

2. LOS NUTRIENTES. GENERALIDADES Y SU MODELADO

2.1. Aportes de nutrientes en los estuarios

Las entradas de los nutrientes a un estuario pueden provenir del aporte fluvial, del realizado por las aguas subterráneas, a través la atmósfera o por la entrada de agua de mar.

a) Aporte fluvial: los ríos transportan una carga de materia soluble y particulada que provienen de los lixiviados y escorrentías de la cuenca que drenan. Existe una fuerte correlación entre las cargas de nitrógeno y fósforo total en los ríos con el uso de la tierra, y especialmente con las prácticas agrícolas (Moreau *et al.*, 1998). Históricamente la carga de nutrientes en los ríos ha ido aumentando de forma paralela al incremento de poblaciones humanas en sus cuencas, como resultado tanto de las aguas residuales provenientes de los aportes humanos como de la de animales y al aumento de la aplicación de fertilizantes en las tierras de cultivo, con la consiguiente lixiviación al río (Cooper, 1995). Balls (1994), trabajando con nueve estuarios escoceses, observa que los ríos con mayor concentración de nutrientes coinciden con aquellos que drenan cuencas de agricultura intensiva. Ménesguen *et al.* (1995) observan un aumento en la concentración de nitrógeno inorgánico disuelto desde 1978 a 1992 debido al aumento de las actividades humanas en la cuenca del Sena, particularmente por el uso de fertilizantes en agricultura y una disminución en la carga de fosfato debido fundamentalmente a la disminución de los efluentes industriales.

b) La entrada proveniente de las aguas subterráneas es generalmente desconocida y variable y por consiguiente no se la suele tener en cuenta.

c) La entrada atmosférica es importante principalmente para el nitrógeno ya que para el fósforo y el silicio, las formas gaseosas de estos compuestos tienen un papel casi insignificante debido a que no han sido encontradas en cantidades significativas en el medio natural. Por el aire pueden llegar aportes, tanto en forma de partículas en suspensión, como de especies químicas presentes en forma gaseosa que se disuelven en el agua en contacto con esta. En el ciclo del nitrógeno además de esta deposición atmosférica hay que tener en cuenta la fijación biológica de compuestos nitrogenados.

d) La entrada de nutrientes que aporta el mar al estuario es generalmente muy baja y suele ser como mínimo, de un orden de magnitud inferior a la del río.

2.2. Ciclos de los nutrientes.

En el ambiente pelágico, el crecimiento del fitoplancton es de gran importancia ya que provee la base de la cadena alimenticia que culmina en los organismos superiores. Este proceso, conocido como fotosíntesis, requiere de ciertos elementos para su desarrollo, como el bióxido de carbono disuelto y otros macronutrientes que son tomados directamente del agua por los organismos. Para ello utilizan la energía solar, que es captada por el fitoplancton y convertida en energía biológica almacenada en forma de compuestos orgánicos de gran potencial energético (como por ejemplo los carbohidratos). Éstos serán consumidos a su vez por los subsecuentes miembros en la cadena y también por el mismo fitoplancton, que al romper estos compuestos a otros más simples, obtiene la energía necesaria para el proceso de la respiración. El crecimiento y la distribución del fitoplancton están controlados por varios factores, tanto físicos (luz, temperatura, corrientes), como biológicos (índices de crecimiento, interacciones entre especies) y químicos (disponibilidad de nutrientes o de sustancias promotoras del crecimiento).

Para un buen desarrollo de las especies fitoplanctónicas es necesario un abastecimiento suficiente de nitrógeno, fósforo y otros nutrientes (silicio, Fe, etc.) (Microbial Loop); aunque ahora se sabe que la participación de otros organismos como las bacterias y otros organismos planctónicos son importantes en la regeneración de nutrientes (Riley y Chester, 1971).

La mayoría de los esfuerzos para entender la dinámica de las poblaciones fitoplanctónicas se ha enfocado al papel de los nutrientes, las variaciones fisiológicas a corto plazo, o la disponibilidad de la luz en el control en la productividad en lagos y océanos. En los estuarios, la disponibilidad de nutrientes es generalmente adecuada para soportar la producción, aunque la importancia relativa de las diferentes fuentes de nutrientes no está muy clara. Debido a que los estuarios son generalmente turbios y ricos en nutrientes, la disponibilidad de luz puede ser el factor más importante en el control de la productividad. Muchos estuarios tienen gradientes horizontales con incremento en la productividad en dirección al mar (máximo turbidez); en cambio, en otros, la biomasa fitoplanctónica y la productividad aumentan durante eventos de estratificación en donde la capa de mezcla tiene poca profundidad y la irradiación en el fitoplancton se incrementa (Cole y Cloern, 1987).

Boynton *et al.* (1982) sugirieron que la productividad fitoplanctónica estuarina es alta durante los periodos cálidos del año, y en momentos en que las relaciones de Fósforo, Nitrógeno son bajas.

2.2.1. Ciclo del nitrógeno

Dentro de las características del ciclo del nitrógeno hay que señalar que, a diferencia de los ciclos del fósforo y del silicio, es mucho más complejo ya que presenta diversos cambios en el estado de oxidación, su depósito no es de tipo sedimentario (es gaseoso), sus sales son altamente solubles y sólo es estable termodinámicamente en sus formas de Nitrógeno molecular y nitratos en condiciones óxicas y amoniacal en condiciones anóxicas.

Se puede encontrar en el medio de diferentes formas: disuelto utilizable por el fitoplancton, disuelto no utilizable por el fitoplancton, formas orgánicas disueltas complejas y nitrógeno orgánico particulado, que forma parte de la materia viva y muerta.

Los más importantes aportes de Nitrógeno a los ecosistemas acuáticos son suministrado por las aguas superficiales y corrientes subterráneas, la fijación microbiana del Nitrógeno atmosférico en el agua y en los sedimentos, y los depósitos húmedos y secos de la atmósfera en la superficie expuesta de los dominios acuáticos (Klapper, 1991).

Fuentes de nitrógeno por el fitoplancton: Aunque al principio se pensó que la única fuente de nitrógeno para el fitoplancton eran las formas inorgánicas (Arnow *et al.* 1953; Droop 1955), con el tiempo se ha ido comprobando que éste es capaz de utilizar formas orgánicas disueltas como la urea, el ácido úrico o los aminoácidos (Odum, 1972; Wheeler *et al.*, 1974; McCarthy *et al.*, 1977; Horrigan y McCarthy, 1981; Kaufman *et al.* 1983; Palenik y Morel 1990 y 1991; Pantoja y Lee, 1994; Berman *et al.* 1999).

La utilización de las formas inorgánicas implica un primer paso de absorción y posteriormente la transformación de las diferentes especies hasta integrarlas en la matriz orgánica de la célula. No obstante hay, desde el punto de vista del coste energético, diferencias claras entre la utilización de las formas oxidadas (nitratos y nitritos) y el amonio. Los nitratos y los nitritos deben ser reducidos previamente a amonio (por medio de la nitrato y nitrito reductasa) (Hattori y Myers 1966, 1967) y el amonio es convertido en glucosamato (por medio del glucosamato deshidrogenasa). Estas diferencias hacen que el amonio sea utilizado preferencialmente frente al nitrito y nitrato (de hecho por la misma causa también sucede igual con la urea (McCarthy y Eppley, 1972)). A partir de una concentración ambiental de amonio de 0,5-1,0 $\mu\text{mol/l}$, la absorción del nitrato y nitrito se ve inhibida parcialmente y se da, por tanto, una utilización preferencial del amonio (Dugdale, 1976; McCarthy, 1981; Syrett, 1981; Lomas y Glibert, 1999).

Dentro de los factores que alteran la velocidad de absorción se encuentran la luz y la temperatura, mientras que la capacidad de almacenamiento de sus formas depende del estado nutricional de la célula, del tipo de nutriente utilizado, de su concentración en el medio y de la proporción de nutrientes en el exterior (Riley y Chester, 1971).

Dentro de la célula, el Nitrógeno se puede presentar de dos formas, como Nitrógeno de reserva (siempre en forma reducida) y como Nitrógeno para mantenimiento de la estructura celular y de sus funciones metabólicas.

La velocidad de la absorción de las especies de nitrógeno puede presentar dos tipos de limitaciones. En el primer tipo (hasta alcanzar el máximo de velocidad de los pasos internos), cuando las concentraciones de nutrientes ambientales son bajas la velocidad está condicionada por las concentraciones externas. En el segundo tipo, cuando la concentración externa es elevada, son los pasos internos los que limitan la velocidad de absorción. En condiciones de no-limitación, la velocidad de absorción aumenta de acuerdo con la concentración externa del nutriente, hasta que la velocidad de absorción iguala a la de reducción nitrato-nitrito. En células deficientes de nitrógeno, que tienen vacíos los acúmulos internos, el amonio es incorporado a velocidades altas (absorción en tromba) conforme aumenta la concentración exterior hasta que se llenan los acúmulos. Al alcanzar una velocidad máxima, la absorción se estabiliza independientemente de la concentración exterior. Esta velocidad está limitada por el mecanismo de incorporación a las macromoléculas o la síntesis de algún(os) aminoácidos.

Por lo que respecta al nitrógeno orgánico, algunas formas pueden ser absorbidas directamente por el fitoplancton (Berman *et al.*, 1991), como la urea que algunos estudios muestran que es una importante fuente de nitrógeno para el fitoplancton en aguas costeras (McCarthy 1972; Odum 1972; Tamminen y Irmisch 1996). Sin embargo, estudios realizados en cultivos de laboratorio (Palenik y Morel, 1990 y 1991) y posteriormente confirmados por experimentos de campo (Pantoja y Lee, 1994), muestran que algunos L-aminoácidos son oxidados mediante una enzima específica que se encuentra en la superficie celular de algunas especies de fitoplancton marino (particularmente del género *Pleurochrysis*) para producir extracelularmente H_2O_2 , NH_4^+ y un α -queto ácido en concentraciones equimolares. Posteriormente el NH_4^+ es absorbido, mientras que el resto de los productos quedan en el exterior. Ello implica un evidente ahorro para las células fitoplanctónicas ya que de esta manera se evitan tener dispuesto un sistema de transporte para cada aminoácido o forma de nitrógeno orgánica a utilizar.

Fijación de nitrógeno: Es el proceso por el cual determinados organismos son capaces de absorber el N_2 transformándolo en nitrógeno orgánico. Consiste en la reducción enzimática del N_2 a NH_3 , NH_4^+ o a cualquier compuesto de nitrógeno orgánico. Los organismos responsables de esta función son todos procariotes. En los ecosistemas acuáticos, la mayor parte de la fijación de nitrógeno la realizan las cianobacterias. En agua dulce (y en algunos sistemas salobres), las cianobacterias realizan la fijación en unas células diferenciadas, los heterocistos, donde es posible la protección de la enzima responsable del proceso, la nitrogenasa, de la inhibición por el oxígeno. En los ecosistemas marinos las cianobacterias responsables de la fijación pertenecen al género *Trichodesmium*, que aunque no tiene heterocistos, arracima los flagelos logrando una zona libre de oxígeno en el interior del racimo que es donde se realiza la fijación (Carpenter y Price, 1976).

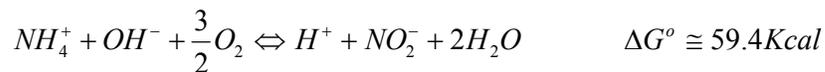
En los ecosistemas de agua dulce, las cianobacterias son consideradas como las fijadoras del 78% del nitrógeno total (Mague, 1977). En los marinos, las cianobacterias están muy extendidas por lo tanto la fijación del nitrógeno es posible y podría implicar una importante entrada global de nitrógeno. Ésta es una cuestión de gran importancia ya que los océanos representan el 71 % de la superficie de la Tierra y en ellos el crecimiento del fitoplancton está a menudo limitado por el nitrógeno.

En los ecosistemas estuarinos el nitrógeno puede ser fijado a través de los organismos planctónicos, pero en la mayoría de ellos las especies de cianobacterias que fijan nitrógeno están ausentes o representan menos del 1% de la biomasa fitoplanctónica, lo que indicaría que el aporte de nitrógeno por esta vía puede considerarse como despreciable (Howarth *et al.*, 1988b). Howarth *et al.* (1988a) sugieren también, que existe una menor tendencia de fijación de nitrógeno por el plancton en los estuarios que en los lagos que están sujetos a similares cargas de nitrógeno y fósforo, debido a una menor disponibilidad, en el agua salina óxica, de uno o más de los elementos trazas requeridos para la fijación del nitrógeno, como es el molibdeno y el hierro. En cambio, en los sedimentos estuarinos, la fijación de nitrógeno se realiza, en su mayor parte, por organismos heterotróficos o quizás quimioautotróficos. Las tasas de fijación de nitrógeno en los sedimentos estuarinos tienden a ser de bajas a moderadas (Howarth *et al.*, 1988b). La mayor parte de los organismos fijadores de nitrógeno utilizan la enzima nitrogenasa, la cual es regulada por los niveles intracelulares de adenilato de amonio. Altos niveles de adenilato de amonio estimulan la glutamina sintetasa la cual actúa como represor de la nitrogenasa. En la mayoría de los sedimentos estuarinos, particularmente en aquellos con importantes contenidos de materia orgánica, existen altas concentraciones de amonio en el agua intersticial de los sedimentos que actúan reprimiendo la fijación de N_2 . Por lo tanto la contribución de la fijación de N_2 en

los estuarios tiende a decrecer, a medida que la entrada de nitrógeno proveniente del aporte fluvial tiende a aumentar.

De todo lo expuesto se deduce que, en la mayoría de los casos, la fijación de N₂ estuarina representa, como mucho, un 1% de la entrada de nitrógeno total a un estuario (Nedwell *et al.*, 1999) y por lo tanto es un proceso que no influirá de modo importante en el balance del nitrógeno en un sistema estuarino.

