



# Communication 11

## **Modélisation des courants de turbidité dans le bassin nord du lac de Lugano**

Andrea Lavelli  
Giovanni De Cesare  
Jean-Louis Boillat

- N° 1 1986 W. H. Hager  
Discharge measurement structures
- N° 2 1988 N. V. Bretz  
Ressaut hydraulique forcé par seuil
- N° 3 1990 R. Bremen  
Expanding stilling basin
- N° 4 1996 Dr R. Bremen  
Ressaut hydraulique et bassins amortisseurs, aspects hydrauliques particuliers
- N° 5 1997 Compte-rendu du séminaire à l'EPFL  
Recherche dans le domaine des barrages, crues extrêmes

- N° 6 1998 N. Beyer Portner  
Erosion des bassins versants alpins suisse par ruissellement de surface
- N° 7 1998 G. De Cesare  
Alluvionnement des retenues par courants de turbidité
- N° 8 1998 J. Dubois  
Comportement hydraulique et modélisation des écoulements de surface
- N° 9 2000 J. Dubois, J.-L. Boillat  
Routing System - Modélisation du routage de crues dans des systèmes hydrauliques à surface libre
- N° 10 2002 J. Dubois, M. Pirotton  
Génération et transfert des crues extrêmes - Le logiciel Faitou
- N° 11 2002 A. Lavelli, G. De Cesare, J.-L. Boillat  
Modélisation des courants de turbidité dans le bassin Nord du Lac de Lugano



# Communication 11

## **Modélisation des courants de turbidité dans le bassin nord du lac de Lugano**

Andrea Lavelli  
Giovanni De Cesare  
Jean-Louis Boillat

## **PREFACE**

---

Le système écologique du lac de Lugano avec ses apports relativement faibles par rapport à son volume est dans un équilibre fragile.

Le dernier peut être perturbé lors des événements de crues dans la rivière Cassarate par des courants de turbidité qui plongent à l'embouchure au delta et qui avancent sur des longues distances au fond du lac le long du thalweg.

La quantité de mouvement et la turbulence introduite par le courant de turbidité brasse les eaux profondes, de faible taux d'oxygène (continuellement anoxique en dessous de 100 m) et fortement chargées en phosphore, et les mélange avec les eaux de surface. Par conséquent, la qualité des eaux de surface se détériore drastiquement comme vécue lors de l'événement de crue de septembre 1994.

Le processus a été modélisé dans le cadre d'une étude numérique qui a permis de mieux comprendre les enjeux de la dynamique du lac et de définir des mesures constructives afin d'éviter la perturbation massive de l'équilibre lacustre.

Les résultats de cette étude sont résumés dans la présente communication, qui a été élaborée par M. Andrea Lavelli (modélisation numérique, analyse et présentation des résultats), M. Giovanni De Cesare (chef de projet) et M. Jean-Louis Boillat (suivi scientifique).

Nous remercions la Commission internationale pour la protection des eaux italo-suisse par le biais du Laboratorio Studi Ambientali (LSA - Alberto Barbieri, Mauro Veronesi, Marco Simona) du canton du Tessin pour le soutien financier apporté à ce projet (ensemble avec l'OFEFP de la Confédération). Notre considération va aussi à l'EAWAG (Johnny Wuest, Gerrit Goudsmit, Andreas Lorke) qui, en collaboration avec le LSA et le Laboratorio di Fisica Terrestre (LFT - Febo Zamboni), a effectué les mesures in situ dans le Lac de Lugano.

Prof. Dr Anton Schleiss

# VORWORT

---

Das Ökosystem des Luganersees mit seinen im Vergleich zum Seevolumen geringen Zuflüssen befindet sich in einem labilen Gleichgewicht.

Dieses kann durch grössere Hochwasserzuflüsse des Cassarate gestört werden, indem ein Trübestrom entsteht, welcher beim Delta abtaucht und über grössere Strecken auf dem Seegrund entlang des Talweges vorstösst.

Dadurch kann sauerstoffarmes (beständig ohne Sauerstoff unterhalb von 100 m), stark mit Phosphor belastetes Wasser aus grossen Tiefen aufgewirbelt und bis an die Seeoberfläche verfrachtet werden, so dass sich die Wasserqualität plötzlich verschlechtert, wie dies beispielsweise beim Hochwasser vom September 1994 geschehen ist.

Dieser Prozess wurde im Rahmen einer numerischen Studie nachvollzogen, mit dem Ziel, die seedynamischen Zusammenhänge besser zu verstehen und konstruktive Massnahmen zur Verringerung der Störung des Seegleichgewichtes zu identifizieren.

Die Resultate der Studie sind in der vorliegenden Mitteilung zusammengefasst, welche von Herrn Andrea Lavelli (numerische Modellierung, Auswertung und Präsentation der Resultate), Herrn Giovanni De Cesare (Projektleitung) und Herrn Jean-Louis Boillat (wissenschaftliche Begleitung) erarbeitet wurde.

Wir danken der internationalen Kommission zum den Schutze der schweizerisch-italienischen Gewässer, vertreten durch das Laboratorio Studi Ambientali (LSA - Alberto Barbieri, Mauro Veronesi, Marco Simona) des Kanton Tessin für die finanzielle Unterstützung des Projektes (zusammen mit dem BUWAL des Bundes). Zusätzlich zum LSA, geht unser Dank auch an die EAWAG (Johny Wuest, Gerrit Goudsmit, Andreas Lorke) und an das Laboratorio di Fisica Terrestre (LFT - Febo Zamboni), welche massgeblich bei den Feldmessungen im Luganersee mitgewirkt haben.

Prof. Dr. Anton Schleiss

## **PREFAZIONE**

---

L'ecosistema del Lago di Lugano, con i suoi afflussi relativamente modesti se confrontati con il proprio volume, si trova in un equilibrio delicato.

Questo può essere disturbato dalle piene dell'affluente Cassarate, che, sotto forma di correnti di torbida, sprofondano all'altezza del delta e percorrono lunghe distanze sul fondo del lago lungo il tracciato del thalweg.

La quantità di moto e la turbolenza creata dalle correnti di torbida mettono in movimento le acque profonde, povere di ossigeno (costantemente annossiche sotto i 100 m) e con un elevata concentrazione di fosforo, e le mescolano con le acque superficiali. Di conseguenza, la qualità delle acque superficiali si deteriora drasticamente come si è potuto osservare durante la piena del settembre 1994.

Questo fenomeno è stato analizzato tramite uno studio numerico che ha permesso di comprendere meglio la dinamica del lago e di proporre delle soluzioni tecniche capaci di ridurre la perturbazione dell'equilibrio lacustre.

I risultati dello studio sono riassunti nella presente comunicazione, che è stata elaborata dal Sig. Andrea Lavelli (modellizzazione numerica, analisi e presentazione dei risultati), il Sig. Giovanni De Cesare (gestione del progetto) ed il Sig. Jean-Louis Boillat (seguito scientifico).

Ringraziamo la Commissione internazionale per la protezione delle acque italo-svizzere, rappresentata attraverso il Laboratorio Studi Ambientali (LSA - Alberto Barbieri, Mauro Veronesi, Marco Simona) del cantone Ticino, per l'appoggio finanziario del progetto (insieme con L'UFAFP della Confederazione). Il nostro riconoscimento va inoltre all'EAWAG (Johny Wuest, Gerrit Goudsmit, Andreas Lorke) che, in collaborazione con il LSA ed il Laboratorio di Fisica Terrestre (LFT - Febo Zamboni), ha effettuato le misure nel Lago di Lugano.

Prof. Dott. Anton Schleiss



# TABLE DES MATIERES

---

<b>RESUME</b>	<b>I</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>II</b>
<b>ZUSAMMENFASSUNG</b>	<b>III</b>
<b>RIASSUNTO</b>	<b>IV</b>
<b>1. INTRODUCTION</b>	<b>1</b>
1.1 Problématique	1
1.1.1 La crue exceptionnelle de 1994	1
1.1.2 Altérations des équilibres chimiques du lac	2
1.2 Objectifs de l'étude	4
<b>2. REVUE BIBLIOGRAPHIQUE</b>	<b>5</b>
2.1 Aspects limnologiques	5
2.1.1 Température et stratification	5
2.1.2 Saisonnalité de la stratification	5
2.1.3 Effets de la stratification	6
2.1.4 Densité de l'eau	6
2.2 Courants de densité, classification et définition	7
2.3 Caractéristiques des courants de turbidité	9
2.4 Modélisation numérique des courants de turbidité	12
2.5 Embouchure des rivières dans des lacs stratifiés	13
<b>3. AQUISITION DES DONNEES ET INTERPRETATION</b>	<b>15</b>
3.1 Topographie du lac de Lugano	15
3.2 Hydrologie du Cassarate et des autres tributaires	17
3.3 Niveau du lac	19
3.4 Relation turbidité – charge en suspension	20
3.5 Distribution thermique dans le lac de Lugano	23
<b>4. DESCRIPTION DU MODELE HYDRODYNAMIQUE CFX-4.2</b>	<b>27</b>
4.1 Introduction	27
4.2 Caractéristiques de CFX-4.2	27
4.3 Equations de base	28
4.3.1 Formulation standard de CFX-4.2	28



<b>5. DEFINITION DU MODELE NUMERIQUE</b>	<b>31</b>
5.1 Paramètres et hypothèses	31
5.2 Equations implémentées	32
5.3 Equations gouvernant la suspension	32
5.3.1 Formulation du modèle multi-phase	33
5.3.2 Formulation du modèle à deux phases homogènes	34
5.4 Modèle de turbulence et autres paramètres	34
5.5 Définition du domaine et conditions de bord	36
5.5.1 Maillage du domaine	36
5.5.2 Conditions de bords	38
5.6 Fichiers de commande	39
<b>6. CAS ETUDIÉS</b>	<b>41</b>
6.1 Approche polynomiale des hydro- et solidogrammes et de la distribution de température	41
6.2 L'évènement de septembre 1994	44
6.2.1 Hydrogramme de calcul	47
6.2.2 Solidogramme de calcul	48
6.2.3 Température du lac et du Cassarate	50
6.3 Evènement 1999	51
6.3.1 Hydrogramme de calcul	53
6.3.2 Solidogramme de calcul	54
6.3.3 Température du lac et du Cassarate	55
6.4 Evènements 2000	59
6.4.1 Hydrogramme de calcul	61
6.4.2 Solidogramme de calcul	62
6.4.3 Température du lac et du Cassarate	64
<b>7. RESULTATS DE LA MODELISATION ET INTERPRETATION</b>	<b>67</b>
7.1 Introduction	67
7.2 Crue 1999	67
7.2.1 Apports du Cassarate	67
7.2.2 Intrusion et courant de turbidité	69
7.2.3 Profils de concentration solide, vitesse et température	75
7.3 Crue 2000	81
7.3.1 Apports du Cassarate	81
7.3.2 Intrusion et courant de turbidité	82
7.3.3 Profils de concentration solide, vitesse et température	87
7.4 Crue 1994	93
7.4.1 Apports du Cassarate	93
7.4.2 Intrusion et courant de turbidité	94
7.4.3 Profils de concentration solide et de vitesse	100
7.5 Validation du modèle numérique avec les mesures in situ	104
7.5.1 Crue d'octobre 1999	104
7.5.2 Crue de novembre 2000	105

7.6 Echanges verticaux de masse	107
7.6.1 Plans d'analyse	107
7.6.2 Résultat	109
<b>8. MESURES TECHNIQUES</b>	<b>113</b>
8.1 Problématique et Objectifs	113
8.2 Solution choisie pour la modélisation	114
8.3 Résultats	116
<b>9. SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS</b>	<b>119</b>
9.1 Objectifs et démarche de l'étude	119
9.2 Modélisation numérique	119
9.3 Résultats	119
9.4 Recommandations	120
<b>NOTATIONS</b>	<b>121</b>
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b>	<b>127</b>
<b>ANNEXES</b>	<b>131</b>



## RESUME

---

Les données limnologiques recueillies ces dernières années dans le lac de Lugano par le Laboratoire d'études environnementales permettent de décrire les tendances évolutives générales du lac. La forte stratification thermique qui s'installe durant la période estivale devrait être capable d'empêcher un échange vertical substantiel entre les eaux anoxiques profondes et l'hypolimnion oxygéné. Malgré cela la crue exceptionnelle du Cassarate de septembre 1994 a partiellement bouleversé l'équilibre des eaux hypolimniques du bassin nord du lac. Ce constat renforce l'hypothèse que les eaux chargées du Cassarate ont pénétré à différentes profondeurs du lac, en fonction de leur densité apparente.

L'affluent en crue est ainsi à l'origine d'une circulation interne susceptible de provoquer l'érosion des sédiments déjà constitués sur le fond, augmentant encore la charge solide et l'accélération d'avantage. Ce phénomène est connu sous l'appellation "courants de turbidité érosifs". Ces derniers, qui dépendent de la stabilité et de la consistance des dépôts sur les rives sous-lacustres et de leur propre vitesse, peuvent devenir des vraies avalanches lacustres. Ils mettent alors en mouvement de grandes quantités d'eau et peuvent parcourir des distances très élevées. Les équilibres chimiques lacustres peuvent ainsi être altérés lors de tels événements exceptionnels raison pour laquelle leur impact sur l'écosystème mérite d'être étudié.

Les modèles "classiques" d'équilibre d'une colonne d'eau dans les lacs ne permettent pas d'expliquer le comportement de ce type d'évènement. Seul un modèle hydrodynamique numérique en trois dimensions sera capable de simuler la circulation d'eau résultant d'une crue de l'affluent précité.

L'analyse des courants de turbidité à l'intérieur du lac s'appuie conjointement sur une revue de littérature, sur des mesures in situ de l'écoulement chargé de l'affluent et sur le fond du lac à l'embouchure ainsi que sur la simulation numérique des courants.

La modélisation numérique proposée est basée sur le code CFX-4 développé par Computational Fluid Dynamics Services et commercialisé par AEA Technology. Cet outil informatique permet la simulation tridimensionnelle d'écoulements turbulents à phase solide dans le lac de Lugano.

Parallèlement aux calculs numériques, une station de mesure a été installée sur le Cassarate à l'amont de l'embouchure et des chaînes de courantomètres ont été mouillées dans le lac. Pendant deux années consécutives, des campagnes de mesure ont ainsi été réalisées dans le Cassarate et le long de l'axe principal du lac de Lugano à Melide.

En plus de la crue de 1994, deux événements hydrologiques importants survenus en 1999 et en 2000 ont ainsi pu être modélisés.

Finalement, des solutions techniques ont été imaginées et testées numériquement pour réduire l'impact des crues du Cassarate sur l'écosystème du lac de Lugano.

Au travers de ce travail, des connaissances considérables relatives aux courants de turbidité dans un lac stratifié ont été acquises. Il a été possible de décrire avec une bonne précision le mouvement des courants et des sédiments à l'intérieur du lac, dans le cas d'une crue du Cassarate avec fort transport solide. Ces courants ont été suivis jusqu'à leur position finale dans le lac et leur influence sur les échanges verticaux entre les eaux profondes et superficielles a pu être estimée.

## ABSTRACT

---

The limnologic data collected these last years in Lake Lugano by the Laboratory of the environmental studies make it possible to describe the general evolutionary tendencies of the lake. The strong thermal stratification during the summer period should be able to prevent a substantial vertical exchange between deep anoxic water and the oxygenated hypolimnion. In spite of that the exceptional flood of Cassarate of September 1994 partially upset the balance of hypolimnic water of the northern basin of the lake. This report reinforces the assumption that water of Cassarate penetrated at various depths of the lake, according to their apparent density.

The affluent during the flood is thus at the origin of an internal circulation likely to cause the erosion of the sediments already made up on the bottom, increasing the solid load further and accelerating it. This phenomenon is known under the designation "turbidity erosive currents". They depend on the stability and the consistency of the deposits on under-lake banks and their own speed and they can become true lake avalanches. They put moving great quantities of water and can traverse very high distances. Lake chemical balances can thus be faded at the time of such exceptional events and their impact on the ecosystem have to be studied.

The "traditional" models of balance of a water column in the lakes do not make it possible to explain the behaviour of this type of event. Only a numerical hydrodynamic model in three dimensions will be able to simulate the water circulation resulting from a flood of the above-mentioned affluent.

The study of turbidity currents at the bottom of a lake is based on a review of the relevant literature, on measurements of water and sediment motion on site and on numerical flow simulation.

The suggested numerical modelling is based on the code CFX-4 developed by Computational Fluid Dynamics Services and sold by AEA Technology. This tool allows the three-dimensional simulation of turbulent flows in solid phase in the Lake of Lugano.

Parallel to numerical calculations, a measuring site was installed on Cassarate upstream of the mouth and some currentmeters were placed in the lake. During two consecutive years, series of measurement were thus carried out in Cassarate and along the principal axis of Lake Lugano in Melide.

In addition to the flood of 1994, two significant hydrological events, which have occurred in 1999 and 2000 were modelled.

Finally, some technical solutions have been proposed and numerically tested in order to reduce the impact of floods of Cassarate on the ecosystem of the Lake of Lugano.

Through this work, extensive knowledge relating to the turbidity currents in a stratified lake was acquired. It was possible to describe with a good precision the movement of the currents and sediments inside the lake, in the case of a flood of Cassarate with strong solid transport. These currents were followed until their final position in the lake and their influence on the vertical exchanges between deep and surface water could be estimated.

## ZUSAMMENFASSUNG

---

Die in den vergangenen Jahren durch das Laboratorio Studi Ambientali erfassten Daten erlauben es, die allgemeinen Entwicklungstendenzen des Sees zu beschreiben. Die starke Schichtung des nördlichen Beckens sollte einen substantiellen vertikalen Austausch zwischen dem sauerstoffarmen Tiefenwasser und dem sauerstoffhaltigen Hypolimnion verhindern. Dessen ungeachtet hat das extreme hydrologische Ereignis von September 1994 mit dem Hochwasser des Cassarate teilweise das Gleichgewicht des nördlichen Seebeckens durcheinander gebracht. Es wird deshalb angenommen, dass der schwebstoffbeladenen Zufluss des Cassarate entsprechend der Dichte in verschiedene Tiefen des Sees eingedrungen ist.

Ein Hochwasser im Zufluss kann demnach interne Seeströmungen auslösen, welche am Grund abgelagerte Sedimente zu erodieren vermag. Somit wird das bodennahe fließende Wasser durch Sedimenteinzug noch dichter und die Strömung entsprechend beschleunigt. Dieser Unterwasserabfluss wird "erodierender Trübestrom" genannt, welcher je nach Stabilität und Konsistenz der Ablagerungen und entsprechend seiner Geschwindigkeit, wahre Unterwasserlawinen verursachen kann. Diese können grosse Wassermengen in Bewegung bringen und erhebliche Distanzen durchlaufen. Die im See vorhandenen chemischen Gleichgewichte können von solchen aussergewöhnlichen Ereignissen verändert, und folgerichtig muss die Wirkung auf das Ökosystem studiert werden.

Die "klassischen" Gleichgewichtsmodelle einer Wassersäule im See erlauben es nicht, die Wirkung eines solchen Ereignisses zu erklären. Nur ein hydrodynamisches dreidimensionales Rechenmodell erlaubt es, diese Strömungen zu simulieren, welche durch ein Hochwasser des Zuflusses erzeugt wird.

Die Untersuchung der Trübestrome im See gliedert sich in ein Grundlagenstudium, in Feldmessungen von Abfluss und Feststofftransport im Zufluss sowie am Seegrund im Deltabereich, und in die numerische Modellierung dieser Strömungen.

Das numerische Rechenmodell besteht aus dem Programm CFX-4, welches von Computational Fluid Dynamics Services entwickelt wurde und von AEA Technology vertrieben wird. Das Rechenmodell erlaubt die dreidimensionale Modellierung von turbulenten zweiphasigen Abflussvorgängen in Luganersee.

Parallel zur numerischen Berechnung wurden eine Messstation mit fortlaufender Datenerfassung im Cassarate bei der Flussmündung und Geschwindigkeitsmessketten im See installiert. Während zwei aufeinanderfolgenden Jahren wurden Messkampagnen im Cassarate und längs der Achse zwischen Lugano und Melide durchgeführt.

Zusätzlich zum Hochwasser von 1994, wurden zwei weitere bedeutende hydrologische Ereignisse von 1999 und 2000 simuliert.

Einige technischen Lösungen zur Reduktion der Auswirkung eines Hochwasserereignisses des Cassarate auf das im See herrschenden Ökosystem werden aufgezeigt und numerisch überprüft.

Umfassende Erkenntnisse im Bereich der Trübestrome in einem natürlichen, geschichteten See konnten erworben werden. Die Wasserströmungen und die Sedimentbewegungen im See im Fall eines Hochwassers des Zuflusses mit starkem Feststofftransport konnte mit guter Genauigkeit beschrieben werden. Es war zudem möglich, den Einflussbereich der Strömung sowie dessen Auswirkung auf den vertikalen Austausch zwischen den tiefen und oberflächlichen Schichten im See abzuschätzen.

## RIASSUNTO

---

I dati limnologici raccolti negli ultimi anni nel Lago di Lugano dal Laboratorio Studi Ambientali permettono di descrivere le tendenze evolutive generali del lago. La forte stratificazione del bacino nord sembrava in grado d'impedire uno scambio verticale rilevante tra le acque profonde anossiche e quelle ipolimniche ossigenate. Tuttavia l'evento idrologico estremo riscontrato nel settembre 1994 con la piena del Cassarate ha rimescolato parzialmente le acque ipolimniche del bacino nord del lago. Ne è conseguita l'ipotesi che le acque torbide del Cassarate si siano distribuite a differenti profondità nel lago, secondo la loro densità apparente.

La piena dell'affluente ha quindi provocato delle onde interne che possono aver eroso parzialmente i sedimenti già costituiti sul fondo, rendendo la corrente più torbida e accelerandola maggiormente. Queste correnti sono conosciute col nome di "correnti di torbida erosive" e, a dipendenza della stabilità e della consistenza dei depositi sul pendio sublacuale e della loro velocità, possono diventare vere valanghe lacustri mettendo in movimento una grande quantità d'acqua che può percorrere distanze anche elevate. Di conseguenza, lo stato chimico lacustre può venire alterato da tali eventi eccezionali e l'impatto sull'ecosistema deve essere studiato.

I modelli "classici" d'equilibrio in una colonna d'acqua verticale nei laghi non permettono di spiegare l'impatto di un tale evento. Solo un modello idrodinamico completo in tre dimensioni sarà capace di simulare le correnti generate da una piena dell'affluente in esame.

Lo studio delle correnti di torbida all'interno del Lago si basa principalmente sull'acquisizione di riferimenti bibliografici, sulla misurazione in sito del moto dell'acqua e dei sedimenti nell'affluente e sul fondo del lago vicino alla foce e, infine, sulla simulazione numerica delle correnti di torbida.

Nella modellizzazione idrodinamica completa in tre dimensioni dei moti turbolenti si è utilizzato il programma CFX-4.2 sviluppato da Computational Fluid Dynamics Services e distribuito da AEA Technology. Il modello permette la riproduzione fedele delle correnti di torbida nel lago di Lugano.

Accanto ai calcoli numerici, una stazione di misura in continuo sul Cassarate a monte della foce e delle catene di correntometri per la misura delle correnti nel lago sono state installate. Durante un periodo di due anni sono state effettuate campagne di misura in situ sul Cassarate e lungo l'asse principale Lugano-Melide.

Oltre all'evento del 1994, due eventi idrologici rilevanti nel 1999 e nel 2000 sono stati modellizzati.

Eventuali soluzioni tecniche utili a ridurre l'impatto degli eventi di piena del Cassarate sull'ecosistema lacustre sono presentate e verificate numericamente.

In sintesi, è lecito affermare che, nel fenomeno delle correnti di torbida in un lago naturale stratificato, sono state acquisite notevoli conoscenze. È stato possibile quindi descrivere con buona precisione il movimento della corrente e dei sedimenti all'interno del bacino, nel caso di piene con forte trasporto solido, fino alla loro posizione finale nel lago e di stimare gli effetti delle piene sugli scambi verticali tra le acque profonde e quelle superficiali.

# 1. INTRODUCTION

---

## 1.1 Problématique

A l'entrée d'un lac, les forts débits et concentrations solides des affluents sont susceptibles de provoquer des courants capables d'éroder une partie des sédiments déposés sur le fond, rendant l'écoulement plus chargé et l'accélération davantage.

Ces courants, connus comme « courants de turbidité érosifs », peuvent devenir de vraies avalanches lacustres en fonction de leur vitesse, de la stabilité des talus du lac et de la consistance des dépôts.

