

Tesis de Posgrado

Dinámica de nutrientes en el valle aluvial del Río Paraná Inferior

de Cabo, Laura Isabel

2001

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

de Cabo, Laura Isabel. (2001). Dinámica de nutrientes en el valle aluvial del Río Paraná Inferior. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3332_DeCabo.pdf

Cita tipo Chicago:

de Cabo, Laura Isabel. "Dinámica de nutrientes en el valle aluvial del Río Paraná Inferior". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2001.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3332_DeCabo.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

**UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES**

Tema de Tesis:

**DINAMICA DE NUTRIENTES EN EL VALLE ALUVIAL DEL RÍO
PARANÁ INFERIOR**



Autora: Laura Isabel de Cabo

Lugar de Trabajo: División Limnología, Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"

Director: Dr. Carlos A. Bonetto

Instituto de Limnología "Raul Ringuelet", CONICET

Tesis presentada para optar al título de
Doctora en Ciencias Biológicas
2001

58352

Resumen

El dinamismo del sistema río-valle aluvial del Paraná Inferior se basa en el importante intercambio de agua producto de las crecientes, mareas y vientos; resultando de interés estudiar la influencia recíproca entre los procesos limnológicos del río y del valle aluvial y cuantificar las relaciones entre las mencionadas variables y el régimen hídrico.

Los sólidos suspendidos del río son retenidos en el valle aluvial. La reserva de nutrientes más importante del sistema está en los sedimentos superficiales del pajonal, debido al aporte del río y a la acumulación de detritus de macrófitas enriquecidos en N.

Los sólidos suspendidos, fosfatos y calcio en el Paraná Inferior estuvieron asociados positivamente al caudal del Bermejo. La equivalencia de iones conservativos entre el río y los humedales denotan un intercambio continuo de agua. Las formas principales de NI son nitratos en el río y amonio en el valle aluvial. Los pulsos de inundación del río producen notorios aportes de nitratos al valle, pero debido a la denitrificación, y a la fijación por las macrófitas y los detritus las concentraciones de nitratos en el valle son muy bajas o no detectables.

Las bajas concentraciones de oxígeno disuelto determinan un flujo neto de NI desde el agua hacia los sedimentos e inversamente uno de PRS desde los sedimentos hacia el agua resultando en las bajas relaciones NI/PRS observadas en el valle aluvial. Las bajas relaciones N/P en las macrófitas y las experiencias de fertilización demuestran la limitación por N, consistente con la disminución en la concentración de amonio en el agua intersticial, al final de la estación de crecimiento. Los procesos descritos se podrían extender a todo el valle aluvial del Paraná. Las crecientes del Paraná determinan un importante aporte de nitratos y ocurren al finalizar la estación de crecimiento, compensando parcialmente el déficit de N. Cambios en el hidrograma anual llevarían a un desacople temporal en la interacción río-valle aluvial.

Abstract

The river-floodplain interaction is highly dynamic in the Lower Paraná system due to the important exchange of water in relation to floods, tides and wind action. It is of great interest to study the mutual influence of limnological processes occurring at the river itself and within the floodplain, and its relation to the hydrological regime.

The floodplain retained riverine suspended matter. The main nutrient pool of the system consist of the superficial sediment layers representing the sedimentary riverine contribution plus the decomposing macrophyte litter enriched with N.

Suspended matter, SRP and calcium in the Lower Paraná river correlated with the Bermejo River discharge. The equivalence of the conservative ions between the river and the floodplain marshes points the important water exchange between them. Nitrate is the main inorganic nitrogen component in the river while ammonia represent the main component in the marshes. Water exchange result in high nitrate inputs to the floodplain. However, because denitrification and detritus and macrophyte uptake, nitrate is depleted within the floodplain.

Low oxygen concentration determines a strong inorganic nitrogen flux from the water to the sediments and inversely an SRP flux from the sediments to the water resulting in a low inorganic nitrogen to SRP ratio within the floodplain. Low N/P ratios within the macrophyte tissue and fertilization experiments shows N limitation within the floodplain, consistent with the ammonia depletion observed in the pore water at the end of the macrophyte growing season. Main processes described are prone to occurred in the whole floodplain extension. The Paraná river floods at the end of the growing period and therefore attenuate the floodplain N deficit. Changes in the hydrologic regime would cause deep changes in the river-floodplains interaction.

CONTENIDO

	Página
Resumen	1
Introducción	2
Area de Estudio	4
Capítulo 1: Pajonal	
Introducción	11
Sección 1.1	
Introducción	13
Materiales y Métodos	14
Resultados	15
Discusión	19
Sección 1.2	
Introducción	22
Materiales y Métodos	24
Resultados	27
Discusión	35
Sección 1.3	
Introducción	40
Materiales y Métodos	41
Resultados	44
Discusión	57
Capítulo 2: Laguna	
Introducción	61
Area de Estudio	62
Materiales y Métodos	62
Resultados	65
Discusión	72
Capítulo 3: Río	
Introducción	78
Area de Estudio	81
Materiales y Métodos	83
Resultados	85
Discusión	103
Conclusiones generales	112
Agradecimientos	116
Bibliografía	119

INTRODUCCION

En la última centuria, los grandes avances de la tecnología le dieron al hombre el poder para controlar los ríos, y los esfuerzos que antes se destinaban a preservar los valles aluviales, ahora se destinan a su control. Desafortunadamente, los avances en la tecnología no se vieron acompañados por un conocimiento adecuado de la ecología de estos ambientes (Junk & Welcomme, 1990).

Aunque los valles de inundación de los grandes ríos son muy importantes para la producción pesquera (Welcomme, 1985) y han sido postulados como fuentes de materia orgánica para el canal principal (Forsberg *et al.*, 1988) hay pocos estudios que detallen la relación entre el canal principal y el valle aluvial (Richey *et al.*, 1991). Las fluctuaciones del nivel de las aguas del cauce principal tienen importantes implicancias en los distintos ambientes de los valles aluviales y en sus comunidades (Tundisi, 1994). El flujo de carbono y nutrientes en los ríos con grandes valles aluviales es presumiblemente el reflejo de los procesos que ocurren en su cuenca como así también de los que ocurren en la llanura de inundación. El canal principal de los grandes ríos actúa como el integrador de las propiedades de la cuenca. Por ejemplo el carbono medido en el canal principal es la mezcla del carbono originado a cientos de kilómetros aguas arriba en tierra firme y el carbono introducido continuamente desde el valle aluvial adyacente. Ambas fuentes fueron sujetas al transporte en el canal y a los procesos reactivos (Richey *et al.*, 1991).

La enorme área ocupada por humedales en Sudamérica (más de 1.000.000 km²) incluye una amplia gama de sistemas de transición tales como: valles aluviales, lagunas, pantanos, deltas internos y áreas bajas y anegadizas. Los humedales son uno de los ecosistemas más productivos del planeta (Margalef, 1991). Tienen un rol económico muy importante ya que soportan una enorme biomasa de peces, aves, mamíferos, reptiles y macrófitas. Sin embargo, la actividad humana en los humedales ha impactado de distintas formas: la explotación de una vasta diversidad de organismos ha llegado a niveles alarmantes en muchas regiones. El inadecuado uso del suelo ha resultado en serios procesos de erosión. La contaminación por biocidas, construcción de represas y caminos completan un panorama poco alentador para los humedales (Canevari *et al.*, 1999). Recientemente, el uso de humedales para el tratamiento de efluentes ha

resultado exitoso en Brasil (Tundisi, 1994). Se ha demostrado la efectividad en la remoción de nutrientes y sólidos suspendidos de tributarios y embalses por acción de macrófitas flotantes y enraizadas.

La característica específica que diferencia a los valles aluviales de otros humedales es su inundación periódica. Una definición que incluye el origen de la inundación y las consecuencias para la biota es la propuesta por Junk & Welcomme (1990): "Las llanuras de inundación son áreas de baja pendiente sujetas a inundación periódica por aumento en el nivel de las aguas del río o lago al que se encuentran asociados. Las inundaciones producen cambios físico-químicos en el medio, a los que la biota reacciona a través de adaptaciones morfológicas, anatómicas, fisiológicas o etológicas o por cambios en la estructura de la comunidad".

El concepto de pulso de inundación supone un enfoque distinto al limnológico clásico. Para Junk *et al.* (1989) las llanuras de inundación son zonas de transición acuática-terrestre (ATTZ) debido que alternan entre ambientes acuáticos y terrestres. Las ATTZ poseen características únicas que se han considerado como abarcadoras de un ecosistema específico (Junk, 1980, Odum, 1981). El río y su llanura de inundación son considerados como una unidad que comprende habitats lóticos (cauces principales), lénticos permanentes y llanuras aluviales (ATTZ). El concepto del "Pulso de inundación" desarrollado por Junk *et al.* (1989) propone que las pulsaciones del caudal de un río, pulso de inundación, se constituye en la principal fuerza que controla la biota en el sistema río-llanura de inundación. Los intercambios laterales entre el valle aluvial y el río y el reciclado de nutrientes en el primero, tienen un impacto directo sobre la biota. Si bien en estos sistemas también tienen lugar los procesos continuos como el espiralado de nutrientes discutido por Vannote *et al.* (1980), en los sistemas con valle aluvial son dominantes los procesos basados en el concepto del pulso de inundación, en particular cuando el pulso es regular y de larga duración. El pulso de inundación es el motor de los sistemas río-llanura aluvial y los mantiene en equilibrio dinámico. El sistema responde a la velocidad de creciente y bajante, y a la amplitud, duración, frecuencia y regularidad de los pulsos. Los pulsos impredecibles generalmente impiden la adaptación de los organismos. En cambio, los pulsos regulares permiten a los organismos desarrollar adaptaciones y estrategias para la eficiente utilización del hábitat

y los recursos. La productividad de estos sistemas depende principalmente del nivel de nutrientes de agua y sedimentos, del pulso de inundación y del clima.

Los mecanismos de funcionamiento río-valle aluvial han sido estudiados por varios autores (Wetzel, 1990; Junk, 1982; Junk, 1985; Junk & Howard-Williams, 1984; Tundisi, 1994; Sioli 1984 y Weibezahn *et al.* 1990). En particular, en el río Paraná en sus tramos Alto y Medio: Carignan & Neiff, (1992); Bonetto, (1975); Pedrozo & Bonetto, (1989); Pedrozo *et al.*, (1992); Bonetto *et al.*, (1969); Drago, (1989); Drago, (1981) han descripto el cauce principal y los ambientes del valle aluvial. A diferencia de los tramos Alto y Medio del Paraná, el valle aluvial del Paraná Inferior, presenta extensas áreas bajas anegadizas y vegetadas, en las cuales el intercambio con el cauce principal se debe al efecto conjunto de las crecientes de recurrencia anual y la acción de mareas y vientos del sector sudeste. Por tratarse de un ambiente tan dinámico y a la vez vulnerable a los cambios en el medio físico; resultó de interés realizar un análisis más integrado en el marco del enfoque propuesto por Junk *et al.* (1989); poniendo especial énfasis en estudiar las interacciones río-valle aluvial, identificar los elementos que limitan la producción primaria en la planicie de inundación, los procesos de reciclaje de materia orgánica y nutrientes que ocurren en el sistema, cuantificar las relaciones entre variables limnológicas e hidrológicas e investigar la influencia recíproca entre los procesos y transformaciones que tienen lugar en el río y valle aluvial del Paraná Inferior.

AREA DE ESTUDIO

Con un área de $3.1 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, una longitud de 3.780 km y una descarga media de $23.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en su desembocadura, la cuenca del Plata es la segunda de Sudamérica después de la del río Amazonas (Drago, 1989). Dentro de la cuenca del Plata se pueden distinguir cuatro subcuencas: Río Uruguay, sistema Paraná-Paraguay, Río de la Plata y los tributarios andinos del sistema Paraná-Paraguay. El sistema Paraná-Paraguay ocupa la mayor superficie de la cuenca ($2.600.000 \text{ km}^2$) (Bonetto, 1994), y presenta una amplia planicie de inundación de 10 a 65 km de ancho que ocupa 60.000 km^2 .

El río Uruguay nace en la ladera oeste de Serra do Mar, cercana al Océano Atlántico, en territorio brasileño. Su extensión es de 1.700 km. El caudal en la desembocadura del

río es de 5.000 m³/s. Una de las características más salientes es la tortuosidad e irregularidad de su curso. Es un río de reciente formación, similar al del sistema Paraná-Paraguay, con una marcada pendiente que fue aprovechada para la construcción de la represa de Salto Grande en territorio argentino. La erosión en la cuenca activa es baja, siendo la carga anual de sólidos suspendidos de 17 millones de toneladas (Bonetto, 1994).

El Alto Paraná drena superficies predominantemente cubiertas por rocas ígneas y metamórficas. Los principales ríos de la margen izquierda nacen en el área de afloramientos cristalinos correspondientes a Serra do Mar. Los mayores afluentes de la margen derecha nacen en un área de rocas sedimentarias, en las sierras de Maracaju y de Coiapó. Los ríos tributarios del Paraná (Paranaíba y Grande) surgen del Planalto Central y de las Sierras de Canastra y Mantiqueira respectivamente, en subcuencas dominadas por rocas cristalinas (De Souza y Stevaux, 1997). En la planicie aluvial del Alto Paraná se distinguen tres áreas diferenciadas en términos altimétricos y morfológicos: áreas altas inundables con un período de retorno superior a los tres años, un área intermedia inundable anualmente, y un área baja permanentemente inundada. Las partes altas poseen vegetación arbórea y las intermedias están vegetadas por arbustos. En las áreas bajas se distinguen zonas con vegetación higrófila y cuerpos de agua en la forma de canales activos y lagunas (De Souza y Stevaux, *op.cit.*). La cuenca es objeto de una importante actividad antrópica. Desde principios de siglo ocurre un proceso de progresivo corrimiento hacia el oeste de la frontera agropecuaria brasileña con activa deforestación y reemplazo de la selva por prácticas agrícolas cada vez más intensivas. Las características topográficas fueron aprovechadas para la construcción de 47 represas con fines hidroeléctricos y de abastecimiento de agua fundamentalmente, siendo las más importantes: Itaipú, Porto Primavera, Ilha Solteira, Furnas (Pinto Paiva, 1982). Solamente en el estado de San Pablo, 15.000 km² de su superficie está cubierta por embalses (Tundisi, 1986).

Las nacientes del río Paraguay, el principal tributario del Paraná, se encuentran en la meseta de Chapada de Parecis en la parte central del Mato Grosso (Bonetto, 1994). En el Paraguay Superior se desarrolla una extensa depresión de unos 140.000 km², del tipo delta interno, denominada "Pantanal" (Welcomme, 1985). Las lluvias en la alta cuenca

del Paraguay se concentran en verano, pero la presencia del “Pantanal” retrasa la onda de crecienta del Paraguay, la cual llega a la confluencia con el Paraná en invierno. De esta forma se reducen las posibilidades de superposición de crecientes con el río Paraná, ya que este último presenta un régimen de crecientes estivales. El río Paraguay drena terrenos de bajo relieve y con importante cobertura vegetal, además la presencia del “Pantanal” provoca la sedimentación de sólidos suspendidos, produciendo bajas tasas de exportación de sedimentos ($7 \text{ ton.km}^2.\text{año}^{-1}$) que se encuentran entre las menores descritas por la literatura (Pedrozo, *et al.*, 1988).

El río Bermejo, tributario andino del río Paraguay, produce notables repercusiones limnológicas en el río Paraná. El río Bermejo es clasificado como un río andino, debido al territorio que atraviesa y la ubicación de sus nacientes. Las cabeceras del río Bermejo atraviesan una zona húmeda subtropical, con varios niveles de rocas carbonatadas. Aguas abajo, atraviesa un área cubierta por rocas cuaternarias en un medio semiárido. La cuenca superior del Bermejo está caracterizada por precipitaciones concentradas en verano distribuidas en eventos discretos de elevada energía. La intensa erosión producto del activo relieve, la baja cobertura vegetal y la concentración de precipitaciones produce altas tasas de exportación (Pedrozo *et al.*, 1988).

Tras la confluencia del Paraná con el Paraguay, se desarrollan los tramos medio e inferior del Paraná que contrastan con el anterior (Fig 1). El río entra en un terreno llano ampliando su valle. La llanura aluvial del río Paraná en territorio argentino comienza en las cercanías de la ciudad de Corrientes, continuándose hasta su desembocadura en el río de la Plata, 1.045 km aguas abajo. Su ancho es de alrededor de 10 km en Corrientes y va aumentando paulatinamente hasta su desembocadura donde mide 70 km. El cauce principal del río corre junto a la margen izquierda de la llanura en casi todo el Paraná Medio. Aguas abajo de la ciudad de Diamante se desarrolla una llanura aluvial deltaica al entrar en el tramo del río denominado Paraná Inferior. A diferencia de la llanura aluvial del tramo Medio se recuesta sobre la margen derecha, continuando así hasta la desembocadura. La llanura aluvial del Paraná Medio abarca los primeros 700 km y está cubierta por múltiples cuerpos de agua lénticos o semilénticos en la margen derecha. El Paraná Inferior presenta una subcuenca de

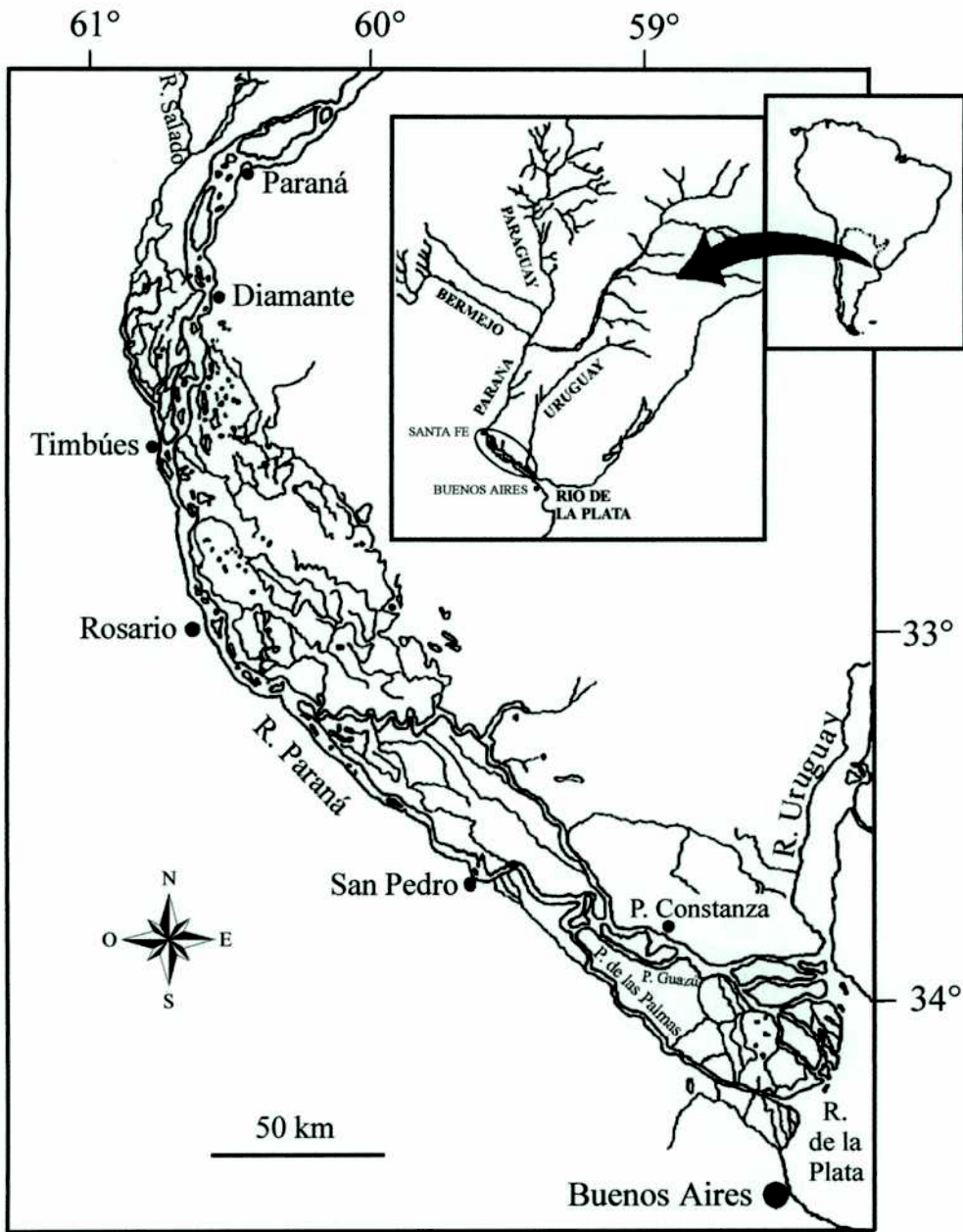


FIGURA 1: Cuenca del río Paraná Inferior.

12.350 km² y una longitud de 345 km. La tasa media de avance del delta sobre el Río de la Plata según Drago & Amsler (1998) es aproximadamente 58 m.año⁻¹, mientras que Cavallotto (1987) registra una tasa de progradación de aproximadamente 15 m.año⁻¹ a la altura del Paraná Guazú y de 30 m.año⁻¹ a la altura del Paraná de la Palmas (Fig. 1). La llanura está surcada por una densa red de cauces menores, algunos permanentes, otros activos sólo durante las inundaciones. A lo largo de todo el Paraná Medio se observan importantes corrientes secundarias sobre la margen derecha, conectadas por medio de riachos transversales con el cauce principal, del cual reciben la mayor parte de su caudal. Este esquema se repite en forma simétrica en el Paraná Inferior, aunque las corrientes secundarias son aquí mucho menos caudalosas y de menor importancia relativa. Las crecientes tienen una recurrencia anual y una duración de varios meses. El área correspondiente al Paraná Inferior está sujeta también a inundaciones ocasionadas por las mareas y las sudestadas cuyos efectos se pueden notar hasta Rosario en condiciones normales (Iriondo, 1972).

En el Paraná Inferior, la relación espacial entre las distintas unidades de la llanura aluvial es compleja. Está caracterizada por la presencia de dos unidades geomorfológicas, la llanura de meandros finos, asociada a los riachos y arroyos que nacen en la margen izquierda del río y se alejan hacia el este y sudeste, al Sur de Diamante. La otra unidad característica es la llanura con avenamiento dendrítico típicamente deltaico-litoral, caracterizada por la ausencia de elementos morfológicos producidos por procesos deposicionales. Son áreas generalmente pantanosas, muy semejantes a las llanuras litorales de marea y de origen probablemente similar, por la influencia de las mareas (Iriondo, *op cit.*).

El Delta del río Paraná representa un relictos del gran delta Paraná-Plata originado en el Pleistoceno Inferior. La falla que dio origen al cauce del Paraguay-Paraná, en los comienzos del Pleistoceno (Belgranense), se bifurcó en su terminación en dos ramas: una occidental que originó el cauce del Paraná de las Palmas, para continuar bordeando la ribera bonaerense del Río de la Plata, mientras la rama oriental margina la orilla entrerriana hasta encontrarse con la falla del Uruguay Inferior y continuar por la margen oriental del Río de la Plata. Las dos ramas limitaron una cubeta, el mar invadió esta área dando lugar al gran estuario del Paraná Inferior-Plata, que más tarde en el

Pleistoceno Superior se convirtiera en delta y posteriormente el Mar Querandino lo invadió y convirtió al Río de la Plata en un delta decapitado. Esta ingesión marina invadió con menor intensidad el Delta del Paraná cubriéndolo en toda su extensión como lo demuestran la presencia de depósitos marinos de la ingesión Querandina. (GAEA, 1975).

El principal material generador de los suelos del delta es el fango fluvial pardo amarillento proveniente de una gran variedad de rocas de diferente origen transportada por el río Paraná y sus tributarios desde sus cuencas. El aporte de sedimentos y nutrientes contribuye a la fertilidad del suelo que si bien es compacto y mal aireado, posibilita un vigoroso crecimiento vegetal (Burkart, 1957). El río Uruguay también transporta sedimento, pero su acción es mas local y limitada a la costa entrerriana. El análisis químico de los sólidos suspendidos revela un alto contenido en fósforo y elementos alcalino-terreos. La relación sílice-alumina es elevada y la capacidad para retener iones intercambiables señala que en esta mezcla compleja de materiales coloidales predominan las arcillas del tipo de la montmorillonita y compuestos orgánicos que desarrollan una capacidad de retención de elementos fertilizantes muy alta. El tamaño de las partículas es menor en el Bajo Delta y durante las bajantes. Estas diferencias texturales son principalmente debidas al proceso de selección al que están sometidas las partículas en contacto con el agua: las mas gruesas son las primeras en decantar en un tramo de río donde la pendiente y la mayor velocidad del agua no permite la sedimentación del material fino (Bonfils, 1962).

El relieve es plano-cóncavo, con islas cubetiformes con albardones y una parte central anegada. Los albardones relativamente elevados, están cubiertos por vegetación arbórea selvática o cultivos y en las extensas áreas bajas cubiertas por agua durante periodos prolongados crecen cyperaceas y gramíneas constituyendo los "pajonales mixtos" descritos por Burkart (1957). Según Cabrera (1953) la región está incluida en el "Distrito de las selvas mixtas" de la "Provincia subtropical Oriental". Existe una elevada heterogeneidad vegetal que constituye distintas asociaciones: bosques y selvas en los albardones, juncales y pajonales en áreas subanegadas y camalotales en espejos de agua.

Según la clasificación de la OEA (1969) el suelo es aluvial-hidromórfico, apareciendo

suelos orgánicos (Histosoles) junto con los Gley minerales. En las zonas altas y convexas que presentan en general los bordes de las islas, no se produce estancamiento del agua, ya que esta drena hacia los terrenos bajos o hacia el río. Esto contribuye a la formación de otro tipo de suelo: suelos gley húmicos y aluviales gleisólicos, con una capa superior oxidada y otra inferior reducida casi permanentemente.

Bonfils (1962) sostiene que el régimen del río Paraná es uniforme a lo largo de todo el recorrido, con bajantes en agosto-setiembre y crecientes en febrero-marzo en el curso superior y marzo-abril en la región deltaica. Sin embargo, la regulación por la construcción de represas alteró el hidrograma histórico (Pedrozo & Bonetto, 1989).

El clima del delta es templado-húmedo sin estación seca (Cabrera y Willink, 1980). Según la clasificación estacional de Troll (OEA, 1969) el Delta estaría incluido la zona IV₆ correspondiente a clima permanentemente húmedo. La temperatura media anual es de 16 °C, oscilando entre 22,6 °C en enero y 10,5 °C en julio. El régimen pluviométrico del Delta es del tipo isohigro. El promedio de lluvias registrado en la Estación Agropecuaria Delta del Paraná (INTA), es de 1020 mm. A pesar de no presentar estación seca, se observa una disminución en los valores pluviométricos en los meses de junio, julio y agosto. La humedad relativa ambiente en general es elevada a lo largo del todo el año (70-80 %). Los vientos son en general suaves, predominando los del sector EN. Los vientos del sector SE son en general más intensos y provocan inundaciones recurrentes en esta zona de derrame impedido.

CAPITULO 1: Pajonal

INTRODUCCION

Los valles de inundación por lo general sustentan una elevada producción primaria, asociada con el aporte de nutrientes del río. Los humedales del valle aluvial son inundados intermitentemente por el cauce principal. Las características físicas y químicas del agua en el interior del valle aluvial se diferencian rápidamente de las del cauce principal. Las concentraciones de nutrientes en el agua del valle aluvial estarían relacionadas con el aporte del agua ingresante como así también con otros procesos que las condicionan y determinan: tales como la descomposición de materia orgánica en los sedimentos, liberación o retención de nutrientes en las capas superficiales y subsuperficiales de los sedimentos, captación por macrófitas y fitoplancton, concentración por evaporación, aportes desde el área de drenaje, de agua subterránea y de agua de lluvia. Debido a que las extensas llanuras aluviales representan un mosaico de ambientes con diferentes y cambiantes condiciones hídricas, físicas y químicas, pueden actuar alternativamente reteniendo o liberando nutrientes dependiendo de las condiciones locales imperantes en cada ambiente en particular.

La inundación del valle aluvial por el río produce cambios considerables en el sistema, produciendo áreas anegadas temporales o permanentes y suelos inundados anóxicos (Tundisi, 1994). La mayoría del material vegetal presente en las llanuras de inundación de los grandes ríos integra la cadena de detritus (Junk, 1973; Howard-Williams & Junk, 1976) y tiene una función trascendente en el sistema río-valle aluvial.

El área de estudio corresponde a la porción superior del Bajo Delta del río Paraná (Kandus & Adámoli, 1993), caracterizada por presentar largos períodos de inundación, influenciados principalmente por el régimen hidrológico del río Paraná. Esta región presenta grandes áreas bajas inundables, constituyendo “pajonales” (*sensu* Burkart, 1957). Las especies dominantes de estos ambientes son *Cyperus giganteus* Vahl. and *Schoenoplectus californicus* (C. A. Meyer) Sójak.. Las zonas altas son las más modificadas por la actividad antrópica, originalmente estaban íntegramente ocupadas por bosques riparios que constituían el “Monte Blanco” (Burkart, 1957), pero actualmente ha sido casi completamente reemplazado por especies de interés comercial:

álamos (*Populus* sp.) y sauces (*Salix* sp.) (Kandus & Adámoli, *op. cit.*).

En este capítulo se intenta describir las principales características físicas y químicas del agua de un pajonal representativo del valle aluvial y su influencia en las concentraciones de nutrientes en los distintos compartimentos del sistema, determinando los nutrientes limitantes de la producción primaria, la concentración de nitrógeno y fósforo en el agua intersticial y su flujo hacia la columna de agua. Asimismo, se estimarán las tasas de descomposición de la vegetación predominante y la influencia recíproca de la concentración de nutrientes del agua.

El presente capítulo está dividido en tres secciones:

- 1.1.- Nutrientes limitantes de la producción primaria de las macrófitas dominantes del valle aluvial**
- 1.2.- Intercambio de nutrientes en la interfase agua-sedimento**
- 1.3.- Descomposición de macrófitas emergentes**

1.1.- Nutrientes limitantes de la producción primaria de las macrófitas dominantes del valle aluvial

INTRODUCCION

Los sistemas de plantas acuáticas emergentes son reconocidos como una de las comunidades vegetales más productivas (Auclair *et al.*, 1976). Existen muchos factores que condicionan la distribución, crecimiento y desarrollo de las macrófitas de humedales. Armstrong (1967) y Lambers & Steingrover (1978) señalan la tolerancia que presentan estas plantas al medio deficiente en oxígeno como el principal determinante para su distribución y crecimiento. Patrick & DeLaune (1976) indican que el nitrógeno es el factor limitante primario para la productividad de *Spartina alterniflora* en el delta del Mississippi. Boyd and Hess (1970) señalan que el P disponible en el suelo y el disuelto en la columna de agua se correlaciona con la producción de *Typha latifolia*. DeLaune *et al.* (1984) indican que la productividad de *Spartina alterniflora* estaría controlada principalmente por la acumulación de sulfuros, los cuales resultan tóxicos para las plantas de humedales e inhiben la asimilación de N (King *et al.*, 1982). Giroux & Bedard (1987), señalan que la mayor acreción de sedimentos y la mayor firmeza del sustrato y el menor porcentaje de materia orgánica están relacionados positivamente con la producción de *Scirpus americanus*. Gaudet (1977) señala que las altas tasas de producción están asociadas a una acumulación de nutrientes en los sedimentos. Dentro de los factores ambientales que condicionan el crecimiento de las macrófitas de humedales se destacan la longitud del período de crecimiento, relacionado con el clima y la latitud; la ausencia de “stress” acuático; entre otros (Auclair *et al.*, 1976).

Cyperus giganteus Vahl y *Schoenoplectus californicus* (C. A. Méyer) Soják, son las especies dominantes de los humedales de la porción superior del delta del río Paraná. Son plantas perennes, sostenidas por rizomas horizontales, con tallos de 1 a 3 m de altura, la primera principalmente ocupa áreas con profundidades entre 30 y 70 cm, la segunda crece en zonas de hasta 1 m de profundidad preferencialmente (Cabrera, 1968). Los juncales, constituidos casi exclusivamente por *S. californicus*, constituyen la primera etapa en la sucesión que da lugar al avance del Delta sobre el estuario del Río

de la Plata.

La producción primaria neta de los pajonales en el área de estudio, es elevada siendo mayor en la franja adyacente al río ($2.820 \text{ g/m}^2 \cdot \text{año}$) que en el interior del valle aluvial ($1.770 \text{ g/m}^2 \cdot \text{año}$) (Villar *et al.*, 1996). Como la concentración de nutrientes en las plantas también registró variaciones entre ambos sitios de muestreo y la composición química del agua registró diferencias entre el río y el pajonal, y en algunos muestreos entre ambos sitios del pajonal, Villar *et al* (1996) adjudicaron las diferencias en la productividad a una mayor disponibilidad de nutrientes en la franja adyacente al río.

En esta sección se estudiará mediante ensayos en laboratorio uno de los factores que aparentemente influiría en la producción primaria, la disponibilidad de nutrientes. Asimismo, se discutirán las relaciones entre el contenido de C, N y P en plantas del pajonal.

MATERIALES Y METODOS

Se desarrollaron ensayos donde se comparó la tasa de crecimiento de *Schoenoplectus californicus* en tratamientos enriquecidos con el agregado de nitrógeno y fósforo y en control sin aporte de nutrientes. Nueve plantas pequeñas fueron trasplantadas del pajonal a recipientes de plástico de 45 cm de diámetro, con 600 g peso seco de sedimentos homogeneizados de un pajonal representativo en Puerto Constanza (Fig. 1), sobre la margen izquierda del río Paraná Guazú, unos 80 km aguas arriba de la desembocadura. Se mantuvieron inundados con el agregado de agua destilada. Las experiencias se realizaron por triplicado. Los tratamientos enriquecidos con P recibieron 8 g de P en forma de $\text{PO}_4\text{Na}_3 / \text{m}^2$ inyectados homogéneamente en los sedimentos, cada quince días. Las réplicas de los tratamientos enriquecidos con N recibieron dosis de 20 g de N en forma de $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 / \text{m}^2$ aplicados de la misma forma que el tratamiento del P. La experiencia fue llevada a cabo a temperatura ambiente, con luz solar, durante 54 días entre octubre y diciembre correspondiendo aproximadamente al período de mayor crecimiento de *S. californicus*. El crecimiento de las plantas fue seguido semanalmente mediante un método no destructivo midiendo la longitud de los vástagos y utilizando una ecuación alométrica que relacionaban longitud del vástago y peso del mismo. Para ello se realizó una correlación largo-peso con 170 ejemplares

cosechados en el pajonal. Se calcularon los valores de biomasa para cada semana. Al finalizar la experiencia, se cosecharon las plantas y se determinaron los contenidos de N (anализador automático de Carlo Erba) y P (Jackson, 1970).

Se calculó la producción en cada tratamiento por diferencia entre biomasa final e inicial expresadas por unidad de área. Se realizó un ANOVA entre los valores de producción estimados para cada tratamiento y contrastes *a posteriori* (test de Tukey) para evaluar las diferencias entre ellos. Las variables citadas fueron testeadas para determinar normalidad y homocedacia usando las pruebas de Lilliefors y Bartlett respectivamente (Sokal & Rohlf, 1979).

Se probó el ajuste a una función lineal de las biomásas en función del tiempo para cada tratamiento. Se calcularon las velocidades de crecimiento como la derivada primera de la biomasa en función del tiempo, se determinaron las ecuaciones para cada tratamiento. Se aplicó un test *a posteriori* para las diferencias entre las pendientes de las rectas de regresión, mediante el procedimiento STP. Se realizaron contrastes *a posteriori* entre pendientes (método T) (Sokal & Rohlf, 1979).

Se cosecharon vástagos de *S. californicus* y de *C. giganteus* en dos sitios del pajonal: adyacente al río (Pajonal Costero) y alejado 600 m de la costa (Pajonal Interno), en varias ocasiones, coincidentes con el inicio y el final de la estación de crecimiento. Se determinó en ellos %C, %N (anализador automático Carlo Erba) y %P (Jackson, 1970).

RESULTADOS

A partir de los datos largo-peso de 170 juncos cosechados en el pajonal, se realizó una transformación logarítmica y se calculó el coeficiente de correlación, ($r=0.9113$), el cual resultó significativo ($p<0.05$). La ecuación del eje principal fue:

$$y_2=0,0002748*y_1^{1,9744506}, \text{ siendo } y_1=\text{largo (cm); } y_2=\text{peso seco (g).}$$

A partir de los valores de longitud de vástagos medidos en el ensayo a lo largo del tiempo fueron calculadas las biomásas respectivas (Tabla 1) y se graficaron en función del tiempo (Fig. 2). Puede observarse en la figura que a partir del día 10, los

tratamientos enriquecidos con N registraron una mayor biomasa. El tratamiento enriquecido con N alcanzó valores de Producción en 54 días significativamente superiores ($p < 0.05$) al Control y al tratamiento enriquecido con P. No se registraron diferencias significativas entre la Producción de los dos últimos tratamientos (Tabla 1).

Tiempo (días)	Control	Nitrógeno	Fósforo
0	820,434 ± 136,507	930,913 ± 5,107	769,216 ± 56,516
5	912,159 ± 115,003	1030,064 ± 53,492	848,089 ± 57,352
9	1022,020 ± 49,647	1191,428 ± 81,833	945,241 ± 43,696
19	1117,791 ± 84,426	1375,640 ± 36,084	1087,993 ± 106,909
22	1192,094 ± 43,851	1481,455 ± 72,364	1212,182 ± 17,003
29	1328,040 ± 104,761	1719,883 ± 86,804	1377,782 ± 33,053
42	1546,381 ± 213,348	2161,849 ± 185,243	1700,224 ± 65,321
54	1849,831 ± 76,072	2415,652 ± 236,783	1895,337 ± 48,280
Prod (g/m²)	1029,398 ± 201,213a	1484,739 ± 234,115b	1126,121 ± 76,5647a

TABLA 1: Biomasa (g/m²) de *S. californicus* (media ± DS) durante la experiencia de fertilización y Producción (g/m²) en los distintos ensayos. La misma letra denota que no existen diferencias significativas (test Tukey HSD $p > 0,05$).

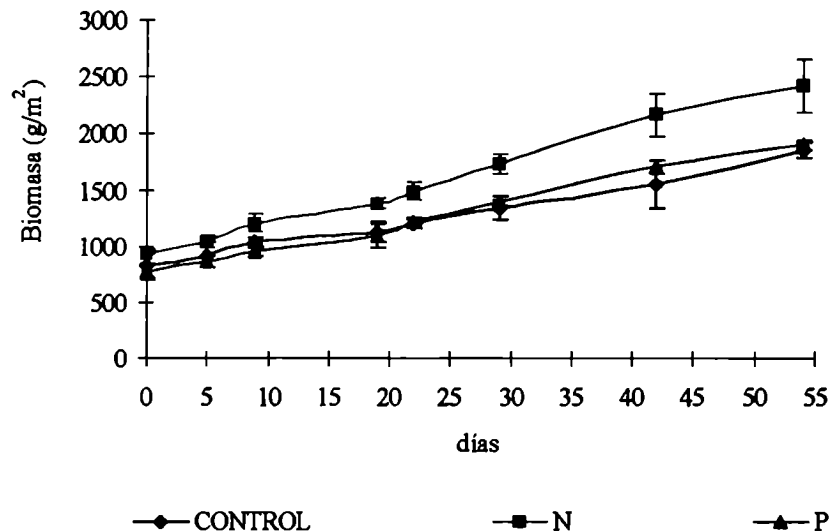


Figura 2: Biomasa aérea (media ± DS) de *S. californicus* durante la experiencia bajo dos tratamientos (enriquecimiento con N y con P) y Control.

Se probó que el ajuste a una función lineal era significativo ($p < 0.05$) en los tres tratamientos y se calcularon los parámetros de las rectas para cada uno (Tabla 2). Asumiendo que las pendientes de las rectas corresponden a la velocidad de crecimiento de los juncos, resultó de interés compararlas entre tratamientos. Resultaron significativamente diferentes ($p < 0.05$). Posteriormente se compararon de a pares, siendo significativamente diferente la pendiente del tratamiento enriquecido con N respecto de los otros dos tratamientos ($p < 0.05$). No resultaron significativamente diferentes las pendientes del ensayo control respecto al tratamiento enriquecido con P (Tabla 2).

Tratamiento	rectas de regresión	r^2	pendiente
Control	$y=811,79+18,302x$	0,9115	18,302a
N	$y=899,06+28,413x$	0,9562	28,413b
P	$y=741,89+21,672x$	0,9773	21,672a

TABLA 2: Estimación de los parámetros de las rectas que describen el crecimiento de los vástagos de *S. californicus* a lo largo del tiempo. La misma letra denota diferencias no significativas (test T $p > 0,05$).

Asumiendo que período de crecimiento activo es de aproximadamente 150 días (octubre-febrero), se calculó la producción neta anual para cada tratamiento: 2.745 g/m² en el control; 4.261g/m² en el tratamiento enriquecido N y 3.251 g/m² en el tratamiento enriquecido con P. Resulta de interés señalar que el control presentó una producción neta anual semejante a la registrada en las plantas *in situ* (Villar *et al.* 1996).

