## Chapitre 5

# Modélisation de la retenue

Le type de modèle identifié comme nécessaire pour simuler les aspects significatifs de la retenue de Tucurui doit en premier lieu représenter la distribution des variables d'états, qu'elles soient physiques ou chimiques, sur la verticale. Un modèle du type dispersif (Henderson-Sellers, 1984) répond à ce besoin compte tenu des calculs des coefficients de dispersion verticale. Ainsi, l'approche utilisée dans le modèle dynamique et dispersif de simulation thermique développé initialement par Chahuneau (Chahuneau, 1984) et perfectionné par Tassin (Tassin, 1986) et Vinçon (Vinçon-Leite, 1991) contient les caractéristiques nécessaires pour permettre le démarrage des études sur la retenue de Tucurui.

La structure de ce modèle est unidimensionnelle verticale (Figure 5.1), les couches ont une épaisseur constante et celle de la couche de surface varie selon le niveau de la retenue. L'évolution de la concentration de C est donnée par l'équation générale:

$$\frac{\partial C(z,t)}{\partial t} = \frac{1}{A(z)} \frac{\partial}{\partial z} \left[ A(z,t) \ K(z,t) \ \frac{\partial C(z,t)}{\partial z} \right] - \frac{1}{A(z)} \ \frac{\partial}{\partial z} \left[ A(z,t) \ w(z,t) \ C(z,t) \right] + SS(z,t)$$
(5.1)

Où,			
C	==	variable d'état	(g m <sup>-3</sup> ou °C)
A	=	surface de chaque couche	(m <sup>2</sup> )
K	=	coefficient de dispersion	$(m^2 s^{-1})$
w	=	vitesse verticale du flux	$(m \ s^{-1})$
SS	=	sources et puits de la variable d'état	(g m <sup><math>-3</math></sup> ou °C)
t		temps	(s)
z	=	profondeur	(m)

Les étapes de dispersion et d'advection sont résolues par une méthode semi-implicite aux différences finies et les équations de sources et puits (bilan thermique et dégradation de la matière organique) par la méthode de Runge-Kutta d'ordre quatre. Les bilans des flux d'entrée et de sortie déterminant les flux verticaux et le niveau d'eau de la retenue sont traités par des équations de continuité.



FIG. 5.1 - Schéma du modèle unidimensionnel avec la discrétisation verticale en couches horizontales et homogènes.

## 5.1 Le bilan thermique

Les échanges thermiques à l'interface eau-air sont effectués uniquement dans la couche de surface. Le bilan d'énergie (Equation 5.2) compte deux catégories d'échange:

- échange de type radiatif auquel appartient le flux de radiation solaire  $(Q_{rad.sol})$ , le flux de radiation atmosphérique  $(Q_{rad.atm})$  et le flux de radiation émise par l'eau  $(Q_{rad.eau})$ ;
- échange de type turbulent auquel appartient le flux de chaleur latente dû à l'évaporation au niveau du plan d'eau  $(Q_{lat})$  et le flux de chaleur sensible dû aux phénomènes convectifs ayant lieu à la surface du plan d'eau  $(Q_{sens})$ .

$$Q_{net} = Q_{rad.sol_{(surf)}} + Q_{rad.atm} - Q_{rad.eau} - Q_{lat} - Q_{sens}$$

$$(5.2)$$

Le flux de radiation solaire arrivant à la surface du sol est mesuré à Tucurui. Les valeurs utilisées dans le modèle représentent la moyenne sur 24 heures. Cette radiation pénètre dans la couche de surface (Equation 5.3) et décroît vers le fond selon la loi de Beer-Lambert (Equation 5.4).

$$Q_{rad.sol}(surf) = \beta Q_{rad.sol} \tag{5.3}$$

$$Q_{rad.sol}(z) = (1 - \beta)Q_{rad.sol} \exp(-\eta z)$$
(5.4)

Où,			
$Q_{rad.sol}(z)$	=	radiation solaire par profondeur	$(W m^{-2})$
$Q_{rad.sol(surf)}$	E.	radiation solaire dans la couche de surface	(W m <sup>-2</sup> )
eta	=	fraction du flux absorbée en surface	-
η	=	extinction lumineuse	-
z	=	profondeur	(m)

Le paramètre  $\beta$  dépend du coefficient d'extinction de l'eau ( $\eta$ ) selon l'expression empirique (Henderson-Sellers, 1984):

$$\beta = 0,265ln(\eta) + 0,614 \tag{5.5}$$

Le coefficient d'extinction lumineuse varie en fonction de la transparence de l'eau qui est mesurée par la profondeur au disque de Secchi:

$$\eta = \frac{1,7}{Secchi} \tag{5.6}$$

Le flux de radiation atmosphérique, qui est le rayonnement émis par l'atmosphère terrestre, est calculé à partir de la loi de Stefan-Boltzmann. Une partie de la radiation atmosphérique totale est reflétée par le plan d'eau. Une valeur de 3% est généralement admise pour représenter cet albédo (Octavio *et al.*, 1977). La radiation nette devient alors:

$$Q_{rad.atm} = (1 - Al)\varepsilon_a \sigma T_a^4 \tag{5.7}$$

Où,  $(W m^{-2})$  $Q_{rad.atm}$ radiation atmosphérique nette = émittance de l'atmosphère  $\varepsilon_a$ =  $(5,67 \ 10^{-8} \ W \ m^{-2} \ ^{\circ}K^{-4})$ coefficient de Stefan-Boltzmann σ \_ Alalbédo =  $T_a$ \_ température absolue de l'air (°K)

Une paramétrisation (Equations 5.8 et 5.9) des courbes d'émittance atmosphérique ( $\varepsilon_a$ ) en fonction de la couverture nuageuse et de la pression de vapeur (Henderson-Sellers, 1984) peut être employée à Tucurui, où les données d'insolation (durée du jour) sont disponibles.

Si  $\frac{Di}{Dmax} < 0,4$ :

$$\epsilon_a = 0.87 - \frac{Di}{Dmax}(0.175 - 2.992 \ 10^{-5} \ e_a) + 2.693 \ 10^{-5} \ e_a$$
 (5.8)

Si  $\frac{Di}{Dmax} \ge 0,4$ :

$$\varepsilon_a = 0.84 - \frac{Di}{Dmax}(0, 1 - 9,973 \ 10^{-6} \ e_a) + 3,491 \ 10^{-5} \ e_a \tag{5.9}$$

Où,

Di	=	durée du jour	(h)
Dmax	Ŧ	Durée maximale du jour	(h)
$e_a$	=	pression de vapeur de l'air	(Pa)

Les données de durée maximale du jour sont fonction de la latitude de la région étudiée (Perrin de Brichambaut, 1963). La pression de vapeur est déterminée selon la formule de Magnus-Tetens (Wunderlich, 1972):

$$e_a = Hr \exp[2,3026(\frac{7,5 T_{air}}{T_{air} + 237,3} + 0,7858)]$$
(5.10)

Où,

Hr = humidité relative %  $T_{air}$  = température de l'air (°C)

Le flux de radiation émis par le plan l'eau suit également la loi du rayonnement du corps noir (Stefan-Boltzmann):

$$Q_{rad.eau} = \varepsilon_{eau} \sigma T_w^4 \tag{5.11}$$

Où,

Eeau	—	émittance de l'eau	(0,97)
σ	=	coefficient de Stefan-Boltzmann	$(5,67 \ 10^{-8} \ \mathrm{W} \ \mathrm{m}^{-2} \ ^{\circ}\mathrm{K}^{-4})$
$T_w$	==	température absolue de la surface de l'eau	(°K)

Le flux de chaleur latente est défini par l'expression:

$$Q_{lat} = L_v \rho C \ v v (e_s - e_a) \tag{5.12}$$

Où,

$L_v$	=	chaleur latente de vaporisation	(J kg <sup>-1</sup> )
ρ	=	densité de l'eau	(kg m <sup>-3</sup> )
C		constante de la fonction du vent	(Pa <sup>-1</sup> )
vv	=	vitesse du vent à 10 m du sol	$(ms^{-1})$
$e_a$	=	pression de vapeur de l'air	(Pa)
e,	-	pression de vapeur saturante de l'air	(Pa)

La chaleur latente de vaporisation est calculée en fonction de la température de surface de l'eau par la relation:

$$L_v = 2500, 9 \ 10^3 - 2365 \ T_{surf} \tag{5.13}$$

La pression de vapeur saturante de l'air reprend l'équation 5.10 en fonction de la température de surface de l'eau:

$$e_s = 100 \exp[2, 3026(\frac{7, 5 \ T_{surf}}{T_{surf} + 237, 3} + 0, 7858)]$$
(5.14)

Où,

 $T_{surf}$  = température de la surface de l'eau (°C)

Le flux de chaleur sensible est fonction du flux de chaleur latente. Les deux sont mis en relation par le rapport de Bowen:

$$Q_{sens} = R \ Q_{lat} \tag{5.15}$$

Le rapport de Bowen est défini comme (Henderson-Sellers, 1984):

$$R = cbP_{atm} \frac{T_w - T_a}{e_s - e_a} \tag{5.16}$$

Où,

•

$P_{atm}$	=	pression atmosphérique	(Pa)
cb	=	constante de Bowen	(°K <sup>-1</sup> )
$T_w$	=	température absolue de la surface de l'eau	(°K)
$T_a$	-	température absolue de l'air	(°K)

## 5.2 La dispersion verticale

La formulation du coefficient de dispersion, développée pour les lacs profonds où le temps de séjour est important et l'influence des entrées et sorties est souvent négligeable (Tassin, 1986; Vinçon-Leite, 1991), a été modifiée pour prendre en compte certaines caractéristiques de la retenue de Tucurui. Cette formulation prévoit une variation de la dispersion selon le profil thermique dans la colonne d'eau qui est établi en quatre étapes:

1. Détermination d'une couche de surface bien mélangée par la friction du vent à l'interface eau-air. Dans cette couche, les phénomènes turbulents sont forts et la dispersion est maximale. La formulation utilisée reprend celle proposée par Smith (Smith, 1979).

$$Couche_{mel} = C_{vent} \ F^{0,56} \ vv^{0,88} \ g^{-1,44} \tag{5.17}$$

Où, constante du vent  $C_{vent}$ = Ffetch = (m) accélération de la gravité  $(ms^{-2})$ g = vitesse du vent à 10 m du sol  $(ms^{-1})$ vv=

2. Détermination de la position de la thermocline définie par la profondeur où le gradient de densité est maximal. Entre la couche bien mélangée et la thermocline, le coefficient de dispersion décroît de sa valeur maximale jusqu'à sa valeur minimale. Le calcul des coefficients dans cette zone (épilimnion) reprend la formulation proposée par Simons pour le lac Ontario (Simons, 1981) et Tassin pour le lac Léman (Tassin, 1986). Ces coefficients sont fonction d'un coefficient de dispersion établi en milieu non stratifié et du nombre de Richardson qui est exprimé par une fonction de stabilité (Equation 5.18) (Henderson-Sellers, 1984; Simons, 1981; Tassin, 1986; Vinçon-Leite, 1991).

$$k = k_0 (1 + \sigma R_i)^p \tag{5.18}$$

Où,

$k_0$	=	coefficient de dispersion en milieu neutre	$(m^2 s^{-1})$
$\sigma$	=	coefficient de la fonction de stabilité	-
$R_i$	Ξ	nombre de Richardson	-
p	=	coefficient de la fonction de stabilité	-

#### 5.2. LA DISPERSION VERTICALE

Le nombre de Richardson détermine le rapport entre la stabilité de la colonne d'eau et le cisaillement provoqué par le vent:

$$R_{i} = \frac{\frac{g}{\rho_{w}} \frac{\partial \rho_{w}}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^{2}}$$
(5.19)

