolas (Rubio *et al.*, 2008). Sin embargo, es de destacar que los valores obtenidos para los suelos de TB son más elevados que aquel correspondiente al primer punto de cambio, ratificando la existencia de un posible riesgo de que el P retenido débilmente sea movilizado hacia abajo con la solución del suelo. Más aún, hay suficientes indicios de que este proceso está activo, dado que capas subsuperficiales de profundidad media (30-45 cm) se encuentran saturadas por encima del PC, evidenciando un enriquecimiento con fosfatos desde capas suprayacentes. Si bien hasta el momento no se ha considerado la actividad forestal como posible fuente de polución, no existirían razones para descartar la posibilidad de lixiviación profunda de P de modo tal que éste pudiese alcanzar capas de agua subsuperficiales o incluso corrientes superficiales produciendo la salida de este elemento fuera de los límites del ecosistema.

A fin de establecer la magnitud del proceso de lixiviación de fosfatos, se propone expandir la línea de investigación, con énfasis en situaciones puntuales de alto aporte de nutrientes incluyendo horizontes más profundos. Adicionalmente se requiere analizar con mayor profundidad el rol de las distintas fracciones granulométricas respecto de la dinámica fosfórica en los suelos estudiados.



#### **5.4. Comparación de metodologías alternativas ( $GSP_{Bray}$ - $GSP_{ox}$ ) para evaluar el grado de saturación con fósforo**

Desde que Heckrath *et al.* (1995) introdujeron el concepto de “punto de cambio” en la concentración de P disponible, distintos autores utilizan al P, Al, y Fe extraídos con oxalato para el cálculo del grado de saturación de P del suelo ( $GSP_{ox}$ ) como método de referencia para evaluar el riesgo de pérdida y contaminación de aguas con P edáfico. Sin embargo, la determinación requiere una técnica laboriosa y equipamiento especializado no siempre disponible, lo que la excluye de los análisis de rutina en la mayoría de los países, por lo que estos datos no figuran en general en los bancos de información existentes (Hughes *et al.*, 2000; Shang *et al.*, 2013). Por estas razones, diversos investigadores han comparado distintos métodos tratando de establecer una relación entre la técnica de referencia ( $GSP_{ox}$ ), y otras adaptadas a la utilización de datos obtenidos en los análisis de rutina (Maguire & Sims, 2002; Nair & Graetz, 2002; Sims *et al.*, 2002; Nair & Harris, 2004).

En la Argentina, uno de los métodos más utilizados para evaluar el contenido de P extractable ( $Pe$ , lábil o disponible) de un suelo es el desarrollado por Bray-Kurtz. En la literatura internacional, no hemos encontrado referencias sobre la utilización de esta técnica para evaluar el GSP. En el ámbito nacional, Pose *et al.* (2012) indagaron en este aspecto cuantificando el  $GSP_{Bray}$  utilizando valores de  $Pe$  obtenidos por Bray-Kurtz junto al índice de adsorción de P (ISP). Si bien los autores no determinaron un punto de cambio en los suelos analizados, ellos encontraron una relación estrecha entre  $GSP_{Bray}$  y  $Pe$  y también entre  $GSP_{Bray}$  y  $PSR$ , concluyendo que altos valores de saturación de P conllevan alto riesgo de pérdida de este elemento por escurrimiento. A pesar de los avances realizados por Pose *et al.* (2012), no hay en la literatura otras referencias sobre la determinación de puntos de cambio utilizando  $GSP_{Bray}$ , ni sobre el ajuste de los resultados con aquellos provenientes de la aplicación del método  $GSP_{ox}$ . La validación del método alternativo propuesto, abriría la posibilidad de calcular el  $GSP_{Bray}$  mediante una sencilla determinación de laboratorio (ISP) y utilizando datos disponibles en Argentina. Esto permitiría diferenciar situaciones donde

existen condiciones predisponentes para la pérdida de fosfatos por lixiviación o escurrimiento.

Al contrastar los métodos para determinar el grado de saturación de P del suelo, se observó que el  $GSP_{Bray}$  fue adecuado cuando se utilizan diversos suelos con un amplio rango de saturación aunque no resultó tan preciso como el de referencia ( $GSP_{ox}$ ). La utilización de parámetros como el ISP o  $Al_{ox}$  y  $Fe_{ox}$ , permitió conocer la capacidad actual del suelo para adsorber fosfatos con ambos métodos. Mientras que el ISP, variable más empírica, mostró cierta sensibilidad a los cambios de pH, no se relacionó significativamente con  $Al_{ox}$ ,  $Fe_{ox}$  o con la suma de ambos (CSP), tanto cuando se consideraron todas las profundidades en conjunto (Tabla 5.14) como cuando fueron tomadas por separado (datos no mostrados). En cambio,  $Al_{ox}$  mostró un comportamiento estrechamente ligado al pH, especialmente cuando éste fue menor a 5,0 (Fig. 4.5). Esta ausencia de correspondencia entre ISP y  $Al_{ox}$  estaría indicando que la sensibilidad y precisión del ISP no es suficiente para cuantificar los sitios de adsorción en forma confiable.

**Tabla 5.14.** Coeficientes de correlación entre el índice de sorción de fósforo (ISP; N=60), la capacidad de sorción de fósforo (CSP) y los contenidos de óxidos amorfos de aluminio ( $Al_{ox}$ ) y ( $Fe_{ox}$ , mitad inferior izquierda) y su significancia estadística (mitad superior derecha).

	ISP	CSP	$Al_{ox}$	$Fe_{ox}$
ISP		0,13	0,38	0,07
CSP	0,20		<0,01	<0,01
$Al_{ox}$	0,12	0,89		<0,01
$Fe_{ox}$	0,24	0,92	0,64	

Comparaciones similares realizaron Sims *et al.* (2002). En un completo estudio orientado a la adaptación del  $GSP_{ox}$  a los estándares norteamericanos, ellos analizaron horizontes superficiales y subsuperficiales de un gran número de suelos y hallaron correlaciones significativas entre Fe y Al extraídos con oxalato y con el método Mehlich 3. Mientras que para Fe la relación fue menor y los datos más dispersos ( $r=0,44$ ), para Al la misma fue más robusta y confiable ( $r=0,85$ ). En otro estudio similar donde se incluyeron perfiles heterogéneos de cinco series de suelos de Delaware (EE.UU.), Maguire & Sims (2002)

hallaron altos coeficientes de determinación tanto para Al ( $R^2=0,93$ ) como para Fe ( $R^2=0,87$ ) al comparar los resultados de las extracciones realizadas con oxalato y Mehlich 3. En ambos estudios, los autores proponen el reemplazo de la técnica original por el método de Mehlich 3, basándose en las correlaciones obtenidas. La ventaja principal radica en la posibilidad de utilizar los bancos de datos ya existentes, pues la determinación de estos parámetros forma parte de los análisis de rutina en la caracterización de suelos estadounidenses. En Argentina, este tipo de determinaciones no son tan frecuentes, ya que no se incluyen en los análisis convencionales de suelos, por lo que esta metodología no sería hoy aplicable a gran escala. El ISP, variable de fácil determinación y necesaria para cuantificar  $GSP_{Bray}$ , no mostró buena correlación con Al y Fe a diferencia de otras técnicas, ratificando que la capacidad real de retención de fosfatos se ve erróneamente estimada.

Por otra parte, el  $GSP_{Bray}$  no mostró buena sensibilidad al utilizar al Pe como variable dependiente, dado que el análisis no fue capaz de detectar PC, los cuales si se observaron utilizando el método de referencia ( $GSP_{ox}$ ). Esto desestimaría la posibilidad de utilizar valores de Pe como variable dependiente, mientras que  $GSP_{Bray}$  fue capaz de detectar claramente un punto de cambio cuando se usó el PSR.

La Tabla 5.15 muestra los índices estadísticos obtenidos utilizando ambos métodos al contrastar el GSP con el PSR. A diferencia del método de referencia donde se hallaron tres ajustes lineales a la nube de datos (Fig. 5.9b), el análisis para  $GSP_{Bray}$  encontró un solo PC significativo, dando origen a dos ajustes lineales (Fig. 5.3b). El punto de cambio fue en  $GSP_{Bray}=19,0\%$ , aproximadamente un 8% por debajo del obtenido con  $GSP_{ox}$ , siendo la concentración de PSR correspondiente  $0,41 \text{ mg kg}^{-1}$  menor.

Estos resultados indican que el método  $GSP_{Bray}$  fue menos sensible en la detección de cambios en la tendencia de los datos, especialmente a muy altos valores de  $GSP_{Bray}$  y PSR. Sin embargo la técnica demostró ser útil para distinguir al menos un punto de cambio, el primero y más importante, explicado aquí por las diferencias en el uso de la tierra entre tratamientos. Este PC exhibió un valor menor respecto del obtenido con  $GSP_{ox}$ , aunque el

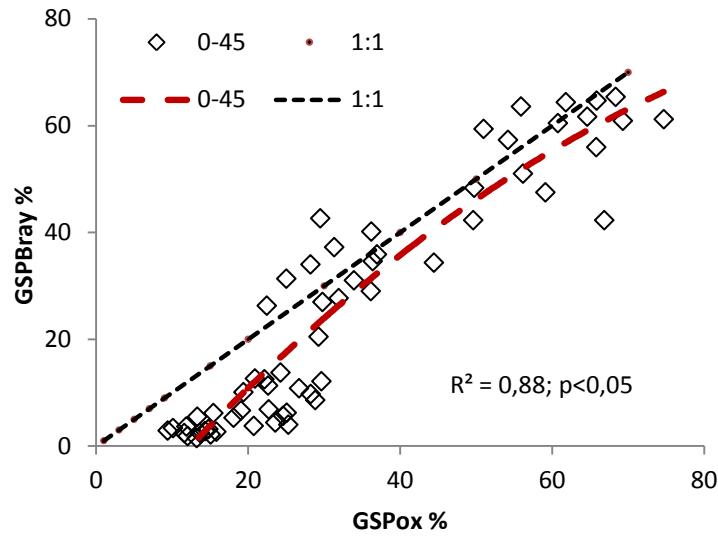
mismo corresponde a una concentración 35% mayor de PSR en  $GSP_{Bray}$ , indicando un umbral menos estricto desde el punto de vista ambiental respecto de  $GSP_{ox}$  (Tabla 5.15).

**Tabla 5.15.** Comparación entre las dos técnicas de determinación del grado de saturación de fósforo ( $GSP_{Bray}$  y  $GSP_{ox}$ ): parámetros numéricos y puntos de cambio obtenidos para cada método.

	<b>GSP%</b>	<b>P mg kg<sup>-1</sup></b>	<b>p-valor</b>	<b>Ecuación</b>
<b>GSP<sub>Bray</sub>-PSR</b>				
<b>1º tramo</b>	-	-		$0,25+0,10 \cdot GSP_{Bray}$
<b>2º tramo</b>	19,0 (5,3)	2,15	<0,01	$2,15+0,44 \cdot (GSP_{Bray}-19,03)$
<b>GSP<sub>ox</sub>-PSR</b>				
<b>1º tramo</b>	-	-		$-0,28+0,07 \cdot GSP_{ox}$
<b>2º tramo</b>	26,7 (1,7)	1,59	<0,01	$1,59+0,99 \cdot (GSP_{ox}-26,7)$
<b>3º tramo</b>	38,1 (3,2)	12,9	<0,01	$12,9+0,27 \cdot (GSP_{ox}-38,1)$

Errores estándar entre paréntesis. p-valor indica la significancia estadística del punto de inflexión.