En la Tabla 3 se presentan los contenidos de N y P en los vástagos de *S. californicus* de las plantas sometidas al ensayo de fertilización. Los resultados expuestos sugieren que el contenido de N en los tallos fue más elevado en el tratamiento enriquecido con N, respecto del control y del enriquecido con P. Con respecto al contenido de P, también resultó ser mayor en los tratamientos enriquecidos con N. La relación N/P fue notoriamente más elevada en el tratamiento enriquecido con N (6.19) con respecto al resto de los tratamientos. Utilizando un factor de conversión del contenido de N en

proteínas ($6,25 \times N = \text{proteínas}$, Patrick & DeLaune, 1976) y la Producción en cada tratamiento (Tabla 1), se obtuvo un valor estimativo del contenido de proteínas en cada tratamiento (Tabla 3). La cantidad de proteínas en el tratamiento enriquecido con N fue aproximadamente el doble que en el control.

	%N	%P	N:P	N (g/m ²)	Proteínas (g/m ²)	P (g/m ²)
Control	0,94	0,21	4,5	9,7	60,5	2,16
Ensayo N	1,61	0,26	6,2	23,9	149,3	3,86
Ensayo P	1,03	0,21	4,9	11,6	72,5	2,36
Pajonal Interno	0,56	0,13	4,3			
Pajonal Costero	1,15	0,27	4,3			

TABLA 3: Contenidos de N y P y estimación de la cantidad de N, P y proteínas por unidad de área, en los tratamientos del ensayo de fertilización. Contenido de N y P en vástagos cosechados en los dos sitios del Pajonal de Puerto Constanza.

En la Tabla 4 se presentaron los contenidos de N y C en *S. californicus* y en la Tabla 5 los contenidos de C, N y P en *C. giganteus*, en el inicio (septiembre-octubre) y al final de la estación de crecimiento (marzo-abril). Los contenidos de N de *S. californicus* generalmente disminuyeron al finalizar la estación de crecimiento. En cambio, *C. giganteus* presentó dos comportamientos diferentes: cuando los contenidos de N y P iniciales eran bajos (período 95-96), aumentaron al finalizar la estación de crecimiento. Por el contrario, cuando dichos contenidos eran más elevados (período 94-95 y 91-92), disminuyeron al finalizar la estación de crecimiento al igual que en *S. californicus*. No se observó una tendencia definida para el contenido de C, ni influencia del efecto de la distancia al río en las variables medidas en las plantas. Cabe destacarse que en 1995 se construyó un canal en el albardón que separaba al pajonal del río, que provocó la comunicación y el intercambio constante de agua entre ambos ambientes.

Lugar	fecha	estación de crecimiento	%C	%N	C:N
Pajonal Interno	octubre-94	inicio	41,02	0,89	46,14
	marzo-95	final	41,73	0,36	116,25
Pajonal Costero	octubre-94	inicio	41,10	0,42	98,32
	marzo-95	final	44,97	0,45	99,06
Pajonal Interno	setiembre-95	inicio	43,63	0,45	96,31
	abril-96	final	37,23	0,29	128,37
Pajonal Costero	setiembre-95	inicio	40,84	0,61	67,27
	abril-96	final	42,43	0,44	95,78

TABLA 4: Contenidos de C y N en los vástagos de *S. californicus* en los dos sitios del Pajonal de Puerto Constanza al comienzo y al final de la estación de crecimiento, en el período 1994-1996.

Pajonal	fecha	estación de crecimiento	%C	%N	%P	C:N	N:P
Pajonal Interno	octubre-91	inicio	s/d	0,41	0,2	s/d	2,1
	marzo-92	final	s/d	0,32	0,07	s/d	4,6
Pajonal Costero	octubre-91	inicio	s/d	0,92	0,32	s/d	2,9
	marzo-92	final	s/d	0,43	0,12	s/d	3,6
Pajonal Interno	octubre-94	inicio	40,59	0,77	0,28	53	2,7
	marzo-95	final	42,94	0,38	0,13	113	2,9
Pajonal Costero	octubre-94	inicio	s/d	s/d	0,36	s/d	s/d
	marzo-95	final	24,82	0,30	0,14	82	2,2
Pajonal Interno	setiembre-95	inicio	41,78	0,20	0,12	209	1,7
	abril-96	final	46,09	0,44	0,14	105	3,1
Pajonal Costero	setiembre-95	inicio	42,69	0,19	0,13	225	1,5
	abril-96	final	42,20	0,40	0,15	107	2,6

TABLA 5: Contenido de C, N y P en vástagos de *C. giganteus* en los dos sitios del Pajonal: Costero e Interno, al comienzo y al final de la estación de crecimiento en el período 1991-1996. (s/d: sin dato)

DISCUSION

El crecimiento y la producción de *Schoenoplectus californicus* resultaron significativamente superiores en los tratamientos fertilizados con N. Estos resultados fueron coincidentes con los de Broome *et al.* (1973) quienes encontraron que *Spartina alterniflora* responde al agregado de nitrógeno pero no al de fósforo en un área pantanosa con sedimentos arcillo-limosos de Carolina del Norte. Sullivan & Daiber

(1974) hallaron también limitación por nitrógeno para *Spartina alterniflora* en el estuario del Delaware y Patrick & DeLaune (1976) en pantanos salobres de la Bahía de Barataria, Louisiana. El nitrógeno también limitaba el crecimiento de *Panicum hemitomon* en la llanura deltaica del Mississippi (DeLaune *et al.*, 1986) Goltermann (1982) halló un relación semejante entre *Scirpus* y nitrógeno en el delta del Rhon (Camargue, France).

La mayor asimilación de N por las plantas que crecieron en los tratamientos enriquecidos con este nutriente, sugiere que una mayor aporte de N favorecería el crecimiento y aumentaría el contenido proteico de las mismas. Estos resultados fueron coincidentes con lo informado por Patrick & DeLaune (1976) para *Spartina alterniflora*.

Los contenidos de N hallados tanto en las plantas del pajonal, como en las provenientes de los tres tratamientos del ensayo, resultaron inferiores a los reportados por Boyd (1970) para las macrófitas en general y por Buresh *et al.* (1980) en *Spartina alterniflora* en espartillares estuarinos. Howard-Williams & Junk (1977) hallan contenidos de N mas elevados que los del presente estudio en las macrófitas acuáticas de las “várzeas” del Amazonas Central, a pesar de los bajos niveles de nutrientes del agua y sedimentos de ese área.

Por el contrario, el enriquecimiento con P no produjo efecto sobre el crecimiento ni sobre el contenido de P en *S. californicus*. Los porcentajes de P obtenidos de la vegetación estudiada se encontraron dentro de los rangos observados por Boyd (1970a) para plantas acuáticas.

La relación C:N se incrementaba en general, al finalizar la estación de crecimiento. Las plantas absorben N por las raíces desde un ambiente anaeróbico, con niveles no detectables de nitratos pero con presencia de amonio. Asimismo, las plantas incorporan C por fotosíntesis y dado que el C no es limitante, la proporción de asimilación de C es mayor que la de N, durante la estación de crecimiento. Mendelssohn (1979) relaciona la disminución en las concentraciones de N al finalizar la estación de crecimiento con la dilución del N por la mayor fijación de C en las plantas al aumentar su biomasa aérea.

Las tasas diarias de crecimiento resultaron superiores a las citadas por Gopal (1990), para *Cyperus articulatus* y *Scirpus mucronatus* en Jaipur, India. Sin embargo, *Cyperus papyrus*, una de las macrófitas de mayor tasa de producción (35 g/m².día) (Thompson, 1976), registra mayores tasas diarias de crecimiento en ambientes tropicales del río Nilo.

Cyperus giganteus, presentó contenidos iniciales de N y P semejantes a los de *S. californicus*, los cuales decrecieron al finalizar el período de crecimiento. Sin embargo, en el período 1995-96, en coincidencia con la apertura del canal que permitía la comunicación constante del pajonal con el río, los contenidos iniciales de N y P fueron inferiores a los detectados en otros periodos, incrementándose al finalizar la estación de crecimiento. Este aumento podría deberse a una mayor asimilación de N y P o a la traslocación desde los rizomas. En el período 95-96, no se detectaron diferencias importantes entre los contenidos de N y P de los vástagos del Pajonal Costero e Interno, probablemente debido la mayor mezcla de aguas producto del continuo intercambio con el río.

Los bajos contenidos de N hallados en la vegetación dominante de los pajonales, el incremento de tales contenidos al finalizar la estación de crecimiento y los resultados del ensayo indican que el N es el nutriente limitante de la producción primaria de macrófitas en los ambientes estudiados.

1.2.- Intercambio de nutrientes en la interfase agua-sedimento

INTRODUCCION

La inundación de los pajonales se debe a varios factores: relieve cóncavo, drenaje impedido, capa freática alta y fluctuante y anegamiento por agua de lluvia y agua de río proveniente de crecientes y repuntes temporarios. La presencia de albardones impide que el pajonal se seque completamente cuando se produce la bajante del río. El anegamiento produce condiciones de subsaturación permanente de oxígeno y episodios anoxia intermitente en el agua de los pajonales. Asimismo, este encharcamiento posibilita la existencia de vegetación palustre, cuyos restos al acumularse y descomponerse contribuyen a la formación de suelos pantanosos.

Tal como se expuso en la sección precedente, el N es el elemento limitante de la producción primaria de los humedales en estudio. Toetz (1974) y Gopal (1990) entre otros autores señalan la importancia de los rizomas y raíces en la absorción de nutrientes y agua en hidrófitas emergentes. Los solutos disueltos en el agua intersticial constituyen las formas más fácilmente accesibles para la absorción por parte de las macrófitas emergentes. Los cambios espaciales y temporales en las concentraciones de solutos en el agua intersticial son la resultante de los procesos de transporte, reacciones químicas y procesos biológicos que tienen lugar en el sedimento (Kamp-Nielsen & Flindt, 1993), de allí la importancia de estudiar los perfiles de concentración de nutrientes en sedimentos del valle aluvial, y estimar sus flujos de difusión hacia y desde la columna de agua. Los flujos difusivos calculados pueden ser usados para estimar la importancia relativa de los procesos de regeneración que ocurren en el sedimento.

Numerosas investigaciones señalan que las mayores pérdidas de P en solución se deben a la adsorción a partículas que luego sedimentan (Caraco *et al.*, 1988; Levine *et al.*, 1986). La liberación de P desde los sedimentos está regulada en gran medida por las condiciones de oxido-reducción de la interfase agua-sedimento (Wetzel, 1979; Bostrom *et al.*, 1982; entre otros). Cuando la columna de agua en contacto con los sedimentos de fondo está oxidada, el Fe (III), muy insoluble en agua y con gran capacidad de adsorción de P, puede atrapar fósforo reactivo soluble del agua intersticial, evitando su

difusión hacia el agua sobrenadante. Bajo condiciones de anoxia, el hierro presente la película superficial de sedimentos se reduce, el Fe (II) es extremadamente soluble en agua y no presenta capacidad de adsorción de PRS, que se libera a la columna de agua. No obstante, existen también otros factores que controlan la liberación de P desde los sedimentos: la composición química de los mismos, pH y la actividad de los organismos del bentos. Kamp-Nielsen (1974) ha focalizado la importancia del pH en tal movilización. Psenner (1984) ha señalado que el aumento de la temperatura produce incrementos en el consumo de oxígeno, en la actividad descomponedora y acelera procesos de bioturbación de los organismos del bentos, incrementando la liberación de P desde los sedimentos. Bostrom *et al.* (1982) postulan que para que tenga lugar la movilización de P desde los sedimentos ocurren dos mecanismos simultáneos o separados por un corto tiempo: solubilización del P unido a partículas o agregados transportando el P al agua intersticial, y la posterior liberación del P hacia el agua sobrenadante mediado por procesos de transporte tales como: difusión, bioturbación y turbulencia.

Las transformaciones del N en la interfase agua-sedimento pueden controlar el estado trófico de los cuerpos de agua. El nitrógeno inmovilizado en el "pool" orgánico de los sedimentos puede ser más tarde mineralizado y reciclado. El amonio es en general la forma de N más importante para el crecimiento de los autótrofos, y es el mayor constituyente del N excretado heterotróficamente. El amonio presente en los sedimentos del fondo forma parte de una serie de reacciones que incluyen inmovilización, nitrificación y desnitrificación. El amonio producido por la deaminación de los compuestos orgánicos (amonificación), puede ser oxidado a nitratos en la columna de agua y en la capa superficial oxidada de los sedimentos. Asimismo, el oxígeno transportado a través del aerénquima de tallos y raíces de las macrófitas hacia la rizósfera permite la nitrificación del amonio (Reddy *et al.*, 1989). El nitrato difundido desde la columna de agua o desde la microzona oxidada a los sedimentos puede ser desnitrificado o incorporado al "pool" orgánico (DeLaune & Smith, 1987). Mengel & Viro (1978) destacan la importancia de la absorción de amonio por plantas enraizadas, lo cual produce una disminución del amonio intersticial cercano a las raíces y crea un gradiente favoreciendo su liberación desde las arcillas hacia la rizósfera. La actividad microbiana y de los invertebrados del bentos produce un aumento en la difusión de

fosfato y también de amonio hacia la columna de agua (eg. Andersen, 1997, Sondergaard, 1990; Tártrai, 1986) por el metabolismo béntico del oxígeno, por bioturbación y por excreción.

En muchos estudios limnológicos, los perfiles de concentración de iones en el agua intersticial son utilizados para identificar procesos biogeoquímicos y calcular las tasas de procesos: autogénicos, de disolución o precipitación mineral, de descomposición de la materia orgánica, dinámica bacteriana entre otros (Urban *et al.*, 1997).

Existen distintos métodos para estudiar la concentración de nutrientes en el agua intersticial y su flujo a la columna de agua. Todos presentan limitaciones. En la presente sección, se ensayó la incubación de “cores” (Psenner, 1984) conteniendo agua y sedimentos para la estimación de flujos y la determinación *in situ* de la concentración de iones en el agua intersticial utilizando dispositivos de equilibración pasiva a través de una membrana de diálisis (Hesslein, 1976), denominados “peepers”, en la bibliografía.

En esta sección se intenta describir la magnitud del intercambio de nutrientes entre los sedimentos de los pajonales y la columna de agua, evaluando la capacidad de retención y/o liberación de tales sedimentos y su relación con los nutrientes contenidos en los mismos y discutir la importancia relativa de los nutrientes inmediatamente asimilables por la vegetación en relación con el contenido en la misma.

MATERIALES Y METODO

Los muestreos se llevaron a cabo en un pajonal representativo de la porción superior del Bajo Delta, en Puerto Constanza (Fig. 1), sobre la margen izquierda del río Paraná Guazú, unos 80 km aguas arriba de la desembocadura, en dos sitios: a 50 m (Pajonal Costero) y a 600 m (Pajonal Interno) de la costa.

Las muestras de agua intersticial de los sedimentos del Pajonales Costero e Interno fueron tomadas en seis oportunidades desde febrero de 1994 a marzo de 1995. Simultáneamente, fueron tomadas muestras de la columna de agua en los mismos sitios, para realizar determinaciones fisicoquímicas en laboratorio. En febrero de 1994, si bien la superficie del sedimento se encontraba saturada de agua no se registró una cantidad

apreciable de agua sobre el mismo, por lo cual no se realizó muestreo de agua sobrenadante.

Las muestras para la determinación de la concentración de nutrientes del agua intersticial se obtuvieron mediante la utilización de cámaras de diálisis múltiples (“peepers”, Hesslein, 1976) (Foto). Estas consisten de un bloque de Plexiglass (2x15x45 cm) en el cual se han excavado 30 pequeñas cámaras (0.5x10 cm), una por centímetro, cubiertas por una membrana biológicamente inerte (Gelman DM-200, de 0,2 μm de poro) protegidas por una placa de Plexiglass con aberturas para que se produzca el intercambio. Las cámaras fueron llenadas con agua deionizada en el laboratorio e insertadas en los sedimentos del pajonal. Cuando el peeper se ubica en los sedimentos, los solutos del agua intersticial en contacto con la membrana difunden hacia las celdas las cuales una vez alcanzado el equilibrio (1 a 2 semanas) igualan las concentraciones de dichos solutos con las del agua intersticial correspondiente a una dada profundidad en el sedimento. Después del período de equilibración, los “peepers” fueron removidos y el contenido de las cámaras fue extraído por medio de una jeringa y trasvasado a un vial previamente lavado con HCl 30% y enjuagado con agua deionizada.

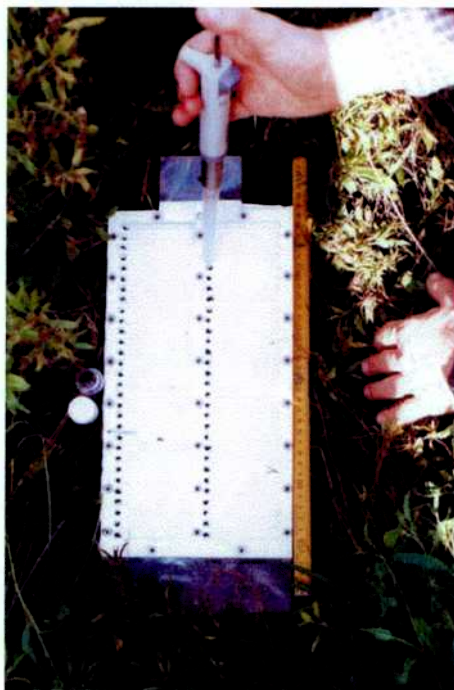


FOTO. Dispositivo de equilibración pasiva a través de una membrana de diálisis (Hesslein, 1976), “peepers”.

Las muestras correspondientes a cada profundidad fueron transportadas a 4 °C al laboratorio, donde se determinaron las concentraciones de amonio (método de indofenol azul, Mackereth *et al.*, 1978), nitrato mas nitritos (reducción en columna de Cadmio, y posterior diazotación) según Strickland y Parsons (1972), fósforo reactivo soluble (PRS, molibdato-ascórbico), según Strickland y Parsons (1972), bicarbonatos (titulación Gran), sulfatos (turbidimetría) y calcio (titulación con EDTA), según la metodología preconizada por APHA (1985).

Las muestras de la columna de agua de Pajonal Costero e Interno se tomaron por triplicado. Oxígeno disuelto y pH fueron medidos con oxímetro YSI 51B y pHmetro Orion 250A respectivamente. Las muestras fueron filtradas *in situ* a través de filtros Whatman GF/C. En ellas se determinó: fósforo reactivo soluble, amonio, nitratos, bicarbonatos, calcio, y sulfatos según la metodología descrita precedentemente. Los resultados se expresan como promedio de los triplicados, las cuales no superaron una variación del 5%.

A fines de octubre de 1993, se tomaron muestras de sedimentos y agua del río y del pajonal en dos sitios: Pajonal Costero e Interno, para estudiar la interacción entre los sedimentos del pajonal y el agua del río o del pajonal. Se realizaron incubaciones de sedimentos del pajonal con agua del río y del pajonal, según el siguiente esquema:

tratamiento IR: sedimento pajonal interno + agua del río

tratamiento IP: sedimento pajonal interno+ agua del pajonal

tratamiento CR: sedimento pajonal costero+ agua del río

tratamiento CP: sedimento pajonal costero+agua del pajonal

Las incubaciones se realizaron por cuadruplicado, en el laboratorio, a una temperatura de 20 °C , en oscuridad, durante 4 días en cilindros de Plexiglass de 45 cm de altura y 4,5 cm de diámetro, que contenían 15 cm de sedimentos y 2.5 litros de agua. Se tomaron muestras de la columna de agua en cuatro ocasiones: al inicio, y a los días 1, 2 y 4, en las que se determinó: OD (método de Winkler), fósforo reactivo soluble, nitrato mas nitritos, amonio, bicarbonatos, calcio y sulfatos según la metodología descrita anteriormente. Los flujos de nutrientes a través de la interfase agua-sedimentos, se calcularon a partir de la diferencia del contenido de nutrientes (mg) entre el tiempo inicial y final, por unidad de superficie (m²) y por unidad de tiempo (días).

Para obtener un perfil vertical de los contenidos de C, N y P en los sedimentos del pajonal, se tomaron muestras de los sedimentos a 50 m de la costa con *cores* de Plexiglass de 4,5 cm de diámetro y 45 cm de largo. Los sedimentos obtenidos fueron extraídos *in situ* y cortados en segmentos de aproximadamente un centímetro, se transportaron inmediatamente en frío al laboratorio donde se secaron a 60°C. Se pesaron y se determinó P (Andersen, 1979), C y N (analizador automático Carlo Erba EA 1108 C-N-H).

Análisis estadístico:

Se calculó el coeficiente de correlación de Pearson (Sokal and Rohlf, 1979) entre las concentraciones de C, N y P medidas en el perfil de sedimentos.

Se realizó un ANOVA para comparar las concentraciones finales de las variables medidas en la experiencia de incubación de sedimentos y agua del pajonal. Se realizaron comparaciones de a pares *a posteriori* (método T, Tukey). Las variables citadas fueron testeadas para determinar normalidad y homocedacia usando las pruebas de Lilliefors y Bartlett respectivamente (Sokal & Rohlf, *op.cit.*).

RESULTADOS

- Agua intersticial de los sedimentos:

El pH del agua intersticial decreció de 5,7-6.6 en las capas superficiales a 5.2-6.2 a 25-30 cm de profundidad, no difiriendo significativamente entre el pajonal Costero e Interno. Los niveles de nitratos fueron no detectables en todos los ensayos.

Los perfiles de concentración de amonio y PRS en el agua intersticial presentaron una gran variabilidad entre las distintas fechas de muestreo, y entre los sitios estudiados. La Figura 3 muestra diferencias importantes para la mayoría de las variables determinadas en los perfiles verticales de concentración al nivel de microescala con la resolución de 1 cm que permite la distancia entre las celdas contiguas del “peeper”. Por lo general se observó un máximo a los 20-30 cm de profundidad, acompañado, en ocasiones, de otros de menor magnitud, más superficiales, aproximadamente a los 5-10 cm de profundidad.

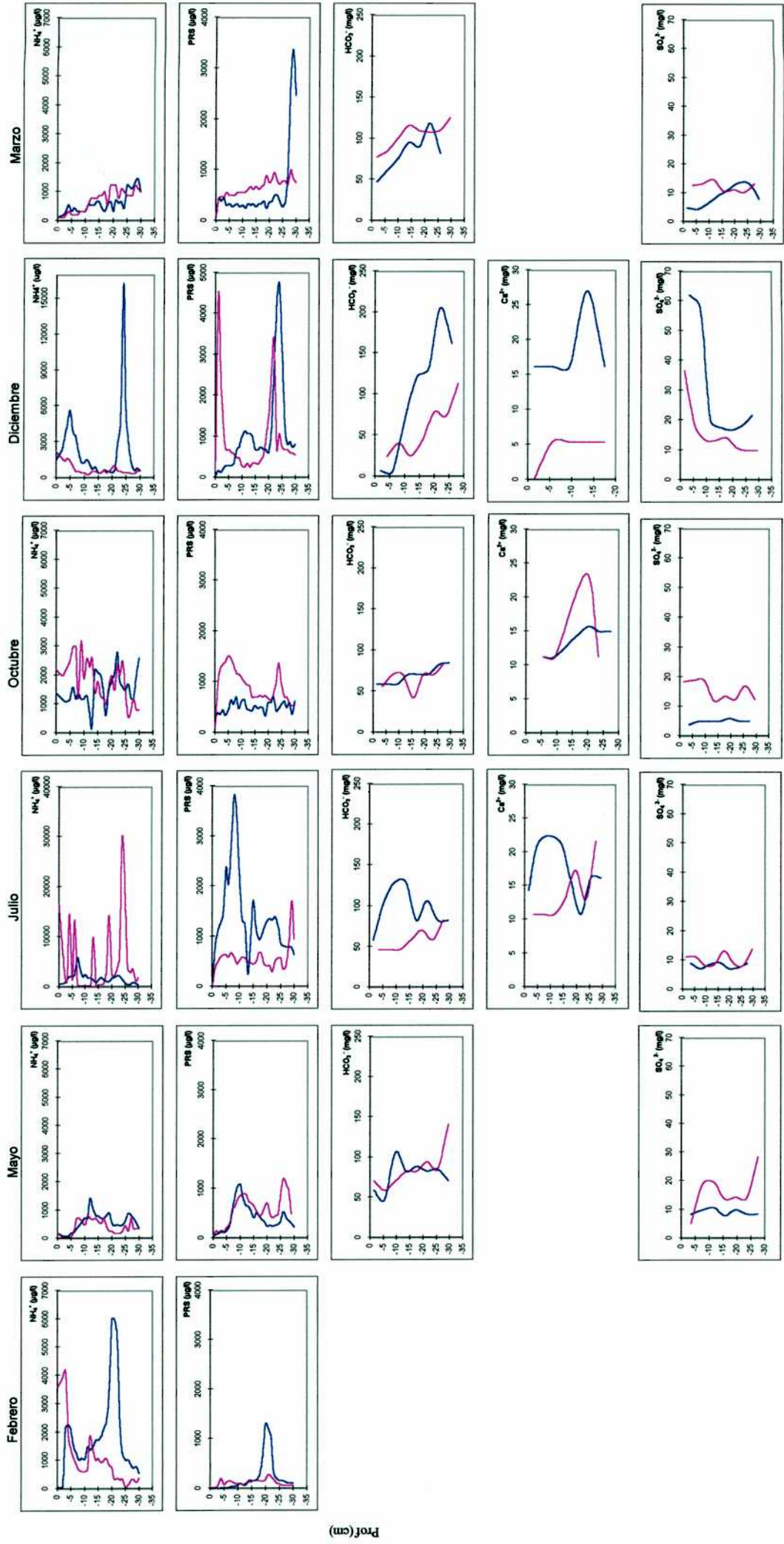


FIG. 3: Concentración de amonio, PRS, alcalinidad, calcio y sulfatos en el perfil de sedimentos, en los dos sitios del Pajonal de Puerto Constanza.

— Pajonal Costero
— Pajonal Interno

Prof (cm)

	Pajonal Costero					Pajonal Interno						
	N-NH ₄ ⁺ (µg/l)	PRS (µg/l)	NI/PRS	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	N-NH ₄ ⁺ (µg/l)	PRS (µg/l)	NI/PRS	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)
feb-94	media	1873,262	233,850	8,011			1085,133	125,233	8,665			
	máx	6010,000	1311,000	4,584			4210,000	289,000	14,567			
	min	80,000	12,000	6,667			80,000	24,000	3,333			
may-94	media	579,667	419,900	1,380	77,700	9,100	411,400	594,867	0,692	85,813	13,900	16,430
	máx	1442,000	1089,000	1,324	106,100	10,700	811,000	1201,000	0,675	141,500	21,600	28,600
	min	90,000	75,000	1,200	47,200	8,000	45,000	112,000	0,402	59,000	10,800	5,300
jul-94	media	1731,643	1406,933	1,231	97,300	8,343	3894,667	594,586	6,550	59,000	13,900	10,588
	máx	6000,000	3824,000	1,569	129,700	9,400	16500,000	1711,000	9,643	82,600	21,600	14,100
	min	487,000	266,000	1,831	59,000	7,200	225,000	311,000	0,723	47,200	10,800	8,300
oct-94	media	1524,138	515,433	2,957	69,613	5,000	1841,333	947,800	1,943	66,743	13,333	15,500
	máx	2800,000	711,000	3,938	84,900	6,000	3200,000	1523,000	2,101	84,900	23,500	19,000
	min	200,000	333,000	0,601	59,000	4,000	560,000	537,000	1,043	42,500	11,300	12,000
dic-94	media	2451,333	1105,433	2,218	100,103	30,600	740,000	970,833	0,762	57,243	2,700	15,825
	máx	16320,000	4754,000	3,433	205,200	62,000	2180,000	4494,000	0,485	113,200	5,400	36,700
	min	440,000	130,000	3,385	6,790	16,700	300,000	260,000	1,154	24,800	0,000	10,000
mar-95	media	619,400	625,133	0,991	81,771	8,903	714,667	674,800	1,059	104,425	8,650	12,367
	máx	1460,000	3375,000	0,433	118,500	13,700	1235,000	1012,000	1,220	125,600	8,650	14,750
	min	112,000	253,000	0,443	48,100	4,430	112,000	450,000	0,249	77,800	8,650	10,300

TABLA 6: Concentración de amonio, PRS, bicarbonatos, calcio y sulfatos (media, máximo y mínimo) en el agua intersticial de los sedimentos del pajonal de Puerto Constanza en dos sitios: Costero e Interno.

Los meses de octubre y julio fueron los de comportamiento más irregular en la distribución vertical de PRS y amonio en el perfil, ya que no se observa una única zona de mayor concentración, sino una serie de registros elevados sucedidos por otros menores (Fig. 3).

Las menores concentraciones medias para el perfil de amonio (Tabla 6) se registraron en muestreos próximos al final del período de crecimiento de las macrófitas, llevados a cabo en mayo de 1994 y marzo de 1995. En mayo, se registraron 579 y 411 $\mu\text{gN/l}$ y en marzo 619 y 714 $\mu\text{gN/l}$, en el pajonal costero e interno, respectivamente. En los referidos muestreos, las concentraciones de amonio registraron una fuerte disminución en los 5 cm superficiales (Fig. 3), y la relación NI/PRS que en general resultó inferior a 4, registró en estas fechas, los menores valores del período de estudio (1,3-0,7).

Las concentraciones medias de PRS en el perfil fueron menores en febrero de 1994, en ambos sitios (233 y 125 $\mu\text{gP/l}$ en el Pajonal Costero e Interno, respectivamente), ocasión en la cual el nivel del agua se encontraba en la superficie del sedimento, y máximas en julio en el Pajonal Costero y en diciembre de 1994 en el Interno registrando concentraciones de 1406 y 970 $\mu\text{gP/l}$, respectivamente (Tabla 6).

En el Pajonal Costero, los valores medios para el perfil de amonio, bicarbonatos, calcio y sulfatos en el agua intersticial más elevados se registraron en diciembre (Tabla 6). En julio, se obtuvieron los máximos valores medios de amonio en Pajonal Interno y PRS en Pajonal Costero.

- Agua sobrenadante:

En la Tabla 7 se presentan los valores medios de las réplicas tomadas en la columna de agua simultáneamente al muestreo de agua intersticial.

El Pajonal Costero presentó siempre mayores concentraciones de amonio respecto del Pajonal Interno. Asimismo, el Pajonal Costero registró, por lo general, mayores concentraciones de PRS, excepto en diciembre. La relación NI/PRS por lo general fue muy baja variando entre 0.1 y 0.7 en ambos sitios, con la excepción de un máximo de 4,9 en diciembre en el sitio cercano al río, ocasionado por un notable aumento de amonio. En el pajonal interno, los niveles de nitratos fueron no detectables en los meses

de mayor temperatura (diciembre y marzo) coincidiendo también las menores concentraciones de oxígeno disuelto. Las concentraciones de bicarbonatos y calcio resultaron superiores en la columna de agua del Pajonal Costero. La concentración de amonio es de 8 a 900 veces superior en el agua intersticial que en la columna de agua del pajonal y el PRS es de 2 a 50 veces mayor. Sin embargo, las concentraciones medias de sulfatos, calcio y bicarbonatos, si bien resultaron mayores en el agua intersticial, fueron del mismo orden de magnitud que las determinadas en la columna de agua del pajonal.

	Temp °C	OD mg/l	pH	N-NH ₄ ⁺ (µg/l)	N-NO ₃ ⁻ (µg/l)	PRS (µg/l)	NI/PRS	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)
Pajonal Costero										
may-94	16	0,9	6,3	14	16	41	0,7			
jul-94	7	3	6	9	9	27	0,7	47,1	8,1	7,2
oct-94	15	0,6	6,4	14	4	303	0,1	52,4	10,8	8
dic-94	23	2	5,5	181	26	42	4,9	22,9	6,4	
mar-95	22,5	0,4	6,1	59	18	108	0,7	66	7,9	7,2
Pajonal Interno										
may-94	17	1,2	5,7	10	17	37	0,7		6,7	
jul-94	7,5	4,2	6,2	4	7	19	0,6	30,2	6,7	8,1
oct-94	13	1,7	5,8	6	4	72	0,1	47,2	7,3	6
dic-94	17,5	0,8	5,7	86	0	144	0,6	21,5	4,1	15
mar-95	18,1	1,1	6	45	0	88	0,5	41,3	6,9	17

TABLA 7: Principales variables limnológicas medidas en los dos sitios del Pajonal de Puerto Constanza en coincidencia con los muestreos de agua intersticial.

- Sedimentos:

El pH de los sedimentos en el período de estudio varió entre 6 y 6,2. Las concentraciones de N y C (Fig. 4) en los sedimentos del pajonal están fuertemente correlacionadas ($r=0.89$, $n=36$; $p<0,05$). Las mayores concentraciones de C y N se alcanzaron en los primeros 5 cm, mostrando un fuerte decrecimiento a partir de los 10 cm, permaneciendo en concentraciones bajas y aproximadamente constantes el resto del perfil. El máximo de P se registró a los 2-3 cm, decreciendo con la profundidad para registrar concentraciones aproximadamente constantes a partir de los 15 cm.

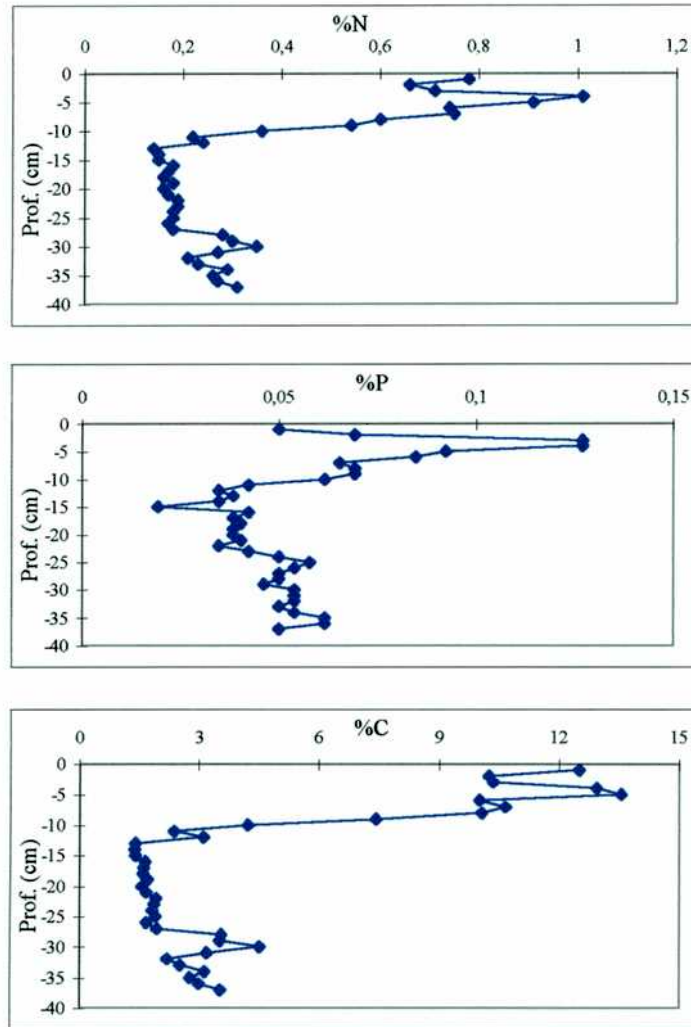


FIGURA 4: Contenido de N, P y C en el perfil de sedimentos en el pajonal de Puerto Constanza

- Interacción en la interfase agua-sedimentos:

En las Tablas 8 y 9 se presentan las concentraciones de las variables medidas al inicio y al final de la experiencia de incubación de sedimentos y agua del pajonal y río. En la Figura 5 se observa la variación en las concentraciones de distintas variables en el transcurso de la experiencia. El OD, decrece rápidamente alcanzando concentraciones promedio de 3 mg/l en los tratamientos con sedimentos del pajonal interno (IR e IP). Las concentraciones de OD promedio (día 1 a 4) durante la experiencia fueron de 5.2 mg/l.

Tratamiento		IR	IP	CR	CP
OD	(mg/l)	8,2	7,3	8,2	8,0
pH	(µg/l)	7,4	6,3	7,4	6,3
PRS	(µg/l)	47,0	129,0	47,0	90,0
NH ₄ ⁺	(µg/l)	39,0	70,0	39,0	70,0
NO ₃ ⁻	(µg/l)	221,0	68,0	221,0	69,0
NI	(µg/l)	260,0	138,0	260,0	139,0
NI/PRS		5,5	1,1	5,5	1,5

TABLA 8: Concentraciones iniciales de las variables limnológicas medidas en los ensayos de incubación con agua de río (R), de pajonal (P), y sedimentos de Pajonal Costero (C) y Pajonal Interno (I), y la relación NI/PRS.

Tratamiento		IR	IP	CR	CP
OD	(mg/l)	3,025 ± 0,685	2,725 ± 1,187	4,550 ± 1,914	6,400 ± 0,589
pH	(µg/l)	5,975 ± 0,287	6,175 ± 0,150	5,775 ± 0,171	6,250 ± 0,129
PRS	(µg/l)	43,250 ± 22,897	52,750 ± 29,859	76,750 ± 17,347	103,500 ± 5,000
NH ₄ ⁺	(µg/l)	47,500 ± 15,286	25,750 ± 9,394	61,750 ± 18,715	79,000 ± 39,455
NO ₃ ⁻	(µg/l)	59,750 ± 6,185	66,250 ± 3,500	133,000 ± 51,114	93,000 ± 14,583
NI	(µg/l)	107,250 ± 15,586	92,000 ± 9,967	194,750 ± 69,510	172,000 ± 47,546
NI/PRS		2,480	1,744	2,537	1,662

Tabla 9: Concentraciones finales de las variables limnológicas medidas en los ensayos de incubación con agua de río (R), de pajonal (P), y sedimentos de Pajonal Costero (C) y Pajonal Interno (I), y la relación final NI/PRS.

El pH inicial fue más elevado en los tratamientos con agua del río, disminuyeron y se igualaron los valores de los cuatro tratamientos al segundo día de incubación con registros ácidos en un rango (5,7-6,2). Permanecieron sin cambios hasta el final de la experiencia, no registrándose diferencias significativas ($p < 0,05$) entre tratamientos.

Los nitratos disminuyeron a lo largo de la experiencia, excepto en el tratamiento CP donde se registró un pulso de mayor concentración al segundo día. Al finalizar la experiencia, las concentraciones de nitratos de los tratamientos con sedimentos del Pajonal Costero fueron significativamente superiores ($p < 0,05$) al resto, en coincidencia con los mayores valores de OD registrados en esos tratamientos. Las concentraciones de amonio aumentan en el 1er día, luego disminuyen. Al finalizar la experiencia, las concentraciones fueron significativamente diferentes, siendo $CP > CR > IR > IP$. Los

porcentajes iniciales de nitratos respecto del nitrógeno inorgánico disuelto (nitratos+amonio), fueron 85% (en IR y CR) y 49% (en IP y CP). Dichos porcentajes disminuyeron a lo largo de la experiencia en los tratamientos con mayores concentraciones iniciales de nitratos (IR y CR), hasta valores de 56% en IR y 68% en CR. En cambio, se incrementaron en aquellos tratamientos que presentaban menores concentraciones iniciales de nitratos (IP y CP), llegando a valores de 72% (IP) y 54% (CP).

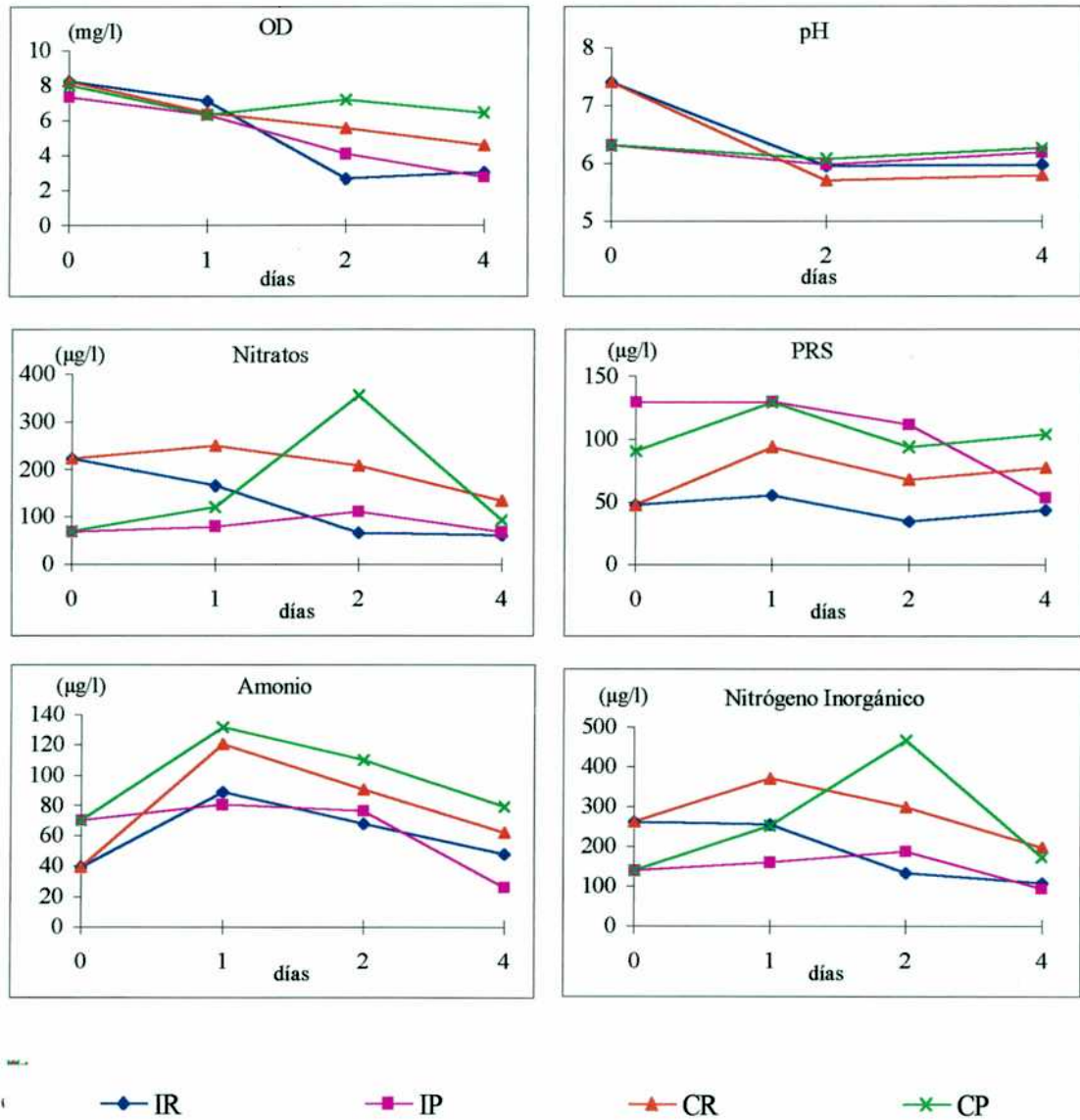


FIGURA 5: Variación a lo largo del tiempo de incubación de las variables limnológicas medidas en los ensayos con agua de río (R), de pajonal (P), y de sedimentos de Pajonal Costero (C) y Pajonal Interno (I).