Par conséquent, l'équilibre physico-chimique lacustre peut s'altérer avec un impact non négligeable sur l'écosystème du lac. Une telle situation a été observée en 1994 dans le lac de Lugano. La présente étude a pour objectif d'expliquer les phénomènes rencontrés et de proposer des solutions pour atténuer leur impact.

### 1.1.1 La crue exceptionnelle de 1994

Les fortes précipitations de septembre 1994 sont à l'origine d'une crue exceptionnelle du Cassarate qui a emporté une grande quantité de matériaux d'origine minérale. Cet événement a également provoqué des altérations de l'équilibre physico-chimique du lac de Lugano, sous l'effet du brassage des couches profondes.

La conséquence de ces fortes précipitations a été une augmentation considérable du débit des affluents du bassin nord du lac. Le Cassarate en particulier a connu des débits moyens horaires de 70 m<sup>3</sup>/s entre 23:00 et 24:00 le 12 septembre et de 100 m<sup>3</sup>/s entre 17:00 et 18:00 le 13 septembre. Pendant cet événement un débit maximum de 115 m<sup>3</sup>/s a été mesuré sur le Cassarate.

Les précipitations horaires à la gare de Lugano et les débits correspondants du Cassarate mesurés lors de cet événement sont donnés à la Figure 1.1.

L'introduction de cette crue dans le lac a conduit à un mélange des eaux hypolimniques du bassin nord, ce qui paraissait peu probable en raison de la forte stratification thermique existant à cette période de l'année.

L'hypothèse qui prévaut pour expliquer ce phénomène est que les eaux chargées du Cassarate se sont propagées à différentes profondeurs, selon leur densité apparente.



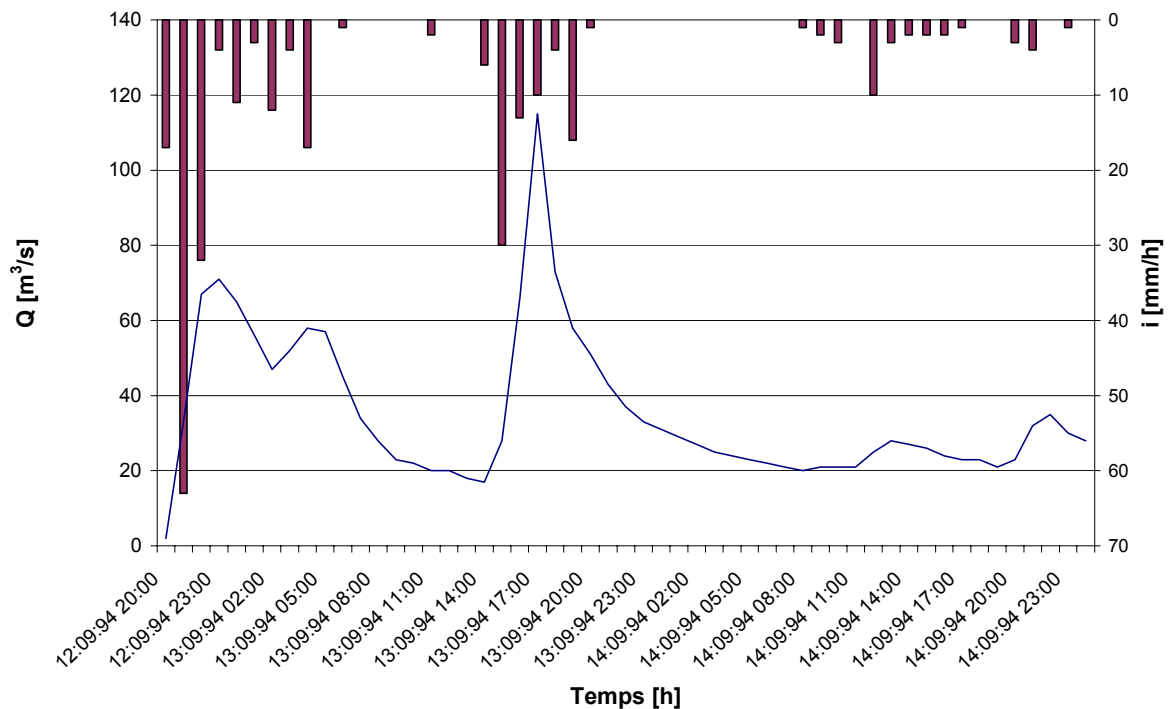


Figure 1.1: Précipitations horaires à la gare de Lugano et débits du Cassarate.

### 1.1.2 Altérations des équilibres chimiques du lac

La crue exceptionnelle de 1994 a processus un procès de mélange dans le bassin nord du lac qui a modifié considérablement la distribution verticale de la concentration d'oxygène dissout dans le baie de Lugano. Cette anomalie a persisté jusqu'à la circulation hivernale des eaux de surface.

La Figure 1.2 montre les profils verticaux de la température mesurée dans la baie de Lugano par une sonde multiparamétrique, sur toute la hauteur avec un intervalle de mesure de 1 m. La comparaison des profils mesurés le 17 août et le 15 septembre montre que la crue a provoqué un réchauffement de l'eau dans la couche située entre 25 et 150 m de profondeur, avec une inversion thermique à 75 m environ.

Les profils d'oxygène dissout sont représentés à la Figure 1.3. Un changement radical de la distribution verticale apparaît clairement entre le 17 août et le 17 septembre ; en particulier dans la couche comprise entre 25 et 65 m de profondeur où la concentration passe de 6 mg/l à environ 2,5 mg/l. Ce "trou" d'oxygène descend presque jusqu'à presque zéro dans la période suivante, comme on peut le voir sur le profil du 16 novembre.

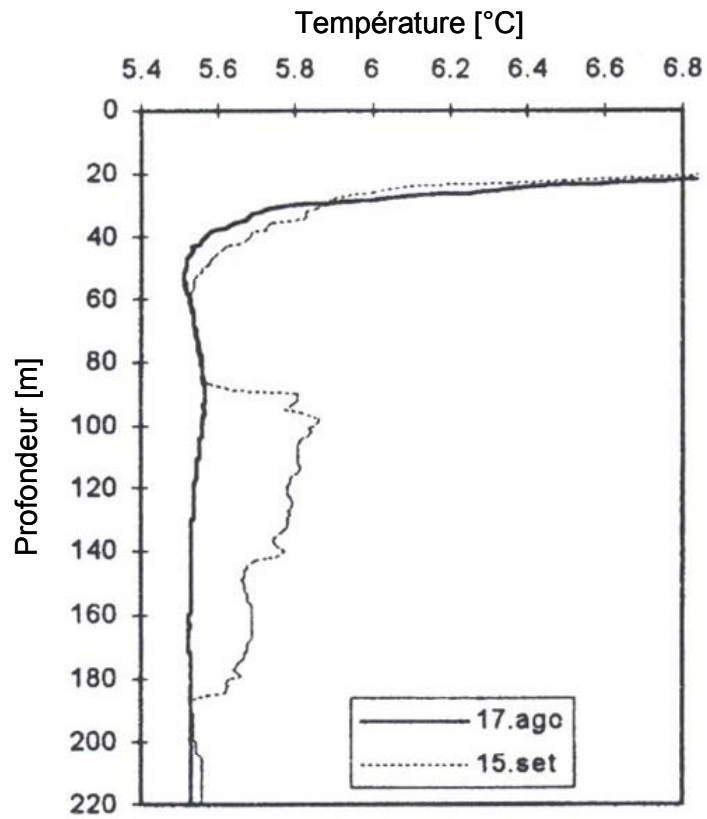


Figure 1.2: Températures mesurées le 17 août et le 15 septembre.

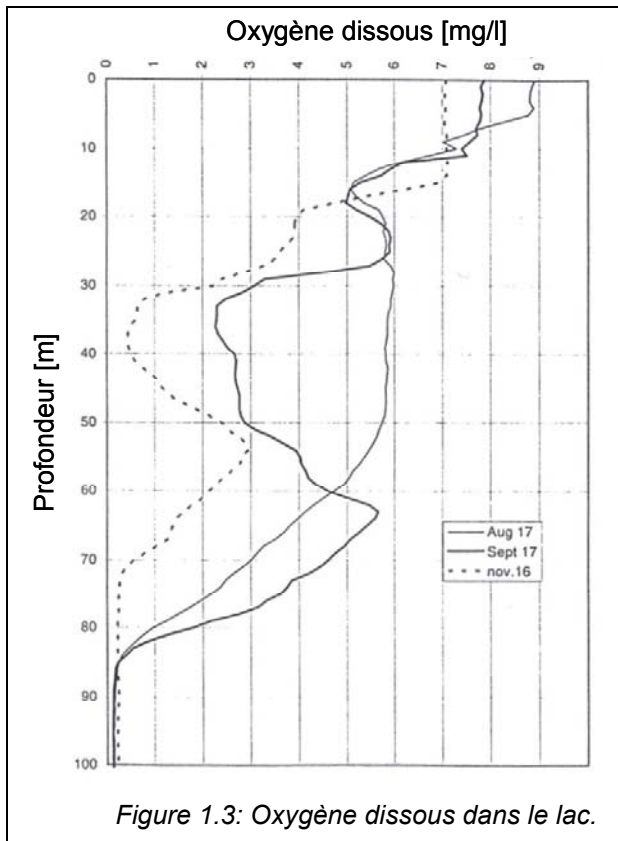


Figure 1.3: Oxygène dissous dans le lac.

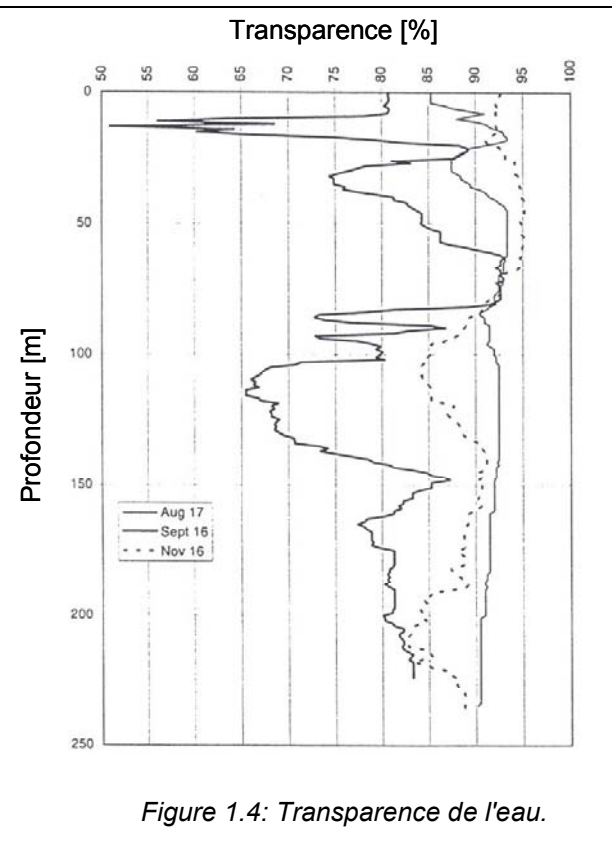


Figure 1.4: Transparence de l'eau.

La Figure 1.4 représente les profils de transparence où on peut voir que, alors que le 17 août les valeurs étaient régulières le long de la colonne d'eau (entre 90% et 95%), le 16 septembre un pic de turbidité s'est présenté à la profondeur de 12 m (valeur 50%), un deuxième entre 25 m et 65 m (valeur 75%) et une couche épaisse avec une valeur jusqu'à 70% entre les profondeurs de 100 m et 150 m.

## **1.2 Objectifs de l'étude**

Les modèles classiques d'équilibre d'une colonne verticale d'eau ne permettent pas d'expliquer le comportement de l'évènement de septembre 1994. Seul un modèle hydrodynamique tridimensionnel est en mesure de simuler les circulations d'eau dans le lac dues à une crue du Cassarate.

Le projet prévoyait ainsi l'application d'un modèle hydrodynamique complet en trois dimensions à l'évènement de crue observée par le LSA en 1994. Le logiciel a déjà été utilisé au LCH pour la simulation des courants de turbidité dans une retenue alpine dans le cadre d'une thèse de doctorat sur l'alluvionnement des retenues.

En parallèle aux calculs numériques, le planning prévoyait l'installation d'une station de mesure en continu sur le Cassarate à l'amont de son embouchure. Ces mesures ont été effectuées par le LSA qui gère déjà une station hydrométrique combinée à celle automatique de prélèvement sur le Cassarate, ceci en collaboration avec le LCH et le Service Hydrologique et Géologique national (LHG) qui gère la station fédérale située au même endroit.

Des campagnes de mesure devaient également être effectuées in situ sur le Cassarate et le long de l'axe principal Lugano-Melide pendant une période d'au moins deux ans. Les évènements hydrologiques significatifs devaient ensuite être enregistrés et modélisés par le LCH. En outre, la modélisation d'évènements extrêmes non mesurés pendant les campagnes de mesure était également prévue dans le but d'évaluer leur impact. Les paramètres caractéristiques de ces situations extrêmes devaient être déterminés sur la base d'une analyse hydrologique appliquée au bassin versant du Cassarate.

Finalement le LCH devait s'efforcer d'étudier des solutions techniques capables de réduire l'impact de tels évènements de crue du Cassarate sur l'écosystème lacustre, et de satisfaire aux exigences définies pour la protection du lac de Lugano.

## **2. REVUE BIBLIOGRAPHIQUE**

---

### **2.1 Aspects limnologiques**

#### **2.1.1 Température et stratification**

Les eaux lacustres ont tendance à se stratifier consécutivement aux changements de densité dus aux différences de température et de concentration en matières solides. La stratification thermique est le résultat du chauffage solaire de la surface d'eau qui produit une structure composée de trois couches :

- une couche de surface plus chaude et bien-oxygénée, nommée épilimnion ;
- une zone de changement rapide de la température et de la densité, appelée métalimnion ;
- une zone froide et pauvre en oxygène, appelée hypolimnion.

La thermocline est définie comme la zone relativement étroite où le gradient de température est d'au moins 1° C par mètre de profondeur et on considère généralement que le métalimnion entoure la thermocline et la colonne adjacente de l'eau caractérisée comme transitoire entre la surface et les eaux profondes.

Dans les lacs des régions habitées, l'eau de la zone hypolimnique, emprisonnée sous la thermocline, devient anaérobie en raison de la demande d'oxygène imposée par la décomposition des dépôts organiques.

La différence de densité par degré de température augmente en fonction de la température. Par exemple, la différence de densité provoquée par un changement de 1° C de la température à 24° C est trois fois plus grande que le changement de densité à 9°C. Ainsi, les réservoirs tropicaux peuvent être fortement stratifiés en dépit de gradients de température beaucoup plus petits que ceux des réservoirs des zones tempérées. Les différences potentielles de densité dues aux matières solides en suspension sont d'un ordre de grandeur plus important que celles dues aux différences de température et peuvent causer le plongement d'un apport chaud turbide sous une eau plus froide sur la longueur d'un réservoir ou d'un lac, sous la forme d'un courant de densité turbide.

#### **2.1.2 Saisonnalité de la stratification**

La stratification des lacs est pilotée par les agents saisonniers variables: l'énergie solaire, la température de l'eau affluente et les variations de concentration des matières en suspension. Si des profils de température sont mesurés sur toute l'année, les lacs et les réservoirs des zones tempérées démontreront une stratification forte d'été due au chauffage solaire des eaux de surface et des conditions isothermiques pendant l'hiver. Cette élimination du gradient de densité permet à la colonne d'eau de se mélanger verticalement, selon un processus appelé « turnover ».

Pendant le turnover, des nutriments accumulés dans les eaux profondes peuvent retourner à la surface où ils favorisent la croissance d'algues au printemps lorsque la température s'élève

et que les heures de jour augmentent.

Le vent est le principal facteur de circulation verticale dans les lacs. Plus les vents sont forts et plus ils causent une circulation importante et augmentent la profondeur de l'épilimnion. La structure thermique d'un lac peut également être sujette à des variations temporelles et spatiales significatives liées à la direction et à la vitesse du vent. Les vents de force et durée suffisantes détruisent la stratification induite par la température et mélangent complètement la colonne d'eau. Les réservoirs artificiels sont soumis aux mêmes forces de vent que les lacs naturels. Cependant, comme ils sont généralement de petite taille, les apports peuvent renouveler entièrement l'eau superficielle en situation de crue.

### 2.1.3 Effets de la stratification

La densité de l'eau est fortement affectée par la température et par la concentration des matières solides dissoutes et en suspension. Indépendamment de l'origine des différences de densité, l'eau la plus lourde se trouve au fond, et celle de plus faible densité à la surface. Quand le gradient de densité est élevé, le mélange vertical est empêché par la stratification. Dans de nombreux fleuves, lacs et réservoirs, la stratification est le phénomène le plus important en relation avec la qualité de l'eau.

Lorsque la stratification est absente, la colonne d'eau est mélangée verticalement et l'oxygène dissout est présent dans la colonne d'eau du haut jusqu'au fond. Cela signifie que les colonnes d'eau entièrement mélangées n'ont en général aucun problème de déficit d'oxygène dissout. Au moment où la stratification se produit, le mélange dans les réservoirs et les lacs est limité à la couche de surface (épilimnion) et la re-aération de la couche de fond (hypolimnion) est empêchée.

La thermocline limite non seulement le mélange mais également l'activité photosynthétique. Alors que la demande d'oxygène dissout augmente dans l'hypolimnion pendant la période de stratification, l'inhibition du mélange entre l'épilimnion et l'hypolimnion et le manque d'activité photosynthétique épuisent les concentrations d'oxygène dissout dans l'hypolimnion.

Finalement, un principe de base suggère que quand la température est la cause prédominante des différences de densité de l'eau, un gradient de température d'au moins  $1^\circ \text{C/m}$  est exigé pour définir la thermocline (Mills et al., 1982).

### 2.1.4 Densité de l'eau

La densité de l'eau peut être estimée par la formule :

$$\rho = \rho_T + \Delta\rho_s \quad (2.1)$$

où  $\rho$  est la densité de l'eau [ $\text{kg/m}^3$ ],  $\rho_T$  la densité de l'eau en fonction de la température et  $\Delta\rho_s$  l'incrément de densité causé par les matières solides.

Un certain nombre de formulations ont été proposées pour estimer  $\rho_T$  dont celle proposée par Gill en 1982 :

$$\rho_T = 999.8452594 + 6.793952 \cdot 10^{-2} T_e - 9.095290 \cdot 10^{-3} T_e^2 + 1.001685 \cdot 10^{-4} T_e^3 - 1.120083 \cdot 10^{-6} T_e^4 + 6.536332 \cdot 10^{-9} T_e^5 \quad (2.2)$$

avec  $T_e$  : température de l'eau en  $^\circ\text{C}$ .

Dans la plupart des cas, les matières solides dissoutes sont données sous forme totale. Dans certains cas, la salinité peut être spécifiée. L'incrément de densité pour les matières solides dissoutes peut être estimé par:

$$\Delta\rho_{TDS} = C_{TDS}(8.221 \cdot 10^{-4} - 3.87 \cdot 10^{-6} Te + 4.99 \cdot 10^{-8} Te^2) \quad (2.3)$$

Cette relation est proposée par Ford et Johnson en 1983 et où  $C_{TDS}$  est la concentration des matières solides dissoutes totales exprimée en  $g/m^3$  ou  $mg/l$ .

Si la cette concentration est exprimée en termes de salinité alors :

$$\begin{aligned} \Delta\rho_{SL} = & C_{SL}(0.824493 - 4.0899 \cdot 10^{-3} Te + 7.6438 \cdot 10^{-5} Te^2 - 8.2467 \cdot 10^{-7} Te^3 \\ & + 5.3875 \cdot 10^{-9} Te^4) + C_{SL}^{1.5}(-5.72466 \cdot 10^{-3} + 1.0277 \cdot 10^4 Te - 1.6546 \cdot 10^{-6} Te^2) \\ & + 4.8314 \cdot 10^{-4} C_{SL}^{-2} \end{aligned} \quad (2.4)$$

où  $C_{SL}$  est la concentration de salinité en  $kg/m^3$ .

L'incrément de densité dû aux matières solides en suspension est :

$$\Delta\rho_{ss} = C_{ss} \left( 1 - \frac{1}{S_G} \right) \cdot 10^3 \quad (2.5)$$

où  $S_G$  est la densité spécifique des solides en suspension (Ford et Johnson, 1983).

Quand  $S_G = 2.65$ , l'équation se simplifie en :

$$\Delta\rho_{ss} = 0.00062 C_{ss} \quad (2.6)$$

L'incrément total de densité causé par les matières solides est alors :

$$\Delta\rho_s = (\Delta\rho_{TDS} \text{ où } \Delta\rho_{SL}) + \Delta\rho_{ss} \quad (2.7)$$

La modification de la densité en fonction de la pression est donnée par :

$$\rho_p = \rho / (1 - P/K) \quad (2.8)$$

où  $P$  est la pression en bar ( $1 \text{ bar} \cong 10.2 \text{ m de colonne d'eau}$ ) et  $K$  est donné par :

$$\begin{aligned} K = & 19652.17 + 148.376T - 2.329T^2 + 1.3963 \cdot 10^{-2} T^3 - 5.90 \cdot 10^{-5} T^4 \\ & + (3.2918 - 1.719 \cdot 10^{-3} T + 1.684 \cdot 10^{-4} T^2)P + (-0.8985 + 2.428 \cdot 10^{-2} T \\ & + 1.114 \cdot 10^{-2} P)C_{TDS} \cdot 10^{-3} \end{aligned} \quad (2.9)$$

Les différences de température constituent l'effet prédominant à l'origine des différences de densité dans les lacs ou réservoirs lorsque la turbidité de l'affluent est basse. A  $25^\circ\text{C}$  la différence de densité provoquée par une différence de  $1^\circ\text{C}$  de température est équivalente à l'effet d'approximativement  $420 \text{ mg/l}$  de matières solides en suspension de densité spécifique égale à 2.65.

## 2.2 Courants de densité, classification et définition

Lorsqu'un cours d'eau en crue arrive dans un lac, tous les sédiments érodés dans le bassin versant sont transportés jusqu'à ce que la capacité de transport hydraulique diminue suffisamment pour permettre leur sédimentation. La section d'écoulement dans le lac croît normalement de l'amont vers l'aval et la vitesse d'écoulement diminue rapidement par

diffusion si la densité du fluide entrant est égale à celle du fluide ambiant. Il en résulte une réduction progressive des forces de transport des éléments solides en suspension et ceux-ci finissent par se déposer sur le delta selon un classement lié à leur granulométrie.

Vu la charge souvent considérable des particules fines en suspension en situation de crue, l'affluent présente une densité plus élevée que celle des eaux du lac. Les observations visuelles révèlent que la pénétration de l'eau chargée dans les eaux claires du lac s'effectue suivant un processus appelé courant de turbidité. En effet, contrairement à ce que l'on pourrait attendre, les eaux chargées se mélangent difficilement avec les eaux claires et forment un écoulement distinct qui disparaît de la surface et progresse sur le fond. Les sédiments fins ainsi transportés se déposent dans la partie profonde du lac, où ils forment des dépôts à surface pratiquement horizontale.

Ainsi, le courant de densité, où de gravité, est l'écoulement d'un fluide de densité  $\rho_c$  dans un fluide ambiant de densité  $\rho_a$  différente.

Le phénomène du courant de densité a normalement lieu sous forme d'un courant de fond (underflow) si la densité  $\rho_c$  du courant est plus élevée que celle du fluide ambiant  $\rho_a$ . Le courant de densité peut également avoir lieu sous forme de courant de surface (overflow) si la densité des apports  $\rho_c$  est plus faible que la densité ambiante  $\rho_a$ . Il peut finalement se développer comme un courant intermédiaire (interflow) lorsque le lac est caractérisé par une forte stratification, d'origine thermique ou autre, avec des densités de l'eau  $\rho_{a1}$  et  $\rho_{a2}$  plus grande, respectivement plus faible que celle du courant, voir Figure 2.1. C'est essentiellement le premier type d'écoulement qui peut transporter de grandes quantités de matériaux fins vers la partie profonde d'un lac.

Un courant de turbidité est un courant de densité où le fluide en écoulement, plus lourd, est un mélange de densité  $\rho_m$  composé du fluide ambiant et de matière solide en suspension. L'intérêt porté aux courants de turbidité provient du fait qu'une partie très importante du débit solide d'un affluent se compose de matériaux fins ou très fins, provenant généralement du bassin versant, qui sont transportés en suspension dans l'eau. Lorsqu'un cours d'eau se jette dans un lac, les matériaux restent en suspension tant que les vitesses sont assez grandes pour entretenir la turbulence nécessaire à leur transport.