Nitrificación. Es la conversión biológica del amonio (NH₄) a nitrito (NO₂) y a nitrato. Es un proceso de dos pasos llevado a cabo por dos grupos de bacterias quimioautotróficas. Las nitrificadoras usan la oxidación del N inorgánico como fuente de energía y el CO₂ como su fuente de carbono.



y



Donde ΔG° es la entalpía de las reacciones. Ambas reacciones son exotérmicas y sólo requieren la activación para efectuarse. Antes se creía que la nitrificación únicamente se presentaba en aguas costeras y en sedimentos, pero se ha demostrado que también es un proceso común en aguas oceánicas. Las bacterias responsables de estos procesos pertenecen a distintos géneros, como puede observarse en la tabla adjunta:

Tabla II.1. Bacterias responsables de la nitrificación.

| Tipo de bacterias | Género | Hábitat |
|------------------------|----------------------|---------------------------------|
| Oxidadoras de amonio | <i>Nitrosomonas</i> | Suelos, marinas, agua dulce |
| | <i>Nitrospira</i> | Suelo, no crecen en agua de mar |
| | <i>Nitrosococcus</i> | Suelos, marinas, agua dulce |
| | <i>Nitrosolobus</i> | Suelos |
| Oxidadoras de nitritos | <i>Nitrobacter</i> | Suelos, marinas, agua dulce |
| | <i>Nitrospira</i> | Marina |
| | <i>Nitrococcus</i> | Marina |

Desnitrificación. Es la reducción biológica del nitrato o el nitrito a Nitrógeno o a óxido nitroso.



Este proceso es realizado por bacterias anaerobias facultativas que utilizan el nitrato o nitrito como aceptor de electrones cuando no hay oxígeno, y generalmente tiene lugar en verano en aguas estratificadas por debajo de la termoclina o en otras zonas anóxicas de la columna de agua o los sedimentos. Generalmente, el producto final de la desnitrificación es el N₂, sin embargo también son comunes el NO y el N₂O.

Es por lo tanto innegable la importancia que tiene la desnitrificación, en la atenuación en la carga de nitrógeno en los estuarios. Diversos autores (Seitzinger, 1988; Ogilvie *et al.*, 1997) sugirieron que alrededor del 50% de la carga de NID en los estuarios se pierde por desnitrificación, pero la atenuación neta es una función tanto de la velocidad de los procesos bentónicos de eliminación de nitrato del agua como del tiempo de residencia del agua dulce dentro del estuario. Balls (1994) mostró una relación recíproca entre el tiempo de residencia del agua dulce y la eliminación de nitrógeno en una serie de nueve estuarios escoceses. Nixon *et al.* (1996) hicieron hincapié en la importancia de la retención de la carga de nutrientes dentro de un estuario y propusieron una interrelación entre la proporción de la carga de nitrógeno eliminado y el logaritmo del tiempo de residencia del agua dulce. Aunque existen serias limitaciones en la precisión de las estimaciones de tanto el tiempo de residencia en los estuarios como de la atenuación de la carga de nitrógeno, es evidente que la atenuación estuarina del nitrógeno puede influir, de manera importante, sobre el impacto de la carga de nitrógeno terrestre sobre el medio costero, y necesita ser considerada cuando se gestiona los ecosistemas costeros. Sin embargo, hay que tener en cuenta que en la desnitrificación una pequeña proporción de nitrato se transforma a otros gases como NO y N₂O.

Regeneración del Nitrógeno. Los procesos por los cuales el Nitrógeno orgánico es reconvertido en amonio son principalmente bacterianos. Las bacterias se pueden encontrar flotando libremente en la columna de agua, o adheridas a la materia orgánica o inorgánica suspendida. Las especies aeróbicas utilizan la materia orgánica disuelta y suspendida como alimento y satisfacen sus requerimientos de energía con su oxidación a dióxido de carbono, utilizando el oxígeno disuelto en el agua. Los procesos respiratorios de las bacterias son mucho más rápidos que los del fitoplancton. Si la materia orgánica a la que están adheridas

contiene más Nitrógeno o Fósforo del que requieren, el exceso es liberado en forma de amonio o iones fosfato. Cuando el alimento se termina las bacterias mueren y se descomponen rápidamente aportando amonio y fosfato al medio. En la figura 2.1 se muestra un esquema simplificado del ciclo del nitrógeno.

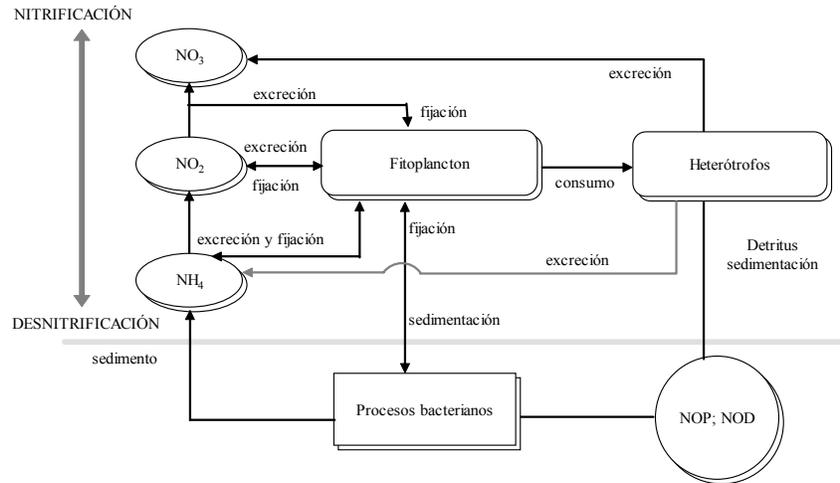


Figura 2.1. Esquema simplificado del Ciclo del Nitrógeno

Dependiendo de la complejidad estructural de la materia orgánica, la amonificación podrá ser una simple reacción de desaminación o una serie compleja de pasos metabólicos que implican a numerosas enzimas hidrolíticas, durante los cuales los polímeros que contienen N acaban fraccionándose totalmente dando lugar a sus unidades monoméricas solubles (Herbert, 1999).

Las bacterias heterótrofas son las principales responsables de este proceso. Utilizan compuestos orgánicos de plantas muertas o materia animal como fuente de carbono, y liberan NH_3 y NH_4^+ . La amonificación es simplemente la liberación de amonio durante el catabolismo de materiales biológicos que contienen nitrógeno.

La amonificación juega un importante papel en el reciclaje del N en ambientes litorales marinos. En ecosistemas de agua poco profundos (<50 m) el reciclaje bentónico puede aportar entre el 20-80% de los requerimientos de N del fitoplancton. Sin embargo, no todo el amonio producido durante la desaminación de N orgánico en sedimentos estará disponible para los productores primarios, sino que una proporción, que variará dependiendo de las características físico-químicas del sedimento, se oxidará a nitrato en la zona óxica superficial (nitrificación) (Herbert, 1999).

2.2.2. *Ciclo del Silicio*

El Silicio disuelto en el agua ($\text{Si}(\text{OH})_4$) tiene una concentración variable (mayor en aguas continentales) y normalmente se halla en exceso con respecto al Nitrógeno y al Fósforo, excepto en zonas de vertidos domésticos y en grandes floraciones de diatomeas.

Se encuentra tanto en forma soluble como en particulado como ácido ortosilícico, mientras que en suspensión se encuentra en un amplio espectro de formas silíceas, muchas de las cuales pueden haber sido producidas por la erosión de las rocas en tierra y luego transportadas al mar por los ríos o por el viento, incluyendo cuarzo, feldespatos y minerales arcillosos. Al sedimentarse en los fondos oceánicos algunos de estos minerales reaccionan formando minerales secundarios. En algunas partes, las aguas superficiales son ricas en organismos como las diatomeas y radiolarios, que tienen esqueletos compuestos de una forma no cristalina de silicatos. Cuando estos organismos mueren, sus esqueletos de Silicio se van disolviendo mientras se hunden, y solo los restos de los organismos más grandes y resistentes alcanzan el fondo oceánico (Riley y Chester, 1971). Algunos estudios indican que el transporte del ácido ortosilícico al interior de la célula se realiza en un proceso ligado a la membrana celular siguiendo la cinética de Michaelis – Menten, en el que el sílice almacenado tiene una concentración entre 30 y 250 veces superior a la del medio. Esta absorción parece estar ligada a la división celular. Paasche (1980) afirma que excepto a concentraciones muy bajas de ácido ortosilícico, la absorción esta limitada más por la formación de las paredes de la valva que por la capacidad del transporte enzimático.

Con respecto a los ciclos descritos anteriormente existen algunas diferencias entre la absorción del Sílice con respecto a la del Fósforo o el Nitrógeno. En primer lugar las tasas de absorción de Silicio varían según el estado del ciclo celular. Además, las células pueden absorber mayor cantidad de Sílice del que precisan, acumulándolo en su interior.

Actualmente se considera de importancia la regeneración del Silicio en los sistemas oceánicos. La salinidad del agua de mar es de gran importancia en la disolución del Silicio, y según Hurd (1972) la disolución del Silicio tiene lugar antes que la aparición de Fósforo y Nitrógeno minerales. La disolución también aumenta con el incremento de temperatura y se ha demostrado que la disolución de Sílice biogénica es mucho más rápida que la de formas minerales cristalinas.

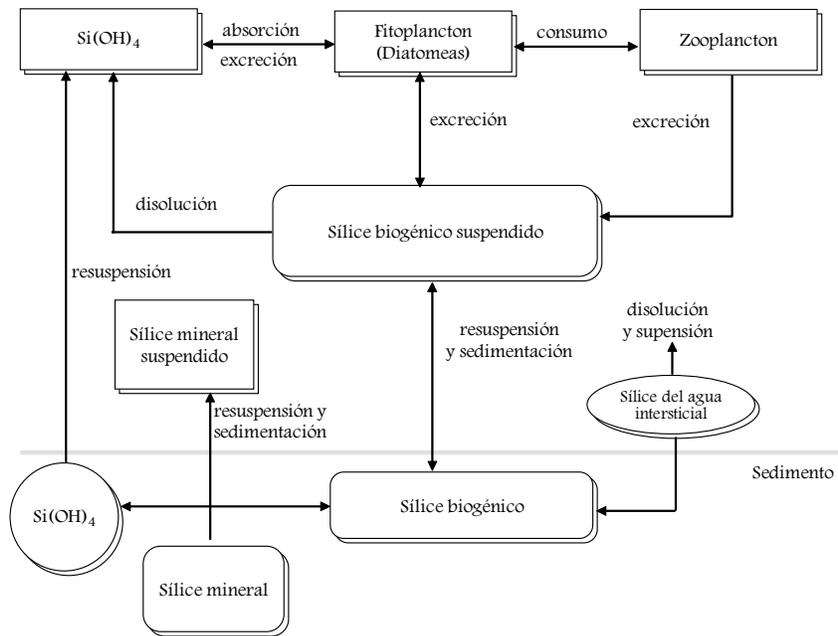


Figura 2.2. Esquema simplificado del Ciclo del Silicio

2.2.3. Ciclo del Fósforo.

El Fósforo es un elemento vital e irremplazable en todos los organismos, ya que forma parte del ADN, ARN, fosfolípidos, ATP y C – AMP. Los compuestos fosforados como el ATP juegan un papel muy importante en la fotosíntesis y otros procesos en las plantas. La absorción y conversión a compuestos fosforados ocurre aún en la oscuridad. A concentraciones mayores a $10 \mu\text{g P l}^{-1}$ el índice de crecimiento de muchas especies de fitoplancton es independiente a la concentración de fosfatos. Sin embargo, si la concentración decrece debajo de este nivel crítico, la división celular se encuentra cada vez mas inhibida y se producen células deficientes en Fósforo y eventualmente la fotosíntesis se detiene, (Riley y Chester, 1971).

Taft *et al.* (1975), mencionan que existen tres ciclos del Fósforo en las aguas naturales. Uno es un ciclo anual, en el cual el fitoplancton incorpora a sus células Fósforo disuelto y se hunde como células viables o biodetritus a capas mas profundas, donde la autólisis y la actividad bacteriana remineralizan el Fósforo orgánico a ortofosfato el cual es devuelto a la capa eufótica por mezcla vertical. El segundo ciclo que describen, ocurre completamente en la capa eufótica, donde el zooplancton consume al fitoplancton y remineraliza ortofostato con la ayuda de las bacterias intestinales. El tercer ciclo es un estado estacionario que se mantiene entre el Fósforo contenido tanto en bacterias como en fitoplancton y el Fósforo disuelto.

Cuando el fitoplancton y las bacterias mueren, el Fósforo orgánico de sus tejidos se convierte rápidamente a fosfato por medio de las fosfatasas en las células. La mayor parte del fitoplancton es consumido por animales, así estos obtienen el Fósforo que requieren. El material no asimilado se pierde en las heces fecales que contienen cantidades apreciables de fosfatos orgánicos además de ortofosfatos. La hidrólisis de estos materiales se alcanza rápidamente gracias a la acción de fosforilasas que también están presentes, con lo que el Fósforo inorgánico pasa rápidamente al agua junto con otros compuestos orgánicos fosfatados no descompuestos.

En estuarios y dominios de agua cerrados se pueden encontrar altas concentraciones de nutrientes como resultado de las descargas urbanas o efluentes que contienen detergentes ricos en polifosfatos. Estas concentraciones pueden ser aumentadas por nitratos y fosfatos introducidos por los aportes de tierras de cultivos a las que se les han añadido fertilizantes. Estas condiciones pueden llevar a proliferaciones de fitoplancton que al morir producen una deficiencia de oxígeno disuelto en la columna de agua.

En los estuarios existe una zona de baja salinidad en el que hay una pérdida de Fósforo al producirse la mezcla. En el tramo final, la concentración de ortofosfatos permanece más o menos constante implicando una ganancia neta de ortofosfato, ya que los niveles del medio no pueden justificarse por las concentraciones de las dos disoluciones que forman la mezcla. La eliminación en la zona de bajas salinidades del estuario se debe a una adsorción de partículas minerales suspendidas en el agua, favorecida por el pH ácido y el aumento de la temperatura, al contrario de lo que sucede con la salinidad.

Algunos estudios sugieren que el ortofosfato puede ser utilizado por las bacterias marinas y que son capaces de competir con el fitoplancton por el Fósforo cuando las concentraciones de ortofosfato están entre 0.1 a 0.5 $\mu\text{g} \cdot \text{at P l}^{-1}$. Lo contrario sucede cuando la concentración es menor a 0.1 $\mu\text{g} \cdot \text{at P l}^{-1}$. No es sorprendente que los valores de K_s (concentración de sustrato en donde $v = V_m/2$, en la cinética de Michaelis - Menten) para el consumo de ortofosfato por las bacterias sean mayores que el del fitoplancton (Froelich, 1988).