Los valores iniciales de PRS en los tratamientos con agua del río (IR y CR) fueron inferiores respecto a los realizados con agua del pajonal (IP y CP). Las concentraciones de PRS tendieron a disminuir en los tratamientos con sedimentos del pajonal Interno (IR y IP) en forma muy notoria en IP y a aumentar en los tratamientos con sedimentos del Pajonal Costero.

En la Tabla 10 se presentan las estimaciones de los flujos netos de liberación-desaparición de nutrientes en las experiencias con *cores*. Para el nitrato, se obtuvieron importantes flujos netos de desaparición en los tratamientos con agua de río, en los cuales la concentración inicial era mayor. El amonio, presentó flujos positivos en IR, CP y CR y negativos en IP. A pesar de ello, la forma de N dominante en estos ensayos fueron los nitratos (49-85%), frecuentemente superiores a los obtenidos para el agua sobrenadante del pajonal, donde los porcentajes de nitratos respecto del NI variaron entre 0-63%. En general, se registró una fuerte pérdida de nitrógeno inorgánico, a excepción del tratamiento CP. Los flujos netos para PRS resultaron de liberación desde los sedimentos al agua para los ensayos con sedimentos del Pajonal Costero (CP y CR) e inverso para los del Pajonal Interno independientemente del agua que se utilizara. La relación NI/PRS en los tratamientos fue aproximadamente 2.

Flujo (mg/m ² .día)	IR	IP	CR	CP
NO ₃ ⁻	-66	-2	-38	7
NH ₄ ⁺	2	-18	8	2
PRS	-3	-32	10	3
NI	-63	-21	-31	9

Tabla 10: Flujos netos de nitratos, amonio, PRS y nitrógeno inorgánico obtenidos de la incubación de cilindros con agua de río (R), agua de pajonal (P) y sedimentos del Pajonal Interno (I) y Pajonal Costero (C).

DISCUSION

La gran variabilidad vertical en las concentraciones de amonio y PRS en el agua intersticial fue también observada por otros autores (Chambers & Fourqurean, 1991; Short *et al.*, 1993; D'Angelo & Reddy, 1994). Asimismo, la variabilidad observada

entre los sitios estudiados, podría interpretarse como resultado de la heterogeneidad espacial presente en los sedimentos, resultante de la intrincada distribución de rizomas, raíces, partes de plantas en distinto grado de descomposición, amalgamados por una fracción mineral que se incrementa en profundidad. La heterogeneidad vertical determina a su vez variaciones a nivel de microescala en las condiciones de óxido-reducción, coexistiendo nichos reducidos, que en el perfil aparecen con un moteado negro, compuestos de materia orgánica en descomposición, con otros oxidados, de tonalidad rojiza, en el entorno de las raíces (rizósfera).

Según Urban *et al.* (1997) los perfiles obtenidos del agua intersticial a través de “peepers” no pueden ser usados para estudiar los flujos superficiales en la interfase agua-sedimento, sino para los subsuperficiales, y también para determinar el área de descomposición en el perfil. Las máximas concentraciones de nutrientes a 20-30 cm de profundidad podrían deberse a un menor consumo por la vegetación, la cual presenta su máxima densidad de raíces entre los 5-7 cm de profundidad (C. Bonetto, com. pers.). Asimismo, a esa profundidad, el potencial redox sería altamente reductor dando lugar a los máximos de amonio y PRS.

Los procesos que tienen lugar en los sedimentos están muy influenciados por la temperatura, por el nivel de oxígeno disuelto y por los procesos de deposición de los sedimentos transportados por el río hacia el pajonal. A pesar de no evidenciarse estacionalidad definida se pudieron distinguir ciertas tendencias. El pronunciado descenso en la concentración de amonio en este compartimento, se asoció con el máximo de biomasa de macrófitas que tiene lugar a fines de la estación de crecimiento (mayo) (Villar *et al.*, 1996), lo cual está relacionado con una mayor absorción por parte de las macrófitas. Durante el invierno, las concentraciones de amonio aumentaban, producto de la descomposición de las macrófitas que mueren y caen durante este período (Ver Sección 1.3) y por la menor absorción por las plantas. La posterior disminución primaveral del amonio intersticial se debería al efecto combinado de descomposición y asimilación por las macrófitas que se hallan en el período de más activo crecimiento. Los valores promedio de PRS en el agua intersticial, no parecieron estar relacionados con los períodos de crecimiento de las macrófitas. Los valores mínimos promedio de PRS en el agua intersticial se registraron en febrero, debido a que

durante ese muestreo el pajonal prácticamente no tenía agua sobrenadante, por lo cual los sedimentos superficiales se hallaban oxidados, provocando la adsorción del PRS del agua intersticial al Fe (III) de los sedimentos, y su consiguiente disminución en el agua intersticial. No se observó una clara disminución en las concentraciones medias de PRS en el perfil al finalizar el período de crecimiento.

La diferencia en órdenes de magnitud entre la concentración de amonio en el agua intersticial y el agua sobrenadante, sugiere un elevado flujo desde los sedimentos hacia la columna de agua. Sin embargo, no se detectó acumulación de amonio en el agua de los pajonales. Consistentemente, en tres de los cuatro ensayos de incubación en *cores* se determinó un flujo neto de amonio de los sedimentos a la columna de agua y tampoco se observó acumulación de amonio en la columna de agua, mas aun, en tres de los cuatro ensayos se determinó disminución del contenido tanto de nitratos como de nitrógeno inorgánico. El amonio liberado desde los sedimentos sería nitrificado en la columna de agua y la difusión del nitrato hacia el sedimento anóxico determinaría su posterior denitrificación. Minzoni *et al.* (1998) mostraron que el 70-80% del N agregado como amonio y nitrato a campos de arroz en Camargue (Francia) era perdido por denitrificación. Al igual que en el presente caso, la columna de agua contenía cantidades apreciables de oxígeno disuelto. D'Angelo & Reddy (1994) reportaron pérdidas de del 90% tanto de $^{15}\text{NO}_3$ como así también del $^{15}\text{NH}_4$ atribuibles a la ocurrencia simultánea del proceso de nitrificación-denitrificación. El oxígeno transportado a través del aérenquima de las raíces hacia la rizósfera promueve la oxidación del amonio, el cual al difundir hacia zonas anaeróbicas se denitrifica (Reddy *et al.*, 1989). Los flujos de desaparición obtenidos para el nitrato son inferiores a los reportados por Schoeder *et al.* (1991) para sedimentos del estuario del río Elbe. La liberación de amonio, es producto de la deaminación de los compuestos orgánicos contenidos en los sedimentos. Si bien, existe un flujo neto de amonio en todos los tratamientos, excepto en IP, la forma de N disuelto predominante fueron los nitratos, a diferencia de lo hallado en la columna de agua del pajonal, lo cual sugiere que en el ambiente natural, la denitrificación adquiere mayor relevancia, debido en parte, a que las concentraciones de OD en la columna de agua del pajonal, en general, eran inferiores a las obtenidas en el ensayo.

Desde el clásico trabajo de Mortimer (1942) suele asumirse que las concentraciones de

PRS en la interfase agua-sedimento resultan principalmente del equilibrio de óxido-reducción del hierro. Según el modelo de liberación de P controlado por el oxígeno (Wetzel, 1982; Bostrom *et al.*, 1982), en los ensayos debería haber predominado la desaparición del PRS del agua al ser atrapado por el Fe (III) de la superficie de los sedimentos oxidados, ya que el agua en contacto con los mismos contenía oxígeno disuelto. En los ensayos con sedimentos del Pajonal Interno se produjo la desaparición de PRS de la columna de agua. Los flujos estimados fueron semejantes a los citados por Wisniewski & Planter (1985) para lagos, y resultaron inferiores a los obtenidos para sedimentos anóxicos de ambientes eutróficos (James *et al.*, 1992) y a los registrados en lagunas del Paraná Medio por Carignan & Neiff (1992). Sin embargo, en los ensayos con sedimentos del Pajonal Costero existió liberación neta de PRS. Caraco *et al.* (1991) concluyen que existen otros factores (fósforo contenido en los sedimentos y en el agua, materia orgánica en los sedimentos), además de la concentración de OD, que podrían controlar también los flujos de P a través de la interfase agua-sedimentos. La liberación de P obtenida en los sedimentos oxigenados de los tratamientos (CR y CP) seguramente se origina en la mineralización de la materia orgánica en los mismos.

A su vez resulta de interés señalar que las concentraciones de bicarbonato resultaron siempre superiores en el agua intersticial respecto al agua sobrenadante, lo que implica un flujo constante de carbono inorgánico desde el sedimento al agua del pajonal.

El penetrante olor de sulfuros que se percibe nítidamente en el pajonal es demostrativo de la reducción de sulfatos en los sedimentos anóxicos. No obstante, en todos los muestreos se determinó la presencia de sulfatos en el agua intersticial de los sedimentos. En ocasiones, las concentraciones de sulfatos eran superiores en el agua sobrenadante respecto a la intersticial, sugiriendo un flujo neto desde el agua del pajonal hacia los sedimentos. Debido a la disminución del potencial redox en los sedimentos, a causa de la descomposición, se produce una reducción de sulfatos a SH_2 , parte de éste reacciona con los Fe^{+2} liberados por los sedimentos anaeróbicos y se forma SFe insoluble que precipita (Wetzel, 1981). Otras veces, existiría un flujo de sulfatos desde los sedimentos, probablemente asociado a mayores concentraciones de oxígeno disuelto.

La disminución en la concentración de amonio en el agua intersticial hacia el final del período de crecimiento, la falta de acumulación de amonio en el agua sobrenadante de los ensayos de incubación y del pajonal a pesar de los flujos de liberación desde los sedimentos, sugieren una pérdida de N en los pajonales del valle aluvial. En cambio, el PRS no registró una tendencia semejante. Las relaciones NI/PRS halladas en el agua intersticial, en el agua sobrenadante de los pajonales y en la resultante del flujo de nutrientes desde los sedimentos fueron bajas en relación con el cociente N/P de las plantas al finalizar el período de crecimiento (valores en torno a 4, Sección 1.1), sugieren una limitación por N y un exceso relativo del P asimilable por las macrófitas.

1.3.- Descomposición de macrófitas emergentes

INTRODUCCION

La descomposición de la materia orgánica es uno de los procesos más importantes que determinan la estructura y función de distintos sistemas acuáticos: arroyos (Cummins, 1974), humedales (Brinson *et al.*, 1981) o estuarios (Correll, 1978). La elevada producción de materia orgánica ha sido observada como una característica típica de las llanuras de inundación y ha sido relacionada con la elevada entrada de nutrientes desde el río (Junk *et al.*, 1989). La determinación de las tasas de descomposición y los patrones de pérdida de peso de la vegetación en descomposición, así como la liberación de nutrientes durante este proceso, resultan de interés por su importancia para comprender el funcionamiento de las llanuras de inundación de los grandes ríos.

Los pajonales del Delta del río Paraná presentan una elevada producción primaria (Villar *et al.*, 1996) y representan el tipo de vegetación que más contribuye a la formación de suelos en el delta (Bonfils, 1962). La materia orgánica alternativamente libera o toma nutrientes durante el proceso de descomposición. Dependiendo de cual de los dos procesos predomine, representará una fuente o un sumidero de nutrientes (Jordan *et al.*, 1989).

Según Saunders (1980), las tasas de descomposición dependen de la cantidad y naturaleza del sustrato, de la biomasa y tipo de descomponedores, de la temperatura, concentración de oxígeno y de la concentración de nutrientes. Hay evidencias controvertidas en la literatura acerca de la influencia del nivel de nutrientes sobre la descomposición acuática. Neely & Davies (1985), Federle *et al.* (1982), Triska & Sedell (1976) y Howard-Williams *et al.* (1988) demostraron que el enriquecimiento del agua con N y/o P no afecta las tasas de descomposición. Por el contrario, Brock *et al.* (1985), Andersen (1978), Meyer & Johnson (1983) hallaron una respuesta positiva de la descomposición al agregado de nutrientes al agua.

El objetivo de esta sección fue determinar la dinámica de descomposición de los vástagos de las macrófitas dominantes de los pajonales, los cambios en el contenido de N y P y su efecto sobre el almacenamiento y reciclado de nutrientes en un pajonal

representativo del valle aluvial, estudiado a través de ensayos de campo y laboratorio. Asimismo, se estudiaron las diferencias en las tasas de descomposición en relación con la especie de macrófita, a la distancia al río y al suministro externo de nutrientes.

MATERIALES Y METODOS

- Descomposición *in situ* de *Schoenoplectus californicus*, *Cyperus giganteus* y *Zizaniopsis bonaerensis* (Bal. et Poitr.) Spegazzini:

La experiencia de descomposición se llevó a cabo en un Pajonal representativo del Bajo Delta, a la altura de Puerto Constanza (Fig. 1), vegetado fundamentalmente por *Schoenoplectus californicus* y *Cyperus giganteus*. Se estimó la descomposición de la macrofitia dominante en dos sitios: pajonal cercano a la costa del río (Pajonal Costero) y alejado 600 m del mismo (Pajonal Interno). En el Pajonal Costero se trabajó con *Schoenoplectus californicus*, *Cyperus giganteus* y *Zizaniopsis bonaerensis* y en el Pajonal interno con las dos primeras debido a la ausencia de *Zizaniopsis bonaerensis*. Los vástagos fueron cortados en trozos de 10 cm y fueron secados hasta peso constante a 60 °C. Los tallos secos se colocaron en bolsas de nylon de 15x20 cm y malla de 1x1 mm. Cada bolsa contenía 43,5 g de biomasa seca. Fueron ubicadas en la interfase agua-sedimento en el mismo lugar donde habían sido colectadas las plantas. La experiencia comenzó el 25 de mayo de 1994; se tomaron muestras a los 8, 15 y 22 meses de comenzada la misma. Se tomaron 4-6 réplicas en cada muestreo. El contenido de las bolsas fue separado cuidadosamente de las raíces que crecieron sobre las mismas, se secaron hasta peso constante a 60 °C y se pesaron. Posteriormente, se determinaron los contenidos de N (analizador automático Carlo Erba EA 1108) y de P (Andersen, 1979).

Simultáneamente con la recolección de las bolsas con material vegetal, se tomaron muestras de agua en los dos sitios del pajonal. Se midió pH (del agua) (pHmetro Orion 250A), oxígeno disuelto (oxímetro YSI 51B), conductividad (conductímetro Luftman) y temperatura. Se tomaron muestras de agua por triplicado y se filtraron con Whatman GF/C, se trasladaron en hielo al laboratorio para su posterior análisis. Se determinó amonio ($N-NH_4^+$ por método de indofenol azul) de acuerdo a Mackereth *et al.* (1978),

nitratos (N-NO_3^+ por reducción en columna de cadmio), fósforo reactivo soluble (PRS por ácido ascórbico-molibdato), según Strickland y Parsons (1968).

- Descomposición en laboratorio:

Se llevaron a cabo experiencias controladas en laboratorio para evaluar si la disponibilidad de nutrientes (N y P) ejerce influencia sobre las tasas de descomposición de *Cyperus giganteus*. Las experiencias se realizaron a temperatura ambiente, en oscuridad, simulando las condiciones naturales del pajonal.

Se incubaron bolsas conteniendo 20 g. de peso seco de *C. giganteus* en recipientes de 50 cm de diámetro y 80 cm de altura, Las bolsas de incubación tuvieron las mismas características que las usadas en la experiencia de campo. Los vástagos fueron cosechados de la biomasa seca en pie del interior del valle aluvial en octubre de 1993.

Los tratamientos se efectuaron por triplicado y según el siguiente esquema:

Control: 12 litros de agua del río Paraná Guazú

Fertilización con P: a 12 litros de agua del Paraná Guazú. Se adicionaron 0.7 mg $\text{P-PO}_4\text{Na}_3/\text{l}$ al agua del río a los 0, 120, 242, 307, 443 y 521 días de comenzado la experiencia

Fertilización con N: a 12 litros de agua del Paraná Guazú se adicionaron 6 mg $\text{N-(NH}_4)_2\text{SO}_4/\text{l}$ al agua del río a los 0, 45, 120, 242, 307, 443, 521 y 673 días de comenzado la experiencia

A los 443 días se reemplazaron $\frac{3}{4}$ partes del agua de los recipientes por agua de río.

Se siguió el ritmo de descomposición del material vegetal a lo largo del tiempo, removiendo una bolsa por recipiente a los 17, 65, 412 y 781 días de comenzada la experiencia. Se pesó el contenido de las bolsas, previo secado a 60 °C hasta peso constante.

Se determinaron los contenidos de C, N (analizador C-N-H) y P según la metodología descrita anteriormente en los tejidos vegetales en las fechas de extracción de material.

Se determinaron periódicamente en el agua de inundación las concentraciones de oxígeno disuelto (OD por método de Winkler), pH, temperatura, amonio, nitratos, fósforo reactivo soluble, según la metodología descrita precedentemente.

Análisis estadístico:

Los datos de variables limnológicas, los contenidos de N y P en las plantas en descomposición, el peso seco de dicho material, fueron testeados para determinar normalidad y homocedacia usando las pruebas de Lilliefors y Bartlet respectivamente (Sokal & Rohlf, 1979). Se realizó un ANOVA para comparar peso seco del material en descomposición, el contenido de N y P en el material remanente al finalizar el ensayo siendo los factores: especie de planta y sitio en el caso de la experiencia *in situ* y tratamientos en la experiencia en laboratorio. Se realizó un ANOVA para comparar las concentraciones de distintos iones entre el pajonal y los resultados obtenidos de la experiencia de descomposición en laboratorio (para comparar NI se descartó el tratamiento de fertilización con N y para comparar los niveles de PRS se descartó el tratamiento enriquecido con P), los datos utilizados fueron testeados para probar normalidad y homocedacia según las pruebas enunciadas precedentemente.

El peso seco en las bolsas de incubación fue graficado en función del tiempo (en días) para examinar el patrón de decaimiento en peso. Se probaron dos modelos (exponencial y lineal) para la descripción del decaimiento en peso en la experiencia de laboratorio y en la experiencia realizada *in situ*. Las ecuaciones fueron fijadas por un análisis de regresión (Sokal & Rohlf, 1979).

a) modelo lineal

$$P_t = P_0 - k t$$

b) modelo exponencial

$$P_t = P_0 e^{-kt}, \text{ siendo } P_t: \text{ peso en tiempo } t$$

P_0 : peso seco inicial

k: constante de decaimiento

t: tiempo en días

Se aplicó un test para evaluar las diferencias entre las pendientes de las rectas de regresión, mediante el procedimiento STP (Sokal & Rohlf, 1979). Se realizaron contrastes *a posteriori* entre pendientes (método T). Se probaron diferencias significativas entre las pendientes de las rectas de regresión de las distintas especies y sitios (en la experiencia *in situ*) y entre tratamientos en la experiencia de laboratorio y entre los tratamientos realizados en laboratorio y los llevados a cabo *in situ*.

RESULTADOS

- Descomposición *in situ*:

La experiencia *in situ* (Tabla 11) mostró que las tasas de descomposición resultaron extremadamente bajas, entre 43 y 49% del material en descomposición permaneció en las bolsas hasta los 22 meses (Tabla 12). Los modelos exponencial y lineal describieron similarmente bien los datos experimentales (Fig. 6), con coeficientes significativos ($p < 0,05$) en todos los casos (Tabla 13). Las constantes de decaimiento (k) no difirieron significativamente entre tratamientos ($p > 0,05$). No se obtuvieron diferencias significativas ($p < 0,05$) entre las constantes de decaimiento (k) de las rectas de regresión entre las distintas especies y sitios. Tampoco se registraron diferencias significativas ($p < 0,05$) en el peso final de *S. californicus* y *C. giganteus* entre el Pajonal Costero e Interno, ni en el peso final entre especies (Tabla 11).

	Tiempo (días)	Biomasa (g)	
		Pajonal Costero	Pajonal Interno
<i>S. californicus</i>	0	20,000 ± 0,000	20,000 ± 0,000
	252	13,980 ± 0,303	13,700 ± 1,023
	465	12,020 ± 1,114	11,260 ± 0,937
	680	9,800 ± 1,224	8,720 ± 0,403
<i>Cyperus giganteus</i>	0	20,000 ± 0,000	20,000 ± 0,000
	252	12,900 ± 0,638	14,800 ± 0,606
	465	11,140 ± 0,631	12,583 ± 0,299
	680	9,400 ± 0,511	9,700 ± 0,913
<i>Zizaniopsis bonaerensis</i>	0	20,000 ± 0,000	
	252	12,750 ± 1,636	
	465	11,380 ± 1,519	
	680	8,600 ± 1,187	

Tabla 11: Peso (media ± DS) de los vástagos de *C. giganteus* y *S. californicus* sometidos a descomposición en el Pajonal Costero e Interno y de *Z. bonaerensis* en el Pajonal Costero en Puerto Constanza.

	Tiempo (días)	Peso remanente (%)	
		Pajonal Costero	Pajonal Interno
<i>S.californicus</i>	0	100 ± 0,000	100 ± 0,000
	252	69,875 ± 0,303	68,5 ± 5,115
	465	60,1 ± 5,572	56,3 ± 4,685
	680	49 ± 6,116	43,625 ± 2,016
<i>Cyperus giganteus</i>	0	100 ± 0,000	100 ± 0,000
	252	64,5 ± 0,638	74 ± 3,028
	465	55,7 ± 3,154	63,2 ± 1,483
	680	47 ± 2,556	48,5 ± 4,564
<i>Zizaniopsis bonaerensis</i>	0	100 ± 0,000	
	252	63,75 ± 1,636	
	465	56,9 ± 7,594	
	680	43 ± 5,934	

TABLA 12: Peso remanente (%) (media ±DS) de los vástagos de *C. giganteus* y *S. californicus* sometidos a descomposición en el Pajonal Costero e Interno y de *Z. bonaerensis* en el Pajonal Costero en Puerto Constanza.

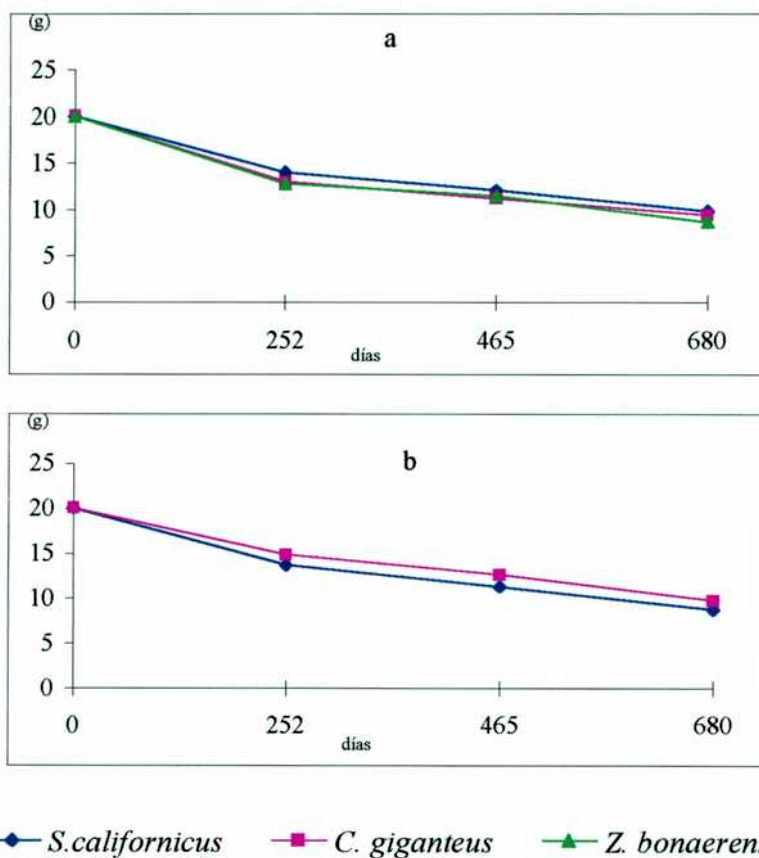


FIGURA 6: Variación del peso (g) de *S. californicus*, *C. giganteus* y *Z. bonaerensis* durante la experiencia de descomposición llevada a cabo en Pajonal Costero (a) y en Pajonal Interno (b), en Puerto Constanza.

		P_0	k	r^2
Pajonal Costero				
<i>S. californicus</i>	lineal	17,905	0,012	0,8361
	exponencial	18,43	0,00095	0,838
<i>C. giganteus</i>	lineal	16,991	0,012	0,8142
	exponencial	17,253	0,00093	0,882
<i>Z. bonaerensis</i>	lineal	17,295	0,013	0,7361
	exponencial	17,832	0,00107	0,741
Pajonal Interno				
<i>S. californicus</i>	lineal	18,004	0,014	0,8921
	exponencial	18,8	0,00135	0,924
	lineal	18,784	0,013	0,9374
<i>C. giganteus</i>	exponencial	19,648	0,00102	0,931

TABLA 13: Estimación de los Parámetros de las rectas de decaimiento en peso de las macrófitas (k y P_0) y r^2 , según los modelos lineal y exponencial para la experiencia de descomposición *in situ*.

	Tiempo (días)	N (%)	
		Pajonal Costero	Pajonal Interno
<i>S. californicus</i>	0	0,320	0,480
	252	0,720 ± 0,070	0,840 ± 0,220
	465	0,850 ± 0,120	1,000 ± 0,110
	678	1,420 ± 0,165	1,570 ± 0,193
<i>C. giganteus</i>	0	0,100	0,190
	252	0,580 ± 0,090	0,670 ± 0,150
	465	0,840 ± 0,090	0,800 ± 0,060
	678	1,170 ± 0,017	1,190 ± 0,093
<i>Z. bonaerensis</i>	0	0,520	
	252	0,780 ± 0,040	
	465	1,050 ± 0,150	

TABLA 14: Contenido de N (%) en los vástagos en descomposición de *S. californicus*, *C. giganteus* y *Z. bonaerensis* durante la experiencia llevada a cabo en el Pajonal de Puerto Constanza en dos sitios: Pajonal Interno y Costero.

El contenido de N en el material en descomposición se incrementó a lo largo de la

experiencia (Tabla 14). Los incrementos en N fueron mayores donde las concentraciones iniciales de N eran inferiores: las situaciones extremas fueron *C. giganteus* en Pajonal Costero que registró la menor concentración inicial e incrementó 12 veces su contenido de N a lo largo del experimento, mientras que *Z. bonaerensis* en Pajonal Costero registró la mayor concentración inicial e incrementó su contenido de N en apenas 2 veces. Las diferencias iniciales en el contenido de N decrecieron hasta ser no significativas al finalizar la experiencia ($p < 0,05$). Es importante destacar que hay una ganancia neta de N en el material en descomposición. De igual forma que el porcentaje de N, el contenido de N por bolsa (Tabla 15) registró un incremento neto en todos los tratamientos, siendo más elevado en las muestras cuyo contenido inicial era menor (*C. giganteus* en Pajonal costero) e inferior en las que el contenido inicial era mayor (*S. californicus* en Pajonal Interno y *Z. bonaerensis*).

	Tiempo (días)	N por bolsa (mg)	
		Pajonal Costero	Pajonal Interno
<i>S. californicus</i>	0	64,000	96,000
	252	100,878 ± 9,309	114,062 ± 23,462
	465	101,617 ± 14,654	113,735 ± 21,985
	678	139,355 ± 23,792	137,813 ± 21,697
<i>C. giganteus</i>	0	20,000	38,000
	252	74,942 ± 9,493	98,675 ± 20,688
	465	93,430 ± 12,359	100,755 ± 7,664
	678	109,745 ± 6,129	115,773 ± 14,959
<i>Z. bonaerensis</i>	0	104,000	
	252	98,475 ± 9,565	
	465	122,150 ± 23,780	

TABLA 15: Contenido de N por bolsa (mg) en los vástagos en descomposición de *S. californicus*, *C. giganteus* y *Z. bonaerensis* durante la experiencia llevada a cabo en el Pajonal de Puerto Constanza en dos sitios: Pajonal Interno y Costero.

Durante los primeros 8 meses, el contenido de P en el material en descomposición (Tabla 16) decreció en las muestras de mayores concentraciones iniciales de P (*S. californicus* y *C. giganteus* en pajonal interno y *Z. bonaerensis*) mientras se incrementó donde las concentraciones iniciales eran más bajas (*S. californicus* y *C. giganteus* en Pajonal costero). Posteriormente, los contenidos de P se incrementaron en todos los casos y no mostraron diferencias significativas entre especies ni sitios ($p < 0,05$) al

finalizar el ensayo. Contrariamente al N, el incremento del contenido de P fue compensado por la pérdida de material, resultando el contenido final de P por bolsa (Tabla 17), semejante al inicial para *S. californicus* y *C. giganteus*, en el Pajonal Costero e inferior en el Pajonal Interno y en *Z. bonaerensis*. La relación N/P se incrementó de 2,7-3,8 (*C. giganteus*), y 7,4-8,0 (*S. californicus*) en el comienzo a 14,0-16,5 al final de la experiencia.

	Tiempo (días)	P (%)	
		Pajonal Costero	Pajonal Interno
<i>S. californicus</i>	0	0,037	0,06
	252	0,046 ± 0,002	0,051 ± 0,006
	465	0,061 ± 0,005	0,064 ± 0,007
	678	0,087 ± 0,007	0,098 ± 0,010
<i>C. giganteus</i>	0	0,037	0,05
	252	0,046 ± 0,003	0,046 ± 0,003
	465	0,056 ± 0,004	0,052 ± 0,002
	678	0,085 ± 0,003	0,085 ± 0,002
<i>Z. bonaerensis</i>	0	0,116	
	252	0,057 ± 0,006	
	465	0,075 ± 0,008	
	678	0,088 ± 0,002	

TABLA 16: Contenido de P (%) en los vástagos en descomposición de *S. californicus*, *C. giganteus* y *Z. bonaerensis* durante la experiencia llevada a cabo en el Pajonal de puerto Constanza en dos sitios: Pajonal Interno y Costero

	Tiempo (días)	P por bolsa (mg)	
		Pajonal Costero	Pajonal Interno
<i>S. californicus</i>	0	8,600 ± 0,400	12,000 ±
	252	6,380 ± 0,360	7,050 ± 1,180
	465	7,370 ± 1,010	7,210 ± 1,200
	678	8,350 ± 0,540	8,260 ± 0,680
<i>C. giganteus</i>	0	7,460 0,500	10,000 ±
	252	5,870 ± 0,420	6,730 ± 0,400
	465	6,260 ± 0,460	6,550 ± 0,300
	678	7,870 ± 0,920	8,270 ± 1,000
<i>Z. bonaerensis</i>	0	23,200	
	252	7,110 ± 1,030	
	465	8,560 ± 1,490	
	678	6,530 ± 0,670	

TABLA 17: Contenido de P por bolsa (mg) en los vástagos en descomposición de *S. californicus*, *C. giganteus* y *Z. bonaerensis* durante la experiencia llevada a cabo en el Pajonal de Puerto Constanza en dos sitios: Pajonal Interno y Costero.

		Pajonal Costero	Pajonal Interno
Temperatura	(°C)	17 ± 6,8	15 ± 4,62
Conductividad	($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)	175 ± 68,34	131 ± 14,52
Oxígeno disuelto	(mg. Γ^{-1})	1,9 ± 1,07	1,9 ± 1,07
pH		6,3 ± 0,59	6 ± 0,26
PRS	($\mu\text{g}\ \Gamma^{-1}$)	122 ± 110,7	70 ± 63,55
$\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$	($\mu\text{g}\ \Gamma^{-1}$)	26 ± 13,11	16 ± 51,4
NH_4^+	($\mu\text{g}\ \Gamma^{-1}$)	44 ± 84,53	38 ± 17,86
NI	($\mu\text{g}\ \Gamma^{-1}$)	70	54

TABLA 18: Variables limnológicas (media ± DS) medidas en el agua sobrenadante del Pajonal de Puerto Constanza en los dos sitios (Pajonal Costero e Interno) durante la experiencia de descomposición.

La tabla 18 resume las determinaciones llevadas a cabo en los dos sitios del pajonal en ocasión de las extracciones de bolsas durante la experiencia de descomposición *in situ*. Las principales características limnológicas y la concentración de nutrientes medidas resultaron similares en ambos sitios, sin que ninguno de las variables determinadas

registrara diferencias significativas ($p < 0,05$). Sin embargo, en la mayoría de los muestreos las concentraciones de nitratos y de PRS fueron superiores en el Pajonal Costero.

- Descomposición en laboratorio:

A partir de los valores de peso seco de los vástagos de *C. giganteus* en descomposición (Tabla 19) se graficó el peso de la materia vegetal en descomposición en función del tiempo (Fig. 7) y se calcularon los parámetros de las ecuaciones basadas en los modelos lineal y exponencial (Tabla 20). Ambos modelos describieron similarmente bien los datos experimentales, con coeficientes significativos ($p < 0,05$) para los tres tratamientos. Las constantes de decaimiento (k) no difirieron significativamente entre tratamientos ($p > 0,05$). Las constantes de decaimiento estimadas para las experiencias realizadas *in situ* respecto a las llevadas a cabo en laboratorio, no difirieron significativamente ($p < 0,05$).

Tiempo (días)	Peso (g)		
	Control	Nitrógeno	Fósforo
0	20,000 ± 0,000	20,000 ± 0,000	20,000 ± 0,000
17	18,000 ± 0,000	18,100 ± 0,265	18,233 ± 0,289
65	14,967 ± 0,643	14,933 ± 0,153	15,033 ± 0,351
412	9,467 ± 0,058	8,767 ± 1,790	8,033 ± 0,929
781	7,000 ± 2,621	7,500 ± 0,608	5,567 ± 0,709

TABLA 19: Peso (g) de los vástagos de *C. giganteus* durante la experiencia de descomposición en laboratorio en los tratamientos (enriquecidos con N y P) y en el Control.

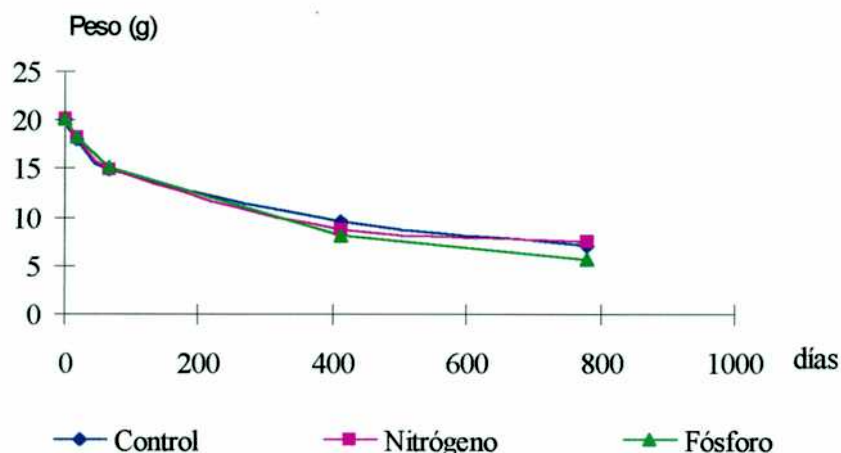


FIGURA 7: Peso de los vástagos de *C. giganteus* sometidos a la experiencia de descomposición en laboratorio bajo dos tratamientos (enriquecidos con N y P) y Control.

Tratamiento	modelo	Po	k	r ²
Control	lineal	18,369	0,0223	0,8922
	exponencial	18,43	0,0016	0,97
Nitrógeno	lineal	18,443	0,0242	0,887
	exponencial	18,578	0,0019	0,96
Fósforo	lineal	18,568	0,026	0,919
	exponencial	18,746	0,0021	0,96

TABLA 20: Parámetros estimados de las rectas de decaimiento en peso de *C. giganteus* (k y P₀) y r², según los modelos lineal y exponencial para la experiencia de descomposición en laboratorio.

La información básica disponible permite suponer la ocurrencia de tres etapas o fases:

Fase de decaimiento rápido: primeros dos meses aproximadamente.

Fase de decaimiento intermedio: hasta los trece meses aproximadamente

Fase de decaimiento lento: a partir de los trece meses.

Al cabo de 26 meses (781 días) en promedio permanecen el 35, 37 y 27,8 % del peso inicial en el control, y en los tratamientos enriquecidos con N y P respectivamente, no registrándose diferencias significativas ($p > 0,05$) entre los mismos (Tabla 21).

Tiempo (días)	Peso remanente (%)		
	Control	Nitrógeno	Fósforo
0	100,000 ± 0,000	100,000 ± 0,000	100,000 ± 0,000
17	90,000 ± 0,000	90,500 ± 1,323	91,167 ± 1,443
65	74,833 ± 3,215	74,667 ± 0,764	75,167 ± 1,756
412	47,333 ± 0,289	43,833 ± 8,949	40,167 ± 4,646
781	35,000 ± 13,105	37,500 ± 3,041	27,833 ± 3,547

TABLA 21: Peso remanente (%) (media ±DS) de los vástagos de *C. giganteus* contenidos en las bolsas de descomposición durante la experiencia llevada a cabo en laboratorio en los dos tratamientos (enriquecidos con N y P) y en el Control.

A lo largo de la experiencia, se observaron incrementos en los contenidos de C, N y P en la materia vegetal en descomposición (Tabla 22). Los contenidos finales de C no mostraron diferencias significativas ($p > 0,05$) entre tratamientos. Sus porcentajes aumentaron, hasta los 65 días, para luego pasar a una etapa de aumentos mucho menores en el control y aún decrecimientos en el tratamiento enriquecido con N. Los contenidos de C por bolsa disminuyeron hacia el final de la experiencia (Tabla 23).

Hasta los 14 días, se observó un leve decrecimiento del contenido de N en el control y en el tratamiento enriquecido con P. Luego, hasta los 65 días, dicho porcentaje aumentó rápidamente para luego hacerlo a una tasa mucho menor (Fig. 8a). Tampoco se observaron diferencias significativas ($p>0,05$) en el contenido final de N entre tratamientos. Los contenidos de N por bolsa fueron compensados por la disminución del material en descomposición, disminuyendo en las primeras semanas de la experiencia, excepto en el tratamiento de enriquecimiento con N. Posteriormente, todos los tratamientos presentaron una ganancia neta de N (Tabla 23).

	Tiempo (días)	Tratamientos		
		Control	Fósforo	Nitrógeno
% C	0	41,35	41,35	41,35
	17	42,77 ± 0,171	41,73 ± 1,190	42,46 ± 0,197
	65	43,88 ± 0,278	42,08 ± 1,373	43,71 ± 0,719
	412	45,08 ± 1,215	44,50 ± 0,443	43,40 ± 0,729
%N	0	0,337	0,337	0,337
	17	0,247 ± 0,072	0,282 ± 0,085	0,386 ± 0,078
	65	0,663 ± 0,138	0,611 ± 0,024	0,689 ± 0,065
	412	0,949 ± 0,050	1,267 ± 0,150	1,299 ± 0,568
%P	0	0,025	0,025	0,025
	17	0,026 ± 0,007	0,027 ± 0,009	0,020 ± 0,005
	65	0,031 ± 0,004	0,029 ± 0,004	0,034 ± 0,004
	412	0,056 ± 0,009	0,103 ± 0,025	0,086 ± 0,036
	781	0,108 ± 0,047	0,178 ± 0,006	0,091 ± 0,003

TABLA 22: Contenidos de C, N y P (%) en los vástagos de *C. giganteus* durante la experiencia de descomposición desarrollada en laboratorio en dos tratamientos (enriquecidos con N y P) y en el Control.