Une telle situation se rencontre fréquemment dans les océans, les lacs et les retenues de barrages. Une caractéristique intéressante de ce type de courant est de pouvoir modifier l'importance de son écoulement via la sédimentation ou l'entraînement de sédiments.

Si l'entraînement des matières solides l'emporte sur la sédimentation, le courant de turbidité peut s'auto-accélérer et atteindre des vitesses élevées. L'érosion de canyons sous-marins peut en résulter. C'est le mécanisme principal qui conduit de grandes quantités de sédiments vers le fond des océans et des lacs.

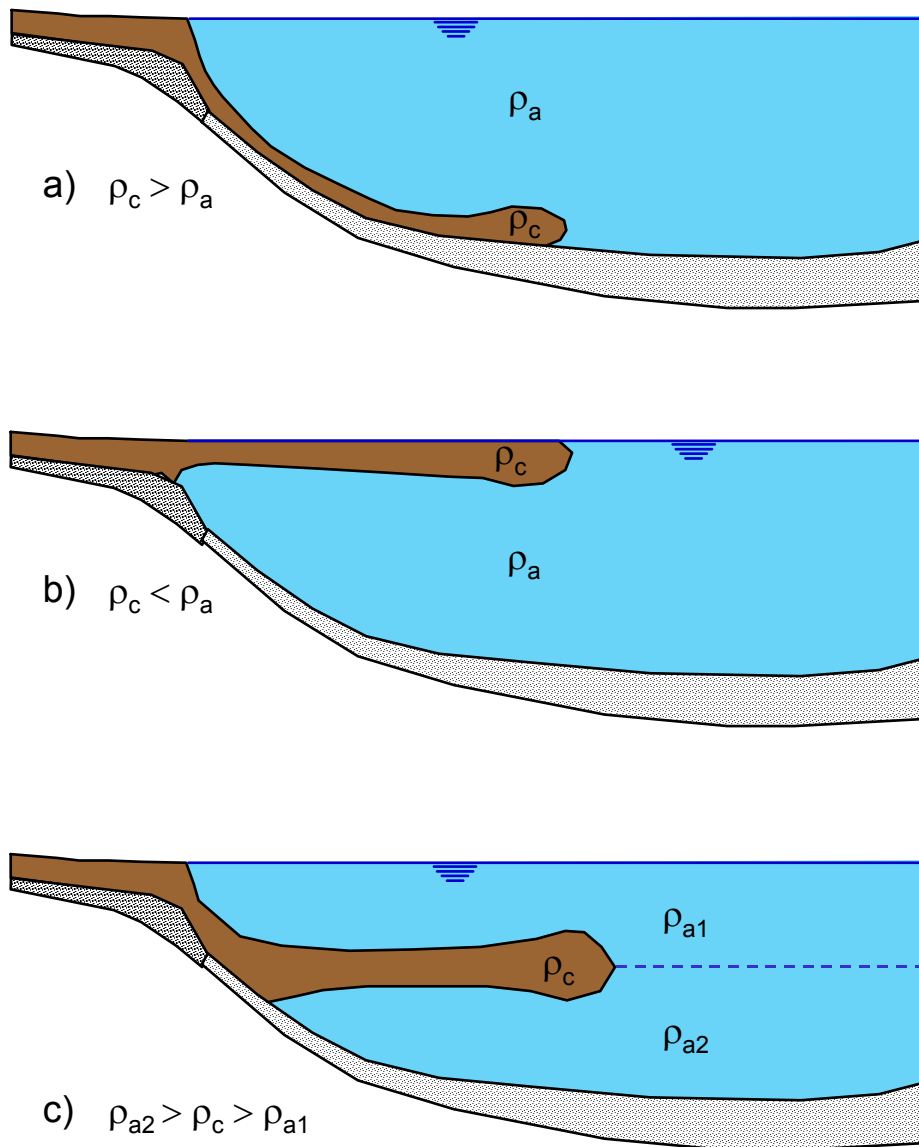


Figure 2.1: Courant de densité dans un lac sous forme de  
 a) courant de fond (underflow)  
 b) courant de surface (overflow) et  
 c) courant intermédiaire (interflow)

### 2.3 Caractéristiques des courants de turbidité

Tout se passe comme si l'eau chargée, de densité  $\rho_m$ , était un fluide homogène plus lourd que l'eau à température égale et dont l'écoulement à l'intérieur du milieu ambiant de densité  $\rho_a$  est commandé par sa densité relative, voir Figure 2.2. Si la différence de densité résulte d'une autre cause que celle de la charge en suspension, la masse volumique du mélange  $\rho_m$  doit être remplacée par celle du fluide en écoulement  $\rho_c$ . Ces autres causes sont essentiellement liées à la température et à la salinité.



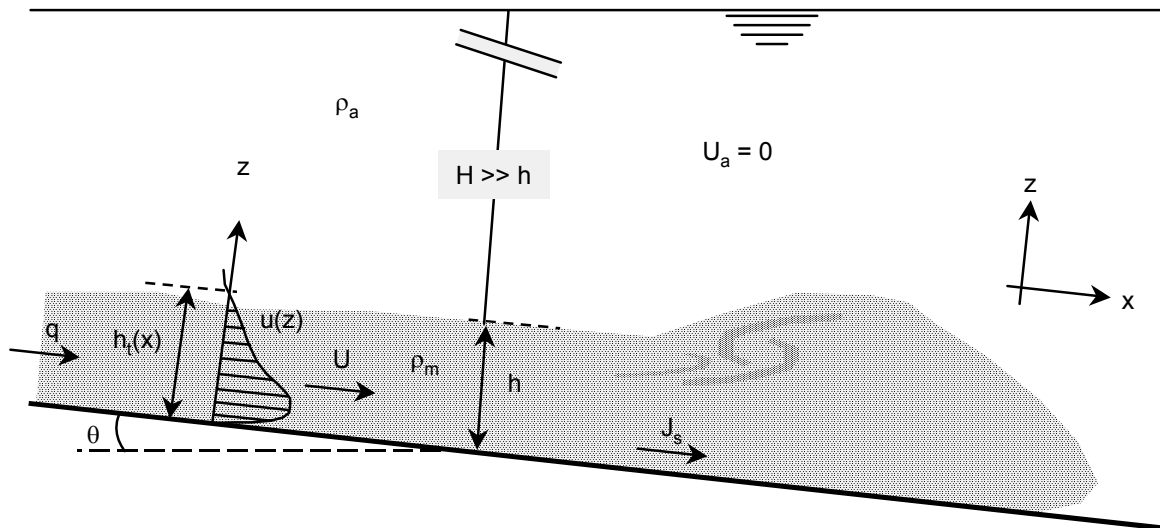


Figure 2.2: Schéma d'un courant de densité

La gravité naturelle  $g$  doit donc être réduite en tenant compte de la différence de densité. La gravité réduite  $g'$ , qui est responsable de la force motrice d'un courant de turbidité, s'écrit alors comme suit :

$$g' = g \left( \frac{\rho_m - \rho_a}{\rho_a} \right) = g \frac{\Delta\rho}{\rho_a} \quad (2.10)$$

La densité moyenne du courant de turbidité est donnée par :

$$\rho_m = C_s \rho_s + (1 - C_s) \rho_a = \rho_a + (\rho_s - \rho_a) C_s \quad (2.11)$$

où  $\rho_s$  est la densité du matériel granulaire et  $C_s$  la concentration volumique de la matière granulaire moyennée sur la hauteur du courant.

La gravité réduite s'écrit donc :

$$g' = g \left( \frac{\rho_s - \rho_a}{\rho_a} \right) C_s = g R C_s \quad (2.12)$$

où  $R$  est la densité spécifique du matériau granulaire submergé.

Un courant de densité est caractérisé par son nombre de Froude  $Fr_d$ , qui exprime le rapport entre les forces d'inertie et les forces de gravité réduite :

$$Fr_d = \frac{U}{\sqrt{g' h \cos \theta}} \quad (2.13)$$

Dans cette expression, également appelée nombre de Froude densimétrique, la vitesse  $U$ , moyennée sur la hauteur  $h$  du courant et l'angle d'inclinaison du fond  $\theta$  sont utilisés. Un autre nombre habituellement utilisé est le nombre de Richardson  $Ri$ , qui exprime le rapport entre les forces de gravité réduite et les forces d'inertie, il s'agit de l'inverse du nombre de Froude  $Fr_d$  au carré :

$$Ri = \frac{1}{Fr_d^2} = \frac{g'h \cos \theta}{U^2} \quad (2.14)$$

L'écoulement du courant de densité peut aussi être caractérisé par le nombre de Reynolds  $Re$ , qui exprime le rapport entre les forces d'inertie et de viscosité :

$$Re = \frac{Uh}{\nu} \quad (2.15)$$

où  $\nu$  est la viscosité cinématique.

Un courant de turbidité est composé d'un front, ou tête, qui avance dans le fluide ambiant, suivi par le corps. La force motrice de la tête résulte essentiellement du gradient de pression dû à la différence de densité entre le front et le fluide ambiant. L'écoulement est non permanent. La force motrice pour le corps est la force gravitationnelle du fluide le plus lourd. On admet généralement que ce mouvement est permanent.

La durée du courant de turbidité, donc sa longueur, dépendra du flux sédimentaire réduit,  $B$ , qui l'alimente. Il est défini comme suit :

$$B = g'hU = gR(C_sUh) = g'q \quad (2.16)$$

On distingue ensuite :

1. les courants de turbidité conservatifs :

$$\frac{dB}{dx} = 0$$

2. les courants de turbidité non conservatifs :

$$\frac{dB}{dx} \neq 0$$

où la variation du flux sédimentaire,  $B$ , est due à l'érosion du lit et/ou au dépôt de matières en suspension sur le lit.

Les courants de turbidité sont souvent des courants non conservatifs tandis que les courants de densité sont toujours des courants conservatifs.

L'interface entre le courant de densité et le fluide ambiant est souvent difficilement décelable. Pour cette raison, les grandeurs caractéristiques telles la hauteur  $h_t$  et la vitesse moyenne  $U$  sont habituellement définies comme échelles intégrales du courant :

$$\int_0^{h_t} u(z) dz = Uh_t = q \quad (2.17)$$

où  $u(z)$  est la vitesse ponctuelle,  $h_t$  la hauteur où la vitesse  $u(z)$  est nulle et  $q$  le débit unitaire.

L'interface entre un courant de turbidité et le fluide ambiant est souvent liée à la concentration en matière en suspension. Elle peut être définie comme la surface d'égale concentration à l'endroit du plus grand gradient de concentration.

Les courants de turbidité sont souvent causés par une grande masse de sédiments (glissement de terrain) arrivant dans un cours d'eau ou par une forte crue accompagnée d'un important transport de sédiments dans un affluent qui, en entrant dans le cours d'eau principal, garde son identité en restant près du fond (vu sa densité  $\rho_m$ ) et se mélange ensuite graduellement.

La profondeur d'eau,  $h_p$ , au point de plongée (Figure 2.3) peut être calculée en admettant que les quantités de mouvement (dans l'affluent et dans le lac) sont conservées.

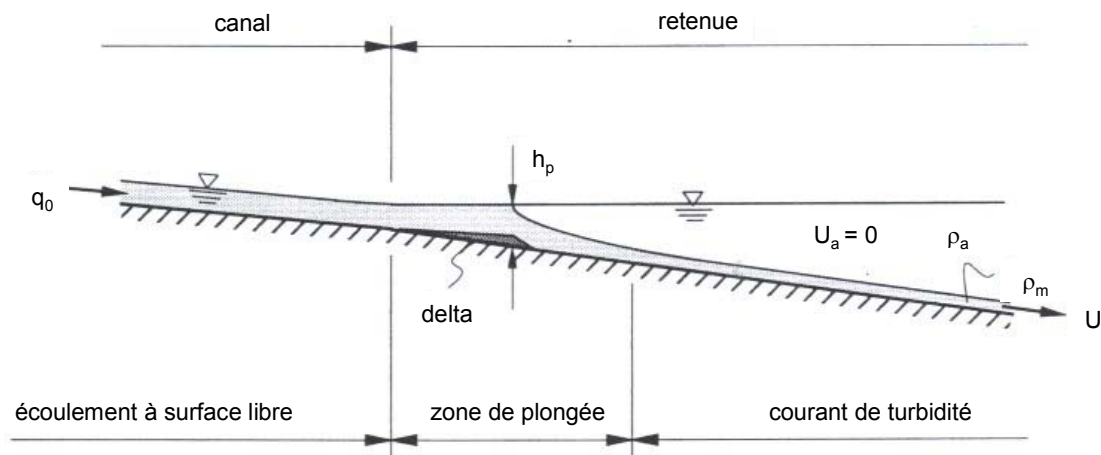


Figure 2.3: Schéma de la zone de plongée.

Une relation approximative est donnée pour le nombre de Froude au point de plongée :

$$Fr_p = \frac{q_0 / h_p}{(g' h_p)^{0.5}} \cong 0.68 \quad (2.18)$$

où  $q_0$  est le débit unitaire du courant entrant. Cette relation est valable pour une gamme de pentes de fond,  $0.017 < J_f < 0.123$ .

## 2.4 Modélisation numérique des courants de turbidité

Prévoir la répartition de la concentration, de la vitesse et de la température à l'intérieur d'un lac lors du passage d'un courant de turbidité et/ou d'un courant intermédiaire est l'objectif primaire d'une simulation numérique. Une importance primordiale est accordée aux données de base qui sont introduites comme conditions initiales et aux limites dans le modèle numérique, tels que l'évolution temporelle du débit, de la concentration en matières solides et de la température de l'affluent ou encore la distribution thermique dans le lac.

Pour la simulation de la stratification thermique d'un lac ou d'un réservoir, plusieurs modèles numériques existent. Hondzo et Stefan (1993) et Huang et al. (1994) ont développé des modèles 2D qui permettent de calculer la distribution de température en fonction des conditions atmosphériques et du brassage de surface par le vent. Aucun de ces modèles ne tient compte d'éventuels apports d'eau à une température donnée ou de soutirage sélectif par

une prise d'eau par exemple. Le calcul résout les lois de la diffusion turbulente verticale, du transfert de chaleur par convection et de l'absorption du rayonnement, couplées à des modèles hydrodynamiques.

En ce qui concerne la simulation de la propagation de courants de turbidité, aucun modèle entièrement 3D satisfaisant n'existe. Young et Lin (1991) ont effectué une simulation de courant dans une géométrie en 3D, mais le calcul est effectué en 2D sur l'axe en prenant des paramètres moyennés sur la largeur. D'autres modèles numériques traitent des cas très particuliers, par exemple Ancey (1994) et Naaim (1995) pour la simulation d'avalanches aérosols et Charafi et al. (1996) pour les dépôts de sédiments dans un réservoir. Toutefois les modèles précités ne sont pas assez généraux pour être appliqués au cas d'une retenue à géométrie quelconque.

Il est donc nécessaire de faire appel à un modèle général de la dynamique des fluides permettant la simulation des écoulements à au moins deux phases de densités différentes, le transport de grandeurs scalaires et l'introduction de relations qui permettent d'exprimer la sédimentation et l'entraînement de particules de fond.

Le choix s'est porté sur le code numérique CFX-4.2, développé par le Computational Fluid Dynamics Services de Harwell (UK) et distribué par AEA Technology. Il permet la modélisation 3D des écoulements fluides dans une géométrie quelconque. Ce modèle a été largement testé dans les écoulements en 3D et appliqué avec succès à la simulation d'avalanches poudreuses par Hermann et al. (1994) et à la simulation de courants de turbidité dans les réservoirs alpins par G. De Cesare (1998).

Les principes de ce programme sont présentés au chapitre 4.

## **2.5 Embouchure des rivières dans des lacs stratifiés**

Dans le cas d'une rivière entrant dans un lac stratifié, la différence de densité peut résulter de :

- fluides de température différente,
- concentration de matières solides en suspension ou dissoutes différentes,
- fluides avec des caractéristiques de base différentes.

La Figure 2.4 montre la situation générale rencontrée lorsqu'un courant plonge dans un lac stratifié.

Quatre zones principales existent qui se décomposent comme suit (Figure 2.4) :

zone 1 : écoulement initial ;

zone 2 : zone de plongée ;

zone 3 : courant de densité ;

zone 4 : séparation ;

zone 5 : écoulement intermédiaire.

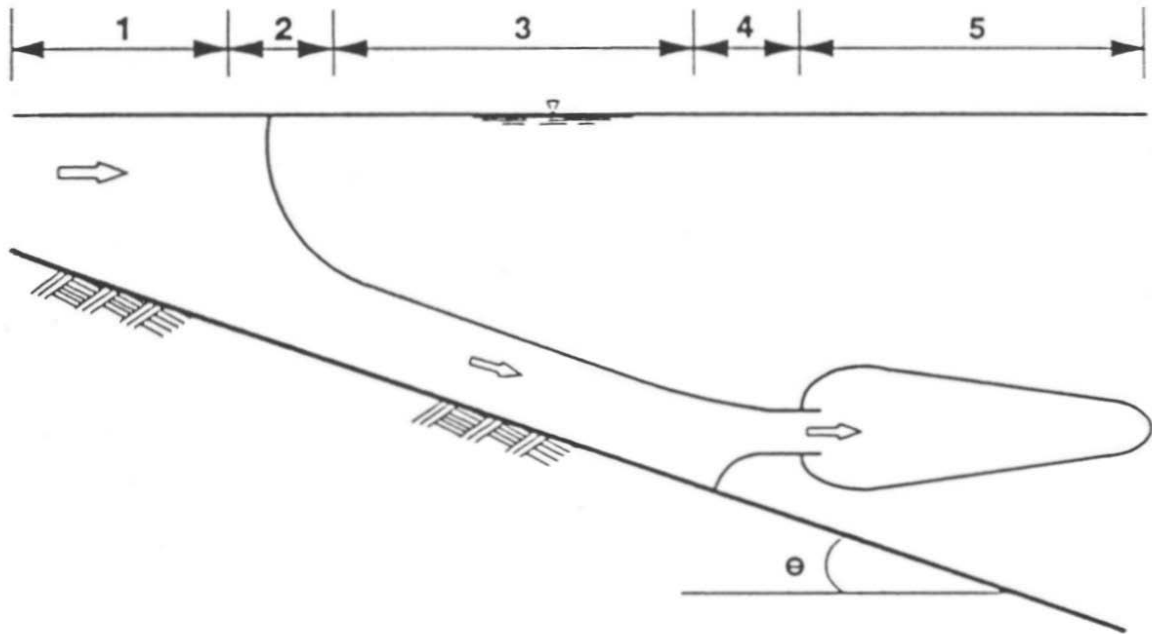


Figure 2.4: Courant de densité dans un milieu stratifié.

La zone 1 peut être analysée en utilisant les bases hydrauliques de l'écoulement dans une couche simple (Chow, 1959). A une position déterminée par un équilibre entre la quantité de mouvement et la pression barocline résultant de la différence de densité entre l'apport et l'eau ambiante, l'apport peut devenir un écoulement de surface ou plonger au-dessous de la surface. Au-delà du point de plongée, un écoulement à deux couches se produit : un mélange à travers l'interface de densité a lieu. Dans la zone 3, l'écoulement se compose d'un courant de densité se propageant vers le bas de la pente. Les facteurs affectant la vitesse de propagation de la tête, l'épaisseur de la tête et l'épaisseur du courant de fond derrière la tête ont été étudiés expérimentalement par Britter et Linden (1980) et beaucoup d'autres. Après le passage initial de la tête, un courant descendant stationnaire du type étudié par Ellison et Turner (1959) se forme.

Si le lac est stratifié, le courant de fond dense peut atteindre une profondeur où il possède une flottabilité neutre (neutrally buoyant) par rapport à l'eau ambiante. A ce point (point 4), le courant de densité se sépare du lit et forme une intrusion ou courant intermédiaire. Les facteurs affectant la séparation sont similaires à ceux qui déterminent la plongée au point 2.

Malgré le fait qu'un certain nombre d'expériences sur la formation des intrusions dans les réservoirs avec des stratifications thermiques en deux couches bien définies aient été effectuées, le processus plus complexe de la formation de l'intrusion dans les réservoirs ou les lacs stratifiés reste mal connu.

Les expériences de laboratoire effectuées par Fukuoka et Fukushima (1980) et les mesures in situ de Fischer et Smith (1983) dans le lac Mead ont prouvé que des intrusions multiples peuvent se former quand le fluide de densité intermédiaire derrière la tête atteint son propre niveau de flottabilité neutre avant le courant de fond. Si le lac est linéairement stratifié, des intrusions du fluide mélangé se formeront sans interruption au fur et à mesure que le courant principal se propage le long du fond.

Il convient encore de mentionner les travaux de Harms et Dengler (1985) qui ont effectué une série de mesures sur le détachement en sous-écoulements des courants de densité 3D sur un lit en pente. Imberger et al. (1976) ont analysé le comportement d'un courant intermédiaire, en supposant qu'il est analogue aux problèmes rencontrés avec les soutirages d'eau dans les réservoirs.

### 3. AQUISITION DES DONNEES ET INTERPRETATION

---

#### 3.1 Topographie du lac de Lugano

Le lac de Lugano est situé au sud des Alpes, dans le canton du Tessin. Le bassin nord possède un volume de  $4.69 \text{ km}^3$  et une profondeur maximale de 288 m. Le « temps de séjour » moyen de l'eau est estimé à 12.3 ans.

Les principales caractéristiques géométriques du bassin nord sont données ci-après :

- Altitude moyenne du plan d'eau : 270 m s. m.
- Surface :  $27.5 \text{ km}^2$
- Profondeur maximale : 288 m
- Profondeur moyenne : 171 m
- Volume :  $4.69 \text{ km}^3$
- Débit de sortie :  $0.38 \text{ km}^3/\text{an}$
- Précipitations annuelles : 1600 mm
- Temps de séjour moyen de l'eau : 12.3 ans

La géométrie du lac nécessaire au calcul dans CFX-4.2 a été construite en digitalisant les courbes de niveaux de la carte nationale suisse n°1353 à l'échelle 1:25'000. L'espacement entre les courbes de niveaux est de 20 m. L'utilisation d'un logiciel CAD et d'une tablette de digitalisation ont permis d'effectuer ce travail.

La grille de valeurs ainsi obtenue est du type non structuré, c'est-à-dire que l'espacement entre les valeurs en abscisse et en ordonnée n'est pas constant dans tout le domaine (Figure 3.1).

Le passage à une grille structurée se révèle nécessaire pour l'application du modèle numérique CFX-4.2. Cette opération a été effectuée à l'aide du logiciel Matlab 5.3, très performant dans le domaine du calcul matriciel. La visualisation a été obtenue avec le logiciel Surfer.

Une image de la grille structurée générée est donnée à la Figure 3.2.

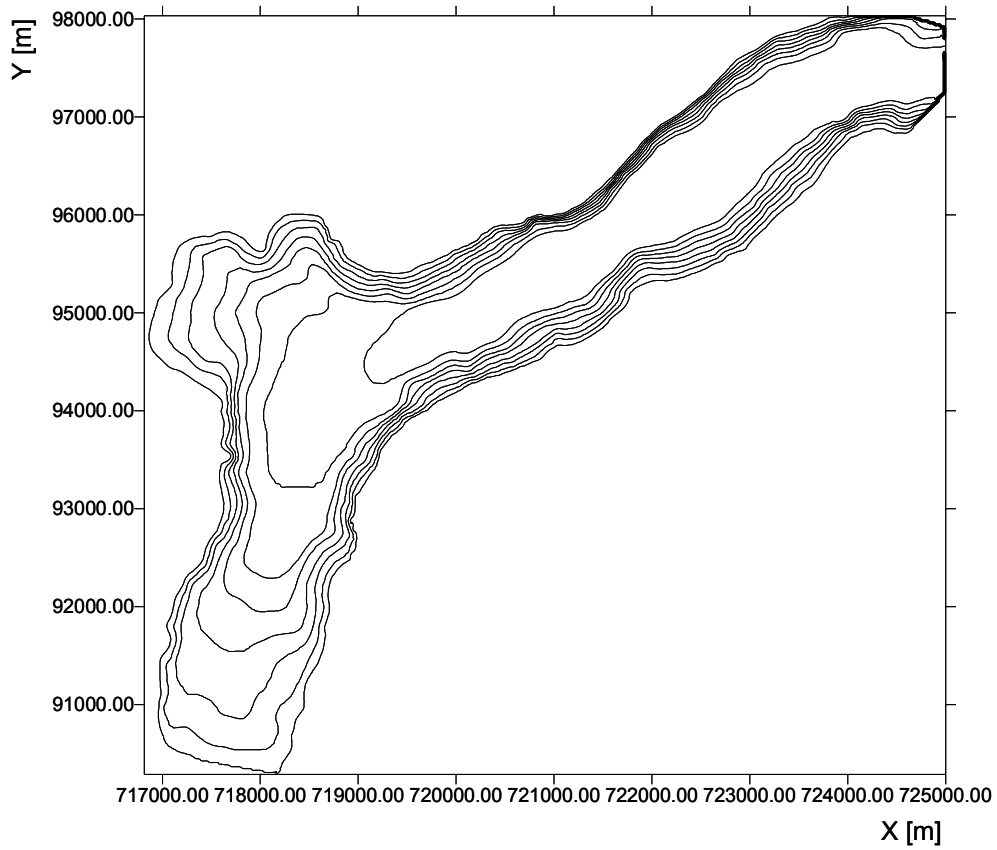


Figure 3.1: Courbes de niveau digitalisées.