Le calcul coefficient de dispersion  $(k_0)$  découle de la relation entre le coefficient de diffusion turbulente de la chaleur et la viscosité turbulente, exprimée par le nombre de Prandtl turbulent:

$$Pr = \frac{A}{k} \tag{5.20}$$

En milieu neutre, le nombre de Prandtl Pr vaut 1 et k devient  $k_0$ , représenté par la viscosité A (Equation 5.21). Cette viscosité dépend de la longueur de mélange (Equation 5.22) et du gradient des vitesses horizontales (Equation 5.27):

$$k_0 = l^2 \frac{\partial u}{\partial z} \tag{5.21}$$

$$l = \frac{\delta}{4} D_{ek} \tag{5.22}$$

Le  $\delta$  est un paramètre de calage du modèle et  $D_{ek}$  représente la profondeur d'Ekman:

$$D_{ek} = (588)^{\frac{1}{4}} \sqrt{\frac{A_0}{f}}$$
(5.23)

Où,

f = paramètre de Coriolis  $(s^{-1})$  $A_0$  = valeur de surface de la dispersion  $(m^2 s^{-1})$ 

$$A_0 = \frac{\varepsilon}{f} \frac{\tau_0}{\rho_w} \tag{5.24}$$

$$\varepsilon = \left(\frac{588^{\frac{1}{4}}}{4}\delta\right)^2 \tag{5.25}$$

Où,

 $ho_w$  = masse spécifique de l'eau (kg m<sup>-3</sup>)

La contrainte de surface  $\tau_0$  est définie en fonction de la vitesse du vent:

$$\tau_0 = (C_d \sqrt{vv}) \rho_a v v^2 \tag{5.26}$$

Où,

$C_d$	=	coefficient du frottement du vent	-
$\rho_a$	=	masse spécifique de l'air	$(kg m^{-3})$
vv	=	vitesse du vent à 10 m du sol	$(ms^{-1})$

Pour des pronfondeurs de l'ordre  $\sqrt{\frac{A_0}{f}}$ , le gradient de vitesses horizontales peut s'écrire (Simons, 1981):

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau_0}{\rho_w A_0} \exp(\frac{z}{\Delta}) \tag{5.27}$$

$$\Delta = \sqrt{\frac{A_0}{f}} \tag{5.28}$$

Le nombre de Richardson devient alors:

$$R_{i} = \left(\frac{\varepsilon}{f}\right)^{2} \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{g}{\rho_{w}} \exp\left(\frac{2z}{\Delta}\right)$$
(5.29)

Où,

$\boldsymbol{g}$	=	accélération de la gravité	$(ms^{-2})$
ρ	=	densité de l'eau	$(kg m^{-3})$
$ ho_w$	=	masse spécifique de l'eau	$(kg m^{-3})$
z	=	profondeur (origine de l'axe en surface)	(m)

Ainsi les coefficients de dispersion dans l'épilimnion sont définis par:

$$k = \frac{\varepsilon}{f} \frac{\tau_0}{\rho_w} \exp\left(\frac{z}{\Delta}\right) \tag{5.30}$$

3. Détermination de la position du bas du métalimnion définie par la profondeur où le gradient de densité devient inférieur à 1,5 10<sup>-5</sup> kg m<sup>-4</sup> (valeur calée pour Tucurui). Dans la zone entre la thermocline et le bas du métalimnion, le coefficient de dispersion prend une valeur constante et égale au coefficient à la thermocline.

$$k_{meta} = k_{min}$$

4. Dans la couche définie entre le bas du métalimnion et le fond de la retenue (hypolimnion), le coefficient augmente et prend une valeur constante et égale à 5 fois (valeur calée) la valeur du coefficient de dispersion dans le métalimnion. Cette augmentation a été adoptée en raison de l'homogénéisation verticale des concentrations observée dans la série de données au fond de la retenue (voir paragraphe 5.9.1).

$$k_{hypo} = 5 \ k_{min}$$

L'influence des débits sur les coefficients de dispersion verticale peut être importante (Fischer *et al.*, 1979) et à Tucurui, compte tenu des débits d'entrée et de sortie très forts, nous avons dû procéder à une correction empirique des coefficients de dispersion. Cette influence est supposée similaire à l'influence du vent dans les formulations de Simons. Ainsi, cette correction est introduite dans le calcul de la contrainte de surface  $\tau_0$  (Equation 5.26). La paramétrisation établit un débit  $q_0$  en dessous duquel l'action des flux sur la dispersion peut être négligée.

$$\tau_0' = \tau_0 \; (\frac{Q_{in}}{q_0})^{\frac{5}{2}} \tag{5.31}$$

Où  $Q_{in} = ext{débit d'entrée} ( ext{m}^3 ext{s}^{-1})$  $q_0 = ext{paramètre de calage} ( ext{m}^3 ext{s}^{-1})$ 

## 5.3 Les dimensions de la retenue

Nous avons abordé dans le paragraphe 3.2.2 les variations physico-chimiques selon les trois dimensions de la retenue. Les variations sur la verticale sont importantes compte tenu de la stratification saisonnière et des conditions d'anaérobiose ayant lieu dans l'hypolimnion. Le choix d'un modèle unidimensionnel a été fait dans l'objectif d'une description de cette verticale. Dans le paragraphe 3.2.2 nous avons également constaté des variations selon la dimension transversale et la dimension longitudinale. Nous analysons maintenant de quelle manière cette hétérogénéité de la masse d'eau intervient dans la qualité de l'eau de la retenue (région proche du barrage) et les solutions adoptées pour la modéliser.

#### La dimension transversale

En ce qui concerne l'axe transversal, l'influence des processus ayant lieu dans la zone littorale sur la qualité de l'eau proche du barrage est difficilement estimable. Nous avons vu dans le paragraphe 3.1.3 que les apports du bassin versant direct sont faibles. Cependant, un apport latéral de ce type a été considéré un phénomène important pour le mélange vertical dans les eaux du Lac Victoria (Afrique) (Payne, 1986), et l'importance des zones littorales sur le corps central des lacs a été maintes fois observée dans les lacs de várzea.

Par ailleurs, dans le paragraphe 3.2.2, nous avons mis en évidence des différences importantes des concentrations en ammonium (Figure 3.15) et en oxygène (Figure 3.16) entre les stations M3 et MR. La circulation des nutriments, oxygène et matière organique par dispersion latérale peut être alors envisagée. Cependant, les données disponibles ne sont pas suffisantes pour permettre une modélisation adéquate des échanges latéraux. Ainsi, nous ne pouvons pas préciser l'impact des variations transversales sur le comportement physico-chimique de la retenue.

#### La dimension longitudinale

L'analyse des flux (carbone, oxygène, ammonium) d'entrée et de sortie réalisée dans le paragraphe 3.2.5 donne des ordres de grandeur des apports du Tocantins; le fleuve apporte une quantité significative d'oxygène et de matière organique dans la retenue. Nous avons également observé l'importance des débits d'entrée sur la stabilité de la colonne d'eau. Le Tocantins s'avère être un *moteur* puissant influençant considérablement sur la qualité de l'eau.

Le fleuve a deux régimes bien marqués, la crue et l'étiage. Dans la mesure où le débit change d'un facteur 15 entre ces deux régimes, l'influence des apports sur la qualité de l'eau est susceptible de varier de manière importante. Le temps de séjour de l'eau dans la retenue (zone centrale) peut être estimé comme étant de l'ordre de 3 jours en crue et de 20 jours en étiage. Ces deux facteurs, diminution des apports et augmentation du temps de séjour, se superposent pour provoquer une modification importante de la qualité l'eau au long des 150 km de parcours de l'entrée jusqu'au barrage<sup>1</sup>.

Quelques simulations préliminaires à l'aide du modèle unidimensionnel montrent que cette modification longitudinale de la qualité des apports est importante pour la description des conditions de la qualité de l'eau à la station M1 (Figure 3.5). Prenons l'exemple de l'oxygène dissous; si l'évolution des apports n'est pas simulée, le modèle introduit des apports importants d'oxygène, compte tenu de la bonne oxygénation du Tocantins. Ces apports se répercutent

<sup>1.</sup> Nous rappelons que les caractéristiques de l'eau d'entrée sont mesurées à la station M5 et que les données utilisées pour caler le modèle le sont à la station M1.

sur les résultats des simulations et des concentrations élévées d'oxygène sont obtenues dans l'hypolimnion alors qu'il est réellement en anaérobiose. La quantité d'oxygène apportée par le fleuve devrait en fait être consommée pendant son parcours dans la retenue.

Par ailleurs, nous avons estimé que le volume de la zone centrale représente environ 80% du volume de la retenue et que la circulation préférentielle du débit d'entrée s'effectue dans cette zone (paragraphe 3.1.4). La masse d'eau la plus importante et l'essentiel du flux circulant dans la retenue sont situés dans l'axe longitudinal. Ainsi, la simulation de l'évolution de la qualité de l'eau sur cette dimension s'impose. Nous allons alors simuler les processus ayant lieu sur la verticale et selon l'axe longitudinal. Cette représentation bi-dimensionnelle pose plusieurs questions, en particuler de nature hydrodynamique.

Pour répondre à ces questions, nous proposons de simuler la qualité de l'eau au long de la retenue selon deux approches. La première approche, que nous appellerons modèle trois boîtes, discrétise horizontalement et verticalement la retenue. Ce modèle a besoin de la distribution verticale des débits dans la retenue. La deuxième approche, que nous appelerons modèle avec intrusion du flux, est constituée du modèle unidimensionnel vertical complétée par la description de la pénétration du fleuve dans la retenue; ce modèle hydrodynamique de l'intrusion du fleuve est ensuite couplé à un modèle de qualité qui simulera l'évolution de l'eau dans l'intrusion. Par ailleurs, le modèle hydrodynamique de l'intrusion du fleuve est également utilisé pour calculer les profils de débits employés par le modèle trois boîtes.

L'organigramme de l'organisation relative et de l'utilisation de ces modèles est montré dans la figure 5.2. Les résultats du modèle décrivant l'intrusion du fleuve sont utilisés dans les deux approches. Les résultats des profils de vitesses sont utilisés par le modèle trois boîtes. Chaque boîte a une structure unidimensionnelle verticale; la simulation se fait en cascade: les sorties de la boîte amont sont utilisées comme entrée de la boîte intermédiaire; les sorties de cette boîte servant à leur tour d'entrée à la boîte aval. En ce qui concerne le modèle unidimensionnel, les apports sont déterminés par le modèle d'intrusion couplé à un modèle de qualité des eaux dans cette intrusion. Les résultats du modèle unidimensionnel avec intrusion du flux et les résultats du modèle trois boîtes sont indépendants et décrivent l'évolution de la qualité de l'eau dans la région proche du barrage.

## 5.4 Le modèle unimensionnel d'intrusion du flux

L'approche employée dans ce modèle est celle d'Imberger (Fischer *et al.*, 1979; Imberger & Patterson, 1981; Imberger & Hamblin, 1982) qui suppose que le fleuve pénètre la retenue comme un courant de densité. La dynamique de l'intrusion du fleuve a été décrite pour un flux faible pénétrant une retenue stratifiée et sans rotation<sup>2</sup>. Les formulations sont valables pour les retenues

<sup>2.</sup> Le problème posé par la rotation de la terre (Fischer et al., 1979) pour la description des flux d'entrée



FIG. 5.2 - Organigramme d'utilisation des deux approches employées pour décrire l'évolution longitudinale de la qualité de l'eau. Les deux modèles ont une structure unidimensionnelle et diffèrent selon la manière de prendre en compte l'axe longitudinal.

longues et de largeur étroite où le flux pourra être considéré comme uniforme dans la section transversale (Fischer *et al.*, 1979). La retenue de Tucurui répond bien à toutes ces hypothèses à l'exception d'une intrusion à faible débit. Les données disponibles à Tucurui ne permettent pas une vérification de ces formulations. Cependant, les résultats sont assez satisfaisants pour justifier l'emploi de cette approche.