	Tiempo (días)	Tratamiento		
		Control	Fósforo	Nitrógeno
C (g)	0	8,271	8,271	8,271
	17	7,699 ± 0,031	7,609 ± 0,268	7,684 ± 0,102
	65	8,001 ± 0,134	6,328 ± 0,344	6,528 ± 0,167
	412	4,267 ± 0,090	3,573 ± 0,385	3,797 ± 0,732
N (mg)	0	67,400	67,400	67,400
	17	44,460 ± 12,964	51,260 ± 14,596	69,964 ± 14,435
	65	120,712 ± 23,380	91,879 ± 5,031	102,780 ± 8,788
	412	89,857 ± 5,210	100,892 ± 1,581	107,150 ± 21,810
P (mg)	0	5,000	5,000	5,000
	17	4,620 ± 1,327	4,911 ± 1,570	3,562 ± 0,856
	65	5,647 ± 0,597	4,401 ± 0,478	5,081 ± 0,702
	412	5,270 ± 0,825	8,144 ± 1,222	7,138 ± 1,246
	781	6,914 ± 2,142	9,862 ± 0,955	6,821 ± 0,502

TABLA 23: Contenidos de C, N y P en los vástagos de *C. giganteus* por bolsa de descomposición durante la experiencia realizada en el laboratorio bajo dos tratamientos (enriquecimiento con N y P) y en el Control.

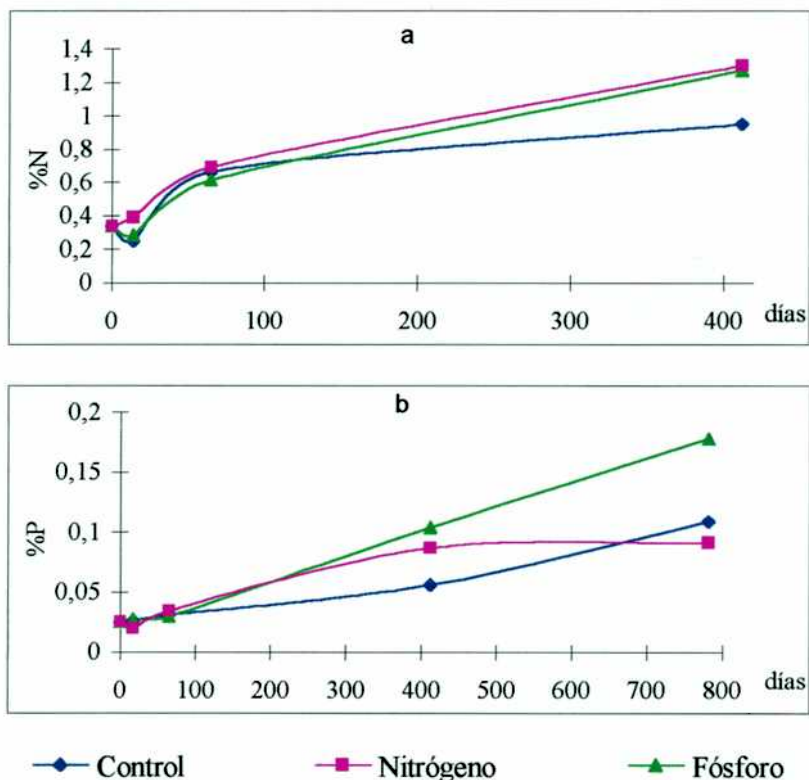


FIGURA 8: Contenidos de N (a) y P (b) en los vástagos en descomposición de *C. giganteus* durante la experiencia de descomposición llevada a cabo en laboratorio.

Los contenidos de P aumentaron a lo largo de la experiencia (Fig. 8b). Al finalizar la experiencia, se obtuvieron diferencias significativas en el porcentaje de P entre tratamientos, siendo mayor en el enriquecido con P. Cabe destacarse que en el tratamiento enriquecido con N, se observó un leve decrecimiento del porcentaje de P en las primeras dos semanas. Los contenidos de P por bolsa (Tabla 23) presentaron un leve decrecimiento en las primeras semanas. Luego, se incrementaron en todos los tratamientos, mas notoriamente en el tratamiento de enriquecimiento con P. En el agua de inundación se registraron cambios evidentes a lo largo del tiempo (Fig. 9). Las variaciones del pH (Tabla 24) en el agua siguieron tendencias semejantes en los tres tratamientos, variando entre 6,3 y 7,86, se observó un decrecimiento hasta el día 65 y una posterior elevación. El pH de los ensayos fue más elevado que el del pajonal.

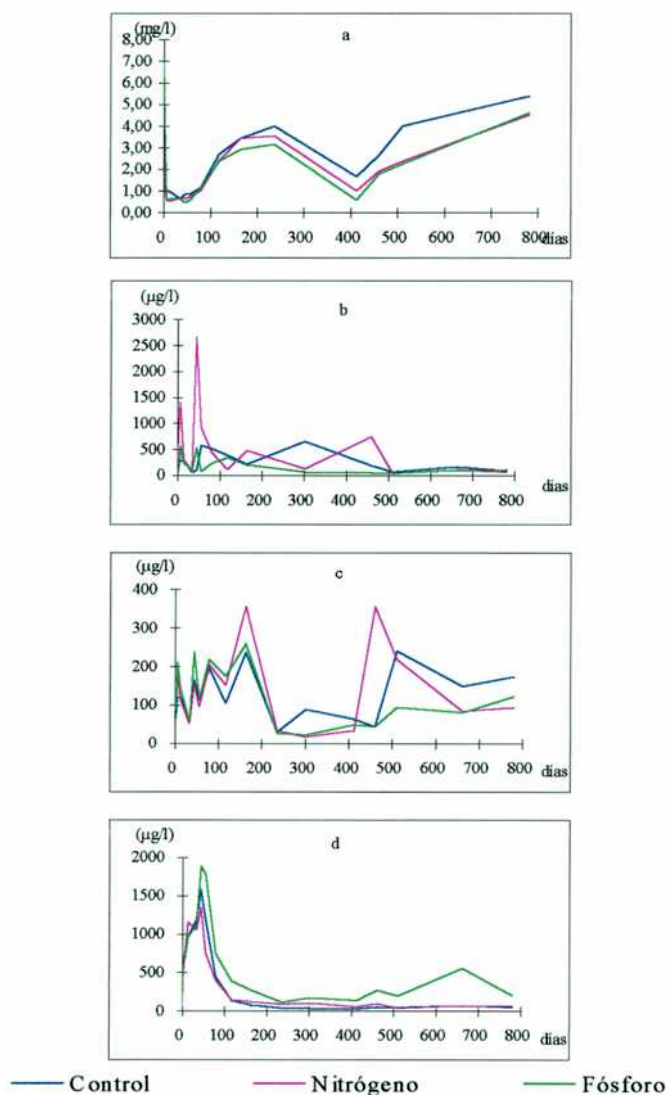


FIGURA 9: Concentración en el agua sobrenadante de a) oxígeno disuelto, b) amonio, c) nitratos y d) PRS durante la experiencia de descomposición de laboratorio.

Tiempo		0	3	7	14	35	45	56	80	118	164	237	302	413	461	511	663	781
T°C		28	22	26	27	25	25	25	25	17	s/d	17	21	28	23	s/d	23	s/d
OD (mg/l)	C	6,7	1,4	1,0	0,9	0,6	0,8	0,8	1,1	2,7	3,4	4,0	s/d	1,6	2,6	4,0	s/d	5,4
	N	6,8	1,0	0,5	0,5	0,6	0,6	0,7	1,0	2,4	3,4	3,5	s/d	1,0	1,9	2,3	s/d	4,5
	P	6,9	2,9	0,5	0,6	0,6	0,4	0,5	1,1	2,3	2,9	3,1	s/d	0,5	1,8	2,2	s/d	4,6
pH	C	6,9	6,6	6,6	6,7	6,3	6,7	6,7	s/d	6,4	6,5	s/d	7,4	6,7	7,1	7,3	s/d	
		±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±
	0,1	0,0	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2		0,1	0,1		0,1	0,1	0,1	0,1			
	N	7,0	6,6	6,7	6,7	6,6	6,7	6,7	s/d	6,7	6,9	s/d	7,6	6,9	7,0	7,3	s/d	
		±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±
	0,1	0,2	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3		0,3	0,5		0,3	0,3	0,4	0,3			
P	7,1	6,7	6,6	6,6	6,4	6,6	6,6	s/d	6,7	6,9	s/d	7,6	7,2	7,2	7,5	s/d		
	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	
0,0	0,1	0,2	0,1	0,3	0,2	0,2		0,2	0,2		0,2	0,1	0,2	0,1				
N-NH ₄ ⁺ (µg/l)	C	67,0	215,3	279,3	266,7	42,0	80,3	560,0	498,0	372,0	203,0	s/d	638,0	s/d	168,7	42,7	145,3	70,1
		±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±
	0,0	126,2	105,1	119,5	7,5	30,2	333,6	261,0	190,6	73,5		0,0		102,1	28,0	53,1	20,7	
	N	67,0	783,3	1376,7	283,3	53,7	2646,7	913,7	434,7	100,0	465,3	s/d	111,0	s/d	716,7	18,0	80,0	53,0
		±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±
	0,0	238,9	98,8	80,1	22,2	844,2	613,3	288,0	0,0	297,8		0,0		819,7	18,0	19,3	59,9	
P	67,0	44,0	559,0	226,7	77,7	503,7	62,7	210,3	322,0	188,0	s/d	50,0	s/d	33,0	22,0	78,0	92,4	
	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	
0,0	11,5	413,9	93,9	26,5	337,3	88,6	91,2	150,0	106,1		0,0		0,0	12,5	6,9	0,0		
N-NO ₃ ⁻ (µg/l)	C	160,0	66,7	118,3	117,3	59,7	163,0	111,0	194,0	102,7	235,3	27,5	86,3	60,3	42,0	238,0	145,3	171,4
		±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±
	0,0	9,4	28,0	34,4	20,8	0,0	17,7	9,8	7,5	29,8	4,1	36,9				53,1	17,1	
	N	160,0	80,3	171,3	111,0	50,3	154,7	93,3	202,0	149,3	353,3	30,0	14,3	31,3	353,0	217,0	80,0	91,4
		±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±
	0,0	9,4	9,5	15,6	7,7	24,6	14,7	45,3	39,4	193,0	10,8	3,4				19,3	9,9	
P	160,0	64,3	207,7	137,7	56,3	234,3	113,7	216,3	173,0	256,3	23,3	19,0	45,8	42,0	91,0	78,0	120,0	
	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	
0,0	8,4	24,6	25,0	3,7	23,6	21,5	31,6	23,8	40,0	2,4	0,0				6,9	89,1		
NI (µg/l)	C	227,0	282,0	397,7	384,0	101,7	243,3	671,0	692,0	474,7	438,3	s/d	299,0	s/d	288,0	305,0	290,7	241,6
		±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±
	0,0	145,3	98,2	108,5	29,3	37,0	410,5	307,8	236,1	125,1		386,0				106,2	16,9	
	N	227,0	863,7	1548,0	394,3	104,0	2801,3	1007,0	636,7	249,3	818,7	s/d	51,3	s/d	2010,0	253,0	160,0	144,5
		±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±
	0,0	303,7	110,6	79,1	21,9	1064,0	741,0	310,4	48,3	474,9		63,1				38,6	52,7	
P	227,0	108,3	766,7	364,3	134,0	738,0	332,0	426,7	495,0	444,3	s/d	35,7	s/d	75,0	103,0	156,0	212,4	
	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	
0,0	18,8	476,9	142,0	36,7	439,1		105,5	157,2	176,4		28,9				13,9	89,1		
PRS (µg/l)	C	64,0	500,0	s/d	950,0	1176,7	1576,7	1176,7	440,3	123,0	72,7	28,3	30,0	17,0	42,7	32,7	60,7	50,0
		±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	
	0,0	151,2		169,7	166,6	415,2	415,2	64,0	31,4	23,0	5,3	3,3	6,9	7,5	13,7	11,8	8,8	
	N	64,0	404,7	s/d	1143,3	1043,3	1333,3	756,7	393,7	135,7	115,0	81,3	90,7	42,9	85,3	23,0	60,3	33,3
		±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±
	0,0	216,2		266,4	380,9	216,4	405,4	116,7	34,5	67,5	40,9	90,0	26,2	64,4	4,9	10,7	5,9	
P	64,0	593,3	s/d	950,0	1110,0	1870,0	1776,7	731,7	372,7	260,0	98,3	160,3	124,4	262,0	182,7	545,7	191,7	
	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	
0,0	87,3		241,2	524,3	326,6	385,2	151,5	58,2	83,4	30,1	66,6	23,6	163,8	9,9	235,6	174,1		

TABLA 24: Variables limnológicas medidas en el agua sobrenadante durante el ensayo de descomposición de *C. giganteus* desarrollado en laboratorio bajo tres tratamientos: Control (C), enriquecido con nitrógeno (N) y enriquecido con fósforo (P).

Las concentraciones de oxígeno disuelto fueron variables y se correlacionaron significativamente con la temperatura ($r=-0.817$, $p<0.05$, $n=33$), desde el inicio de la experiencia hasta antes que se cambiara el agua (día 413). Los tres tratamientos presentaron un comportamiento similar, registrándose una rápida depleción de oxígeno al comienzo y un incremento posterior alrededor de los 200 días, en coincidencia con una disminución de la temperatura seguida de una disminución. El incremento que se observa a los 461 días es producto del cambio de agua. Después del cambio de agua siguió aumentando la concentración de OD (Fig. 9a).

Las concentraciones de nitratos (Fig. 9c) fueron muy variables en el tiempo, y no se correlacionaron significativamente con el oxígeno disuelto. Sin embargo, los mayores valores coincidieron con las mayores concentraciones de OD. En el tratamiento enriquecido con amonio se registraron incrementos con respecto a los otros dos, solamente cuando las determinaciones se realizaban poco después de la fertilización. Hasta los 500 días aproximadamente, se obtuvieron concentraciones de amonio (Fig. 9b) muy variables en los tres tratamientos, luego los niveles disminuyeron notoriamente y se hicieron más estables. En el tratamiento enriquecido con N, el amonio agregado desapareció, en promedio, a una tasa de $270 \mu\text{g}/\text{día}$.

Las tendencias en la variación de la concentración PRS (Fig. 9d) respecto del tiempo, fueron semejantes en los tres tratamientos. Al igual que en el caso de los nitratos y amonio, el PRS presentaba las mayores variaciones al inicio de la experiencia. Pero a diferencia de ellos, sus concentraciones disminuyeron y se hicieron más estables alrededor de los 200 días de comenzada la experiencia. Si bien las concentraciones de PRS fueron mayores en los tratamientos enriquecidos con PO_4Na_3 , dichas concentraciones disminuyeron rápidamente.

Se compararon los niveles de nitrógeno inorgánico disuelto (NI =nitratos+nitritos+amonio) y PRS entre el pajonal (Tabla 18) y los determinados en las distintas fases en los bioensayos de laboratorio (Tabla 24). Las concentraciones de NI fueron significativamente mayores ($p<0,05$) en el ensayo en todas las fechas. Hasta la semana 9, PRS en los ensayos resultó significativamente superior ($p<0,05$) respecto al pajonal y el resto del tiempo, no difirieron significativamente ($p>0,05$).

DISCUSIÓN

Las constantes de decaimiento estimadas para las tres especies parecen mas bien bajas en relación con lo citado en la bibliografía (Godshalk & Wetzel, 1978a; Brinson *et al.*, 1981; Rogers & Breen, 1982; Hammerly *et al.*, 1989). Asimismo, las tasas de descomposición fueron más bajas que las reportadas para 12 macrófitas del Paraná Medio (Leguizamon *et al.*, 1992) y similar a las de *Spartina maritima* de los ambientes salobres salinos del Norte de España (Pozo & Colino, 1992). El porcentaje remanente de peso después de un periodo de exposición similar fue semejante a los citados para *Typha angustifolia* en pantanos intermareales de Virginia, USA (Jordan *et al.*, 1989) y para *Cladium jamaiquensis* y *Typha dominguensis* en los Everglades de Florida, USA (Davis, 1991).

Los estudios sobre tasas de descomposición se basan tanto en modelos exponenciales (Godshalk & Wetzel, 1978a) como lineales de pérdida de peso a lo largo del tiempo (Rogers & Breen, 1982 y Pozo & Colino, 1992). A pesar, que ambos modelos se ajustaron similarmente bien a los datos, en ambas experiencias, en la experiencia realizada en laboratorio, el modelo exponencial parece ajustarse mejor, debido a que en esta experiencia se tomaron muestras al inicio del proceso.

En la experiencia de laboratorio se pudo establecer un patrón de descomposición semejante al descrito por Valiela *et al.* (1985) en el que se identifican tres fases: de decaimiento rápido, intermedio y lento. En la fase de decaimiento rápido se produce principalmente la lixiviación del material vegetal que se rehidrata. Durante las dos primeras semanas se produjo un decrecimiento del contenido de N en las plantas sujetas a descomposición en el experimento de laboratorio. Planter (1970) y Boyd (1970b) señalan también una rápida desaparición inicial de nutrientes en distintas macrófitas emergentes en descomposición. El pH del agua de inundación decreció hasta el día 65, en coincidencia con la fase de lixiviación, esto es atribuible al incremento de dióxido de C como producto final de la descomposición de la materia orgánica disuelta del lixiviado de la vegetación rehidratada. Las concentraciones de oxígeno disuelto dependieron de la temperatura y posiblemente de la actividad descomponedora, registrándose una rápida depleción de oxígeno al comienzo, producto de la descomposición y un incremento hacia el final de la experiencia en coincidencia con la

menor actividad descomponedora. La desaparición del amonio agregado en los tratamientos de enriquecimiento con N, se debería en parte, a los procesos de nitrificación y posterior denitrificación. La mayor liberación de P ocurre al inicio del proceso de descomposición (fase de lixiviado), en cambio el N continúa liberándose hasta el inicio de la fase refractaria.

En la segunda fase, actúan fundamentalmente los descomponedores aunque continúa la lixiviación. Esta fase es la más sensible a los cambios de temperatura ya que se afecta la actividad de los organismos. El incremento de OD alrededor de los 200 días se produjo en coincidencia con una disminución de la temperatura. Por el diseño de los experimentos de descomposición no se incluye la actividad de grandes detritívoros, sólo se está considerando la actividad microbiana. Sin embargo, esta parece ser la principal vía de descomposición en estos ambientes. En las áreas vegetadas afectadas por inundaciones frecuentes es poco importante la actividad de grandes descomponedores (Valiela *et al.*, 1985). Hasta los 500 días aproximadamente, se obtuvieron concentraciones de amonio muy variables en los tres tratamientos. Los niveles de PRS son notoriamente menores respecto de la fase de lixiviación.

En la última fase o refractaria, los descomponedores continúan actuando pero en menor grado debido a que el material vegetal remanente es de muy lenta y difícil descomposición. Asimismo, los porcentajes de N y P aprovechables por la fauna microbiana son muy bajos. Los niveles de amonio y PRS disminuyeron notoriamente y se hicieron más estables en esta fase, en la cual la liberación de nutrientes por descomposición es prácticamente nula. Boyd & McGinty (1981) indican que el 44.7% del peso seco de *Scirpus americanus* es no digerible. Teniendo en cuenta que al inicio de esta etapa sólo queda en promedio el 43.8 % del peso inicial, se podría concluir que dicho porcentaje equivale a tejido refractario, no digerible con altos contenidos de celulosa, lignina y hemicelulosa.

Las mayores concentraciones de amonio en el agua de inundación de los ensayos llevados a cabo en laboratorio respecto del pajonal se deberían a la asimilación por macrófitas y a las pérdidas por denitrificación que no son de notoria trascendencia en los ensayos de laboratorio. El PRS de los ensayos resultó significativamente superior solamente en la fase de lixiviación con respecto al pajonal, el resto del tiempo fue

semejante. Por lo tanto, deberían existir otras fuentes de P en el pajonal que permitieran cubrir las demandas de la vegetación por un lado, y que permitieran que parte del P se adsorbiera a los sedimentos del pajonal, para que de esa forma se compensara el balance. La disolución parcial de los sólidos suspendidos del río al ponerse en contacto con un ambiente ácido y anóxico (Villar *et al.*, 1998), podría ser la causa principal.

El material en descomposición, se enriqueció gradualmente en N a lo largo de las experiencias, produciéndose un notorio incremento en la relación N/P hacia el final de la experiencia. Los resultados obtenidos fueron consistentes con los de Davis (1991) y Jordan *et al.* (1989). Los incrementos en el contenido de N hallados en las plantas sujetas a descomposición en ambos ensayos, son atribuibles a la acumulación de proteínas microbianas (Godshalk & Wetzel, 1978a). El leve decrecimiento del contenido de N en el ensayo de laboratorio hasta los 14 días, indicaría la autólisis del material celular soluble comparable a lo hallado por Gaudet (1977) para *Cyperus papyrus*. Los posteriores incrementos de N en ambos ensayos indicaría que se produciría una importante colonización bacteriana que luego si bien aumenta lo hace a un ritmo mucho menor. Godshalk & Wetzel (1978a) observaron un comportamiento semejante para *Scirpus acutus*, que es otra macrófita con un nivel inicial de N bajo como las especies estudiadas. Estas plantas con bajos contenidos iniciales de N se descomponen muy lentamente. El incremento de contenido de P fue compensado por el decrecimiento en peso, resultando el contenido de P por bolsa al final de la experiencia *in situ*, semejante e incluso inferior que al inicio. En cambio, el incremento del contenido de N produjo un aumento de su contenido por bolsa, a pesar del decrecimiento en peso a lo largo de la experiencia.

Todos los años se produce un aporte de materia orgánica al sedimento por la senescencia de la biomasa en pie. Los contenidos de N y P en el material sujeto a descomposición fueron semejantes al contenido de estos nutrientes en los primeros centímetros de sedimentos (Sección 1.2).

Las tasas de descomposición no se vieron afectadas por la adición de N o P, tal como lo señalaran Neely & Davies (1985), Federle *et al.* (1982), Triska & Sedell (1976) y Howard-Williams *et al.* (1988). Godshalk & Wetzel (1978b) señalan que las tasas de decaimiento de diferentes macrófitas estaban correlacionadas con la cantidad total de

fibras presente en los tejidos, lo cual a su vez estaba correlacionada con el cociente C/N. Comparando las tasas de descomposición de diferentes macrófitas, se destaca que las estudiadas presentaban bajas tasas de descomposición asociadas a una elevada relación C/N. Godshalk & Wetzel (*op.cit.*) también mostraron la fuerte influencia de la temperatura y la concentración de oxígeno sobre las tasas de descomposición. Brinson *et al.* (1981) señalan que una buena aireación del suelo y la presencia de diferentes organismos descomponedores, aceleran los procesos de descomposición. Junk (1984) sugiere que la alternancia de períodos de inundación y sequía es un factor crítico para evitar la acumulación de detritos en el valle aluvial del Amazonas. Estas condiciones no son las dominantes en los pajonales en estudio, ya que se encuentran inundados permanentemente, en mayor o menor grado. Las bajas tasas de descomposición de las macrófitas dominantes del pajonal y su alta producción (Villar *et al.*, 1996) determinan una acumulación neta de detritos. Asimismo, estos detritos se enriquecen en N a lo largo de la descomposición, lo que daría lugar a una acumulación de grandes cantidades de N en los sedimentos de los pajonales del valle aluvial. Teniendo en cuenta que *Cyperus giganteus* es una planta perenne, que su biomasa en pie es en promedio 1.700 g/m² y que aproximadamente el 50% de su biomasa cae cada año (Villar *et al.*, 1996), y que, dado las bajas tasas de descomposición, el 47% de ese material permanecerá durante los próximos años ya que prácticamente no se sigue descomponiendo (material refractario), se podría decir que se estarían acumulando en el pajonal 400 g.m⁻² año⁻¹ de detritos que entrarían a formar parte de los sedimentos de este ambiente. Asimismo, se estarían acumulando 3.4 g N/m².año y 0.34 g P/m².año. Esta acumulación trae como consecuencia que la reserva de detritos orgánicos de los sedimentos supere ampliamente a la de la biota presente en el ambiente. Los contenidos de N en las capas superficiales de sedimentos del pajonal (sección 1.2) fueron mayores que el contenido en las plantas del pajonal (tiempo inicial de las experiencias) y semejante a los detritos resultantes de su descomposición, lo cual sugiere que el pajonal retiene grandes cantidades de N por producción y enriquecimiento en nutrientes de los detritos. Estas observaciones permiten afirmar que, los pajonales del río Paraná representan grandes sumideros de N, acumulado en la matriz orgánica de los sedimentos.

CAPITULO 2: Laguna

INTRODUCCION

Las llanuras de inundación de los grandes ríos son especialmente productivas (Welcomme, 1985). Constituyen además un mosaico de ambientes en los que se destacan los pantanos, lagunas y bosques ribereños. En general, los cuerpos de agua lénticos reciben agua y nutrientes desde la cuenca de drenaje local y en particular los pertenecientes a las cuencas de los grandes ríos, reciben agua y nutrientes también desde el cauce principal directamente (Forsberg *et al.*, 1988). El grado de la influencia del cauce principal sobre las lagunas, depende fundamentalmente de su caudal. Durante el período de inundación, no sólo es de importancia el nivel del agua que las afecta sino también los procesos biogeoquímicos que se desencadenan a partir de la inundación.

La diferencia entre las lagunas de las llanuras de inundación respecto de otros ambientes lénticos radica en los importantes cambios a los que están sujetos la química del agua y las comunidades bióticas en respuesta a las perturbaciones periódicas del pulso de inundación. Tanto los lagos del Amazonas como los de la cuenca del Orinoco han sido estudiados en detalle. Sioli (1984) resumió los estudios llevados a cabo en la cuenca del Amazonas y Weibezahn *et al.* (1990) revisaron el conocimiento sobre la cuenca del Orinoco. Forsberg *et al.* (1988) estudiaron los factores que influyen la concentración de nutrientes en los lagos del Amazonas..

El valle aluvial del río Paraná Medio, presenta prácticamente el 50% de su superficie ocupada por cuerpos de agua lénticos parcialmente cubiertos por macrófitas flotantes, de las cuales la dominancia corresponde a *Eicchornia crassipes* (Bonetto, 1994) constituyendo “camalotales” (Burkart, 1957). Bonetto (*op.cit.*) sostiene que la secuencia cíclica de eventos fisicoquímicos y biológicos que tienen lugar en las lagunas del Paraná Medio obedecen al régimen hidrológico y a patrones estacionales. En los tramos Alto y Medio del río Paraná se han estudiado los procesos involucrados en la variación de la concentración de nutrientes en las lagunas del valle aluvial (Carignan & Neiff, 1992; Pedrozo *et al.*, 1992; Thomaz *et al.*, 1997).

La laguna estudiada está comunicada directamente con el río y recibe en forma

inmediata la influencia de sus cambios hidrométricos. Los cambios en la altura hidrométrica del río Paraná Inferior obedecen no sólo al régimen de crecidas y estiajes, sino también a la acción de mareas y vientos fundamentalmente a los del sector sudeste que afectan al estuario del Río de la Plata. Las oscilaciones diarias por acción de las mareas estuariales son de aproximadamente de 1 metro, mientras que las “sudestadas” pueden elevar el nivel de las aguas en 3 metros (Drago & Amsler, 1998). A diferencia de las lagunas de los otros tramos del Paraná, la laguna estudiada está sometida a importantes cambios en el grado de conexión con el río a escala de tiempo reducida. El carácter dinámico de la conexión río-laguna argumenta el interés en estudiar la limnología general de estos ambientes, los procesos biogeoquímicos que tienen lugar en la interfase agua-sedimento y las limitaciones que presentan sus principales productores primarios.

AREA DE ESTUDIO

La laguna en estudio está ubicada en la porción superior del Bajo Delta del río Paraná, en Puerto Constanza (Fig. 1), sobre la margen izquierda del río Paraná Guazú, unos 70 km aguas arriba de la desembocadura. Tiene un área de 4,6 ha. y está parcialmente cubierta por un anillo de camalotes. Está en contacto permanente con el río a través de un canal de aproximadamente 50 metros. Cuando el río cambia su altura, abruptamente se abren otros canales en el anillo de camalotes. La profundidad de la laguna cambia con la altura del río. Aunque la profundidad máxima fue de 6-8 metros, la mayor parte de la laguna no supera los 3 metros. El área cubierta por camalotes ocupa la mitad de la superficie total en verano y decrece en invierno a 1/3 de la misma.

MATERIALES Y METODOS

La laguna y el río fueron muestreados simultáneamente en forma periódica desde noviembre 1990 hasta julio de 1992, en 17 oportunidades. En la laguna se tomaron muestras en tres ambientes: agua libre superficial, fondo y en el anillo de camalotes. Se determinaron pH (del agua) (pHmetro Orion 250A), oxígeno disuelto (método de Winkler), conductividad (conductímetro Luftman). Las muestras de agua fueron filtradas a través de filtros Whatman GF/C para las determinaciones de iones disueltos:

fósforo reactivo soluble (PRS, método del ácido ascórbico-molibdato), nitratos (N-NO_3^- , método de reducción en columna de cadmio), nitritos (N-NO_2^- , diazotación), según Strickland y Parsons (1968). Amonio (N-NH_4^+ , método de indofenol azul) fue medido de acuerdo a Mackereth *et al.* (1978). Oxígeno disuelto (OD por método de Winkler), calcio y magnesio (titulación con EDTA), sodio y potasio (medidos con fotómetro de llama), bicarbonatos (titulación con heliantina), sulfatos (turbidimetría) y cloruros (titulación con nitrato de plata) siguiendo la metodología preconizada por APHA (1985). Fósforo total (PT por digestión ácida) y nitrógeno Kjeldahl (método Kjeldahl), según Strickland y Parsons (1968). Los sólidos suspendidos (o seston) fueron obtenidos filtrando un volumen conocido de agua a través de filtros Whatmann GF/C previamente secados en mufla a 550 °C y pesados. Los sólidos obtenidos se secaron a 60 °C y posteriormente se pesaron. No todas las variables se midieron en todos los muestreos.

Los sedimentos del fondo de la laguna fueron muestreados con cilindros de Plexiglass de 4,5 cm de diámetro. En los sólidos suspendidos del río y en los sedimentos de la laguna se determinó: fósforo total (PT) según método de ignición (Andersen, 1979), nitrógeno Kjeldahl (método Kjeldahl), según Strickland y Parsons (1968) y carbono (Goltermann *et al.*, 1978).

- Intercambio de nutrientes:

Para el estudio de los procesos que ocurren en los sedimentos superficiales y subsuperficiales y el intercambio de nutrientes en la interfase agua-sedimento de la laguna, se tomaron muestras de sedimentos y el agua sobrenadante y se desarrollaron experiencias de incubación en laboratorio, de acuerdo a la metodología propuesta por Psenner (1984). Se realizaron cuatro ensayos: agosto 1991, octubre 1991, noviembre 1991 y febrero 1992. Las incubaciones se realizaron en cilindros de Plexiglass de 4.5 cm de diámetro y 45 cm de altura conteniendo 10 cm de sedimentos y 550 cm³ de agua de la laguna. Para evitar la actividad fotosintética, se protegieron de la luz cubriéndolos con papel de Aluminio durante toda la experiencia. Se ensayaron dos tratamientos por quintuplicado: un tratamiento se realizó a oxígeno a saturación, colocando un aireador convencional de tal forma que las burbujas no perturbaran la superficie del sedimento. En el segundo tratamiento se aisló la columna de agua de la atmósfera mediante una

película de vaselina de modo que el consumo de oxígeno por la actividad biológica del sedimento resultara en una paulatina desoxigenación de la columna de agua. Durante aproximadamente dos semanas, se muestreó periódicamente el sobrenadante obteniéndose pequeñas cantidades de agua por sifón, para evitar disturbar el sistema. En las muestras se practicaron las siguientes determinaciones: oxígeno disuelto, pH, amonio, fósforo reactivo soluble, nitratos y nitritos según la metodología descrita anteriormente. El nitrógeno inorgánico (NI) se calculó a partir de la suma de nitratos, nitritos y amonio. Los flujos se calcularon a partir de la siguiente fórmula:

$$\text{Flujo (mg.días}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}) = \frac{\text{carga final (mg)} - \text{carga inicial (mg)}}{\text{tiempo (días)} \cdot \text{superficie (m}^2)}$$

- Determinación del nutriente limitante para el crecimiento del *Eichhornia crassipes*:

Se realizaron ensayos de fertilización de *Eichhornia crassipes*. Para ello se tomaron muestras de sedimentos, agua y plantas pequeñas de camalotes de la laguna. Se homogeneizaron el agua y los sedimentos, y 4 lts. del homogenato fueron distribuidos en 9 recipientes plásticos de 45 cm de diámetro. Se colocaron 6 plantas menores de 20 cm. de diámetro en cada uno. Se compararon tres tratamientos, con tres replicas cada uno. El tratamiento de enriquecimiento con N se fertilizó con 20g N-NH₄(SO₄)₂.m⁻². Las réplicas del tratamiento de fertilización con P recibieron 8g P-Na₃PO₄ m⁻². El control fue igual que los otros tratamientos sin el agregado de nutrientes. El ensayo se llevó a cabo a temperatura ambiente, con luz solar. Al finalizar el ensayo las plantas fueron cosechadas y secadas y se determinó en ellas el contenido de N y P según el método propuesto por Jackson (1970). Además se muestrearon plantas de la costa del río y de la laguna en las que se determinó N y P según Jackson (*op cit*).

- Análisis estadístico:

Los datos de variables limnológicas fueron testeados para determinar normalidad y homocedacia usando las pruebas de Lilliefors y Bartlett respectivamente (Sokal & Rohlf, 1979). Se realizó un ANOVA para comparar las concentraciones de las variables limnológicas entre sitios. Se realizó ANOVA para comparar las concentraciones finales de las variables medidas en cada tratamiento de incubación de sedimentos y agua. Se calcularon los coeficientes de correlación de Pearson entre las concentraciones finales medidas en las experiencias de incubación y la temperatura. También se realizó un

ANOVA para comparar las concentraciones finales de las variables medidas en los ensayos y las medidas en el agua del fondo de la laguna.

RESULTADOS

- Caracterización fisicoquímica de los distintos ambientes de la laguna:

En la Tabla 25 se presentan los valores medios y sus respectivos desvíos standard de las variables limnológicas medidas simultáneamente en el río, en la superficie y en el fondo de la laguna y en el anillo de camalotes. En la superficie de la laguna, los bicarbonatos, conductividad, sodio, calcio, cloruros, potasio, magnesio, fósforo total y N Kjeldhal no difirieron significativamente respecto de la concentración en el río ($p > 0,05$). En cambio se hallaron diferencias significativas en las concentraciones de: oxígeno disuelto, sulfatos, nitratos, nitrógeno inorgánico disuelto, sólidos suspendidos y PRS, siendo significativamente inferiores ($p < 0,05$) en la superficie de la laguna.

Las concentraciones de oxígeno disuelto fueron significativamente superiores ($p < 0,05$) en la superficie de la laguna respecto del fondo. En cambio, las concentraciones de sulfatos, amonio, COT y PRS fueron significativamente superiores ($p < 0,05$) en el fondo de la laguna (Tabla 25).

La laguna estuvo estratificada desde octubre de 1991 hasta marzo de 1992 llegando a registrarse hasta 8 °C de diferencia entre superficie y fondo, en febrero. La composición fisicoquímica de la misma registró diferencias entre superficie y fondo durante este período (Fig.10). Si bien la concentración de oxígeno en la superficie (2,6-5,3 mg/l) y en el fondo de la laguna (2,7-4,9 mg/l) fue baja todo el año, resultó no detectable en el fondo durante la estratificación. En la superficie de la laguna, la concentración de PRS fue muy baja al finalizar el período de estratificación, 7 µg/l en febrero de 1992. En el fondo de la laguna, PRS aumentó progresivamente durante la estratificación alcanzando 250 µg/l en el final del verano. Durante la estratificación, en el fondo de la laguna, los nitratos llegaron a ser no detectables, mientras que el amonio mostró sus mayores concentraciones: 160 µg/l y 500 µg/l en superficie y fondo respectivamente.

	Río	Laguna superficie	Laguna fondo	Camalotal
OD	(mg/l) 6,556 ± 1,592	4,614 ± 0,558	0,825 ± 1,258	1,300 ± 1,000
T	°C 20,556 ± 5,223	16,757 ± 6,238	18,250 ± 6,058	24,000 ± 3,000
Cond	(µS/cm) 130,556 ± 21,125	144,000 ± 17,786	148,500 ± 27,037	141,000 ± 21,000
pH	7,279 ± 0,415	6,871 ± 0,263	6,950 ± 0,500	6,400 ± 0,400
Na ⁺	(mg/l) 15,122 ± 5,829	17,429 ± 6,836	15,925 ± 7,296	11,000 ± 2,000
K ⁺	(mg/l) 2,733 ± 0,367	3,057 ± 0,435	4,250 ± 1,021	5,000 ± 1,500
Ca ²⁺	(mg/l) 9,956 ± 3,480	10,929 ± 3,590	13,950 ± 3,168	13,000 ± 4,000
Mg ²⁺	(mg/l) 3,922 ± 1,728	3,957 ± 2,442	7,175 ± 9,684	5,000 ± 1,000
SO ₄ ²⁻	(mg/l) 28,289 ± 10,849	16,643 ± 4,697	25,925 ± 4,833	21,000 ± 12,000
Cl ⁻	(mg/l) 15,900 ± 4,773	16,086 ± 2,214	13,025 ± 4,789	13,000 ± 3,000
HCO ₃ ⁻	(mg/l) 45,411 ± 7,585	52,286 ± 5,874	63,750 ± 22,856	57,000 ± 13,000
N-NO ₃ ⁻	(µg/l) 219,667 ± 170,745	39,429 ± 37,035	16,000 ± 17,569	81,000 ± 172,000
N-NH ₄ ⁺	(µg/l) 70,556 ± 65,569	61,286 ± 55,533	298,000 ± 273,465	125,000 ± 199,000
N Kj	(µg/l) 499,222 ± 286,416	594,286 ± 338,258	783,750 ± 362,668	1119,000 ± 422,000
NI	(µg/l) 299,778 ± 196,649	105,429 ± 40,607	317,000 ± 260,803	225,000 ± 258,000
PRS	(µg/l) 26,000 ± 18,728	15,857 ± 13,545	121,750 ± 97,585	72,000 ± 67,000
PT	(mg/l) 342,778 ± 241,472	195,571 ± 162,385	317,750 ± 130,541	360,000 ± 55,000
S. Susp.	(mg/l) 127,378 ± 128,665	29,000 ± 58,000	16,000 ± 16,000	105,000 ± 57,000

TABLA 25: Variables limnológicas medidas en el río Paraná (Zárate), en la superficie, en el fondo y debajo del anillo de camalotes de la laguna del valle aluvial.

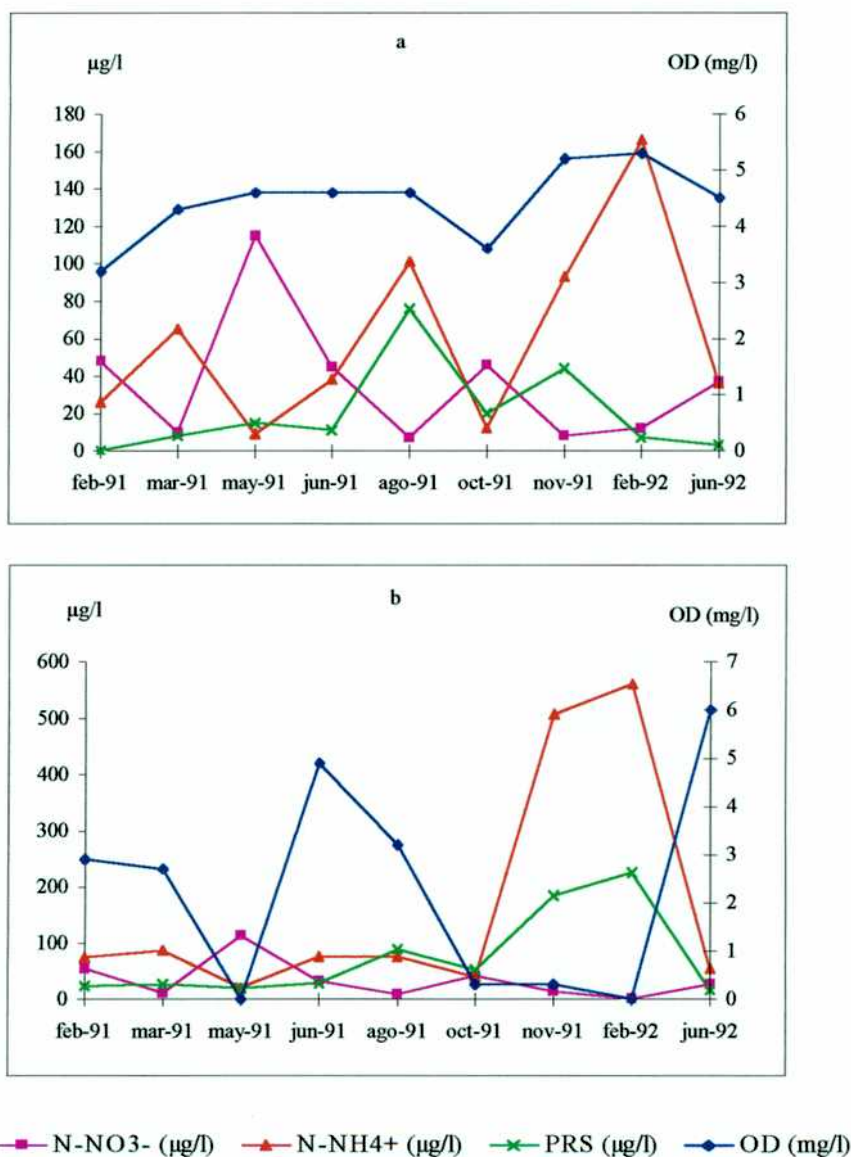


FIGURA 10: Variables limnológicas medidas en a) superficie y b) fondo de la laguna.