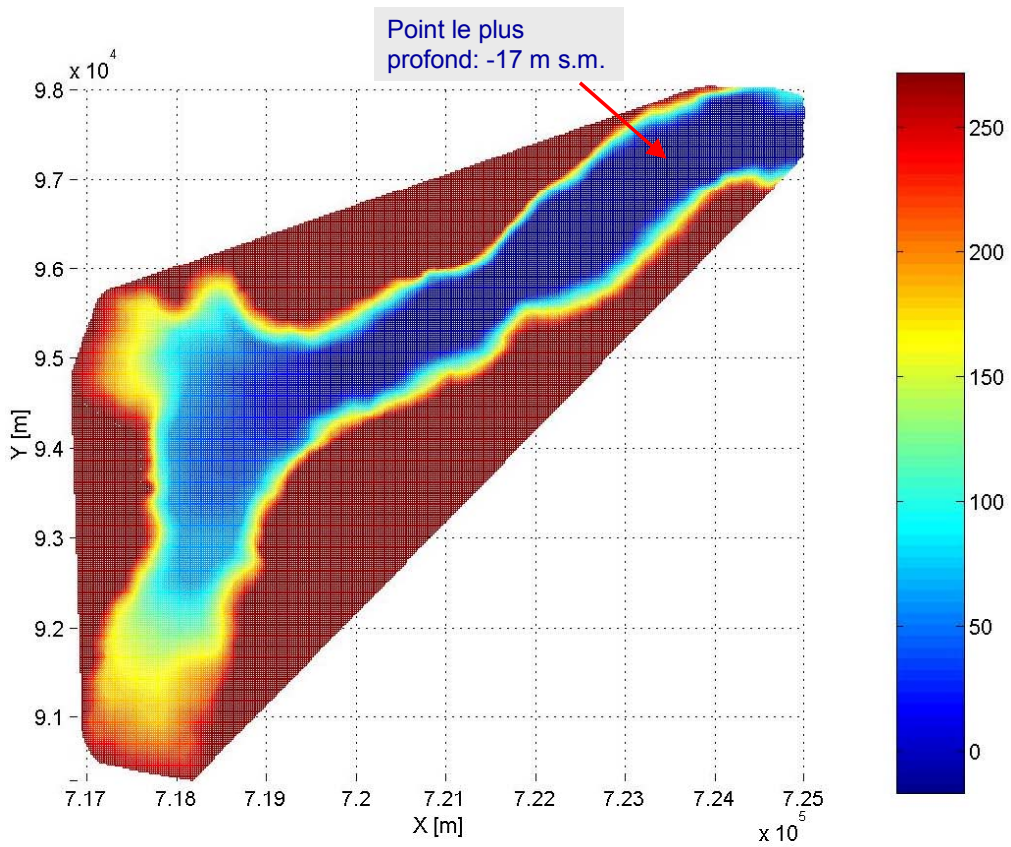


Figure 3.2: Grille structurée du lac de Lugano.

Afin d'obtenir une grille très fine l'espace constant utilisé sur x et y est de 20 m. L'interpolation utilisée est de type linéaire.

### 3.2 Hydrologie du Cassarate et des autres tributaires

Les cours d'eau sur le bassin versant du lac de Lugano et le positionnement des différentes stations de mesure hydrologiques sont présentés à la Figure 3.3.

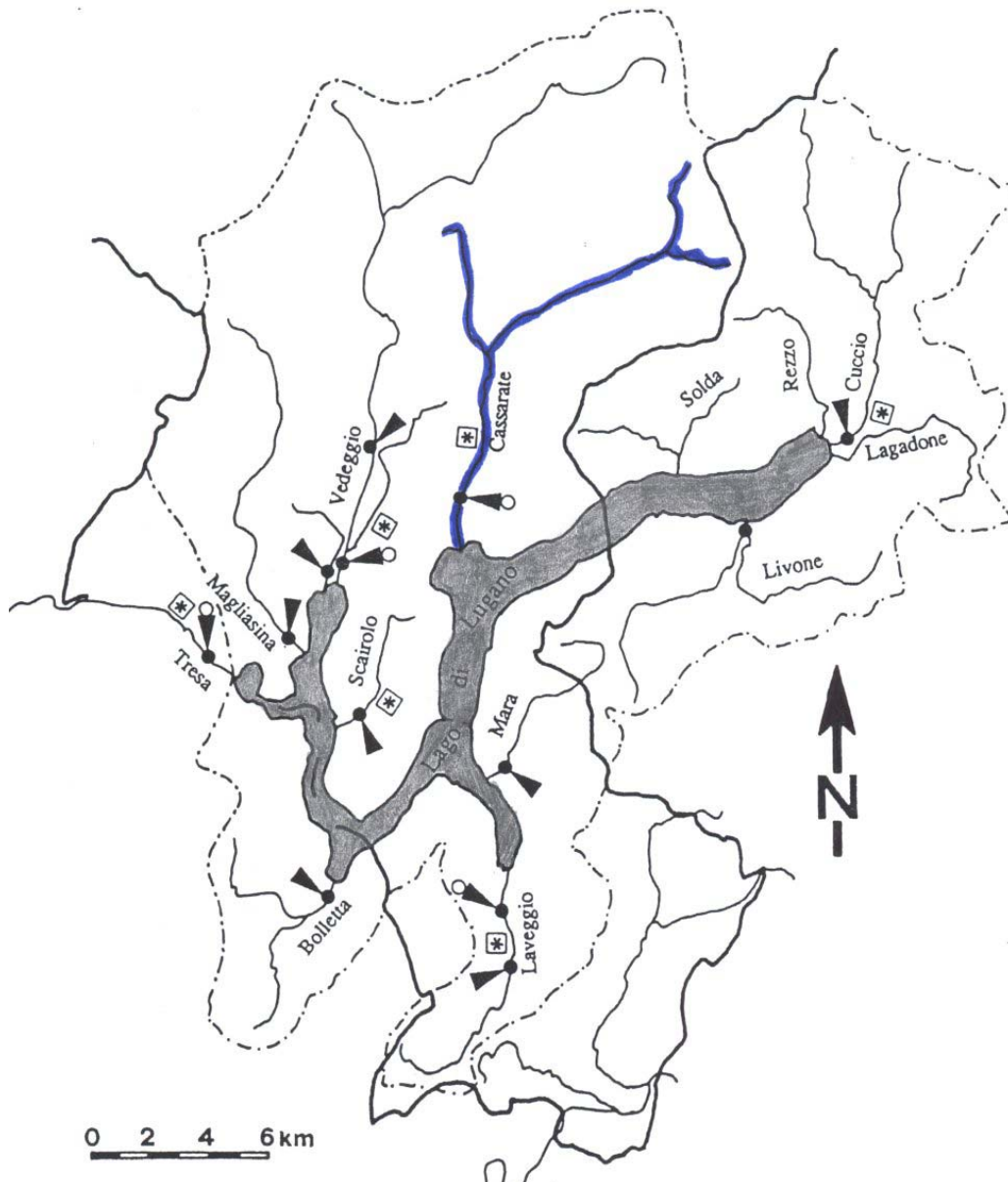


Figure 3.3: Cours d'eau et stations de mesure.

Le Cassarate, marqué en bleu foncé, représente l'affluent principal du bassin nord du lac de Lugano. Les valeurs moyennes mensuelles et annuelles de débit pour les années 1994, 1996 et 1997 sont présentées dans les tableaux 3.1 et 3.2, de même que la valeur moyenne des années précédentes.



Corso d'acqua	Periodo	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
Bolletta	1994	1.58	0.77	0.62	0.51	1.08	0.30	0.27	0.26	1.07	0.85	1.35	0.28	0.75
	1986-'93	0.35	0.41	0.52	1.27	0.76	0.88	0.45	0.25	0.32	1.11	0.46	0.41	0.60
Cassarate	1994	5.11	1.99	3.38	2.44	5.98	2.22	0.82	0.71	6.14	2.33	4.89	1.27	3.11
	1963-'93	1.14	1.39	2.29	3.84	4.44	3.65	2.21	1.95	2.60	3.23	2.64	1.49	2.57
Cuccio	1994	2.10	1.32	2.80	2.06	3.94	2.16	0.55	0.58	2.60	2.15	3.43	1.31	2.08
	1986-'93	1.06	1.08	1.38	2.90	3.20	2.86	2.47	1.38	1.63	3.15	1.73	1.30	2.02
Laveggio	1994	1.93	1.06	1.18	0.93	1.36	0.72	0.50	0.49	1.00	0.78	1.48	0.57	1.00
	1978-'93	0.74	0.85	1.18	1.68	1.71	1.43	0.94	0.69	0.78	1.22	0.80	0.76	1.07
Magliasina	1994	2.06	0.94	1.27	0.71	3.07	0.75	0.26	0.24	2.69	1.10	2.31	0.54	1.33
	1980-'93	0.49	0.55	0.99	2.06	2.18	1.83	0.96	0.56	1.14	1.89	0.90	0.64	1.18
Scairolo	1994	0.73	0.43	0.37	0.29	0.56	0.30	0.17	0.16	0.56	0.31	0.50	0.22	0.38
	1982-'93	0.20	0.20	0.25	0.42	0.43	0.38	0.22	0.19	0.24	0.39	0.24	0.20	0.28
Vedeggio	1994	5.71	2.85	3.85	3.36	9.07	3.66	1.42	1.13	7.84	3.06	6.64	1.58	4.18
	1979-'94	2.04	1.93	3.09	5.57	7.39	5.60	3.45	2.39	4.06	5.45	3.15	2.25	3.87
Tresa	1994	38.6	16.9	26.6	17.8	41.0	21.9	8.72	6.16	42.7	16.8	39.3	9.3	23.8
	1923-'93	15.10	14.20	18.80	29.50	38.40	34.30	23.20	18.00	21.20	27.70	30.00	20.60	24.30

Tableau 3.1: Débits moyens des cours d'eau (1994).

Corso d'acqua	Periodo	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
Bolletta	1996	1.72	0.63	0.42	0.42	0.64	0.55	0.90	0.72	0.45	1.03	1.90	1.06	0.87
	1997	0.68	0.35	0.32	0.43	0.56	1.29	1.15	0.59	0.31	0.22	0.94	0.96	0.65
	1986-'93	0.35	0.41	0.52	1.27	0.76	0.88	0.45	0.25	0.32	1.11	0.46	0.41	0.60
Cassarate	1996	3.49	1.64	1.25	1.30	3.35	1.60	2.70	2.39	1.51	2.22	5.50	2.46	2.45
	1997	2.20	1.27	0.85	0.96	1.46	4.74	4.52	1.05	0.64	0.47	2.27	1.95	1.87
	1963-'93	1.14	1.39	2.29	3.84	4.44	3.65	2.21	1.95	2.60	3.23	2.64	1.49	2.57
Cuccio	1996	1.64	0.99	1.10	1.36	3.87	3.00	3.24	2.26	1.82	2.14	3.50	1.68	2.22
	1997	1.43	1.21	1.05	0.90	1.28	3.48	3.27	1.11	0.86	0.70	1.67	1.30	1.52
	1986-'93	1.06	1.08	1.38	2.90	3.20	2.86	2.47	1.38	1.63	3.15	1.73	1.30	2.02
Laveggio	1996	2.86	1.29	0.97	0.97	1.23	0.98	1.43	1.66	0.97	1.58	2.48	1.52	1.50
	1997	1.63	0.78	0.55	0.60	0.51	1.55	1.27	0.67	0.40	0.38	1.11	1.42	0.91
	1978-'93	0.74	0.85	1.18	1.68	1.71	1.43	0.94	0.69	0.78	1.22	0.80	0.76	1.07
Magliasina	1996	1.95	0.77	0.51	0.38	1.92	0.57	1.03	0.85	0.50	1.53	3.05	1.13	1.19
	1997	1.07	0.52	0.25	0.33	0.76	2.74	2.51	0.57	0.24	0.17	1.81	1.14	1.01
	1980-'93	0.49	0.55	0.99	2.06	2.18	1.83	0.96	0.56	1.14	1.89	0.90	0.64	1.18
Scairolo	1996	0.52	0.30	0.15	0.14	0.20	0.19	0.31	0.30	0.18	0.29	0.52	0.35	0.29
	1997	0.41	0.30	0.11	0.12	0.13	0.47	0.54	0.23	0.14	0.14	0.31	0.28	0.26
	1982-'93	0.20	0.20	0.25	0.42	0.43	0.38	0.22	0.19	0.24	0.39	0.24	0.20	0.28
Vedeggio	1996	4.13	2.19	1.70	2.09	4.97	2.18	3.37	2.72	1.87	3.60	8.45	3.05	3.36
	1997	3.24	1.84	1.35	1.67	3.43	9.66	8.10	2.10	1.33	1.01	4.47	2.99	3.44
	1979-'94	2.04	1.93	3.09	5.57	7.39	5.60	3.45	2.39	4.06	5.45	3.15	2.25	3.87
Tresa	1996	35.70	13.10	9.49	8.85	26.30	16.80	27.50	25.00	14.80	25.60	52.70	21.30	23.10
	1997	22.00	10.90	8.99	6.97	14.20	39.70	56.00	11.60	8.78	5.62	28.50	20.90	19.60
	1923-'93	15.10	14.20	18.80	29.50	38.40	34.30	23.20	18.00	21.20	27.70	30.00	20.60	24.30

Tableau 3.2: Débits moyens des cours d'eau (1996 et 1997).

Le Tableau 3.1 présente les valeurs de débit mesurées en 1994 sur les cours d'eau analysés du bassin versant. On observe la présence de quatre périodes caractérisées par des débits élevés pendant les mois de janvier, mai, septembre et novembre. Le volume d'eau amené

dans le lac pendant ces quatre mois représente 57% de l'apport annuel total.

L'évènement de crue de septembre 1994 se reporte sur la moyenne mensuelle du Cassarate qui atteint la valeur de  $6.14 \text{ m}^3/\text{s}$ , le maximum pour 1994.

Les mêmes périodes de forts débits se vérifient pour les années 1996 et 1997 (Tableau 3.2) mais en 1997 les valeurs se situent au-dessous de la norme à cause des faibles précipitations.

### 3.3 Niveau du lac

En hiver 1994 le niveau moyen du lac présente des valeurs qui dépassent d'environ 20 cm la moyenne de référence enregistrée sur la période 1930-1993 (Figure 3.4).

[ m s.l.m. ]

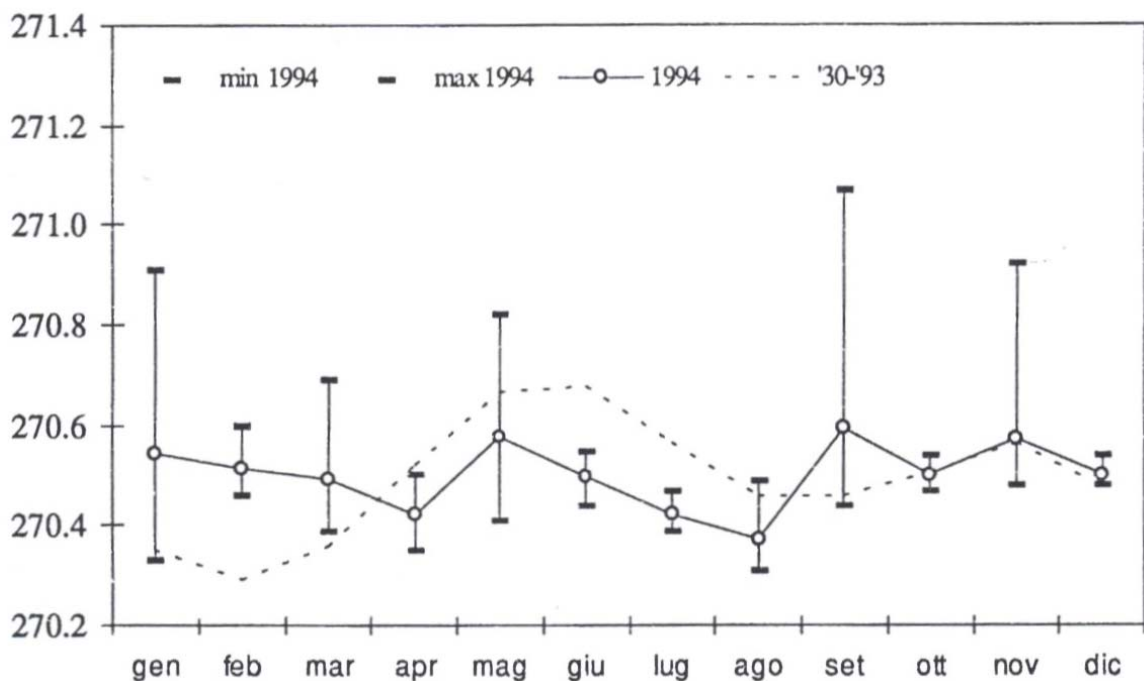


Figure 3.4: Niveau moyen du plan d'eau (1994).

Pendant l'été, le niveau du lac est resté plus bas d'environ 10-15 cm à celui mesuré durant la période de référence, tandis qu'en septembre il a atteint la valeur extrême de 271.07 m s.m.

La variation du niveau a été assez élevée. Elle a atteint la valeur maximale de 74.0 cm calculée comme la différence entre le maximum absolu de septembre (271.070 m s.m.) et le minimum de janvier (270.330 m s.m.). Le niveau moyen annuel vaut 270.501 m s.m., c'est-à-dire 0.8 cm supérieur à celui de la période de référence.

En ce qui concerne les années 1996 et 1997 (Figure 3.5), les niveaux moyens hivernaux ont dépassé de 10-25 cm les moyennes de référence mesurées pendant les années 1930-1995. Le régime mensuel du niveau a une allure régulière en 1996, tandis qu'il présente plusieurs variations importantes en 1997.

[ m s.l.m. ]

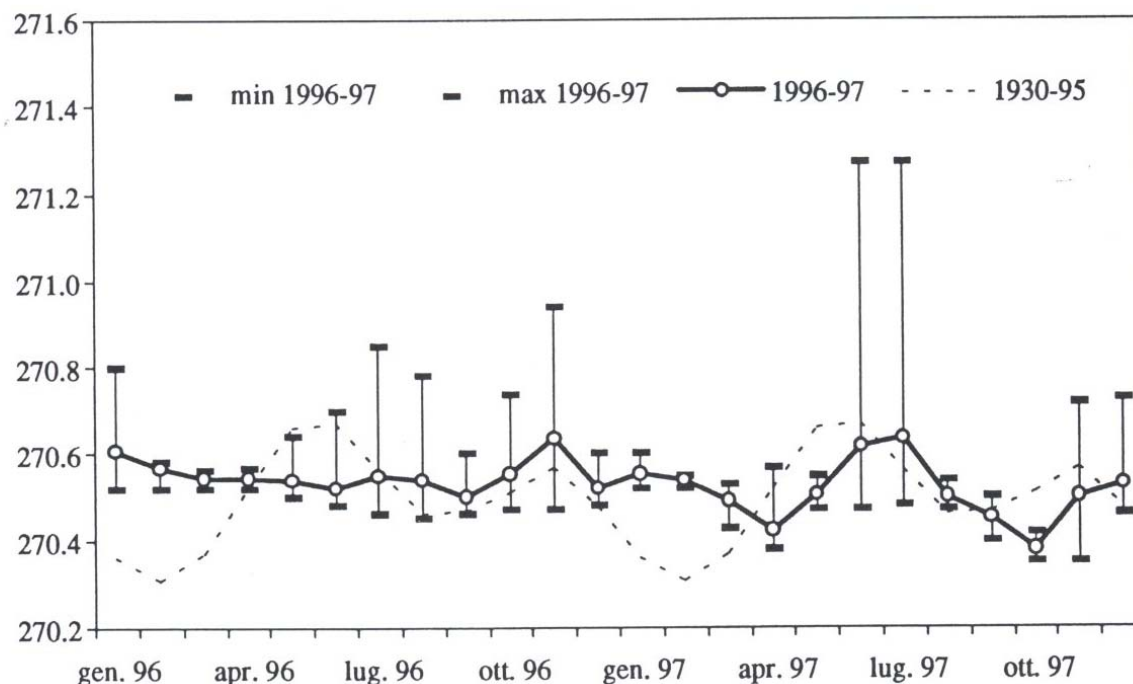


Figure 3.5: Niveau moyen du plan d'eau (1996 et 1997).

La différence maximale de niveau pendant cette période bi-annuelle a atteint 92.0 cm, calculé comme la différence entre le maximum enregistré en juin-juillet 1997 (271.270 m s.m.) et le minimum d'octobre novembre 1997 (270.350 m s.m.).

### 3.4 Relation turbidité – charge en suspension

Le volume de sédiments transportés par un cours d'eau est toujours difficile à évaluer. Dans ce contexte, le choix de la formule de transport solide (essentiellement en suspension pour ce qui concerne les courants de turbidité) la mieux adaptée à un cas donné revêt une importance capitale. La plupart des formules empiriques ont été calées sur des expériences de laboratoire. Leur application à une situation réelle est de ce fait très délicate, car elle nécessite l'estimation d'une multitude de paramètres et de coefficients qui n'ont pas toujours une signification physique précise.

L'évolution temporelle de la turbidité est disponible sur toute la durée d'une crue. Pour pouvoir exploiter cette information, il s'agit de trouver une relation de transfert entre celle-ci et la quantité de matière en suspension.

Il existe une différence fondamentale entre les deux principes de mesure. La turbidité donnée en FTU (Formazin Turbidity Unit) résulte d'une mesure optique de diffraction d'un faisceau lumineux, la quantité de matière en suspension provient pour sa part de l'analyse en laboratoire d'échantillons prélevés.

La mesure de turbidité est donc très sensible à la taille des particules qui peuvent varier d'un événement à l'autre et même pendant une crue. Les mesures de turbidité effectuées par le LSA dans le Cassarate sont montrées à la Figure 3.6 pour différents événements de crue avec des débits supérieurs à 17 m<sup>3</sup>/s.

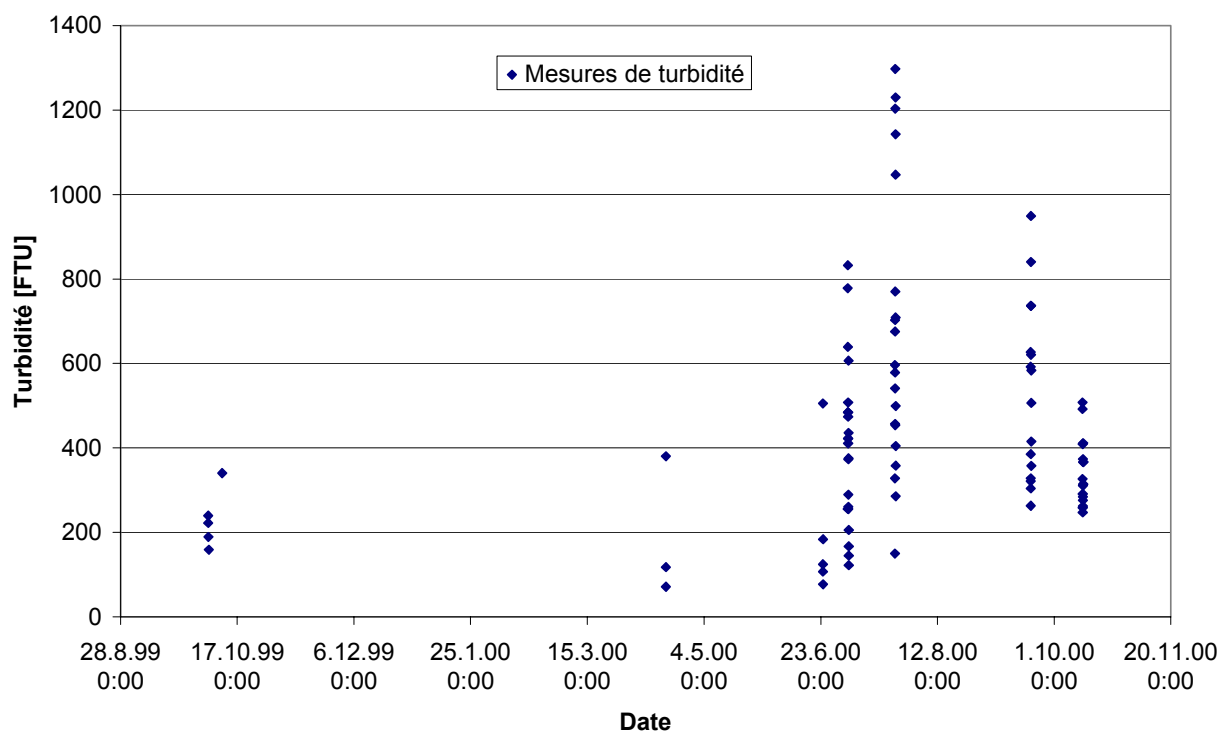


Figure 3.6: Mesures de turbidité dans le Cassarate.