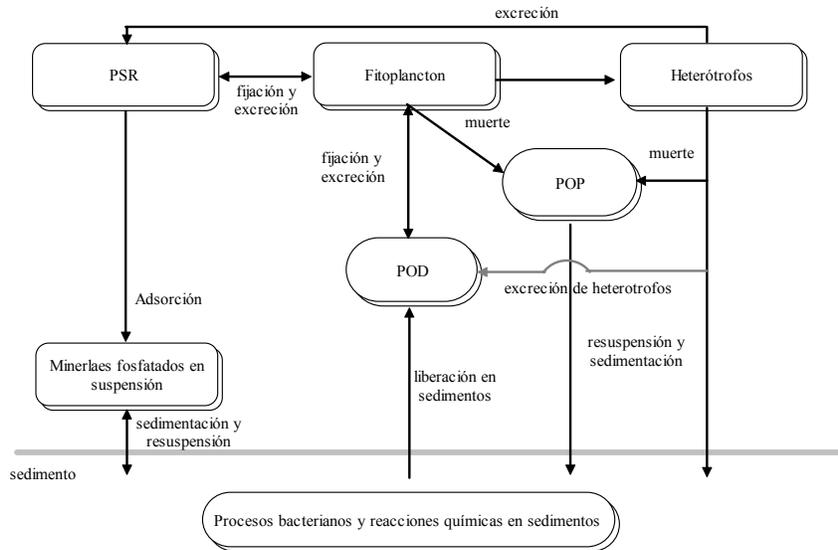


Figura 2.3. Esquema simplificado del Ciclo del Fósforo.

2.2.4. El Fósforo en los estuarios.

Los ríos son la mayor fuente de Fósforo en los estuarios. Este flujo puede ser sustancialmente modificado por la sedimentación o la disolución, y los cambios en la cantidad de Fósforo que contienen los estuarios o sedimentos pueden, en tiempo geológico, alterar la productividad en los océanos y afectar el nivel de CO₂ en la atmósfera (Fox *et al.*, 1986).

La biogeoquímica del Fósforo en los estuarios puede ser controlada por una combinación de procesos físicos, químicos y biológicos. En estuarios, con una relativamente penetración profunda de la luz, los niveles de fosfato en primavera y verano son típicamente controlados por la asimilación fitoplanctónica y la remineralización bacteriana (Taft y Taylor, 1976). Sin embargo, en invierno y en estuarios turbios, donde la asimilación biológica es limitada por la disponibilidad de la luz, otros factores parecen tener el control de la biogeoquímica del Fósforo. Las concentraciones de Fósforo son relativamente constantes a través del gradiente salino bajo estas condiciones (Fox *et al.*, 1986).

Normalmente el comportamiento no conservativo de los nutrientes disueltos en los estuarios ha sido atribuido principalmente a la producción biológica y a los procesos de degradación (Wollast, 1978). Sin embargo, se han encontrado evidencias experimentales de que reacciones no biológicas pueden contribuir al control de la distribución del fosfato en los estuarios. Morris *et al.* (1981) encontraron que las distribuciones del fosfato en el estuario Tamar (U.K.), eran considerablemente independientes de la salinidad. A su vez, se encontraron ciclos estacionales pronunciados de concentraciones de fosfatos donde

aparentemente había aportes al estuario. Las bajas concentraciones de invierno (0.01 a 0.02 mg P l^{-1}) se incrementaron durante la primavera y el verano a los niveles más altos (0.05 a 0.06 mg P l^{-1}) mientras que a finales del verano y en otoño descendieron abruptamente a los niveles de invierno. Las concentraciones de fosfatos estaban obviamente relacionadas con los aportes en la parte baja del estuario. Esto producía una rápida disminución en la concentración del fosfato al incrementar la salinidad cerca de la boca del estuario, y en general un ligero descenso en la concentración al disminuir la salinidad en la parte alta del estuario. El comportamiento del fosfato en la parte media del estuario era complicado debido a los aportes de fosfato disuelto presentes en esa zona.

Para entender los factores químicos que regulan la biomasa y la producción en un ecosistema acuático se requiere de una comprensión detallada de los controles en la biodisponibilidad de los nutrientes esenciales. En el caso del Fósforo, existe la dificultad de distinguir entre el fosfato inerte y el bioreactivo. La fuente principal de Fósforo disuelto es la erosión de las rocas continentales, donde existe en diversos minerales insolubles en concentraciones de cerca del 0.1%. Se piensa que solo entre el 5 y el 10% del P erosionado es llevado a los océanos en su forma disuelta, y se presume que el resto es llevado como P particulado en los sedimentos en suspensión de los ríos (Froelich, 1988). Es ampliamente reconocido que el Fósforo es un elemento de elevada reacción con las partículas. Cuando está en solución, el fosfato reacciona rápidamente con una gran variedad de superficies, siendo tomado y liberado de esas partículas a través de una complicada serie de reacciones. A este fenómeno se le conoce como el mecanismo tamponización del fosfato, y ha sido ampliamente investigado por dos razones: se ha sugerido que es un proceso importante para mantener las concentraciones de fosfatos en los ríos, arroyos y estuarios en valores casi constantes, proveyendo una gran y potencialmente disponible reserva de Fósforo reactivo para el fitoplancton, y además está involucrado en el desgaste natural del Fósforo en suelos.

El patrón de distribución del Fósforo inorgánico (Fósforo inorgánico disuelto PID, o Fósforo soluble reactivo PSR) en los estuarios normalmente muestra un comportamiento de ganancia en la mezcla, causado por la liberación por parte de las partículas (Fox, 1990) o por la movilización del sedimento. Sin embargo, la remoción a gran escala del Fósforo por las partículas suspendidas en los estuarios, de un 30 a 80% del aporte fluvial, ha sido observada en el norte de Europa y en Norteamérica (Lebo y Sharp, 1992). Sin embargo, hay muchos estudios que demuestran que las interacciones del Fósforo con la materia en suspensión probablemente representan uno de los mecanismos más importantes en la geoquímica del Fósforo en sistemas estuarinos (Froelich, 1988). No obstante, el estudio del Fósforo en los estuarios ha sido restringido a la fracción inorgánica disuelta (PSR). Los

trabajos sobre el Fósforo orgánico disuelto (POD) y particulado (PP) son relativamente escasos debido a la falta de fiabilidad en las técnicas analíticas y a la creencia de que las contribuciones del POD y del PP son mucho menores comparadas con las del PSR (Fang, 2000). Orret y Karl, (1987) ya habían indicado que el POD puede contribuir significativamente a la fracción de Fósforo disuelto total en los estuarios. La mayor parte del transporte en ríos de Fósforo esta principalmente en fase sólida, cubriendo mas del 90% del Fósforo total (Meybeck, 1982). Como resultado, se espera que el PP sea una fracción importante en los estuarios; de hecho se ha encontrado que el PP es la forma dominante en la Bahía de Chesapeake (Conley *et al.*, 1995) y en el Estuario de Delaware (Lebo y Sharp, 1992).

La acumulación de nutrientes que se ha estado dando en aguas costeras y estuarinas a través de los años, ha deteriorado la calidad del agua de las mismas y de sus hábitats. Estas altas concentraciones de nutrientes, provenientes principalmente de las descargas de las plantas de tratamiento cerca de zonas urbanizadas, contribuyen a un aumento en la productividad que puede desembocar en hipoxia y eutrofización (Clark *et al.* 1992).

2.2.5. *El mecanismo de tamponización del Fosfato.*

Hasta su llegada a los estuarios desde masas de agua o ríos, las partículas en suspensión asociadas con el Fósforo experimentan grandes cambios en salinidad, pH y algunas veces en potencial redox. Los cambios en estas variables influyen en el intercambio del Fósforo inorgánico entre el agua y la materia orgánica y la materia inorgánica particulada (Lebo, 1991).

En las aguas estuarinas, costeras y oceánicas, el mecanismo de tamponización del fosfato tiene la importancia en los sedimentos (bentónicos o suspendidos), de controlar las concentraciones de PSR a valores casi constantes independientemente del consumo biológico o de los aportes. Conceptualmente, una gran cantidad de fosfatos contenido en las partículas está disponible para su liberación al medio si las condiciones cambian para provocar la liberación de fosfatos. Se han encontrado evidencias de este proceso a partir de dos tipos de observaciones. Primero, las concentraciones de fosfato en algunas aguas estuarinas son más altas de lo que podría explicar la mezcla de agua superficial marina con el agua del río. El fosfato adicional debería entonces ser liberado de los sedimentos del fondo o de las partículas en suspensión. Segundo, los sedimentos y las partículas suspendidas en los estuarios y ríos pueden liberar y tomar fosfato de la solución rápidamente según se ha comprobado en experimentos de laboratorio, (Froelich, 1988).

La adsorción - liberación de fosfato en las partículas consta de dos pasos. 1.- El fosfato divalente (HPO_4^{2-}) es rápidamente adsorbido en una superficie de carga variable; esta adsorción inicial es dependiente del área de la superficie de la partícula y de su carga, pero aparentemente puede ocurrir en una amplia variedad de superficies de partículas naturales, teniendo escalas de tiempo de minutos a horas. 2.- La adsorción inicial induce a un gradiente de difusión hacia el interior de la partícula; este proceso es muy dependiente de la composición de la fase sólida, ya que suelos y sedimentos que contienen hidróxidos de hierro y aluminio, o superficies cubiertas de estas fases, muestran una capacidad de sorción más lenta, probablemente debido a la reacción del fosfato con estos óxidos. Esta segunda reacción “lenta” tiene escalas de tiempo de días a meses, y quizás de años (Barrow, 1983 en Froelich, 1988).

Al tener la adsorción y liberación de P una etapa de difusión muy lenta, la cantidad de P tomado por las partículas se incrementa con el tiempo. Las tasas de adsorción/ liberación en la superficie de las partículas y de la difusión al interior de las mismas se incrementan con la temperatura, pero cuando están en equilibrio verdadero, al incrementarse la temperatura hace disminuir la cantidad de Fósforo tomado o liberado de las partículas (Barrow 1983, en Froelich 1988).

Existen evidencias que demuestran que la liberación de Fósforo de los sedimentos del detritus es un mecanismo importante en los estuarios. Los sedimentos fluviales o estuarinos al ser suspendidos en aguas marinas con altas concentraciones de material en suspensión tamponizan la solución hasta conseguir concentraciones casi constantes, generalmente cerca de 1-2 μM , que es una concentración más alta que la típica concentración de fosfatos en aguas fluviales. Los sedimentos (tanto suspendidos como de fondo) de ríos o de estuarios, al ser expuestos a aguas marinas de bajo contenido de fosfatos liberan cada vez menos cantidades de P y producen subsecuentemente concentraciones de P menos tamponizadas. Perfiles estuarinos de fosfatos ($[\text{PO}_4]$ vs. salinidad) en estuarios de aguas turbias muestran típicamente un comportamiento de aporte característico de desorción por parte de las partículas suspendidas.

Los perfiles longitudinales de fosfato disuelto a lo largo de los gradientes de salinidad en los estuarios usualmente muestran comportamiento de ganancia neta: Las concentraciones de Fósforo en el estuario son mayores de lo que podría explicarse por la mezcla conservativa del agua dulce y marina, requiriendo una fuente interna de fosfato dentro del gradiente de salinidad (Officer y Lynch, 1981). Sin embargo, hay que tener en cuenta que pueden haber interpretaciones más complejas, ya que este aumento en las concentraciones puede ser

debido a la regeneración en detritus suspendido o resuspendido dentro del estuario, flujos del bentos llevados a cabo por regeneración de producción de Fósforo orgánico, flujos bentónicos dentro del estuario por tamponización en sedimento, o flujos bentónicos por la liberación de Fósforo de partículas con hierro que han sido reducidas en zonas anóxicas del sedimento (Sharp et al, 1982).

Sin embargo, en otros ambientes estuarinos, donde los procesos bióticos y abióticos influyen significativamente en el intercambio de fosfato inorgánico con las partículas, el mecanismo de tamponización de fosfatos es menos aparente. El Fósforo potencial en material particulado suspendido que puede deprimir las concentraciones de PSR incluye consumo biológico (producción) y remoción química (adsorción, precipitación mineral). Fuentes de Fósforo en material particulado suspendido que pueden elevar las concentraciones de PSR incluyen generación biológica (descomposición de materia orgánica) y la liberación geoquímica (liberación en partículas, disolución mineral). Cuando la magnitud de las reacciones abióticas o geoquímicas que involucran material particulado suspendido es pequeña en relación con la actividad biológica, los cambios no conservativos del PSR pueden ser atribuidos a procesos bióticos (Smith *et al.*, 1991). Bajo estas circunstancias, algunos estuarios que generan PSR en exceso a las cantidades predichas por la dilución del agua de mar son considerados heterotróficos netos, porque el exceso de PSR se presume que es generado por procesos bióticos: mas materia orgánica es consumida por el sistema (liberando PSR) de lo que es producida (removiendo PSR).

En sus experimentos de incubación de partículas suspendidas, Chambers *et al.*, (1995) encontraron que la liberación de PSR se incrementa al aumentar la salinidad. La liberación de PSR era variable con respecto al pH del agua. La mayor parte del PSR liberado de la materia particulada suspendida estuvo dentro de los valores de pH de 5 -5.65, de modo que a menores valores de pH, la liberación era menor. La incubación anóxica de sedimentos “resuspendidos” en presencia de sulfatos llevó a la liberación de PSR, concentrándose la mayor parte de ese PSR dentro de las primeras 24 horas de incubación. En contraste, no fue liberado PSR de sedimentos bajo condiciones óxicas, aún después de 144 h. Las incubaciones que realizaron de sedimentos “resuspendidos” y de material particulado en suspensión a lo largo del año de estudio mostró que la liberación de PSR de los sedimentos incubados en condiciones óxicas fue variable y pequeña para los sedimentos con bajo contenido de Fósforo.