Entre agosto y octubre 1991, producto de las intensas precipitaciones se produjo un lavado de complejos húmicos del suelo y la vegetación circundante y la laguna recibió un importante flujo de agua de escorrentía conteniendo sustancias húmicas las que le confirieron una coloración oscura. En estas ocasiones, PRS superficial fue inusualmente alto (76 µg/l), mayor que en el río (Fig.10).

La presencia del anillo de camalotes produjo cambios en la concentración de nutrientes del agua que se encontraba debajo del camalotal: OD y NI disminuyeron

significativamente ($p < 0,05$) con respecto al agua libre (Tabla 25). A pesar de no obtenerse diferencias significativas, la concentración de PRS y Calcio fueron superiores debajo del anillo de camalotes respecto del agua libre, en casi todos los muestreos.

Los contenidos de C, N y P de los sedimentos de la laguna fueron notoriamente inferiores al contenido en los sólidos suspendidos del río (Tabla 26).

	%C	%N	%P
Sólidos suspendidos del río	1	0,14	0,058
Sedimentos de la laguna	0,8	0,05	0,039

TABLA 26: Contenido de C, N y P en sedimentos de la laguna y sólidos suspendidos del río.

- Interfase agua-sedimento:

En la experiencia de intercambio de nutrientes en la interfase agua-sedimento en los cilindros incubados en el laboratorio, en los tratamientos oxigenados, se produjo sobresaturación de oxígeno y en los tratamientos sin oxigenar, la concentración de OD varió entre: 0,3 y 4 mg/l. Cuando el nivel de OD en la columna de agua fue inferior a 1 mg/l, se observó una coloración negra en los sedimentos superficiales, revelando la reducción de los mismos, dicha situación se registró durante los ensayos 3 y 4 para los tratamientos sin oxigenar. En la Fig. 11 se observan las variaciones en la concentración de los nutrientes en ambos tratamientos en cada ensayo. Las concentraciones de NI tendieron a aumentar en los tratamientos oxigenados, excepto en el ensayo 2 (octubre), obteniéndose mayores concentraciones finales de NI. En los tratamientos sin oxigenar las concentraciones de NI tendieron a disminuir o mantenerse estables. Los porcentajes de nitratos respecto de NI, tienden a aumentar en los tratamientos oxigenados, alcanzando valores de 93 a 95%, excepto en el ensayo 2 donde los porcentajes finales fueron inferiores (60%); y los porcentajes de amonio respecto de NI tienden a disminuir. En los tratamientos sin oxigenar, las concentraciones de amonio primero tendieron a aumentar y luego disminuyeron, excepto en el ensayo 2 donde casi no variaron. Al finalizar la experiencia (Tabla 27), las concentraciones medias de todos los ensayos de amonio y PRS resultaron significativamente ($p < 0,05$) superiores en los tratamientos sin oxigenar y las concentraciones medias de nitritos, nitratos y NI fueron

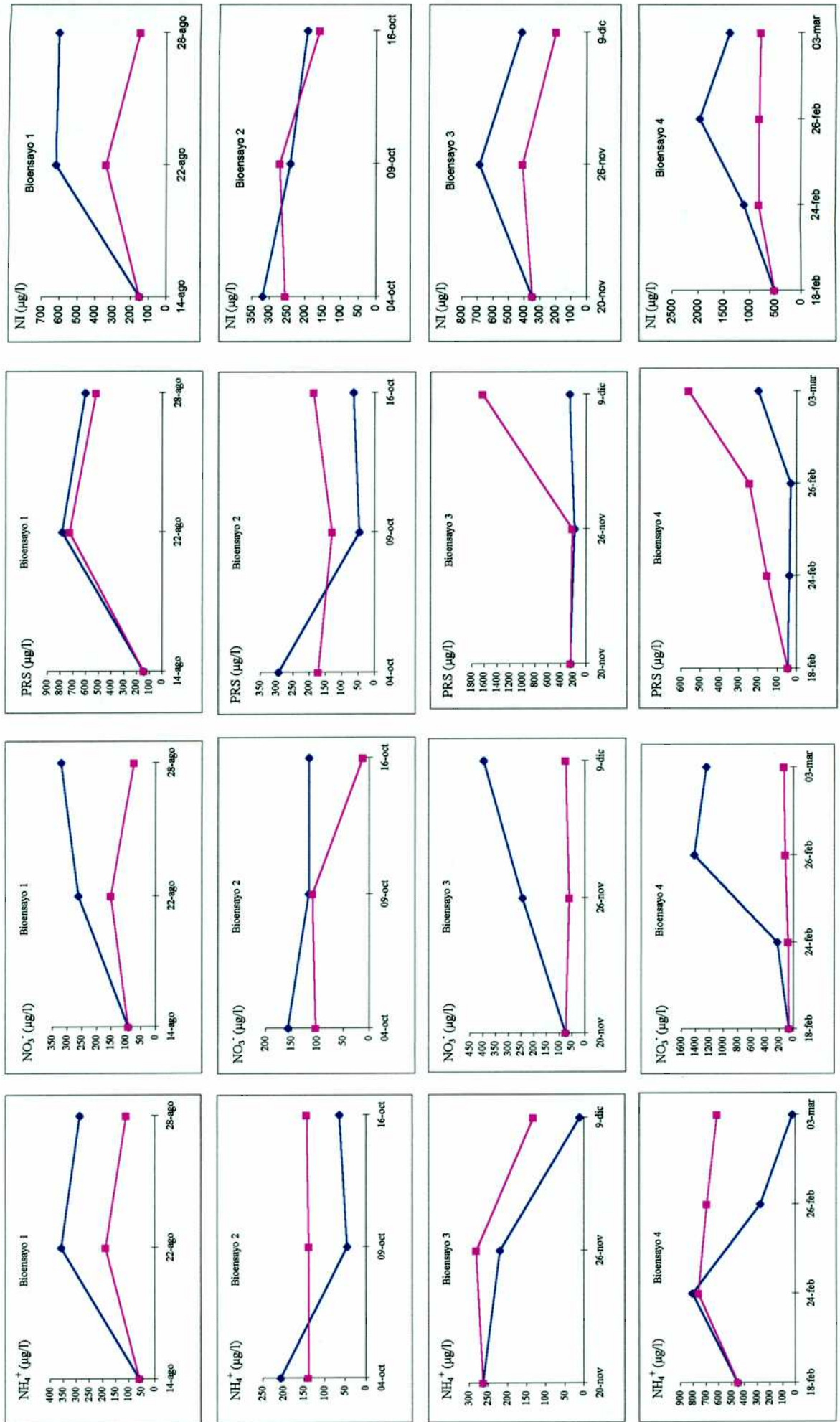


FIGURA 11: Variación temporal de las concentraciones de las principales variables limnológicas medidas en el agua sobrenadante de los ensayos de incubación de agua y sedimentos de la laguna bajo dos tratamientos

● oxigenado
■ sin oxigenar

significativamente superiores ($p < 0,05$) en los tratamientos oxigenados. La relación NI/PRS al final de las incubaciones fue de 5,33 en los cilindros oxigenados y de 0,33 en los sin oxigenar.

Tratamientos		oxigenado	sin oxigenar
NH ₄ ⁺	(μg/l)	33,811 ± 24,516	250,112 ± 217,209
NO ₂ ⁻	(μg/l)	28,184 ± 15,863	10,755 ± 9,008
PRS	(μg/l)	148,633 ± 83,420	1047,733 ± 644,550
NO ₃ ⁻	(μg/l)	658,728 ± 554,269	87,054 ± 47,739
NI	(μg/l)	792,418 ± 563,416	351,190 ± 247,948
NI/PRS		5,331	0,335

TABLA 27: variables limnológicas (media ± DS) y relación NI/PRS al finalizar la experiencia de incubación de sedimentos y agua de la laguna bajo dos tratamientos: oxigenado y sin oxigenar.

En la Tabla 28 se informan los flujos netos desde sedimentos al agua sobrenadante para NI y PRS y los rangos de valores de OD para los tratamientos sin oxigenar y las temperaturas medias que se registraron durante los ensayos. Se estimaron importantes flujos de liberación de PRS en los tratamientos sin oxigenar de agosto, noviembre y febrero, en el ensayo de octubre si bien se obtuvieron flujos positivos fueron de menor magnitud. En los ensayos oxigenados también se obtuvieron flujos positivos para el PRS, salvo en el ensayo de octubre. Los flujos de liberación de PRS fueron superiores en los tratamientos sin oxigenar, a excepción del ensayo de agosto, donde fue similar al del tratamiento oxigenado. Se obtuvieron flujos netos de liberación de NI en los tratamientos oxigenados, excepto en el ensayo de octubre. En los tratamientos sin oxigenar, se registraron flujos negativos para NI, excepto en febrero, que fue positivo, pero de menor magnitud que el obtenido en los tratamientos oxigenados de la misma fecha.

Las concentraciones de OD del fondo de la laguna fueron semejantes a los observados en los ensayos sin oxigenar. Se compararon mediante ANOVA, las concentraciones finales de las variables correspondientes a los ensayos sin oxigenar (Tabla 27) con las concentraciones medidas en el fondo de la laguna (Tabla 25). No se obtuvieron diferencias significativas ($p > 0,05$), excepto para PRS, que resultó superior en los ensayos.

Ensayo Fecha	Temp. °C	oxigenado		sin oxigenar		
		PRS (mg/m ² .día)	NI (mg/m ² .día)	PRS (mg/m ² .día)	NI (mg/m ² .día)	OD (mg/l)
Ago-91	14	12,2	12,1	10,0	-0,1	0,36-4
oct-91	18	-6,6	-3,7	0,4	-2,8	1,24-2,4
nov-91	24	0,3	1,2	24,0	-2,6	0,42-5
feb-92	29	3,8	21,3	12,8	6,4	0,8-4

TABLA 28: Temperatura y flujos netos estimados para NI y PRS en los ensayos de incubación de sedimentos y agua de la laguna bajo dos tratamientos: oxigenado y sin oxigenar, y rango de OD en el tratamiento sin oxigenar.

- Experiencia de fertilización con camalotes:

Los contenidos de N y P y la relación biomasa del vástago/raíz fue mayor en las plantas cosechadas en el río (Tabla 29) respecto de las que crecían en la laguna.

	vástago/raíz	% N		%P		
		vástago	raíz	vástago	raíz	
Río Paraná Inferior	2,3	2,06	0,89	0,23	0,17	
Laguna	1,7	1,74	0,57	0,17	0,14	
Ensayo:	control	1,8	1,53	s/d	0,27	s/d
	enriquecido con N	2,01	1,96	s/d	0,29	s/d
	enriquecido con P	1,3	1,54	s/d	0,3	s/d

TABLA 29: Contenidos de N y P en vástago y raíz en camalotes sometidos al ensayo de fertilización y en ejemplares cosechados en el río Paraná Inferior a la altura de Puerto Constanza y en la laguna. Relación en peso vástago/raíz en dichos ejemplares. (s/d: sin dato).

A los diez días de comenzar la experiencia, las plantas fertilizadas con N fueron atacadas y parcialmente consumidas por las larvas de un lepidóptero, *Sameodes albiguttalis*. En el tratamiento de enriquecimiento con N se produjo un incremento del contenido de N y un aumento en la relación biomasa vástago-raíz respecto del control (Tabla 29). Asimismo, el contenido de N y la relación vástago/raíz en el tratamiento enriquecido con N fue similar a los determinados en camalotes muestreados en el río y mayores a las que crecieron en la laguna, en coincidencia con las mayores concentraciones de nitrógeno inorgánico que prevalecieron en el río durante el período,

que casi triplican las determinadas en la superficie de la laguna (Tabla 25). El contenido de N en las plantas del control y del tratamiento de enriquecimiento con P fueron similares a las cosechadas en la laguna. El enriquecimiento con P no produjo aumentos en el contenido de este nutriente en las plantas, ni cambios en la relación biomasa vástago/raíz respecto del control. El contenido de P en las plantas sometidas al ensayo fue superior al determinado en las plantas cosechadas en el río y la laguna.

DISCUSION

La laguna en estudio se encuentra próxima a la costa del río y presenta una comunicación directa con el cauce. Las semejanzas encontradas en la conductividad y en las concentraciones de cloruros, sodio, potasio entre el río y la laguna indicarían que la laguna contendría esencialmente agua del río, revelando intercambios diarios de agua entre ambos sitios, siendo de menor importancia otras fuentes derivadas de la escorrentía desde la cuenca de drenaje y los procesos de evaporación-concentración que tendrían lugar en ambientes aislados.

El decrecimiento de los sólidos suspendidos (corresponden a $\frac{1}{4}$ de los sólidos suspendidos del río) y el consiguiente aumento en la transparencia (tres veces superior) reveló la importancia de los procesos de decantación que ocurrían en la laguna. Forsberg *et al.* (1988) hallan variaciones similares en lagunas del Amazonas en contacto con el río.

La disminución de OD en la laguna se debió a que el consumo en procesos de descomposición y respiración fue superior a la producción. La predominancia de los procesos de respiración-descomposición sobre la fotosíntesis, es también típico de las lagunas de "várzea" del Alto Paraná (Thomaz *et al.*, 1997). Asociado a la disminución de oxígeno disuelto, se observó un decrecimiento de los nitratos y sulfatos. El río presentó valores elevados de nitratos comparados con la laguna, dado el intercambio diario de agua entre ambos ambientes, el río representa un aporte neto de nitratos a la misma. La disminución de nitratos en la laguna se debería principalmente a procesos de denitrificación y a la asimilación por macrófitas flotantes. Carignan & Neiff (1992) no detectan tasas de denitrificación en lagunas del valle aluvial del Paraná a la altura de Corrientes. Sin embargo, observan una desaparición, en el orden de horas, de los

nitratos agregados a la laguna. La laguna estudiada por ellos, se encuentra aislada del río y recibe agua del mismo en ocasiones de aguas altas (una o dos veces al año). En el sistema estudiado en esta tesis, existe un intercambio permanente entre el río y la laguna. Durante prácticamente todo el año, las concentraciones de OD en el fondo de la misma resultaron ser menores a 3 mg/l, y se obtuvo anoxia durante la estratificación estival. En estas condiciones, los nitratos que ingresaban con el agua del río, resultaron denitrificados y consiguientemente, se produjo la disminución de nitratos en el agua de la laguna. Downes (1988) reporta que a bajas concentraciones de oxígeno, los nitritos formados a partir del amonio, se transforman en nitrógeno molecular en un proceso denominado “nitrificación-denitrificación”.

Existió un aporte de PRS desde los sedimentos anóxicos de la laguna que dio origen a las bajas relaciones NI/PRS en el fondo de la misma. Los niveles de PRS decrecieron en superficie debido fundamentalmente al consumo por macrófitas. Estas diferencias se hicieron más notorias durante el período de estratificación. Los procesos involucrados en la dinámica del P y N produjeron cambios en la relación NI/PRS: 10 en el río, 5 en la superficie de la laguna, 3 en el anillo de camalotes y 1,2 en el fondo de la laguna. La semejanza registrada para PT entre la laguna y el río, reveló que el fósforo particulado del río ingresó a la laguna con el agua de inundación. Cuando estos sólidos suspendidos decantaban, el P asociado a los micrositios oxidados (FeOOH) de los sólidos del río quedaba en contacto con el ambiente reductor del fondo de la laguna, produciéndose la liberación del P hacia la columna de agua, según el modelo ampliamente aceptado de adsorción-desorción del P (Bostrom *et al.*, 1982).

Si bien las características esenciales de la laguna fueron las descritas anteriormente, se presentan episodios que pueden alterar significativamente el estado de este cuerpo de agua como fueron el período de “aguas negras” y el de estratificación. Durante el período de “aguas negras” se produjo lixiviación de nutrientes especialmente amonio y PRS desde los suelos y vegetación circundantes de la laguna, produciéndose incrementos notorios en la laguna. Asimismo, al incrementarse la cantidad de sustancias húmicas en la laguna producto de la mayor esorrentía, el P adsorbido a los minerales podría desorberse y quedar en solución. Los ácidos fúlvicos compiten con los iones fosfatos por los sitios de unión de los minerales y en las condiciones de pH presentes en

la laguna, se produciría fundamentalmente la desorción del P y la unión de los ácidos fúlvicos a los minerales (Kastelan-Macan & Petrovic, 1996).

En el verano, producto de la estratificación térmica y química, se establecieron las mayores diferencias entre la superficie y el fondo de la laguna. Este fenómeno es común en lagunas de la llanura aluvial del Amazonas, donde grandes cantidades de materia orgánica se descomponen resultando en elevadas tasas de consumo de oxígeno y liberación de dióxido de carbono cerca del fondo, ocasionando condiciones hipóxicas o anóxicas y liberación de sulfhídrico y metano (Schmidt, 1973; Junk *et al.*, 1989). El PRS superficial presentó sus menores valores, producto de la escasa a nula mezcla vertical, sugiriendo que la principal fuente de PRS serían los sedimentos del fondo. El nitrato llegó a ser no detectable en el fondo de la laguna, producto de la denitrificación en ausencia de OD.

Estos dos hechos puntuales revelan que en ocasiones, los procesos que ocurren dentro (estratificación) o en el área de drenaje (período de “aguas negras”) de la laguna se suman a la acción del río influyendo en el estado trófico de la misma.

La producción primaria de la laguna está prácticamente restringida a las macrófitas. Varias de las especies dominantes del fitoplancton adquieren características fagotróficas. El crecimiento del fitoplancton de la laguna estaría limitado fundamentalmente por luz y nutrientes (Bonetto *et al.*, 1994).

El agregado de P en los ensayos de fertilización con camalotes, no afectaba su asimilación por los camalotes ya que no se incrementaba el contenido de P respecto del control. Asimismo, disminuía la relación vástago/raíz lo cual revela una estrategia para lograr una mayor eficiencia en la captación de nutrientes, sugiriendo que las plantas se encontraban en un medio limitado en nutrientes. Por el contrario, el agregado de N ocasionaba incrementos en el contenido de N en los vástagos y aumentos en la relación vástago/raíz, lo cual podría asociarse a una mayor disponibilidad de nutrientes. Dado que los herbívoros responden a los cambios en la cantidad relativa de proteínas en los tejidos vegetales, (Vince *et al.*, 1981; Curtis *et al.*, 1989) atacando con mayor probabilidad a las plantas ricas en nutrientes, las observaciones realizadas en los ensayos fertilizados con N refuerzan la evidencia de una limitación por N en los

ensayos con camalotes. Carignan & Neiff (1992) determinan limitación por N en el crecimiento de camalotes en experiencias con limnocorrales en una laguna del valle aluvial del Paraná Medio a la altura de Corrientes, donde las plantas enriquecidas con N también fueron atacadas por herbívoros.

Las plantas sometidas al tratamiento de fertilización con N presentaban mayor contenido de N que las cosechadas en la laguna, y semejante a plantas cosechadas en el río, lo que podría deberse a que las plantas que crecían en la laguna estarían limitadas por N. Esta limitación es producto de la menor disponibilidad de N en la laguna respecto del río. En el anillo de camalotes, los procesos de descomposición-respiración prevalecen sobre los de fotosíntesis, generándose incrementos en la concentración de CO₂ frente a la disminución de OD, ocasionando tenores de OD muy bajos y aun no detectables en los meses cálidos. Este ambiente ácido y suboxigenado promueve las reacciones de liberación de P desde los sólidos suspendidos. Por otro lado, la disminución en la concentración de OD, produce la pérdida de nitratos por denitrificación. Estos hechos explican la menor disponibilidad de N respecto del P que tiene lugar en el anillo de camalotes y la consiguiente limitación por N para las plantas flotantes de la laguna.

Las incubaciones de sedimento y agua, mostraron una liberación de PRS en respuesta a la depleción de OD. Este hecho resulta consistente con la observada acumulación de PRS en el fondo de la laguna durante la estratificación estival. Los valores más bajos de flujo netos de liberación (0,4 mg P m⁻² día⁻¹) estimados en los tratamientos sin oxigenar, correspondieron a los experimentos en los que la concentración de O₂ fue superior a 1 mg/l. En los ensayos en los cuales los valores de OD llegaban a ser inferiores a 1 mg/l (ensayos de agosto, noviembre y febrero), los flujos netos de liberación se incrementaban (10-24 mg m⁻² d⁻¹). Los valores obtenidos se encuentran entre los mas altos reportados por la literatura; 15-18 mg P m⁻² d⁻¹ en el embalse eutrófico Eau Gaule (James *et al.*, 1992), 40 mg P m⁻² d⁻¹ en la laguna hipereutrófica Sobygaard (Sondergaard, 1991) y fueron similares a los reportados por Carignan & Neiff (1992) en las lagunas del valle aluvial del Paraná Medio a la altura de Corrientes.

La denitrificación, junto con la asimilación bacteriana causó la pérdida de NI en las incubaciones desarrolladas sin oxigenar. Dado que no se logró una depleción completa

de OD, podría ocurrir que el amonio liberado desde el fondo se transformara en nitritos y posteriormente fuera denitrificado en la interfase agua-sedimento en el proceso “nitrificación-denitrificación” propuesto por Downes (1988). En el tratamiento sin oxigenar de la experiencia llevada a cabo en febrero, las altas temperaturas podrían haber favorecido la descomposición y amonificación de la materia orgánica de los sedimentos respecto a la denitrificación, produciendo un flujo positivo de NI. En los tratamientos oxigenados llevados a cabo en noviembre y febrero se produjo un incremento en la concentración de nitratos a expensas de la disminución en la concentración de amonio, que revela la importancia del proceso de nitrificación, dando lugar a flujos netos de liberación de NI en dichos ensayos. En los ensayos llevados a cabo a menores temperaturas (octubre y agosto) la nitrificación parece no ser tan importante ya que disminuyen las concentraciones de nitratos a lo largo de la experiencia, probablemente por la denitrificación que tenga lugar en los sedimentos. Sin embargo se estimaron flujos positivos de NI en el ensayo de agosto, debido a la importante liberación de amonio por mineralización de la materia orgánica. Las tasas de liberación de amonio desde el fondo fueron comparables con las obtenidas en la experiencia de incubación de sedimentos del pajonal (Capítulo 1, sección Sedimentos) y similares a las informadas por Carignan & Neiff (1992) en las lagunas del valle aluvial del Paraná Medio en Corrientes. Básicamente, existiría una acumulación de NI en los ensayos oxigenados y una pérdida de NI en los ensayos sin oxigenar y una acumulación de PRS en la columna de agua de los ensayos sin oxigenar, dando lugar a las muy bajas relaciones NI/PRS en los ensayos suboxigenados. Las semejanzas en las concentraciones de NI, amonio, nitratos y oxígeno disuelto medidas en el tiempo final en los tratamientos sin oxigenar y el fondo de la laguna, hacen suponer que las experiencias llevadas a cabo en el laboratorio a bajas concentraciones de OD, describen aproximadamente lo que ocurre en el fondo de la laguna, no así a lo ocurrido en la superficie, donde adquieren relevancia los procesos de consumo de nutrientes por plantas flotantes fundamentalmente.

Los contenidos de C y N en los sedimentos del fondo de la laguna fueron 5 veces más bajos que en los sólidos suspendidos del río, y el porcentaje de P dos veces más bajo. Esto es consistente con los resultados obtenidos en las experiencias de incubación y con las observaciones durante el período de estratificación, ya que revela una fuerte

mineralización de la materia orgánica contenida en los sólidos suspendidos del río al depositarse en la laguna con la consecuente disminución de su contenido de nutrientes y su liberación a la columna de agua.

Las grandes diferencias de concentración de nitratos entre la laguna y el río, a pesar de los importantes volúmenes de agua intercambiados, sugiere un ingreso neto de nitratos desde el río ($21 \text{ g N m}^{-2} \text{ año}^{-1}$), un pequeño ingreso de amonio ($1,4 \text{ g N m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) y un intercambio equilibrado de N Kjeldhal. Dado que no se observó una importante acumulación de N en el fondo y que la producción primaria del fitoplancton está limitada por otros factores, transparencia del agua, entre otros (Bonetto *et al.* 1994), se sugiere que la desaparición de gran parte del NI disuelto entrante se debería a la denitrificación y el consumo por macrófitas flotantes. El empobrecimiento relativo en nitrógeno en la laguna es consistente con el resultado de los bioensayos de fertilización con camalotes confirmaron la limitación por N. Estos patrones son similares a los descritos por Carignan & Neiff (1992) y por Pedrozo *et al.* (1992) en el Paraná Medio en Corrientes. Por lo tanto, si bien la vinculación con el río representa un aporte de N y P (el primero en forma de nitratos y el segundo en forma particulada) el ingreso de NI estaría sujeto a procesos de denitrificación y asimilación que explicarían la limitación por nitrógeno que sufren las macrófitas.

Las lagunas de la "várzea" del Amazonas presentan variaciones en el nivel de sus aguas de hasta 12 metros, tal como lo informa Tundisi (1994). El balance de masas en la laguna Tineo en el Orinoco mostró una retención neta de N y P (Hamilton & Lewis, 1987). Fisher & Parsley (1979) y Forsberg *et al.* (1988) concluyeron que las inundaciones anuales resultan en remociones significativas de nitratos en las lagunas de la cuenca del Amazonas. A diferencia de estas, la laguna en estudio está en continua comunicación con el río y los cambios en el nivel de sus aguas, si bien son de menor magnitud, resultan de un gran dinamismo temporal, producto del régimen hidrológico Paraná Inferior. Sin embargo, el intercambio de nutrientes entre el río y la laguna ocurre con características similares.

CAPITULO 3: El río

INTRODUCCION

A escala continental, los grandes ríos son integradores de los procesos superficiales de sus cuencas y de sus llanuras de inundación (Richey *et al.*, 1990). Los ríos son más que simples conductos pasivos. Los materiales orgánicos e inorgánicos medidos en el cauce principal resultan de la mezcla de materiales originados cientos de kilómetros aguas arriba y del material que ingresa continuamente desde la planicie de inundación. El flujo de elementos es de considerable importancia a escala regional y global (Richey, 1983). Para la comprensión del funcionamiento de los ríos y su función en los ciclos biogeoquímicos globales, es fundamental conocer la secuencia y magnitud de los flujos de N, P y C ocurridos en el río y los procesos físicos, químicos y biológicos que los controlan (Richey & Victoria, 1993). En los ríos Orinoco (Lewis & Saunders, 1989), Amazonas (Richey, 1982; Devol *et al.*, 1995), Alto Paraná (Thomaz *et al.*, 1997, Pedrozo & Bonetto, 1989, Depetris & Kempe, 1993) y Paraná Inferior (Bonetto *et al.*, 1994a; Villar *et al.*, 1998) han sido descritas las variaciones en la composición fisicoquímica del agua en el valle aluvial y en el cauce principal y en algunos casos se relacionaron con componentes del ciclo hidrológico. Sin embargo, a la fecha se carecen de estudios que abarquen el río Paraná Inferior y su valle aluvial que permitan definir relaciones entre variables limnológicas y establecer conexiones entre las variaciones temporales en dichas variables y componentes del ciclo hidrológico del propio cauce o tributarios, describiendo y cuantificando tales vinculaciones.

Algunas de las preguntas que surgen al respecto son: ¿Cuál es la magnitud de los cambios en el tiempo en las variables fisicoquímicas del río?; ¿Cuál es la importancia del valle aluvial en las variables químicas del agua en el cauce principal?; ¿Cuál es la importancia relativa de las variables locales relacionadas con el valle aluvial en contraposición a las regionales relacionadas con las condiciones hidrológicas y climáticas en la alta cuenca?; ¿qué mecanismos controlan dichos cambios?; ¿son predecibles?; ¿qué relación tienen con modificaciones antrópicas en la cuenca?

Las planicies de inundación acumulan excesos de agua durante las crecidas y lo liberan durante los estiajes, amortiguando las fluctuaciones en la altura hidrométrica de los ríos. La amplitud, duración y frecuencia de las inundaciones dependen del clima, de la

geomorfología, del tamaño del río, de la vegetación y del área de drenaje.

En el aspecto hidrológico, las llanuras aluviales son parte del sistema de drenaje de los ríos y periódicamente son afectadas por el transporte de agua y material disuelto y particulado. El pulso de inundación es la fuerza impelente de los sistemas río-valle aluvial y los mantiene en equilibrio dinámico. El sistema responde a la velocidad, amplitud, duración, frecuencia y regularidad de los pulsos. Los ríos regulados modifican alguna de las características de los pulsos, impidiendo, en algunas ocasiones, que se lleven a cabo los procesos de reciclaje que regulan la productividad del sistema, no permitiendo a las comunidades utilizar eficazmente estos ambientes tan cambiantes a los que están adaptados.

Los procesos bióticos y abióticos en la llanura aluvial pueden alterar considerablemente la composición iónica y la cantidad total de sustancias disueltas del agua que proviene del río. Una evaporación elevada puede acrecentar la salinidad en ambientes lénticos del valle aluvial. Cambios drásticos en la composición iónica, tales como el incremento en la concentración de potasio, han sido asociados a la lixiviación de macrófitas en descomposición (Furch *et al.*, 1983). El balance entre retención, deposición y posterior incorporación a los ciclos biogeoquímicos, determina el potencial de la llanura de inundación como sumidero, transformador y fuente de elementos. Altas tasas de acumulación orgánica tienen lugar si la producción no es compensada con tasas comparables de descomposición. Los eventos de inundación, la importación y exportación de materia orgánica en distintos grados de descomposición, la capacidad de almacenamiento del sistema río-valle aluvial, son los elementos que definen el sustrato base para el establecimiento de las comunidades biológicas en estos ambientes (Richey, 1982). La comprensión de la dinámica de las fluctuaciones en los elementos de la geoquímica fluvial involucra anticipar su distribución a la luz de cambios en los componentes del ciclo hidrológico.

Los nutrientes rara vez son factores limitantes para la producción primaria de los cauces principales de los grandes ríos. En las llanuras de inundación, sin embargo, el fósforo y/o nitrógeno limitan generalmente la productividad (Junk *et al.*, 1989). El agua de los cauces principales repone dichos contenidos de nutrientes en épocas de inundación. Se conoce poco acerca de la liberación de compuestos inorgánicos desde la

llanura de inundación al cauce principal, y los registros son contradictorios para el fósforo (Yarbro, 1983) y nitrógeno (Brinson *et al.*, 1983). La liberación y almacenamiento pueden relacionarse con el ciclo de inundación y la cobertura vegetal, y en las regiones templadas también con el crecimiento de la vegetación (Brinson *et al.*, 1981). Consecuentemente, las llanuras aluviales pueden actuar como reservorios o fuentes respecto de cada nutriente, dependiendo de las circunstancias.

La fertilidad de las llanuras aluviales depende en gran medida de la calidad de los sedimentos aportados por el río. Junk *et al.* (1989) establecen que el transporte y depósito de material arenoso y caolínico genera llanuras aluviales infértiles mientras que la montmorillonita y la illita dan como resultado una llanura aluvial altamente fértil como las de los ríos Amazonas, Mississippi y Paraná.

El impacto directo de las llanuras de inundación sobre la carga de carbono de los cauces principales no se conoce bien. Algunas opiniones sugieren que las llanuras aluviales pueden ser una fuente de carbono particulado y disuelto (Junk, 1985). Por el contrario, los mecanismos de retención (tales como depósitos de sedimentos, asimilación por microorganismos y retención por macrófitas) durante las aguas bajas contribuyen al reciclado de la mayor parte del Carbono en la llanura aluvial, y reducen en gran medida su ingreso al cauce principal. La exportación de carbono desde la llanura de inundación dependería del ciclo hidrológico, del balance entre los procesos de producción-descomposición acontecidos en el valle y del ciclo de crecimiento de la vegetación en la llanura aluvial.

Según Gosselink & Turner (1978) los pulsos de inundación de corta duración pueden arrastrar considerable cantidad de materia orgánica y llevarlos al cauce principal. Por el contrario, la inundación lenta da tiempo suficiente para que tengan lugar procesos en la llanura aluvial, y beneficia en consecuencia su producción. Richey *et al.* (1991) indican que la mayor parte de la composición de la materia orgánica transportada por el cauce principal del río, está definida por procesos que operan a escalas de decenas de años. Contrariamente, las concentraciones de elementos bioactivos dependerían de procesos más rápidos que operan a escala semanal o estacional y que se basan especialmente en las interacciones río-valle aluvial.

El fenómeno climático conocido como El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) es percibido como una importante anomalía climática global que periódicamente modula profundamente los sistemas naturales. Es el resultado de las interacciones del sistema océano-tierra-atmósfera y constituye la característica más dominante de las variaciones climáticas a nivel global. La influencia del ENSO sobre las precipitaciones ha sido descrita para varias regiones del mundo, una de ellas es la que incluye sur de Brasil, noreste de Argentina y Uruguay (Grimm *et al.*, 1998). Sus efectos tienen grandes implicaciones socioeconómicas, entre otras, las inundaciones en el Sureste de América del Sur (Póveda y Mesa, 1996). La hidrología global se manifiesta en escalas de tiempo que van desde varios meses hasta décadas. Depetris & Kempe (1993) estudiaron la influencia del ENSO sobre el transporte de C en el río Paraná Medio, durante la creciente extraordinaria acontecida como consecuencia del evento de “El Niño” de 1982.

En este capítulo se evaluarán los cambios temporales en las variables físico-químicas del río y el valle aluvial. Se estudiará la influencia del valle aluvial sobre la composición iónica y concentración de nutrientes del cauce principal, y su relación con las alturas hidrométricas de éste. Asimismo, se intentará describir y cuantificar las relaciones entre ciertos iones fundamentales para la biota y el régimen hidrológico del cauce principal y de alguno de sus tributarios y la posible influencia de fenómenos que operan a escala global sobre dichas relaciones.

AREA DE ESTUDIO:

El Delta del río Paraná comienza en la ciudad de Diamante (Entre Ríos) (Soldano, 1947; Bonfils, 1962). A partir de este punto el valle aluvial se desarrolla fundamentalmente sobre la margen izquierda del río conformando un delta de aproximadamente 15.000 km², 345 km de largo, un ancho mínimo de 25 km y un ancho máximo de 70 km en la desembocadura del río Paraná en el estuario del Río de la Plata (Drago & Amsler, 1998). El valle aluvial de esta región está caracterizado por estar ocupado fundamentalmente por áreas bajas, anegadas y vegetadas.

Según Junk & Welcomme (1990) pueden distinguirse patrones de crecidas: monomodales, bimodales o polimodales. Considerando el régimen hidrológico del

Paraná, con crecientes en verano, el patrón de crecidas es monomodal, como el de otros grandes ríos que drenan áreas con climas tropicales o subtropicales, donde se denotan una estación lluviosa y otra seca. Soldano (1947) le asigna un notorio efecto sobre la periodicidad y características del régimen hidrológico del Paraná a las lluvias estivales ocurridas en el sudeste de Brasil. El régimen hidrológico del Paraná Inferior depende del régimen de precipitaciones en la cuenca, de la acción de mareas y de los vientos, principalmente los del sector sudeste, que afectan al Río de la Plata. Por lo tanto, el comportamiento de las crecidas en la llanura aluvial del Paraná Inferior es complejo con respecto a su frecuencia y duración. Esto se acompleja aún más, debido a la acción continua que el hombre ejerce sobre el área de drenaje de los grandes ríos, la cual modifica especialmente la amplitud de las inundaciones (Junk & Welcomme, 1990). La hidrología del Delta del Paraná está definido por el régimen de tres ríos: Río Paraná fundamentalmente, Río Uruguay y Río de la Plata. Bonfils (1962) sostiene que el régimen del río Paraná es uniforme a lo largo de todo el recorrido. Presenta el período de crecientes en la primera mitad del año, con máximos en marzo-abril. El período de aguas bajas tiene lugar en la segunda mitad del año con caudales mínimos en septiembre-octubre. El caudal en la desembocadura del Paraná es de 18.000 m³/s, y la carga anual de sólidos suspendidos en Santa Fé es de 100 millones de toneladas (Drago & Amsler, 1998). El Paraná recibe la influencia de las mareas hasta San Pedro, y en ocasiones hasta Rosario.

El río Uruguay también ejerce su influencia sobre el Delta, aunque en menor grado. Presenta dos crecientes: una en el mes de julio y otra más importante en octubre. Además presenta una bajante en febrero. La onda de creciente tiene un efecto local sobre la costa entrerriana del delta y predelta. El caudal en la desembocadura del río es de 5.000 m³/s, siendo la carga anual de sólidos suspendidos de 5 millones de toneladas (Villar *et al.*, 1999). Estos valores reflejan la relativa importancia de este río sobre el caudal y sobre las variables geoquímicas y edafológicas del Delta.

El Río de la Plata presenta un régimen hidrológico determinado por tres factores: acción de los ríos afluentes, mareas y vientos. Los derrames de los ríos Paraná y Uruguay contribuyen escasamente a la elevación de sus aguas. El efecto de las mareas se hace sentir diariamente, y su propagación puede alcanzar a todo el delta. Su efecto

puede incrementarse o bien eliminarse por acción de los vientos. Según Bonfils (1962) es el viento del cuadrante SE el principal promotor de las crecidas del Río de la Plata. El período de mayor ocurrencia de mareas con intervención de vientos es de mayo a octubre. Los vientos del O, N y NW hacen descender el nivel de las aguas y anulan inclusive la acción de las mareas.

MATERIALES Y METODOS

Se tomaron muestras de agua en 33 oportunidades entre octubre de 1990 y marzo de 1995 en distintos partes del hidrograma, en el cauce principal del río Paraná a la altura de Zárate (Fig. 1) y en un humedal representativo del valle aluvial, vegetado fundamentalmente por *Cyperus giganteus* y *Schoenoplectus californicus*. No todas las variables fueron determinadas en todas las fechas.

El pajonal (*sensu* Burkart, 1957) está separado del río por un pequeño albardón cubierto por vegetación riparia que amortigua los efectos de las variaciones de nivel del río en el interior del valle, previniendo que se seque completamente durante los estiajes. La profundidad media del agua en el humedal fue de 20-30 cm en la inmensa mayoría de los muestreos, si bien ocasionalmente, el nivel de agua se encontró en la superficie del suelo.

Se determinaron pH (del agua) (pHmetro Orion 250A), oxígeno disuelto (método de Winkler), conductividad (conductímetro Luftman) en el agua del río y del pajonal. Las muestras de agua del río y del humedal fueron filtradas con Whatman GF/C y filtros de membrana Sartorius para las determinaciones de nutrientes: fósforo reactivo soluble (PRS por ácido ascórbico-molibdato), fósforo total (PT por digestión ácida), nitratos (N-NO_3^- por reducción en columna de cadmio), nitritos (N-NO_2^- por diazotación), nitrógeno total (NT por método Kjeldahl), según Strickland y Parsons (1968). Amonio (N-NH_4^+ por método de indofenol azul) fue medido de acuerdo a Mackereth *et al.* (1978) y calcio y magnesio (titulación con EDTA), sodio y potasio (medidos con fotómetro de llama), bicarbonatos (titulación con heliantina), sulfatos (turbidimetría) y cloruros (titulación con nitrato de plata) siguiendo la metodología preconizada por APHA (1985). Simultáneamente, se tomaron muestras de agua subsuperficiales en botellas oscuras de vidrio de 250 ml, y se las conservó con el agregado de 1,5 ml de

HCl 4 N. En las mismas se determinó el contenido de fósforo total (PT) (digestión ácida) y nitrógeno Kjeldhal (N Kj) de acuerdo a Strickland & Parsons (1972) y el de carbono orgánico total (COT) según Goltermann *et al.* (1978). El carbono orgánico particulado fue determinado aplicando la misma metodología que para COT sobre los sólidos retenidos en filtros previamente muflados a 550°C durante dos horas y pesados.

Se tomaron muestras de sedimentos superficiales del Pajonal de Puerto Constanza con cilindros de Plexiglass de 4,5 cm de diámetro y 11 muestras de sólidos suspendidos del río Paraná Inferior a la altura de Zárate. Los sólidos suspendidos fueron obtenidos de la sedimentación de 100 l de agua, el sobrenadante fue descartado por sifón y los sedimentos fueron secados a 60 °C. Se analizaron junto con cuatro muestras del Alto Paraná y cinco del río Bermejo tomados en un estudio previo por Bonetto *et al.* (1994b). En dichos sólidos suspendidos se determinaron: fósforo total, nitrógeno Kjeldahl y C según la metodología descripta anteriormente.

Se verificó el error cometido en la determinación de los macroiones en todas las muestras de agua mediante la comparación de la suma de cationes con la de aniones, comprobándose un error inferior al 10%.