Les lignes verticales constituées par les points bleus correspondent aux différents événements pendant lesquels des mesures de turbidité ont été effectuées et parallèlement la quantité de matières en suspension mesurée à partir d'échantillons. La valeur extrême vaut 1300 FTU mais la sonde a pu mesurer des turbidités jusqu'à 2000 FTU comme il sera montré au chapitre 6.

La Figure 3.7 montre la relation « turbidité – matière en suspension » qui a été établie à l'aide d'une loi linéaire se basant sur un ajustement des moindres carrés. Cette formule est :

$$y = 0.0045 \cdot x + 0.0729$$

où y représente la quantité de matière en suspension en g/l et x la turbidité en FTU mesurée par la sonde.

Le coefficient de corrélation vaut 0.5392 et il est possible d'affirmer que, comparé à d'autres essais effectués précédemment, cet échantillon montre une assez bonne concordance avec la loi proposée. Par conséquent la loi permet d'exprimer de manière assez fiable la concentration de matière solide à partir des valeurs de turbidité.

Par la suite, cette loi linéaire sera utilisée dans toutes les simulations numériques.

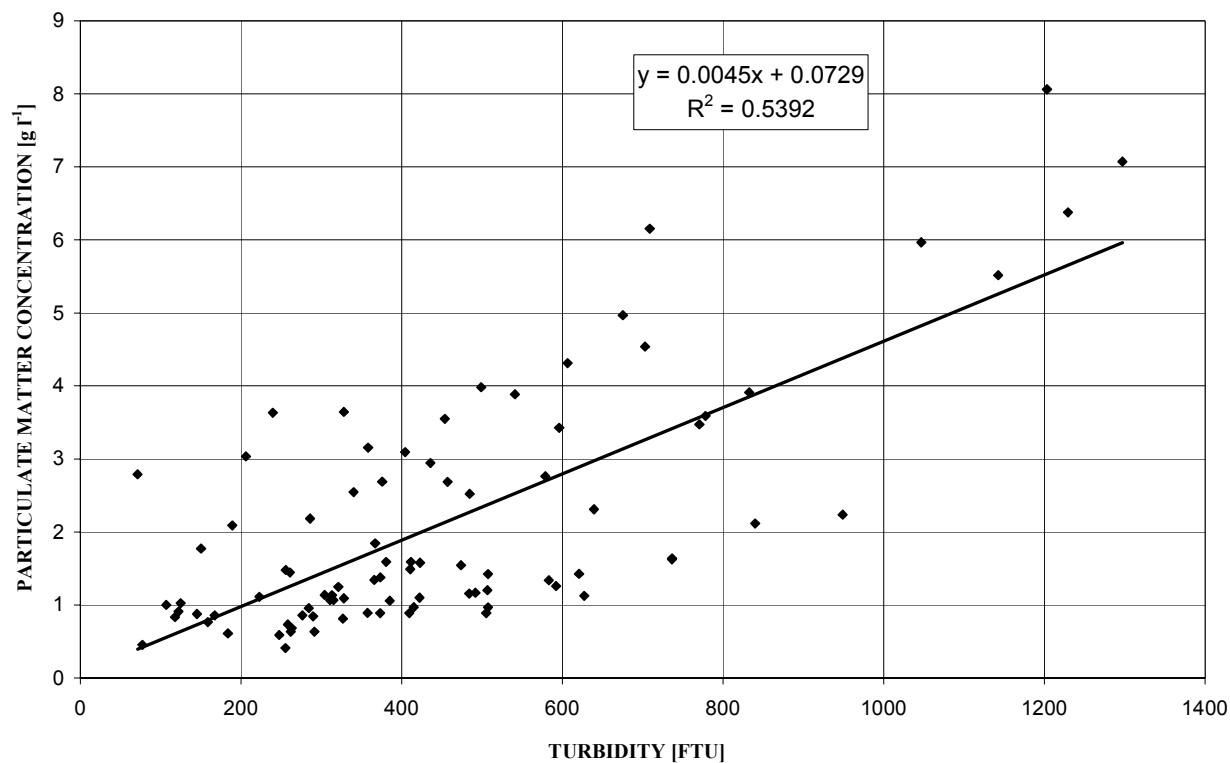


Figure 3.7: Relation linéaire entre la turbidité et la concentration en matières solides.

Une analyse granulométrique sur une carotte prélevée à la surface du delta (Figure 3.8) permet de définir un diamètre moyen  $d_{50}$  de  $80\mu\text{m}$ . Cette valeur a été confirmée par les essais successifs effectués à l'EAWAG.

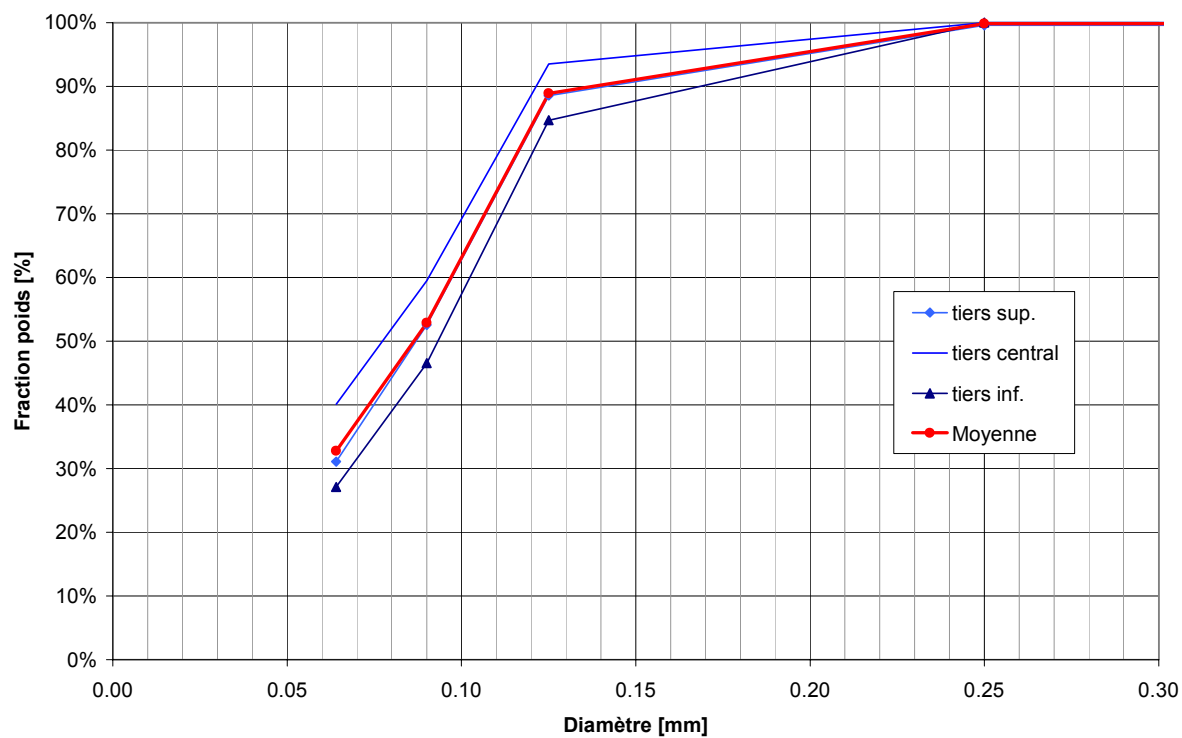


Figure 3.8: Courbe granulométrique des sédiments prélevés dans le delta du Cassarate.

### 3.5 Distribution thermique dans le lac de Lugano

Les figures qui suivent montrent l'évolution de la température dans le bassin nord du lac de Lugano à la station de mesure de Gandria (Figure 3.9).

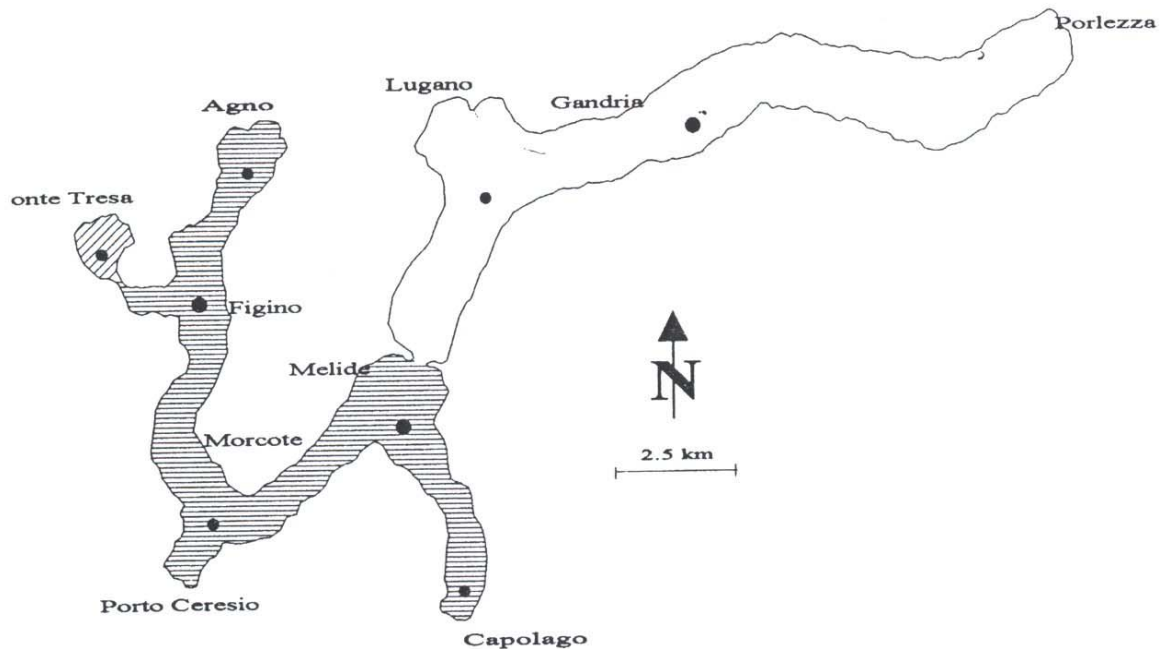


Figure 3.9: Stations de mesure dans le lac de Lugano.

En 1993 les valeurs minimales comprises entre 5.5 et 5.6 °C ont été mesurées pendant le mois de février. La phase de réchauffement superficiel du lac a commencé au mois de mars et la période de plus grand réchauffement des eaux superficielles se situe entre les mois de mai et de juillet où l'augmentation de la température a été d'environ 10 °C. La température maximale a été atteinte au mois d'août (25 °C) ce qui signifie que le lac était fortement stratifié. Ensuite la phase de refroidissement s'est produite de façon régulière jusqu'au mois de décembre.

En 1994, les valeurs minimales de température ont été enregistrées aux mois de mars et avril (5.4 – 5.5 °C), c'est-à-dire légèrement plus tard qu'en 1993. La couche d'eau plus froide est comprise entre 50 et 80 m de profondeur, ce qui provoque un phénomène d'inversion thermique. Le début de la phase de réchauffement superficiel et la période de plus fort réchauffement superficiel coïncident avec la situation de 1993, même la température maximale de 25 °C s'est vérifiée au mois d'août.



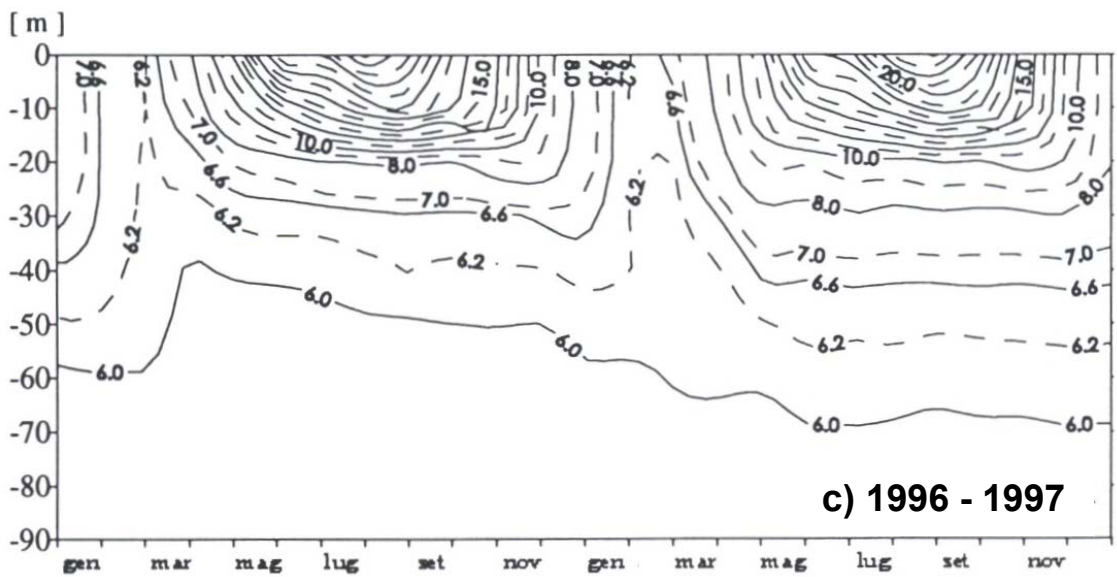
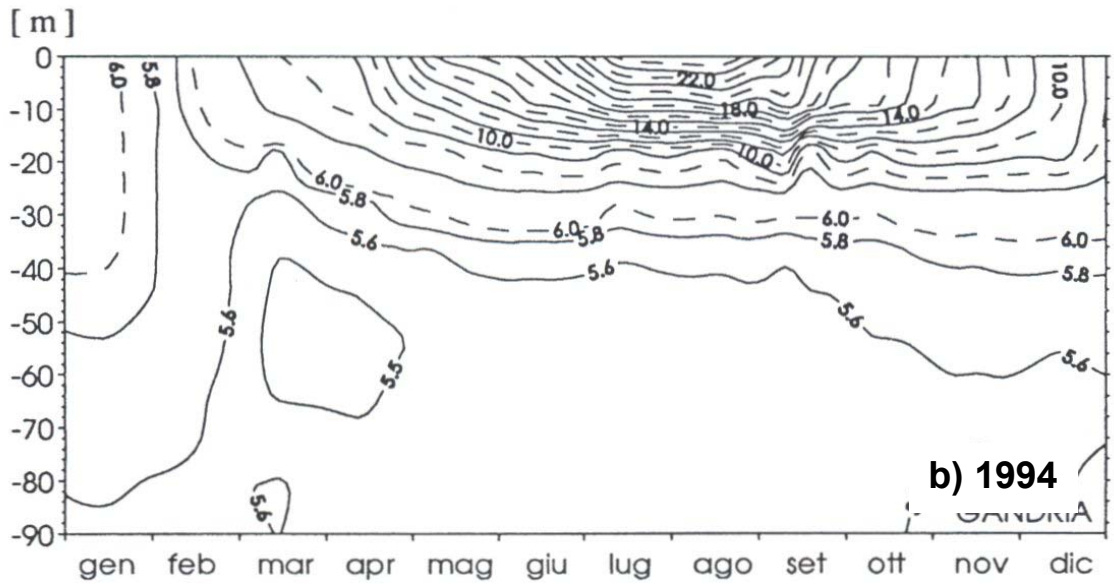
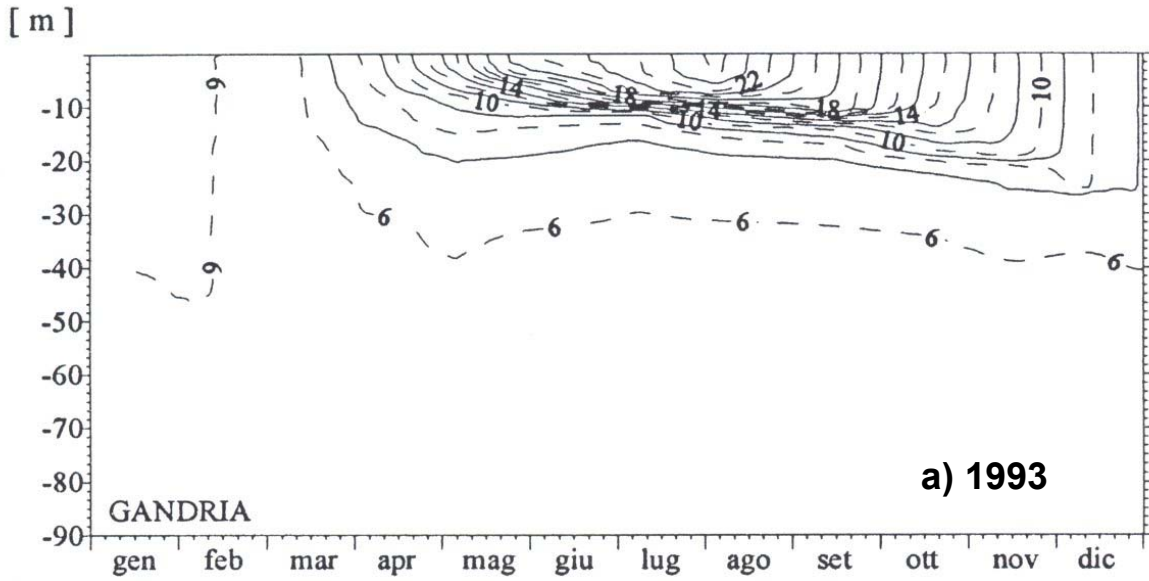


Figure 3.10: Distribution thermique dans le bassin nord.

En 1996 et 1997 les valeurs minimales de température ont été mesurées à 0.4 m de profondeur. Celle-ci était de 6.1 – 6.2 °C pendant le mois de février 1996 et de 6.2 – 6.4 °C pendant le mois de janvier 1997. La température maximale absolue de cette période bi-annuelle s'est produite au mois de juin 1996 (25 °C). Il est intéressant de constater que, en prenant 6.6 °C comme valeur de référence, il y a eu un abaissement de l'isoligne de 10 – 20 m entre 1996 et 1997 ce qui indique un réchauffement graduel des eaux superficielles.





## **4. DESCRIPTION DU MODELE HYDRODYNAMIQUE CFX-4.2**

---

### **4.1 Introduction**

Le développement de modèles numériques à trois dimensions dans les domaines de la limnologie et de la dynamique des fluides est un travail de longue haleine dont les objectifs et le domaine d'application doivent être clairement définis pour parvenir à la solution recherchée.

Heureusement le développement rapide des moyens informatiques et l'amélioration des techniques de résolution numérique ont permis d'élaborer des modèles comportant des lois de comportement de plus en plus sophistiquées. Prévoir la répartition de la température, de la concentration et de la vitesse à l'intérieur d'un lac constitue l'objectif de la simulation numérique dans le cas présent. L'établissement des conditions initiales et aux limites se basera soit sur des événements mesurés soit sur des situations calculées.

Le modèle utilisé se doit d'être assez général pour pouvoir s'appliquer à un lac de géométrie quelconque. Il s'est ainsi avéré décisif de recourir à un modèle numérique général de la dynamique des fluides, qui permette la simulation des écoulements à au moins deux phases de densités différentes, le transport de grandeurs scalaires et l'introduction de relations permettant d'exprimer la sédimentation et l'entraînement de particules du fond.

### **4.2 Caractéristiques de CFX-4.2**

Le choix s'est porté sur le code numérique CFX4, développé par le Computational Fluid Dynamics Services de Harwell (UK), et distribué par AEA Technology. Il permet la modélisation tridimensionnelle des écoulements fluides dans une géométrie quelconque. Ce modèle a été largement testé dans les écoulements en 3D et appliqué avec succès à la simulation de courants de turbidité dans une retenue artificielle, induits par l'arrivée d'une crue [2].

Les équations implémentées par défaut dans CFX4 sont données sous forme de flux. Il s'agit des équations standard de la mécanique des fluides, soit :

- la conservation de la masse ;
- la conservation de quantité de mouvement ;
- la conservation d'énergie.

La viscosité du fluide, la pression totale, les termes de conductivité thermique du fluide et d'enthalpie totale sont considérés.

Le domaine de calcul est défini par un maillage 3D constitué d'éléments prismatiques de taille irrégulière qui peuvent être déformés de manière à s'adapter à une surface géométrique quelconque, p. ex. le fond d'un lac. Pour la résolution des équations de l'hydrodynamique, le maillage physique est transformé en un maillage orthogonal, appelé maillage de calcul. Une transformation inverse permet de ramener la solution sur le maillage physique à la fin du calcul.

Les équations hydrodynamiques de Navier-Stokes discrétisées sont résolues par une approche en volumes finis et les variables physiques sont toutes définies au centre des volumes de contrôle. Tous les termes des équations, sauf le terme de transport, sont

discrétisés dans l'espace en utilisant des différences centrées du deuxième ordre. Pour le terme de transport, différents schémas d'advection sont disponibles.

Le modèle offre également la possibilité de résoudre plusieurs équations de transport - diffusion pour des grandeurs scalaires passives, telles que le transport de particules, de sels dissous, ou autre. Différents modèles de turbulence sont également implémentés dans CFX4, dont le modèle de  $k-\varepsilon$ , considéré comme un standard industriel largement répandu et validé.

### 4.3 Equations de base

Les équations qui gouvernent les écoulements sont énoncées dans cette section. Il faut préciser que les équations des écoulements laminaires sont admises comme valables pour les écoulements turbulents par le recours aux modèles de turbulence qui complètent le comportement laminaire par des termes et des équations aptes à décrire la turbulence.

L'élément du fluide considéré peut être en écoulement ou non (eau ambiante du lac non perturbé), tridimensionnel, incompressible, laminaire ou turbulent.

Les équations de base sont celles de conservation de masse, d'énergie et de quantité de mouvement, données sous forme indexée par rapport au système de coordonnées.

Les coordonnées physiques ( $x, y, z$ ) ainsi que tous les termes dépendant d'une direction sont donc donnés comme suit :

- pour la position  $x_i = (x_1, x_2, x_3)$  et
- pour la vitesse  $u_i = (u_1, u_2, u_3)$

Les sommes de 1 à 3 s'écrivent par exemple  $\frac{1}{2} u_i u_i = \frac{1}{2} (u_1^2 + u_2^2 + u_3^2)$ .

Le code FORTRAN utilisé est décrit de façon générale, dans les chapitres qui suivent, il est cependant admis que  $i$  est la direction principale d'écoulement,  $j$  le sens perpendiculaire horizontal à  $i$  et  $k$  la direction verticale dans le domaine de calcul. Pour des raisons d'optimisation de la résolution numérique dans CFX-4.2, il est d'ailleurs recommandé de choisir  $i$  comme la direction principale d'écoulement.

#### 4.3.1 Formulation standard de CFX-4.2

Les équations implémentées par défaut dans le code numérique CFX-4.2 sont données sous forme de flux. Il s'agit des équations standard de la mécanique des fluides :

- **Continuité**

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial (\rho \cdot u_i)}{\partial x_i} = 0 \quad (4.1)$$

où  $\rho$  est la densité du fluide et  $t$  est le temps.