La comparación de los valores obtenidos entre ambas técnicas, así como el análisis de regresión, se presentan en la Fig. 5.10. El ajuste entre  $GSP_{ox}$ - $GSP_{Bray}$  fue de tipo polinómico de segundo grado y explicó el 88% de la variabilidad observada. Los límites inferior y superior del intervalo de confianza, así como su valor p se muestran en la Tabla 5.16. En el gráfico es posible observar el comportamiento de  $GSP_{Bray}$ , el cual muestra baja sensibilidad en el rango de 0-15%, donde se obtuvieron varios valores similares para distintos valores de  $GSP_{ox}$ . A mayores niveles de saturación, los valores entre las dos técnicas tienen mayor similitud entre sí, a pesar de que el método alternativo no haya detectado puntos de cambios a altos GSP. Comparaciones similares entre métodos realizaron Maguire & Sims (2000) y Sims *et al.* (2002) utilizando Mehlich 3 como extractante. En ambos casos existieron tendencias lineales o cuasi-lineales y coeficientes de determinación del 92 y 94% respectivamente. El contraste de los datos obtenidos en este estudio con los reportados en la literatura señala que el método alternativo propuesto debe ser mejorado para aumentar su sensibilidad, especialmente en suelos con muy bajos valores de saturación. Sin embargo, se destaca que el método muestra mejor desempeño con amplios rangos de valores, particularmente cuando el  $GSP > 15\%$ . Esto concuerda con lo reportado por Koopmans *et al.* (2002), quienes estudiando las relaciones *q-i* recomiendan utilizar suelos con amplios rangos de saturación con P para mejorar la sensibilidad del método.



**Figura 5.10.** Análisis de regresión entre los resultados obtenidos del grado de saturación de fósforo determinado por los métodos  $GSP_{ox}$  y  $GSP_{Bray}$  del total de muestras analizadas (N=60) y relación 1:1.

**Tabla 5.16.** Parámetros numéricos de la ecuación resultante del análisis de regresión entre los resultados de dos métodos de determinación del grado de saturación de fósforo ( $GSP_{ox}$  y  $GSP_{Bray}$ ; N=60; Fig. 5.10).

Coefficiente	Estimación	E.E.	LI(95%)	LS(95%)	p-valor
<b>Constante</b>	-20,8	4,41	-29,63	-11,98	<0,0001
<b><math>GSP_{ox}</math></b>	2,14	0,33	1,48	2,81	<0,0001
<b><math>GSP_{ox}^2</math></b>	-0,01	0,01	-0,02	-1,70E-03	0,0225
<b>Ecuación</b>	$GSP_{Bray} = -0,01 * GSP_{ox} + 2,14 * GSP_{ox} - 20,8$				

E.E.=Errores estándar. LI y LS= límite inferior y superior con un intervalo de confianza del 95%. p-valor= indica significancia estadística.

De los resultados obtenidos y las comparaciones realizadas, surge que sólo se recomienda la utilización del método de determinación del  $GSP_{Bray}$  en situaciones donde no se dispone del equipamiento o reactivos necesarios para la determinación del método de referencia ( $GSP_{ox}$ ). En estos casos  $GSP_{Bray}$  aporta valores orientativos pues la sensibilidad de detección de PC depende de la amplitud del rango de PSR analizado. No se recomienda la utilización de este método si la variable dependiente a comparar es Pe por Bray-Kurtz.

### **5.6 Riesgo de lixiviación de fósforo en relación al grado de saturación**

Tradicionalmente se ha considerado al P desde un enfoque casi exclusivamente agronómico, atendiendo principalmente a la relación entre la disponibilidad de éste en el

suelo y el requerimiento de los cultivos. Dentro de este paradigma, el P se consideraba como un elemento poco móvil, dado que su forma de transporte dentro del suelo y la rizosfera está gobernado por difusión, mecanismo que se caracteriza por ser gradual, lento y cubrir distancias cortas, siendo detectable la migración del mismo luego de cientos o miles de años de evolución del *solum* (Larsen, 1967; Frossard *et al.*, 1989; Vitousek & Farrington, 1997; Addiscott & Thomas, 2000). Sin embargo, desde hace ya un tiempo y especialmente en las últimas décadas, diversas investigaciones han demostrado que bajo ciertas condiciones, además de la pérdida de nutrientes asociada a la erosión, existe un transporte de P a medias y largas distancias dentro de suelo o incluso fuera del mismo en escala de tiempo muy acotadas, pudiendo afectar cursos o espejos de agua (Ulén *et al.*, 2007). Estos resultados han forzado la reconsideración de los servicios ecosistémicos del suelo, valorizando la faceta ambiental, ampliamente relegada por el aspecto productivista (Sims *et al.*, 1998; Ulén *et al.*, 2007; Rubaek *et al.*, 2013).

En situaciones donde la pendiente, y por ende la escorrentía superficial y el potencial de erosión hídrica no son importantes, la lixiviación profunda de moléculas fosforadas puede constituir en algunos casos una pérdida importante del este elemento. El riesgo de ocurrencia de este proceso está ligado a la intervención antrópica como resultado de la modificación del *cuasi*-equilibrio de los suelos alcanzado durante su evolución natural. Más aún, normas de clasificación como la taxonomía americana de suelos adoptada en la Argentina y muchos otros países, segrega epipedones antrópicos, relacionados con gran historia de uso agrícola, utilizando el contenido de P como parámetro determinante (USDA, 1999).

En muchos países, especialmente aquellos con sistemas de producción intensivos, la intervención antrópica se vincula al uso de enmiendas orgánicas como el estiércol, práctica muy difundida pues además de aportar una variedad de nutrientes y materia orgánica al suelo, resuelve el destino de los desechos originados en la producción animal (Nair & Graetz, 2002; Nelson *et al.*, 2005; Abdala, *et al.*, 2012). Estos sistemas de producción serían eficientes, ya que se complementan muy bien al utilizar los desperdicios animales como

nutrientes vegetales. Sin embargo, en muchos casos los aportes de estiércol no están optimizados, recibiendo típicamente mayor cantidad aquellas granjas o chacras cercanas a la fuente (Rubaek *et al.*, 2013). La eficiencia de uso también se ve afectada cuando el aporte se efectúa en base a la necesidad de nitrógeno del cultivo, sin tener en cuenta la proporción de los demás elementos.

Los estiércoles en general se caracterizan por una relación N:P entre 1:1 y 4:1, mientras que la mayoría de los cultivos y pasturas requieren una relación 8:1, originando un remanente de P en cada aplicación si la misma persigue el fin de aportar de N (Heckrath *et al.*, 1995; Sharpley, 1995; Chardon & van Faassen, 1999; Zhang *et al.*, 2005; Abdala *et al.*, 2012). La repetición de estas prácticas en el tiempo ha originado diversos problemas principalmente en países europeos, donde las técnicas de cultivo orgánico tienen pleno auge, motivando numerosas investigaciones sobre esa temática. Si bien la mayor parte de los trabajos modernos se refieren a este tipo de fertilizaciones orgánicas, el uso abusivo de fertilizantes inorgánicos fosforados provoca un efecto similar (Pose *et al.*, 2012). Si bien los rodales de *P. radiata* en la zona de Ventania no han recibido aportes externos de P, en esta investigación se ha demostrado un incremento de las fracciones fosforadas inorgánicas bajo los árboles, originando un exceso de fósforo en el suelo comparable a los producidos por fertilización inorgánica u orgánica.

Existen en la literatura referencias de pérdidas de P en sistemas naturales o poco alterados por fertilización, sin embargo resulta difícil hallar información completa que relacione el contenido de P en el suelo con su grado de saturación y con las concentraciones reales de P en lixiviados recolectados de lisímetros *in situ* o en drenajes parcelarios. Por otra parte, la variedad de técnicas utilizadas por los investigadores agregan dificultad cuando se pretende realizar comparaciones (Koopmans *et al.*, 2002). La confrontación de la información existente en la literatura con aquella generada en esta investigación explicitada más adelante en esta sección, tiene el objetivo de reportar casos documentados de lixiviación de P, con la finalidad presentar una evaluación mas abarcativa respecto del potencial riesgo de

polución ambiental que constituiría una consecuencia no deseada del cambio de uso de la tierra en el área de estudio.

Dado que los suelos minerales en condiciones naturales poseen una capacidad de retención de P mucho mayor al contenido del mismo, el movimiento de este elemento, y por ende sus pérdidas, se ven restringidas en forma importante en ausencia de aportes externos (Sims *et al.*, 1998; Frossard *et al.*, 2000). Una de las primeras referencias respecto del movimiento de P en profundidad es la de Bryan (citado por Sims *et al.*, 1998), quien en 1933 reportó P lixiviado a profundidades de 90 cm en suelos arenosos de Florida (EE.UU.) excesivamente fertilizados. De allí en más se elaboraron diferentes trabajos que reportaron resultados similares (Sims *et al.*, 1998). Un estudio más reciente realizado por Wood (1984) sobre rodales de especies forestales sin fertilizar (sub-saturados), indaga a su vez en los factores edáficos que afectan el movimiento vertical del P en el suelo. El autor indica pérdidas de P edáfico tan bajas como  $7 \text{ g ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$  lo que se traduce en concentraciones  $<0,001 \text{ mg L}^{-1}$  en las corrientes de agua de la cuenca. Como causantes de la eficiente captación del P, el autor menciona mecanismos de retención biológicos en el horizonte A y geoquímicos, principalmente presencia de óxidos de Fe y Al, en subsuperficie. Si bien en el trabajo no se estima ningún parámetro de saturación, si se evaluó la concentración de P en equilibrio, destacando la gran capacidad de adsorber fosfatos de los horizontes subsuperficiales, indicando una importante capacidad remanente de sitios de adsorción. De forma similar, Heckrath *et al.* (1995) evaluaron en la antigua estación experimental inglesa de Broadbalk en Rothamsted, una concentración máxima de P  $<0,23 \text{ mg L}^{-1}$  en el agua de drenajes parcelarios en suelos agrícolas no fertilizados, con un contenido de P Olsen de  $7 \text{ mg kg}^{-1}$ . Si bien estos valores son muy superiores a los obtenidos por Wood (1984), el máximo de  $0,23 \text{ mg P L}^{-1}$ , ocurrió luego de un mes excepcionalmente lluvioso, siendo el promedio general mucho menor. Además, la presencia de drenajes parcelarios artificiales a escasa profundidad (65 cm), redujo la distancia a recorrer por los fosfatos, disminuyendo la posibilidad de ser retenidos en horizontes profundos, los que normalmente poseen gran capacidad de sorción de P.