2.2.6. Limitación de los nutrientes

En general, se considera que el Nitrógeno es el elemento limitante en los sistemas marinos. En un principio hay tres líneas que soportan esta hipótesis: los índices N: P en la columna de agua, bioensayos de corto periodo (horas a días) y experimentos con microcosmos de largo plazo (semanas a meses) donde se controla el aporte de nutrientes (Fong et al., 1993).

La concentración atómica de Nitrógeno inorgánico y de Fósforo inorgánico (índice N: P) en el agua, ha sido usada comúnmente para indicar limitación de nutrientes. Rangos $< 16:1$ se han utilizado para indicar que el Nitrógeno es menos abundante que el Fósforo con respecto a la demanda metabólica del fitoplancton (Redfield, 1958).

Sin embargo, hay algunos problemas al usar el índice de Redfield como indicador de la limitación de nutrientes. Primero, hay evidencias de que el rango óptimo puede variar para muchos tipos de algas; segundo, la limitación de los nutrientes comúnmente es asumida sin realizar otras pruebas, y existen otros factores que la pueden alterar; tercero, el uso de la relación N: P en la columna de agua se basa en la suposición de que el aporte de nutrientes es constante o estacionario, sin embargo los nutrientes son aportados generalmente en pulsos y la relación N: P es alterada constantemente tanto por esas pulsaciones como por los índices de consumo. Por lo tanto, las relaciones N: P en la columna de agua, son inadecuados para determinar que nutriente es el limitante, especialmente cuando existe más de un grupo de algas (Fong et al, 1993).

Existen dos consideraciones básicas sobre el consumo de nutrientes por el fitoplancton. La primera contempla que a bajas concentraciones de nutrientes, el índice de consumo es dependiente de la concentración, y la segunda que la producción total del fitoplancton es directamente proporcional a la concentración inicial del nutriente limitante e independiente al índice de crecimiento del fitoplancton (Parsons et al, 1977).

Cuando no hay estrés por limitación de nutrientes, los índices de consumo muestran una curva en forma de hipérbola en respuesta a la intensidad de la luz similar a la relación fotosíntesis – luz. Esta respuesta también puede ser representada utilizando la ecuación de Michaelis – Menten, pero hay que tener en cuenta algunas consideraciones. La primera es que la curva concentración de nutrientes – luz muestra valores positivos aún en condiciones de total oscuridad, porque algunos nutrientes como el amonio y el nitrato pueden ser absorbidos en la oscuridad a baja escala, y la segunda que el consumo de nutrientes puede ser deprimido con intensidades de luz fuertes (por encima del 10 ó 25% de la iluminación

en superficie) de la misma manera que se observa la fotoinhibición en las respuestas fotosíntesis – luz (Parsons et al, 1977).

Los estudios sobre la limitación de los nutrientes se basan principalmente en bioensayos y en las concentraciones relativas de NID y de PID en aguas costeras. Tanto en estas aguas como en las oceánicas el PID generalmente se presenta en exceso mientras que el NID esta cerca o debajo de los niveles de detección (Ryther y Dunstan, 1971), con el resultado de las relaciones NID: PID son usualmente menores que las relaciones N: P del fitoplancton. La relación media NID: PID ha sido calculada como 26:1 y en algunos ríos puede llegar a sobrepasar los 100, y la relación de los disueltos totales puede llegar a ser aún mayor.

Dada la importancia del reciclado de nutrientes en los estuarios, las principales causas podrían ser la desnitrificación o la liberación más rápida de Fósforo que de Nitrógeno por parte de la materia orgánica, de los sólidos en suspensión o del sedimento (Howarth *et al.* 1988, Froelich 1988).

El crecimiento de las algas y la acumulación de biomasa están influenciadas por los patrones de circulación en los estuarios. Cuando el agua del río empieza a mezclarse con el agua de mar, las partículas transportadas por el río, floculan y se precipitan en la capa inferior. Una vez en el fondo o en la interfase, pueden ser resuspendidas por diferentes factores, como cambios en el caudal, en el viento o la marea. Esta acumulación en la interfase o en el fondo provoca un máximo de turbidez. Dentro de este máximo de turbidez la biomasa del fitoplancton puede decaer debido a la falta de luz provocada por las partículas en suspensión y los cambios de salinidad. Un máximo de clorofila influye también en la limitación de nutrientes en los estuarios. Estos producen en zonas donde el agua superficial es clara, las algas se acumulan y los nutrientes decaen como resultado del consumo y la dilución con el agua marina pobre en nutrientes. El desarrollo de un máximo de clorofilas esta asociado con el decaimiento de los niveles de nutrientes. (Fisher *et al.*, 2001).

El grado en que el Nitrógeno o el Fósforo limitan la biomasa total del sistema es aparentemente función de las pérdidas en el mismo. Cuanto más cerrado sea un sistema, más probable es que sea limitado por el Fósforo (Smith, 1984).

Se ha demostrado que pueden existir células limitadas en su desarrollo por un nutriente aunque su concentración en el medio no sea considerada como limitante, y por el contrario, puede haber células sin limitación en su desarrollo por un elemento ausente en el medio

pero acumulado en su interior. Son los contenidos intracelulares los que determinan el factor limitante de crecimiento y no las concentraciones externas disponibles.

Fong *et al.* (1993) concluyeron en su trabajo que la limitación por Nitrógeno es mucho más común que la limitación por Fósforo, independiente de sus rangos de aportación. El Nitrógeno controla directamente a las macroalgas más que a las cianobacterias o al fitoplancton. La biomasa no está directamente controlada por el aporte de Fósforo para ninguno de los grupos de algas, sin embargo, el aporte de Fósforo es más importante para las cianobacterias y para el fitoplancton. También concluyeron que la importancia del Nitrógeno y el Fósforo cambian con la estación. El Fósforo es más importante en primavera que en verano, especialmente para las cianobacterias.

2.3. Modelos de nutrientes

2.3.1. Modelos de nutrientes y su aplicación. Procesos de difusión

El modelado biogeoquímico involucra la simulación matemática de varios constituyentes biológicos y geoquímicos en un intento de comprender los ciclos de estos constituyentes y los procesos que afectan sus distribuciones. Sin embargo, los modelos biogeoquímicos dependen intrínsecamente de los datos, ya que sin ellos, poca aplicabilidad tendrán en la resolución de los problemas (Gregg, 1997).

Los tipos de modelos biogeoquímicos actualmente en uso son diversos, y van desde planteamientos simples hasta complejas investigaciones multidisciplinarias con muchos componentes. No obstante, generalmente todos contienen un componente biológico de nivel bajo en la cadena trófica (usualmente fitoplancton representado por la clorofila), al menos un nutriente que es requerido para el crecimiento y consumo de nutrientes, y un segundo nivel trófico (zooplancton o bacterias) para regenerar los nutrientes y consumir la biomasa fitoplanctónica (Gregg, 1997).

La modelación matemática de los contaminantes en el mar es similar al modelado en aguas dulces. Los modelos primarios se concentran en los procesos físicos de dispersión del contaminante y los procesos químicos o bioquímicos de remoción o reciclado. Los modelos secundarios son usados para interpretar los cambios biológicos que van a ser resultado de los cambios predichos en la concentración (James, 1978).

Los estuarios son la mayor fuente de materiales de desecho en el mar. En muchos casos los estuarios reciben descargas importantes tanto urbanas como industriales. La mayoría de los

modelos biológicos desarrollados se encuentran enfocados con los procesos marinos ordinarios (James, 1978).

El principio general de conservación de la masa, es usado para la formulación de las ecuaciones de los diferentes constituyentes de importancia en el análisis de los problemas de eutrofización, elemento esencial en la dinámica del comportamiento del fitoplancton. En su forma más sencilla, estas ecuaciones definen la concentración de un nutriente y, directa o indirectamente, relacionan el crecimiento del fitoplancton con su disponibilidad. En sus formas más complejas, pueden incorporar la interacción entre varios nutrientes, la especificación de diferentes especies de fitoplancton y las relaciones depredador – presa entre diferentes niveles tróficos (O'Connor, 1981).

Los constituyentes básicos del análisis son los nutrientes, el fitoplancton y el zooplancton, desarrollándose una ecuación de balance de masas para cada uno de ellos. La ecuación de balance de masa es de fundamental importancia para explicar los cambios de concentraciones en el ambiente marino. El concepto se basa (Runker y Bencala 1975) en la suposición de que la acumulación de masa en una unidad de volumen de agua es igual a la diferencia entre la masa que entra y la que sale de ese volumen de agua, (ver figura 2.4):

$$Acumulacion = masa(entra) - masa(sale)_{(t)} \quad (2.1)$$

donde cada término de la ecuación esta expresado en unidades de masa por tiempo [M/T]^(*)

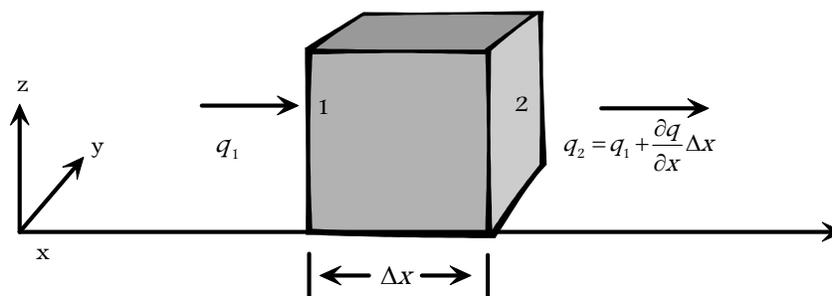


Figura 2.4. Volumen de control usado para desarrollar la ecuación de balance de masa, considerando únicamente los flujos en la dirección x.

La ecuación de balance de masa descrita anteriormente se desarrolla considerando los flujos de entrada y salida en un volumen de control. Para simplificarlo se asume que el flujo es espacialmente uniforme, de tal manera que la velocidad y el volumen no cambian con el tiempo. Finalmente se considera únicamente que el flujo viaja en dirección x, despreciando

los flujos en y y en z . Haciendo esto se asume también que la concentración varía solamente en sentido del flujo (x) y que la masa del soluto esta uniformemente distribuida en la sección transversal del flujo (Fischer *et al.*, 1979). La primera ecuación describe el cambio de masa con respecto al tiempo, y viene dada por:

$$Acumulacion = \frac{\Delta m}{\Delta t} = \frac{\partial m}{\partial t} \quad (2.2)$$

donde m es la masa y t es el tiempo. Si la masa es igual a la concentración por el volumen y asumiendo el volumen constante:

$$Acumulacion = V \frac{\partial C}{\partial t} \quad (2.3)$$

donde V es el volumen [L^3] y C es el la concentración del soluto [M/L^3]. El lado derecho de la ecuación (2.1) esta desarrollado considerando el flujo del soluto a través de las superficies 1 y 2 en la figura 2.4. El flujo q esta definido como la masa de soluto que atraviesa una unidad de área por unidad de tiempo. El flujo que entra en el volumen de control es $q1$ y el que sale es $q2$. Cabe notar que $q2$ es igual al flujo que entra en el volumen de control ($q1$) más el cambio del flujo dentro del volumen de control:

$$q_2 = q_1 + \frac{\partial q}{\partial x} \Delta x \quad (2.4)$$

donde Δx es la longitud del volumen de control [L].

Si ahora se consideran los flujos individuales debido a la advección y la dispersión, el flujo advectivo en el volumen de control (a través de la superficie 1) es igual al producto de la velocidad advectiva, $U(L/T)$, y la concentración del soluto en la superficie 1, C_1 :

$$Flujo\ entra_{adv} = q1_{adv} = UC_1 \quad (2.5)$$

Empleando la ecuación 2.4, el flujo advectivo que sale del volumen de control (a través de la superficie 2) es:

$$\text{Flujo sale}_{adv} = q_{2adv} = UC_2 = UC_1 + U \frac{\partial C}{\partial x} \Delta x \quad (2.6)$$

donde C_2 es la concentración del soluto en la superficie 2.

Los flujos debido a la dispersión se desarrollan considerando la ley de dispersión de Fick, que establece que el flujo de masa debido a difusión molecular es proporcional al gradiente de concentración, dC/dx . Esta ley puede ser usada para describir el flujo de masa dispersiva, y esta dada por:

$$q_{disp} = -D_L \frac{\partial C}{\partial x} \quad (2.7)$$

donde D_L es una constante proporcional conocida como coeficiente de difusión [L^2/T]. El flujo dispersivo que entra y sale del volumen de control es:

$$\text{Flujo entra}_{disp} = q_{1disp} = -D_L \left. \frac{\partial C}{\partial x} \right|_1 \quad (2.8)$$

$$\text{Flujo sale}_{disp} = q_{2disp} = -D_L \left. \frac{\partial C}{\partial x} \right|_2 = - \left[D_L \left. \frac{\partial C}{\partial x} \right|_1 + D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \Delta x \right] \quad (2.9)$$

Una ecuación diferencial correspondiente a la ecuación 2.1 puede ensamblarse usando los términos de acumulación y flujo descritos anteriormente, las ecuaciones 2.3, 2.5, 2.6, 2.8, y 2.9 se combinan para dar:

$$V \frac{\partial C}{\partial t} = \left[AUC_1 - AD_L \left. \frac{\partial C}{\partial x} \right|_1 \right] - \left[AUC_1 + AU \frac{\partial C}{\partial x} \Delta x - AD_L \left. \frac{\partial C}{\partial x} \right|_1 - AD_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \Delta x \right] \quad (2.10)$$

donde A es la sección transversal del flujo [L^2]. Puesto que cada flujo esta especificado en base a una unidad de área, los flujos se multiplican por A para obtener las unidades usadas en la ecuación 2.1 [M/T]. Empleando la relación $V = Ax$, la ecuación 2.10 queda simplificada de esta manera:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -U \frac{\partial C}{\partial x} + D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (2.11)$$

Esta es la Ecuación de Advección - Difusión unidimensional con coeficientes constantes (D_L es constante en el tiempo y en el espacio) y describe la variación espacial y temporal de un soluto con concentración C en un medio con velocidad U (Runkel y Bencala, 1995).