- **Conservation de la quantité de mouvement**

$$\frac{\partial(\rho \cdot u_i)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho \cdot u_i \cdot u_j)}{\partial x_j} = F_i + \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} \quad (4.2)$$

avec  $\sigma_{ij} = -p' \delta_{ij} + \mu_{eff} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$  le tenseur de contraintes

où :

$F_i$  est le vecteur des forces agissant sur les éléments du fluide (force d'Archimède ou force de Coriolis par exemple) ;

$\mu_{eff} = \mu + \mu_T$  est la viscosité dynamique effective du fluide (somme de la viscosité moléculaire et de la viscosité turbulente) ;

$p' = p + \frac{2}{3} \rho \cdot k - \rho \cdot \vec{g} \cdot \vec{x}$  est la pression totale du fluide  $p$  à laquelle s'ajoute une contribution associée à l'énergie cinétique turbulente  $k$ , dont on soustrait la contribution hydrostatique.

- **Premier principe de la thermodynamique – conservation de l'énergie**

$$\frac{\partial(\rho H)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left( \rho \cdot u_j \cdot H - \left( \lambda + \frac{\mu_T}{\sigma_H} C_p \right) \frac{\partial T}{\partial x_j} \right) = \frac{\partial p}{\partial t} \quad (4.3)$$

avec

$\lambda$  la conductivité thermique du fluide

$T$  la température réelle

$H = h + \frac{1}{2} u_i \cdot u_i$  l'enthalpie totale ( $h$  étant l'enthalpie thermodynamique)

$C_p$  le coefficient de chaleur massique à pression constante

$\sigma_H$  le nombre de Prandtl pour la chaleur

L'équation de conservation de l'enthalpie est exprimée par une loi mettant en relation l'enthalpie thermodynamique  $h$  avec la pression et la température, pour plus de détail voir CFX-4.2 Solver Manual (1997).

Le modèle offre également la possibilité de résoudre une ou plusieurs équations de transport-diffusion pour des grandeurs scalaires passives  $\psi$ , vérifiant :

$$\frac{\partial(\rho \psi)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} \left( \rho \psi \cdot u_i - \Gamma \frac{\partial \psi}{\partial x_i} \right) = S \quad (4.4)$$

avec  $\Gamma$  le coefficient de diffusion et  $S$  le terme source pour la variable  $\psi$ .

Différents modèles de turbulence sont également implémentés dans CFX-4.2, notamment le modèle  $k-\varepsilon$ , dont les équations de conservation de l'énergie cinétique turbulente  $k$  et du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente  $\varepsilon$  sont présentées ci-après :

- $$\frac{\partial(\rho \cdot k)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho \cdot k \cdot u_i)}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[ \left( \mu + \frac{\mu_T}{\sigma_k} \right) \frac{\partial k}{\partial x_i} \right] + P + G - \rho \varepsilon \quad (4.5)$$

$$\bullet \quad \frac{\partial(\rho \cdot \varepsilon)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho \cdot \varepsilon \cdot u_i)}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[ \left( \mu + \frac{\mu_T}{\sigma_\varepsilon} \right) \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_i} \right] + c_1 \frac{\varepsilon}{k} (P + c_3 \max(G, 0)) - c_2 \rho \frac{\varepsilon^2}{k} \quad (4.6)$$

avec :

$$P = \mu_{eff} \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) - \frac{2}{3} \frac{\partial u_j}{\partial x_j} \left( \rho \cdot k + \mu_{eff} \frac{\partial u_l}{\partial x_l} \right) \quad (4.7)$$

$$G = - \frac{\mu_{eff}}{\rho \sigma_T} \vec{g} \vec{\nabla} \rho \quad (4.8)$$

$$\mu_T = c_\mu \rho \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (4.9)$$

P représente la production de turbulence due au cisaillement, G la production de turbulence due aux forces volumétriques (seul la flottabilité est incluse dans le code),  $\mu_T$  la viscosité turbulente et  $c_1$ ,  $c_2$  et  $c_3$  des constantes.

## 5. DEFINITION DU MODELE NUMERIQUE

---

### 5.1 Paramètres et hypothèses

Les écoulements naturels du type courant de turbidité peuvent être considérés comme des écoulements biphasiques. Il s'agit ici de l'écoulement d'un fluide lourd formé d'eau et de particules solides en suspension dans un fluide homogène plus léger constitué de l'eau seule. La différence de densité engendre l'écoulement sous l'effet de la gravité. L'écoulement est donc étudié comme un écoulement gravitaire de type fluide lourd à poids volumique variable dans un fluide plus léger.

La modélisation numérique proposée est basée sur les équations de Navier-Stokes moyennant quelques hypothèses :

- l'eau et le mélange eau-sédiments sont considérés comme des fluides réels à comportement newtonien. Le mélange ne commence à se comporter comme fluide non-newtonien que si la concentration volumique devient très importante, ( $C_s > 8\%$  selon Graf et Altinakar, 1996). En plus, il est admis que les particules en suspension ne modifient pas la loi de comportement de l'eau. La suspension doit de ce fait être suffisamment diluée, pour permettre l'utilisation de la viscosité de l'eau pour le mélange eau-sédiment.
- la vitesse moyenne de sédimentation des particules est régie par la loi de Stokes pour particules sphériques. Les particules en suspension suivent le mouvement du fluide avec un déplacement vertical dû à la vitesse de chute des particules dans l'eau. Hoyal et Depinto (1995) ont étudié l'antagonisme entre gravité et turbulence sur le processus de dépôt des sédiments. Comme les écoulements de turbidité étudiés se trouvent essentiellement dans le domaine turbulent ( $Re > 10^6$ ), c'est le transport de sédiments turbulent qui impose les lois à utiliser. Un changement significatif dans le processus de transport et de sédimentation est observé pour une valeur critique du rapport  $v_{ss}/u_{*b} = 0.1$ , expression dans laquelle  $v_{ss}$  est la vitesse de chute selon la loi de Stokes en eau calme et  $u_{*b}$  la vitesse de frottement de l'écoulement. La turbulence régit le transport des particules au-dessous de la valeur critique et donne un dépôt plus rapide que la loi de Stokes, ceci dû au fait que la turbulence induit une diminution du coefficient de traînée de la particule. Au-dessus du seuil critique, la loi de Stokes donne une bonne estimation de la vitesse moyenne de dépôt. La vitesse de chute pour les tailles de particules rencontrées est de l'ordre de  $v_{ss} \approx 1 \cdot 10^{-3}$  m/s et la vitesse de frottement des écoulements naturels peut être estimée à  $u_{*b} \approx 1 \cdot 10^{-2}$  m/s, le rapport  $v_{ss}/u_{*b}$  se trouve donc au voisinage de la valeur critique.
- un seul diamètre caractéristique,  $d_{50}$ , est utilisé pour la détermination de la vitesse de chute des particules. L'influence de la forme des particules n'est pas considérée. Par l'analyse des avalanches poudreuses, Keller (1996) admet aussi qu'un seul diamètre caractéristique, en l'occurrence le diamètre moyen  $d_{50}$  représente un bon choix pour caractériser le comportement des sédiments en suspension. Le choix d'une forme sphérique idéale conduit à surestimer la vitesse de décantation d'une particule réelle non sphérique.
- la collision ou d'autres interactions entre particules sont négligées. Il n'y a ainsi pas de cohésion entre les particules en suspension et le mouvement turbulent des particules est corrélé uniquement avec la turbulence du fluide porteur.

## 5.2 Equations implémentées

Les équations implémentées dans le calcul sont les équations standard de la mécanique des fluides données sous forme de flux :

- continuité ;
- conservation de la quantité de mouvement ;
- premier principe de la thermodynamique (conservation de l'énergie) ;
- transport – diffusion pour des grandeurs scalaires passives.

Ces 4 équations sont décrites dans la section 4.3.1.

## 5.3 Equations gouvernant la suspension

La suspension est traitée directement dans CFX-4.2 par le « Multi-Phase Flow » code, qui est décrit par la suite.

La notion d'écoulement à plusieurs phases se réfère à la situation où plus d'un fluide possédant son propre champ d'écoulement est présent. La modélisation du transport solide peut se faire par deux méthodes :

1. l'approche des trajectoires discrètes par une description Lagrangienne, cette approche peut être effectuée dans CFX-4.2 par le « Lagrangian Particle Transport Model ». L'application de ce modèle est limitée à un nombre raisonnable de particules ( $< 10^4$ ), autrement le calcul devient impraticable avec des temps de résolution et une taille mémoire requise exagérés. En utilisant plus de 1 Mio. de particules, la simulation devient incalculable même sur le Cray de l'EPFL. Cette approche est de ce fait uniquement utilisée pour la description de trajectoires d'un nombre restreint de particules. Pour un mélange avec un très grand nombre de particules, mais où l'influence d'une particule individuelle est négligeable, le modèle suivant approprié peut être utilisé ;
2. l'approche multi-fluides par une description continue Eulerienne, cette approche peut être effectuée dans CFX-4.2 par son « Multi-Phase Flow Model ». La notion de phase s'étend au-delà des phases purement thermodynamiques, elle inclut les solides, les liquides et les gaz et tout mélange, réactif ou non.

L'approche multi-fluides ne doit pas être confondue avec l'approche multi-composantes où les espèces sont mélangées au niveau moléculaire et qui donne donc toujours un seul et unique champ d'écoulement. Dans le modèle multi-fluides, le mélange se fait à une échelle plus grande que le niveau moléculaire et il est possible de résoudre pour chaque phase son propre champ d'écoulement.

Même si les phases sont mélangées à une échelle plus grande que le niveau moléculaire, elles doivent aussi l'être à une échelle beaucoup plus petite que celle de la résolution numérique de la simulation (subgrid scale). Chaque phase est traitée comme distribuée de manière continue dans toute cellule de calcul (interpenetrating continuum), une concentration ou fraction volumique (volume fraction) lui est associée.

L'écoulement d'un grand nombre de particules dans un liquide est défini comme un écoulement à deux phases dispersées (disperse two phases flow) où :

- le fluide est une phase liquide continue (liquid continuous) et
- les particules forment une phase liquide dispersée (solid disperse).

Si le mélange se comporte comme un fluide individuel dans un autre fluide et que l'écoulement des particules suit celui du mélange, un modèle de fluide homogène à deux phases (Homogeneous Two Flow Model) peut être utilisé.

### 5.3.1 Formulation du modèle multi-phase

Les  $N_p$  phases présentes dans l'écoulement portent les indices grecs  $\alpha, \beta, \gamma$ , etc., leurs fractions volumiques sont désignées par  $r_\alpha$ .

L'équation générale d'advection-diffusion pour des grandeurs scalaires  $\psi_\alpha$  est :

$$\frac{\partial}{\partial t}(r_\alpha \rho_\alpha \psi_\alpha) + \frac{\partial}{\partial x_i} \left[ r_\alpha \left( \rho_\alpha \psi_\alpha \cdot u_{\alpha i} - \Gamma_\alpha \frac{\partial \psi_\alpha}{\partial x_i} \right) \right] = r_\alpha S_\alpha + \sum_{\beta=1}^{N_p} c_{\alpha\beta} (\psi_\beta - \psi_\alpha) + \sum_{\beta=1}^{N_p} (m_{\alpha\beta} \psi_\beta - m_{\beta\alpha} \psi_\alpha) \quad (5.1)$$

avec:

$\Gamma_\alpha$  le coefficient de diffusion de la phase  $\alpha$  ;

$S_\alpha$  le terme source (resp. puits) pour la variable  $\psi_\alpha$  ;

le terme de la première somme  $c_{\alpha\beta}(\psi_\beta - \psi_\alpha)$  décrit le transfert entre les phases, la somme des transfert sur toutes les phases étant nulle ;

le terme de la deuxième somme ( $m_{\alpha\beta}\psi_\beta - m_{\beta\alpha}\psi_\alpha$ ) apparaît uniquement si un transfert de masse a lieu entre deux phases,  $m_{\alpha\beta}$  est le taux d'échange de masse par unité de volume de la phase  $\beta$  vers la phase  $\alpha$ .

Dans le cas où le transfert et l'échange de masse entre les phases sont nuls, l'équation (5.1) devient :

$$\frac{\partial}{\partial t}(r_\alpha \rho_\alpha \psi_\alpha) + \frac{\partial}{\partial x_i} \left[ r_\alpha \left( \rho_\alpha \psi_\alpha \cdot u_{\alpha i} - \Gamma_\alpha \frac{\partial \psi_\alpha}{\partial x_i} \right) \right] = r_\alpha S_\alpha \quad (5.2)$$

Pour le modèle à deux phases homogènes  $\alpha$  et  $\beta$ , les quantités transportées sont les mêmes pour chaque phase  $\psi_\alpha (= \psi)$ , cette équation se réduit en une seule équation de transport pour  $\psi$  :

$$\frac{\partial(\rho\psi)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} \left( \rho\psi \cdot u_i - \Gamma \frac{\partial \psi}{\partial x_i} \right) = S \quad (5.3)$$

avec :

$$\rho = \sum_{\alpha}^{\beta} r_\alpha \rho_\alpha \quad u_i = \frac{1}{\rho} \left( \sum_{\alpha}^{\beta} r_\alpha \rho_\alpha u_{\alpha i} \right) \quad \Gamma = \sum_{\alpha}^{\beta} r_\alpha \Gamma_\alpha$$

Ceci est essentiellement une équation de transport à une seule phase avec densité et diffusion variables.

Les équations de Navier-Stokes restent applicables pour le modèle à deux phases homogènes, il suffit d'y ajouter les définitions de l'équation (5.3) et (5.4) pour le terme de



viscosité dans l'équation de conservation de la quantité de mouvement.

$$\mu = \sum_{\alpha}^{\beta} r_{\alpha} \mu_{\alpha} \quad (5.4)$$

### 5.3.2 Formulation du modèle à deux phases homogènes

Appliqué au courant de turbidité, le mélange eau-sédiments est présent dans chaque cellule du domaine. A l'intérieur du courant de turbidité, la densité plus importante due au mélange détermine son mouvement selon les équations de Navier-Stokes. Il s'agit en fait d'une simplification des équations du mélange, qui ont comme but la détermination des champs de vitesses, des densités et des températures partielles. Le modèle utilisé n'a plus besoin de résoudre les équations de bilan de masses, d'énergies et de quantités de mouvement partielles, voir à ce sujet Müller (1973) et Soo (1990). Un seul champ de vitesses est calculé par la résolution des équations de Navier-Stokes d'un seul fluide.

Une seule fraction volumique significative demeure, la concentration en matière solide  $c_s$ , elle remplace le terme  $r_{\beta}$ . La concentration de l'eau comme fluide porteur  $c_e (= r_{\alpha})$  s'additionne pour obtenir l'unité :

$$\rho = \sum_{\alpha}^{\beta} r_{\alpha} \rho_{\alpha} = c_s \rho_s + c_e \rho_s = c_s \rho_s + (1 - c_s) \rho_s \quad (5.5)$$

La présence des particules solides ne modifie pas la loi de comportement de l'eau comme fluide porteur, et la même loi de turbulence est utilisée dans tout le domaine de calcul. Un seul champ d'écoulement est calculé. Le modèle à deux phases homogènes admet la description de la suspension d'un courant de turbidité conservatif où l'échange entre les phases est nul. Il faut préciser ici que la phase 2 est composée des particules solides uniquement, ce qui ajoute de la densité au fluide porteur, c'est-à-dire l'eau ambiante comme phase 1.

La suspension est donc parfaite, aucune sédimentation n'a lieu. Pour combler cette lacune, l'utilisateur de CFX-4.2 a la possibilité de programmer des sous-routines propres permettant d'effectuer à chaque itération un calcul de sédimentation.

## 5.4 Modèle de turbulence et autres paramètres

Les écoulements turbulents sont des écoulements dépendant du temps extrêmement complexes. Ils sont régis par les équations laminaires discutées sous 4.3.1. Cependant, il n'est pas possible de résoudre analytiquement ces dernières en utilisant la technologie actuelle, exception faite pour les écoulements possédant de faibles nombres de Reynolds dans des géométries simples. Nous recourons donc aux modèles de turbulence, qui résolvent des équations de transport pour les quantités moyennées de Reynolds :

$$\overline{\Phi}(t) = \frac{1}{2\delta t} \int_{t-\delta t}^{t+\delta t} \Phi(\tau) d\tau \quad (5.6)$$

où  $\delta t$  est une échelle de temps relativement grande par rapport à l'échelle de temps des fluctuations turbulentes et petite par rapport à l'échelle de temps à laquelle le calcul doit se faire. En subdivisant les champs en leur valeur moyenne et les parties représentant les fluctuations :

$$\Phi = \overline{\Phi} + \phi \quad (5.7)$$

$$\Psi = \overline{\Psi} + \psi \quad (5.8)$$

on peut constater que les moyennes de Reynolds ont les propriétés suivantes :

1.  $\overline{\overline{\Phi}} = \overline{\Phi}$ ,  $\overline{\phi} = 0$
2.  $\overline{a\Phi + b\Psi} = a\overline{\Phi} + b\overline{\Psi}$  ; a,b constantes
3.  $\overline{\Phi\Psi} = \overline{\Phi}\overline{\Psi} + \overline{\phi\psi}$
4.  $\frac{\partial \overline{\Phi}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \overline{\Phi}$ ,  $\frac{\partial \overline{\Phi}}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} \overline{\Phi}$

En appliquant les moyennes de Reynolds à l'équation de continuité, de la quantité de mouvement et de transport scalaire on obtient :

$$\bullet \quad \frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho \cdot u_i)}{\partial t} = 0 \quad (5.9)$$

$$\bullet \quad \frac{\partial(\rho \cdot u_i)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho \cdot u_i \cdot u_j)}{\partial x_j} = F_i + \frac{\partial}{\partial x_j} (\sigma_{ij} - \rho \cdot \overline{u_i \cdot u_j}) \quad (5.10)$$

$$\bullet \quad \frac{\partial}{\partial t} (\rho\Phi) + \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho\Phi \cdot u_i) = \frac{\partial}{\partial x_i} \left( \Gamma \frac{\partial \Phi}{\partial x_i} - \rho \cdot \overline{u_i \phi} \right) + S \quad (5.11)$$

L'équation de continuité ci-dessus est identique à celle qui n'a pas été moyennée. Par contre, les équations de quantité de mouvement et de transport contiennent un terme de flux turbulent qui s'additionne aux flux de diffusion moléculaire.

Le terme  $\rho \cdot \overline{u_i \cdot u_j}$  représente les tensions de Reynolds et  $\rho \cdot \overline{u_i \phi}$  représente le flux de Reynolds.

Ces termes reflètent le fait que le transport convectif dû aux fluctuations turbulentes de vitesse agisse de façon à valoriser le mélange au-delà de celui provoqué par des fluctuations thermiques au niveau moléculaire.

Dans le cas d'écoulements avec un nombre de Reynolds élevé, les fluctuations turbulentes de vitesse se produisent sur une échelle de longueur beaucoup plus grande que le tracé libre moyen des fluctuations thermiques ; par conséquent les flux turbulents sont beaucoup plus grands que les flux moléculaires.

L'application des moyennes de Reynolds à l'équation d'énergie donne :

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho H) + \frac{\partial}{\partial x_j} \left( \rho \cdot u_j \cdot H + \rho \cdot \overline{u_j h} - \lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial x_j} \right) = \frac{\partial p}{\partial t} \quad (5.12)$$

où l'enthalpie totale moyenne vaut :

$$H = h + \frac{1}{2} u_i \cdot u_i + k \quad (5.13)$$

L'enthalpie totale contient donc une contribution de l'énergie cinétique moyenne de l'écoulement et de l'énergie cinétique turbulente  $k = \frac{1}{2} \overline{u_i \cdot u_i}$ .

Dans les écoulements incompressibles et faiblement compressibles, les contributions des énergies cinétiques moyenne et turbulente sont négligeables ainsi que le terme de pression  $\frac{\partial p}{\partial t}$ .

La question maintenant est de trouver un modèle capable de décrire sous forme explicite les tensions et les flux de Reynolds. L'hypothèse de viscosité turbulente (en anglais « eddy viscosity hypothesis ») permet de définir les tensions de Reynolds comme une relation linéaire des gradients de moyennes de vitesse, de manière analogue à la relation entre la contrainte et le tenseur déformation dans un écoulement laminaire Newtonien.

$$-\rho \cdot \overline{u_i \cdot u_j} = -\frac{2}{3} \rho k \delta - \frac{2}{3} \mu_T \frac{\partial(u_i \cdot \delta)}{\partial x_i} + \mu_T \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (5.14)$$

où  $k$  est l'énergie cinétique turbulente et  $\mu_T$  une viscosité additionnelle appelée viscosité turbulente.

D'une manière analogue aux hypothèses de viscosité turbulente, il y a les hypothèses de diffusion turbulente qui postulent que les flux de Reynolds d'une quantité scalaire sont une relation linéaire du gradient moyen scalaire, c'est-à-dire :

$$-\rho \cdot \overline{u_i \phi} = \Gamma_T \frac{\partial \Phi_i}{\partial x_i} \quad (5.15)$$

$\Gamma_T = \frac{\mu_T}{\sigma_T}$  est la diffusion turbulente et  $\sigma_T$  est le nombre turbulent de Prandtl.

Le modèle standard de turbulence  $k - \varepsilon$  appliqué dans les simulations numériques utilise une hypothèse de viscosité turbulente. Les relations ci-dessus servent donc de base pour le développement du modèle turbulent  $k - \varepsilon$  et leur application aux équations de continuité, de quantité de mouvement et d'énergie est donnée sous 4.3.1.

## 5.5 Définition du domaine et conditions de bord

### 5.5.1 Maillage du domaine

Pour la résolution d'un problème tridimensionnel, il faut construire un domaine de calcul constitué de volumes de contrôle. Le maillage physique est fait d'éléments de taille irrégulière dans les directions  $x$ ,  $y$  et  $z$ . Dans chaque direction, la grille peut être déformée de manière à s'adapter à une surface quelconque (body fitted grid).

Vu que le domaine doit être topologiquement rectangulaire, les rivages du bassin ont été découpés des deux cotés ; le calcul s'effectue alors sur la partie du réservoir incluse dans cette enceinte.

Le maillage du bassin nord du lac de Lugano est présenté à la Figure 5.1

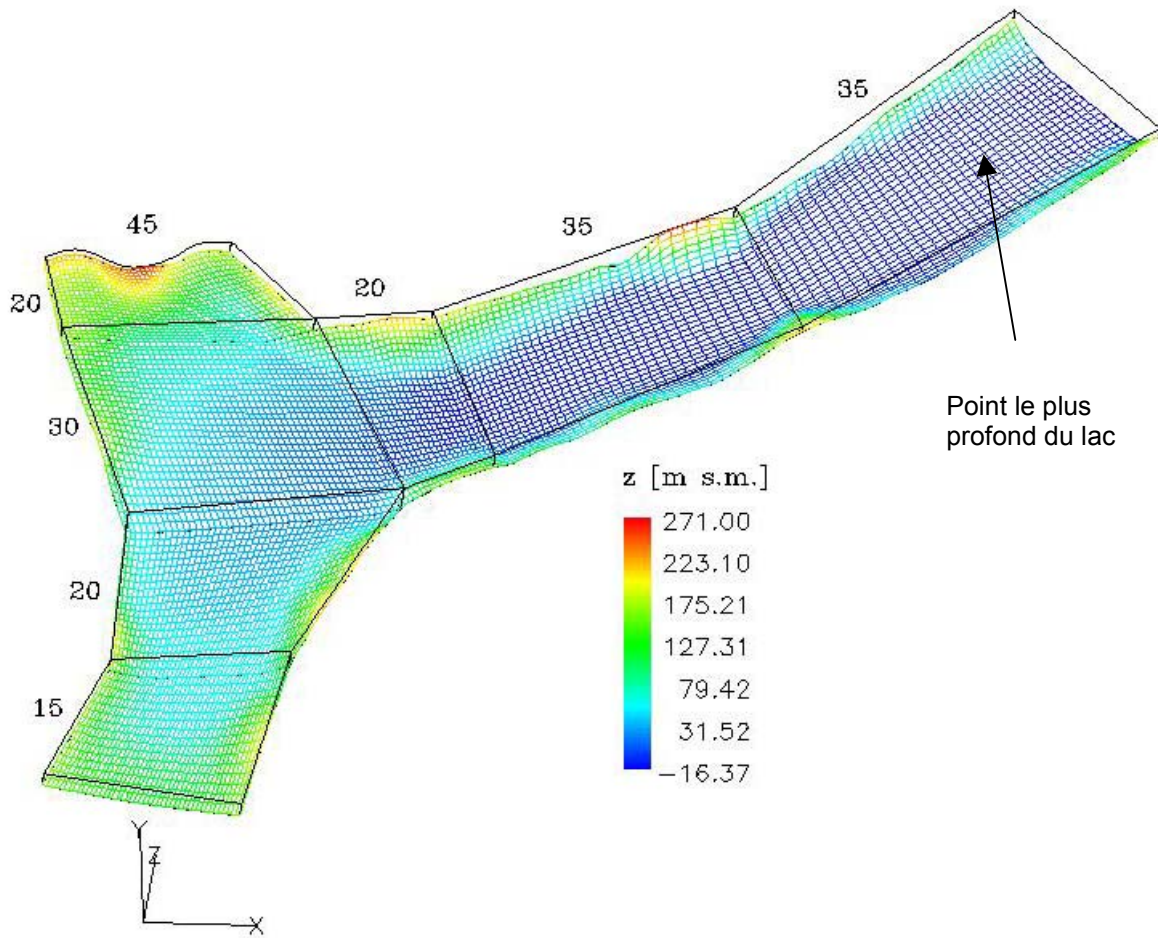


Figure 5.1: Maillage du fond du lac.