En Molisoles arcillosos suecos (Haploboroles uderticos) con uso agrícola y escaso aporte de P de fertilizantes, Djodjic *et al.* (2000) midieron pérdidas de P menores a  $0,3 \text{ kg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ . Estos investigadores dieron importancia a la lixiviación ocurrida a través de los poros de flujo preferencial, concluyendo que gran proporción del P era movilizado en episodios discretos caracterizados por intensas precipitaciones (tormentas). En un trabajo similar, Maguire & Sims (2002) relacionaron el  $\text{GSP}_{\text{ox}}$  con el contenido de P en lixiviados obtenidos a partir de cilindros de suelo intactos, hallando que los suelos por debajo del punto de cambio mostraban concentraciones de  $\text{P} < 0,1 \text{ mg L}^{-1}$  en los lixiviados. En una publicación posterior (Sims *et al.*, 2002), los autores afirman estos conceptos y agregan que los contenidos críticos de PSR correspondientes a concentraciones ambientalmente seguras de los lixiviados se encuentran comprendidos en el rango de  $1,0 - 3,0 \text{ mg kg}^{-1}$ . Abdala *et al.* (2012) por su parte estudiando el efecto del agregado de cama de pollo en Oxisoles brasileiros, observaron en el tratamiento control (sin agregado de fertilizantes) concentraciones de P menores a  $0,05 \text{ mg L}^{-1}$  en lixiviados recolectados con lisímetros, lo que se correspondió con bajos niveles de saturación de P en el suelo y con un contenido de P Mehlich 3 menor a  $10 \text{ mg kg}^{-1}$ .

Aún cuando la información existente es heterogénea, su cotejo con los resultados obtenidos en nuestro trabajo permite deducir que los suelos de pastizal analizados no presentan un riesgo importante de lixiviación de fosfatos. A pesar que los 15 cm superficiales muestran los valores más elevados de Pe y PSR, el movimiento vertical descendente sería mínimo dado que se cumplen al menos cuatro condiciones que lo impiden o al menos lo restringen en forma importante: a) su  $\text{GSP}_{\text{ox}}$  se encuentra en todos los casos por debajo del punto de cambio o muy cercano a este, b) la concentración de PSR se encuentra dentro del rango indicado por Sims *et al.* (2002) como de escasa probabilidad de lixiviación, mientras que los valores de Pe no son excesivos y se encuentran dentro del óptimo de muchos cultivos, parámetro adicional tenido en cuenta por Heckrath *et al.* (1995), Maguire & Sims (2002) y Sims *et al.* (2002) para evaluar el riesgo de lixiviación; c) las capas subsuperficiales evaluadas muestran contenidos significativamente inferiores de Pe y PSR respecto de la

superficial ( $p < 0,05$ ), mientras que su CSP es similar, indicando que estas capas actúan como una zona buffer de fosfatos, como ha sido señalado en otros trabajos (Sharpley *et al.*, 1995; Nelson *et al.*, 2005); d) no se ha detectado presencia de capas de agua (napa freática) dentro del metro de profundidad en las diversas visitas al sitio experimental (suelos bien drenados), ni rasgos morfológicos indicativos de hidromorfismo. Sin embargo, en algunos sitios se observó la presencia cercana de cursos de agua no permanentes, lo que podría actuar como medio de transporte de elementos fuera del ecosistema en caso de que estos últimos alcancen el cauce.

Un factor que favorece la pérdida de P es la presencia de poros de flujo preferencial, los que pueden disminuir significativamente la longitud y tortuosidad del camino a recorrer por la solución del suelo hacia profundidades mayores (Djodjic *et al.*, 2000; Turner & Haygarth, 2000; Backnäs *et al.*, 2012). Estas “vías rápidas” dentro del suelo, están constituidas por grietas, cuevas y macroporos realizados por insectos, pequeños animales y raíces muertas. Estos rasgos son particularmente importantes en suelos bien estructurados con medio o alto contenido de arcilla que no sufren disturbio mecánico, aunque también han sido descritos en suelos arenosos con abundante presencia de roca y cobertura forestal (Backnäs *et al.*, 2012). El flujo de agua por este medio es máximo con eventos puntuales de precipitaciones intensas en condiciones de suelo seco, o con el derretimiento del hielo durante la primavera en climas fríos. La dilucidación del efecto de la existencia de vías de flujo preferencial en los suelos es compleja y requiere metodología específica. Su análisis excede los alcances de esta tesis, sin embargo, su rol en la lixiviación de fosfatos desde horizontes superficiales abre otro interrogante a ser develado en futuras investigaciones.

A pesar de la influencia desconocida de los poros de flujo preferencial en los suelos de TP, sigue siendo poco probable la existencia de un riesgo importante de lixiviación de fosfatos hacia cursos de agua cercanos. Por el contrario, los suelos de los rodales de *P. radiata* muestran varios parámetros indicativos de alto riesgo de polución. En ellos, las concentraciones de Pe y PSR sobrepasan los umbrales establecidos en la literatura como óptimos para los cultivos (Tabla 5.4) y evidencian porcentajes de saturación que exceden el

punto de cambio desde la superficie hasta los 45 cm (Tabla 5.12). Si bien no se determinó el  $GSP_{ox}$  a mayor profundidad, es razonable pensar que las mismas podrían estar saturadas por encima del PC si se considera como referencia su contenido promedio de Pe ( $65 \text{ mg kg}^{-1}$ ) y PSR ( $2,4 \text{ mg kg}^{-1}$ ) entre los 75-90 cm (Tablas 4.3 y 4.10). Esto incrementa marcadamente la posibilidad de lixiviación profunda y/o pérdida de P.

Adicionalmente, si bien las condiciones climáticas son idénticas respecto del pastizal, la presencia de los pinos altera significativamente el régimen de humedad del suelo, extrayendo más agua del mismo respecto de las praderas (Davis, 1994; Guidens *et al.*, 1997; Jackson *et al.*, 2005), a la vez que las precipitaciones se concentran alrededor del tronco como consecuencia del factor bio-hidrológico, originando un flujo de agua que puede llegar a quintuplicar los registros de lluvias (Amiotti *et al.*, 2000). Estas diferencias más acusadas entre los estados de humedad y sequía podría a su vez incrementar la migración vertical de la solución del suelo a través de los poros de flujo preferencial ya descriptos. Además, el agua de lluvia que escurre contra los troncos arrastra consigo ácidos orgánicos (Backnäs *et al.*, 2012), lo que incrementaría el movimiento de formas de P asociadas al Fe y/o Al mediante el mecanismo de intercambio de ligandos, especialmente en los poros de flujo preferencial cercanos al eje de los árboles.

En condiciones de suelos con alto o muy alto contenido de P como las observadas en los rodales de pino, existen reportes de pérdidas importantes de este elemento. Al respecto, Heckrath *et al.* (1995) observaron concentraciones de P disuelto de hasta  $2,8 \text{ mg L}^{-1}$  en el agua de drenaje de parcelas sobre-fertilizadas con una concentración de P Olsen en los suelos de  $90 \text{ mg kg}^{-1}$ . Turner & Haygarth (2000) evaluaron distintas formas de P lixiviados desde cuatro tipos de suelos contenidos en lisímetros. Ellos hallaron concentraciones llamativamente bajas ( $<0,3 \text{ mg L}^{-1}$ ) en el agua de drenaje colectada, considerando que los suelos recibieron anualmente una fertilización de  $40 \text{ kg P ha}^{-1}$ . Los autores estimaron pérdidas de P anuales que oscilaron entre  $0,2$  y  $0,6 \text{ kg ha}^{-1}$ . Estos valores son sensiblemente más bajos respecto a los mencionados en otros estudios, probablemente

debido a la metodología utilizada pues los lixiviados fueron recolectados a una profundidad de 135 cm, duplicando a la considerada por Heckrath *et al.* (1995).

En una investigación similar, McDowell & Sharpley (2001) analizaron el agua de drenaje de columnas de suelo sin disturbar fertilizadas con diferentes dosis de estiércol. Los autores midieron concentraciones de P con alto potencial de eutrofización, de hasta 3,2 mg P L<sup>-1</sup>, en los lixiviados de las columnas con GSP superiores al PC. Ellos concluyeron que la fertilización excesiva de los suelos, especialmente en aquellos que ya poseen un alto nivel de Pe, incrementa la movilidad descendente de este elemento, aumentando el riesgo de lixiviación profunda. En su revisión sobre lixiviación de P a cursos de agua en algunos países del N de Europa, Ulén *et al.* (2007) mencionan a la agricultura como el uso de la tierra que más P aporta a los espejos de agua. Ellos indican que la contaminación difusa está muy extendida, con pérdidas anuales promedio de entre 0,3 a 6 kg ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>. Abdala *et al.* (2012) indican que con altos aportes de estiércol (50 Mg ha<sup>-1</sup>) el P lixiviado puede aumentar desde << 0,05 mg L<sup>-1</sup> hasta 0,96 mg L<sup>-1</sup>, incrementándose considerablemente el aporte de este nutriente a los cursos de agua.

En base a las referencias, es evidente que el rango de concentraciones de P en lixiviados profundos es ampliamente variable según las condiciones del suelo, clima y uso. Esto vuelve no factible cuantificar una posible salida de fosfatos mediante la lixiviación profunda de la solución del suelo. Sin embargo, el riesgo de pérdida de fosfatos en plantaciones de *P. radiata* en la zona de Ventania es ampliamente superior respecto de la condición natural, dado que: a) sus valores de GSP<sub>ox</sub> son mayores al punto de cambio; b) las concentraciones de PSR son elevadas y las de Pe son agrónomicamente excesivas, no sólo en las capas aquí evaluadas (0-15, 15-30 y 30-45 cm), sino también a mayor profundidad en el espesor 45-90 cm; c) Existen condiciones más favorables en TB respecto de TP para la formación de poros de flujo preferencial activos.

Los resultados obtenidos y las investigaciones realizadas en los rodales de *P. radiata*, indican que la intervención antrópica a través de cambios en el uso de la tierra originó un posible foco de contaminación difusa al incrementar significativamente el grado de

saturación con fósforo del suelo, generando condiciones que aumentan notablemente el riesgo de lixiviación de fosfatos del sistema, lo que podría afectar en última instancia cursos y cuerpos de agua.



## CAPITULO VI

### Conclusiones

El reemplazo de la vegetación natural por rodales de *P. radiata* en el área de Ventania desencadenó procesos de acidificación acelerados, observables tanto en los horizontes orgánicos con valores promedio de pH=4,7; como en las capas minerales de suelo. En estas últimas ocurrió una disminución muy significativa de la reacción en toda la profundidad del perfil estudiado (0-90 cm), con caídas promedio extremas de 1,4 hasta 0,3 unidades de pH para las capas 0-15 cm y 75-90 cm respectivamente. Los procesos de acidificación resultaron particularmente acentuados en los primeros 30 cm del suelo mineral, lo que presupone una pérdida de cationes básicos y por ende una reducción de su fertilidad, así como un probable deterioro de las estructuras cristalinas de sus constituyentes minerales. En este sentido, la forestación de tierras de pastizales tuvo un impacto ambiental negativo al disminuir sensiblemente la calidad del recurso suelo, componente primario del ecosistema.

El suelo mineral bajo TB incrementó su contenido de COT en un 39% (69,9 Mg ha<sup>-1</sup>) y el de Nt en un 30% (4,7 Mg ha<sup>-1</sup>) en 0-90 cm respecto de TP. Considerando también a los horizontes orgánicos, el secuestro adicional se eleva a 112 Mg COT ha<sup>-1</sup> y 6,5 Mg Nt ha<sup>-1</sup>, lo que resultó en una tasa de incorporación anual total de 1,72 Mg COT ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> y 0,10 Mg Nt ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>, de los cuales 1,06 Mg COT ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> y 71,8 kg Nt ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> corresponden al perfil mineral. La distribución vertical de COT y Nt también resultó significativamente alterada bajo los árboles pues ambos fueron incorporados a mayor profundidad respecto de lo observado en los suelos de pastizal. Los resultados obtenidos confirman la elevada eficiencia de *P. radiata* para secuestrar CO<sub>2</sub> atmosférico y retenerlo como MO en diferentes compartimentos de distinto alcance temporal en el suelo. En este sentido, el piso forestal (horizontes O) constituye una reserva de carbono lábil o de corto plazo, en tanto que el COT

almacenado en el suelo mineral tiene un mayor alcance temporal debido a la protección que ejercen los minerales del suelo y a las condiciones poco favorables para la actividad microbiana bajo bosque (alta acidez, elevadas relaciones C/N, entre otras).