Le modèle décrit le déplacement longitudinal du courant et les caractéristiques physiques de l'intrusion (profondeur, épaisseur, vitesse et densité) selon les étapes suivantes:

1. Détermination du point de plongée:

A l'entrée de la retenue deux possibilités se présentent: soit le fleuve coulera en surface, si sa densité est inférieure à celle de l'eau de surface de la retenue, ou bien le fleuve plongera, dans le cas où les eaux du fleuve seront plus lourdes que les eaux de surface (Figure 5.3).



FIG. 5.3 - Schéma du modèle avec intrusion du fleuve.

décrits comme des vagues internes est d'importance mineure dans le cas de la retenue de Tucurui qui se trouve à l'équateur.

Les retenues à faible déclivité<sup>3</sup>, donc faible nombre de Froude, présentent peu de mélange au niveau de la ligne de plongée; l'équation 5.32 dans ces cas donne une bonne estimation de la position du point de plongée (Fischer *et al.*, 1979). L'équation 5.33 est obtenue pour des canaux représentés par une section transversale triangulaire.

$$h_p = \left[\frac{2Q_e^2 \rho_w}{F_{in}^2 g \Delta \rho_e \tan^2 \alpha}\right]^{\frac{1}{5}}$$
(5.32)

$$F_{in}^{2} = \frac{\sin \alpha \tan \phi}{C_{D}} (1 - 0, 85C_{D}^{\frac{1}{2}} \sin \alpha)$$
(5.33)

Où

$h_p$	=	position du point de plongée
$Q_e$	=	débit d'entrée du fleuve
$F_{in}$	=	nombre de Froude interne normal pour le fleuve
g	=	accélération de la gravité
$ ho_w$	al insta California	masse spécifique de l'eau
$\Delta  ho_e$	-	anomalie de densité entre le fleuve et la retenue
$C_D$	=	coefficient de frottement
$\phi$	=	déclivité de la retenue
$\alpha$	Ξ	angle du bord du canal du fleuve avec la verticale

Ainsi, la position du point de plongée dans la retenue correspond à celle où la profondeur est égale à  $h_p$ .

## 2. Détermination de l'entraînement:

Suite à la plongée, le fleuve continue son chemin vers le barrage au fond de la retenue, confiné par son ancien lit. En raison des turbulences provoquées par la rugosité du fond et par les eaux voisines, le fleuve se mélange avec l'eau de la retenue moins dense, augmente ainsi son volume et diminue sa densité. Ce mélange, appelé entraînement, est décrit par l'équation:

$$E = \frac{\eta^3 C_k^f C_D^{\frac{3}{2}} F_{in}^2}{2} \tag{5.34}$$

Le coefficient  $\eta^3 C_k$ , initialement utilisé dans les formulations de la dynamique de la couche de mélange (épilimnion), représente l'efficacité nette de l'introduction de l'énergie cinétique

<sup>3.</sup> Hypothèse vérifiée à Tucurui.

en surface (Fischer *et al.*, 1979). Des essais expérimentaux montrent une variation forte de la valeur de ce coefficient (de  $0.03 \ge 3.2$ ).

3. Détermination du débit entraîné:

Le débit entraîné est défini selon la conservation du volume par l'équation 5.35, déterminée pour un canal de section transversale triangulaire.

$$\Delta Q = Q_0 \left[ \left( \frac{h}{h_0} \right)^{\frac{5}{3}} - 1 \right] \tag{5.35}$$

La profondeur hydraulique h (l'épaisseur de l'intrusion) est recalculée selon l'avancement du fleuve dans l'axe longitudinal (x) et la profondeur hydraulique  $(h_0)$  précédente:

$$h = h_0 + \frac{6}{5}E x (5.36)$$

L'avancement longitudinal est calculé selon la déclivité de la retenue et la profondeur z de la couche (discrétisation verticale de la retenue):

$$x = \frac{z}{\tan\phi} \tag{5.37}$$

Pour assurer la continuité entre Q et  $F_i$  au long du profil thermique, la profondeur  $h_0$  est corrigée par l'anomalie de température  $\Delta T$  entre le fleuve et la retenue:

$$h_0 = h \left(\frac{\Delta T_{fleuve-couche_i}}{\Delta T_{fleuve-couche_{i+1}}}\right)^{\frac{1}{5}}$$
(5.38)

4. Détermination de la distribution de l'intrusion sur la verticale:

L'augmentation progressive de la densité de l'eau du fleuve due à l'entraînement peut la rendre moins dense que l'eau des parties plus profondes de la retenue. Dans ce cas, l'eau du fleuve quittera son ancien lit et pénétrera horizontalement dans la retenue. Le calcul de la pénétration du flux suppose qu'à ce moment le flux prend les propriétés des eaux de la retenue. L'étalement vertical de la pénétration est alors calculé selon la formulation (Alavian *et al.*, 1992):

$$\delta = \left(\frac{1}{F_p^2}\right)^{\frac{1}{3}} \left[ \left(\frac{Q}{B}\right)^2 \frac{\rho_w}{\Delta\rho g} \right]^{\frac{1}{3}}$$
(5.39)

Où

δ	=	épaisseur	verticale	de	distribution	du	flux
---	---	-----------	-----------	----	--------------	----	------

- Q = débit de l'intrusion
- B =largeur de la retenue
- $F_p$  = nombre de Froude critique  $\approx 0.2$
- $g = \operatorname{accélération} \operatorname{de} \operatorname{la gravité}$
- $\Delta \rho$  = anomalie de densité entre les couches de la retenue voisines du flux pénétrant
- $\rho_w$  = masse spécifique de l'eau

La vitesse maximale du flux est définie par l'équation 5.40 et les débits sont distribués dans l'étalement  $\delta$  selon la fonction en cloche de l'équation 5.41.

$$u_{max} = \frac{2Q}{B\delta} \tag{5.40}$$

$$q_i = \frac{u_{max}}{2} z B \left[ \cos\left(\frac{2\pi H}{\delta}\right) + 1 \right]$$
(5.41)

Où

 $q_i$  = débit de la couche i

B =largeur de la retenue

 $u_{max}$  = vitesse maximale du flux

 $\delta$  = étalement de la pénétration du flux

z = épaisseur de la couche

H = hauteur de la couche i mesurée à partir de la couche de vitesse maximale

## 5.5 Le modèle de qualité de l'intrusion

La simulation de l'évolution de la qualité de l'eau d'entrée pendant la pénétration du flux dans la retenue est effectuée par un modèle simple de dégradation de la matière organique dont la formulation est identique à celle du modèle de la retenue (paragraphe 4.2). Ainsi, nous avons détaillé les équations de ce modèle de l'intrusion dans l'Annexe E.

Le temps de parcours de l'intrusion à chaque pas d'espace longitudinal (Equation 5.37) est calculé selon l'équation:

$$ti = x \; \frac{B \; hi}{Qi} \tag{5.42}$$

(	)	ù
		-

ti	=	temps de parcours de l'intrusion	(s)
x	=	avancement logintudinal	(m)
Qi	=	débit de l'intrusion	$(m^3 s^{-1})$
В		largeur moyenne de la retenue	(m)
hi	=	profondeur hydraulique de l'intrusion	(m)

Les concentrations des variables biogéochimiques dans l'intrusion du flux sont déterminées par l'apport du fleuve, par le mélange avec les eaux de la retenue et par l'évolution calculé par le modèle de l'intrusion. La structure *pseudo* bi-dimensionnelle du modèle avec intrusion provoque une évolution des variables en deux étapes: la première dans l'intrusion du flux et la deuxième dans la retenue. Ces deux étapes se passent dans la même masse d'eau mais influent différemment sur la qualité de l'eau. La première étape concerne les eaux d'entrée et modifie par un mélange (entraînement) les variables dans les couches de la retenue. La deuxième étape concerne l'évolution de la qualité des eaux de la retenue et reçoit l'influence de la première étape par les apports du flux d'entrée. Le modèle de qualité de l'intrusion concerne la seule première étape.

Les variables (température, oxygène dissous, ammonium et matière organique en suspension) correspondent aux valeurs d'entrée par le fleuve. Pendant le parcours de l'intrusion dans la retenue, la matière organique de cette intrusion se mélange avec celle de la retenue. A l'instar du modèle de dégradation de la retenue, trois types de matière organique sont définis; le premier correspondant au même type que SOM ( $C_1$ ), le deuxième que VEG1 ( $C_2$ ) et le troisième que VEG2 ( $C_3$ ). Les variables  $C_2$  et  $C_3$  sont calculées à partir des valeurs de VEG1 et de VEG2 des couches traversées par l'intrusion. Ces valeurs sont converties en concentration de matière organique. Nous supposons que les concentrations sont homogènes dans les couches horizontales.  $C_1$  correspond à la matière organique en suspension dans les eaux du fleuve; cette matière est soumise à la sédimentation lors de la pénétration dans la retenue, ainsi qu'à la dégradation.

Les variables d'entrée (température, oxygène dissous, ammonium et matière organique en suspension) du modèle unidimensionnel vertical de la retenue sont déterminées en introduisant les modifications apportées par la dégradation dans le flux. Les variables VEG1 et VEG2 des couches de la retenue ne sont pas soumises à des modifications. Cela suppose que les concentrations  $C_2$  et  $C_3$  sont en état stationaire. Nous sommes conscients de la simplicité résultant de cette hypothèse forte et qui ne représente qu'un premier essai de la modélisation de la qualité de l'eau de l'intrusion du flux. Toutefois, l'adoption de cette approche est soutenue par les informations obtenues à partir des données mesurées qui estiment que la consommation d'oxygène effectuée par le modèle d'intrusion du fleuve est cohérente avec ce qui se passe dans le système (voir encadré). Dans l'avenir, le développement d'une approche plus mécaniste pourra apporter des informations intéressantes sur le système. Au 27 mai 1986 (étiage), les eaux du Tocantins sont froides (écoulement au fond de la retenue) et l'hypolimnion à la station M1 est en anaérobiose. Dans ces conditions, le flux arrivant à M1 ne peut pas apporter de l'oxygène; en effet, pour que l'eau hypolimnique à M1 continue en anaérobiose, l'apport en oxygène dans ces couches doit être proche de zéro. Ainsi, l'apport d'oxygène mesuré à M5 doit être consommé pendant le déplacement longitudinal du flux. Les données mesurées indiquent que cette consommation doit atteindre environ 7 000 tO<sub>2</sub> et le modèle effectue une consommation de 6 800 tO<sub>2</sub>.

## 5.6 Le modèle trois boîtes

L'approche trois boîtes vise à prendre en compte les modifications de la qualité de l'eau selon la dimension longitudinale. Ainsi, nous avons discrétisé horizontalement la retenue en trois boîtes. Nous avons choisi le nombre de segments selon la disponibilité de stations d'échantillonnage. La localisation et la forme des boîtes ont été choisies en fonction de la morphométrie de la retenue et de l'emplacement des stations d'échantillonnage (Figure 5.4). Les stations fournissent des informations sur les conditions initiales pour chaque boîte.

Dans chaque boîte, nous allons appliquer le modèle unidimensionnel décrit précédemment. Ainsi, pour procéder aux calculs des volumes dans chaque couche de la discrétisation verticale du modèle, nous avons considéré une section géométrique théorique car les données morphométriques des boîtes isolées ne sont pas disponibles. Une section transversale triangulaire a été adoptée car elle permet de bien représenter la déclivité faible du terrain. La profondeur maximale correspond à celle de la station d'échantillonnage placée dans chaque boîte (M4, M3 et M1). La surface maximale de chaque boîte a été calculée de manière que la somme des volumes des trois puisse représenter le temps de séjour de l'eau dans la retenue (Figure 5.4).

La simulation de la retenue discrétisée en boîtes nécessite la connaissance de la distribution des vitesses à l'interface de ces boîtes, ce qui représente un problème difficile à résoudre. En outre, compte tenu de la représentation verticale, les boîtes ne forment pas un ensemble continu; la profondeur change à l'interface. Ainsi, les variables (température, oxygène etc.) doivent se propager d'une boîte à l'autre suivant un critère empirique ce qui ajoute une incertitude supplémentaire à la modélisation.