Las ecuaciones anteriores describen el proceso de difusión molecular. Sin embargo, los movimientos de cualquier fluido son casi siempre de tipo turbulento. El flujo turbulento se manifiesta cuando el número de Reynolds, que indica la relación entre las fuerzas de inercia y las viscosas, es grande (en la práctica superior a un valor aproximado de 3000). Si bien es difícil definir el movimiento turbulento de un fluido, la turbulencia puede ser detectada por una serie de fenómenos asociados a ella:

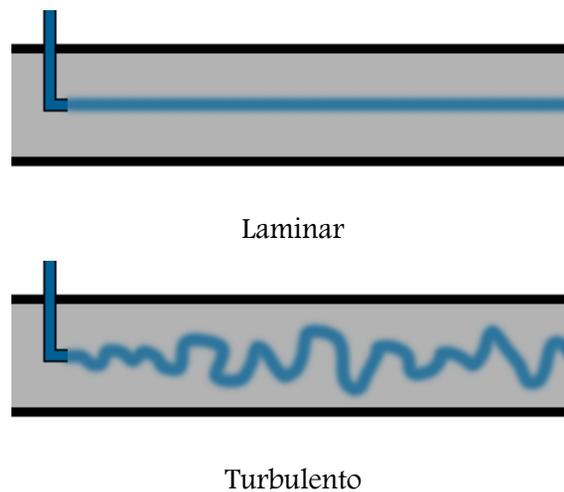


Figura 2.5. Experimento de Reynolds.

Una partícula colocada en un punto cualquiera de un fluido se expande mucho más rápido en flujo turbulento que en flujo laminar. Una demostración clásica es el experimento de Reynolds (figura 2.5), que consiste en introducir colorante en un fluido situado en el interior de un tubo; en flujo laminar, el colorante describe una trayectoria rectilínea respecto al punto donde se ha introducido, mientras que en flujo turbulento el colorante se expande rápidamente en todas direcciones en el fluido.

Las velocidades medidas en un punto del fluido son inestables y tienen cierta componente aleatoria. En la figura 2.6 puede observarse la velocidad longitudinal en flujo laminar y en flujo turbulento, comprobándose que en este último existen un conjunto de fluctuaciones

por encima y por debajo de la velocidad media. Estas fluctuaciones en flujo turbulento no serán solo de la velocidad sino también de otras propiedades del fluido y el flujo: presión, densidad, temperatura, y concentración, por citar algunas.

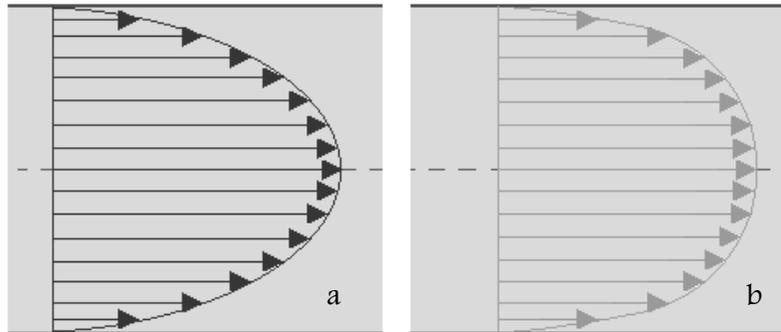


Figura 2.6. Velocidad en flujo laminar (a) y turbulento (b).

Los valores de la concentración y la velocidad de una nube de partículas pueden representarse como la suma de su valor medio y de sus valores de fluctuación:

$$\begin{aligned}
 C &= \bar{C} + C' \\
 u &= \bar{u} + u' \\
 v &= \bar{v} + v' \\
 w &= \bar{w} + w'
 \end{aligned}
 \tag{2.12}$$

donde

$$\bar{C} = \frac{1}{T} \int_0^T C dt
 \tag{2.13}$$

$$\bar{u}_i = \frac{1}{T} \int_0^T u_i dt
 \tag{2.14}$$

Asimismo, se cumple que:

$$\bar{C}' = \frac{1}{T} \int_0^T C' dt = 0
 \tag{2.15}$$

$$\bar{u}_i' = \frac{1}{T} \int_0^T u_i' dt = 0
 \tag{2.16}$$

Sustituyendo las expresiones (2.12) en la ecuación de convección - difusión molecular y promediando a lo largo de un intervalo de tiempo T, y teniendo en cuenta las expresiones (2.15) y (2.16) se llega a:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{C}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} = D \left(\frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial z^2} \right) - \frac{\partial}{\partial x} (\overline{u' C'}) - \frac{\partial}{\partial y} (\overline{v' C'}) - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w' C'}) \quad (2.17)$$

Los tres últimos términos de la expresión anterior son debidos al flujo turbulento. Se trata de términos desconocidos, pero por analogía con la ecuación de difusión molecular se supone que los flujos turbulentos son proporcionales a los gradientes de concentración. Entonces, bajo estas hipótesis se tiene que:

$$\overline{u'_i C'} = -K_i \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_i} \quad (2.18)$$

donde K_i son las componentes del vector de coeficientes de difusión turbulenta. Estos coeficientes no son constantes puesto que dependen de la posición y del tiempo.

Sustituyendo la expresión (2.18) en (2.17) se llega a la ecuación de difusión turbulenta:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{u}_i \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_i} = D \nabla^2 \bar{C} + \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_i \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_i} \right) \quad (2.19)$$

En la mayoría de los casos, los coeficientes de difusión turbulenta son mucho mayores que los coeficientes de difusión molecular, por lo que estos últimos suelen omitirse. Además, en los problemas prácticos, la turbulencia a menudo no es homogénea, por lo que se asumen coeficientes variables espacialmente, con lo que la ecuación de difusión queda en la forma:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} + w \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (2.20)$$

donde la concentración como las componentes del vector velocidad son valores promediados.

A veces se asume simetría con respecto a la dirección z , de modo que $K_x = K_y = K_L$, donde K_L es el coeficiente de difusión turbulenta horizontal y K_z es el coeficiente de difusión turbulenta vertical, y la ecuación (2.20) queda transformada en:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} + w \frac{\partial C}{\partial z} = K_L \left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (2.21)$$

donde los coeficientes K_L y K_z pueden depender de la coordenada vertical z y del tiempo.

Diversos investigadores han tratado de cuantificar estos coeficientes, obteniéndose una gran diversidad de resultados. Para K_z se han obtenido valores que se encuentran entre 0.3 y 30 $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ y para K_L valores que oscilan entre 5.0×10^5 y $1.0 \times 10^8 \text{ cm}^2 \text{s}^{-1}$.

Los primeros constituyentes a los cuales es aplicada esta ecuación son los nutrientes y el fitoplancton. El componente del transporte es similar para cada constituyente ya que están afectados por la hidrodinámica general del sistema. Las reacciones se refieren esencialmente a las transformaciones bioquímicas que ocurren en los nutrientes al ser asimilados y liberados en el crecimiento y muerte del fitoplancton, así como las reacciones químicas que sufren en el mismo medio.

Las concentraciones de los nutrientes a lo largo de un estuario están directamente afectadas por las condiciones hidrodinámicas del sistema, como son el flujo del río, las mareas, aportes puntuales de zonas agrícolas, industriales o urbanas, y meteorológicas como el viento o la temperatura. Asimismo estas concentraciones están afectadas por las reacciones químicas y biológicas que se llevan a cabo dentro del estuario.

Es por lo tanto importante contar con un gran número de datos, para poder lograr así resultados de mayor fiabilidad y que se ajusten lo mas posible a la realidad del sistema. Dentro de los parámetros hidrodinámicos que se necesitan están el flujo de río, datos del prisma de mareas y perfiles verticales de velocidades para cada punto donde se hacen los muestreos. Dentro de los parámetros químicos y biológicos, y dependiendo de las posibilidades de análisis, de tiempo o de recursos con que se cuente, se pueden contar perfiles de salinidad, de cada tipo de nutriente a estudiar, temperatura, pH, sólidos en suspensión, clorofila, respiración del fitoplancton, consumo de nutrientes por el fitoplancton, excreción bacteriana, fitoplancton, zooplancton, peces, regeneración en el

bentos, concentración de oxígeno, etc., y el modelo varia de complejidad de acuerdo con el nutriente que se estudia ya que el Nitrato tiene mas especies que el fosfato o el Silicio.

2.3.2. *Antecedentes de modelos de nutrientes*

Durante varios años se han utilizado modelos para analizar diferentes ríos y estuarios con diferentes objetivos, sobre todo para evaluar la calidad del agua de esos sistemas, y los efectos de la actividad humana sobre ellos.

James y Head (1972) estudiaron el efecto de las descargas en las concentraciones del Nitrógeno y del Fósforo en el mar del norte. Encontraron que había un efecto localizado de fertilización en las aguas cerca de la boca del estuario. Asimismo Wofsy (1983) desarrolló un modelo simple para predecir los coeficientes de extinción y la biomasa fitoplanctónica en aguas eutróficas, basándose en un modelo para limitación del crecimiento del fitoplancton por la luz. Los parámetros fueron evaluados usando medidas del coeficiente de extinción total, la profundidad de la capa de mezcla, la concentración de clorofila, y la concentración de sedimentos en suspensión. Se dedujeron ecuaciones para la capacidad de los ríos contaminados para asimilar nutrientes antropogénicos. Bierman y Dolan (1986), calibraron un modelo determinístico espacialmente segmentado con una gran cantidad de datos obtenidos en la Bahía de Saginaw, en el lago Hurón entre 1974 y 1975. Las diferencias significativas entre los datos del campo y los resultados del modelo fueron determinadas utilizando la prueba de T de Student. No encontraron diferencias significativas en el 86% de los transectos de muestreo en los segmentos principales.

Los modelos mejorados para calidad de aguas QUAL2E Y QUAL2E – UNCAS, desarrollados por el Laboratorio de investigación ambiental de la USEPA (1987) son unos modelos cuyo objetivo primario es el de ser usados como una herramienta capaz de simular el comportamiento de los componentes hidrológicos y de calidad de agua en un sistema de corrientes.

La ecuación básica resuelta por el QUAL2E es la ecuación unidimensional de transporte de masa por advección. – dispersión, la cual es integrada numéricamente en el espacio y en el tiempo para cada constituyente de la calidad del agua. Esta ecuación incluye los efectos de advección, dispersión, dilución, reacciones constituyentes, interacciones, fuentes y pérdidas.

Chalup y Laws (1990) realizaron cultivos de una microalga en diferentes condiciones de limitación de luz y de nitrato para examinar la exactitud de ciertas predicciones de modelos

de crecimiento de algas. Encontraron que la razón N:C estaba únicamente relacionada con su índice de crecimiento, pero sin embargo no había una relación única entre la razón Cl a: C y el índice relativo de crecimiento. Se encontró que ciertos parámetros o combinaciones de parámetros que aparecen en modelos de crecimiento con saturación de nutrientes son independientes del índice relativo de crecimiento a una irradianza fija o únicamente correlacionados con el índice relativo de crecimiento. Saber esto facilita la extensión de modelos de crecimiento con saturación de nutrientes a condiciones de limitación de los mismos.

Ambrose *et al.* (1991) desarrollaron el modelo WASP 5x. (Water Quality Analysis Simulation Program), para el Laboratorio de Investigación Ambiental de la USEPA. Este es un programa de modelado de compartimentos dinámicos para sistemas acuáticos, que incluye tanto la columna de agua como el bentos. Las variaciones temporales de los procesos de advección, dispersión, la carga de materia puntual y difusa y el intercambio entre fronteras están representadas en el programa básico. La calidad de agua está representada en subrutinas que pueden ser escogidas del menú o escritas por el usuario.

El WASP5 permite al usuario, estructurar modelos de una, dos o tres dimensiones; permite la especificación de coeficientes de intercambio en variables temporales, flujos advectivos, descargas urbanas, y condiciones de límite de calidad de agua.

Modelo Hidrodinámico (DYNHYD5): El DYNHYD5 es una mejora del modelo del estuario del Potomac (DYNHYD2) de Roesch *et al.* (1979), el cual era un componente del Modelo dinámico de Estuarios (Feigner and Harris, 1970). El DYNHYD5 resuelve las ecuaciones unidimensionales de continuidad y momentum.

Modelo de Calidad de Agua: Los compartimentos dinámicos del WASP5 pueden ser usados para analizar una variedad de problemas de calidad de agua en diversos dominios acuáticos, como ríos, lagos, presas, estuarios y aguas costeras.

Modelo de eutrofización (EUTRO4): Es una versión simplificada del Modelo de eutrofización del Potomac, PEM (Thomann y Fitzpatrick, 1982). El EUTRO4 puede ser usado en varios niveles de complejidad para simular algunas o todas las variables involucradas: transporte e interacción entre nutrientes, fitoplancton, material carbónico, y oxígeno disuelto en el ambiente acuático. El EUTRO4 puede simular el transporte y las reacciones de transformación de hasta ocho variables de estado, considerando cuatro sistemas que interactúan: la cinética del fitoplancton, el ciclo del fósforo, el ciclo del nitrógeno y el

balance del oxígeno disuelto. La ecuación general de masa del WASP5 se resuelve para cada variable de estado.

Hoch, Ménesguen y Bentley (1993) realizaron un modelo simple del ciclo del Nitrógeno para el canal de la Mancha, basado en la circulación a largo término. Este modelo de cajas permite la descripción del florecimiento del fitoplancton en primavera en todo el canal. El modelo también muestra la influencia del aporte de nutrientes de los ríos en la concentración de clorofila a lo largo de la costa francesa.

Chapelle, Lazure y Ménesguen (1993) desarrollaron un modelo para estudiar la eutrofización de la Bahía de Vilaine. Se trata de un modelo tridimensional hidrodinámico y un modelo biológico que simula los ciclos del Fósforo y del Nitrógeno así como el oxígeno disuelto. Para conjugar los dos modelos, las corrientes advectivas calculadas por el modelo hidrodinámico fueron promediadas espacial y temporalmente. El modelo ecológico de cajas resultante simula la evolución estacional de los nutrientes, fitoplancton y oxígeno razonablemente bien y reproduce la heterogeneidad espacial de la bahía.

Wen y Peters (1994) desarrollaron un modelo predictivo de la excreción de Fósforo y Nitrógeno por parte del zooplancton tanto en agua dulce como marina. La excreción de Fósforo y Nitrógeno por parte del zooplancton tiene importantes implicaciones en los ciclos de estos nutrientes en los ecosistemas acuáticos. Concluyen que este tipo de modelos puede proveer una base para posteriores análisis empíricos de la excreción de nutrientes por el zooplancton y como medio de predecir el destino de los nutrientes en los ecosistemas acuáticos.