Los horizontes O conformaron también, una reserva adicional de P acumulando en promedio  $172 \text{ kg ha}^{-1}$ . Estos constituyen un nuevo compartimento, ausente bajo la vegetación gramínea original. La dinámica de P también resultó significativamente alterada en todo el perfil del suelo mineral bajo *P. radiata*, registrándose incrementos tanto en la concentración como en el stock de  $P_{\text{ext}}$ . Bajo los árboles se verificó un aumento de  $2.245 \text{ kg P ha}^{-1}$  en 0-90cm, lo que representa un incremento del orden del 30% respecto de la línea de base. Las fracciones inorgánicas ( $P_i$  y  $P_{oc}$ ), fueron las que contribuyeron en mayor proporción al  $P_{\text{ext}}$ , resultando ambas significativamente mayores en TB en todo el perfil. En contraposición a los notorios aumentos en las fracciones inorgánicas, no se hallaron diferencias significativas en el contenido de P orgánico ó en la actividad enzimática de las fosfatasas ácidas en ninguna de las capas minerales entre los tratamientos contrastados. En cambio, existió una AFA muy elevada en los horizontes orgánicos de TB, con un orden de magnitud 10 veces superior respecto de la registrada en 0-15 cm. El  $P_e$ , también biodisponible, fue superior bajo los pinos (0-90 cm), mostrando incrementos de su concentración de hasta ocho veces respecto de TP.

La acumulación de fracciones lábiles de fósforo no derivaría de una mayor mineralización actual. El  $P_e$  presentó una estrecha relación con el pH en 0-90 cm y especialmente en 0-15 cm, donde la mayor actividad de los protones explicó casi el 70% de su variabilidad. En los suelos más ácidos, característicos de TB, se produciría la disolución de fosfatos de calcio no lábiles presentes en los materiales originarios. Esto explica en parte los mayores incrementos registrados para  $P_e$  en las capas superficiales caracterizadas por sus pH más ácidos (<5,5). En contraposición, contenidos muy elevados de  $P_e$ , sólo hallados en TB,



fueron relacionados con mayores contenidos de  $P_{oc}$ , lo que indicaría que cierta proporción del  $P_e$  precipitaría como fosfatos insolubles pasando a formar parte de la fracción ocluida.

Si bien los suelos forestales presentaron mayores contenidos de P en todo el perfil respecto de aquellos evolucionados bajo vegetación de pastizal, los notables incrementos registrados para las distintas fracciones inorgánicas de P bajo los pinos no pudieron ser vinculados a zonas específicas de extracción. Posiblemente en árboles longevos como los estudiados, la demanda de nutrientes es baja en tanto que es alta la tasa de retorno al suelo a través de los restos vegetales. La mayor acumulación de P dentro de los rodales podría ser explicada por el aporte continuo de materiales orgánicos ricos en P (trozos de corteza, ramas, acículas, conos, semillas, etc) que de manera ininterrumpida se acumula en el piso del bosque.

Las diferencias significativas en la concentración de fosfatos solubles reactivos observadas al contrastar ambos tratamientos, ratifican que la alteración de la dinámica vertical del P bajo los árboles es un proceso que permanece activo. En TB, la concentración de PSR fue máxima en los horizontes O y superiores en todas las capas del perfil mineral respecto de aquellas bajo vegetación de pastizal. La hojarasca que constituye los horizontes orgánicos del suelo forestal posee muy baja capacidad de retención de fosfatos, por lo que el flujo percolativo descendente trasladaría el P inicialmente a las capas minerales superficiales y posteriormente a las más profundas.

La incorporación de mayores cantidades de P en los horizontes superficiales de los suelos bajo los pinos afectó significativamente la dinámica de adsorción-desorción de este elemento respecto de la línea de base. La CSP estuvo en general dentro del rango reportado para suelos no fijadores de P en ambos tratamientos, de modo que todos los suelos de pastizal y la mayoría bajo bosque retienen baja cantidad de fosfatos. Sin embargo, en la capa superficial de TB, el incremento de  $Al_{ox}$  detectado indujo a un aumento de la CSP del orden del 30%. A pesar de ello, el grado de saturación con fósforo fue aproximadamente un 150% mayor bajo los pinos, producto de la acumulación de este elemento en el ecosistema forestal. Asimismo, la presencia de mayores cantidades de aluminio extractable en los

suelos bajo los árboles ratificaría la ocurrencia de procesos de hidrólisis ácida de los minerales constituyentes de la fase sólida.

El análisis estadístico de la relación  $GSP_{ox}$ -PSR indicó la presencia de dos puntos de inflexión significativos. El primero, resultó más importante ya que refleja en forma precisa el cambio de uso de la tierra al separar eficientemente los tratamientos evaluados. Mientras que los suelos de pastizal mostraron GSP menores a dicho punto de cambio, aquellos bajo los pinos se situaron en su mayoría por encima de éste. El efecto de la implantación de *P. radiata* en suelos de pastizales sobre la dinámica de adsorción-desorción de fosfatos en el suelo, generó una saturación significativa incrementando más de diez veces la tasa de desorción de fosfatos de la fase mineral respecto de la línea de base. Si bien no se encontraron referencias en la literatura nacional e internacional que considere a la actividad forestal como potencial fuente de polución, no existirían razones para descartar la posibilidad de lixiviación profunda de P. Si las condiciones hidrológicas favorecen la percolación, el fósforo alcanzaría capas de agua subsuperficiales o incluso corrientes superficiales. En este escenario podría producirse la salida de este elemento fuera de los límites del ecosistema, favoreciendo en casos extremos procesos de eutrofización por aporte de nutrientes.

La información generada muestra efectos ambientales contrapuestos e incompatibles con los principios de sustentabilidad resultantes del cambio de uso la tierra. La adopción de una práctica recomendada para disminuir la concentración de  $CO_2$  atmosférico mostró elevada eficacia para tal propósito. Sin embargo, la forestación con *P. radiata* en tierras de pastizales tuvo efectos detrimentales sobre el recurso suelo que afectan drásticamente su calidad e incluso genera un potencial riesgo de polución de origen biológico que trasciende los límites de los rodales. La posibilidad de deterioro del ecosistema debe ser evaluada a la hora de seleccionar las especies forestales a implantar, si se contempla el desarrollo forestal como una opción de producción justificada, al menos en parte, en la pretensión de contribuir a mitigar el cambio climático global.

## BIBLIOGRAFÍA

1. Abdala B., Ghosh A., da Silva I., de Novais R. & Venegas V. 2012. Phosphorus saturation of a tropical soil and related phosphorus leaching caused by poultry litter addition. *Agr., Ecosys. Environ.* 162:15-23.
2. Achat D., Bakker M., Zeller B., Pellerin S., Bienaimé S. & Morel C. 2010. Long-term organic phosphorus mineralization in Spodosols under forest and its relation to carbon and nitrogen mineralization. *Soil Biol. Biochem.* 42: 1479-1490.
3. Achat D., Augusto L., Bakker M., Gallet-Budynek A. & Morel C. 2012. Microbial processes controlling P availability in forest Spodosols as affected by soil depth and soil properties. *Soil Biol. Biochem.* 44: 39-48.
4. Addiscott T., & Thomas D. 2000. Tillage, mineralization and leaching: phosphate. *Soil Till. Res.* 53:255-273.
5. Aerts R. 1995. The advantages of being evergreen. *Trends Ecol. Evol.* 10: 402-407.
6. Agustí J. & Lordkipanidze D. 2011. How "African" was the early human dispersal out of Africa?. *Quaternary Sci. Rev.* 30 (11-12): 1338-1342.
7. Alfredsson H., Condron L., Clarholm M. & Davis M. 1998. Changes in soil acidity and organic matter following the establishment of conifer on former grassland in New Zealand. *Forest Ecol. Manag.* 112: 245-252.
8. Amiotti, N., Zalba, P., Sánchez L. & Peinemann, N. 2000. The impact of single trees on properties of loess-derived grassland soil in Argentina. *Ecology* 81: 3283-3290.
9. Amiotti, N., Bravo, O., Zalba, P., & Peinemann, N. 2007. "Effect of landscape position on the acidification of loess-derived soil under *Pinus radiata*". *Austral Ecol.* 32: 534 – 540.
10. Amiotti N., Villalba V., Zalba P. & Schmidt E. 2012. Cantidad y calidad de la materia orgánica en ecosistemas forestales antrópicos. *Actas XIX Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo.* 16 al 20 de abril, Mar del Plata, Argentina.
11. Amiotti N., Zalba P., Ares A. & Rossi J. 2013. Coniferous afforestation increases soil carbon in maritime sand dunes. *Archives of agronomy and soil science* 59(2):289-304.
12. Ares, A. 1991. Relaciones entre factores de sitio y el crecimiento de coníferas implantadas en Sierra de la Ventana (Bs. As.). Tesis Magister, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.
13. Bache B.W. & Williams E.G. 1971. A phosphate sorption index for soils. *J. Soil Sci.* 22: 289–301.
14. Backnäs S., Laine-Kaulio H. & Kløve B. 2012. Phosphorus forms and related soil chemistry in preferential flowpaths and the soil matrix of a forested podzolic till soil profile. *Geoderma* 189-190:50-64.
15. Belton M., O'Connor K. & Robson A. 1996. Phosphorus levels in topsoils under conifers plantations in Cantenbury high country grasslands. Research report N° 96/04. Lincoln University, Canterbury, New Zealand.
16. Bengoetxea N. G. 2009. Estructura y dinámica de la materia orgánica del suelo en ecosistemas forestales templados: de lo particular a lo general. Tesis doctoral. Universidad del País Vasco.
17. Berg B. 2000. Litter decomposition and organic matter turnover in northern forest soils. *Forest Ecol. Manag.* 133: 13-22.
18. Binkley D. & Richter D. 1987. Nutrient cycles and H<sup>+</sup> budgets of forest ecosystems. *Adv. Ecol. Res.* vol. 16.
19. Binkley D. & Giardina C. 1998. Why do tree species affects soils? The Warp and Woof of tree soil interactions. *Biogeochemistry* 42: 89-106.
20. Blanco M. del C. & Stoops G. 2007. Genesis of pedons with discontinuos argilic horizons in the Holocene loess mantle of the southern Pampean landscape, Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 23:30-45.
21. Bolan N., Adriano D., Kunhiskrishnan A., James T., McDowell R. & Senesi N. 2011. Dissolved organic matter: biogeochemistry, dynamics and environmental significance in soils. *Adv. Agron.* 110.