En el delta, la escala de alturas hidrométricas utilizadas para referencia de inundación es la de San Pedro. Cuando la altura es de 2,20 metros comienzan a afectarse los albardones más bajos 45 km aguas arriba de Puerto Constanza. A los 2,40 m se reducen los efectos de las mareas del Río de la Plata. A los 2,50 m comienza la inundación de todo el delta (Borus, datos no publicados). Los datos de alturas hidrométricas diarias del río Paraná en San Pedro fueron suministrados por Ing. Juan Borus (INA ex INCyTH) y los datos de caudales medios mensuales del río Paraná en Timbúes y del río Bermejo en Aguas Blancas fueron suministrados por la Subsecretaría de Recursos Hídricos. Se trabajó con los caudales del Bermejo en la sección Aguas Blancas por considerarse una escala confiable. Para discriminar los años El Niño y La Niña se usó la clasificación dada por Kiladis y Diaz (1989, en Póveda y Mesa, 1996) para el siglo XX. Se estimaron los coeficientes de correlación de Pearson entre concentración de sólidos suspendidos y de calcio en Zárate y los caudales medios mensuales del río Bermejo en Aguas Blancas (22° 43'S, 64° 22'W) en el período octubre 1990-junio 1992, y entre la carga de sólidos suspendidos y de calcio del Paraná

en Zárate y el caudal del río Bermejo, para estimar el desfase entre el aporte del río Bermejo y su llegada al Bajo Paraná. Para clasificar los caudales medios mensuales en bajo, medio, alto y muy alto del río Paraná en Timbués y del río Bermejo en Aguas Blancas, se estimaron los cuartiles correspondientes. Asimismo, se estimaron los cuartiles correspondientes para la altura hidrométrica del Río Paraná en San Pedro.

Con el objeto de establecer relaciones entre las variables físicas y químicas determinadas y las alturas hidrométricas diarias en San Pedro, se estimó una matriz de correlación utilizando el coeficiente de correlación de Pearson (Sokal & Rohlf, 1979).

RESULTADOS

- Caracterización hidrológica:

El punto más cercano al área de estudio en el que se mide regularmente el caudal disponiéndose de una serie temporal de caudales desde 1905 (EVARSA, 1997) es Timbués (lat 32° 39"y long 60° 43"). Se realizó el hidrograma de caudales medios mensuales en Timbués para el período 1905-1997 (Fig. 12), el cual muestra un máximo en abril (18.113 m³/s) y un mínimo en septiembre (12.163 m³/s). En ocasiones, el río Paraná presenta dos máximos: en verano (el más importante) y otro en noviembre. Entre mayo y octubre de 1992, tuvo lugar una creciente muy importante, alcanzando caudales en Timbués 28.458 m³ s⁻¹, convirtiéndose en el caudal más elevado para este mes de la serie histórica (percentil 100) y el segundo en importancia del siglo, superado solamente por la creciente de 1983, que en marzo de aquel año alcanzó valores de caudal en Timbués de 29.078 m³ s⁻¹. Esta creciente tuvo la particularidad de ocurrir en una típica época de estiaje y coincidió el año El Niño de 1991-1992. Teniendo en cuenta la clasificación de años El Niño y La Niña se graficaron los caudales medios mensuales de esos años y de la serie histórica (Fig. 13). Las máximas diferencias en caudal se producen en los meses de noviembre y diciembre, donde los caudales de años El Niño eran muy superiores a los de años La Niña y a los de la serie histórica.

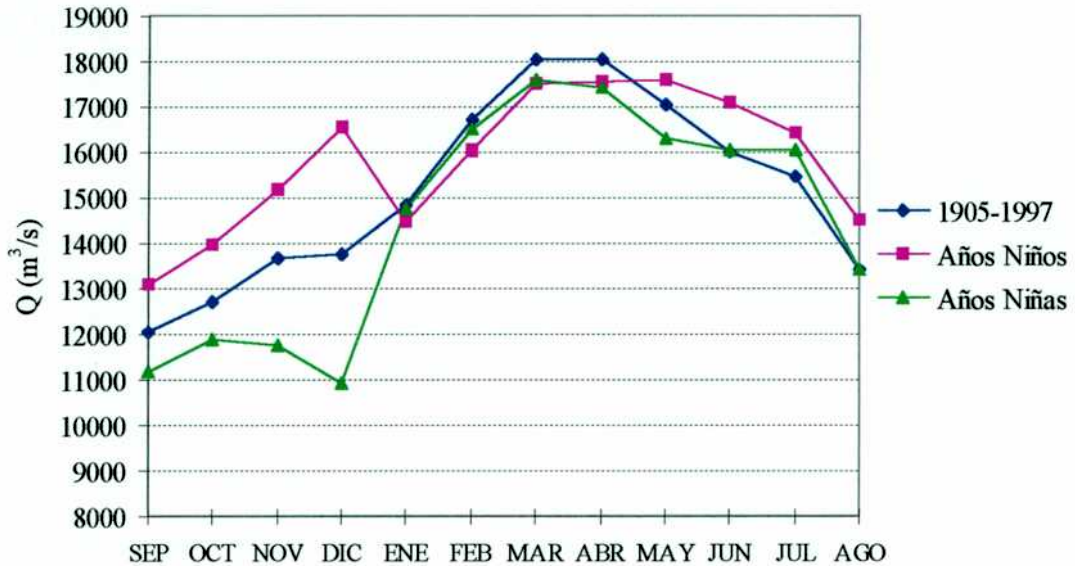


FIGURA 12: Caudales medios mensuales en el Río Paraná en Timbúes (Período 1905-1997) y los correspondientes a Años El Niño y La Niña (según clasificación Kiladis y Díaz, 1989).

Se carecen de referencias en cuanto al nivel de inundación en el delta y su relación con los caudales en Timbúes. En cambio la altura hidrométrica en San Pedro (33° 40' S, 59° 43' W) sirve de escala regional para fijar los umbrales de inundación de todo el Delta (Borus, datos no publicados). Por lo tanto, se compararon los percentiles del río Paraná en Timbúes con los percentiles de las alturas hidrométricas en San Pedro (Tabla 30), y se observó que para las fechas estudiadas coincidían. Asimismo, se graficaron el hidrograma de alturas hidrométricas en San Pedro y el hidrograma de caudales en Timbúes (Fig. 13) y se verificó que no existía retraso en la ocurrencia de crecientes y estiajes entre ambos puntos, en la escala mensual. Consiguientemente, se utilizaron para el análisis las alturas hidrométricas en San Pedro o los caudales en Timbúes.

Teniendo en cuenta las alturas hidrométricas en San Pedro correspondientes al período 1974-1998, y los valores umbral de inundación para el Delta propuestos por Borus (datos no publicados) se determinó que el promedio de inundación en el Delta es de 70 días por año. Sin embargo, durante 1983, el valle aluvial permaneció inundado todo el año y en 1992, durante 100 días (mayo-agosto de 1992).

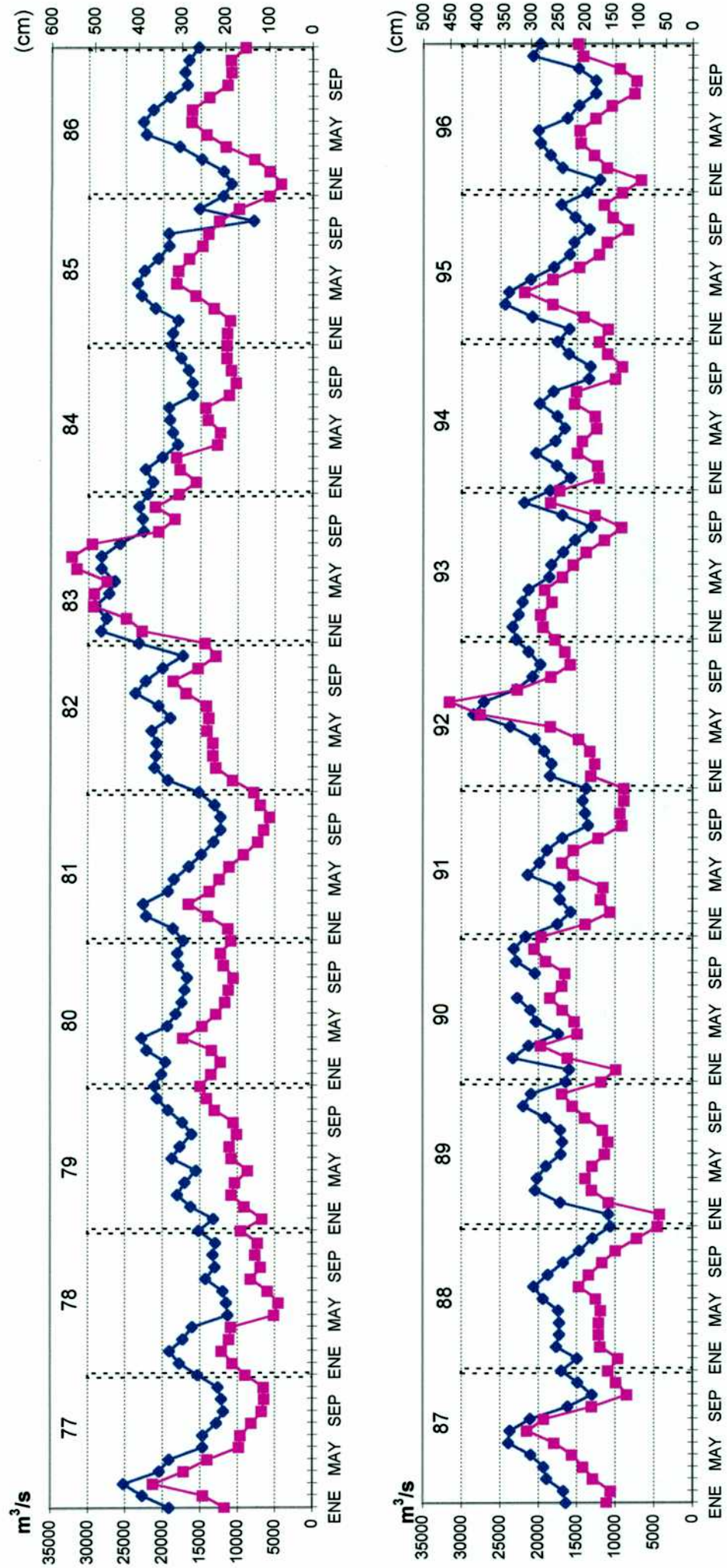


FIGURA 13.- Caudales mensuales del río Paraná en Timbués y alturas hidrométricas mensuales en San Pedro (1977-1996).

a)

	SEP	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO
Min.	11912	7931	12511	10655	10875	11945	14889	16078	11324	11479	11956	12354
25	13283,5	13272	14602,5	15172	15422,5	17045	18257,5	17628	17243	16404,5	15759	14532,8
50	16102	15256	16780	17048	17791	18620	20339	19310	19119	18398	18902	16955,5
75	18209	18613	20729,5	19330	19209,5	22085	22091	20660,5	21203,5	20403,5	20659	19177,5
Máx.	22636	22853	23262	23160	28240	27564	29078	27238	26499	28458	28246	25801

b)

	SEP	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO
Min.	104	97	103	64	61	98	134	165	87	77	101	107
25	127,25	133	137,5	148,25	153	166,5	184,75	198,75	179,5	176,25	163	156,25
50	171	169,5	180	171	182	197	222	214,5	219	215	204,5	191
75	200,25	216	238	246,25	198,5	231,5	266	261,25	243	240,25	250,25	238
Max.	353	316	361	308	389	426	501	500	471	540	551	505

TABLA 30: Categorización de a) caudales mensuales del Río Paraná en Timbués y b) alturas hidrométricas en San Pedro en el período 1974-1996.

El río Bermejo presenta un régimen monomodal típico, con crecientes en verano (Fig. 14). Los puntos extremos del hidrograma son en febrero (máximo) y en septiembre (mínimo). Sin embargo, en ocasiones los máximos de caudales de los ríos Paraná y Bermejo no coinciden en el tiempo, como en el período 1990-1993, donde estuvieron desfasados 1 o más meses (Fig. 15).

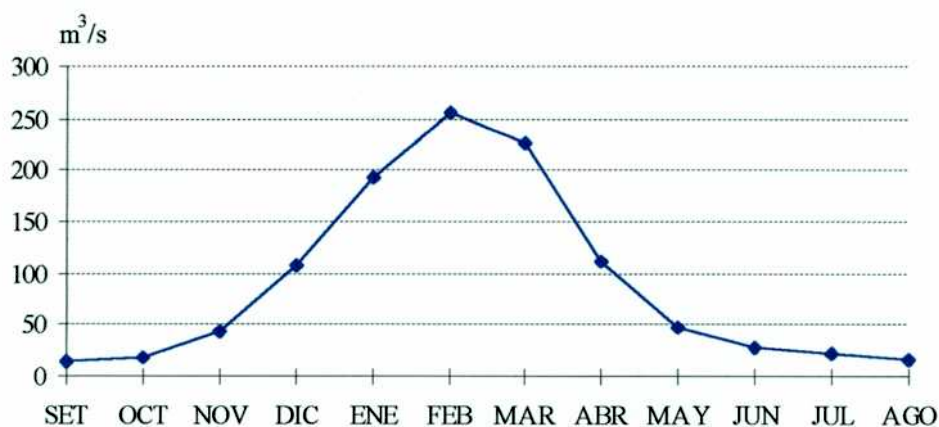


FIGURA 14: Caudales medios mensuales en río Bermejo (Aguas Blancas) en el período 1945-1996.

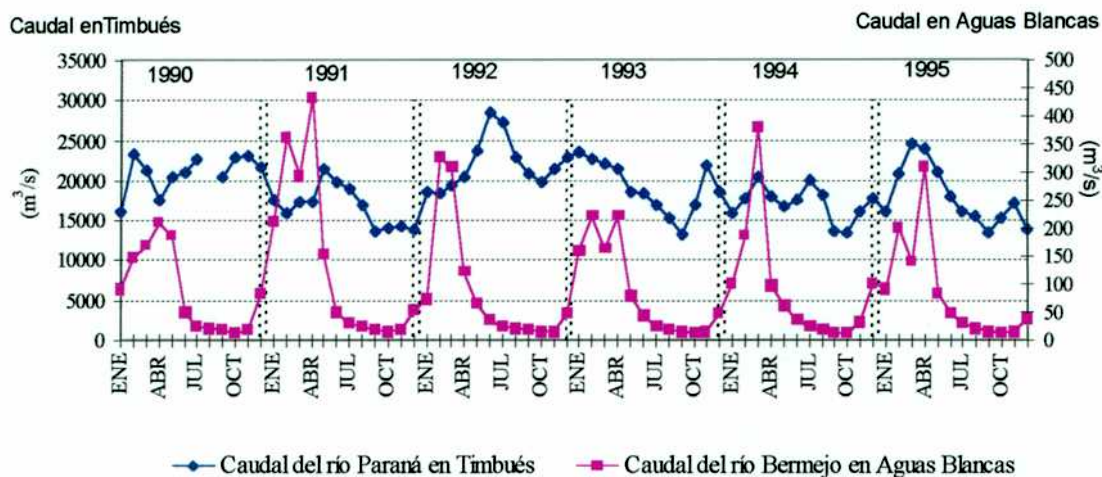


FIGURA 15: Caudales mensuales en el río Paraná (Timbués) y en el río Bermejo (Aguas Blancas) en el período 1990-1995.

- Caracterización fisicoquímica:

En la tabla 31 se observan los promedios y sus respectivos desvíos standard de las variables medidas en el Paraná Guazú a la altura de Zárate. El río mostró una baja conductividad, pH neutro y elevados tenores de oxígeno disuelto. Las aguas eran bicarbonatadas cálcicas. Los nitratos fueron el principal componente del nitrógeno inorgánico disuelto representando el 74%, seguido por el amonio (24%). El fósforo fue transportado principalmente en forma particulada, siendo la concentración media de PRS el 12% del PT. La conductividad se correlacionó directamente con los cloruros ($r=0,778$, $n=22$, $p<0,05$) y sodio ($r=0,545$, $n=19$, $p<0,05$), ambos iones entre si también lo hicieron ($r=0,663$, $n=19$, $p<0,05$). En aguas altas las concentraciones de ambos iones denotaron el efecto de dilución. Los sólidos suspendidos se correlacionaron con calcio ($r=0,71$, $n=20$, $p<0,05$), sulfatos ($r=0,814$, $n=22$, $p<0,05$), potasio ($r=0,697$, $n=19$, $p<0,05$), bicarbonatos ($r=0,608$, $n=19$, $p<0,05$), COP ($r=0,593$, $n=13$, $p<0,05$). La concentración de Bicarbonatos se correlacionó significativamente con la de calcio ($r=0,804$, $n=19$, $p<0,05$). COP se correlacionó con COT ($r=0,77$, $n=12$, $p<0,05$) y NKj con PT lo hicieron positivamente entre si ($r=0,592$, $n=12$, $p<0,05$) La altura hidrométrica diaria en San Pedro se correlacionó negativamente con nitratos ($r=-0,427$, $n=32$, $p<0,05$) y con calcio ($r=-0,497$, $n=20$, $p<0,05$).

OD	(mg/l)	6,445 ±	1,8308684
Temperatura	°C	21,286364 ±	4,4779136
Conductividad	(µS/cm)	129,65 ±	21,699563
pH		7,3043478 ±	0,3831428
Na ⁺	(mg/l)	15,831579 ±	5,8646827
K ⁺	(mg/l)	2,5894737 ±	0,6479838
Ca ²⁺	(mg/l)	8,7776667 ±	3,0367989
Mg ²⁺	(mg/l)	4,6147368 ±	2,1735331
SO ₄ ²⁻	(mg/l)	20,554545 ±	15,512127
Cl ⁻	(mg/l)	14,598485 ±	3,935841
HCO ₃ ⁻	(mg/l)	44,157719 ±	7,0780396
Sólidos suspendidos	(mg/l)	120,24615 ±	121,70114
COT	(mg/l)	4,6333333 ±	2,6626485
COD	(mg/l)	3,47025 ±	1,6726066
COP	(mg/l)	1,1913846 ±	1,8313907
N-NO ₃ ⁻	(µg/l)	177,02083 ±	110,43735
N-NH ₄ ⁺	(µg/l)	56,860215 ±	65,361999
N-NO ₂ ⁻	(µg/l)	13,435897 ±	20,691466
N Kj	(µg/l)	510,58333 ±	305,00237
NI	(µg/l)	238,70968 ±	142,93194
PRS	(µg/l)	40,336458 ±	34,101424
PT	(µg/l)	338,25 ±	253,00885

TABLA 31: Variables limnológicas (media ± DS) medidas en el río Paraná a la altura de Zárate.

Los sólidos suspendidos del Alto Paraná presentaron mayores porcentajes de C, N y P que los del Bermejo y Bajo Paraná (Fig. 16). El contenido medio de NT en los sólidos suspendidos del Bajo Paraná fue de 0,14%, valor intermedio entre los del ríos Bermejo y Alto Paraná, registrando variaciones pequeñas durante el período estudiado. La relación NT/PT media en peso en los sólidos suspendidos del Paraná Inferior fue de 2.4 y la relación NI/PRS media en peso resultó 6. Las muestras de sólidos suspendidos del Paraná Inferior fueron semejantes a las del Alto Paraná en junio y noviembre, y a las del Bermejo el resto del año. Los contenidos de C, N y P en los sedimentos superficiales del Pajonal fueron superiores a los de los sólidos suspendidos del Río Paraná Inferior.

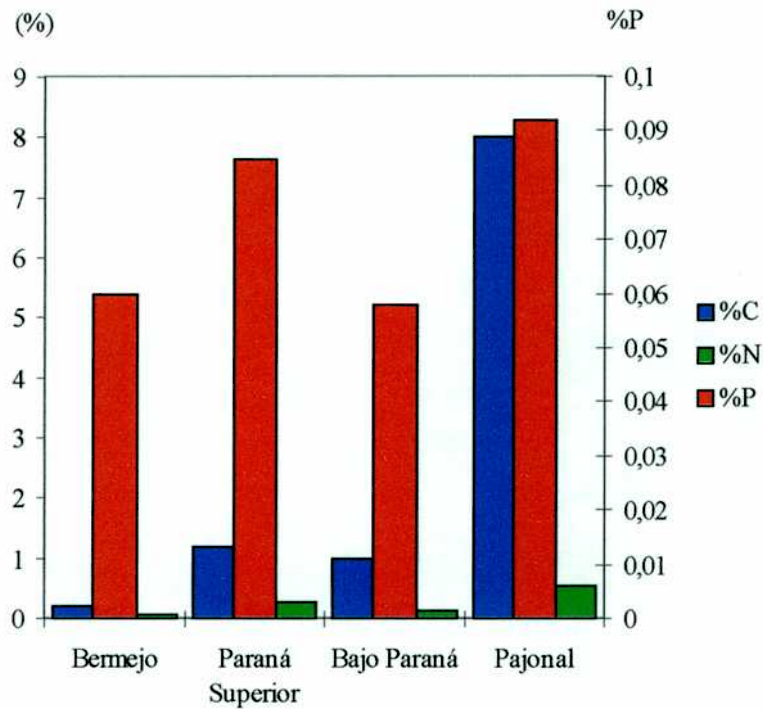


FIGURA 16: Contenidos de C, N y P en sólidos suspendidos de los ríos Bermejo, Paraná Superior, Paraná Inferior y en sedimentos superficiales de un pajonal en Puerto Constanza.

- Relación río-valle aluvial:

Los valores medios y sus respectivos desvíos estándar de las variables limnológicas del río y del pajonal, cuando se muestreaban simultáneamente, se consignan en la Tabla 32. Para ello, se utilizaron las mediciones desde noviembre de 1990 a febrero 1995 en el caso de los nutrientes (nitratos, amonio, PRS y NI) y desde septiembre 1993 a febrero 1995 para el resto de las variables. La amplitud de la variación temporal de las distintas variables limnológicas medidas se estudió graficando los coeficientes de variación de cada una en el río y en el pajonal (Fig. 17). Los nutrientes fueron las variables con mayor variación temporal tanto en el río como en el pajonal y el OD en el pajonal. Los iones mayoritarios fueron las variables con menor variación temporal. El pajonal presentó mayor o igual variación temporal que el río en general. Se observó que tanto el pH como los bicarbonatos eran las variables con menor variación temporal en el río. El OD presenta un $CV = 20\%$, en el río.

		río	pajonal
OD	(mg/l)	7,367 ± 1,136	1,830 ± 1,606
Temperatura	°C	20,280 ± 5,180	16,611 ± 6,082
Conductividad	(μS/cm)	135,273 ± 20,703	174,500 ± 52,123
pH		7,243 ± 0,355	6,227 ± 0,352
Na ⁺	(mg/l)	16,810 ± 4,151	18,057 ± 3,748
K ⁺	(mg/l)	2,640 ± 0,438	2,743 ± 0,976
Ca ²⁺	(mg/l)	8,498 ± 2,359	8,983 ± 1,503
Mg ²⁺	(mg/l)	4,080 ± 1,664	5,680 ± 2,498
SO ₄ ²⁻	(mg/l)	16,685 ± 17,192	5,567 ± 2,233
Cl ⁻	(mg/l)	15,239 ± 3,828	15,667 ± 2,494
HCO ₃ ⁻	(mg/l)	42,860 ± 5,519	58,814 ± 19,504
Sólidos suspendidos	(mg/l)	94,360 ± 106,690	s/d
COT	(mg/l)	4,725 ± 2,881	s/d
COP	(mg/l)	0,608 ± 0,444	s/d
N-NO ₃ ⁻	(μg/l)	184,771 ± 66,063	18,688 ± 22,931
N-NH ₄ ⁺	(μg/l)	47,244 ± 41,088	47,867 ± 72,101
N-NO ₂ ⁻	(μg/l)	8,778 ± 9,035	s/d
N Kj	(μg/l)	783,500 ± 348,726	s/d
NI	(μg/l)	220,353 ± 83,887	59,823 ± 76,224
PRS	(μg/l)	31,392 ± 17,611	101,764 ± 117,998
PT	(μg/l)	650,750 ± 152,843	s/d

TABLA 32: Variables limnológicas (media ± DS) medidas simultáneamente en el río Paraná a la altura de Zárate y en el pajonal de Puerto Constanza. s/d: sin dato.

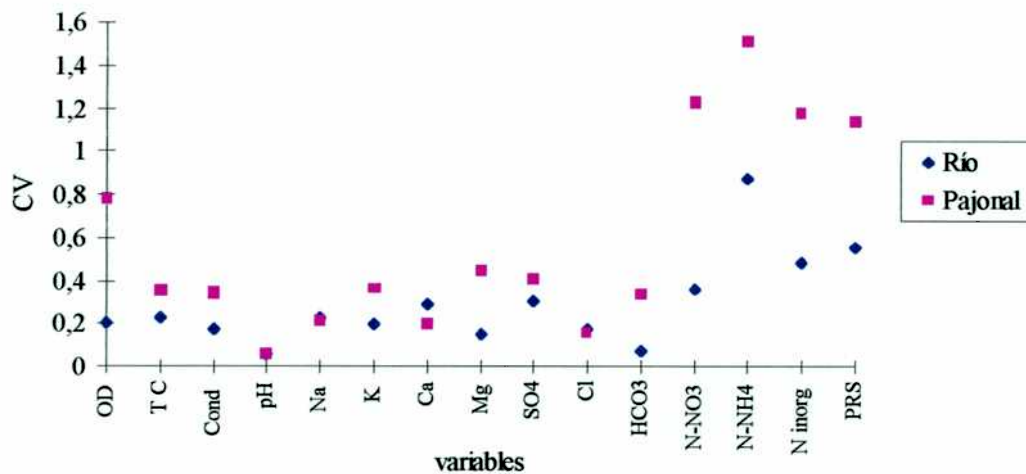


FIGURA 17: coeficientes de variación de las variables limnológicas medidas en el río Paraná (Zárate) y en el pajonal de Puerto Constanza.

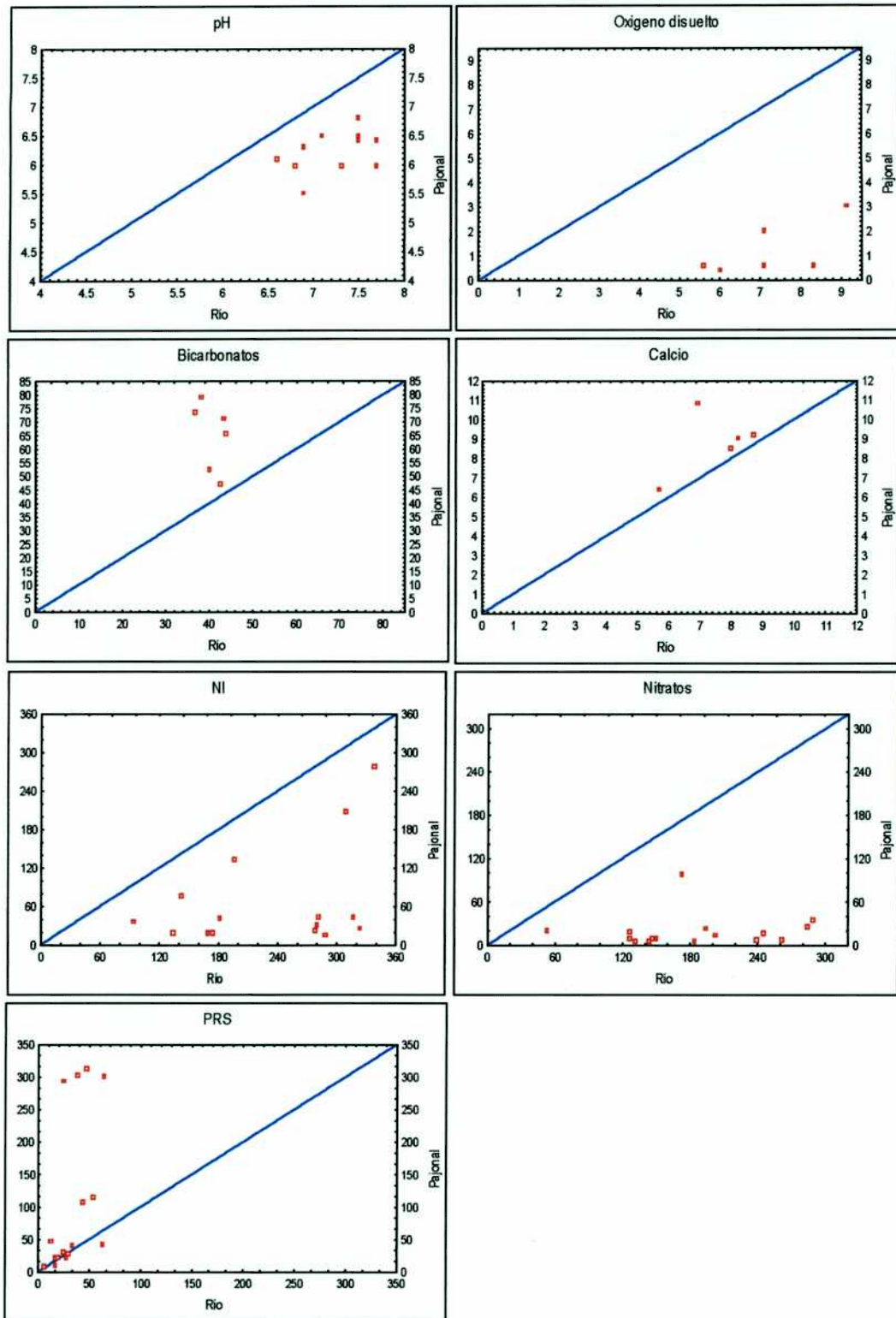


FIG. 18: Comparación de los valores medios de las variables pH, OD, bicarbonatos, calcio, nitrógeno inorgánico, nitratos y PRS medidas en el río Paraná (Zárate) y en el Pajonal de Puerto Constanza. Las líneas indican relaciones de equivalencia 1:1.

El efecto del ingreso de agua del río sobre el balance de agua del pajonal puede verse graficando una dada variable en el pajonal contra la misma en el río (Fig. 18 y 19). La Fig. 18 registra los cambios que ocurren en algunas variables del agua del río con posterioridad al ingreso al pajonal: los bicarbonatos y calcio fueron mayores en el pajonal. Las concentraciones de PRS del pajonal fueron iguales o superiores a las del río. El OD y asociado los nitratos, fueron inferiores en el valle, también NI y pH fueron inferiores en el pajonal. Los niveles de OD en el pajonal se encuentran sustancialmente debajo del nivel de saturación. En general los puntos cercanos a la línea de relaciones equivalentes 1:1 (Fig. 19) indican que el pajonal contiene principalmente agua del río. Esto se observó para las siguientes variables: cloruros, sodio y potasio.

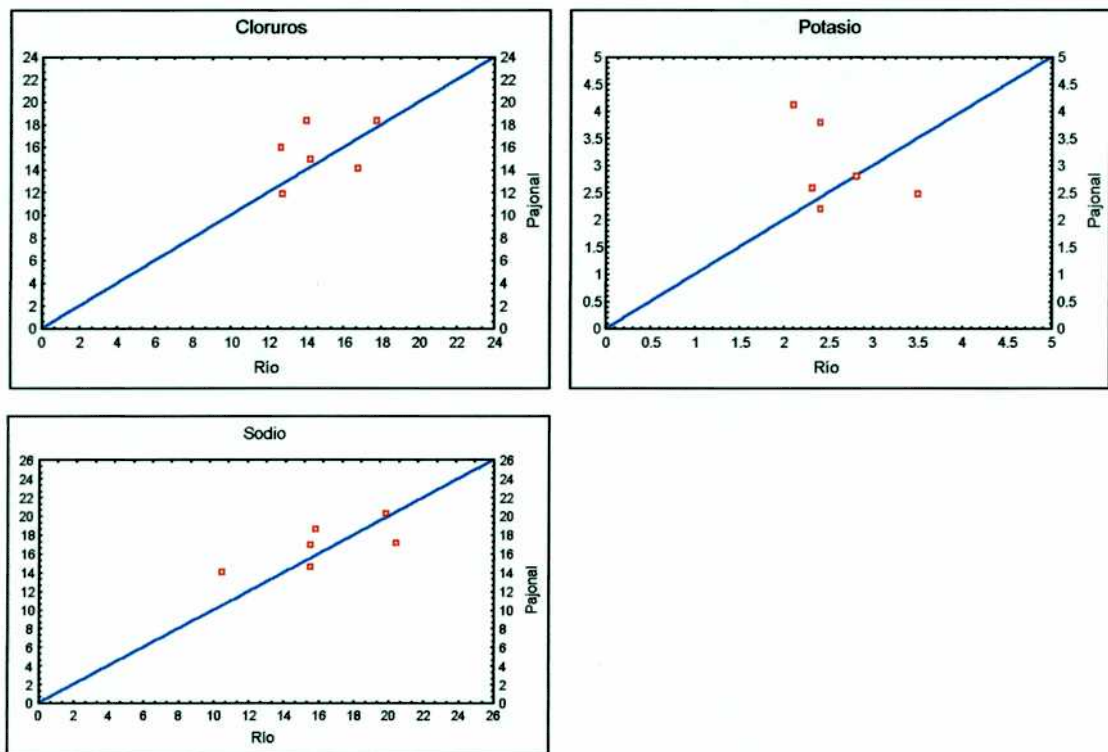


FIGURA 19: Comparación de los valores medios de las variables cloruros, potasio y sodio del pajonal de Puerto Constanza respecto de las medidas en el río Paraná (Zárate). Las líneas indican relaciones de equivalencia 1:1.

- Relación entre componentes del ciclo hidrológico y ciertas variables químicas:

Tal como se describió anteriormente, las concentraciones de nitratos en el río se correlacionaron negativamente en forma significativa con las alturas hidrométricas del

río Paraná en San Pedro. Se graficaron histogramas de frecuencias para los nitratos (Fig. 20) para aguas bajas (inferiores a 1,5 metros) y para aguas altas (superiores a 2,5 metros) según el criterio de inundación del delta propuesto por Borus (datos no publicados) que tiene en cuenta la altura hidrométrica en San Pedro. Para aguas altas el intervalo de valores de concentración de nitratos que presentaba mayor frecuencia era de 25-108,3 $\mu\text{g N/l}$ en cambio para aguas bajas era superior, de 191,6-274,9 $\mu\text{g N/l}$. Las concentraciones de nitratos en ambos estadios resultaron significativamente diferentes ($p < 0,05$). No se obtuvo correlación significativa entre nitratos y OD en el cauce principal.

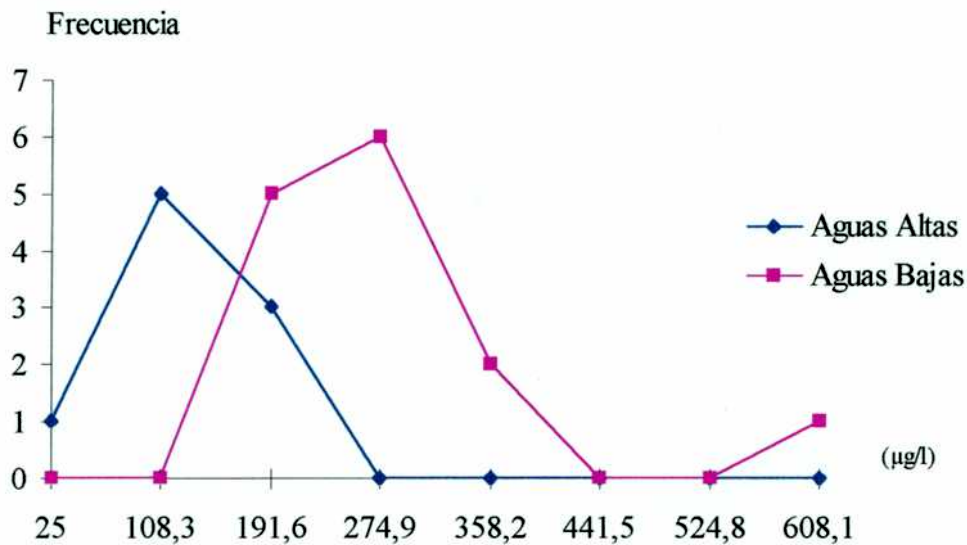


FIGURA 20: Histogramas de frecuencias para la concentración de nitratos en Aguas Altas (superiores a 2,5 m respecto de la altura hidrométrica en San Pedro) y en Aguas Bajas (inferiores a 1,5 m respecto de la altura hidrométrica en San Pedro) en el río Paraná Inferior.

Otra de las variables limnológicas medidas en el río que mostró un comportamiento diferencial en el tiempo fue el calcio. Se obtuvo una correlación inversa del calcio con la altura hidrométrica en San Pedro ($r = -0,50$, $n = 20$, $p < 0,05$). A partir de este resultado se graficaron histogramas de frecuencias de la concentración del calcio (Fig. 21). En épocas de aguas altas el intervalo de mayor frecuencia para la concentración de calcio era de 4.5-6.63 mg/l; y durante el período de aguas bajas era superior, 8.76-10.89 mg/l.

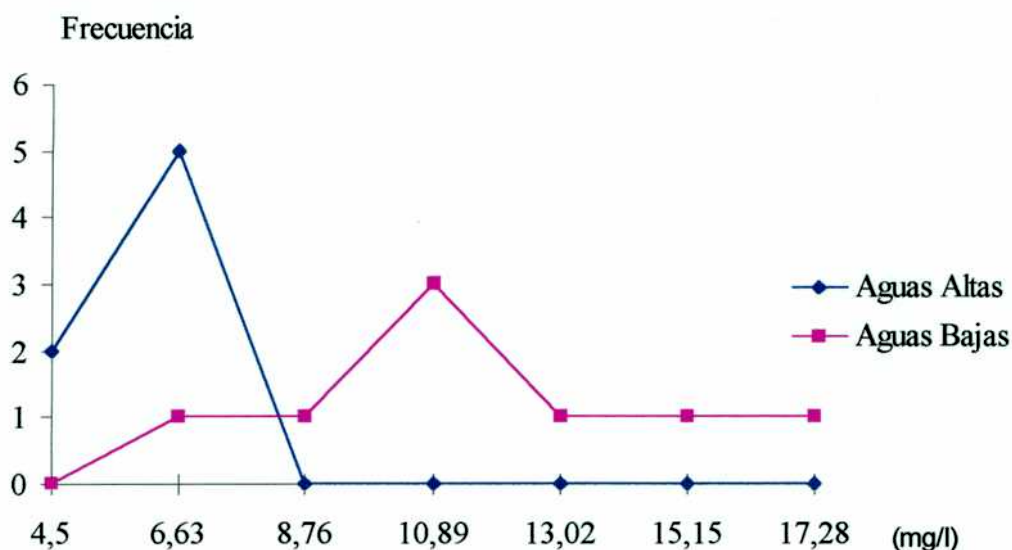


FIGURA 21: Histogramas de frecuencias para la concentración de calcio en Aguas Altas (superiores a 2,5 m respecto de la altura hidrométrica en San Pedro) y en Aguas Bajas (inferiores a 1,5 m respecto de la altura hidrométrica en San Pedro) en el río Paraná Inferior.

Cabe señalar dos situaciones extremas en cuanto a la concentración de calcio en octubre-noviembre de 1990, se obtuvieron valores bajos para calcio (4,5-6.1 mg/l), en este período, ocurrieron simultáneamente la bajante del Bermejo con percentiles bajos a medios (Tabla 33) y una creciente del río Paraná en Timbués ubicada en el percentil 100 (Tabla 30).

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
Min.	68,290	82,651	76,613	39,600	22,032	15,333	12,742	9,968	8,879	8,806	12,048	26,394
25	115,105	167,189	136,508	75,145	35,484	23,443	17,944	13,706	12,210	12,516	24,855	66,481
50	177,211	229,074	211,366	92,200	43,868	25,950	19,697	16,500	13,834	16,341	33,817	90,021
75	242,975	298,353	261,150	141,335	51,003	30,912	23,542	18,394	15,169	21,466	51,251	130,768
Máx.	512,722	646,178	715,516	234,669	92,000	48,900	31,484	23,772	21,100	40,065	107,500	247,194

TABLA 33: Categorización de los caudales mensuales del río Bermejo en Aguas Blancas en el período 1945-1996.

Asimismo, hacía 81 días que el agua cubría el valle aluvial a la altura del delta. Un episodio similar se registró entre mayo y octubre de 1992, donde el Paraná se encontraba en una importante creciente invernal con percentiles cercanos a 100, y el Bermejo en bajante, aunque en este caso sus caudales no se clasificaron en un único percentil. El otro extremo se presentó entre febrero y abril de 1991 y entre febrero y

marzo de 1992, cuando se obtuvieron las mayores concentraciones de calcio (10.8-16.9 mg/l), en coincidencia con la creciente del Bermejo (percentil 75-100) (Tabla 33) y caudales bajos a medios en Timbués (percentil 0-25 y 25-50 respectivamente) (Tabla30). Se estudió la relación entre la concentración de calcio en el río Paraná Inferior y el caudal del río Bermejo en Aguas Blancas, obteniéndose coeficientes de correlación significativos entre la concentración de calcio y los caudales del río Bermejo de 1 y 2 meses antes de la toma de muestras ($r=0.693$; $r=0.608$ respectivamente; $n=16$; $p<0.05$) (Fig. 22a).