En el modelado del fitoplancton hay que tener en cuenta que el coeficiente de crecimiento del fitoplancton está directamente relacionado con la temperatura en climas moderados. Es dependiente de la intensidad de la luz y la concentración de los nutrientes hasta llegar a condiciones de limitación o saturación. El efecto de las condiciones no óptimas de luz reduce el índice de crecimiento. Teniendo en cuenta que, en un ambiente natural, la intensidad de la luz decrece con la profundidad, (lo que se define a través de un coeficiente de extinción), también la intensidad de la luz en la superficie varía a lo largo del día. El efecto de la luz en el crecimiento es entonces promediado en el tiempo a lo largo de día y verticalmente con la profundidad. La pérdida del fitoplancton es causada por respiración endógena, asentamiento y depredación por zooplancton (coeficiente de depredación), según O'Connor (1981). Otros modelos hidrodinámicos, como el COHERENS (Luytens, 1999),

desarrollado entre 1990 y 1998, tienen acoplado un módulo biológico que simula los ciclos de los procesos biológicos y los resuelve estacionalmente.

El sistema en el zooplancton es análogo al del fitoplancton. El zooplancton crece de acuerdo a la disponibilidad de alimento, el fitoplancton. El zooplancton a su vez es depredado por niveles más altos de la cadena trófica y tiene pérdidas por respiración endógena y mortalidad. Los productos de su excreción pueden ser fuentes importantes de nutrientes. Además, al contar con el hecho de que el zooplancton depreda más de lo que consume, se introduce un coeficiente de eficiencia en las ecuaciones. Para simplificar el análisis se considera a los niveles más altos de la cadena como una constante empírica (O'Connor, 1981).

La mayoría de los modelos a los que se hace referencia están diseñados para ser usados en sistemas bien mezclados o poco estratificados. Son muy escasos los casos donde se modela un sistema altamente estratificado como el caso del Estuario del Ebro, mediante modelos bicapa como el que se explica a continuación.

2.3.3. Modelo MIKE 12

Desarrollado por el Instituto Hidráulico Danés (DHI) el MIKE 12 (DHI, 1992) es un paquete de software integrado, que une a diferentes módulos independientes a través de un menú estructurado.

Se pueden ejecutar uno o más de los módulos siguientes:

NAM – *Catchment Runoff*: que computa la hidrografía de las escorrentías.

HD – Hidrodinámica: computa los niveles de superficie libre, niveles de interfase y flujos y densidades (o temperatura y salinidades) en ambas capas.

AD – Advección-Dispersión: computa la dispersión/convección de un material disuelto o en suspensión.

WQ – Calidad de agua

El núcleo del sistema del MIKE 12 consiste en el módulo de Hidrodinámica (HD) que es capaz de simular flujos inestables idealizados de dos capas en una red de canales abiertos. Los resultados de una simulación HD consisten en series de tiempo de niveles de agua, de niveles de interfase, descargas y densidades (temperaturas y salinidades) para ambas capas. Asociado al módulo HD, está la lluvia – escurrimientos (NAM) que puede ser usado para

generar flujos de entrada al módulo HD. Los cálculos de Advección – Dispersión (AD) y de calidad de agua son llevados a cabo por separado utilizando los resultados del módulo HD. Además puede usarse un módulo estadístico para analizar los archivos resultantes.

El módulo HD del MIKE 12 puede ser definido como un modelo implícito de diferencias finitas para el cálculo de un flujo idealizado inestable estratificado de dos capas en ríos, embalses y estuarios. La descripción hidrodinámica está basada en la integración vertical (en cada capa) de las ecuaciones de Saint Venant, de continuidad y conservación del momentum, donde también se incluyen los efectos de presión por fricción producidos por el viento y por la interfase, mezcla a través de la interfase por *entrainment*, flujos laterales y gradientes laterales de densidad.

El estuario es modelado como un flujo unidimensional con dos capas, donde la densidad (temperatura y salinidad) esta verticalmente integrada. Se deben hacer una serie de suposiciones para transformar la ecuación de continuidad y las tres ecuaciones de momentum en una ecuación verticalmente integrada de continuidad y una de momentum para ambas capas, así también para hacer algunas simplificaciones:

1. El agua es incompresible y verticalmente homogénea en cada capa.
2. La pendiente del fondo es pequeña.
3. La longitud de onda es lo suficiente grande comparada con la profundidad, asegurando que el flujo es siempre paralelo al fondo.
4. Las variaciones temporales de densidad en un punto fijo son lo suficientemente pequeñas para ser despreciadas en las ecuaciones hidrodinámicas.

Después de considerar lo anterior, las ecuaciones de continuidad y de momentum pueden ser formuladas para las dos capas:

Capa superior (Continuidad)

$$\frac{\delta A_1}{\delta t} + \frac{\delta Q_1}{\delta x} - e_0 + e_1 = q_1 \quad (2.22)$$

Capa superior (Momentum)

$$\frac{\partial Q_1}{\partial t} + \frac{\partial \left(\alpha \frac{Q_1^2}{A_1} \right)}{\partial x} + g A_1 \frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{1}{2} g A_1 y_1 \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial \rho_1}{\partial x} - T_w + T_i + T_{1b} = 0 \quad (2.23)$$

Capa inferior (Continuidad)

$$\frac{\delta A_0}{\delta t} + \frac{\delta Q_0}{\delta x} - e_0 + e_1 = q_0 \quad (2.24)$$

Capa inferior (Momentum)

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_0}{\partial t} + \frac{\partial \left(\alpha \frac{Q_0^2}{A_0} \right)}{\partial x} + \frac{\rho_1}{\rho_0} g A_0 \frac{\partial h_1}{\partial x} + \Delta_{g A_0} \frac{\partial h_0}{\partial x} + \\ g A_0 y_1 \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_1}{\partial x} + \frac{1}{2} g A_0 y_0 \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial x} - T_i + T_{0b} = 0 \end{aligned} \quad (2.25)$$

El cálculo de la temperatura y la salinidad se realiza después del de las descargas en la superficie y la interfase ya que sus variaciones temporales pueden despreciarse en las ecuaciones de continuidad y de momentum. Aunque sus variaciones espaciales y temporales están reflejadas en las ecuaciones unidimensionales de advección – dispersión, como se ve en las siguientes ecuaciones:

Capa superior

$$\begin{aligned} \frac{\partial (A_1 C_1)}{\partial t} + \frac{\partial (Q_1 C_1)}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x} \left(A_1 D_1 \frac{\partial C_1}{\partial x} \right) = \\ e_0 C_0 - e_1 C_1 + q_1 C_{s1} - A_1 K_0 C_1 \end{aligned} \quad (2.26)$$

Capa inferior

$$\begin{aligned} \frac{\partial (A_0 C_0)}{\partial t} + \frac{\partial (Q_0 C_0)}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x} \left(A_0 D_0 \frac{\partial C_0}{\partial x} \right) = \\ e_1 C_1 - e_0 C_0 + q_0 C_{s0} - A_0 K_1 C_0 \end{aligned} \quad (2.27)$$

Donde encontramos que:

| | |
|------------------|--|
| C_1, C_0 | concentración (unidades arbitrarias) |
| D_1, D_0 | coeficiente de dispersión (m^2s^{-1}) |
| e_1, e_0 | entrainment (hacia arriba y hacia abajo) |
| A_1, A_0 | área de la sección transversal (m^2) |
| K_1, K_0 | coeficiente lineal de decaimiento (s^{-1}) |
| C_{s1}, C_{s0} | concentración fuente/sumidero |
| q_1, q_0 | flujo lateral (m^2s^{-1}) |
| x | coordenada espacial (m) |
| t | coordenada temporal (t) |
| Q_0, Q_1 | caudal en cada capa (m^3s^{-1}) |
| g | aceleración gravitacional |
| h_1, h_0 | elevación de la superficie y de la interfase |
| ρ_1, ρ_0 | densidad en cada capa |
| T_b y T_i | fricción en el fondo e interfase |
| T_w | fricción del viento |

El subíndice 0 corresponde a la capa inferior mientras que el 1 corresponde a la superior. Las figuras 2.7 y 2.8 representan esquemáticamente algunos de los parámetros referidos en las ecuaciones.

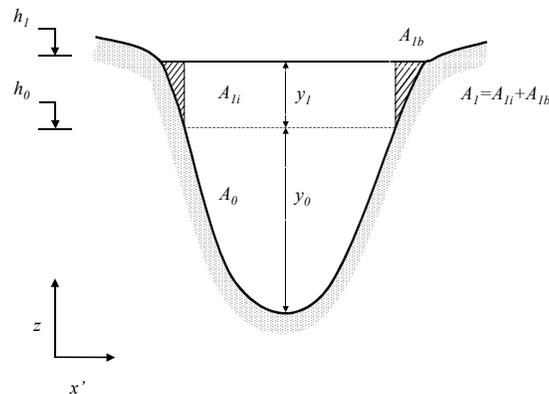


Figura 2.7. Esquemización sección transversal (DHI, 1992)

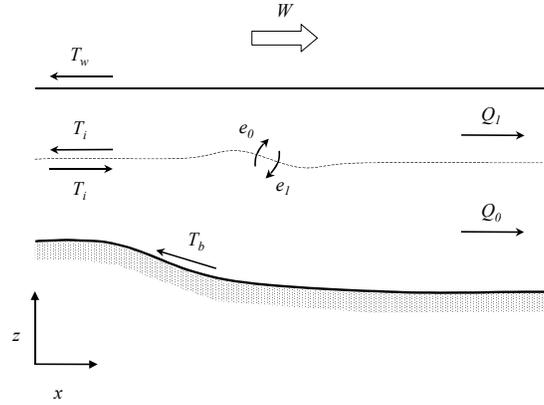


Figura 2.8. Esquematación de la sección longitudinal del río (DHI, 1992)

Los términos más importantes se describen en las ecuaciones 2.28 – 2.35:

$$e_0 = \frac{f_1 R_1 (|V_{1i}| + |U_F|)^3 B_i}{\Delta g y_i + f_1 (|V_{1i}| + |U_F|)^2} \quad (2.28)$$

$$e_1 = \frac{f_0 R_0 |V_0|^3 B_i}{\Delta g y_0 + f_0 |V_0|^2} \quad (2.29)$$

$$\alpha = \frac{A}{Q^2} \int_A u^2 dA \quad (2.30)$$

$$\Delta = \frac{\rho_0 - \rho_1}{\rho_1} \quad (2.31)$$

$$T_w = t_{fac} \frac{1}{2} f_w \frac{\rho_a}{\rho_1} W_{10}^2 B \cos \phi \quad (2.32)$$

$$T_i = \frac{1}{8} f_i B_i^{-1} \left(\frac{Q_{1i}}{y_i} - \frac{Q_0}{\sqrt{R_{0^*} H_{0^*}}} \right) \left| \left(\frac{Q_{1i}}{y_i} - \frac{Q_0}{\sqrt{R_{0^*} H_{0^*}}} \right) \right| \quad (2.33)$$

$$T_{1b} = \frac{g Q_{1b} |Q_{1b}|}{M^2 R_{1b^*}^{4/3} A_{1b}} \quad (2.34)$$

$$T_{0b} = \frac{gQ_0 |Q_0|}{M^2 R_0^{4/3} A_0} \quad (2.35)$$

Las ecuaciones de *momentum* descritas anteriormente, requieren de condiciones densimétricas de flujo subcrítico (ecs. 2.36 – 2.37), lo que significa que se necesitan Números de Froude densimétricos con valores menores a 1.

$$Fr_1^2 = \frac{Q_i^2}{(\Delta g y_i^3 B_i^2)} < 1 \quad (2.36)$$

$$Fr_0^2 = \frac{Q_0^2 B_i}{(\Delta g A_0^3)} < 1 \quad (2.37)$$

Pero si el valor del Número de Froude es mayor a 1 (condiciones de flujo supercrítico), las ecuaciones pueden ser reducidas despreciando el término de momentum convectivo, tal y como muestran las ecuaciones 2.38 y 2.39. La transición de condiciones de flujo subcrítico a flujo supercrítico se da linealmente.

Capa superior

$$\frac{\partial Q_1}{\partial t} + gA_1 \frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{1}{2} gA_1 y_1 \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial \rho_1}{\partial x} - T_w + T_i + T_{1b} = 0 \quad (2.38)$$

Capa inferior

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_0}{\partial t} + \frac{\rho_1}{\rho_0} gA_0 \frac{\partial h_1}{\partial x} + \Delta g A_0 \frac{\partial h_0}{\partial x} + \\ gA_0 y_1 \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_1}{\partial x} + \frac{1}{2} gA_0 y_0 \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial x} - T_i + T_{0b} = 0 \end{aligned} \quad (2.39)$$

Una vez que se conocen las ecuaciones que describen la hidrodinámica, es necesario implementarlas en un modelo numérico. El módulo HD del MIKE 12, es un modelo implícito de diferencias finitas. Las variables computadas son las descargas de ambas capas (Q_I, Q_D), la elevación es del nivel de superficie (h_I) y el nivel de la interfase (h_D), así como la temperatura (t_I, t_D) y la salinidad (s_I, s_D) para ambas capas. Se debe definir al principio una malla que represente la red de canales, y es una cadena de descargas alternadas (puntos Q) y puntos de elevación (puntos h). Los puntos h, concuerdan con los puntos de las secciones

transversales definidas por el usuario y son puntos donde los niveles de superficie y de interfase son computados. Mientras los valores de las descargas de ambas capas son calculados en los puntos Q que son colocados a medio camino entre dos puntos h.

La transformación de las ecuaciones de continuidad y momentum, esta basada en el esquema de Abbot de 6 puntos centrados, (ver figura 2.9). Estas ecuaciones son evaluadas en un punto J de la malla computacional y en el instante $n+1/2$. Las ecuaciones de continuidad están centradas en los puntos h, mientras que las ecuaciones de momentum en los puntos Q.