22. Bravo F., del Río M., Bravo-Oviedo A., Del Peso C. & Montero G. 2008. Forest management strategies and carbon sequestration. *Managing forest ecosystems: The challenge of climate change*. Springer Science + Business Media B. V.
23. Bremner J. 1996. Nitrogen-Total. In: *Methods of soil analysis. Part 3. Chemical methods*. SSSA Book Series nº 5. Segoe Rd., Madison, WI 53711, USA.
24. Brevik E. & Hartemink A. 2010. Early soil knowledge and the birth and development of soil science. *Catena* 83: 23-33.
25. Buduba C. G. 2006. Modificaciones en el pH y contenido de materia orgánica en suelos del ecotono estepa/bosque andino patagónico por implantación de pino ponderosa. Tesis de Doctorado. Convenio Facultad de Agronomía-UBA e Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA).
26. Bünemann E. & Condon L. 2007. Phosphorus and sulphur cycling in terrestrial ecosystems. In: *Soil Biology vol. 10: „Nutrient cycling in terrestrial ecosystems“*. Eds. Marschner P. & Rengel Z. Springer-Verlag.
27. Campo A., Rosell P., Benedetti G. & Gil V. 2012. Geografía física del sudoeste Bonaerense: Guía de observaciones de Campo. Actas de “IX Jornadas Nacionales de Geografía física”. Bahía Blanca, 2012.
28. Canadell J. & Raupach M. 2008. Managing forest for climate change mitigation. *Science* 320: 1456-1457.
29. Capelli de Steffens A. y Campo de Ferreras A. 1994. La transición climática en el sudoeste Bonaerense. Monografía. Universidad Nacional del Sur.
30. Caravaca F., García C., Hernández M. & Roldán A. 2002. Aggregate stability changes after organic amendment and mycorrhizal inoculation in the afforestation of a semiarid site with *Pinus halepensis*. *App. Soil Ecol.* 19: 199-208.
31. Carvalhais N., Forkel M., Khomik M., Bellarby J. *et al.* 2014. Global covariation of carbon turnover times with climate in terrestrial ecosystems. doi:10.1038/nature13731
32. Céspedes-Payret C.; Piñeiro G.; Gutierrez O. & Panario D. 2012. Land use change in a temperate grassland soil: Afforestation effects on chemical properties and their ecological and mineralogical implications. *Sci. Total Environ.* 438: 549-557.
33. Chardon W. & van Faassen H. 1999. Soil indicators for critical source areas of phosphorus leaching. Editorial: Grafisch Service Centrum van Gils B. V., Wageningen.
34. Chen, C. R.; Condon, L. M.; Davis, M. R. & Sherlock, R. R. 2000. Effects of afforestation on phosphorus dynamics and biological properties in a New Zealand grassland soil, *Plant Soil* 220: 151–163.
35. Chen, C.R., Condon, L.M., Davis, M.R. & Sherlock, R.R., 2002a. Phosphorus dynamics in the rhizosphere of perennial ryegrass (*Lolium perenne* L.) and radiata pine (*Pinus radiata* D. Don.). *Soil Biol. Biochem.* 34, 487–499.
36. Chen Q., Yanmin S., Chengde S., Shaolin P., Yi W., Li Z. & Jiang M. 2002b. Organic matter turnover rates and CO<sub>2</sub> flux from organic matter decomposition of mountain zone profiles in the subtropical area, south China. *Catena* 49: 217-229.
37. Chen C. R., Condon L. M., Davis M. R. & Sherlock R. R. 2003a. Seasonal changes in soil phosphorus and associated microbial properties under adjacent grassland and forest in New Zealand. *Forest Ecol. Manag* 177: 539-557.
38. Chen C., Condon L., Sinaj S., Davis M., Sherlock R. & Frossard E. 2003b. Effects of plant species on phosphorus availability in a range of grassland soils. *Plant Soil* 256: 115-130.
39. Chen C., Sinaj S., Condon L., Frossard E., Sherlock R. & Davis M.. 2003c. Characterization of phosphorus availability in selected New Zealand grassland soils. *Nutr. Cycl. Agroecosys.* 65: 89-100.
40. Chen C. R., Condon L. M. & Xu Z. H. 2008. Impacts of grassland afforestation with coniferous trees on soil dynamics and associated microbial processes: A review. *Forest Ecol Manag* 255: 396-409.
41. Ciais P., Sabine C., Bala G., Bopp L., Brovkin V., Canadell J., *et al.* 2013. Carbon and other biogeochemical cycles. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y.

- Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
42. Comerford N., McLeod M. & Skinner M. 2002. Phosphorus form and bioavailability in the pine rotation following P fertilization influences P forms and potential bioavailability to pine in the subsequent rotation. *Forest Ecol. Manag.* 169: 203-211.
  43. Condrón L., Davis M., Newman R. & Cornforth I. 1996. Influence of conifers on the forms of phosphorus in selected NZ grassland soils. *Biol. Fertil. Soils* 21: 37-42
  44. Condrón L. & Newman R. 1998. Chemical nature of soil organic matter under grassland and recently established forest. *Eur. J. Soil Sci.* 49(4):597-603.
  45. Condrón, L. M. & Tiessen, H., 2005. Interactions of organic phosphorus in terrestrial ecosystems. In: Turner, B.L., Frossard, E., Baldwin, D. (Eds.), *Organic Phosphorus in the Environment*. CAB International, Wallingford, UK, pp. 295–307.
  46. Correl D. 1998. The role of phosphorus in the eutrophication of receiving waters: a review. *J. Environ. Qual.* 27:261-266.
  47. Cortina J., Romanya J. & Vallejo V. 1995. Nitrogen and phosphorus leaching from the forest floor of a mature *Pinus radiata* stand. *Geoderma* 66: 321-330.
  48. Couteaux M., McTiernan K., Berg B., Szuberla D., Dardenne P. & Bottner P. 1998. Chemical composition and carbon mineralisation potential of scots pine needles at different stages of decomposition. *Soil Biol. Biochem.* 30(5): 583-595.
  49. Criquet S., Ferre E., Farnet A. & Le petit J. 2004. Annual dynamics of phosphatase activities in an evergreen oak litter: influence of biotic and abiotic factors. *Soil Biol. Biochem.* 36: 1111-1118.
  50. Cuevas Y. & Zalba S. 2013. Efecto del tipo de corte y de tratamientos en el mantillo para la restauración de pastizales naturales invadidos por *Pinus halepensis*. *Bol. Soc. Argent. Bot.* 48(2): 315-329.
  51. Davis M. 1994. Topsoil properties under tussock grassland and adjoining pine forest in Otago, New Zealand. *NZ J. Agric. Res.* 37(4):465-469.
  52. Davis M. 1995. Influence of radiata pine seedlings on chemical properties of some New Zealand montane grasslands soils. *Plant Soil* 176(2): 255-262.
  53. Davis M. & Lang M. 1991. Increased nutrient availability in topsoils under conifers in the south island high country. *New Zeal. J. Forest. Sci.* 21: 165 – 179.
  54. De Deyn G.; Cornelissen J. & Bargett R. 2008. Plant functional traits and soil carbon sequestration in contrasting biomes. *Ecol. Lett.* 11: 516-531.
  55. Di Rienzo J.A., Casanoves F., Balzarini M.G., Gonzalez L., Tablada M. & Robledo C.W. InfoStat versión 2011. Grupo InfoStat, FCA, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. URL <http://www.infostat.com.ar>.
  56. Dijkstra F., Geibe C., Holström S. Lundström U. & van Breemen. 2001. The effect of organic acids on base cation leaching from the forest floor under six North American tree species. *Eur. J. Soil Sci.* 52:205-214.
  57. Do Carmo Horta M. & Torrent J. 2007. Phosphorus desorption kinetics in relation to phosphorus forms and sorption properties of portuguese acid soils. *Soil Sci.* 172(8):631-638.
  58. Donald R., Anderson D. & Stewart J. 1993. Potential role of dissolved organic carbon in phosphorus transport in forested soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57: 1611-1618.
  59. Djodjic F., Ulén B. & Bergström L. 2000. Temporal and spatial variations of phosphorus losses and drainage in a structured clay soil. *Wat. Res.* 34(5): 1687-1695.
  60. Duchaufour P. 1975. *Manual de Edafología (versión española)*. ISBN: 84-311-0141-5. Ed. Toray-Masson, S.A., Barcelona, España.
  61. Eclesia R; Piñeiro G. & Jobbágy E. 2012. Cambios en el carbono orgánico edáfico: importancia de los ingresos vs. Los egresos de carbono. *Actas XIX Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo*. 16 al 20 de abril, Mar del Plata, Argentina.
  62. Farley K. & Kelly E. 2004. Effects of afforestation of a paramo grassland on soil nutrient status. *Forest Ecol. Manag.* 195: 281-290.

63. Fernández I., Mahieu N. & Cadish G. 2003. Carbon isotopic fractionation during decomposition of plant materials of different quality. *Global Biogeochem. Cy.* 17(3):1075-1086.
64. Fernández-Núñez E.; Rigueiro-Rodríguez A. & Mosquera-Losada M. 2010. Carbon allocation dynamics one decade after afforestation with *Pinus radiata* D. Don and *Betula alba* L. under two stand densities in NW Spain. *Ecol. Eng* 36: 879-890.
65. Firsching B. & Claasen N. 1996. Root phosphatase activity and soil organic phosphorus utilization by Norway spruce (*Pice abies* (L.)Karst). *Soil Biol. Biochem.* 28(10-11):1417-1424.
66. Fox T. & Comerford N. 1990. Low-molecular-weight organic acids in selected forest soils of the southeastern USA. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:1139-1144.
67. Fox T., Comerford N. & McFee W. 1990a. Phosphorus and aluminium release from a spodic horizon mediated by organic acids. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:1763-1767.
68. Fox T., Comerford N. & McFee W. 1990b. Kinetics of phosphorus release from Spodosols: Effects of oxalate and formate. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:1441-1447.
69. Fox T., & Comerford N. 1992. Influence of oxalate loading on phosphorus and aluminium solubility in Spodosols. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56:290-294.
70. Freese D., van der Zee S. & Riemsdijk W. 1992. Comparison of different models for phosphate sorption as a function of the iron and aluminium oxides of soil. *J. Soil Sci.* 43(4): 729-738.
71. Frossard E., Stewart J. & St. Arnaud R. 1989. Distribution and mobility of phosphorus in grassland and forest soils of Saskatchewan. *Can. J. Soil Sci.* 69: 401-416.
72. Frossard E., Brossard M., Hedley M. & Metherell A. 1995. Reactions controlling the cycling of P in soils. P. 107-137. In H Tiessen (ed.) *Phosphorus cycling in terrestrial and aquatic ecosystems: A Global perspective.* John Wiley, New York.
73. Frossard E., Condon L., Oberson A., Sinaj S. & Fardeau J. 2000. Processes governing phosphorus availability in temperate soils. *J. Environ. Qual.* 29: 15-23.
74. Galantini J., Senesi N, Brunetti G. & Rosell. 2004. Influence of texture on organic matter distribution and quality and nitrogen and sulphur status in semiarid pampean grassland soil of Argentina. *Geoderma* 123: 143-152.
75. Garay M.; Amiotti N. & Zalba P. 2012. Dinámica de nutrientes en rodales de *Pinus radiata* D Don. XIX Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo. Mar del Plata, Argentina.
76. Garay M., Amiotti N. & Zalba P. 2013. Forestación: ¿La clave para mitigar el cambio climático? Un estudio de caso. *Jornadas Argentinas de Conservación de Suelos.* Ciudad autónoma de Buenos Aires. Resumen en CD-R.
77. Gesper P. & Holowaychuk N. 1971. Some effects of stem flow from forest canopy trees on chemical properties of soils. *Ecology* 52(4):691-702.
78. Girisha G., Condon L., Clinton P. & Davis M. 2003. Decomposition and nutrient dynamics of green and freshly fallen radiate pine (*Pinus radiata*) needles. *Forest Ecol. Manag.* 179: 169-181.
79. Goberna M., Sanchez J., Pascual J. & Garcia C. 2007. *Pinus halepensis* Mill. Plantations did not restore organic carbon, microbial biomass and activity levels in a semi-arid Mediterranean soil. *Appl. Soil Ecol.* 36: 107-115.
80. Gonzalez Uriarte M. 1984. Características geomorfológicas de la porción continental que rodea la Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires. *Actas del noveno Congreso Geológico Argentino,* S.C. Bariloche.
81. Guidens A., Parfitt R. & Percival J. 1997. Comparison of some soil properties under pinus radiata and improved pasture. *NZ J. Agric. Res.* 40(3): 409-416.
82. Gumula S., Pytel K. & Piaskowska-Silarska. 2014. Polemical remarks to the claim that carbon dioxide strengthens the greenhouse effect in the atmosphere. *Pol. J. Environ. Stud.* 23(6): 2321-2325.
83. Guo L., Bek E. & Gifford R. 2006. Woody debris in a 16-year old *Pinus radiata* plantation in Australia: Mass, carbon and nitrogen stocks, and turnover. *Forest Ecol. Manag.* 228: 145-151.
84. Guo L., Wang M. & Gifford R. 2007. The change of soil carbon stocks and fine root dynamics after land use change from a native pasture to a pine plantation. *Plant soil* 299: 251-262.
85. Guo L., Cowie A, Montagu K. & Gifford R. 2008. Carbon and Nitrogen stocks in a native pasture and an adjacent 16 year old *Pinus radiata* D Don plantation in Australia. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 124: 205-218.