La coloration est graduée selon l'altitude en m s.m. La surface du lac se situe à 271 m s.m. et le point le plus profond à environ -17 m s.m.

Le domaine est constitué de 7 blocs indépendants qui sont liés entre eux. Le nombre de subdivisions dans chaque direction principale est donné dans le Tableau 5.1 :

Bloc	Direction x	Direction y	Direction z	TOTAL
1	45	20	30	27'000
2	45	30	30	40'500
3	45	20	30	27'000
4	45	15	30	20'250
5	20	30	30	18'000
6	35	30	30	31'500
7	35	30	30	31'500
				195'750

Tableau 5.1: Subdivisions des blocs.

Le nombre total de cellules dans le domaine est 195'750.

La taille des mailles est définie comme une progression géométrique dans la direction principale du courant, c'est-à-dire que les cellules de calcul sont plus fines près de l'embouchure du Cassarate et qu'elles s'agrandissent au fur et à mesure que l'éloignement de ce point augmente. Même dans la direction verticale (z), la taille des cellules suit une série géométrique symétrique centrée vers les bords afin d'avoir des mailles fines près du fond et sur une hauteur d'environ 30 m à partir du plan d'eau, c'est-à-dire dans la région de la thermocline.

Le calcul se fait à maillage immobile, aucune modification des coordonnées du domaine physique (fond, berges, plan d'eau) n'est introduite durant le calcul.

### 5.5.2 Conditions de bords

Le Tableau 5.2 résume les conditions de bords utilisées dans les simulations pour la vitesse, la température, la pression et la concentration en particules solides.

La condition de type Dirichlet signifie que la valeur de la variable en question est spécifiée par l'utilisateur, ceci s'applique sur le bord d'entrée (inlet) et à la sortie du domaine (mass flow boundary).

Un zoom sur l'entrée du Cassarate est donné à la Figure 5.2.

	Fond du lac WALL	Affluent INLET	Vidange MASS FLOW BOUNDARY	Surface d'eau SYMMETRY PLANE
Vitesse (débit)	Adhérence	Dirichlet	Dirichlet	Glissement libre
Concentration solide	Extrapolée par l'amont	Dirichlet	Extrapolée à l'amont	-
Température	-	Dirichlet	Extrapolée à l'amont	-
Pression	-	Extrapolée par l'aval	Extrapolée à l'amont	Atmosphère

Tableau 5.2: Conditions de bord.

### Embouchure du Cassarate (INLET)

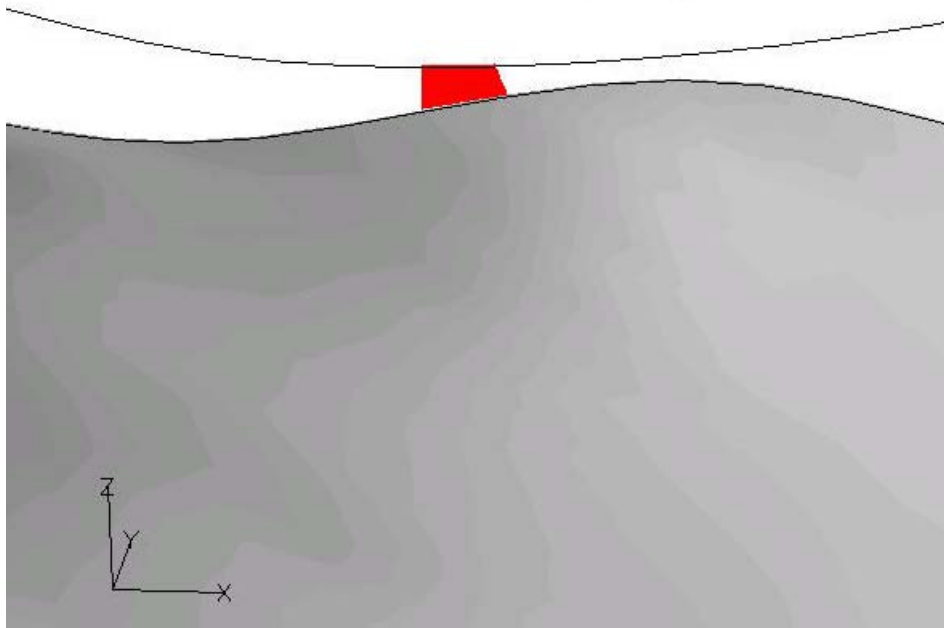


Figure 5.2: Entrée du Cassarate dans CFX-4.

Elle est composée de 60 cellules de calcul et l'aire de la surface vaut environ 330 m<sup>2</sup>. La surface de sortie de l'eau (mass flow boundary) est définie sur la partie supérieure de la paroi verticale au sud (direction Melide) et elle possède une aire équivalente à celle de l'entrée.

## 5.6 Fichiers de commande

Le fichier de commande CFX4 permet de définir les conditions de base de la simulation, telles que :

- le type d'écoulement et le nombre de phases (>>OPTIONS),
- leurs caractéristiques physiques (>>PHYSICAL PROPERTIES),
- le pas de temps et le nombre de pas de temps (>>TRANSIENT PARAMETERS),
- la description des phases et du modèle multi-phases utilisé (>>MULTIPHASE PARAMETERS),
- les conditions aux limites, c'est-à-dire les vitesses et les concentrations initiales (>>MODEL BOUNDARY CONDITIONS),
- la spécification de résolution numérique (>>SOLVER DATA),
- les options de rendu des résultats (>>OUTPUT OPTIONS).

La géométrie du domaine de calcul, son maillage et la définition des bords sont tous introduits dans un fichier créé à l'avance à l'aide d'un pre-processeur. (>>INPUT TOPOLOGY, >>INPUT GRID).

L'initialisation du champ de concentration, la distribution thermique initiale dans le lac,

l'évolution temporelle des débits et concentrations solides du Cassarate et la définition supplémentaire de quelques grandeurs physiques comme le diamètre moyen des particules et la gestion de la mémoire se fait à travers des routines en FORTRAN (>>USER FORTRAN).

Il est important de préciser que le pas de temps de calcul est variable en fonction de l'écoulement : dans les cas de crue de 1994 et 1999 la simulation se fait sur une durée totale de 77'000 s (21h20), en 2000 elle devient de 306'000 s (3j13h). Le pas de temps initial vaut 5 s et il augmente progressivement jusqu'à 60 s après quelques minutes.

## 6. CAS ETUDIÉS

---

### 6.1 Approche polynomiale des hydro- et solidogrammes et de la distribution de température

La reproduction correcte des données mesurées lors de la crue est fondamentale pour simuler la réponse hydrodynamique du lac.

L'hydrogramme et le solidogramme de crue sont les données principales du projet car c'est à partir de ces deux informations que le calcul s'effectuera pour fournir des résultats. C'est en particulier le débit solide en suspension du cours d'eau qui conditionne le courant de turbidité dans le lac. Il doit donc être formulé de manière précise avant d'être introduit dans la simulation numérique.

Deux approches ont été utilisées dans l'étude, dont les principes sont présentés ci-après.

La première approche examinée pour la modélisation des apports liquides et solides vise à quantifier de manière simple les conditions aux limites introduites dans le modèle numérique. Le choix consiste à fixer a priori la forme de l'hydrogramme et du solidogramme. Par observation des crues en régions montagneuses, Hager (1984, 1985) propose une forme « en cloche » correspondant à la distribution statistique de Maxwell :

$$Q(t) = Q_p \left[ \frac{t}{t_p} e^{\left(1 - \frac{t}{t_p}\right)} \right]^n \quad (6.1)$$

qui est entièrement définie à l'aide de trois paramètres :

$Q_p$  : débit de pointe

$t_p$  : temps de montée

$n$  : facteur de forme ( $n \geq 2$ )

L'exposant  $n$  est essentiellement dépendant du temps de montée  $t_p$ , c'est-à-dire de l'origine du temps, généralement choisi au début de la pluie nette. Combiné avec  $t_p$ , il permet de prendre en compte le décalage entre le début de la pluie et le début de la crue à l'exutoire.

Comme des mesures pluie-débit sont disponibles, il est possible, connaissant  $t_p$  et  $Q_p$ , de caler l'exposant  $n$  pour que la crue analytique s'approche au mieux des hydrogrammes mesurés. Dans le cas où aucune mesure n'est disponible, la valeur  $n = 10$  peut être adoptée en première approximation.

De même, le solidogramme aura la même forme analytique avec comme paramètres :

$Q_{sp}$  : débit solide (ou charge en suspension) de pointe

$t_{sp}$  : temps de montée du solidogramme

$n_s$  : facteur de forme du solidogramme ( $n_s \geq 2$ )

L'ajustement de loi de Maxwell à la crue de 1994, premier événement à être étudié, est montré à la Figure 6.1. Il permet de conclure que cette méthode ne conduit pas à une bonne corrélation entre les mesures et les valeurs analytiques.



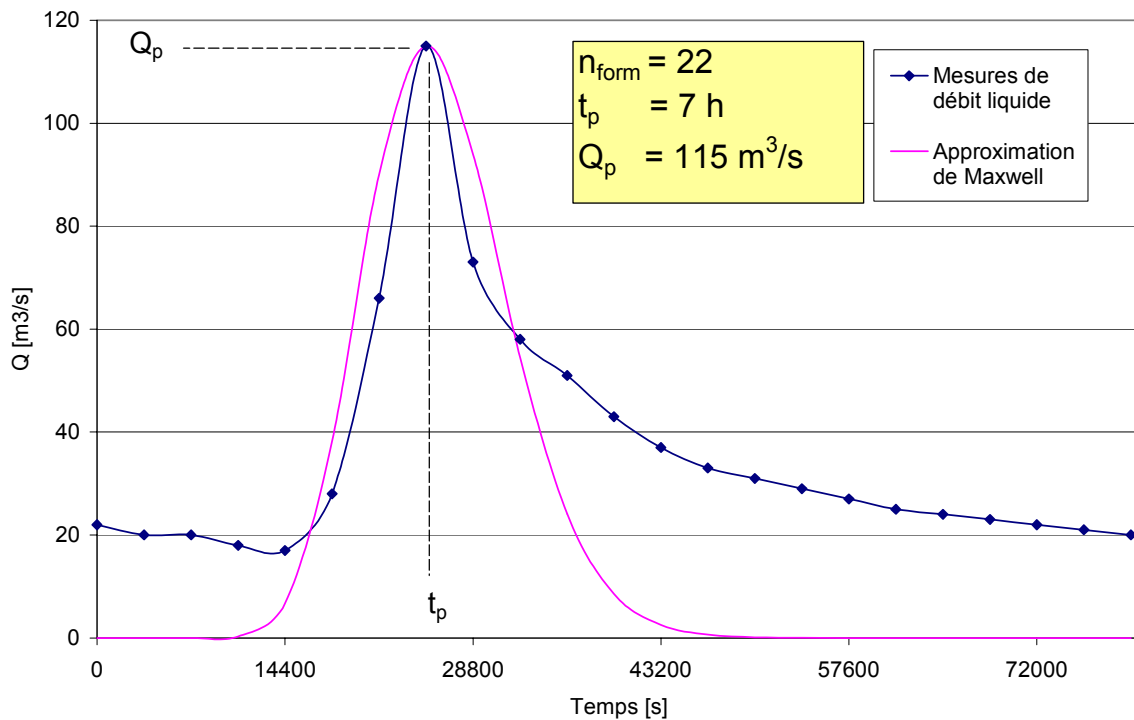


Figure 6.1: Application de la loi de Maxwell à la crue de 1994.

Il faut noter que l'origine de la fonction analytique correspond au moment auquel la pluie nette commence. Ce point est défini par  $t = 0$  s.

La forme analytique est plus « bombée » que les mesures et une forte discordance existe dans les séquences de montée et de décrue. Le seul paramètre correctement modélisé est la valeur du pic de l'hydrogramme qui vaut  $115 \text{ m}^3/\text{s}$ . En effet l'introduction des variables  $t_p$  et  $Q_p$  dans la formule de Maxwell impose que la fonction passe par ce point. Cette approche se révèle trop approximative dans le cadre de la présente étude.

La deuxième approche, qui sera finalement adoptée, consiste en une modélisation polynomiale par tronçons. Cette méthode est beaucoup plus précise et fiable comme le montre son application à l'évènement de 1994, illustré à la Figure 6.2.

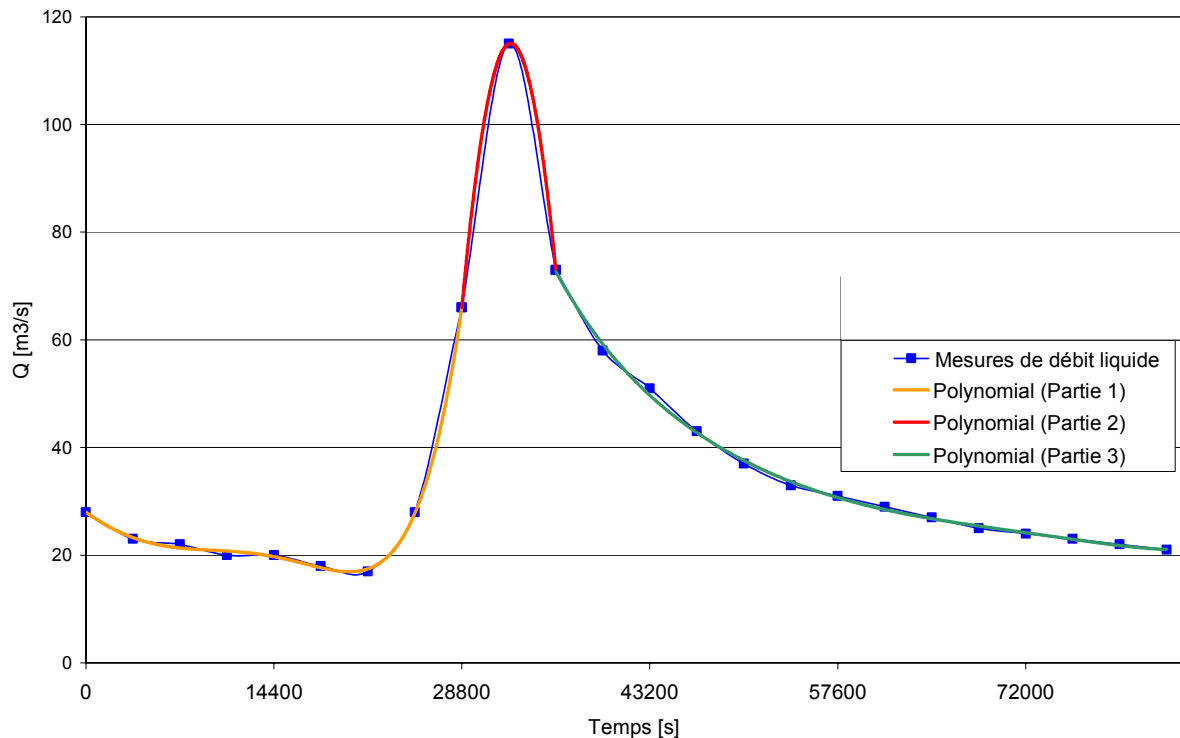


Figure 6.2: Modélisation de l'hydrogramme de crue par des polynômes.

Les principes de cette méthode sont les suivants :

1. L'hydrogramme (ou solidogramme) de forme convexe est découpé en trois parties ; la première comprend la montée, la deuxième la partie convexe et la troisième la décrue.
2. La première partie est modélisée par une courbe polynomiale de degré  $\geq 2$  (plus l'ordre est grand plus la corrélation sera élevée) ; en général un polynôme de 6<sup>ème</sup> degré est largement suffisant (courbe orange à la Figure 6.3).
3. La même opération est répétée pour la troisième partie (décrue). Voir la courbe verte de la Figure 6.3.
4. Reste à modéliser la partie convexe par un polynôme de 2<sup>ème</sup> degré.

Des remarques importantes sont nécessaires :

- les deux polynômes décrivant la montée et la décrue ne coïncideront pas exactement avec les points A respectivement B mesurés (Figure 6.3). Afin d'éviter une discontinuité entre les fonctions, ce qui conduirait à l'arrêt du calcul, la courbe d'ajustement de la partie convexe devra obligatoirement passer par les points calculés A1 et B1 ;
- le polynôme quadratique sera ainsi ajusté sur les 3 points significatif décrivant la partie convexe de la courbe (A1, B1 et le sommet). Une fonction quadratique étant complètement définie avec 3 points, le coefficient de corrélation de la courbe de deuxième degré vaut 1.

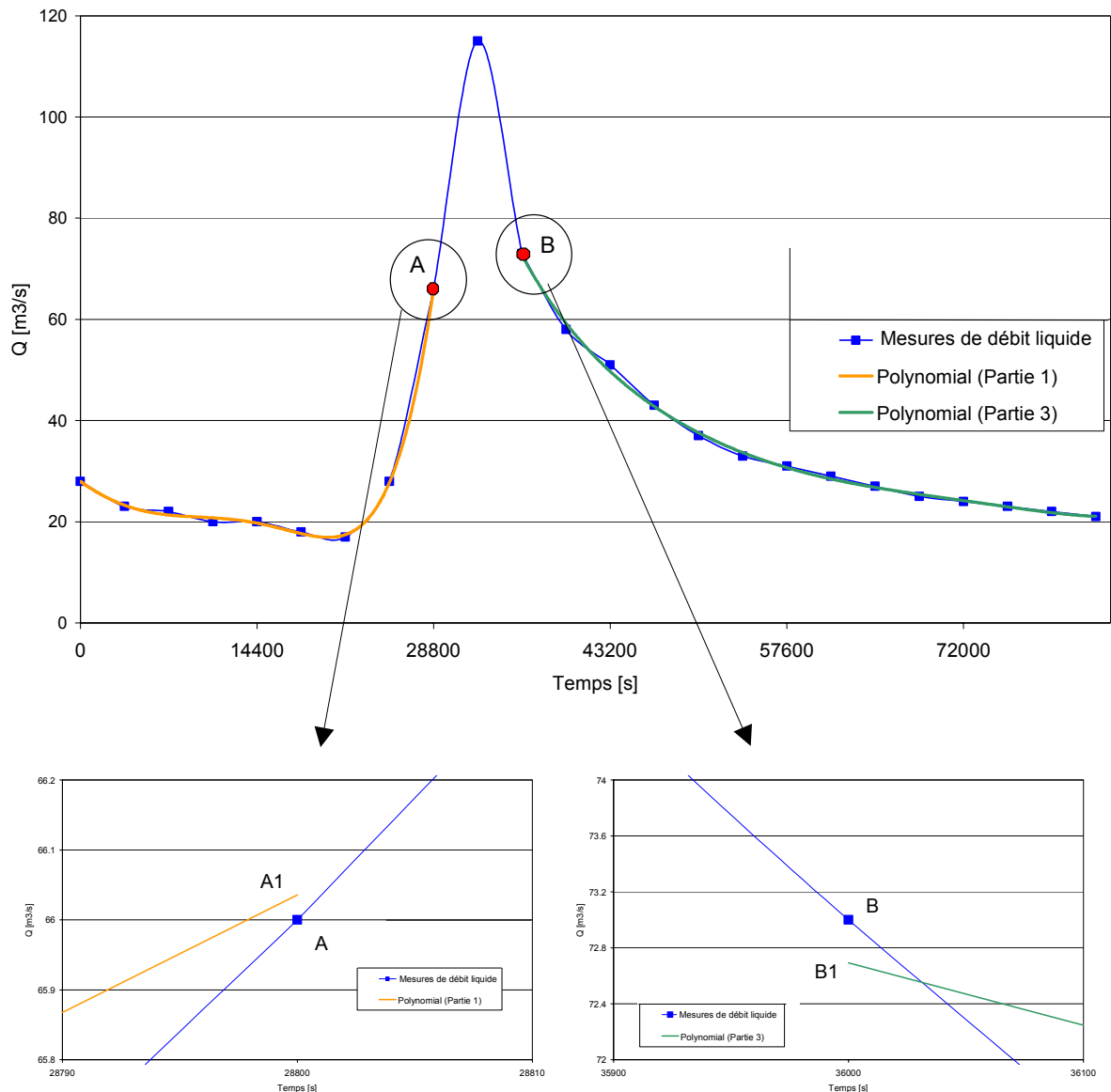


Figure 6.3: Points de discontinuité.

## 6.2 L'évènement de septembre 1994

Les fortes précipitations de septembre 1994 ont provoqué une très forte crue du Cassarate qui a apporté dans le lac une importante quantité de matériaux d'origine minérale, provoquant une altération de l'équilibre chimique du bassin lacustre de Lugano.

Les précipitations les plus importantes ont été enregistrées entre 20:40 et 21:40 le 12 septembre (63.8 mm) et entre 13:40 et 14:40 le 13 septembre (29.7 mm). Cet événement a provoqué une forte augmentation du débit du Cassarate qui a connu des pics de 70 m<sup>3</sup>/s entre 23:00 et 24:00 le 12 septembre et supérieur à 100 m<sup>3</sup>/s entre 17:00 et 18:00 le 13 septembre. Durant cette dernière heure le débit a atteint 115 m<sup>3</sup>/s ce qui représente le maximum de la période comprise entre 1963 et 1994 (Figure 6.4).

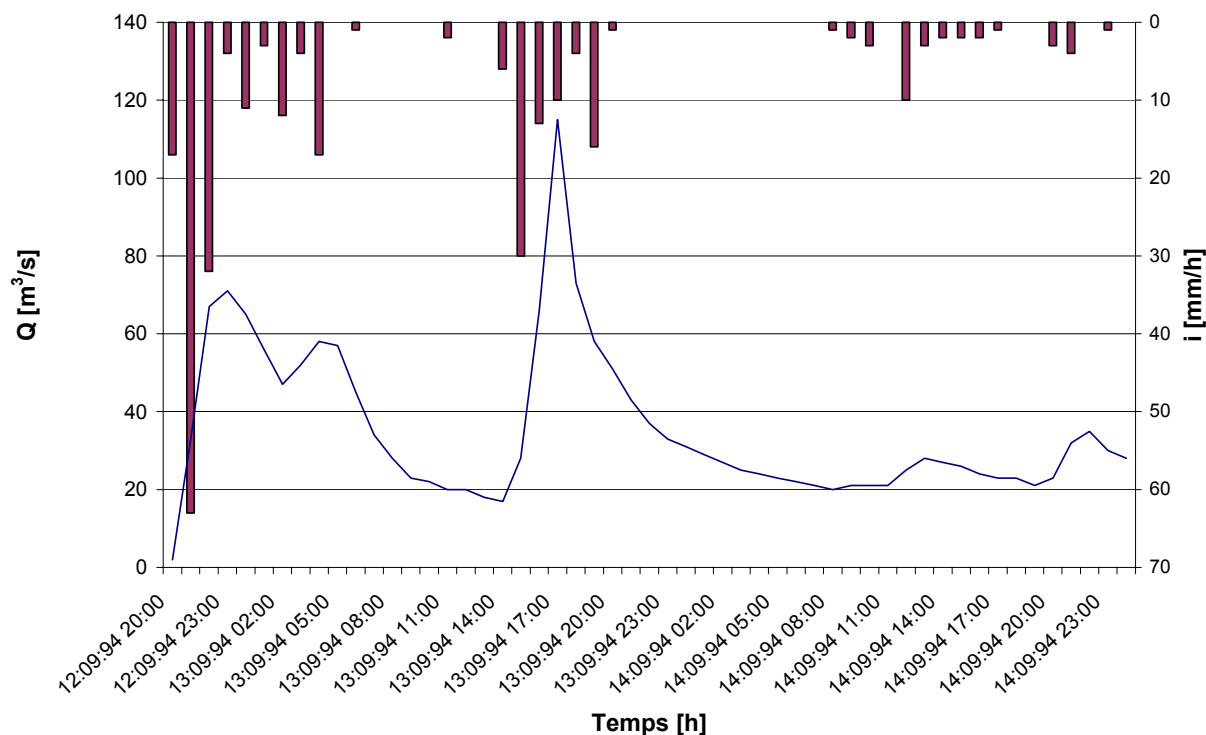


Figure 6.4: Précipitations horaires à la gare de Lugano et débits du Cassarate.