Ce transfert des variables (température et concentrations) se fait en supposant qu'il existe une affinité entre le profil de sortie d'une boîte et le profil d'entrée de la boîte suivante (Figure 5.5).

Un inconvénient concernant la discrétisation du modèle trois boîtes est lié à la variation du niveau d'eau. Les volumes déplacés lors d'une variation du niveau sont différents pour chaque boîte. Ainsi, pour conserver la continuité des débits au long de la retenue, nous allons travailler, pendant la durée de la simulation, avec un niveau d'eau fixé à la cote 72 m. Cette supposition peut apporter des erreurs relativement forts lors d'un marnage important (pendant l'année de



FIG. 5.4 - Discrétisation longitudinale de la retenue de Tucurui, sections des boîtes, et leur volume. M5, M4, M3, M1 représentent les stations d'échantillonnage.



FIG. 5.5 - Schéma d'une section longitudinale de la retenue discrétisée en trois boîtes et la propagation des profils des variables d'état entre ces boîtes.

calage, le marnage a été de 2,7 m et le volume deplacé d'environ 10% du volume de la retenue).

La distribution verticale des vitesses, ou des débits, en chaque boîte est simulée par le modèle avec intrusion du flux décrit précédemment. Aux interfaces des boîtes, nous pouvons disposer des caractéristiques du flux: épaisseur et répartition des vitesses; ces valeurs nous permettent de calculer le nombre de couches concernées par l'intrusion d'eau et les débits par couche.

En raison des volumes réduits de chaque boîte, par rapport au volume total de la retenue, l'utilisation des débits entraînés dans ce modèle pose des problèmes numériques qui ne peuvent pas être résolus avec nos moyens informatiques. Ainsi, la distribution des vitesses est déterminée par le modèle d'intrusion sans prendre en compte l'entraînement. Le mélange provoqué par la dispersion en crue dans chaque boîte compense le mélange dû à l'entraînement.

## 5.7 Le flux de sortie

La distribution des flux de sortie (turbinés et déversés) est effectuée de manière identique dans le modèle unidimensionnel d'intrusion du flux et dans le modèle trois boîtes (uniquement dans la troisième boîte).

L'approche proposée (Hocking et al., 1988) se caractérise par deux hypothèses:

- Les variations de la longueur de la retenue n'influent pas dans le calcul des volumes soustirés.
- Le volume sous-tiré est faiblement dépendant du gradient de densité dans la colonne d'eau: la stratification n'intervient pas dans la détermination de la distribution des flux de sortie.

La première hypothèse est confortée par le fait que la longueur de la retenue de Tucurui est importante par rapport à la largeur du barrage (rapport  $\approx 75$ ). Les variations de longueur pouvant avoir lieu lors d'un marnage auront peu d'influence sur la zone des flux de sortie comprise dans un rayon qui se rapproche de la largeur des structures de sous-tirage (Hocking *et al.*, 1988).

L'influence de la deuxième hypothèse sur les résultats du modèle a été testée par deux simulations différentes. L'une employant la formulation avec cette hypothèse, et l'autre employant une formulation où les effets de la stratification sur la distribution des flux de sortie sont pris en compte (Imberger, 1980). Les résultats sont similaires, aucune différence ne justifie le rejet de l'hypothèse formulée.

Les structures de sortie (déversoir et turbines) à Tucurui ont une dimension transversale importante (1 km) par rapport à la largeur de la retenue aux environs du barrage (2 km). Dans ce cas, les formulations pour la détermination de l'épaisseur du sous-tirage correspondent à celles d'un sous-tirage qui se comporte comme une sortie linéaire (Imberger, 1980; Hocking *et al.*, 1988).

La valeur de l'épaisseur de la zone de sortie  $\delta$  (Figure 5.6) dépend du rapport:



FIG. 5.6 - Schéma de la zone de sous-tirage par les turbines et le déversoir.

Si ce rapport est supérieur ou égale à 1, la valeur de l'épaisseur est déterminée par l'expression:

$$\delta = 4 \left(\frac{Q}{BN}\right)^{\frac{1}{2}} \tag{5.44}$$

Dans le cas d'un rapport (équation 5.43) inférieure à 1, la valeur de l'épaisseur devient:

$$\delta = 5, 6LG_r^{-\frac{1}{6}} \tag{5.45}$$

$$G_r = \frac{L^4 N^2}{k_{min}^2}$$
(5.46)

Où

Q = débit de sortie

- B =largeur de la retenue
- N = fréquence moyenne de Brünt-Väisälä
- L =longueur de la retenue
- $k_{min}$  = coefficient de dispersion minimal

La valeur de la fréquence moyenne de Brünt-Väisälä est déterminée selon l'équation:

$$N = \sqrt{\frac{g}{z} \frac{\Delta \rho}{\rho_w}} \tag{5.47}$$

Où

 $g = \operatorname{accélération} \operatorname{de} \operatorname{la gravité}$ 

z = profondeur de la retenue

 $\Delta \rho$  = gradient de densité entre le fond et la surface de la retenue

 $\rho_w = \text{masse spécifique de l'eau}$ 

Le flux de sortie est calculé selon la distribution des vitesses dans l'épaisseur du sous-tirage. La vitesse maximale est déterminée dans l'axe du centre géométrique de la structure du soustirage (Figure 5.6) selon l'équation:

$$v_{max} = \frac{2Q}{B\delta} \tag{5.48}$$

Les vitesses dans les couches situées à l'intérieur de l'épaisseur du sous-tirage sont distribuées selon l'équation:

$$v_i = 0, 5v_{max} \left( 1 + \cos \pi \frac{2(z_c - z_i)}{\delta} \right)$$
 (5.49)

Où

 $z_{\rm c}$  = profondeur du centre géométrique du sous-tirage

 $z_i$  = profondeur de la couche i

## 5.8 Les différences dans la représentation des modèles

Nous avons proposé deux types de modèle pour décrire l'évolution de la qualité de l'eau dans l'axe longitudinal. Chacun de ces modèles peut représenter le système avec un certain nombre d'incertitudes. Les deux, ayant un concept distinct l'un de l'autre, ont des structures différentes ce qui engendre un mode de fonctionnement également différent.

Les caractéristiques de fonctionnement de chaque modèle déterminent la paramétrisation de leurs formulations. Ainsi, nous retrouverons des différences dans les valeurs calées des paramètres (voir paragraphe 5.9), en fonction des spécificités de chaque modèle. Dans le cadre ci-dessous, nous énonçons les caractéristiques qui distinguent les deux modèles.

Modèle trois boîtes	Modèle unidimensionnel
la retenue est représentée par	la retenue est représentée par une
trois corps isolés, de profondeurs	masse d'eau unique
et de volumes différents	
la forme des boîtes est représentée	la forme de la retenue est
par des sections transversales triangulaires,	représentée par les données
ce qui altère le temps de séjour	topographiques mesurées
des couches, surtout au fond	sur le site
l'évolution de la qualité de l'eau	la simulation de la qualité de
d'entrée (axe longitudinal) et celle de	l'eau d'entrée est découplée de
la retenue sont simulées simultanément,	la simulation de la retenue; l'évolution
dans un seul volume	est faite en deux étapes
	et en volumes différents
il existe une discontinuité des profondeurs	il n'existe pas de discontinuité
à l'interface des boîtes et donc dans le	
transfert des flux et des concentrations	
l'entraînement provoqué par le flux	l'entraînement est pris en compte
d'entrée n'est pas pris en compte	
les échanges thermiques ayant lieu dans	ces échanges ne sont que partiellement
la colonne d'eau au long de la retenue	introduits dans le flux d'entrée à
sont incorporés dans le flux d'entrée	travers l'entraînement

## 5.9 Le calage des modèles

La modélisation expérimentale, mise en œuvre dans notre étude, est une méthode pour tester et critiquer la structure et les formulations du modèle. Les boucles I et II (choix d'une équation - test du modèle), présentées dans la Figure 1.2, synthétisent cette méthode, qui est proche de celle de Beck (Beck, 1983b) lorsqu'il préconise une concentration des efforts pendant l'étape d'identification du modèle. En ce sens, Beck insiste sur la différence entre le calage et l'estimation des paramètres. Le calage doit être pris comme un moyen de critiquer le modèle au regard des résultats obtenus et non comme une procédure de choix (estimation) de paramètres, ce qui suppose *a priori* que le modèle représente correctement le système.

La méthode de calage la plus couramment utilisée pour les modèles des systèmes aquatiques est la variation des paramètres (et modifications des formulations) et la comparaison qualitative entre les résultats et les mesures (Reckhow & Chapra, 1983). Ce type de calage est fort subjectif car la seule observation visuelle des profils déterminera le meilleur ensemble de paramètres. En outre, le travail devient très délicat et long lorsque le nombre de paramètres est grand et qu'il existe une inter-dépendance entre eux. Cependant, la subjectivité de ce calage correspond aux besoins d'une modélisation expérimentale. Elle rejoint également la conception de Beck pour qui le modélisateur doit avoir une grande connaissance des formulations du modèle et une forte expérience quant à l'interprétation de leur influence sur les résultats. La manipulation des paramètres des équations favorise le développement d'un regard critique sur le modèle (Reckhow & Chapra, 1983; Beck, 1983b; Jørgensen, 1990b).

Pour faciliter le calage qualitatif et pour pouvoir comparer la performance du modèle d'un jour à l'autre, nous utilisons un critère calculé à partir du carré de la différence entre les résultats du modèle et les valeurs mesurées sur le site. Cet écart quadratique est cumulé sur la profondeur et sur le temps. Ce critère ne prétend pas une évaluation dans l'absolu du modèle mais plutôt une comparaison entre les simulations. Le décalage ainsi calculé se rapproche du critère de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970), souvent employé dans le calage des modèles en hydrologie. Un critère qui emploie également le décalage quadratique, bien que moins pénalisant que le notre puisqu'il travaille avec la moyenne des concentrations, a été utilisé dans l'évaluation d'un modèle thermique appliqué à plusieurs lacs (Hondzo & Stefan, 1993).

La sensibilité du modèle vis à vis des paramètres a été estimée d'après les variations des résultats du modèle face à une modification de  $\pm 20\%$  de la valeur de chaque paramètre (Jørgensen, 1988).

Nous rappelons que le calage du modèle est effectué d'après les données mesurées à la station M1, proche du barrage. Ainsi, pour le modèle trois boîtes, les paramètres des deux premières boîtes sont également calés en fonction des résultats de la troisième.

## 5.9.1 Modèle thermique

L'analyse de sensibilité des paramètres de ce modèle a été faite sur les formulations du bilan thermique et du coefficient de dispersion. Les paramètres sensibles sont indiqués dans le Tableau 5.1. Le calage de cet ensemble de paramètres a été effectué sur la base des résultats des profils thermiques.

Pour l'ensemble des paramètres du Tableau 5.1, l'erreur quadratique pour les profils thermiques du modèle trois boîtes (Figure 5.7) est inférieure à celle du modèle unidimensionnel (Figure 5.8). Ces figures montrent que l'erreur par jour (barres) est plus important en crue qu'en étiage. Le modèle représente bien le phénomène de brassage des eaux en crue (Figure 5.11) mais le décalage entre les températures mesurées et calculées est plus fort pendant cette période que celui déterminé pendant la stratification en étiage. Pour certaines dates, le même décalage est présent dans les deux modèles, ce qui indique qu'il n'est pas forcément lié à la manière de décrire l'évolution longitudinale de la qualité de l'eau.