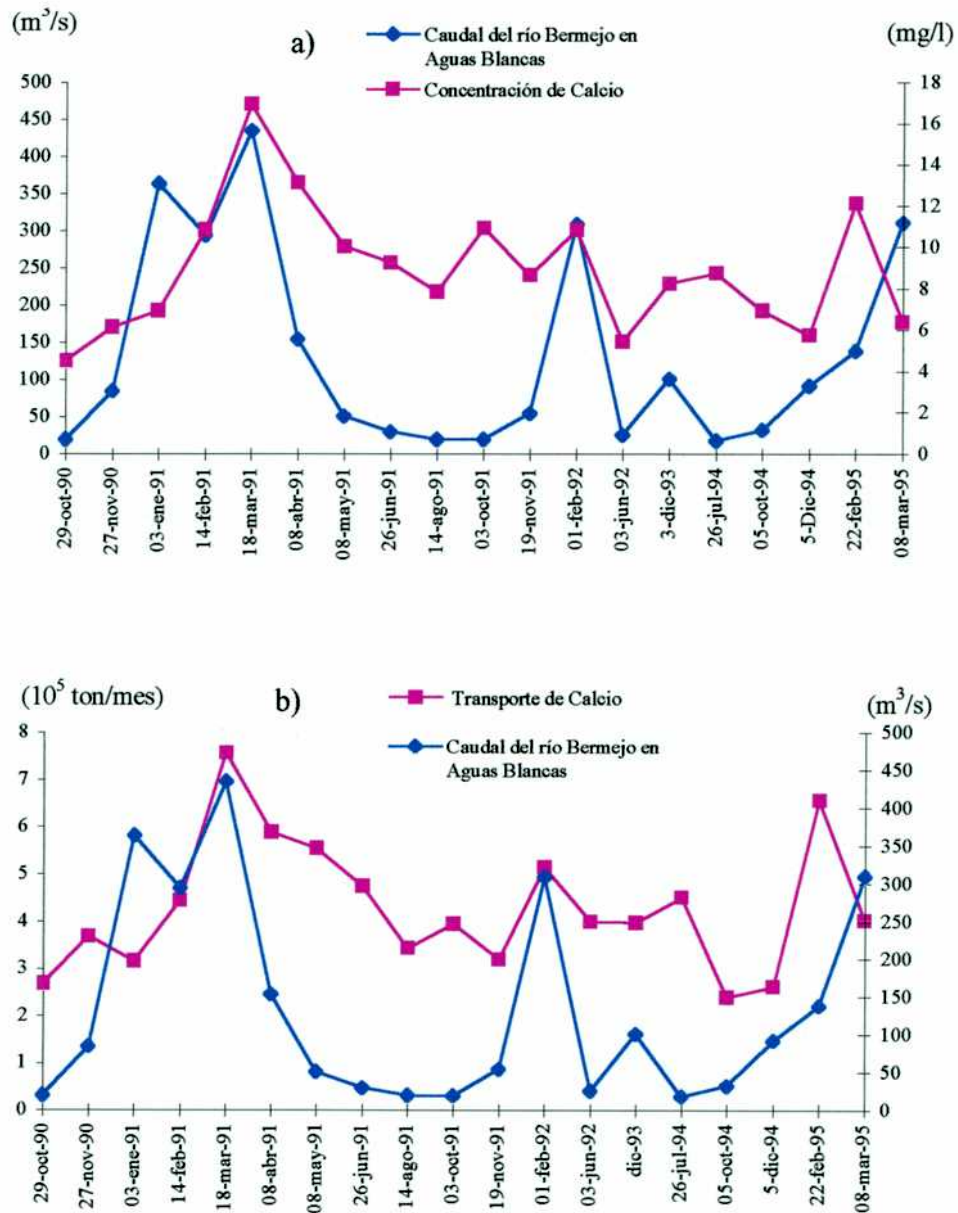


FIGURA 22: Variación temporal de a) concentración de calcio y b) su transporte en el río Paraná Inferior y los caudales mensuales del río Bermejo en Aguas Blancas.

Para descartar el efecto dilutor-concentrador que produce el caudal del Paraná sobre las concentraciones de calcio, se calculó el transporte de calcio por mes a partir de la concentración del ion multiplicado el caudal mensual del río Paraná en Timbués. Se estudió la relación entre los transportes de Calcio y los caudales del Bermejo, y resultaron significativamente correlacionadas con los caudales mensuales promedios en Aguas Blancas uno, dos y tres meses anteriores a la toma de muestras ($r=0,668$; $r=0,706$ y $r=0,6$; $n=16$; $p<0,05$) (Fig. 22b).

La concentración de sólidos suspendidos mostró sus mayores valores (161-261 mg/l) en relación con la creciente del Bermejo (Fig. 23). Se obtuvo una correlación significativa entre la concentración de sólidos suspendidos del Bajo Paraná y los caudales del río Bermejo en Aguas Blancas del mes anterior ($r=0,719$; $n=13$; $p<0,05$). Para evitar el efecto dilutor-concentrador del Río Paraná, se calculó el transporte de sólidos suspendidos en el Paraná Inferior utilizando los valores de caudal medio mensual en Timbués. Se obtuvo correlación significativa entre el transporte de sólidos suspendidos del río Paraná en Zárate y el caudal del río Bermejo en Aguas Blancas de 1, 2 y 3 meses antes de la toma de muestras ($r=0,6511$; $r=0,871$; $r=0,854$ respectivamente, $n=14$ $p<0,05$)(Fig. 23). Para las condiciones de caudal del río Bermejo (rango:14-434 m³/s, media: 126.14 m³/s) y del Paraná Inferior (rango: 13578-23155 m³/s, media: 18164 m³/s) del periodo de estudio, el tiempo de traslado de los sólidos suspendidos desde Aguas Blancas (río Bermejo) hasta Zárate (Paraná Inferior) sería de uno a tres meses.

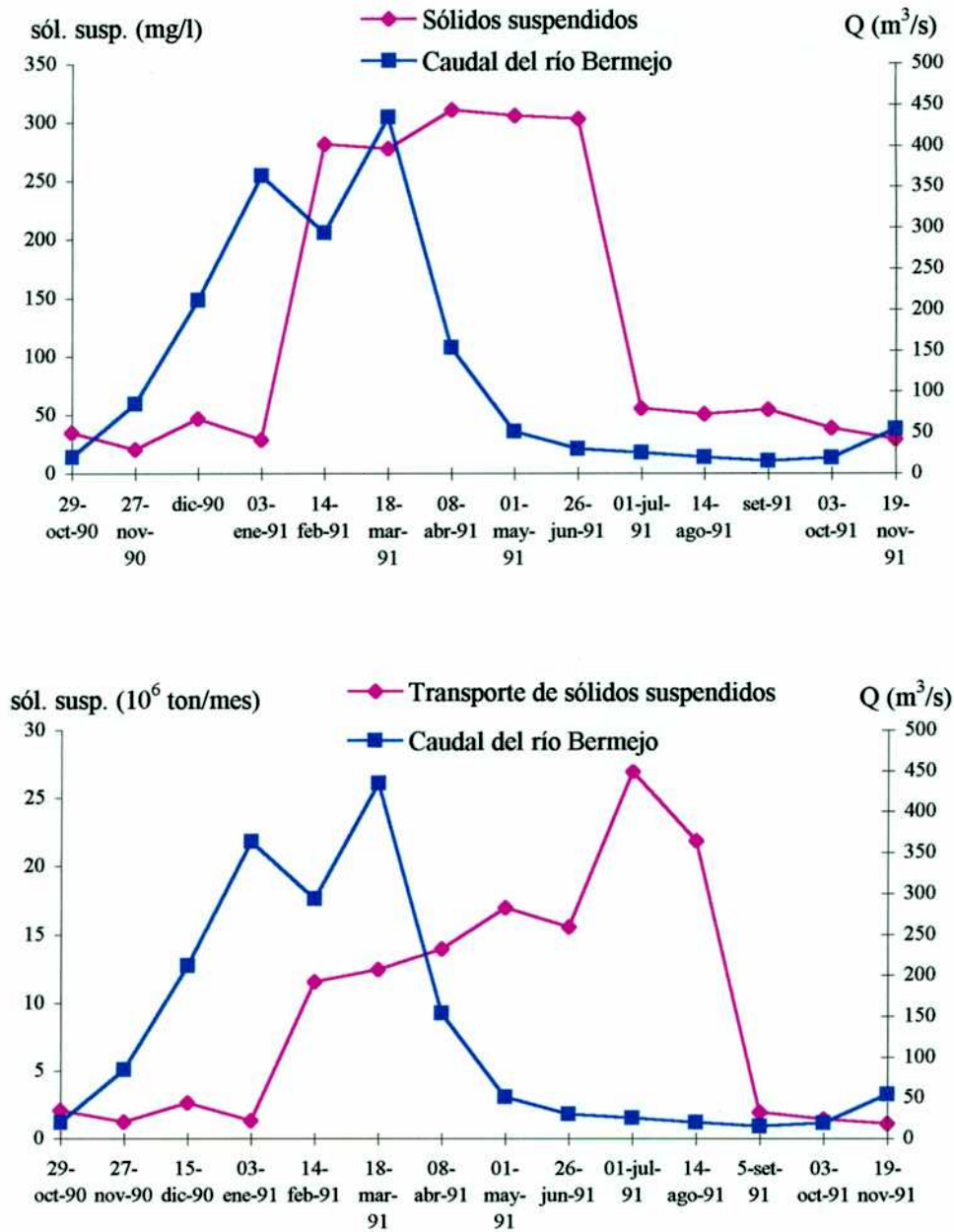


FIGURA 23: Variación temporal de concentración de sólidos suspendidos y su transporte en el río Paraná Inferior y los caudales mensuales del río Bermejo en Aguas Blancas.

Asociado al comportamiento del calcio y de los sólidos suspendidos, el PRS medido en el cauce principal en el Paraná Inferior, también mostró relación con los caudales del río Bermejo. A partir de la relación entre la concentración de PRS y el caudal medio mensual del río Bermejo en Aguas Blancas (Fig. 24) se pudieron individualizar dos situaciones extremas. En junio de 1992, los valores de PRS resultaron ser muy bajos (5 µg/l) en coincidencia con el estiaje del Bermejo con percentil 0-25 (Tabla 33) y la

creciente del Paraná en Timbués (Tabla 30) (percentil 75-100) que ejercía efecto dilutorio. La otra situación extrema se registró en febrero-marzo de 1992, donde se obtuvieron los niveles más altos de PRS (138-157 $\mu\text{g/l}$), en coincidencia con la creciente del Bermejo con percentil 75-100 (Tabla 33) y caudales medios en Timbués (Tabla 30) (percentil 25-50).

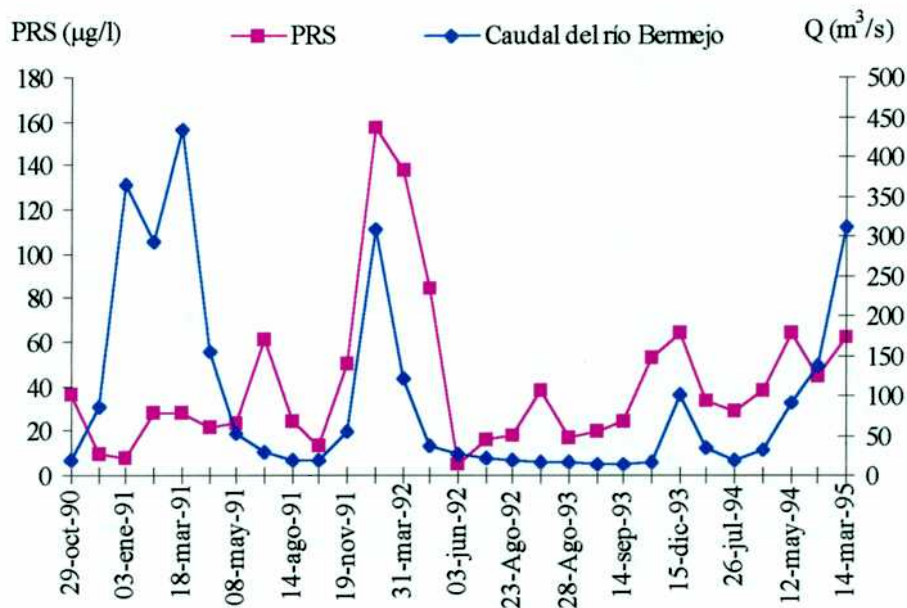


FIGURA 24: Variación temporal de la concentración de PRS en el río Paraná Inferior y caudal del Río Bermejo en Aguas Blancas.

Considerando, que el río Paraná Inferior se ve afectado fundamentalmente por los aportes del Alto Paraná, Bermejo y Paraguay, se calcularon dichos aportes en escala anual (Tabla 34) teniendo en cuenta las concentraciones promedio de bicarbonatos, calcio, nitratos, amonio, nitrógeno inorgánico, PRS y fósforo total (Pedrozo *et al.* 1988) en el río Alto Paraná, en el río Paraguay y en el río Bermejo corregidas por los diferentes caudales medios anuales de la serie histórica en Itatí (antes de la confluencia con el Paraguay), Pto. Bermejo y El Colorado respectivamente (EVARSA, 1997). Asimismo, se utilizó para realizar las comparaciones el valor de sólidos suspendidos medido por Drago & Amsler (1988) en el río Paraná en Santa Fe. Se compararon con las cargas calculadas para el área de estudio. Se observa que calcio, bicarbonatos, PRS y fósforo total se incrementaron notoriamente en el Paraná Inferior y los sólidos suspendidos, nitratos, amonio y PRS disminuyeron respecto del aporte ponderado del Alto Paraná, Bermejo y Paraguay.

	R. Alto Paraná	R. Paraguay	R. Bermejo	Media ponderada estimada para Paraná Medio	R. Paraná Inferior (presente estudio)
Sól. susp. (10 ⁶ ton/año)				100*	57
Calcio (10 ⁶ ton/año)	1,256	0,785	0,562	2,603	4,293
HCO ₃ ⁻ (10 ⁶ ton/año)	9,515	4,399	2,073	15,987	20,986
NO ₃ ⁻ (10 ⁶ ton/año)	0,098	0,013	0,003	0,114	0,084
NH ₄ ⁺ (10 ⁶ ton/año)	0,034	0,015	0,001	0,050	0,027
NI (10 ⁶ ton/año)	0,132	0,027	0,005	0,164	0,114
PRS (10 ⁶ ton/año)	0,004	0,005	0,001	0,010	0,019
PT (10 ⁶ ton/año)	0,018	0,014	0,014	0,046	0,161
Caudal (m ³ /s)	12069	3770	396		15124

TABLA 34: Transporte de sólidos suspendidos, calcio, bicarbonatos, nitratos, amonio, nitrógeno inorgánico, PRS, fósforo total de los ríos Alto Paraná, Paraguay y Bermejo y sus respectivas estimaciones en Paraná Medio basadas en dichos aportes, en relación al transporte en Paraná Inferior. Caudales medios de los ríos Alto Paraná (Itatí), Paraguay (Pto. Bermejo), Bermejo (El Colorado) y Paraná Inferior (Timbués). *dato medido por Drago & Amsler (1998) en el río Paraná Medio (Sta. Fe).

Durante la importante creciente invernal de 1992, la totalidad del valle aluvial permaneció cubierto de agua por 100 días. La concentración de PRS se incrementó de 16 en el río a 22 µg/l en el valle aluvial, y la concentración de NI decreció de 279 µg/l en el río, a 11 µg/l en el valle aluvial. El río fue muestreado en cinco ocasiones durante dicha inundación: dos veces en el inicio de la creciente (I: 15-5-92; II: 3-6-92) dos días antes de alcanzar el máximo caudal (III: 29-6-92) y en dos ocasiones hacia el final de la creciente (IV: 23-8-92 y V: 19-10-92) (Fig. 25). Las concentraciones de nitratos y amonio mostraron una correlación significativa con la altura hidrométrica diaria en San Pedro ($r=0.805$ y $r= 0.942$, $n=5$, $p<0.05$ respectivamente), llegando a un máximo en coincidencia con el máximo de alturas del río (Fig. 26). Los máximos valores de nitratos en el río (144 µg/l) alcanzados durante la creciente invernal, fueron superiores al límite superior del intervalo de mayor frecuencia establecido para aguas altas (25-108.3 µg N/l) de los otros períodos de aguas altas estudiados.

El PRS medido en el río disminuyó al avanzar la inundación (Fig. 27), debido al efecto dilutorio del aumento del caudal. Durante esta creciente los valores de PRS en el pajonal fueron levemente superiores a los del río (8-22 µg/l y 5-16 µg/l respectivamente).

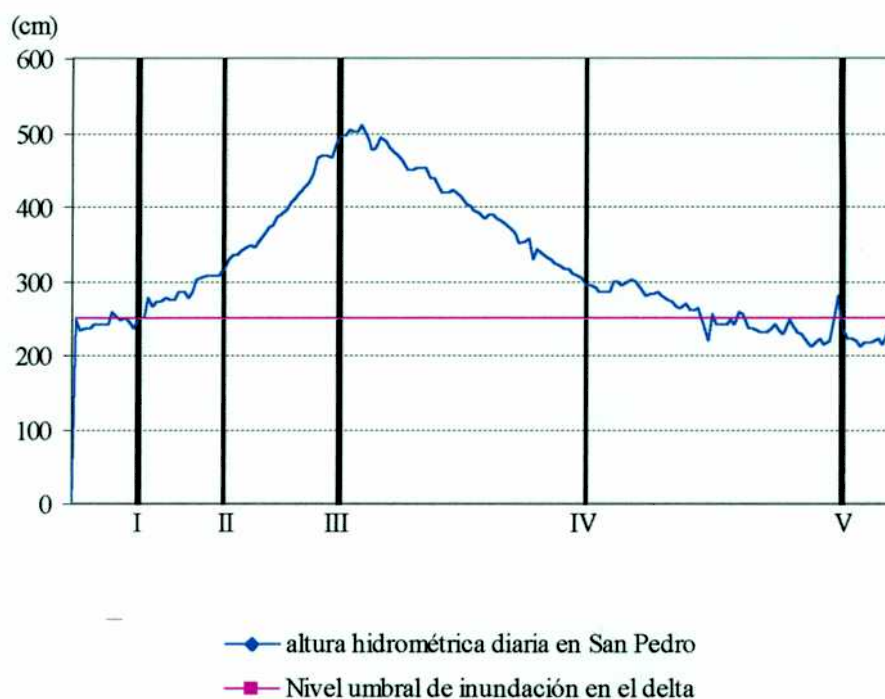


FIGURA 25: Evolución de la creciente invernal de 1992, respecto de la altura hidrométrica diaria del río Paraná en San Pedro. Se consignan las cinco fechas de muestreo: I: 15 de mayo; II: 3 de junio; III: 29 de junio; IV: 23 de agosto; V: 19 de octubre.

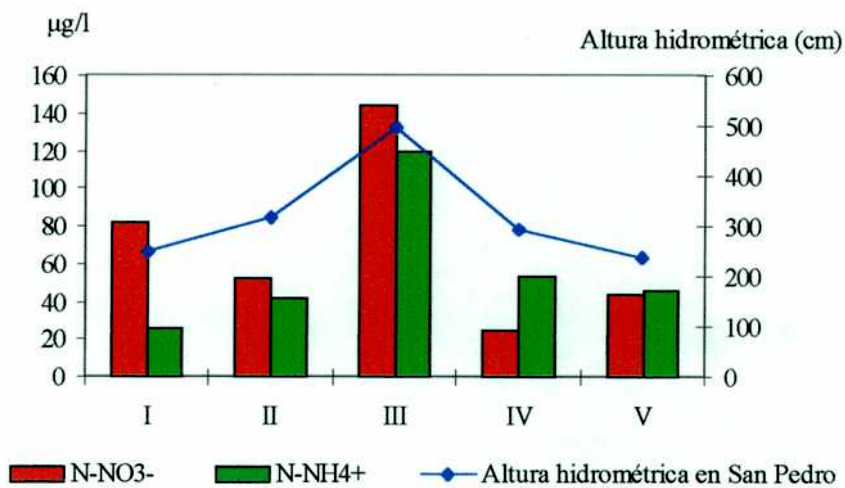


FIGURA 26: Concentración de amonio y nitratos en el río Paraná Inferior durante la creciente invernal de 1992 (I, II, III, IV y V corresponden a las fechas de muestreo) en relación con la altura hidrométrica del río en San Pedro.

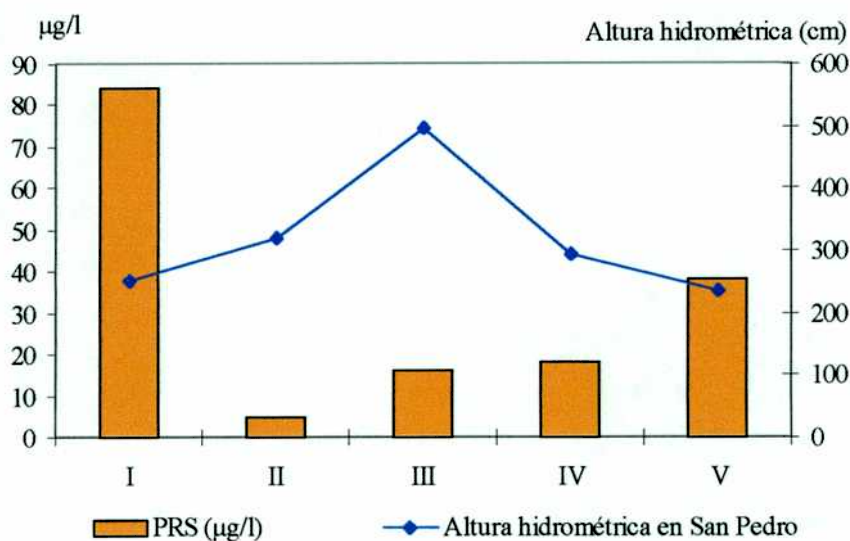


FIGURA 27: Concentración de PRS en el río Paraná Inferior durante la creciente invernal de 1992 (I, II, III, IV y V corresponden a las fechas de muestreo) en relación con la altura hidrométrica del río en San Pedro.

En noviembre de 1990, en ocasión de la segunda creciente en importancia del período en estudio (caudal en Timbués: $23.155 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), la concentración de PRS incrementó de $17 \mu\text{g/l}$ en el río a $31 \mu\text{g/l}$ en el valle aluvial, y el NI decreció de $91 \mu\text{g/l}$ en el río a no detectable en el valle aluvial.

DISCUSION

La estabilidad de un río puede ser vista como la tendencia a reducir fluctuaciones en el flujo de energía y distribución de elementos en el espacio y en el tiempo, frente a la inestabilidad del medio físico (Richey, 1982). En el Río Paraná Inferior, el pH y la alcalinidad fueron las variables con menor variación temporal, revelando un sistema capaz de amortiguar los cambios de pH. El OD es otra de las variables que suele comportarse en forma más constante en los grandes ríos. Sin embargo, el Paraná Inferior presenta una considerable variación temporal, superior a la del Alto Paraná determinada por Thomaz *et al.*(1997). La variación temporal de NI y PRS fueron comparables a las registradas en el río Alto Paraná (Thomaz *et al.*, *op. cit.*).

Frecuentemente las variaciones en las concentraciones de las variables químicas de un

río como función del régimen hídrico, se modelan como resultado de los procesos de dilución-concentración operados aguas arriba, en la parte superior de la cuenca. Si bien este comportamiento es casi universal en cuencas moderadas a pequeñas su validez en los grandes sistemas hídricos resulta conjetural (Lewis & Saunders, 1989). El río Paraná recibe una amplia gama de aportes a lo largo de su recorrido. Los aportes que por sus características ejercen efecto sobre el cauce principal del Paraná Inferior serían:

- Aportes locales de agua provenientes del intercambio con el valle aluvial.
- Río Paraná aguas arriba
- Ríos Bermejo y Paraguay

- Aportes provenientes del intercambio con el valle aluvial:

El pajonal en estudio es un ambiente representativo de los humedales del valle aluvial del Bajo Paraná. Los niveles de OD en el pajonal se encuentran sustancialmente debajo del nivel de saturación, siendo una evidencia de la acumulación y descomposición de materia orgánica. Tal como se mostró en el Capítulo 1, la materia orgánica proviene fundamentalmente de las macrófitas emergentes. El consumo de OD por respiración y descomposición de la materia orgánica, resulta en una disminución de oxígeno en el valle, y una acumulación proporcional de CO₂ resultando en la observada disminución del pH respecto del río.

No se observaron diferencias entre la concentración de iones conservativos de los distintos ambientes lénticos y el cauce principal. Esto revela que existe una buena mezcla de aguas y que el río representa el principal aporte de agua para el valle aluvial y lo inunda en forma más o menos homogénea. La magnitud del caudal del Paraná y su mayor concentración de nitratos respecto del valle le confieren la propiedad de ser la fuente principal de estos iones para la llanura aluvial. Asimismo, a través de la inundación del valle, el río aporta sólidos suspendidos que liberarán PRS, bicarbonatos y calcio, a partir de procesos dependientes del pH, OD y temperatura que ocurren en el valle.

Periodo de aguas altas:

El río inunda el valle y los pajonales quedan cubiertos por agua durante 70 días por año, en promedio. Teniendo en cuenta el hidrograma del río Paraná, las crecientes

típicamente se producen en verano, en coincidencia con el final de la estación de crecimiento (septiembre-marzo). La descomposición de la materia orgánica acumulada en los sedimentos disminuye la concentración de OD tendiendo a valores de anoxia en el agua sobrenadante del pajonal y en los sedimentos. En el ambiente anóxico de los sedimentos tiene lugar la denitrificación de los nitratos aportados por el río al inundar el valle. Las plantas de los humedales están adaptadas a oxidar la rizósfera, de lo contrario el ácido sulfhídrico producido por la reducción de sulfatos en un ambiente anóxico, sería tóxico para ellas (Mendelsohn. & McKee, 1992). El oxígeno transportado a través de aerénquima de las raíces y vástagos de plantas acuáticas hacia la rizósfera, promueve la nitrificación del amonio producido por descomposición. El nitrato formado difunde hacia la zona anaeróbica adyacente y allí es denitrificado (Reddy *et al.*, 1989). Las mayores temperaturas de esta época del año favorecen la denitrificación. Asimismo, el mayor aporte coincide con el período de más activo crecimiento de las macrófitas. Estos procesos hacen que los valores de nitratos disminuyan en el valle y a partir del intercambio con el río, también se produzca una disminución en el mismo río.

Durante el período de aguas altas, el río deposita los sólidos suspendidos que transportaba en el valle aluvial. La importante disminución de la concentración de sólidos suspendidos en el Bajo Paraná respecto de los obtenidos por Drago & Amsler (1998) en el Paraná Medio es demostrativa de la elevada retención de sedimentos en el valle aluvial. Los materiales sedimentados en el valle aluvial, ambiente más ácido que el río y en ocasiones anóxico, liberan PRS a la columna de agua, tal como se demostró en las experiencias de incubación de sedimentos y agua (Capítulo 1). La liberación de P en un medio ácido tiene importantes implicancias con respecto a su biodisponibilidad en los ambientes del valle aluvial. Williams *et al.* (1980) consideran a la fracción de P asociada al calcio como no biodisponible y la fracción asociada a los hidróxidos de Fe como la más biodisponible. Sin embargo, para el rango de valores de pH hallados en el pajonal y las características del material sedimentado, la fracción asociada al calcio resulta igualmente disponible, en coincidencia con los resultados de Carignan & Vaithyanathan (en prensa) en los madrejones del Paraná Medio. El ambiente reductor y anóxico que prevalece en los humedales del valle aluvial promueven la liberación de PRS asociado al Fe y al calcio desde los sedimentos a la columna de agua, incrementándose su concentración en el agua del pajonal respecto del río.

Cuando el agua del río penetra en pajonal, se enriquece con CO₂, que se hidrata convirtiéndose en ácido carbónico, esta reacción prevalece a pH inferiores a 8 (Wetzel, 1981) que es la condición propia de los humedales en estudio. Asimismo, los sólidos suspendidos presentes en el Río Paraná resultan fundamentalmente del aporte del río Bermejo, y son ricos en carbonatos y calcio (Pedrozo & Bonetto, 1989). El ácido carbónico solubiliza los minerales ricos en calcio (calcita, dolomita, hidroxapatitas, etc.), formando bicarbonato de calcio (Wetzel, *op. cit.*), relativamente soluble en agua provocando incrementos de la cantidad de calcio y bicarbonatos en el agua del valle aluvial respecto del río. Estos fenómenos fueron también observados por Hamilton *et al.*, (1998) en las aguas del valle de inundación del Pantanal y por Musarra *et al.* (1998) en la planicie de inundación del Alto Paraná.

Durante la importante creciente invernal de 1992, el río ocupó grandes superficies vegetadas y produjo la descomposición de materia orgánica seca en pie, hojarasca, y aún vegetación en pie. Se incrementaron los tenores de amonio y nitratos en el valle Como producto de la descomposición. Asimismo, el río transportaba una importante carga de nitratos, dado su elevado caudal. En esta época del año, las plantas asimilan poco N ya que no se encuentran en el período de crecimiento, sólo mantienen sus estructuras. Además la desnitrificación es menor, por la menor temperatura que afecta a la actividad bacteriana y porque no se genera un ambiente anóxico en el valle debido al ingreso de agua desde el cauce principal y a las bajas temperaturas. Por lo tanto se producen picos de nitratos y amonio en el valle y por intercambio con el río también en éste. Al comenzar a bajar las aguas parte de ese nitrato se desnitrifica en el valle aluvial al establecerse un ambiente reductor, producto del extenso e importante período de anegamiento (3 meses). A pesar del incremento de PRS en el pajonal durante los períodos de creciente, la disminución de la concentración de PRS en el río al avanzar la inundación se debería al incremento de caudal y el consiguiente efecto dilutorio. Las elevadas concentraciones de nitratos determinadas en el río durante esta creciente extraordinaria, indicaría que si la creciente se produce en época invernal, el efecto amortiguador que ejerce el valle sobre la concentración de nitratos del cauce principal, disminuiría.

Período de aguas bajas:

En este período, los niveles de agua en el pajonal y la extensión del área inundada disminuyen. Una parte de los sedimentos, los correspondientes a las zonas más altas y alejadas del cauce, quedan en contacto con el aire y se oxidan. Aquí, la denitrificación disminuiría y el N producido por descomposición sería asimilado por la vegetación. Asimismo, el P producto de la descomposición, quedaría adsorbido a los sedimentos oxidados formando complejos con el hierro y el calcio (Bostrom *et al.*, 1982). Esta situación, hace que cuando se produzca el próximo período de aguas altas, el pajonal le entregue al río un pulso inicial de N y P muy alto.

El área que permanece inundada soporta un período de estancamiento, en el cual no existe un intercambio importante de agua con el río. En esta zona el sistema se comportaría como en época de aguas altas, es decir parte del N se denitrifica, parte es asimilado y el P asociado a los sedimentos anóxicos y ácidos es liberado desde los sedimentos al agua de inundación.

- Río Paraná aguas arriba:

El Alto Paraná sufre importantes procesos erosivos producto de la deforestación creciente en los estados de Mato Grosso y Paraná en Brasil. Denardin y Wunsche (1979) estiman una tasa de erosión en el sudeste brasilero de $20 \text{ ton} \cdot \text{ha}^{-1}$, siendo el área cultivada de 26.10^6 ha, por lo tanto grandes cantidades de material erodado de los suelos se incorporan a los ríos. Según ELETROSUL (1986, en Campos y De Souza, 1997) en los diques aluvionales a lo largo del Alto Paraná en Brasil se desarrollaban bosques con vegetación densa constituida por árboles de 25-30 m de alto. De acuerdo a Campos y De Souza (1997), la citada formación forestal quedó reducida al 1% en el estado de Paraná y al 42,2% en estado de Mato Grosso, llegando a 0.83% en la región sur de este estado. Sin embargo, los sólidos suspendidos del Paraná Inferior resultaron ser la mitad aproximadamente del aporte desde aguas arriba (Drago & Amsler, 1998). Este hecho obedecería a la retención de sólidos en las grandes represas y en el valle aluvial. El incremento de PRS, PT, calcio y bicarbonatos en relación con el aporte desde aguas arriba, se vinculan con la retención de sólidos a lo largo del valle aluvial. Los sedimentos del valle aluvial se enriquecen en P respecto a los sólidos suspendidos del río, debido fundamentalmente a la acumulación de detritos. Los aumentos de PRS

se deberían a los procesos de liberación de P que tienen lugar en la interfase anóxica agua-sedimentos. Mientras que los incrementos en calcio y bicarbonatos se podrían asignar a la disolución parcial en el valle aluvial de los sedimentos ricos en carbonatos y calcio provenientes del río. A pesar de este fenómeno, la correlación inversa entre la concentración del calcio en el río y la altura hidrométrica en San Pedro por un lado y la menor concentración de calcio registrada en aguas altas del Paraná Inferior (superiores a 2,50) respecto de aguas bajas (inferiores a 1,5 m) por el otro, revelarían que el efecto dilutorio de la creciente del Paraná para ese ion.

El ingreso de N y P a los ríos a nivel mundial, a partir del uso de fertilizantes y residuos domésticos e industriales excede a los ingresos naturales (Richey, 1983). El río Paraná atraviesa zonas de intensa práctica agrícola, donde los fertilizantes nitrogenados, principalmente en forma de urea, pueden ser lixiviados desde los suelos como nitratos. Asimismo, un gran número de urbanizaciones y asentamientos industriales se ubican a lo largo del Paraná Inferior produciendo importantes ingresos de N (710.000 ton/año) y de P (442.000 ton/año) (Pedrozo *et al.*, 1988). En el Paraná Superior se registraron aumentos de la concentración de nitratos en coincidencia con la elevación del nivel hidrométrico y fueron interpretados como producto de la lixiviación desde los suelos al inicio de la estación húmeda (Pedrozo & Bonetto, 1989). Según los resultados obtenidos en el sistema río-valle aluvial del Paraná Inferior, se determinó que en períodos de aguas altas estivales, los niveles de nitratos y nitrógeno inorgánico en el río eran inferiores a los de aguas bajas, debido a los procesos acontecidos en el valle. Dichos procesos tienen lugar a lo largo de todo el valle aluvial del Paraná desde Corrientes hasta su desembocadura, lo cual quedaría demostrado por la disminución de la concentración media de nitratos en el Bajo Paraná respecto a los datos ponderados de Pedrozo y Bonetto (1989) para los ríos Alto Paraná, Paraguay y Bermejo. En el Amazonas, Richey *et al.* (1991) también observaron que en general los nitratos disminuían aguas abajo, y que sus concentraciones eran más altas en momentos de bajo caudal. Asimismo, aumenta la concentración de PRS respecto del aporte ponderado de los tres ríos citados, lo cual sería consecuencia del balance adsorción-liberación en la interfase agua-sedimentos del valle aluvial. Esto resulta consistente con los resultados obtenidos en las incubaciones de sedimentos de pajonales y agua del valle aluvial y del río (Capítulo 1) en los cuales se estimaron flujos netos de liberación de PRS y de

pérdida de N en la mayoría de los casos.

- Río Bermejo

Los sólidos suspendidos del Bermejo muestran una correlación significativa con su descarga, siendo sus tasas anuales de exportación de sedimentos ($1.200 \text{ ton peso seco de sedimentos.km}^{-2} \text{ año}^{-1}$) y de fósforo total ($313 \text{ kg PT.km}^{-2} \text{ año}^{-1}$) unas de las más elevadas reportadas por la literatura (Meybeck, 1976). Los sólidos suspendidos del Bermejo están dominados por limo (62,3% limo y 32% arcilla), en cambio los del Paraná Medio por arcillas (78.83% arcillas, 21.17% limo) (Bonetto y Orfeo, 1984). El esquema de fraccionamiento de P en el Paraná Inferior está dominado por fósforo unido al calcio (Bonetto *et al.*, 1994). En época de crecientes del Bermejo (febrero-marzo) se incrementan los aportes de sólidos suspendidos ricos en calcio y fósforo al río Paraná, llegando a ser hasta el 90% de los sólidos transportados por el Paraná (Pedrozo *et al.*, 1988). El bajo aporte de sólidos suspendidos por el río Paraguay debido a la enorme retención que tiene lugar en el “Pantanal”, y el impresionante aporte de sólidos por parte del Bermejo, hace que el río Paraná presente sólidos suspendidos semejantes a los del río Bermejo casi todo el tiempo, excepto en ocasiones de crecientes extraordinarias del Alto Paraná, durante las cuales los sólidos suspendidos del Bajo Paraná se hacen semejantes a los del Alto Paraná. Las variaciones hidrométricas del río Bermejo presentan una correlación directa con su caudal sólido (Bonetto y Orfeo, 1984). La creciente del Bermejo es típicamente en verano al igual que la del Bajo Paraná, aunque el comportamiento de este último es más variable. Los sólidos suspendidos, fosfatos y el calcio en el Paraná Inferior estuvieron asociados al caudal del Bermejo con un desfase de 1 a 3 meses. En junio de 1992, el estiaje del Bermejo y en consecuencia su bajo aporte de sólidos suspendidos, juntamente con la creciente del Paraná que ejercía efecto dilutorio, produjeron muy bajos valores de sólidos suspendidos y en consecuencia de calcio y fosfatos en el Paraná Inferior. En cambio, durante la creciente del río Bermejo, se producen incrementos en la concentración de sólidos suspendidos en el Bajo Paraná, y en consecuencia aumentos en la concentración de fosfatos y calcio. En el caso de construirse embalses en el curso del río Bermejo, es de esperarse que gran parte de los sólidos suspendidos decanten y por lo tanto, el aporte de sólidos suspendidos al río Paraná se vea notoriamente

disminuido, e indirectamente también el aporte de PRS y calcio al valle aluvial.

Los resultados obtenidos sugieren que el valle aluvial se comportaría como un sumidero de nitratos en condiciones de aguas altas estivales, siendo las principales formas de remoción de nitratos: asimilación biológica, denitrificación y nitrificación-denitrificación acontecidas en la interfase agua-sedimento. Considerando que el agua del cauce principal es la base principal de la fertilidad de la llanura de inundación, y teniendo en cuenta que la relación NT:PT (considerando $NT=NK_j+NI$) en el río es de 2,2; los ambientes del valle aluvial estarían severamente limitados por N, aún más que las "várzeas" del valle aluvial del río Amazonas, donde la relación en el río es de 5 (Richey *et al.*, 1991). Esto queda demostrado por la baja relación N/P en camalotes y macrófitas emergentes de la laguna y del pajonal y a partir de las experiencias de fertilización con dichas plantas (Capítulos 1 y 2).

Los tres iones que han presentado un comportamiento relacionado con los niveles hidrométricos y/o caudales del río Paraná o del Bermejo, fundamentalmente nitratos y fosfatos, son iones esenciales y condicionan, en parte, la abundancia en tiempo y espacio y la distribución de la biota del valle y del cauce principal.

La función impelente predominante que condiciona la concentración de las variables geoquímicas más trascendentes para la biota en el sistema río-valle aluvial es el hidrograma anual. Sobreimpuesto al hidrograma en escala mensual, existen variaciones interanuales explicadas en parte por fenómenos que operan a escala global como es el ENSO. Para el Paraná Inferior, las mayores diferencias en caudal debidas a este fenómeno se dan durante noviembre y diciembre, consistentemente con las anomalías en la precipitación que producen mayores precipitaciones promedio durante esos meses en los Años El Niño y menores precipitaciones durante los mismos meses en los Años La Niña, en el sur de Brasil y noreste de Argentina y Uruguay (Grimm *et al.*, 1998). Por lo tanto, en los Años El Niño, se podrían anticipar los períodos de inundación, y serían más prolongados y de mayor magnitud, produciendo un efecto amortiguador más duradero y profundo del valle aluvial en relación con los nitratos. Por otra parte, la inundación del valle durante varios meses, propiciaría el decaimiento en la concentración de OD, llevando a los sedimentos a la condición de anoxia, favoreciendo de ese modo la liberación de PRS desde los sedimentos, dando lugar a una disminución

en la relación NI/PRS. Asimismo, dicha disminución tendría lugar en los primeros meses del período de crecimiento, produciendo una más temprana limitación por N.

Los ciclos hidrológicos imprimen una estacionalidad en las variables limnológicas y por ende en las biológicas en los ambientes del valle aluvial. En el caso de producirse alteraciones en la dinámica fluvial, se produciría un desacople temporal en la interacción río-llanura aluvial. Emprendimientos como la Hidrovia; o decantaciones prolongadas de grandes masas de agua en embalses, afectarían el comportamiento de iones (nitratos, fosfatos y calcio) fundamentales para la biota.

CONCLUSIONES GENERALES

En el valle aluvial del río Paraná Inferior existen ambientes lénticos y semilóticos que se comunican e interaccionan con el cauce principal dependiendo del nivel de sus aguas. El río Paraná Inferior y dos de los ambientes característicos del valle aluvial fueron estudiados en esta tesis: pajonal y laguna, el primero ocupa la mayor superficie del valle.

La equivalencia de iones conservativos entre el río y los humedales del valle denotan un intercambio efectivo entre ambos ambientes. No obstante, existen diferencias importantes en la concentración de otros iones denotando la existencia de procesos locales que modifican la composición fisicoquímica del agua en el valle aluvial.

Los sólidos suspendidos transportados por el río son retenidos gran medida en el valle aluvial, depositados en el fondo de los ambientes acuáticos del mismo y atrapados por las raíces de las macrófitas. Los menores contenidos de N y P en los sedimentos de la laguna respecto de los sólidos suspendidos del río sugieren una importante liberación hacia la columna de agua. Por el contrario, en el pajonal, los contenidos de N y P en los sedimentos son mayores a los de los sólidos suspendidos del río. El aporte de materia orgánica generado por la elevada producción de las macrófitas produce este enriquecimiento relativo. La elevada relación C/N en el tejido vegetal determina la extremadamente lenta descomposición del mismo. El hecho que los pajonales permanezcan inundados la mayor parte del año contribuye a mantener un ambiente anaeróbico y una baja tasa de descomposición, si la superficie del suelo se seca la oxidación del mismo aumenta la velocidad de descomposición. El aporte de materia orgánica se produce durante el invierno cuando los tallos secos en pie son incorporados a la superficie del sedimento por acción del viento o del oleaje. El 50% del material incorporado permanece *in situ* dos o más años, período en el cual se producen nuevos aportes, resultando en una acumulación neta de materia orgánica en los estratos superficiales de los sedimentos. Durante los primeros años de descomposición el *detritus* incrementa su contenido de N, siendo el contenido final similar al de los sedimentos superficiales. La descomposición del *detritus* producido por las macrófitas es la principal causa de la acumulación neta de N en el pool orgánico de los sedimentos de los pajonales. De la comparación de los contenidos de N y P entre los distintos

compartimentos del sistema (agua de inundación, agua intersticial, biomasa, *detritus*), se evidencia que la reserva de nutrientes más importante del sistema se encuentra en los sedimentos superficiales del pajonal.