86. Harris W., Rhue R., Kidder G., Brown R. & Littell R. 1996. Phosphorus retention as related to morphology of sandy coastal plain soil materials. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60 (5): 1513-1521.
87. Hartikainen H. & Simojoki A. 1997. Changes in solid- and solution-phase phosphorus in soil on acidification. *Europ. J. Soil Sci.* 48: 493-498.
88. Hartmann, D.L., Klein Tank A.M., Rusticucci M., Alexander L., Brönnimann S., Chrabi Y., *et al.* 2013. Observations: Atmosphere and Surface. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
89. Heckrath G., Brookes P., Poulton P. & Goulding K. 1995. Phosphorus leaching from soils containing different phosphorus concentrations in the Broadbalk Experiment. *J. Environ. Qual.* 24: 904-610.
90. Heckrath G., Bechmann M., Ekholm P., Ulén B., Djodjic F. & Andersen H. 2008. Review of indexing tools for indentifying high risk areas of phosphorus loss in Nordic catchments. *J. Hidrol.* 349: 68-87.
91. Hemwall J. 1957. The fixation of phosphorus by soils. In: *Advances in Agronomy*, vol IX. Edited by A. G. Norman. Academic Press, pp 95-112.
92. Hooda P.; Rendell A.; Edwards A.; Withers P.; Aitken M. & Truesdale V. 2000. Relating soil phosphorus indices to potential phosphorus release to water. *J. Environ. Qual.* 29: 1166-1171.
93. Hoogmoed M.; Cunningham S.; Thompson J.; Baker P.; Beringer J. & Cavagnaro T. 2012. Does afforestation of pastures increase sequestration of soil carbon in Mediterranean climate? *Agr. Ecosyst. Environ.* 159: 176-183.
94. Hopmans P. & Elms S. 2009. Changes in total carbon and nutrients in soil profiles and accumulation in biomass after a 30-year rotation of *Pinus radiata* on podzolized sands: Impacts of intensive harvesting on soil resources. *Forest Ecol. Manag.* 258: 2183-2193.
95. Hornung M. 1985. Acidification of soils by trees and forests. *Soil Use Manage.* 1(1): 24-28.
96. Huang W. & Schoenau J. 1998. Fluxes of water-soluble nitrogen and phosphorus in the forest floor and surface mineral soil of a boreal aspen stand. *Geoderma* 81: 251-264.
97. Huang Z., Davis M., Condrón L. & Clinton P. 2011. Soil carbon pools, plant biomarkers and mean carbon residence time after afforestation of grassland with three tree species. *Soil Biol. Biochem.* 43: 1341-1349.
98. Huber A. & Trecaman R. 2000. Efecto de una plantacion de *Pinus radiata* en la distribucion espacial del contenido de agua del suelo. *Bosque* 21(1): 37-44.
99. Hughes S., Reynolds S., Bell S. & Gardner C. 2000. Simple phosphorus saturation index to estimate risk of dissolved P in runoff from arable soils. *Soil use and Management* 16: 206-210.
100. Ibia T. & Udo E. 1993. Phosphorus forms and fixation capacity of representative soils in Akwa Ibom State of Nigeria. *Geoderma* 58:95-106.
101. Ilg K., Siemens J. & Kaupenjohann M. 2005. Colloidal and dissolved phosphorus in sandy soils as affected by phosphorus saturation. *J. Environ. Qual.* 34:926-935.
102. Iwald J., Löfgren S., Stendahl J. & Karlton E. 2013. Acidifying effect of removal of tree stumps and logging residues as compared to atmospheric deposition. *Forest Ecol. Manag.* 290: 49-58.
103. Jackson R., Canadell J., Ehleringer J., Mooney H., Sala O. & Schulze E. 1996. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia* 108: 389-411.
104. Jackson R., Jobbágy E., Avissar R., Roy S., Barret D., Cook C., Farley K., le Maitre D., McCarl B. & Murray B. 2005. Trading water for carbon with biological carbon sequestration. *Science* 310: 1944-1947.
105. Jalali M. & Zinli M. 2011. Kinetics of phosphorus release from calcareous soils under different land use in Iran. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 174: 38-46.
106. Jandl R., Lindner M., Vesterdal L., Bauwens B., Baritz R., Hagedorn F., *et al.* 2007. How strongly can forest management influence soil carbon sequestration. *Geoderma* 137: 253-268.
107. Janssens I., Sampson D., Curiel-Yuste J., Carrara A. & Ceulemans R. 2002. The carbon cost of fine root turnover in a Scots pine forest. *Forest Ecol. Manag.* 168:231-240.
108. Jobbágy G. & Jackson R. 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecol. Appl.* 10(2): 423-436.

109. Jobbágy E. & Jackson R. 2003. Patterns and mechanisms of soil acidification in the conversion of grassland to forests. *Biogeochemistry* 64: 205-229.
110. Jobbágy G. & Jackson R. 2004a. The uplift of soil nutrients by plants: biogeochemical consequences across scales. *Ecology* 85(9): 2380-2389.
111. Jobbágy E. & Jackson R. 2004b. Groundwater use and salinization with grasslands afforestation. *Global Change Biol.* 10: 1299-1312.
112. Jobbágy E., Baldi G. & Nosseto M. 2012. Chapter 5: Tree plantation in South America and the water cycle: Impacts and emergent opportunities. *In* Forest in development: A vital balance. Schlichter T. & Montes L. (eds). DOI 10.1007/978-94-007-2576-8\_5. Springer Netherlands.
113. Jonard M., Augusto L., Morel C., Achat D. & Saur E. 2009. Forest floor contribution to phosphorus nutrition: experimental data. *Ann. For. Sci.* 66: 510.
114. Jones D. L. 1998. Organic acids in the rhizosphere – a critical review. *Plant Soil* 205: 25-44.
115. Jones H., Beets P., Kimberly M. & Garret L. 2011. Harvest residue management and fertilization effects on soil carbon and nitrogen in a 15 year-old *Pinus radiata* plantation forest. *Forest Ecol. Manag.* 262: 339-347.
116. Kaiser K., Guggenberger G. & Zech W. 1996. Sorption of DOM and DOM fractions to forest soils. *Geoderma* 74:281-303.
117. Kalbitz K., Solinger S., Park J., Michalzik J & Matzner E. 2000. Controls of the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review. *Soil Sci.* 165(4):277-304.
118. Kalbitz K., Schwesig D., Rethemeyer J. & Martzner E. 2005. Stabilization of dissolved organic matter by sorption to the mineral soil. *Soil Biol. Biochem.* 37: 1319-1331.
119. Kavvadias V., Alifragis D., Tsionsis A., Brofas G. & Stamatelos G. 2001. Litterfall, litter accumulation and litter decomposition rates in four forest ecosystems in Northern Greece. *Forest Ecol. Manag.* 144: 113-127.
120. Kedi B., Abadie J., Sei J., Quiquampoix H. & Stauton S. 2013. Diversity of adsorption affinity and catalytic activity of fungal phosphatases adsorbed on some tropical soils. *Soil Biol. Biochem.* 56:13-20.
121. Kirschbaum M. U., Guo L. & Gifford R. 2008. Observed and modelled soil carbon and nitrogen changes after planting a *Pinus radiata* stand onto former pasture. *Soil Biol. Biochem.* 40: 247-257.
122. Koopmans G., McDowell R., Chardon W., Oenema O. & Dolfing J. 2002. Soil phosphorus quantity-intensity relationship to predict increased soil phosphorus loss to overland and subsurface flow. *Chemosphere* 48: 679-687.
123. Kuo S. 1996. Phosphorus. *In*: Methods of soil analysis. Part 3. Chemical methods. SSSA Book Series n° 5. Segoe Rd., Madison, WI 53711, USA.
124. Laclau P. 2003. Root biomass and carbon storage of ponderosa pine in a northwest Patagonia plantation. *Forest Ecol. Manag.* 173:353-360.
125. Lal R. 2002. Soil carbon dynamics in cropland and rangeland. *Environ. Poll.* 116: 356-362.
126. Lal R., Cerri C., Bernoux M., Etchevers J. & Cerri E. 2006. Carbon sequestration in soils of Latin America. Haworth Press Inc, NY, EEUU. 554 pp.
127. Larsen, S., 1967. Soil phosphorus. *Adv. Agron.* 19, 151– 210.
128. Le Quéré C., Moriarty R., Andrew R., *et al.* 2014. Global carbon budget 2014. *Earth Syst. Sci. Data Discuss.* 7: 521-610
129. Li Z., Zou B., Xia H., Ding Y., Tan W. & Fu S. 2008. Role of low-molecular-weight organic acids and their salts in regulating soil pH. *Pedosphere* 18(2): 137-148.
130. Lilienfein J., Wilcke W., Thomas R., Vilela L., Carmo Lima S. & Zech W. 2001. Effects of *Pinus caribaea* forest on the C, N, P and S status of Brazilian savanna Oxisols. *Forest Ecol. Manag.* 147: 171-182.
131. Liu Q., Loganathan P., Hedley M. & Skinner M. 2004. The mobilisation and fate of soil and rock phosphate in the rizosphere of ectomycorrhizal *Pinus radiata* seedlings in an Allophanic soil. *Plant and Soil* 264: 219-229.
132. Loeppert R. & Inskeep W. 1996. Iron. *In*: Methods of soil analysis. Part 3. Chemical methods. SSSA Book Series n° 5. Segoe Rd., Madison, WI 53711, USA.