Paramètres	Définition	unidimensionnel	3 boîtes
Cc	const. du vent en pluie (c. latente)(Pa <sup>-1</sup> )	2,45 10-11	2,9 10-11
Ce	const. du vent en séchèresse (c. latente)( $Pa^{-1}$ )	$2,45 \ 10^{-11}$	$2,7 \ 10^{-11}$
cb	constante de Bowen (chaleur sensible)(° $C^{-1}$ )	$0,61 \ 10^{-3}$	0,61 10 <sup>-3</sup>
$C_{vent}$	constante du vent (couche de mélange)	2,41	2,41
σ	coefficient de la fonction de stabilité	0,7	0,7
$C_d$	coefficient du frottement du vent	$3,18 \ 10^{-3}$	$3,18 \ 10^{-3}$
coefmax	coefficient de dispersion maximale $(m^2 s^{-1})$	9,0 10-4	9,0 10-4
coefmin	coefficient de dispersion minimale $(m^2 s^{-1})$	$9,0 \ 10^{-7}$	9,0 $10^{-7}$
$q_0$	paramètre du coefficient de dispersion	5,0 10 <sup>3</sup>	$5,0\ 10^3$

TAB. 5.1 - Valeur de calage des paramètres des formulations du bilan thermique et du coefficientde dispersion pour le modèle unidimensionnel et pour le modèle trois boîtes.

Les valeurs calées des paramètres (Tableau 5.1) sont dans la gamme des valeurs de la littérature (Henderson-Sellers, 1984). Bien que le concept et la structure des modèles soient différents, les valeurs de calage sont identiques pour la plupart des paramètres. Seules les valeurs du Cc(constant du vent en saison des pluies dans la formulation de la chaleur latente) et du Ce(constant du vent en saison sèche dans la formulation de la chaleur latente) ont changé d'une approche à l'autre. Les valeurs du modèle trois boîtes, plus fortes que celles du modèle unidimensionnel, indiquent qu'une perte de chaleur par les phénomènes d'évaporation doit être plus intense pendant la saison des pluies que la perte de chaleur pendant la saison sèche. Les caractéristiques de ce modèle, notamment la simulation effectuée avec un niveau d'eau fixé et un



FIG. 5.7 - Evolution des erreurs de la température simulée par le modèle trois boîtes. Les barres indiquent les décalages par date de mesure (échelle droite), et le décalage cumulé (échelle gauche) dans l'année est présenté en haut du graphique.



FIG. 5.8 - Evolution des erreurs de la température simulée par le modèle unidimensionnel. Les barres indiquent les décalages par date de mesure (échelle droite), et le décalage cumulé (échelle gauche) dans l'année est présenté en haut du graphique.

entraînement nul, peuvent engendrer des modifications dans les échanges de chaleur.

#### Le mélange vertical

La dispersion verticale joue un rôle important dans la distribution des variables dans la colonne d'eau. Le coefficient de dispersion maximal contrôle le mélange en crue alors que le coefficient minimal contrôle l'établissement d'une thermocline stable en étiage. Les valeurs des coefficients de dispersion des variables chimiques ont été majorés par rapport au coefficient de dispersion thermique. Cela a entraîné de meilleurs résultats de profil des variables chimiques. Nous avons calé une majoration égale à 3 pour l'oxygène, pour l'ammonium et pour la DCO.

L'homogénéisation verticale au fond de l'hypolimnion, observée dans les profils mesurés de température, ainsi que dans les profils des variables chimiques, peut être provoquée par une dispersion plus forte dans ces couches<sup>4</sup>. L'augmentation des coefficients de dispersion dans l'hypolimnion permet au modèle de mieux reproduire ces profils. Cette croissance de la dispersion dans l'hypolimnion est importante à Tucurui, où les flux d'entrée et de sortie provoquent de la turbulence lors d'un écoulement au fond, augmentant la dispersion dans ces couches (Fischer *et al.*, 1979).

## 5.9.2 Modèle de dégradation

Les vitesses des processus, calées sur la base des résultats d'oxygène dissous, d'ammonium et de DCO, sont présentées aux tableaux 5.2 et 5.3 (voir tableau 4.1 pour la définition des paramètres). Le tableau 5.5 montre les vitesses employées dans le modèle de dégradation du flux d'entrée (voir annexe E pour la définition des paramètres).

Les vitesses de dégradation de la matière organique VEG1 (feuilles et litière) sont inférieures d'un ordre de grandeur à celles retrouvées dans la littérature, qui varient entre  $3 \ 10^{-3}$  et  $8 \ 10^{-3} \ j^{-1}$ (paragraphe 2.4). Cet écart peut être expliqué, en partie, par les différences entre le biote du système simulé et celui dans lequel les essais pour connaître les vitesses des processus chimiques et biologiques ont été réalisés. Le modèle simule un système naturel, avec les limitations de température et de facteurs chimiques qui agissent sur les processus de dégradation. Les systèmes créés en laboratoire sont souvent optimaux, parfois avec la seule limitation de l'un de ces facteurs; dans des conditions moins contraignantes, où les décomposeurs sont soumis à peu de limitation sur leur activité, les vitesses sont souvent plus fortes.

Le manque d'informations sur les vitesses de dégradation des troncs (VEG2) rend difficile la vérification du modèle. La différence retrouvée entre  $\mu_{11}max$  et  $\mu_{21}max$  varie entre un et deux ordres de grandeur. La comparaison avec d'autres modèles est difficile, compte tenu de la manière dont chacun décrit le système et des différences entre les matières organiques simulées. Nous pouvons citer l'exemple de deux modèles qui décrivent la dégradation de différents types

<sup>4.</sup> L'occurrence d'une défaillance de mesures provoquée par la dérive du câble de la bouteille d'échantillonnage est également envisageable. Il en résulte une homogénéité apparente des concentrations dans le fond.

Vitesses	1 <sup>ère</sup> et 2 <sup>ème</sup> boîtes	3 <sup>ème</sup> boîte	Unité
$\mu_{11}max$	8,2 10-4	2,6 10-4	j <sup>-1</sup>
$\mu_{12}max$	$1, 6 \ 10^{-4}$	$0, 5 \ 10^{-4}$	j <sup>-1</sup>
$\mu_{21}max$	$4, 3 \ 10^{-5}$	$6,9 \ 10^{-6}$	j <sup>-1</sup>
$\mu_{22}max$	$0,9 \ 10^{-5}$	$1,4 \ 10^{-6}$	j <sup>-1</sup>
$\mu_d$	$1,7 \ 10^{-8}$	$1,7 \ 10^{-8}$	j <sup>-1</sup>
$krel_{max}$	0, 47	0, 47	$gN-NH_4 m^{-2}j^{-1}$
kn	$3,5 \ 10^{-1}$	$3,5 \ 10^{-1}$	j <sup>-1</sup>
ksedmax	$7,5 \ 10^{-2}$	-	j <sup>-1</sup>
ka	0,36	0, 36	$m^{1/2} j^{-1/2}$

TAB. 5.2 - Valeurs de calage des vitesses employées dans le modèle de dégradation pour l'approche trois boîtes.

de matière organique par une cinétique de premier ordre:

- Le modèle de Delft Hydraulics (Delft Hydraulics, 1988) décrit l'évolution de trois types de matière organique dont les vitesses de dégradation aérobie varient entre 7  $10^{-2}$  j<sup>-1</sup> et  $3 \ 10^{-4}$  j<sup>-1</sup>. La plus forte vitesse correspond à la dégradation du phytoplancton, qui n'est pas pris en compte dans notre modèle. La vitesse plus faible correspond à la dégradation de la matière non labile des feuilles et de la litière; cette vitesse est très proche de celle utilisée pour la dégradation de VEG1 ( $\mu_{11}max$ ). En ce qui concerne les troncs, Delft Hydraulics ne les prend pas en compte, supposant que leur vitesse de dégradation est tellement faible que ce processus est négligeable compte tenu de l'échelle du temps du modèle.
- Le modèle de Thérien et Spiller (Thérien & Spiller, 1981) considère une quantité initiale de matière brute (total de troncs, branches et feuilles) qui subit la fragmentation, suivie de la décomposition par les champignons, puis la minéralisation par les bactéries. De cette manière, ils partagent les vitesses dans le modèle par type de processus et non par type de matière organique. Les vitesses, variant entre 10<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup> et 10<sup>-3</sup> j<sup>-1</sup>, représentent alors une moyenne estimée à partir des vitesses de dégradation des troncs, des branches, et des feuilles.

Les vitesses de dégradation aérobie sont environ 5 fois plus fortes que celles en anaérobiose, ce qui représente convenablement les différences entre les cinétiques des processus de dégradation dans ces deux milieux (Saunders, 1976).

La vitesse de transfert entre VEG2 et VEG1 ( $\mu_d$ ), ainsi que le coefficient *lyse* sont très faibles. Tous les deux représentent des processus dont l'évaluation s'appuie plus sur la théorie que sur l'expérimentation.

Vitesses	unidimensionnel	Unité
$\mu_{11}max$	3,0 10-4	j <sup>-1</sup>
$\mu_{12}max$	$0, 6 \ 10^{-4}$	j <sup>-1</sup>
$\mu_{21}max$	$5, 6 \ 10^{-6}$	j <sup>-1</sup>
$\mu_{22}max$	$1,1 \ 10^{-6}$	j <sup>-1</sup>
$\mu_{d}$	$1,7 \ 10^{-8}$	j <sup>-1</sup>
$krel_{max}$	0, 5	$gN-NH_4 m^{-2}j^{-1}$
kn	$3,5 \ 10^{-1}$	j <sup>-1</sup>
ka	0,36	$m^{1/2} j^{-1/2}$

TAB. 5.3 - Valeurs de calage des vitesses employées dans le modèle de dégradation pour l'approche unidimensionnelle.

Coefficients	Valeur	Unité
lyse	0,0001	+
$no_1$	0,02	$gN/gO_2$
$no_2$	0,0067	$gN/gO_2$
on	4,57	${\rm gO_2/gN}$
ksnit	0, 2	$gN-NH_4 m^{-3}$
ksnox	2,0	$gO_2 m^{-3}$
θ	1,08	-

TAB. 5.4 - Valeurs des coefficients employés dans le modèle de dégradation.

La vitesse de nitrification (kn) se situe dans la limite supérieure des valeurs de la littérature (Annexe B, paragraphe B.7). Il est clair que le processus de consommation biologique d'ammonium a implicitement influencé l'augmentation de cette vitesse lors du calage.

Le relargage benthique représente plusieurs processus qui dégagent de l'ammonium ce qui explique la valeur élevée de la vitesse  $krel_{max}$ . Dans le chapitre 6, nous discuterons les aspects biogéochimiques de ce paramètre.

Les coefficients et les concentrations de demi-saturation (Tableau 5.4) ont été obtenus dans la littérature. Les valeurs de  $\theta$  et de on sont fixes. Les valeurs de  $no_1$  et de  $no_2$  auraient pu éventuellement être encore affinées, mais nous préférons adopter les valeurs issues des essais et des analyses effectués sur la végétation amazonienne (Annexe C); en préservant ces valeurs faibles, nous savons que le taux de relargage benthique d'ammonium est augmenté mais, en revanche, les flux d'ammonium partant de la dégradation de la végétation immergée calculés par le modèle sont plus fiables. En outre, le flux de relargage benthique nous servira d'indication de

Vitesses	Modèle du flux	Unité
$k_1max$	$1,0 \ 10^{-3}$	j <sup>-1</sup>
$k_2max$	$1,0 \ 10^{-3}$	j <sup>-1</sup>
$k_3max$	$3,9 \ 10^{-5}$	j <sup>-1</sup>
$krel_{max}$	0, 5	$gN-NH_4 m^{-2}j^{-1}$
ksedmax	$3, 5 \ 10^{-2}$	j <sup>-1</sup>
kn	$3,5 \ 10^{-1}$	j <sup>-1</sup>

TAB. 5.5 - Valeurs de calage des vitesses employées dans le modèle de dégradation du flux d'entrée.

l'importance d'autres sources ou processus implicitement pris en compte dans le modèle.

Les erreurs quadratiques montrent que le décalage entre les mesures et les résultats de l'oxygène est plus fort pour le modèle trois boîtes (Figure 5.9) que pour le modèle unidimensionnel (Figure 5.10). Le décalage par jour (barres) est très faible en crue pour le modèle unidimensionnel, et montre une régularité dans l'année pour le modèle trois boîtes. Le pic au début de l'étiage (jour 160) est présent dans les deux modèles; il est conséquence du décalage également constaté pour la température à cette même date.