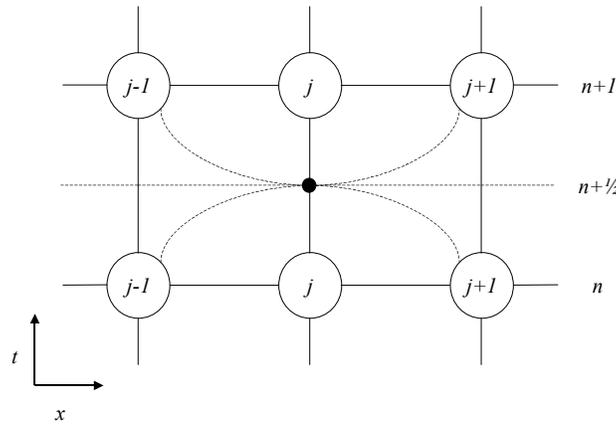


Figura 2.9. Esquema de Abbot de 6 puntos centrados (DHI, 1992)

Se adoptan los conceptos que de almacenaje de anchura (b_{s0} , b_{s1}) para transformar las derivadas de tiempo del área transversal de las ecuaciones de continuidad en derivadas de elevaciones de superficie y de interfase. Entonces las ecuaciones de continuidad (ecs. 2.30 - 2.31) dependen directamente de las elevaciones de superficie y de interfase (h_0 , h_1), así como de las descargas de las capas superior e inferior (Q_0 , Q_1).

$$\frac{\partial A_1}{\partial t} = b_{s1} \frac{\partial h_1}{\partial t} - b_{s0} \frac{\partial h_0}{\partial t}$$

$$\frac{\partial A_0}{\partial t} = b_{s0} \frac{\partial h_0}{\partial t}$$

Capa superior

$$b_{s1} \frac{\partial h_1}{\partial t} + \frac{\partial Q_1}{\partial x} + \frac{\partial Q_0}{\partial x} - e_0 + e_1 = q_1 \quad (2.40)$$

Capa inferior

$$b_{s0} \frac{\partial h_0}{\partial t} + \frac{\partial Q_0}{\partial x} + e_0 - e_1 = q_0 \quad (2.41)$$

Una vez que todas las ecuaciones que tienen lugar en la hidrodinámica del estuario están definidas, hay que transformarlas en una forma discreta que permita su implementación numérica y finalmente resolver un sistema lineal de ecuaciones. Lo primero que hay que hacer es transformar las derivadas de las ecuaciones de continuidad. Como se ha mencionado anteriormente, las ecuaciones de continuidad están centradas en los puntos h porque las derivadas de altura están en sentido del tiempo y si se quiere emplear el esquema de Abbot centrado de 6 puntos, es el único camino a seguir. Entonces, la derivada temporal de la elevación en el tiempo $n + \frac{1}{2}$ y el punto j de la malla depende de las elevaciones en los instantes n y $n + \frac{1}{2}$, tal como se describe en la ecuación 2.42.

$$\frac{\partial h^{n+\frac{1}{2}}}{\partial t_j} \approx \frac{h_j^{n+1} - h_j^n}{\Delta t} \quad (2.42)$$

La derivada espacial de la descarga en el tiempo $n + \frac{1}{2}$ y en el punto j (ec. 2.43) puede ser considerada como un promedio de la derivada centrada en el tiempo $n + \frac{1}{2}$ y otra derivada centrada en el tiempo n con pesos de δ y de $1 - \delta$ respectivamente ($0.5 \leq \delta \leq 1$).

$$\frac{\partial Q^{n+\frac{1}{2}}}{\partial x_j} \approx \frac{1}{x_{j+1} - x_{j-1}} \left[\delta \cdot (Q_{j+1}^{n+\frac{1}{2}} - Q_{j-1}^{n+\frac{1}{2}}) + (1 - \delta) \cdot (Q_{j+1}^n - Q_{j-1}^n) \right] \quad (2.43)$$

Entonces, se obtienen dos series de ecuaciones lineales discretas (2.44 y 2.45) de las ecuaciones de continuidad en los puntos h , cuyos valores desconocidos son las descargas y las elevaciones en el tiempo $n + 1$. Los coeficientes A y B dependen de los valores de las descargas y las elevaciones en sus respectivos instantes (tiempo n), del coeficiente δ , así como del *entrainment* hacia arriba y hacia abajo de los aportes laterales evaluados en el tiempo $n + \frac{1}{2}$.

Capa superior

$$A_1 \cdot Q_{1j-1}^{n+1} + A_2 \cdot Q_{0j-1}^{n+1} + A_3 \cdot h_{1j}^{n+1} + A_4 \cdot Q_{1j+1}^{n+1} + A_5 \cdot Q_{0j-1}^{n+1} = A_6 \quad (2.44)$$

Capa inferior

$$B_1 \cdot Q_{0j-1}^{n+1} + B_2 \cdot h_{0j}^{n+1} + B_3 \cdot Q_{0j+1}^{n+1} = B_4 \quad (2.45)$$

Ya que las ecuaciones de momentum están centradas en los puntos Q , la derivada temporal de la descarga (ec. 2.46) y la derivada espacial de las elevaciones (ec. 2.47) son obtenidas del mismo modo que las ecuaciones anteriores pero cambiando los roles entre las descargas y las elevaciones. Pero en las ecuaciones de momentum aparecen dos nuevas derivadas, las aceleraciones convectivas (ec. 2.48) y las variaciones espaciales de la densidad (ec. 2.49). Los valores de densidad son obtenidos de la aplicación de La Ecuación Internacional del Estado del Agua de Mar, (UNESCO, 1980). Los términos no lineales de las fuerzas del fondo y la interfase (T_b y T_i , respectivamente) tienen una formulación especial (ec. 2.50) para considerar el posible cambio de dirección de la descarga en un determinado paso de tiempo.

$$\frac{\partial Q}{\partial t}_j^{n+\frac{1}{2}} \approx \frac{Q_j^{n+1} - Q_j^n}{\Delta t} \quad (2.46)$$

$$\frac{\partial h}{\partial x}_j^{n+\frac{1}{2}} \approx \frac{1}{x_{j+1} - x_{j-1}} \left[\delta \cdot (h_{j+1}^{n+1} - h_{j-1}^{n+1}) + (1 - \delta) \cdot (h_{j+1}^n - h_{j-1}^n) \right] \quad (2.47)$$

$$\frac{\partial \left(\alpha \frac{Q^2}{A} \right)}{\partial x}_j^{n+\frac{1}{2}} \approx \frac{1}{x_{j+1} - x_{j-1}} \left[\left(\alpha \frac{Q^2}{A} \right)_{j+1}^{n+\frac{1}{2}} - \left(\alpha \frac{Q^2}{A} \right)_{j-1}^{n+\frac{1}{2}} \right] \quad (2.48)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial x}_j^{n+\frac{1}{2}} \approx \frac{\rho_j^{n+1} - \rho_j^n}{x_{j+1} - x_{j-1}} \quad (2.49)$$

$$Q \cdot |Q|_j^{n+\frac{1}{2}} \approx f \cdot Q_j^{n+1} \cdot Q_j^n \cdot \text{sign}(Q) - (f - 1) \cdot Q_j^n \cdot Q_j^n \cdot \text{sign}(Q) \quad (2.50)$$

Así en este caso, se obtienen dos nuevas series de ecuaciones lineales discretas (ecs. 2.51 y 2.52) con los coeficientes C y D , que dependen de los valores de las descargas y las elevaciones en el tiempo (n) y en el tiempo evaluado ($n + \frac{1}{2}$), el coeficiente δ , la constante de gravedad (g) y otros parámetros. Tiene que resaltarse que las constantes dependen de los valores en el tiempo $n + \frac{1}{2}$, tanto en las ecuaciones de momentum y de continuidad, y son calculadas con una iteración doble. La primera iteración emplea los valores en el tiempo n y la segunda los valores de la primera computación.

Capa superior

$$C_1 \cdot h_{1j-1}^{n+1} + C_2 \cdot Q_{1j}^{n+1} + C_3 \cdot Q_{0j}^{n+1} + C_4 \cdot h_{1j+1}^{n+1} = C_5 \quad (2.51)$$

Capa inferior

$$D_1 \cdot h_{1j-1}^{n+1} + D_2 \cdot h_{0j-1}^{n+1} + D_3 \cdot Q_{1j}^{n+1} + D_4 \cdot Q_{0j}^{n+1} + D_5 \cdot h_{1j+1}^{n+1} + D_6 \cdot h_{0j+1}^{n+1} = D_7 \quad (2.52)$$

Finalmente se obtiene un sistema de ecuaciones lineales, pero en vez de resolver la totalidad del sistema al mismo tiempo, se aplica el algoritmo de doble barrido. Este algoritmo, en primer lugar, resuelve el sistema considerando solo los puntos del contorno y las uniones de la red del canal como puntos de cómputo. Una vez el primer sistema es resuelto, entonces se crea una serie de sistemas lineales para cada brazo del canal y se resuelve por separado usando como condiciones de contorno los valores obtenidos en las uniones y las condiciones de contorno externas.

Como se ha mencionado, la temperatura y las concentraciones de salinidad se resuelven usando las ecuaciones de advección - difusión, que son calculadas tanto en los puntos h como en los Q de la malla computacional con un esquema de diferencias finitas centrado en tiempo y espacio. La caracterización esta basada en la conservación de la masa dentro de una caja (figura 2.10) limitada por dos paredes verticales ($j - 1/2$ y $j + 1/2$).

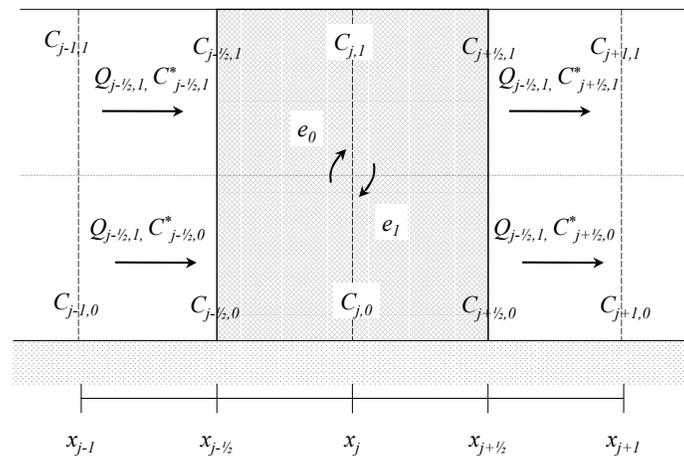


Figura 2.10. Esquema numérico del modelo. (DHI, 1992).

Los valores de la descarga, el volumen de la caja y del área de la sección transversal usados en las ecuaciones discretas de advección - difusión (ecuaciones 2.53 y 2.54) son aquellos obtenidos como resultado de la computación de las ecuaciones de continuidad y de

momentum. En este caso, aparecen los términos de la concentración, los cuales tienen que ser evaluados en el tiempo $n + 1/2$ y como en las ecuaciones de continuidad y momentum, estos se calculan dos veces. La primera vez, se emplean los valores en el tiempo n y la segunda se usan, los valores centrados de la primera computación. Los valores de la concentración en los puntos de la malla espacial $j + 1/2$ y $j - 1/2$ se interpolan linealmente de los valores cercanos.

Capa Superior

$$\begin{aligned} & \frac{V_{1_j}^{n+1} \cdot C_{1_j}^{n+1} - V_{1_j}^n \cdot C_{1_j}^n}{\Delta t} + Q_{1_{j+1/2}}^{n+1/2} \cdot C_{1_{j+1/2}}^{*n+1/2} - Q_{1_{j-1/2}}^{n+1/2} \cdot C_{1_{j-1/2}}^{*n+1/2} - \left(A_{1_{j+1/2}}^{n+1/2} \cdot D_1 \cdot \frac{C_{1_{j+1/2}}^{n+1/2} - C_{1_j}^{n+1/2}}{x_{j+1/2} - x_j} - \right. \\ & \left. - A_{1_{j-1/2}}^{n+1/2} \cdot D_1 \cdot \frac{C_{1_j}^{n+1/2} - C_{1_{j-1/2}}^{n+1/2}}{x_j - x_{j-1/2}} \right) = \quad (2.53) \\ & = \left(e_{0_j}^{n+1/2} \cdot C_{0_j}^{n+1/2} - e_{1_j}^{n+1/2} \cdot C_{1_j}^{n+1/2} + q_{1_j}^{n+1/2} \cdot C_{s,1_j}^{n+1/2} \right) \cdot (x_{j+1/2} - x_{j-1/2}) \end{aligned}$$

Capa inferior

$$\begin{aligned} & \frac{V_{0_j}^{n+1} \cdot C_{0_j}^{n+1} - V_{0_j}^n \cdot C_{0_j}^n}{\Delta t} + Q_{0_{j+1/2}}^{n+1/2} \cdot C_{0_{j+1/2}}^{*n+1/2} - Q_{0_{j-1/2}}^{n+1/2} \cdot C_{0_{j-1/2}}^{*n+1/2} - \left(A_{0_{j+1/2}}^{n+1/2} \cdot D_0 \cdot \frac{C_{0_{j+1/2}}^{n+1/2} - C_{0_j}^{n+1/2}}{x_{j+1/2} - x_j} - \right. \\ & \left. - A_{0_{j-1/2}}^{n+1/2} \cdot D_0 \cdot \frac{C_{0_j}^{n+1/2} - C_{0_{j-1/2}}^{n+1/2}}{x_j - x_{j-1/2}} \right) = \quad (2.54) \\ & = \left(e_{1_j}^{n+1/2} \cdot C_{1_j}^{n+1/2} - e_{0_j}^{n+1/2} \cdot C_{0_j}^{n+1/2} + q_{0_j}^{n+1/2} \cdot C_{s,0_j}^{n+1/2} \right) \cdot (x_{j+1/2} - x_{j-1/2}) \end{aligned}$$

donde:

- V : velocidad media en su capa respectiva
- D : coeficiente de dispersión

Es destacable el hecho de utilizar otros términos diferentes de interpolación ($C^*, n+1/2_{j+1/2}$ y $C^*, n+1/2_{j-1/2}$) para la parte de las ecuaciones de advección - difusión. Los términos de concentración $C^*, n+1/2_{j+1/2}$ and $C^*, n+1/2_{j-1/2}$ (ecuación 2.55) representan un valor promedio de la concentración del volumen de agua que fluye dentro y fuera del volumen de control. La expresión de este promedio de concentración depende del número de Courant, σ (ecuación 2.46). Este número debe de ser menor a 1.0 para poder resolver los gradientes de densidad, como se indica en el manual del DHI (1992).

$$C_{j+1/2}^{*n+1/2} = \frac{1}{4} \cdot (C_{j+1}^{n+1} + C_j^{n+1} + C_{j+1}^n + C_j^n) - \min \left\{ \frac{1}{6} \cdot \left(1 + \frac{\sigma^2}{2} \right), \frac{1}{4 \cdot \sigma} \right\} \cdot (C_{j+1}^n - 2 \cdot C_j^n + C_{j-1}^n) \quad (2.55)$$

$$\sigma = \frac{v \cdot \Delta t}{\Delta x} \quad (2.56)$$

De las formas discretas de las ecuaciones de advección - difusión, se obtiene, un sistema de ecuaciones lineales (ecs. 2.57 y 2.58). El algoritmo de doble barrido aplicado antes se usa de nuevo para resolver este nuevo sistema. Como resultado de su aplicación, la salinidad de la capa superior y de la inferior se obtienen en todos los puntos de la malla computacional, es obtenida para cada paso de tiempo.