133. Lookman R., Vandeweert N., Merckx R. & Vlassak K. 1995. Geostatistical assesment of the regional distribution of phophate sorption capacity parameters (Feox and Alox) in northern Belgium. *Geoderma* 66: 285-296.
134. Lookman R., Jansen K., Merckx R. & Vlassak K. 1996. Relationship between soil properties and phosphate saturation parameters. A transect study in northern Belgium. *Geoderma* 69: 265-274.
135. Maguire R. & Sims J. 2002. Measuring agronomic and environmental soil phosphorus saturation and predicting phosphorus leaching with Mehlich 3. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66: 2033-2039.
136. Marschner B., Brodowsky S., Dreves A., Gleixner G., Gude A., *et al.* 2008. How relevant is recalcitrance for the stabilization of organic matter in soils? *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 171: 91-110.
137. Ministerio de Agricultura, Ganaderia y Pesca (MAGyP). 2011. La problemática de la tierra en Argentina: Conflictos y dinámicas de uso, tenencia y concentración. Autores: Sili, M. Y Soumoulou L.
138. McDowell R. & Sharpley A. 2001. Phosphorus losses in subsurface flow before and after manure application to intensively farmed land. *Sci. Tot. Environ.* 278: 113-125.
139. McDowell R. & Stewart I. 2006. The phosphorus composition of contrasting soils in pastoral, native and forest management in Ontago, New Zealand: Sequential extraction and <sup>31</sup>P NMR. *Geoderma* 130: 176-189.
140. McGechan M & Lewis D. 2002. Sorption of phosphorus by soil, part 1: Principles, equations and models. *Biosyst. Eng.* 82 (1): 1-24.
141. McGechan M. 2002. Sorption of phosphorus by soil, part 2: Measurements methods, results and model parameter values. *Biosyst. Eng.* 82(2) 115-130.
142. Mejias J., Alfaro M. & Harsh J. 2013. Approaching environmental phosphorus limits on a volcanic soil of southern Chile. *Geoderma* 207-208: 49-57.
143. Morrison A.; Foster, N. & Hazlett, W. 1993. Carbon reserves, carbon cycling, and harvesting effects in three mature forest types in Canada. *New Zeal. J. Forest. Sci.* 23: 403 - 412.
144. Nair V. & Graetz D. 2002. Phosphorus saturation in Spodosols impacted by manure. *J. Environ. Qual.* 31:1279-1285.
145. Nair V. & Harris W. 2004. A capacity factor as an alternative to soil test phosphorus in phosphorus risk assesment. *New Zeal. J. Agr. Res.* 47: 491-197.
146. Nair V., Portier K., Graetz D. & Walker M. 2004. An environmental threshold for degree of phosphorus saturation in sandy soils. *J. Environ. Qual.* 33:107-113.
147. Nelson D. & Sommers L. 1996. Total carbon, organic carbon and organic matter. In: *Methods of soil analysis. Part 3. Chemical methods. SSSA Book Series n° 5. Segoe Rd., Madison, WI 53711, USA.*
148. Nelson N., Parsons J. & Mikkelsen R. 2005. Field-scale evaluation of phosphorus leaching in acid sandy soils receiving swine waste. *J. Environ. Qual.* 34(6): 2024-2035
149. Nikolov T. & Petrov N. 2014. Main factors influencing climate change: a review. *Comptes rendus de l'academie bulgare des sciences* 67: 1455-1476.
150. Noretto M.; Jobbágy E.; Brizuela A. & Jackson R. 2012. The hydrologic consequences of land cover change in central Argentina. *Agr. Ecosyst. Environ.* 154: 2-11.
151. O'Hehir J. & Nambiar E. K. 2010. Productivity of three successive rotations of *P. Radiata* plantations in south Australia over a century. *Forest Ecol. Manag.* 259: 1857-1869.
152. Organización Meteorológica Mundial (OMM). 2014. Boletín sobre los gases de efecto invernadero: Estado de los gases de efecto invernadero en la atmósfera según las observaciones mundiales realizadas en 2013. ISSN 2078-0818, 8 pp.
153. Palmer D., Lowe D., Payn T., Höck B., Mc Lay C. & Kimberly M. 2005. Soil and foliar phosphorus as indicators of sustainability for *Pinus radiata* plantation forestry in New Zealand. *Forest Ecol. Manag.* 220: 140-154.
154. Pant H. & Warman P. 2000. Enzymatic hydrolysis of soil organic phosphorus by immobilized phosphatases. *Biol. Fertil. Soils* 30: 306-311.
155. Parfitt R., Scott N., Ross D., Salt G. & Tate K. 2003. Land-use change effect on soil C and N transformation in soils of high nitrogen status: comparisons under indigenous forest, pasture and pine plantation. *Biogeochemistry* 66: 203-221.

156. Paul K., Polglase P., Nyakuengama J. & Khanna P. 2002. Change in soil carbon following afforestation. *Forest Ecol. Manag.* 168: 241-257.
157. Peltovuory T., Uusitalo R. & Kauppila T. 2002. Phosphorus reserves and apparent phosphorus saturation in four weakly developed cultivated pedons. *Geoderma* 110: 35-47.
158. Pérez-Cruzado C., Sande B., Omil B., Rovira P., Martín-Pastor M., Barros N., Salgado J. & Merino A.. 2014. Organic matter properties in soils afforested with *Pinus radiata*. *Plant soil* 374: 381-398.
159. Pierzynski G., Logan T., Traina S. & Bigham J. 1990. Phosphorus chemistry and mineralogy in excessively fertilized soils: quantitative analysis of phosphorus-rich particles. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54: 1576-1583.
160. Poeplau C. & Don A. 2012. Sensitivity of soil organic carbon stock and fractions to different land-use changes across Europe. *Geoderma* 192: 189-201.
161. Porta Casanellas J., López-Acevedo M. & Roquero de Laburu C. 1999. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente (2º edición)*. Ediciones Mundi-Prensa. Bilbao, España. ISBN: 84-7114-784-X. 849 pp.
162. Pose N., Zamuner E. & Echeverría E. 2012. Grado de saturación y riesgo de pérdidas de fósforo en un molisol del sudeste bonaerense con papa. *Ci. Suelo* 30(1): 1-8.
163. Prietzel J. & Stetter U. 2010. Long-term trends of phosphorus nutrition and topsoil phosphorus stocks in unfertilized and fertilized scots pine (*Pinus sylvestris*) stands at two sites in Southern Germany. *Forest Ecol. Manag.* 259: 1141-1150.
164. Qualls R. 2000. Comparison of the behavior of soluble organic and inorganic nutrients in forest soils. *Forest Ecol. Manag.* 138:29-50.
165. Quintero C. 2002. Dosificación del fósforo según tipos de suelos. *Informaciones Agronómicas del Cono Sur*, N°16, Diciembre 2002.
166. Quiroga A., Funaro D., Noellemeyer E. & Peinemann N. 2006. Barley yield response to soil organic matter and texture in the Pampas of Argentina. *Soil Till. Res.* 90:63-68.
167. Rasse D., Rumpel C. & Dignac M-F. 2005. Is soil carbon mostly root carbon? Mechanisms for a specific stabilisation. *Plant Soil* 269: 341-356.
168. Raupach M. 1965. Soil and fertilizer requirements for Forest of *Pinus radiata*. *Adv. Agron.* 19: 307-353.
169. Rawls W. 1982. Estimating soil bulk density from particle size analysis and organic matter content. *Soil Sci.* 135 (2): 123-125.
170. Redel Y., Rubio R., Godoy R. & Borie F. 2008. Phosphorus fractions and phosphatase activity in an Andisol under different forest ecosystems. *Geoderma* 145: 216-221.
171. Rhoades C. & Binkley D. 1996. Factors influencing decline in soil pH in Hawaiian *Eucalyptus* and *Albizia* plantations. *Forest Ecol. Manag.* 80: 47-56.
172. Richardson S., Peltzer D., Allen R., McGlone M. & Parfitt R. 2004. Rapid development of phosphorus in temperate rainforest along the Franz Josef soil chronosequence. *Oecologia* 139: 267-276.
173. Riestra D.; Noellemeyer E. & Quiroga A. 2012. Soil texture and forest species condition the effect of afforestation on soil quality parameters. *Soil Sci.* 177(4): 279-287.
174. Ross D., Tate K., Scott N. & Feltham C. 1999. Land-use change: effects on soil carbon, nitrogen and phosphorus pools and fluxes in three adjacent ecosystems. *Soil Biol. Biochem.* 31: 803-813.
175. Rubaek G., Kristensen K., Olesen S., Østergaard H. & Heckrath G. 2013. Phosphorus accumulation and spatial distribution in agricultural soils in Denmark. *Geoderma* 209-210: 241-250.
176. Rubio G., Cabello M., Gutiérrez Boem F. & Munaro E. 2008. Estimating available soil phosphorus increases after phosphorus additions in Mollisols. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72 (6): 1721-1727.
177. Sánchez-Rodríguez R., Rodríguez-Soalleiro R., Español E., López C. A. & Merino A. 2002. Influence of Edaphic factors and tree nutritive status on the productivity of *Pinus radiata* D. Don plantations in northwestern Spain. *Forest Ecol. Manag.* 171: 181-189.
178. Saunders W. M. 1964. Phosphate retention by New Zealand soils and its relationship to free sesquioxides, organic matter, and other soil properties. *N. Z. J. Agric. Res.* 8: 30-57.