## 5.10 Les résultats

L'analyse des résultats est illustrée par deux dates de mesures par saison (crue et étiage). L'ensemble composé de toutes les dates peut être consulté dans l'Annexe F. Les mesures disponibles concernent la température, l'oxygène dissous et l'ammonium; à titre complémentaire, nous présentons la DCO, qui est comparée aux résultats de la matière organique SOM (exprimée en mg  $O_2 l^{-1}$ ) auxquels s'ajoute la concentration d'ammonium (convertie en mg  $O_2 l^{-1}$  par le coefficient on).

Globalement, le modèle reproduit correctement le comportement des variables d'état. Les bons résultats permettent de valider les hypothèses établies pour la construction du modèle. L'évolution annuelle est bien représentée par les périodes de stratification et déstratification; cet aspect est essentiel pour la simulation de la qualité de l'eau.

## Les différentes échelles

Les résultats du modèle sont encore plus performants si l'on considère les difficultés de simuler un système peu stable comme la retenue de Tucurui. Les débits sont très forts face au volume



FIG. 5.9 - Evolution des erreurs de l'oxygène dissous simulé par le modèle trois boîtes. Les barres indiquent les décalages par date de mesure (échelle droite) et le décalage cumulé (échelle gauche) dans l'année est présenté en haut du graphique.



FIG. 5.10 - Evolution des erreurs de l'oxygène dissous simulé par le modèle unidimensionnel. Les barres indiquent les décalages par date de mesure (échelle droite) et le décalage cumulé (échelle gauche) dans l'année est présenté en haut du graphique.

de la retenue, provoquant très rapidement des modifications dans le système. Nous avons pu constater que **les apports contrôlent le comportement des variables**; des changements de la température d'entrée de l'ordre d'un demi degré peuvent faire complètement basculer la distribution des apports dans la colonne d'eau et altérer l'évolution des variables pendant toute la simulation.

Ces changements ne sont pas compatibles avec l'échelle de temps du modèle ( $\approx 15$  jours)<sup>5</sup>, qui a été conçu sur la base de données des forçages. Les données météorologiques sont disponibles à une fréquence faible par rapport à l'échelle de temps des phénomènes thermiques. La vitesse du vent, par exemple, est une moyenne journalière, ce qui lisse les variations ayant lieu dans la journée, très importantes pour la simulation des mélanges verticaux. Classiquement les données d'entrées sont recueillies à une fréquence plus forte que les mesures utilisées pour le calage; or, à Tucurui, s'est présenté l'inverse: ces données ont une échelle bi-mensuelle tandis que les mesu: $\varepsilon_{\infty}$  en M1 ont une échelle hebdomadaire. Ainsi, les phénomènes se produisant dans une échelle inférieure aux données d'entrée sont difficilement représentés par le modèle. Les résultats sont alors pénalisés lorsqu'ils sont comparés aux mesures en M1.

D'une manière plus générale, les différences entre les échelles de temps et d'espace des données mesurées et celles des résultats des modèles ont toujours représenté une difficulté pour l'évaluation de ces outils mathématiques (Beck, 1983b; Reckhow & Chapra, 1983). Les mesures représentent une situation ponctuelle et instantanée tandis que le modèle travaille avec le volume global de la retenue et représente une tendance moyenne dans le temps (Fedra, 1983). Nous avons constaté dans le paragraphe 3.2.3 que les variations journalières peuvent être importantes: Deux phénomènes d'échelles différentes se superposent. L'amplitude de l'un pouvant parfois dépacser l'amplitude de l'autre. Ces remarques doivent alors être prises en compte lors de la comparaison entre les mesures et les résultats.

#### 5.10.1 Température

.

Les exemples de la Figure 5.11 montrent la bonne précision que le modèle peut atteindre pour la simulation des profils thermiques (voir l'annexe F pour les résultats du modèle trois boîtes). En début d'étiage (27/05/86), le profil est très bien suivi, et la position de la thermocline, bien que difficilement définie sur le profil mesuré, est bien déterminée par le modèle. Cela représente un atout du modèle dans la simulation des systèmes tropicaux, où souvent la thermocline est peu stable mais la barrière thermique existe et influence la formation des chemoclines.

<sup>5.</sup> Nous différencions ici l'échelle de temps des phénomènes que le modèle est capable de représenter et le pas de temps de simulation du modèle.



FIG. 5.11 - Profils de température. Le trait correspond aux résultats du modèle unidimensionnel et les points aux mesures sur le site. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.

#### 5.10.2 Oxygène dissous

Les meilleurs résultats de profils d'oxygène ne correspondent pas nécessairement aux meilleurs profils thermiques. Nous pouvons facilement constater ce comportement dans l'évolution des erreurs (Figures 5.8 et 5.10): les pics des erreurs de température et d'oxygène coïncident rarement. L'accord entre températures calculées et mesurées est moins important pour la modélisation des profils d'oxygène qu'un bon positionnement de la thermocline. La formation de l'oxycline en étiage a lieu dès que des faibles gradients thermiques s'installent. Le modèle suit cette évolution, et la couche anaérobie est très bien simulée (Figure 5.12). L'oxygénation de la colonne d'eau en crue est également reproduite par le modèle. Les deux saisons à Tucurui sont alors bien représentées.

Le modèle trois boîtes a la potentialité de permettre l'évaluation des changements longitudinaux de la qualité de l'eau. La formation d'une couche anaérobie dans les deux premières boîtes amont s'établit plus tard dans l'étiage et est progressive du barrage vers l'amont (Figure 5.13). Ainsi, dans la première boîte, la colonne d'eau reste oxygénée plus long temps que dans les boîtes en aval. L'influence des apports du fleuve est beaucoup plus importante dans la première boîte; les résultats de certains jours montrent que, lors d'une pénétration du flux au fond de la retenue, la concentration en oxygène dans ces couches est plus forte qu'en surface.

## 5.10.3 Ammonium et DCO

Les profils d'ammonium (Figure 5.14) montrent un bon accord avec les mesures en crue. Pendant cette période, l'oxygénation de la colonne d'eau permet la nitrification de l'ammonium produit par les processus de dégradation de la matière organique. La concentration d'ammonium reste très faible jusqu'à l'établissement de la stratification thermique; à ce moment, l'ammonium commence à s'accumuler dans l'hypolimnion. Le modèle reproduit ce comportement et détermine assez bien la position de la chemocline d'ammonium. Les concentrations en surface pendant cette période de stratification sont également bien représentées.

Pendant la crue, la DCO est constituée principalement de la matière organique SOM car la concentration d'ammonium est très faible. En étiage, les fortes concentrations hypolimniques d'ammonium définissent les profils de la DCO. Les résultats dans ces deux périodes (Figure 5.15) sont assez satisfaisants. Bien que la DCO soit composée d'autres éléments que l'ammonium et la SOM, ces deux variables parviennent à bien la représenter.

#### 5.10.4 Coefficients de dispersion

Compte tenu des formulations simples employées pour le calcul des coefficients de dispersion



FIG. 5.12 - Profils d'oxygène dissous. Le trait correspond aux résultats du modèle unidimensionnel et les points aux mesures sur le site. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.



FIG. 5.13 - Profils calculés d'oxygène dissous au 31/05/86 (haut) et au 01/09/86 (bas). La première colonne de la figure concerne la première boîte (cote du fond à 50 m); la deuxième colonne concerne la deuxième boîte (cote du fond à 30 m).



FIG. 5.14 - Profils d'ammonium dissous. Le trait correspond aux résultats du modèle unidimensionnel et les points aux mesures sur le site. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.



FIG. 5.15 - Profils de la DCO. Le trait correspond aux résultats du modèle unidimensionnel et les points aux mesures sur le site. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.

dans le métalimnion et dans l'hypolimnion, les résultats ont une allure très schématique qui se répète au long de la saison. La Figure 5.16 présente quelques résultats pour le modèle unidimensionnel; les coefficients calculés par le modèle trois boîtes sont similaires. Le profil en crue montre un mélange complet représenté par un coefficient maximal. En étiage, il y a formation de quatre zones distinctes: zone bien mélangée avec un coefficient maximal, l'épilimnion avec une décroissance du coefficient maximal vers la valeur minimale à la thermocline, le métalimnion avec une valeur constante et égale à celle à la thermocline, et finalement l'hypolimnion avec un coefficient constant et légèrement supérieur à sa valeur dans le métalimnion.



FIG. 5.16 - Profils du coefficient de dispersion. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.

La décroissance brusque des coefficients de dispersion observée dans l'épilimnion est occasionnée par la faible vitesse des vents à Tucurui; en étiage, la formulation utilisée pour le calcul du coefficient de dispersion s'appuie uniquement sur les mélanges provoqués par les vents. Cependant, les tests effectués avec le modèle ont démontré que l'influence du vent sur le calcul du coefficient de dispersion, bien que faible, est nécessaire pour une bonne simulation du cycle thermique.

#### 5.10.5 Les difficultés

Dans les paragraphes précédents, nous avons montré les résultats du modèle et de quelle manière ils répondent aux objectifs de la modélisation proposée pour la retenue de Tucurui. Pendant la construction du modèle, nous avons retrouvé des difficultés qui se répercutent sur certains résultats; ces difficultés concernent d'une part la représentativité et la fiabilité des mesures, et d'autre part la modélisation de certains phénomènes.

#### Difficultés relatives aux données mesurées

Nous avons abordé précédemment l'importance des flux d'entrée pour la simulation des variables dans la retenue. Pour cette raison, tout ce qui concerne les données d'entrée et la distribution des flux dans la retenue conditionnent la réponse du modèle. Dans ce cadre, la température tient une place importante car les flux d'entrée sont distribués selon leur densité et celle de la retenue. Ainsi, l'utilisation des données mesurées à la station M5 comme les valeurs d'entrée présente quelques problèmes. Tout d'abord, les mesures effectuées entre 7h00 et 8h00 du matin représentent une situation très ponctuelle dans la journée. En outre, des changements d'horaire d'échantillonnage peuvent entraîner des variations de l'ordre d'un demi degré, ce qui peut altérer la distribution des flux dans la retenue.

Ensuite, la fréquence de mesures en M5 n'est pas convenable pour représenter les variations inter-journalières qui peuvent être importantes, comme le montre la série de températures (Figure 3.8). L'intervalle de 15 jours entre les mesures en M5 peut représenter une perte d'information. Cela est illustré par deux périodes en crue. Entre le 4 et le 26 mars (Figure 5.17), nous constatons un réchauffement des températures mesurées en M1 tandis qu'en M5 les températures ont diminué d'environ 2°C, ce qui est exprimé par la diminution des températures calculées par le modèle. Entre le 7 et le 13 mai (Figure 5.18), il existe un refroidissement des températures mesurées en M1 mais les températures en M5 ne présentent aucune variation.

En raison de cette fréquence, relativement faible, des mesures des données d'entrée, nous avons essayé de reconstituer les températures en M5 en utilisant un modèle thermique (voir paragraphe 5.1) pour la rivière. Ce test n'a cependant pas présenté des résultats satisfaisants. Les températures d'entrée ont été lissées et la variabilité inter-mesures, importante pour la simulation thermique de la retenue, a été détruite. Les données météorologiques doivent avoir une fréquence plus fine pour permettre une reconstitution fidèle des données de température de l'eau par cette méthode.



FIG. 5.17 - Profils de température entre le 4 et le 26 mars. Les points correspondent aux mesures sur le site et le trait aux résultats du modèle. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.



FIG. 5.18 - Profils de température entre le 29 avril et le 20 mai. Les points correspondent aux mesures sur le site et le trait aux résultats du modèle. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.

La fiabilité des données peut aussi, parfois, être mise en cause. Certains décalages retrouvés entre les résultats du modèle et les données en M1 peuvent être la conséquence d'anomalies des données mesurées. L'écart observé le 14 et le 28 octobre (Figure 5.19) est un exemple: d'une semaine à l'autre (entre le 8 et le 14 octobre) les températures en M1, dans toute la colonne d'eau, ont augmenté d'environ 1°C sans aucune modification de l'allure du profil thermique; la semaine suivante (le 22 octobre), les températures ont diminué d'environ 1°C, toujours sans modifier l'allure du profil thermique. Les profils mesurés se déplacent de la même manière entre le 22 et le 28 octobre.