Capa superior

$$E_1 \cdot C_{1_{j-1}}^{n+1} + E_2 \cdot C_{1_j}^{n+1} + E_3 \cdot C_{1_{j+1}}^{n+1} = E_4 \quad (2.57)$$

Capa inferior

$$F_1 \cdot C_{0_{j-1}}^{n+1} + F_2 \cdot C_{0_j}^{n+1} + F_3 \cdot C_{0_{j+1}}^{n+1} = F_4 \quad (2.58)$$

2.4. Flujos de Nutrientes

En las zonas cercanas a la costa, la mayor fuente de nutrientes está dada por los ríos, normalmente en una relación inversa entre la concentración de los nutrientes y la salinidad (Loder y Reichard, 1981, Cifuentes *et al.*, 1990, Lebo *et al.*, 1994).

La cuantificación anual de estos flujos de nutrientes incluye ciertas dificultades, entre las que destacan:

1. La variabilidad de la descarga de los ríos. De acuerdo con el patrón anual de lluvias, el río tiene comportamientos estacionales, además, debe tenerse en cuenta la eventual presencia de presas, que también regulan el caudal del río de acuerdo a las necesidades que se tengan de agua.
2. Las relaciones entre las concentraciones y el flujo. Las concentraciones son en cierta forma una función del flujo del río y también de la estación y la retención de agua.

3. Los procesos estuarinos. Los nutrientes (N, P, Si) que llegan a los estuarios a través de los ríos están sujetos a procesos biológicos y químicos, con el resultado de que la carga que entra en el estuario no es igual a la que llega a la zona costera.
4. La variabilidad de las mareas. En algunos estuarios macro - mareales, la calidad del agua también está relacionada con el rango de mareas.

Teóricamente existen tres formas para cuantificar los flujos de nutrientes de los estuarios a la zona costera adyacente (Lebo y Sharp, 1992, Morris *et al.* 1995, Sanders *et al.* 1997), el más sencillo de ellos consiste en multiplicar la concentración (c), del nutriente y el flujo del río (f):

$$F = c \cdot f$$

Este método es usado para el cálculo del flujo medio. Con el promedio de los flujos calculados individualmente para cada punto (concentración por flujo instantáneo en el punto de muestra) se obtiene el promedio del flujo de nutrientes del estuario al mar, de sección en sección.

Otro método, utilizado ampliamente es el de los diagramas de mezcla o curvas “salinidad - nutriente”, donde las propiedades químicas de una sustancia pueden ser evaluadas en relación a sus cambios frente a la salinidad. Bajo condiciones estacionarias, las curvas “salinidad - nutriente” son lineales cuando la escala de tiempo de la variabilidad para mezcla en el río es mayor que el tiempo de residencia hidrodinámico del estuario (Cifuentes *et al.*, 1990). En estos diagramas (figura 2.11), una curva es interpretada generalmente como indicativa de la naturaleza reactiva o no conservativa del nutriente estudiado, o la presencia de fuentes o pérdidas dentro del estuario (Loder y Reichard, 1981).

La adición o remoción puede ser cuantificada a partir de los diagramas salinidad - nutriente. Involucra una extrapolación de la regresión del nutriente por la salinidad hasta el valor de la salinidad cero (figura 2.12), para encontrar el valor de la concentración “efectiva” del agua dulce ($C_{x,0}$). Esta concentración es comparada con la concentración medida en la zona de agua dulce ($C_{x,d}$) para encontrar la adición o remoción del nutriente (Sanders *et al.*, 1997)

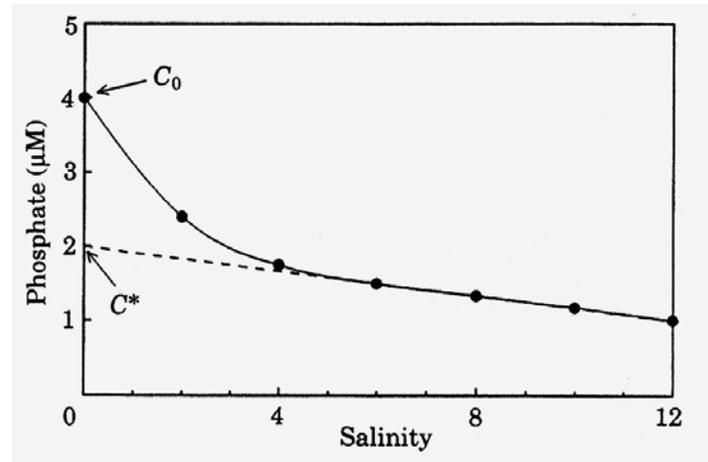


Figura 2.11. Determinación conceptual de la concentración de los fosfatos en la parte de baja salinidad de un estuario. La Reactividad estuarina (ΔP) esta definida como $C^* - C_0$

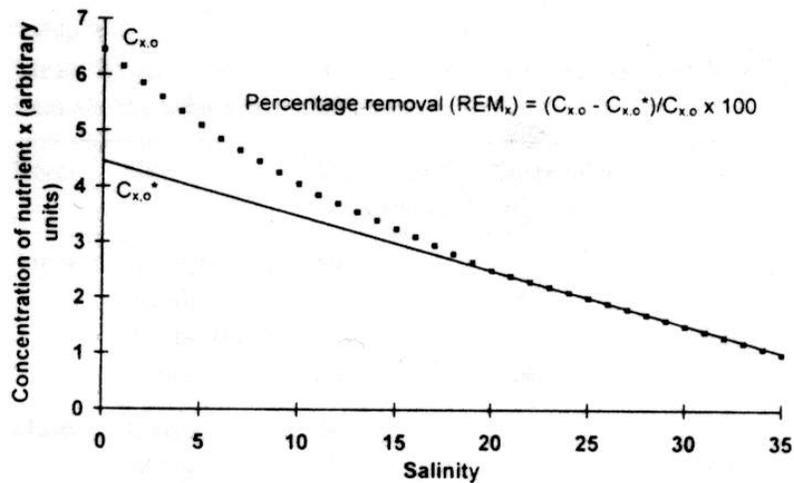


Figura 2.12. Método usado para calcular la remoción en un diagrama salinidad - nutriente, tomado de Sanders et al. 1997.

La desventaja del uso de estos dos métodos es que se necesita considerar condiciones estables en el estuario. Además, las variaciones que presentan los diagramas “salinidad - nutriente” no indican la naturaleza del cambio en la concentración.

Este método se ha utilizado en diversos estuarios para el cálculo de los flujos en forma sencilla. Se trata de obtener flujos multiplicando caudales instantáneos del río por la denominada “measured freshwater end member concentration” en el caso que se

encuentre en la zona de agua dulce o por la “*effective freshwater end member concentration*” si esta en la boca del estuario (Rendell, *et al.* 1997).

Otro método utilizado en el cálculo de flujos es el denominado flujo medio (Lebo y Sharp, 1992). Éste se obtiene realizando una media de los flujos calculados individualmente como el producto del caudal instantáneo del río y las concentraciones de nutrientes a cada profundidad medida en la sección correspondiente.

Otra forma de calcular los flujos de nutrientes es con la aplicación del método de balance de masa, que son modelos relativamente simples que ayudan a comprender los procesos que ocurren en los sistemas estuarinos (Eyre, 1995), y al ser tan conceptual se ha convertido en una herramienta utilizada en diversos sistemas (Groth *et al.* 1978).

La construcción de balances de nutrientes alimenta la comprensión sobre los procesos biogeoquímicos y ecológicos que ocurren en sistemas estuarinos y ayuda a la predicción de efectos que pueden provocar futuros cambios en estos sistemas (Smith y Veeh, 1989).

Para realizar un balance de masas se requiere del conocimiento de los principales procesos estuarinos que afectan a los nutrientes en las diferentes épocas del año, como la producción primaria, los intercambios en la interfase y la adsorción o liberación de nutrientes en las partículas suspendidas o el sedimento. Esta metodología permite identificar zonas del estuario que actúan como fuentes o sumideros de nutrientes, con la ayuda de los diagramas de salinidad - nutriente.

Cuando se toman en cuenta todos los procesos que afectan al nutriente dentro del estuario y sus tasas son conocidas (Morris *et al.*, 1995), se puede desarrollar un balance de masas, permitiendo identificar en cada sección del estuario si se tiene un comportamiento de fuente o sumidero de nutrientes. Para el caso del estuario del Ebro, sólo se tuvieron en cuenta para cada sección las concentraciones de nutrientes presentes en la columna de agua, la descarga del río, las corrientes en el punto de muestreo y otros factores físico-químicos como la salinidad, los sólidos en suspensión, concentraciones de fitoplancton, entre otros. Aunque lo ideal hubiera sido considerar otros mecanismos que afectan la concentración de los nutrientes, el flujo en la interfase, un flujo global para descargas agrícolas, urbanas y/o evaporación, flujo entre sedimento y agua como se muestra en la figura 2.13.

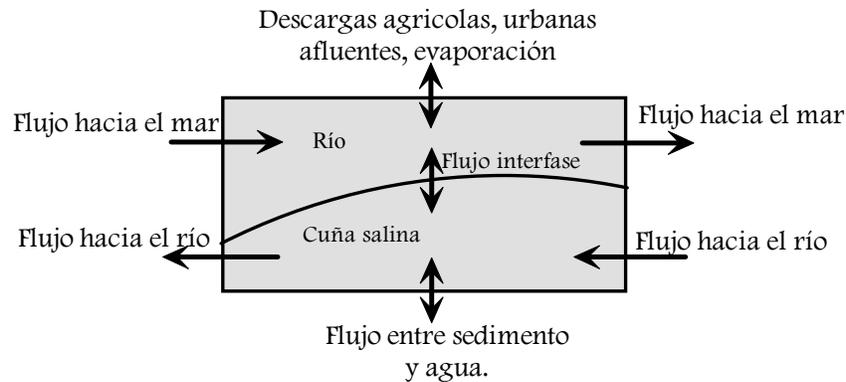


Figura 2.13. Flujos producidos en una caja o sección del estuario.

Las características particulares del tramo estuarino que se ha estudiado, hacen que se imponga una simplificación en los balances. El flujo que engloba los desagües agrícolas, los afluentes, las aguas residuales y la evaporación, se puede considerar nulo. No obstante, se debe considerar que este flujo existe. No existen afluentes al río Ebro en el tramo estudiado. Las poblaciones de Mora d' Ebre, Tortosa, Amposta, Delta del Ebre, y Sant Jaime d' Enveja, tienen una población de alrededor de 100,000 habitantes, cuyas descargas residuales van a parar al tramo final del río. Además, las industrias químicas y la central nuclear de Ascó que son las que usan el mayor uso no agrícola de las aguas del Ebro, retornan el agua utilizada al río, sin embargo, todo esto ocurre aguas arriba del tramo estudiado.

Los arrozales, que ocupan una superficie aproximada de 18,000 Ha. Este medio acuático artificial ocupa casi el 60% de la superficie emergida del Delta del Ebro. El sistema de canales de riego, que conectan el río con el resto de los ecosistemas acuáticos del delta, procede de dos canales derivados del río en el azud de Xerta, a 50 km de la desembocadura. En 1860 se construyó el "Canal de la Dreta" y en 1908 el "Canal de l' Esquerra". Estos canales llevan agua principalmente de abril a septiembre, coincidiendo con las prioridades agrícolas, con un caudal prácticamente constante mientras están en uso, con $21 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ para el "Canal de la Dreta" y $19 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ para "Canal de l' Esquerra".

Por lo tanto, la cantidad de agua usada durante el periodo de uso de estos canales es de aproximadamente $40 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Esto quiere decir que los 622 Hm^3 de agua que anualmente entran al la plana deltáica para riego, se distribuyen a razón de $24,400 \text{ m}^3\text{ha}^{-1}$ entre el 63% de los 320 km^2 de tierras que se dedican a la agricultura (Camp *et al.* 1997). Buena parte de esta agua se evapotranspira en los canales de riego, mientras permanece en los campos de arroz y otros subsistemas de la llanura deltáica. Una pequeña parte, prácticamente

despreciable y de carácter irregular retorna al río. Esta es la razón de que se desprecien los desagües agrícolas.

Los otros dos flujos importantes que existen son el flujo que se produce en la interfase y el flujo en el fondo. En la interfase existe un flujo hacia abajo debido principalmente a la precipitación de organismos y partículas en suspensión, que al conglomerarse atraviesan la interfase por gravedad. Además el “*entrainment*” produce un flujo hacia arriba, cuando la velocidad relativa de la capa superior excede en cierto límite a la de la capa inferior, la interfase se desestabiliza, resultando una transferencia de agua salada de la cuña a la capa superior con el consiguiente flujo de nutrientes (Lewis, 1997). En el fondo se producen varios procesos biológicos y químicos y se lleva a cabo un intercambio constante entre el agua y el bentos, sin embargo, estos flujos son difíciles de estudiar, ya que se requiere de una metodología que involucra el uso de unas “campanas” para medir los procesos que se llevan a cabo en el fondo, aunque esta metodología ha sido cuestionada porque evita la influencia de la circulación del agua que está sobre el fondo.