179. Scalenghe R., Edwards A. & Barberis E. 2007. Phosphorus loss in overfertilized soils: the selective P partitioning and redistribution between particle size separates. *Europ. J. Agronomy* 27: 72-80.
180. Sellés-Martínez J. 2001. Geología de la Ventania (Provincia de Buenos Aires, Argentina). *J. Iberian Geol.* 27: 43-69.
181. Shakun J. D., Clark P., He F., Markott S., Mix A., Liu Z., *et al.* 2012. Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature*, 484: 49–54.
182. Shang C., Zelazny L., Berry D. & Maguire R. 2013. Orthophosphate and phytate extraction from soil components by common soil phosphorus tests. *Geoderma* 209-210: 22-30.
183. Sharpley A. 1995. Soil phosphorus dynamics: agronomic and environmental impacts. *Ecol. Eng.* 5: 261-279.
184. Shen Y., Ström L., Jönsson J. & Tyler G. 1996. Low-molecular organic acids in the rizosphere soil solution of beech forest (*Fagus sylvatica* L.) Cambisols determined by ion chromatography using supported liquid membrane enrichment technique. *Soil Biol. Biochem.* 28(9): 1163-1169.
185. Shi J. & Cui L. 2010. Soil carbon change and its affecting factors following afforestation in China. *Landscape Urban plan.* 98: 75-85.
186. Sims J., Simard R. & Joern B. 1998. Phosphorus loss in agricultural drainage: historical perspective and current research. *J. Environ. Qual.* 27: 277-293.
187. Sims J., Maguire R., Leytem A., Gartley K. & Pautler M. 2002. Evaluation of Mehlich 3 as an agri-environmental soil phosphorus teste for the mid-Atlantic United States of America. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66: 2016-2032.
188. Six J., Conant R., Paul E. & Paustian K. 2002. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C- saturation of soils. *Plant Soil* 241: 155-176.
189. Slazak A., Freese D., Silva Matos E. & Hüttl R. 2010. Soil organic phosphorus fraction in pine-oak forest stands in Northeastern Germany. *Geoderma* 158: 156-162.
190. Smaill S., Clinton P. & Greenfield L. 2008. Postharvest organic matter removal effects on LH layer and mineral soil characteristics in four New Zealand *Pinus radiata* plantations. *Forest Ecol. Manag.* 256: 558-563.
191. Smethurst, P.J. & Nambiar, E. K. 1990. Distribution of carbon and nutrients and fluxes of mineral nitrogen after clear felling a *Pinus radiata* plantation. *Can. J. Forest Res.* 20, 1490–1497.
192. Staunton S. & Leprince F. 1996. Effect of pH and some organic anions on the solubility of soil phosphate: implications for P availability. *Europ. J. Soil Sci.* 47: 231-239.
193. Staunton S., Razzouk R., Abadie J. & Quiquampoix H. 2012. Water-extractable soil organic matter inhibits phosphatase activity. *Soil Biol. Biochem.* 55: 14-16.
194. Stockmann U., Adams M., Crawford J., Field J., Henakaarchchi N., Jenkins M., *et al.* 2013. The knowns, known unknowns and unknowns of sequestration of soil organic carbon. *Agr. Ecosys. Environ.* 164: 80-99.
195. Suñer L. 2007. Dinámica del fósforo en suelos agrícolas de la región semiárida pampeana. Tesis Magister en Ciencias Agrarias. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.
196. Suñer L. & Galantini J. 2013. Dinámica de las formas del P en suelos de la región sudoeste pampeana: estudio de la incubación con fertilizante fosfatado. *Ci. Suelo* 31(1): 33-44.
197. Suñer L. & Galantini J. 2015. Texture influence on soil phosphorus content and distribution in semiarid pampean grasslands. *Int. J. Plant. Soil Sci.* 7(2): 109-120.
198. Tabaitabai, MA. 1996. Soil enzymes. In: *Methods of soil análisis, Part 2, Microbiological and Biochemical properties.* Mickelson SH & JM Bigham (eds.) *Soil Sci. Soc. Am. Book Series, N° 5, Madison, WI* pp 775-833).
199. Talkner U., Jansen M. & Beese F. 2009. Soil phosphorus status and turnover in central – European beech forest ecosystems with different tree species diversity. *Europ. J. Soil Sci.* 60: 338-346.
200. Tarafdar J. & Jungk A. 1987. Phosphatase activity in the rhizosphere and its relation to the depletion of soil organic phosphorus. *Biol. Fertil. Soils* 3:199-204.
201. Tate K., Wilde R., Giltrap D., Baisden W., Saggar S., Trustrum N. & Scott N. 2004. Soil carbon changes and uncertainties with New Zealand land-use change. *Super Soil 2004, 3rd Australian*

- New Zealand Soils Conference, 5 – 9 December 2004, University of Sydney, Australia. Published on CDROM. Website [www.regional.org.au/au/asssi/](http://www.regional.org.au/au/asssi/)
202. Tate K., Lambie S., Ross D. & Dando J. 2011. Carbon transfer from <sup>14</sup>C-labelled needles to mineral soil, and <sup>14</sup>C-CO<sub>2</sub> production, in a young *Pinus radiata* Don stand. *Eur. J. Soil Sci.* 62: 127-133.
  203. Turner B. & Haygarth P. 2000. Phosphorus forms and concentrations in leachate under four grassland soil types. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 1090-1099.
  204. Turner J. & Lambert M. 2000. Change in organic carbon in forest plantation soils in eastern Australia. *Forest Ecol. Manag.* 133: 231-247.
  205. Turner J., Lambert M. J. & Humphreys F. R. 2002a. Continuing response to phosphate fertilizers by a *Pinus radiata* plantation over fifty years. *For. Sci.* 48, 556–568.
  206. Turner B., Mc Kelvie I. & Haygarth P. 2002b. Characterisation of water-extractable soil organic phosphorus by phosphatase hydrolysis. *Soil Biol. Biochem.* 34: 27-35.
  207. Turner J., Lambert M. & Johnson D. 2005. Experience with patterns of change in soil carbon resulting from forest plantation establishment in eastern Australia. *Forest Ecol. Manag.* 220: 259-269.
  208. Turner B. 2008. Resource partitioning for soil phosphorus: a hypothesis. *J. Ecol.* 96:698-702.
  209. Turner J. & Lambert M. 2011. Analysis of nutrient depletion in a radiata pine plantation. *Forest Ecol. Manag.* 262: 1327-1336.
  210. Turner B. & Condrón L. 2013. Pedogenesis, nutrient dynamic and ecosystems development: the legacy of T.W. Walker and J. K. Syers. *Plant soil* 367: 1-10
  211. Ulén B., Bechman M., Fölster J., Jarvie H. & Tunney H. 2007. Agriculture as a phosphorus source for eutrophication in north-west European countries, Norway, Sweden, United Kingdom and Ireland: a review. *Soil use Manag.* 23(1):5-15.
  212. United Nations. 1998. Kyoto protocol to the United Nations framework convention on climate change.
  213. USDA. 1999. Soil Taxonomy. Agricultural Handbook N° 436. Second Edition, US government printing office, Washington DC 20402.
  214. Van der Heijden G., Legout A., Pollier B., Mareschal L., Turpault M., Ranger J. & Dambrine E. 2013. Assessing Mg and Ca depletion from broadleaf forest soils and potential causes- A case study in the Morvan Mountains. *Forest Ecol. Manag.* 293: 65-78.
  215. Van Hees P., Lündström U. & Giesler R. 2000. Low molecular weight organic acids and their Al-complexes in soil solution-composition, distribution and seasonal variation in three podzolized soils. *Geoderma* 94: 173-200.
  216. Van Hees P., Vinogradoff S., Edwards A., Godbold D. & Jones D. 2003. Low molecular weight organic acid adsorption in forest soils: effects on soil solution concentration and biodegradation rates. *Soil Biol. Biochem.* 35: 1015-1026.
  217. Vargas Gil J. & Scopá C. 1973. Suelos de la Sierras de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de Investigaciones Agropecuarias. Serie 3, X:* 57-79.
  218. Vet R., Artz R., Carou S., Shaw M., Ro C., Aas W., *et al.* 2014. A global assessment of precipitation chemistry and deposition of sulfur, nitrogen, sea salt, base cations, organic acids, acidity and pH, and phosphorus. *Atmos. Environ.* 93: 3-100.
  219. Versfeld D. 1981. Litter fall and decomposition in stands of mature *Pinus radiata*. *S. A. For. J.* 116(1): 40-50.
  220. Viglizzo E., Lértora F., Pordomingo A., Bernardos J., Roberto Z. & Del Valle H. 2001. Ecological lessons and applications from one century of low external-input farming in the pampas of Argentina. *Agr. Ecosys. Environ.* 83: 65-81.
  221. Villalba, V. 2008. Impacto de la introducción de *Pinus radiata* sobre la materia orgánica y el pH de los suelos del área de Ventania. Trabajo de Intensificación Profesional, carrera Ingeniería Agronómica. Dpto. Agronomía, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.
  222. Vitousek P. & Farrington H. 1997. Nutrient limitation and soil development: Experimental test of a biochemical theory. *Biogeochemistry* 37:63-75.
  223. Waldbusser J., Hales B., Langdon C., Haley B., Schrader P., Brunner E., *et al.* 2014. Saturation-state sensitivity of marine bivalve larvae to ocean acidification. *Nature climate change* DOI: 10.1038/NCLIMATE2479.

224. Wang R. & Wang C. 2010. Impacts of *Larix olgensis* afforestation on soil phosphorus dynamics. *Procedia Environ Sci* 2: 1669-1678.
225. Wilde, S.A. 1964. Changes in soil productivity induced by pine plantations. *Soil Science*. 97: 276–278.
226. Wood T., Bormann F. & Voigt G. 1984. Phosphorus cycling in a Northern hardwood forest: biological and chemical control. *Science* 233: 391-393.
227. Zalba P. & Peinemann N. 1987. Efecto de algunas especies forestales sobre ciertas propiedades fisicoquímicas del suelo. *Ci. Suelo* 5(1): 71-76.
228. Zalba P. & Peinemann N. 2002. Phosphorus content in soil in relation to fulvic acid carbon fraction. *Commun. Soil Sci. Plan* 33: 3737-3744.
229. Zalba S. & Villamil C. 2002. Woody plant invasion in relictual grasslands. *Biol. Invasions* 4:55-72.
230. Zanella A., Jabiol B., Ponge J., Sartori G., De Waal R., Van Delft B., *et al.* 2009. Toward a European humus forms reference base. *Studi Trentini di Scienze Naturali* 85: 145-151.
231. Zang L., Tian G., Lian X., He M., Bao Q. & Yao J. 2013. Profile distribution of dissolved and colloidal phosphorus as affected by degree of phosphorus saturation in paddy soil. *Pedosphere* 23(1): 128-136.
232. Zárate M. 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Sci. Rev.* 22: 1987-2002.
233. Zas R. & Serrada R. 2003. Foliar nutrient status and nutritional relationships of young *Pinus radiata* D Don plantations in northwestern Spain. *Forest Ecol. Manag.* 174: 167-176.
234. Zech W., Guggenberger G., Zalba P. & Peinemann N. 1997. Soil organic matter transformation in Argentinian Hapludolls. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 160: 563-571.
235. Zhao Q., Zeng D., Lee D., He X., Fan Z. & Jin Y. 2007. Effects of *Pinus sylvestris* var. *mongolica* afforestation on soil phosphorus status of the Keerqin Sandy Lands in China. *J. Arid Environ.* 69: 569-582.
236. Zhao Q., Zeng D., Fan Z. & Lee D. 2008. Effect of land cover change on soil phosphorus fractions in southeastern Horqin sandy land, Northern China. *Pedosphere* 18(6): 741-748.
237. Zhao Q., De-Hui Z., Fan Z-P., Yu Z., Hu Y-L. & Zhang J. 2009. Seasonal variations in phosphorus fractions in semiarid sandy soils under different vegetation types. *Forest Ecol. Manag.* 258: 1376-1382.
238. Zhang H., Schroder J., Fuhrman J. K., Basta N., Storm D. & Payton M. 2005. Path and multiple regression analyses of phosphorus sorption capacity. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 69: 96-106.
239. Zhang X. & Wang W. 2015. The decomposition of fine and coarse roots: their global patterns and controlling factors. *Scient. Rep.* 5. DOI: 10.1038/srep09940
240. Zinke P. 1962. The pattern of influence of individual forest trees on soil properties. *Ecology* 43 (1): 130-133.
241. Zinn Y., Resck D. & da Silva J. 2002. Soil organic carbón as affected by afforestation with *Eucalyptus* and *Pinus* in the *Cerrado* region of Brazil. *Forest Ecol. Manag.* 166: 285-294.

ON LINE:

Global Carbon Project

[www.globalcarbonproject.org](http://www.globalcarbonproject.org) (último ingreso 15 de enero de 2015).

International Institute for Sustainable Development IISD.

[www.iisd.ca](http://www.iisd.ca)

Ministerio de Agricultura, Ganadería y Pesca (Presidencia de la Nación)

<http://www.minagri.gob.ar/new/0-0/forestacion/silvo/cambiocli.pdf>

United Nations Framework on Climate Change Convention (UNFCCC)

[http://unfccc.int/files/national\\_reports/annex\\_i\\_ghg\\_inventories/review\\_process/application/pdf/4\\_3\\_11\\_lr\\_meeting.pdf](http://unfccc.int/files/national_reports/annex_i_ghg_inventories/review_process/application/pdf/4_3_11_lr_meeting.pdf)