Las formas principales de NI son los nitratos en el río y el amonio en la columna de agua de la laguna y del pajonal. Dado el activo intercambio de agua entre el cauce principal y el valle aluvial, la mayor concentración de nitratos en el río determina un flujo neto de nitratos hacia el valle. Sin embargo, las concentraciones de nitratos halladas en el agua sobrenadante del pajonal son muy bajas y en el agua intersticial son permanentemente no detectables. La difusión de los nitratos hacia los sitios suboxigenados y anóxicos en los sedimentos de los humedales favorece la denitrificación, proceso que conjuntamente con la asimilación por macrófitas y la descomposición de *detritus* producen la consiguiente depleción de nitratos en el valle aluvial. En los ensayos de incubación con sedimentos del pajonal y de la laguna en condiciones de bajo tenor de oxígeno, las cuales reflejan aproximadamente las condiciones de ambos ambientes del valle aluvial, se obtuvieron en general flujos negativos para NI, sugiriendo la importancia de la denitrificación en la desaparición de los nitratos aportados por el río. En el agua intersticial se determinaron mayores concentraciones de amonio que en el agua de inundación sugiriendo un flujo de amonio desde los sedimentos, que sin embargo no se acumula, siendo probablemente nitrificado en agua y posteriormente denitrificado en la interfase agua-sedimento.

Las bajas relaciones N/P en el agua de la laguna, en el agua sobrenadante del pajonal, en el agua intersticial, en el sedimento y en la biomasa de las macrófitas del valle aluvial y los resultados de las experiencias de fertilización con camalotes y juncos, demuestran la limitación por N a la que están afectadas. La concentración de amonio intersticial disminuyó hacia al final de la estación de crecimiento, no así el PRS intersticial, que no mostró un patrón estacional, por lo cual la limitación por N se hace más evidente al final de la estación de crecimiento, cuando prácticamente todo el N intercambiable fue asimilado por la vegetación. Las crecientes del Paraná ocurren en marzo-abril. Por lo tanto, el aporte más importante de nitratos desde el río, ingresa al valle al final de la estación de crecimiento, pudiendo compensar, en parte, el déficit de N en este período

La concentración de NI en el Bajo Paraná fue menor que la resultante de los aportes de los ríos Alto Paraná, Paraguay y Bermejo al Paraná Medio, a pesar del ingreso de NI debido a los afluentes de la baja cuenca que drenan zonas agrícolas donde ocurren importantes aportes de fertilizantes y de las fuentes puntuales relacionadas con los centros urbanos. El extenso intercambio de agua entre el río y el valle aluvial determina la retención de N en el valle donde es acumulado en la biomasa vegetal, en el *detritus* o se pierde por denitrificación.

Las concentraciones de sólidos suspendidos, fosfato y calcio en el Paraná Inferior estuvieron asociadas al caudal del Bermejo con un desfase de 1 a 3 meses. El extenso intercambio de agua entre el río y el valle aluvial posibilita la retención de los sólidos en el valle. Las aguas del Río Bermejo están sobresaturadas de calcio y carbonatos sugiriendo la adsorción de los mismos a la fracción particulada y la coprecipitación del PRS. Su posterior deposición en el medio ácido característico de los ambientes del valle aluvial determina la disolución parcial de los minerales que contienen carbonatos y del PRS. Así, las concentraciones de estos elementos son mayores en el agua intersticial que en el agua de inundación de los pajonales, y las de estas a su vez son mayores que las del río, determinando un flujo neto desde los sedimentos hacia la columna de agua de los ambientes del valle aluvial, y desde ésta al cauce. Contribuye también la desorción del P asociado al hierro que es liberado a la columna de agua en respuesta a la reducción de los sedimentos anóxicos. Parte del PRS es absorbido por la vegetación y retenido en la materia orgánica que se acumula en los sedimentos superficiales. El valle aluvial retiene enormes cantidades de sedimentos como se manifiesta en la disminución de los sólidos suspendidos en el Bajo Paraná respecto del aporte desde aguas arriba y libera PRS, calcio y bicarbonatos que registran la tendencia opuesta, incrementando sus concentraciones respecto del aporte de los ríos Alto Paraná, Paraguay y Bermejo. El resultado del empobrecimiento en N originado en las pérdidas por denitrificación y del enriquecimiento en PRS originado en la disolución de los sedimentos con liberación de PRS es la notable disminución del cociente NI/PRS en el agua del valle aluvial respecto del río que induce la deficiencia relativa de N en el valle aluvial.

Durante los períodos de aguas bajas, la llanura aluvial del Bajo Paraná funciona como un sistema “cerrado” donde predominan los procesos de acumulación. En cambio, en los períodos de aguas altas, se establecen relaciones recíprocas río-valle aluvial más notorias y se favorecen los intercambios, transformándose en un sistema “abierto”.

La función impelente predominante que condiciona la concentración de las variables geoquímicas más trascendentes para la biota en el sistema río-valle aluvial es el hidrograma anual. Por lo tanto, cambios en ese hidrograma producto de eventos climáticos a escala global como el ENSO o modificaciones en la cuenca como deforestación, construcción de represas, canalizaciones, podrían llevar a un desacople temporal en la interacción río-llanura aluvial. La estacionalidad de los pulsos de inundación en los ciclos hidrológicos, es fundamental para la amortiguación de inundaciones, para las especies que utilizan los ambientes del valle aluvial como hábitats transitorios o permanentes, para el reciclado de nutrientes en el valle aluvial y para la regulación del nivel de nutrientes en el sistema río-valle aluvial.



Dr. Carlos A. Bonetto

Director



Lic. Laura de Cabo

Tesista

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi agradecimiento a la institución donde he crecido tanto personal como profesionalmente, Museo Argentino de Ciencias Naturales “Bernardino Rivadavia”, a sus directores Dr. José M. Gallardo, Dr. Wolfgang Volkheimer, Dr. Edgardo Romero, quienes apoyaron mi trabajo y permitieron que concretara esta tesis.

A la Universidad de Buenos Aires, en la cual me he formado tanto en los estudios secundarios como en los universitarios.

Al Dr. Teodoro Stadler y al personal de su laboratorio, quien en todo momento mostraron su buena voluntad en orientarme y ayudarme a resolver los problemas producto de la falta de instrumental, poniendo a mi disposición gran parte del equipamiento de su laboratorio de Parasitología del Museo Argentino de Ciencias Naturales.

Al personal de maestranza del Museo, Sr. Olegario Cabrera y Sra. Berta de Cabrera, quienes me ayudaron a acondicionar el viejo laboratorio de química del Museo y transformarlo en el lugar donde pude desarrollar mis experiencias y realizar los análisis químicos de muestras.

A los Dres. Richard Carignan y Dolors Planas (Université du Québec à Montreal) quienes me iniciaron en el estudio de la limnología química, enseñándome técnicas de muestreo y determinaciones químicas en muestras de agua, así como la metodología de “limnocorrales” para estudiar limitación por nutrientes en plantas flotantes. Asimismo, agradezco al Dr. Carignan por haberme proporcionado las membranas utilizadas en los “peepers”.

Mi profundo agradecimiento a la Lic. Silvana Arreghini y al Lic. Roberto Serafin por su valiosa ayuda en la edición, revisión y compaginación del manuscrito.

A mis compañeros de Museo Dra. Alba Puig, Dr. Humberto Luis Cappozzo, Lic. Silvana Arreghini, Lic. Roberto Serafin y Ms. Sc. Héctor Olguín por tantas horas compartidas y por su aliento para que culminara con esta tesis a la que creí en varias ocasiones pérdida.

Al personal de la Estación Agropecuaria INTA-Delta por suministrarme los datos de precipitación y temperatura del área de estudio.

Al Ingeniero Juan Borus por su valioso aporte referente a los valores de alturas hidrométricas umbrales de inundación del delta y por suministrarme los valores de altura hidrométrica diarios del río Paraná en San Pedro.

Al Subsecretario de Recursos Hídricos, Secretaria de Medio Ambiente, Ing. Victor Pochat y a la Prof. Maria Josefa Fioritti por haberme facilitado los manuales de Estadística Hidrológica.

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento al Ing. Rafael Seoane quien sin tener una responsabilidad formal me brindó su continua y valiosa ayuda y orientación en lo referente a los temas hidrológicos desarrollados en esta tesis y por la lectura crítica del manuscrito.

A International Foundation for Sciences (IFS), por haber subsidiado el proyecto de investigación en el cual se encuadró esta tesis.

A mi director de tesis, Dr. Carlos Bonetto por permitirme trabajar en el proyecto, por haberme orientado en el desarrollo de mis experiencias, por escuchar mis ideas y permitir desarrollarlas y por sus oportunas y certeras correcciones al manuscrito de la tesis.

Al Sr. Jorge Donadelli por haberme enseñado algunas de las técnicas de determinación de iones aplicadas en la tesis.

A mis padres que me alentaron a seguir y que apoyaron mis decisiones en todo momento.
A mis suegros y mis padres que me ayudaron a que pudiera finalizar la carrera de doctorado, colaborando en el cuidado de mis hijos.

A Oscar, mi compañero y esposo, por su continuo aliento, aún en momentos en los que hubiera sido más fácil abandonar, me empujó para adelante, para cumplir con este anhelo

que era plasmar en una tesis el trabajo de muchos años. Gracias por haber estado y seguir estando a mi lado y luchar juntos, en esta oportunidad, por terminar la tesis.

A Federico, Joaquín y Ana, mis hijos, que me regalaron parte de su tiempo para que pudiera finalizar con un sueño.

BIBLIOGRAFIA

- Andersen, F. O. 1978. Effects of nutrient level on the decomposition of *Phragmites communis* Trin. *Arch. Hydrobiol.* 84: 42-54.
- Andersen, F. O. 1997. Importance of benthic oxygen metabolism for the exchange of phosphate between sediment and water in the littoral zone of a eutrophic lake. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 26: 289-293.
- Andersen, J. 1979. An ignition method for determination of total phosphorus in lake sediments. *Water Res.* 10: 329-331.
- APHA. 1985. *Standard Methods for the examination of water and wastewater.* 14 ed. American Public Health Association, Washington D.C., 874 pp.
- Armstrong, W. 1967. The oxidizing activity of roots in waterlogged soils. *Physiol. Plant.* 20: 920-926.
- Auclair, A. N. D.; Bouchard, A. & J. Pajaczkowski. 1976. Plant standing crop and Productivity relations in a *Scirpus-Equisetum* wetland. *Ecology* 57: 941-952.
- Bonetto, A. 1975. Hydrologic Regime of the Paraná River and its Influence on Ecosystems. *Eco. Stud.* 10: 175-197.
- Bonetto, A. A. 1994. Austral Rivers of South America. En: R. Margalef (ed.), *Limnology now: A Paradigm of Planetary Problems*, pp. 425-472, Elsevier Science, The Netherlands.
- Bonetto, A.; Dioni, W. & C. Pignalberti. 1969. Limnological investigations on biotic communities in the Middle Paraná River Valley. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 17: 1035-1050.
- Bonetto, A. & O. Orfeo. 1984. Caracteres sedimentológicos de la carga en suspensión del río Paraná entre Confluencia y Esquina (Corrientes). *Rev. Asoc. Arg. Mineralog. Petrol. y Sedim.* 3-4(15): 51-61.
- Bonetto, C.; de Cabo, L.; Gabellone, N.; Vinocur, A.; Donadelli, J. & F. Unrein. 1994a. Nutrient dynamics in the deltaic floodplain of the Lower Paraná River. *Arch. Hydrobiol.* 131(3): 277-295.
- Bonetto, C.; Gabellone, N. & D. Poire. 1994b. Phosphorous fractionation of suspended matter from Paraná and Bermejo rivers. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 25: 1878-1881.
- Bonfils, C. 1962. Los suelos del Delta del Paraná. Factores generadores, clasificación y uso. *Rev. Inv. Agrícolas* 16(3): 257-370.
- Bostrom, B.; Jansson, M. & G. Forsberg. 1982. Phosphorus release from lake sediments. *Arch. Hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol.* 18: 5-59.

- Boyd, C. 1970a. Chemical analysis of some vascular aquatic plants. *Arch. Hydrobiol.* 67(1): 78-85.
- Boyd, C. 1970b. Losses of mineral nutrients during decomposition of *Typha latifolia*. *Arch. Hydrobiol.* 66: 511-517.
- Boyd, C. E. & L. W. Hess. 1970. Factors influencing shoot production and mineral levels in *Typha latifolia*. *Ecology* 51: 296-300.
- Boyd, C. E. & P. S. McGinty. 1981. Percentage digestible dry matter and crude protein in dried aquatic weeds. *Economic botany* 35(3): 296-299.
- Brinson, M. M.; Lugo, A. E. & S. Brown. 1981. Primary productivity decomposition and consumer activity in freshwater wetlands. *Ann. Rev. Ecol. Syst.* 12: 123-161.
- Brinson, M. M.; Bradshaw, H. D. & R. N. Homes. 1983. Significance of the floodplain sediments in nutrient exchange between a stream and its floodplain. En: T. D. Fontaine & S. M. Bartell (eds.), *Dynamics of ecosystems*, pp. 199-221, Ann Arbor Science, Ann Arbor, MI.
- Brock, T. C.; De Lyon M. J. H.; van Laar, E. M. & E. M. van Loon. 1985. Field studies on the breakdown of *Nuphar lutea* (L.) Sm. (Nymphaeaceae) and comparison of three mathematical models for organic weight loss. *Aquat. Bot.* 21: 1-22.
- Broome, S. W.; Woodhouse, W. W. & E. D. Séneca. 1973. *An investigation of propagation and the mineral nutrition of Spartina alterniflora*. Sea Grant Publication UNC-SG, North Carolina State University, Raleigh, N. C.
- Buresh, R. J.; DeLaune, R. D. & W. H. Patrick Jr. 1980. Nitrogen and Phosphorus distribution and Utilization by *Spartina alterniflora* in a Louisiana Gulf Coastal Marsh. *Estuaries* 3(2): 111-121.
- Burkart, A. 1957. Ojeada sinóptica sobre la vegetación del Delta del río Paraná. *Darwiniana* 11(1): 457-561.
- Cabrera, A. L. 1953. *Manual de la Flora de los Alrededores de Buenos Aires*. Ed. Acme, Buenos Aires, 589 pp.
- Cabrera, A. L. 1968. *Flora de la provincia de Buenos Aires*. Col. Científica del INTA, Tomo IV, Parte I, 624 pp.
- Cabrera, A. L. & A. Willink. 1980. *Biogeografía de América Latina*. OEA, Serie Biología, Monografía Nro. 13, 122 pp.
- Campos, J. B. & M. C. de Souza. 1997. Vegetação. En: A. M. A. de M. Vazzoler; A. A. Agostinho; N. Segatti Hahn (eds.), *A Planície de inundação do Alto Rio Paraná. Aspectos físicos, biológicos e socioeconômicos*, pp. 331-342, Maringá, EDUEM, Nupelia.

- Canevari, P.; Blanco, D. & E. H. Bucher. 1999. *Los beneficios de los Humedales de la Argentina. Amenazas y Propuestas de Soluciones*. Wetlands International, Buenos Aires, Argentina, 64 pp.
- Caraco, N. F.; Cole, J. J.; Likens, G. E.; Mattson, M. D. & S. Nolan. 1988. A very imbalanced nutrient budget for Mirror lake, New Hampshire, USA. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 23: 170-175.
- Caraco, N. F.; Cole, J. J. & G. E. Likens. 1991. Phosphorus release from anoxic sediments: Lakes that break the rules. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 24: 2985-2988.
- Carignan, R. & J. J. Neiff. 1992. Nutrients dynamics in the floodplain ponds of the Paraná River (Argentina) dominated by water hyacinth *Eichhornia crassipes*. *Biogeochemistry* 17: 85-121.
- Carignan, R. & P. Vaithyanathan, en prensa. Phosphorus availability in the Paraná floodplain lakes (Argentina): Influence of pH and phosphate buffering by fluvial sediments. *Limnol. Oceanogr.*
- Cavallotto, J. L. 1987. *Morphology and sedimentary dynamics of the Río de la Plata*. Informe final. CIC, SHN (Servicio de Hidrografía Naval), Buenos Aires, 74 pp.
- Chambers, R. M. & J. W. Fourqurean. 1991. Alternative criteria for assessing nutrient limitation of a wetland macrophyte (*Peltandra virginica* (L) Kunth). *Aquat. Bot.* 40: 305-320.
- Correll, D. L. 1978. Estuarine productivity. *BioScience* 18(10): 646-650.
- Cummins, K. W. 1974. Structure and function of stream ecosystems. *BioScience* 24: 631-641.
- Curtis, P.; Drake, B. & D. Whigham. 1989. Nitrogen and carbon dynamics in C₃ and C₄ estuarine marsh plants grown under elevated CO₂ *in situ*. *Oecologia* 78: 297-301.
- D'Angelo, E. & K. Reddy. 1994. Diagenesis of organic matter in wetland receiving hypereutrophic lake water. I: Distribution of dissolved nutrients in the sediment and water column. *J. Environm. Qual.* 23: 928-936.
- Davis, S. M. 1991. Growth, decomposition and nutrient retention of *Cladium jamaicense* Crantz. and *Typha dominguensis* Pers. in the Florida Everglades. *Aquat. Bot.* 40: 203-224.
- De Souza, E. E. & C. Stevaux. 1997. Geologia e Geomorfologia do complexo rio Baía, Curutuba, Ivinheima. En: A. M. A. de M. Vazzoler, A. A. Agostinho, N. Segatti Hahn (eds.), *A Planície de inundação do Alto Rio Paraná. Aspectos físicos, biológicos e socioeconômicos*, pp. 3-46, Maringá, EDUEM, Nupelia.
- DeLaune, R. D.; Smith, C. J. & M. D. Tolley. 1984. The effect of sediment redox potential on nitrogen uptake, anaerobic root respiration and growth of *Spartina*

alterniflora Loisel. *Aquat. Bot.* 18: 223-230.

DeLaune, R. D.; Smith, C. J. & M. N. Sarapyan. 1986. Nitrogen cycling in a freshwater marsh of *Panicum hemitomon* on the deltaic plain of the Mississippi river. *J. Ecol.* 74: 249-256.

DeLaune, R. D. & Smith, C. J. 1987. Simultaneous determination of nitrification and nitrate reduction in sediment-water columns by nitrate-15 dilution. *J. Environ. Qual.* 16(3): 227-230.

Denardin, J. E. & J. Wunsche. 1979. Erosión y Conservación del suelo en Brasil con referencia especial a la región perteneciente a la Cuenca del Plata. *Idia* (julio-diciembre): 64-73.

Depetris, P. J. & S. Kempe. 1993. Carbon dynamics and sources in the Paraná River. *Limnol. Oceanogr.* 38(2): 382-395.

Devol, A. H.; Forsberg, B. R.; Richey, J. E. & T. P. Pimentel. 1995. Seasonal variation in chemical distributions in the Amazon (Solimões) River: A multiyear time series. *Global Biogeochemical Cycle* 9(3): 307-328.

Downes, J. 1988. Aquatic nitrogen transformation at low oxygen concentrations. *Appl. Environ. Microbiol.* 54: 172-175.

Drago, E. C. 1981. Grados de conexión y Fases hidrológicas en Ambientes leníticos de la llanura aluvial del Río Paraná (Argentina). *Ecología* 6: 27-33.

Drago, E. 1989. Morphological and hydrological characteristics of the floodplain ponds of the Middle Paraná River (Argentina). *Rev. Hydrobiol. Trop.* 22(3): 183-190.

Drago, E. C. & M. L. Amsler. 1998. Bed sediment characteristics in the Paraná and Paraguay Rivers. *Water International* 23: 174-183.

EVARSA. 1997. *Estadística Hidrológica 1997*. Presidencia de la Nación, Secretaría de Recursos Naturales y Desarrollo Sustentable, Subsecretaría de Recursos Hídricos, Buenos Aires, 733 pp.

Federle, T. W.; McKinlay, V. L. & J. R. Vestal. 1982. Effects of nutrient enrichment on the colonization and decomposition of plant detritus by the microbiota of an Antarctic lake. *Can. J. Microbiol.* 28: 1199-1205.

Fisher, T. & P. Parsley. 1979. Amazon lakes: Water storage and nutrient stripping by algae. *Limnol. Oceanogr.* 24: 547-535.

Forsberg, B. R.; Devol, A. H.; Richey, J. E.; Martinelli, L. & H. Dos Santos. 1988. Factors controlling nutrient concentrations in Amazon floodplain lakes. *Limnol. Oceanogr.* 33(1): 41-56.

Furch, K. W.; Junk, J.; Dietrich, J. & N. Kochert. 1983. Seasonal variation in the major

cation (Na, K, Mg and Ca) content of the water of Lago Camaleao, an Amazonian floodplain lake near Manaus, Brazil. *Amazoniana* 8: 75-89.

GAEA, 1975. *Geografía de la Rep. Argentina. Tomo VII, segunda parte, Hidrografía*. Soc. Arg. de Estudios Geográficos, Buenos Aires. 625 pp.

Gaudet, J. J. 1977. Uptake, accumulation and loss of nutrients by *Papyrus* in tropical swamps. *Ecology* 58: 415-422.

Giroux, J. & J. Bedard. 1987. Factors influencing aboveground production of *Scirpus* marshes in the St. Lawrence Estuary, Québec, Canadá. *Aquat. Bot.* 29: 195-204.

Godshalk, G. & R. G. Wetzel. 1978a. Decomposition of aquatic angiosperms. II. Particulates components. *Aquat. Bot.* 5: 301-327.

Godshalk, G. & R. G. Wetzel. 1978b. Decomposition in the littoral zone of lakes. En: D. F. Whigham & R. L. Simpson (eds.), *Freshwater wetlands: Ecological Processes and Management Potential*, pp. 131-143, Academic Press, New York.

Goltermann, H. L. 1982. Preliminary observations on nutrient cycles in *Scirpus* and rice in the Camargue. En: J. J. Symoens; S. S. Hooper & P. Compère (eds.), *Studies on Aquatic Vascular Plants*, pp. 200-201, Royal Botanical Society of Belgium, Brussels.

Goltermann, H. R.; Clymo, R. & M. Ohnstad. 1978. *Methods for the physical and chemical examination of freshwaters*. Blackwell Sci. Publ., Oxford.

Gopal, B. (ed.). 1990. *Ecology and Management of aquatic vegetation in th Indian subcontinent*. Kluwer Acad. Publ., The Netherlands, 257 pp.

Gosselink, J. G. & R. E. Turner. 1978. The role of hydrology in freshwater wetland ecosystems. En: R. E. Good; D. F. Whigham & R. L. Simpson (eds.), *Freshwater wetland: ecological processes and management potential*, pp. 63-78, Academic Press, N.Y.

Grimm, A.; Ferraz, S. E. T. & J. Gómez. 1998. Precipitation Anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate* 2: 2863-2880.

Hamilton, S. & W. Lewis. 1987. Causes of seasonality in the chemistry of a lake on the Orinoco River floodplain. *Limnol. Oceanogr.* 32: 1277-1290.

Hamilton, S. K.; Correa de Souza, O. & M. E. Coutinho. 1998. Dynamics of foodplain inundation in alluvial fan of the Taquari River (Pantanal, Brazil). *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 26: 916-922.

Hammerly, J.; Leguizamon, M.; Maine, M.; Schiver, D. & M. Pizarro. 1989. Decomposition rate of plant material in the Paraná Medio River. *Hydrobiologia* 183: 179-184.

Hesslein, R. G. 1976. An *in situ* sampler for close interval pore water studies. *Limnol. Oceanogr.* 21: 912-914.

Howard-Williams, C. & W. F. Junk. 1976. The decomposition of aquatic macrophytes in the floating meadows of a Central Amazonian várzea lake. *Biogeographica* 7: 115-123.

Howard-Williams, C. & W. F. Junk. 1977. The chemical composition of Central Amazonian aquatic macrophytes with special reference to their role in the ecosystem. *Arch. Hydrobiol.* 79(4): 446-464.

Howard-Williams, C.; Pickmere, S. & J. Davies. 1988. The effect of nutrients on aquatic plant decomposition rates. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 23: 1973-1978.

Iriondo, M. 1972. Mapa geomorfológico de la llanura aluvial del Río Paraná desde Helvecia hasta San Nicolás. *Rev. Asoc. Geológica Argentina* 27(2): 155-160.

Jackson, M. 1970. Análisis químico de suelos. Ed. Omega, Barcelona.

James, W.; Taylor, D. & L. Barko. 1992. Production and vertical migration of *Ceretium hirundinella* in relation to phosphorus availability in Eau Gaule reservoir, Wisconsin. *Can J. Fish. Aquat. Sci.* 49: 694-700.

Jordan, T. E.; Whigham, D. F. & D. L. Correll. 1989. The role of litter in nutrient cycling in a brackish tidal marsh. *Ecology* 70(6): 1906-1915.

Junk, W. J. 1973. Investigations on the ecology and production-biology of the "floating-meadows" (*Paspalo-Echinochloetum*) on the Middle Amazon. II. The aquatic fauna in the root-zone of floating vegetation. *Amazoniana* 4: 9-102.

Junk, W. J. 1980. Areas inundáveis-Um desafio para Limnología. *Acta Amazonica* 10: 775-795.

Junk, W. J. 1982. Amazonian floodplains: their ecology, present and potential use. *Revue d'Hydrobiologie Tropicale* 15(4): 285-301.

Junk, W. J. 1984. Ecology of the várzea, floodplain of Amazonian white-waters rivers. En: H. Sioli (ed.), *Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*, pp. 215-243, Dr. W. Junk Publishers, Dordrecht, Boston, Lancaster, Printed in The Netherlands.

Junk, W. J. 1985. The Amazon floodplain - a sink or a source for organic carbon?. En: E. T. Degens, S. Kempe & R. Herrera (eds.), *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers*, pp. 267-288, Geology-Paleontology Institute, University of Hamburg, Hamburg, FRG.

Junk, W. J. & C. Howard-Williams. 1984. Ecology of aquatic macrophytes in Amazonia. En: H. Sioli (ed.), *Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*, pp. 269-293, Dr. W. Junk Publishers, Dordrecht, Boston,

Lancaster, Printed in The Netherlands.

Junk, W. J.; Bayley, P. B. & R. E. Sparks. 1989. The Flood Pulse Concept in River-Floodplain Systems. En: D. P. Dodge (ed.), *Proceedings of the International Large River Symposium (LARS)*, pp. 10-127, Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci. 106.

Junk, W. J. & R. B. Welcomme. 1990. Floodplains. En: B. C. Pattern et al. (eds.), *Wetlands and Shallow Continental Water Bodies*, Vol 1, pp. 491-524, SPB Academic Publishing by The Hague, The Netherlands.

Kamp-Nielsen, L. 1974. Mud-water exchange of phosphate and other ions in undisturbed sediments cores and factors affecting the exchange rates. *Arch. Hydrobiol.* 73: 218-237.

Kamp-Nielsen, L. & M. R. Flindt. 1993. On-line recording of porewater profiles from *in situ* dialysis. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 25: 151-156.

Kandus, P. & J. M. Adámoli. 1993. Freshwater marsh vegetation response to flooding patterns in the Lower Delta of the Paraná River. *Wetlands Ecology and Management* 2(4): 213-222.

Kastelan-Macan, M. & M. Petrovic. 1996. The role of fulvic acids in phosphorus sorption and release from mineral particles. *Wat. Sci. Tech.* 34 (7-8): 259-265.

King, G. M.; Klug, M. J.; Wiegert, R. G. & A. G. Chalmers. 1982. Relation of soil water movement and sulphide concentration to *Spartina alterniflora* production in a Georgia salt marsh. *Science* 218: 61-63.

Lambers, H. & E. Steingrover. 1978. Growth respiration of a flood-tolerant and flood-intolerant *Senecio* species: Correlation between calculated and experimental values. *Physiol. Plant.* 43: 219-224.

Leguizamón, M.; Hammerly, J.; Maine, M.; Suñe, N. & M. Pizarro. 1992. Decomposition and nutrient liberation rates of plant material in Paraná medio River (Argentina). *Hydrobiologia* 230: 157-164.

Levine, S. N.; Stainton, M. P. & D. W. Schindler. 1986. A radiotracer study of phosphorus cycling in a eutrophic Canadian Shield Lake. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 43: 366-378.

Lewis, W. M. Jr. & J. F. Saunders III. 1989. Concentration and transport of dissolved and suspended substances in the Orinoco River. *Biogeochemistry* 7: 203-240.

Mackereth, F.; Heron, J. & J. Talling. 1978. *Water analysis: some revised methods for limnologists*. Freshwat. Biol. Assoc., Scientific Public. No. 36, Kendall, 120 pp.

Margalef, R. 1991. *Ecología*. Ed. Omega, 950 pp.

Margalef, R. (ed.). 1994. *Limnology Now: A Paradigm of Planetary Problems*.

Elsevier Science, The Netherlands, 553 pp.

Mendelssohn, I. A. 1979. Nitrogen metabolism in the height forms of *Spartina alterniflora* in North Carolina. *Ecology* 60(3): 574-584.

Mendelssohn I. & K. McKee. 1992. Indicators of environmental stress in wetland plants. En: McKenzie, Hyatt & McDonald (eds.), *Ecological Indicators*, (1), pp 603-624.

Mengel, K. & M. Viro. 1978. The significance of plant energy status for the uptake and incorporation of NH_4^+ nitrogen by young rice plants. *Soil Sci. Plant Nutr.* 24 (3):407-416.

Meybeck, M. 1976. Dissolved and suspended matter carried by rivers: Composition, time and space variations and world balance. En: *Interactions between sediments and freshwater*, Dr. W. Junk Publishers, Dordrecht, Boston, Lancaster, Printed in The Netherlands.

Meyer, J. L. & C. Johnson. 1983. The influence of elevated nitrate concentration on rate of leaf decomposition in a stream. *Freshwat. Biol.* 13: 177-183.

Minzoni, F.; Bonetto, C. & H. L. Golterman. 1988. The nitrogen cycle in shallow water sediment systems of rice fields. Part I: The denitrification process. *Hydrobiologia* 159: 189-202.

Mortimer, C. H. 1942. The exchange of dissolved substances between mud and water in lakes. *J. Ecol.* 30: 147-201.

Musarra, M. L.; Monteiro Jr., A. J.; Beyruth, Z.; Sendacz, S.; Novelli, J. L. & N. C. Viana. 1998. Limnological characterization of lentic and lotic habitats of the Upper Paraná River system prior to the Porto Primavera Reservoir. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 26: 1072-1079.

Neely, R. B. & C. Davies. 1985. Nitrogen and phosphorus fertilization of *Sparganium eurycarpum* Engelm. and *Typha glauca* Godr. stands II: Emergent plant decomposition. *Aquat. Bot.* 22: 363-375.

Odum, E. P. 1981. Foreward. En: J. R. Clark & J. Benforado (eds.), *Wetlands and bottomland hardwood forests-Development in agricultural and managed forest ecology II*, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Oxford, New York.

Organización de los Estados Americanos (OEA). 1969. *Cuenca del Río de la Plata. Estudio para su planificación y desarrollo*. Secr. General Organización Estados Americanos, Washington D.C., 272 pp.

Patrick Jr, W. H. & R. D. DeLaune. 1976. Nitrogen and Phosphorus utilization by *Spartina alterniflora* in a Salt Marsh in Barataria Bay, Louisiana. *Estuarine and Coastal Marine Science* 4: 59-64.

Pedrozo, F.; Bonetto, C. A. & Y. Zalocar. 1988. A comparative study on Phosphorus and Nitrogen Transport in the Paraná, Paraguay and Bermejo rivers. En: J. G. Tundisi (ed.), *Limnologia e Manejo de Represas*, Serie: Monografias em Limnologia 1(1), pp. 93-117, EESC-USP/CRHEA/ACIESP, Sao Carlos.

Pedrozo, F. & C. Bonetto. 1989. Influence of river regulation on nitrogen and phosphorus mass transport in a large south american river. *Regulated Rivers: Research and Management* 4: 59-70.

Pedrozo, F.; Diaz, M. & C. Bonetto. 1992. Nitrogen and Phosphorus in the Paraná River floodplain waterbodies. *Arch. Hydrobiol./Suppl.* 90: 171-185.

Pinto Paiva, M. 1982. *Large Brazilian Dams*. Editerra Editorial, Brasilia, 292 pp.

Planter, M. 1970. Elution of mineral components out of dead reed *Phragmites communis* Trin. *Polskie Archwm. Hydrobiologia* 17: 357-362.

Póveda, G. & O. J. Mesa. 1996. Las fases extremas del fenómeno ENSO (El Niño y La Niña) y su influencia sobre la hidrología de Colombia. *Ingeniería Hidráulica en México* 11(1): 21-37.

Pozo, J. & R. Colino. 1992. Decomposition processes of *Spartina maritima* in a salt marsh of the Basqu Country. *Hydrobiologia* 231: 165-175.

Psenner, R. 1984. Phosphorous release patterns from sediments of a meromitic mesotrophic lake (Piburger, Austria). *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 22: 219-228.

Reddy, K. R.; Patrick Jr., W. H. & C. W. Lindau. 1989. Nitrification-denitrification at the plant root-sediment interface in wetlands. *Limnol. Oceanogr.* 34(6): 1004-1013.

Richey, J. E. 1982. The Amazon River System: A Biogeochemical Model. *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg. SCOPE/UNEP Sonderband* 52: 365-378.

Richey, J. E. 1983. Interactions of C, N, P and S in River Systemas: A Biogeochemical Model. En: B. Bolin & R. B. Cook (eds.), *The Major Biogeochemical Cycles and their interactions*, pp. 365-383, SCOPE.

Richey, J. E.; Hedges, J. I.; Devol, A. H.; Quay, P. D.; Victoria, R.; Martinelli, L. & B. R. Forsberg. 1990. Biogeochemistry of Carbon in the Amazon river. *Limnol. Oceanogr.* 35: 352-371.

Richey, J. E.; Victoria, R. L.; Salati, E. & B. R. Forsberg. 1991. The Biogeochemistry of a major River System: The Amazon Case Study. En: E. T. Degens, S. Kempe & J. E. Richey (eds.), *Biogeochemistry of Major World Rivers*, pp. 57-74, SCOPE, Publ. by John Wiley and Sons, LTD.

Richey, J. E. & R. L. Victoria. 1993. C, N and P export dynamics in the Amazonan River. En: R. Wollast; F. T. Mackenzie & L. Chou (eds.), *Interactions of C, N, P and S Biogeochemical Cycles an Global Changes*, NATO ASI Series Vol. 14, pp. 123-139,

Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

Rogers, K. H. & C. M. Breen. 1982. Decomposition of *Potamogeton crispus* L.: the effects of drying on the pattern of mass and nutrient loss. *Aquat. Bot.* 12: 1-12.

Saunders, G. W. 1980. Organic matter and decomposers. En: E. D. Le Cren & R. H. McConnell (eds.), *The functioning of Freshwater Ecosystems*, pp. 341-392, International Biological Programme 22, Cambridge University, G.B.

Schmidt, G. W. 1973. Primary production of phytoplankton in three types of Amazonian waters: II. The limnology of a tropical floodplain lake in Central Amazonia, Lago do Castanho, Amazonas, Brazil. *Amazoniana* 4: 139-203.

Schroeder, F.; Klages, D. & H. D. Knauth. 1991. Contributions of sediments to the nitrogen budget of the Elbe estuary. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 24: 3063-3066.

Short, F. T.; Montgomery, J.; Zimmermann, C. & C. A. Short. 1993. Production and nutrient dynamics of a *Syringodium filiforme* Kutz. seagrass bed in Indian River Lagoon, Florida. *Estuaries* 16: 232-334.

Sioli, H. (ed.). 1984. *The Amazon: Limnology and Landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Dr. W. Junk, The Hague, 763 pp.

Sokal, R. R. & F. J. Rohlf. 1979. *Biometría. Principios y métodos estadísticos en la investigación biológica*. H. Blume ediciones, Madrid, 832 pp.

Soldano, F. 1947. *Regimen y Uso de la Red Fluvial Argentina. Ira. Parte*. Ed. Cimera, Buenos Aires, 277 pp.

Sondergaard, M. 1990. Pore water dynamics in the sediment of a shallow and hypertrophic lake. *Hydrobiologia* 192: 247-258.

Strickland, J. & T. Parsons. 1972. *A practical handbook for seawater analysis*. J. Fish. Res. Bd. Can., Bull. 167, Ottawa, 233 pp.

Sullivan, M. J. & F. C. Daiber. 1974. Response in production of cord grass, *Spartina alterniflora*, to inorganic nitrogen and phosphorus fertilizer. *Chesapeake Science* 15: 121-124.

Tártrai, Y. 1986. Rates of ammonia release from sediments by chironomid larvae. *Freshwat. Biol.* 16: 61-66.

Thomaz, S. M.; Roberto, M. & L. M. Bini. 1997. Caracterização limnológica dos ambientes aquáticos e influência dos níveis fluvimétricos. En: A. M. A. de M. Vazzoler, A. A. Agostinho, N. Segatti Hahn (eds.), *A Planície de inundação do Alto Rio Paraná. Aspectos físicos, biológicos e socioeconômicos*, pp. 73-102, Maringá, EDUEM, Nupelia.

Thompson, K. 1976. Swamp development in the head waters of the Nile. En: J. Rzóska

(ed.), *The Nile, biology of an ancient river*, pp. 177-196, Dr. W. Junk, The Hague .

Toetz, D. W. 1974. Uptake and translocation of ammonia by freshwater hydrophytes. *Ecology* 55: 199-201.

Triska, F. J. & J. R. Sedell. 1976. Decomposition of four species of leaf litter in response to nitrate manipulation. *Ecology* 57: 783-792.

Tundisi, J. G. 1986. Ambiente, represas e barragens. *Ciência Hoje*. 5(27): 49-54.

Tundisi, J. G. 1994. Tropical South America: Present and Perspectives. En: R. Margalef (ed.), *Limnology now: A Paradigm of Planetary Problems*, pp. 353-424, Elsevier Science, The Netherlands.

Urban, N.; Dinkel, C. & B. Wehrli. 1997. Solute transfer across the sediment surface of a eutrophic lake: I. Porewater profiles from dialysis samplers. *Aquat. Sci.* 59: 1-25.

Valiela, I.; Teal, J.; Allen, S.; Etten, R.; Goehringer, D. & S. Volkmann. 1985. Decomposition in salt marsh ecosystems: the phases and major factors affecting disappearance of above-ground organic matter. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 89: 29-54.

Vannote, R. L.; Minshall, G. M.; Cummins, K. W.; Sedell, J. R. & C. E. Cushing. 1980. The river continuum concept. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 37:130-137.

Villar, C.; de Cabo, L. & C. Bonetto. 1996. Macrophytic primary production and nutrient concentrations in a deltaic floodplain marsh of the Lower Paraná River. *Hydrobiologia* 330: 59-66.

Villar, C.; de Cabo, L.; Vaithyanathan, P. & C. Bonetto. 1998. River-floodplain interactions: nutrient concentrations in the Lower Paraná River. *Arch. Hydrobiol.* 142: 433-450.

Villar, C.; Vaithyanathan, P. & C. Bonetto. 1999. Impact of sea-level rise on coastal marshes of the Lower Paraná River and Río de la Plata Estuary. *Current Topics in Wetland Biogeochemistry* 3: 182-193.

Vince, S.; Valiela, I. & J. Teal. 1981. An experimental study of the structure of herbivorous insect communities in a salt marsh. *Ecology* 62: 1662-1678.

Weibezahn, F.; Alvarez, H. & W. Lewis (eds.). 1990. *The Orinoco river as ecosystem. EDELCA, CARN, Fondo Editorial Acta Científica Venezolana, Univ. Simón Bolívar, Caracas, Venezuela, 430 pp.*

Welcomme, R. B. 1985. *River Fisheries*. FAO, Fisheries Technical Paper 262, Roma, 330 pp.

Wetzel, R. B. 1979. The role of the littoral zone and detritus in lake metabolism. *Arch. Hydrobiol. Beih.* 13: 145-161.

Wetzel, R. 1981. *Limnología*. Ed. Omega, Barcelona. 679 pp.

Wetzel, R. 1990. Land-water interfaces: Metabolic and limnological regulators. Edgardo Baldi Memorial Lecture. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 24: 6-24.

Williams, J. D.; Shear, H. & R. L. Thomas. 1980. Availability to *Scenedesmus quadricauda* of different forms of phosphorus in sedimentary materials from the Great Lakes. *Limnol. Oceanogr.* 25: 1-11.

Wisniewski, R. J. & M. Planter. 1985. Exchange of phosphorus across sediment-water interface (with special attention to the influence of biotic factors) in several lakes of different trophic status. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 22: 3345-3349.

Yarbro, L. A. 1983. The influence of hydrological variations on phosphorus cycling and retention in a swamp stream ecosystem. En: T. D. Fontaine & S. M. Bartell (eds.), *Dynamics of ecosystems*, pp. 199-221, Ann Arbor Science, Ann Arbor, MI.