Les mesures de DCO présentent également des anomalies. Entre le 1<sup>er</sup> et le 15 avril, la DCO mesurée a augmenté d'environ 2 mg l<sup>-1</sup>, pour reprendre ensuite (22 avril) les valeurs précédentes (Figure 5.20). Les autres variables (oxygène et ammonium) ne présentent aucun changement pouvant expliquer les variations de la DCO. En septembre, les mesures de DCO présentent une tendance différente de celles de l'ammonium: les profils de DCO (2 et 10 septembre) montrent une décroissance (environ 2 mg l<sup>-1</sup>) au fond de la retenue, tandis que le profil d'ammonium (2 septembre) montre une augmentation (Figure 5.21 et 5.22).

Ces remarques ponctuelles sur les données mesurées ne sont pas concluantes. Une vérification des problèmes soulevés doit être entamée auprès du laboratoire qui a effectué les mesures.

#### Difficultés relatives à la modélisation

La difficulté majeure retrouvée pour la modélisation de la retenue a été la représentation de la distribution des flux d'entrée. Une partie du problème concernait les données d'entrée disponibles (voir paragraphe précédent); l'autre partie concernait la complexité des phénomènes hydrodynamiques de pénétration du fleuve dans la retenue. Les résultats du modèle unidimensionnel en juin (Figure 5.23) illustrent ces difficultés. Les températures dans l'hypolimnion sont froides en raison des températures d'entrée très fraîches ( $\approx 28^{\circ}$ C) et de la réduction de l'entraînement des eaux de la retenue en étiage, ce qui réduit en conséquence le réchauffement des eaux entrantes.

La difficulté avec la modélisation des flux se présente également lors de la distribution des entrées et sorties. De la fin août jusqu'à la fin septembre, les flux d'entrée placés en surface sont en partie transférés vers le fond pour l'approvisionnement des sous-tirages. Le flux vertical résultant de ce transfert est fort; il distribue la chaleur et homogénéise les températures des couches, ce qui provoque l'effondrement graduel de la thermocline. Cet effondrement est ressentie sur les profils d'oxygène (Figure 5.24) qui montrent une couche épilimnique oxygénée trop épaisse. Cette oxygénation provoque la nitrification de l'ammonium dans ces couches et une diminution de la DCO (voir résultats dans l'Annexe F). Ainsi, la manière de placer les flux d'entrée, et de retirer les flux de sortie, a provoqué un effet en cascade perturbant les profils des variables.

Dans le modèle unidimensionnel, l'effondrement de la thermocline est accentué par la di-



FIG. 5.19 - Profils de température entre le 8 et le 28 octobre. Les points correspondent aux mesures sur le site et le trait aux résultats du modèle. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.



FIG. 5.20 - Profils de la DCO entre le 26 mars et le 22 avril. Les points correspondent aux mesures sur le site et le trait aux résultats du modèle. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.

.



FIG. 5.21 - Profils de la DCO entre le 19 août et le 10 septembre. Les points correspondent aux mesures sur le site et le trait aux résultats du modèle. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.



FIG. 5.22 - Profils d'ammonium dissous au 19 août et au 2 septembre. Les points correspondent aux mesures sur le site et le trait aux résultats du modèle. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.



FIG. 5.23 - Profils de température entre le 29 avril et le 20 mai. Les points correspondent aux mesures sur le site et le trait aux résultats du modèle. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.



FIG. 5.24 - Profils d'oxygène dissous entre le 10 et le 30 septembre. Les points correspondent aux mesures sur le site et le trait aux résultats du modèle. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.

minution du niveau d'eau de la retenue<sup>6</sup> à cette période. L'influence de cette diminution du niveau d'eau est également observée à la fin de l'année (Figure 5.25) où le marnage ( $\approx 2$  m) est accompagné par la déstratification du profil thermique. Au contraire, lorsque le niveau d'eau monte, les températures de surface augmentent, comme on l'observe le 14, le 22 et le 28 octobre (Figure 5.19).

#### L'oxygène dissous et la production primaire

Le modèle n'intègre pas dans ses objectifs la simulation de la production primaire en raison de la faible disponibilité des données à Tucurui. La production d'oxygène en surface, la dégradation de matière organique phytoplanctonique dans la colonne d'eau, et l'apport d'une fraction de cette matière aux sédiments sont des processus qui ne peuvent pas être représentés par le modèle.

Ainsi, la dégradation du seston dans le métalimnion (Cole & Hannan, 1990) pourrait expliquer la diminution pointue de la concentration en oxygène mesurée entre les cotes 60 et 40 m (Figure 5.26). Cependant, à Tucurui, ce pic en sub-surface a lieu pendant la crue, lorsque la colonne d'eau est homogène. D'autres phénomènes peuvent alors intervenir pour expliquer ce pic, comme l'ont suggéré Cole et Hannan (Cole & Hannan, 1990): intrusion de l'eau désoxygénée provenant des zones littorales ou des baies isolées; intrusion de l'eau oxygénée du fleuve, ce qui fait que le minimum observé correspond en vérité à un maximum hypolimnique provoqué par un *underflow*.

L'apport d'oxygène provenant de la production primaire peut être important pendant certaines périodes. En effet, les mesures de production primaire par <sup>14</sup>C effectuées à la station M1 au 12 mai 1987 (paragraphe 3.2.4) montrent une contribution d'environ 1,0 mg l<sup>-1</sup> (dans la zone euphotique pendant un jour de 11 h). Cet apport peut être encore plus fort si la production primaire mesurée aux stations voisines (M3 et C1, voir Figure 3.5) est prise en compte; la production journalière dans ces deux stations est deux fois plus importante que la production en M1. Ainsi, certains décalages entre les profils d'oxygène mesurés et calculés pourraient être imputés à l'absence du cycle du phytoplancton dans le modèle.

## 5.11 La validation du modèle

La validation est l'étape où l'aptitude du modèle à la prévision est évaluée. Il est clair que la validation est effective lorsque le modèle atteint les objectifs pour lesquels il a été créé (Young, 1983). Selon les critères de validation d'un modèle, il est impératif de tester l'ensemble de paramètres calés sur une série de données distincte de la série de calage (Jørgensen, 1988). Nous avons choisi d'effectuer la validation sur l'année 1987 qui est particulièrement différente: les débits sont environ 30% plus faibles qu'en 1986 (Figure 3.4), et la crue se présente plus tard

<sup>6.</sup> Nous rappelons que la variation du niveau est simulée uniquement par le modèle unidimensionnel.



FIG. 5.25 - Profils de température entre le 10 et le 30 décembre. Les points correspondent aux mesures sur le site et le trait aux résultats du modèle. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.



FIG. 5.26 - Profils d'oxygène dissous le 7 janvier, le 14 janvier et le 13 mai. Les points correspondent aux mesures sur le site et le trait aux résultats du modèle. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.

dans l'année (mois de mars), durant seulement deux mois. Utiliser l'année suivant l'année de calage, présente l'avantage de pouvoir employer les valeurs finales de VEG1 et VEG2 en 1986 comme données d'entrée pour la validation.

Nous avons travaillé pendant le calage avec deux modèles qui sont capables de simuler l'évolution longitudinale de la qualité de l'eau. Les bons résultats obtenus pour l'année de calage avec ces modèles nous permettent de continuer à les employer indifféremment. Cependant, l'approche unidimensionnelle présente un grand avantage pratique: la simulation du flux d'entrée et celle de la retenue sont intégrées dans une seule routine. Dans ce cas, les incertitudes du passage des débits et des concentrations d'une boîte à l'autre n'existent pas. Ainsi, la validation portera uniquement sur l'approche unidimensionnelle. Les données d'entrée pour la validation du modèle sont prices à la station M5, les données initiales, ainsi que les mesures pour la comparaison des résultats, sont prises à la station M1. La simulation commence le 1<sup>er</sup> janvier et finit le 31 décembre 1987. L'intégralité des résultats de la validation est présentée dans l'Annexe F.

#### Résultats

Les résultats valident la performance du modèle sur plusieurs aspects. La position de la thermocline est bien établie, ce qui induit des bons résultats pour l'oxygène dissous. L'erreur quadratique totale (Figure 5.27) est équivalente à celle de l'année du calage. La formation de l'oxycline en étiage et l'homogénéisation de la colonne d'eau en crue sont représentées avec une bonne précision (Figure 5.28). En effet, la déstratification et la stratification ont lieu en fonction de la réponse du modèle face aux variations de débit; cette réponse est obtenue en 1987 avec un délai d'environ 7 jours. Les profils d'oxygène montrent également que l'épaisseur de la couche anaérobie est très bien suivie. Ces résultats permettent de valider les paramètres du modèle représentant les processus du cycle d'oxygène.

Les résultats de l'ammonium et de la DCO sont globalement corrects (Figures 5.29 et 5.30). En crue les concentrations sont bien représentées et en étiage la stratification provoque l'accumulation d'ammonium dans l'hypolimnion. Cependant, le dégagement d'ammonium est fort pendant le début de l'étiage (juillet, août et septembre), ce qui augmente beaucoup les concentrations au fond, augmentant en conséquence les concentrations de la DCO (voir profils au 4 août). A partir du début octobre jusqu'à la fin de la simulation, le modèle reproduit très bien l'évolution de ces concentrations.

Le relargage important au début de l'étiage est le résultat d'un calage effectué sur des concentrations fortes dans l'hypolimnion; en effet, ces concentrations évoluent d'un maximum de 1,7 mg l<sup>-1</sup> en 1985, à 3,2 mg l<sup>-1</sup> en 1986, 2,3 mg l<sup>-1</sup> en 1987, et 1,1 mg l<sup>-1</sup> en 1988<sup>7</sup>. Il est difficile d'identifier les causes des fortes concentrations d'ammonium en 1986. Toutefois, des observations sur le site ont appris qu'en 1985 il y a eu un *bloom* d'algues et de macrophytes dans la retenue: une grande partie de la zone centrale, ainsi que la zone littorale, étaient couvertes

<sup>7.</sup> Les mesures en 1988 sont disponibles jusqu'au mois d'octobre. Cependant, les valeurs maximales des autres années ont été déterminées en décembre; ainsi, la valeur maximale en 1988 peut être sous-estimée.



FIG. 5.27 - Evolution des erreurs de l'oxygène dissous simulé par le modèle unidimensionnel en 1987. Les barres indiquent les décalages par date de mesure (échelle droite) et le décalage cumulé (échelle gauche) dans l'année est présenté en haut du graphique.



FIG. 5.28 - Validation du modèle. Profils d'oxygène dissous. Les points correspondent aux mesures sur le site et le trait aux résultats du modèle. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.



FIG. 5.29 - Validation du modèle. Profils d'ammonium dissous. Les points correspondent aux mesures sur le site et le trait aux résultats du modèle. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.



FIG. 5.30 - Validation du modèle. Profils de la DCO. Les points correspondent aux mesures sur le site et le trait aux résultats du modèle. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.

par les Salvinea, Scirpus et Eicchornia. En 1986, ces macrophytes ont régressé pour ne plus occuper qu'une partie de la zone littorale; les algues ont montré également une diminution de leur production<sup>8</sup>. Ces algues et ces macrophytes disparus ont pu être décomposés au cours de 1986, augmentant ainsi les concentrations d'ammonium cette année.

Evidemment, les écarts retrouvés entre l'ammonium mesuré et calculé peuvent être provoqués par l'estimation des paramètres du modèle dans une situation particulière (année 1986), sur des données peu représentatives. Cette supposition est bien plausible mais elle doit venir accompagnée d'une critique sur la formulation utilisée. Comme nous l'avons précisé précédemment, la formulation du relargage d'ammonium intègre plusieurs processus dont l'évolution est difficilement représentée par une seule équation. Prenant en compte ces informations, et une précision adéquate à la formulation mathématique simple employée pour décrire le cycle d'ammonium, nous considérons que le modèle répond bien aux variations de cette année de validation.

Les profils de température présentent un comportement particulier. Le modèle reproduit correctement les températures pendant la crue (Figure 5.31) mais un réchauffement important est observé en étiage (voir d'autres résultats dans l'Annexe F).

Ce réchauffement débute à la fin avril, quand les chaudes températures d'entrée ( $\approx 30^{\circ}$ C) se placent en surface dans la retenue. Lorsque la stratification démarre (mois de mai), le décalage entre les températures calculées et mesurées est d'environ +2°C (voir ces résultats dans l'Annexe F). La dispersion verticale, bien que faible à partir de début mai, provoque le lent et graduel réchauffement des températures au fond.

Pendant tout le reste de l'étiage les forçages n'induisent pas un refroidissement des températures. En effet, aucun changement météorologique capable de provoquer une perte d'énergie de la masse d'eau n'a lieu, et les températures du flux d'entrée sont constamment supérieures à 29,5°C. La seule baisse est observée en septembre, lorsque les températures d'entrée diminuent jusqu'à 28,5°C; cette diminution réduit légèrement les températures calculées au fond. En ce qui concerne le modèle, en raison des conditions établies par les forçages, il ne peut que garder l'inertie; les températures calculées restent chaudes jusqu'à la déstratification, à la fin de décembre.

#### Encore un mot ...

Les retenues sont des systèmes peu stables, surtout les premières années suivant le remplissage, lorsque des modifications écologiques importantes dans le milieu se mettent en place; le passage d'un système lotique à un système lentique implique plusieurs modifications du biote. Ces modifications engendrent des altérations biogéochimiques et le modèle calé sur une certaine condition peut, en peu de temps, ne plus représenter les caractéristiques du système simulé; les paramètres changent selon ces caractéristiques. Cela a été souvent constaté dans la modélisation du phytoplancton. Les changements de la composition de la population du phytoplancton,

<sup>8.</sup> Observations et mesures non systématiques des spécialistes chargés du suivi limnologique à Tucurui.



FIG. 5.31 - Validation du modèle. Profils de température. Les points correspondent aux mesures sur le site et le trait aux résultats du modèle. Les dates sont marquées en haut de chaque dessin en année/mois/jour.

donc des interactions biogéochimiques dans cette partie de la chaîne trophique, peut avoir lieu dans une échelle courte, voire saisonnière. Ce changement demande une nouvelle estimation des paramètres du modèle afin de mieux représenter les nouvelles cinétiques. Ces dernières années, il y a eu un effort pour le développement de modèles dits *de structure dynamique*, qui traitent l'évolution des paramètres sur une base thermodynamique (Nielsen, 1992).

Cependant, l'on ne peut non plus abandonner l'éventualité d'un changement de la dynamique du système qui pourrait remettre en cause la structure du modèle (Young, 1983). La validation est alors une procédure continuelle puisque le modèle doit être toujours ré-évalué à la lumière de nouvelles données et de futurs développements (Young, 1983; Jørgensen, 1988).

## 5.12 Les résultats d'autres modèles appliqués à Tucurui

Deux modèles de la qualité de l'eau ont été appliqués à la retenue de Tucurui. Le premier a été utilisé avant le remplissage dans le cadre des études d'impact sur l'environnement aquatique effectuées par ELETRONORTE (Centrais Elétricas do Norte do Brasil S.A.). Le deuxième a été adapté et calé sur la base des données de Tucurui; ce modèle est actuellement employé par ELETRONORTE pour les études de gestion de ses retenues.

## 5.12.1 Le modèle WQRRS

Les études de modélisation mathématique préalables au remplissage de la retenue de Tucurui ont été conduites par Structure S.A. - Consultora de Engenharia (Brésil) sur contrat avec l'ELE-TRONORTE. Le modèle utilisé a été le WQRRS (HEC, 1978), sans adaptations particulières.

Très peu d'informations nous sont actuellement disponibles pour permettre une description adéquate de l'application du modèle effectuée sur Tucurui. Ce modèle unidimensionnel met en relation plusieurs variables physico-chimiques (température, pH, oxygène dissous, phosphores, azote, etc.) et biologiques (algues, zooplancton, poissons, organismes benthiques). Cependant, l'absence d'informations sur certaines de ces variables a obligé à les négliger dans les simulations. En outre, la plupart des coefficients et des paramètres employés ont été ceux présentés dans la documentation du modèle.

La dégradation a été décrite par une cinétique du premier ordre. Les seules parties de la végétation immergée prises en compte ont été les feuilles et la litière<sup>9</sup>. La quantité totale de carbone dans ces parties a été considérée comme condition initiale du compartiment des sédiments organiques.

<sup>9.</sup> Un doute apparaît dans la description de ces données d'entrée. Il n'est pas précisé si le poids humide de la végétation a été converti en poids sec.

La simulation a duré un an (de septembre 1983 à septembre 1984)<sup>10</sup> et, compte tenu des informations des forçages disponibles, le modèle ne peut représenter que les phénomènes d'échelle supérieure à un mois. Neuf hypothèses de déboisement ont été testées en combinaison à deux scénarios de remplissage: monté du niveau d'eau de la retenue à 66 m puis, après quatre mois, à 72 m; et monté du niveau directement à 72 m. Le premier scénario a été envisagé pour évaluer l'effet d'un partage, en deux étapes, de la charge en matière végétale immergée.

Les résultats du modèle ont été représentés par une moyenne volumétrique de l'oxygène dissous dans la retenue. Une comparaison directe avec les résultats de notre modèle s'avère difficile car les années de simulation sont différentes. Nous pouvons, toutefois, supposer que le modèle WQRRS a simulé l'année réelle du remplissage (septembre 1984 à septembre 1985) car les débits et les entrées de qualité de l'eau<sup>11</sup> étaient des moyennes des valeurs mesurées, ne représentant pas une année spécifique. Nous allons analyser le deuxième scénario (remplissage direct à 72 m), sans aucun déboisement, car il correspond le mieux à l'état de la retenue au moment de la mise en eau.

Les résultats du modèle WQRRS montrent qu'un mois après le début du remplissage, la concentration moyenne en oxygène a chuté de 7,6 à 1,3 mg  $l^{-1}$ ; neuf mois après (en mars), la concentration est descendue à 0,5 mg  $l^{-1}$  pour ensuite remonter à 2,2 mg  $l^{-1}$  (en septembre). Pendant les derniers mois (entre juin et septembre), les concentrations restent entre 2 et 3,5 mg  $l^{-1}$ .

Compte tenu du manque d'information sur le système pendant les études effectuées avec le WQRRS, nous pouvons admettre que les concentrations calculées en septembre (entre 3,5 et 2,4 mg  $l^{-1}$ ) se rapprochent de nos résultats en janvier (moyenne volumétrique  $\approx$ 3,6 mg  $l^{-1}$ ). En outre, entre septembre et janvier, les conditions hydrologiques font que les niveaux d'oxygène dans la retenue s'améliorent.

Cependant, bien que les résultats de la fin de la simulation soient cohérents avec nos résultats du début janvier, le modèle WQRRS a calculé des concentrations en oxygène moyennes faibles par rapport à la charge initiale de matière organique immergée (feuilles et litière). Nous ne pouvons pas supposer que d'autres types de matière organique (phytoplancton) ont été responsables de cette consommation d'oxygène car l'hypothèse de 100% de déboisement présente des concentrations en oxygène entre 4 et 7,6 mg  $l^{-1}$  toute l'année. En outre, la concentration moyenne de 0,5 mg  $l^{-1}$  calculée par le WQRRS, entre fin mars et début avril, doit correspondre à une colonne d'eau presque complètement désoxygéné, ce qui n'a jamais été observé à Tucurui, surtout si l'on considère qu'il s'agit d'une période de crue.

Les simulations avec le WQRRS ont été ensuite conduites par le Laboratório Nacional de Computação Científica (LNCC). En 1985, ELETRONORTE a remplacé le modèle WQRRS par le modèle WQ-ARM suite à la coopération établie entre l'INPA, Delft Hydraulics et elle-même.

<sup>10.</sup> Au moment de l'élaboration des simulations, il était convenu que le remplissage de la retenue se passerait en septembre 1983.

<sup>11.</sup> Trois campagnes sur terrain ont été effectuées en juillet, octobre 1980, et février 1981.

## 5.12.2 Le modèle WQ-ARM

Le modèle OXY-STRATIF développé par Delft Hydraulics pour la retenue de Brokopondo, a été soumis à plusieurs améliorations au cours de la coopération entre l'INPA, ELETRONORTE et Delft Hydraulics. Le nouveau modèle, WQ-ARM (Delft Hydraulics, 1988), a préservé la structure unidimensionnelle, avec une structure thermique établie avec un sous-modèle bi-couche; l'échelle du temps de ce modèle est mensuelle. Le WQ-ARM a été calé sur a base des données de Tucurui entre 1985 et 1986; il n'a pas été validé. La simulation prend la période de remplissage jusqu'à fin août 1986.

Nous avons détaillé précédemment les types de matière organique que le modèle WQ-ARM prend en compte (paragraphe 4.1 et 5.9.2): labile, moins labile, réfractaire; ces composants sont issus des feuilles, de la litière, et du phytoplancton. La dégradation de cette matière est représentée par une cinétique du premier ordre, dont les vitesses sont équivalentes à 15, 150 et 3600 jours.

Les résultats du modèle sont présentés par des isocontours (moyennes mensuelles). La comparaison avec nos résultats ne peut se faire que par la description de la performance du modèle WQ-ARM. Nous allons ensuite reproduire des extraits du document qui décrit les résultats du calage (Delft Hydraulics, 1988).

Compte tenu de l'hétérogénéité horizontale de la retenue et de la précision du modèle, les résultats ont été considérés satisfaisants. Les températures calculées par le modèle bi-couche présentent des surestimations et la stratification est en retard d'environ un mois. Les températures mesurées au fond sont environ 1°C inférieures aux températures calculées. Les faibles températures mesurées au fond de la retenue ont été considérées comme conséquence d'un refroidissement provoqué par les apports des petits ruisseaux. L'échelle de temps des phénomènes hydrauliques, inférieure à celle du modèle, a été indiquée comme un facteur important pouvant altérer la performance du modèle.

Les concentrations en oxygène dissous, et des nutriments, dans la colonne d'eau, pendant la crue, montrent des profils stratifiés. L'utilisation d'un coefficient de dispersion verticale faible a été l'explication avancée pour justifier ces résultats. L'augmentation du coefficient n'a pas été envisagée afin d'éviter un temps de calcul trop important. Des différences de l'ordre de 2 mg l<sup>-1</sup> entre les concentrations mesurées et calculées sont souvent constatées et deviennent plus fortes dans les couches du fond de la retenue. Les concentrations en ammonium sont sous-estimées dans les bas du métalimnion; le retard de la stratification provoque des concentrations faibles dans l'hypolimnion au début de l'étiage.

Selon les objectifs attendus, Delft Hydraulics (Delft Hydraulics, 1988) a suggéré que le modèle WQ-ARM répond aux critères de *validité*, de *précision*, et de *fiabilité*. La validité du modèle est vérifiée par les processus pris en compte et leur capacité de bien représenter le comportement du système. Il a été jugé que le modèle WQ-ARM a inclus tous les processus importants pour la description quantitative de la qualité de l'eau de la retenue. La précision, bien qu'en admettant une erreur d'environ 30%, a été considérée acceptable. Des erreurs plus fortes, constatées surtout pendant les périodes de transition entre le brassage des eaux et la stratification, ont été imputées à la quantité et qualité des données de forçage et aux coefficients de dispersion. La fiabilité concerne la capacité du modèle à simuler d'autres scénarios et d'autres retenues. Ce critère est pris comme la combinaison de la validité et de la précision. Ainsi, selon Delft, si le modèle a été jugé positivement pour ces deux critères, le troisième est également vérifié.