La réponse hydrométrique du Ceresio (Figure 6.5) à cet événement a été une surélévation du plan d'eau de 57 cm mesurée entre 18:00 le 12 septembre (270.50 m s.m.) et 02:00 le 15 septembre (271.07 m s.m.). Le niveau est ensuite redescendu à des altitudes plus basses avec une dynamique plus lente que celle de la montée.

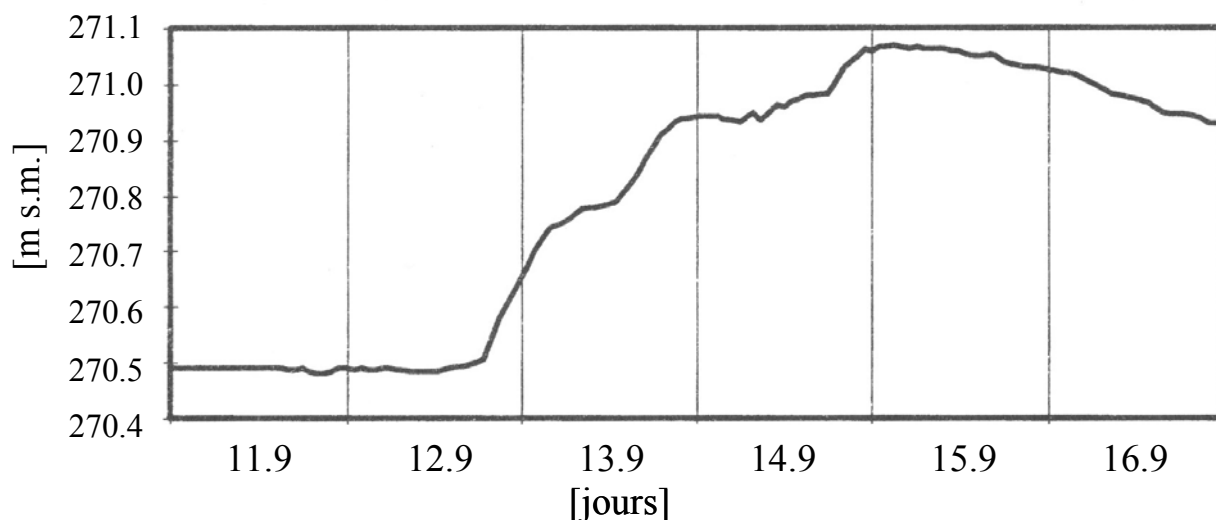


Figure 6.5: Surélévation du plan d'eau du lac.

En ce qui concerne la concentration d'oxygène, une augmentation a été mesurée sur toute la colonne d'eau entre le 17 août et le 15 septembre, causée très certainement par l'immission

en profondeur des eaux du Cassarate (Figure 6.6).

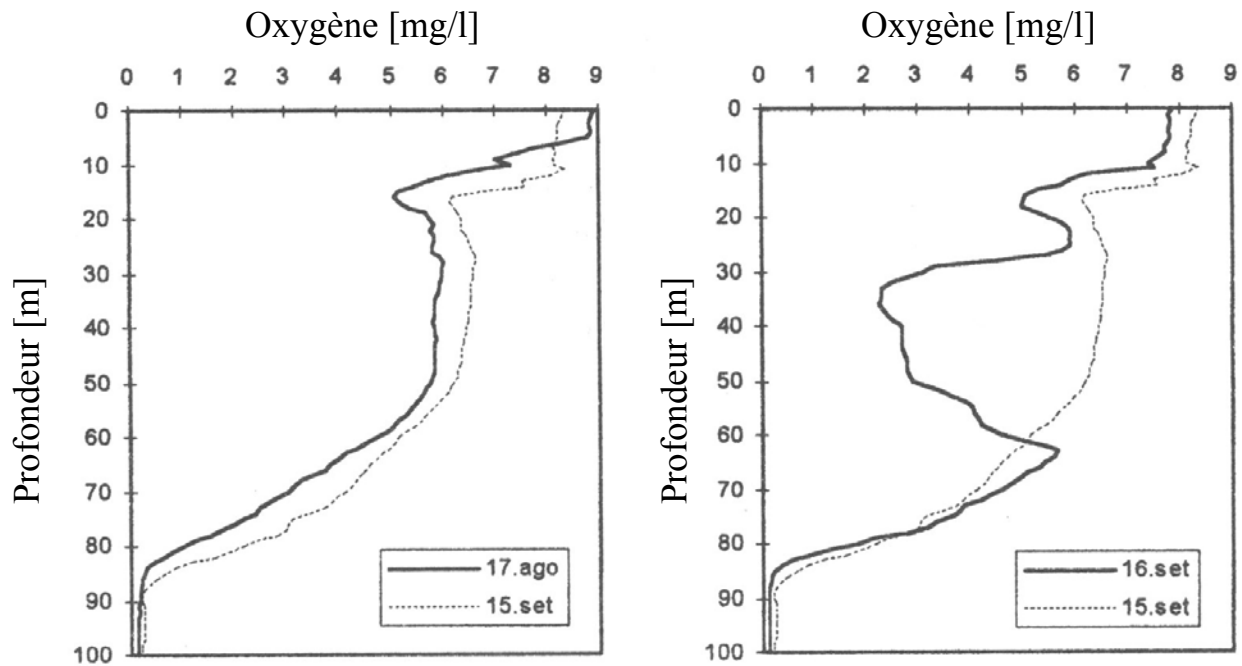


Figure 6.6: Oxygène dissous dans le lac.

Par contre, une sensible diminution de l'oxygène dissout a été mesuré entre le 15 et le 16 septembre, conduisant à une situation qui a perduré jusqu'à la période hivernale. Cette diminution n'a pas affecté la couche comprise entre 62 et 77 m de profondeur. Cette particularité n'a pas été constatée à la station de mesure de Gandria.

Les profils de température du 17 août et du 15 septembre (Figure 6.7) montrent une augmentation anormale de la température dans la couche comprise entre 10 et 14 m de profondeur (jusqu'à +3.8°C) et dans la couche anoxique (en moyenne +0.2°C). Ce phénomène peut être attribué à la chaleur introduite par le Cassarate. D'autre part, entre le 15 et le 16 septembre, le réchauffement s'est manifesté principalement dans les couches comprise entre 14 et 64 m et entre 78 et 88 m.

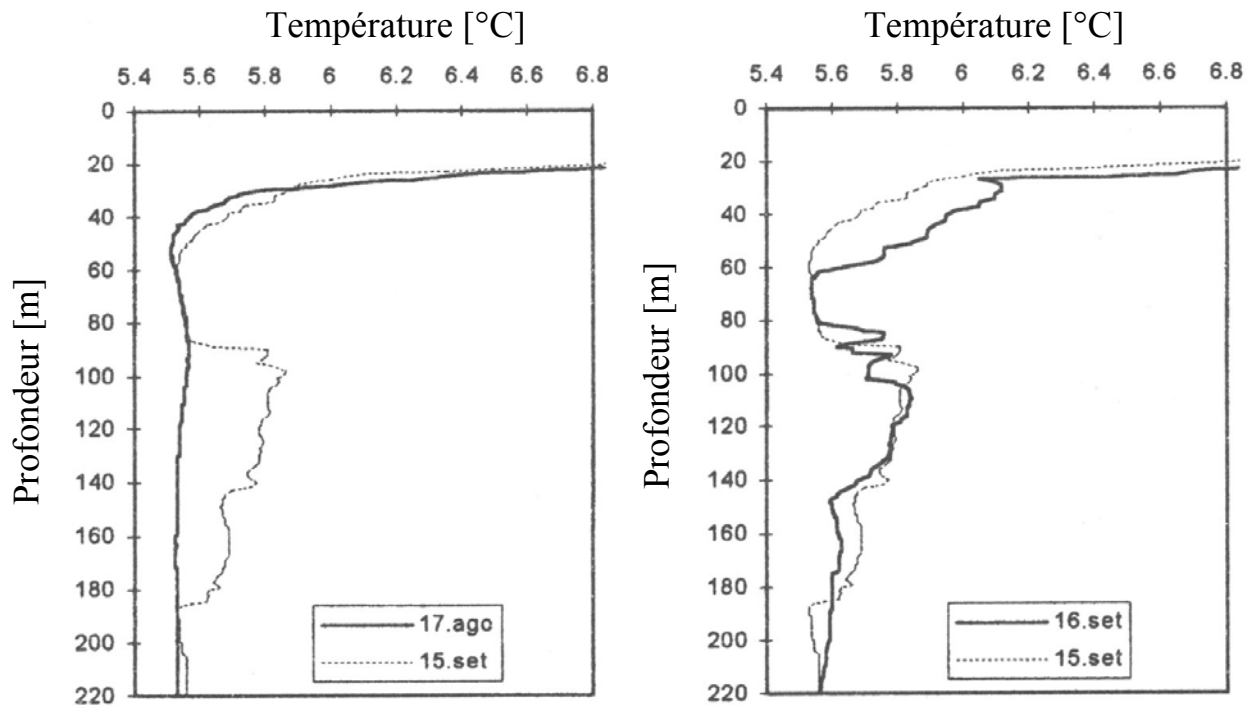


Figure 6.7: Température dans le lac.

Malheureusement aucune mesure de turbidité n'est disponible pour cet évènement de crue. Il s'agira ainsi de choisir un solidogramme sur la base des mesures de turbidité disponibles lors des années suivantes.

### 6.2.1 Hydrogramme de calcul

L'hydrogramme est modélisé par 3 fonctions polynomiales comme décrit sous 6.1. La Figure 6.8 montre la bonne correspondance entre les hydrogrammes mesuré et calculé.

La partie initiale présente une différence entre les deux graphiques, ceci est du au fait que le débit simulé au temps  $t = 0$  s doit être presque nul pour éviter de fortes instabilités numériques du calcul, ce qui serait le cas avec un débit initial de quelque  $30 \text{ m}^3/\text{s}$ . Cette initialisation ne constitue pas une faiblesse de la méthode d'ajustement polynomial car il serait tout à fait possible de modéliser correctement cette période initiale.

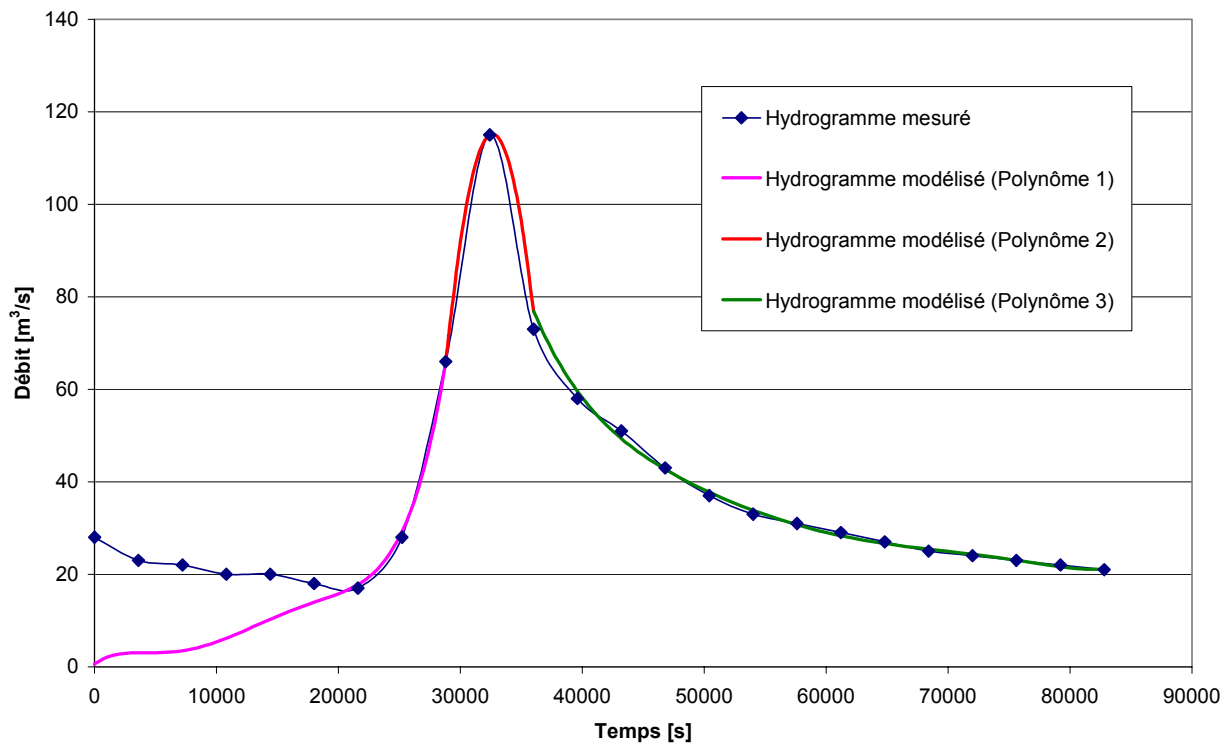


Figure 6.8: Hydrogramme de crue modélisé (1994).

Les caractéristiques des polynômes d'ajustement sont résumées dans le Tableau 6.1 :

	Degré	t min [s]	t max [s]
Polynôme 1	5	0	28'800
Polynôme 2	2	28'800	36'000
Polynôme 3	6	36'000	82'800

Tableau 6.1: Caractéristiques des polynômes de l'hydrogramme de crue (1994).

Les valeurs de t min et t max correspondent aux temps de validité inférieur respectivement supérieur du polynôme considéré.

### 6.2.2 Solidogramme de calcul

Comme mentionné précédemment, le solidogramme est choisi analogue à celui mesuré en 1999. La valeur maximale de la concentration en matière solide correspond à 9 g/l, c'est-à-dire le maximum enregistré durant les événements de crue montrés sous 3.5.

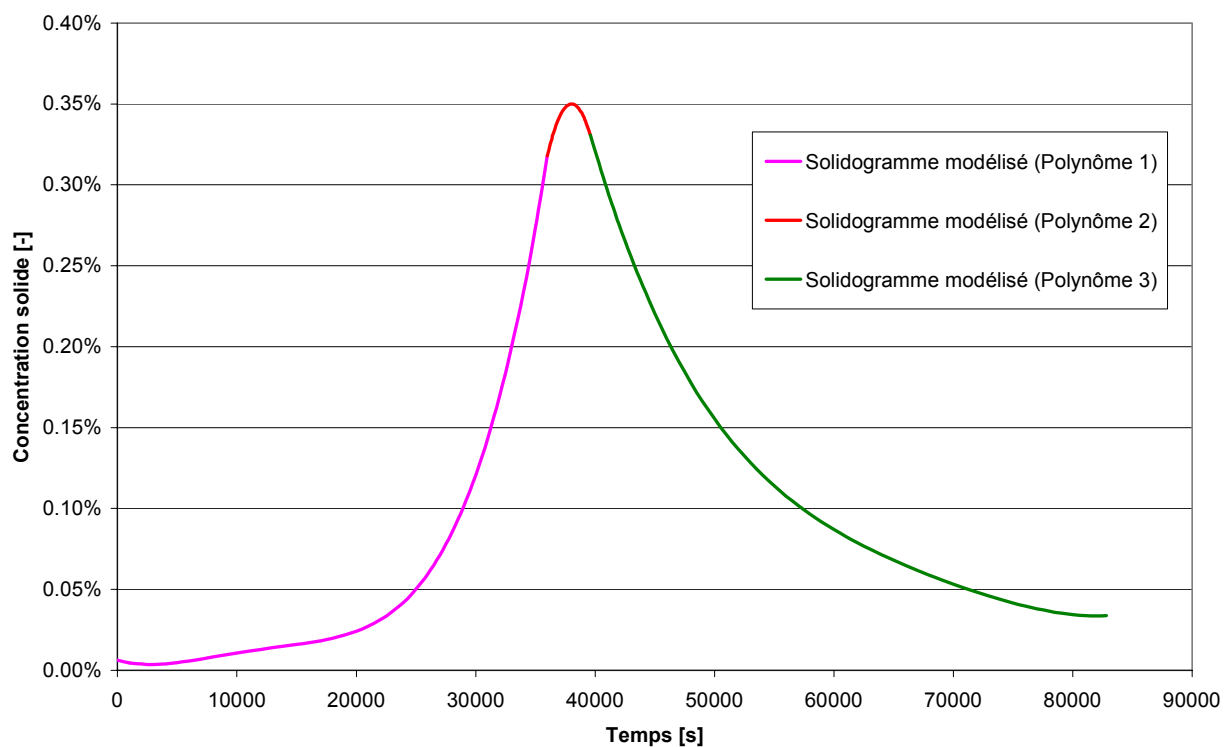


Figure 6.9: Solidogramme de crue modélisé (1994).

Les fonctions polynomiales présentent les caractéristiques données dans le Tableau 6.2.

	Degré	t min [s]	t max [s]
Polynôme 1	4	0	36'000
Polynôme 2	2	36'000	39'600
Polynôme 3	4	39'600	82'800

Tableau 6.2: Caractéristiques des polynômes du solidogramme de crue (1994).

L'hydrogramme et le solidogramme sont représenté à la Figure 6.10 : le solidogramme atteint son maximum 1 heure et 33 minutes après la pointe de l'hydrogramme.



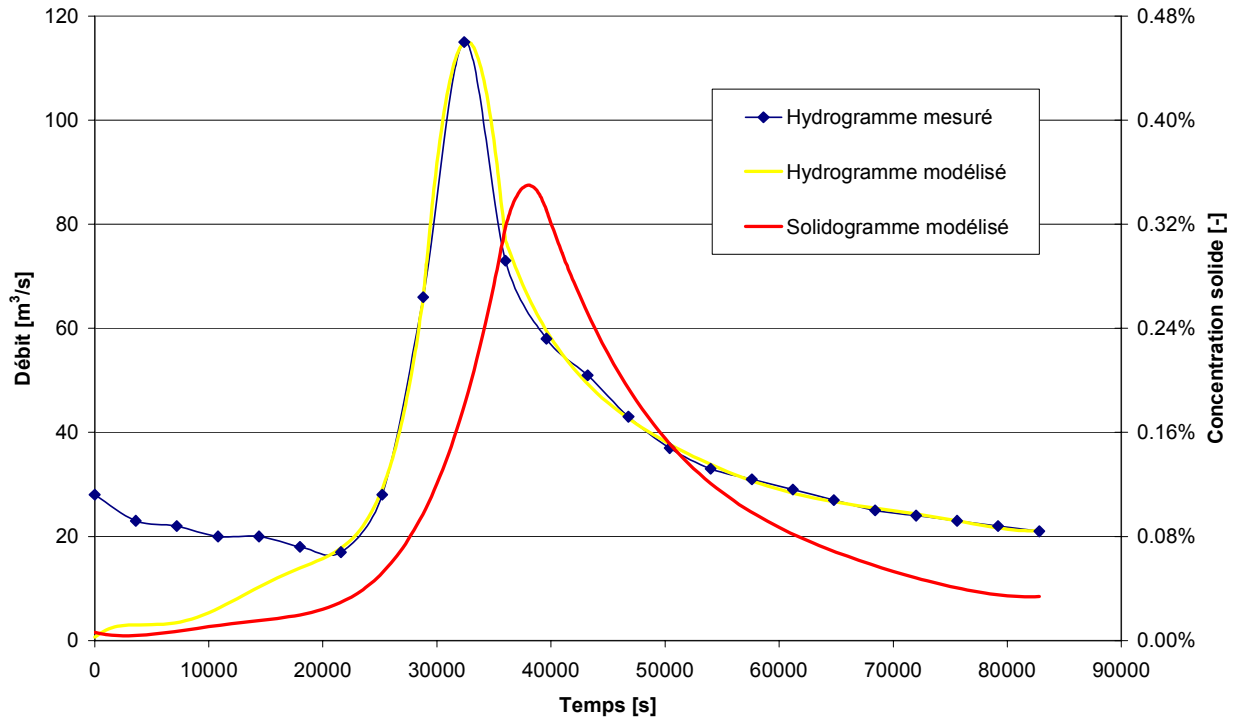


Figure 6.10: Hydrogramme et solidogramme de crue modélisés (1994).

## 6.2.3 Température du lac et du Cassarate

### 6.2.3.1 Température du Cassarate

Aucune information n'est disponible concernant la température du Cassarate pendant la crue du 13 septembre 1994. Il a été choisi par conséquent de se baser sur les mesures effectuées pendant la crue du 3 octobre 1999 ; ceci en faisant l'hypothèse que les températures étaient équivalentes pendant les deux événements, survenus à la même période de l'année.

La figure correspondante se trouve sous 6.3.3.1 (Figure 6.17).

### 6.2.3.2 Température du lac

E même pour la distribution thermique dans le lac, il a été nécessaire de faire recours aux données d'octobre 1999. L'hypothèse admise est que les caractéristiques de la stratification lacustre sont les mêmes de celles d'octobre 1999.

	Profondeur [m] 0 - 10	Profondeur [m] 10 - 20	Profondeur [m] 20 - FOND
Température [°C]	20	Fonction linéaire	6

Tableau 6.3: Température dans le lac avant la crue (1994).

La figure correspondante se trouve sous 6.3.3.2 (Figure 6.20).

### 6.3 Evènement 1999

Les débits moyens journaliers enregistrés sur le Cassarate au cours de l'année 1999 sont présentés à la Figure 6.11. Les valeurs maximales de l'année ont été mesurées le 28 septembre (16.2 m<sup>3</sup>/s) et le 4 octobre (21.3 m<sup>3</sup>/s).

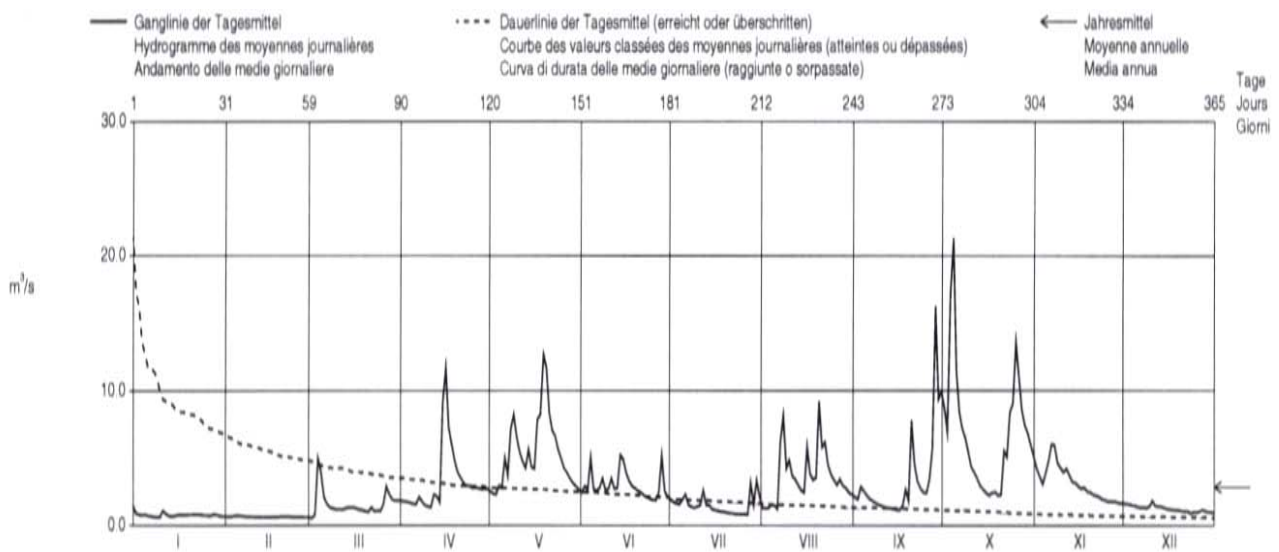


Figure 6.11: Débits moyens journaliers du Cassarate (1999).

Le second de ces deux évènements consécutifs a été choisi pour la simulation.

Le 3 octobre à 22:00 le débit mesuré a atteint 87.9 m<sup>3</sup>/s et les précipitations au cours de l'heure précédente avaient dépassé 25 mm/h (Figure 6.12).

La turbidité mesurée dans le Cassarate avec la sonde multiparamétrique installée à 1 km de l'embouchure a rapidement augmenté jusqu'à atteindre la valeur de 1900 FTU à 23:54 le 3 octobre (Figure 6.13).

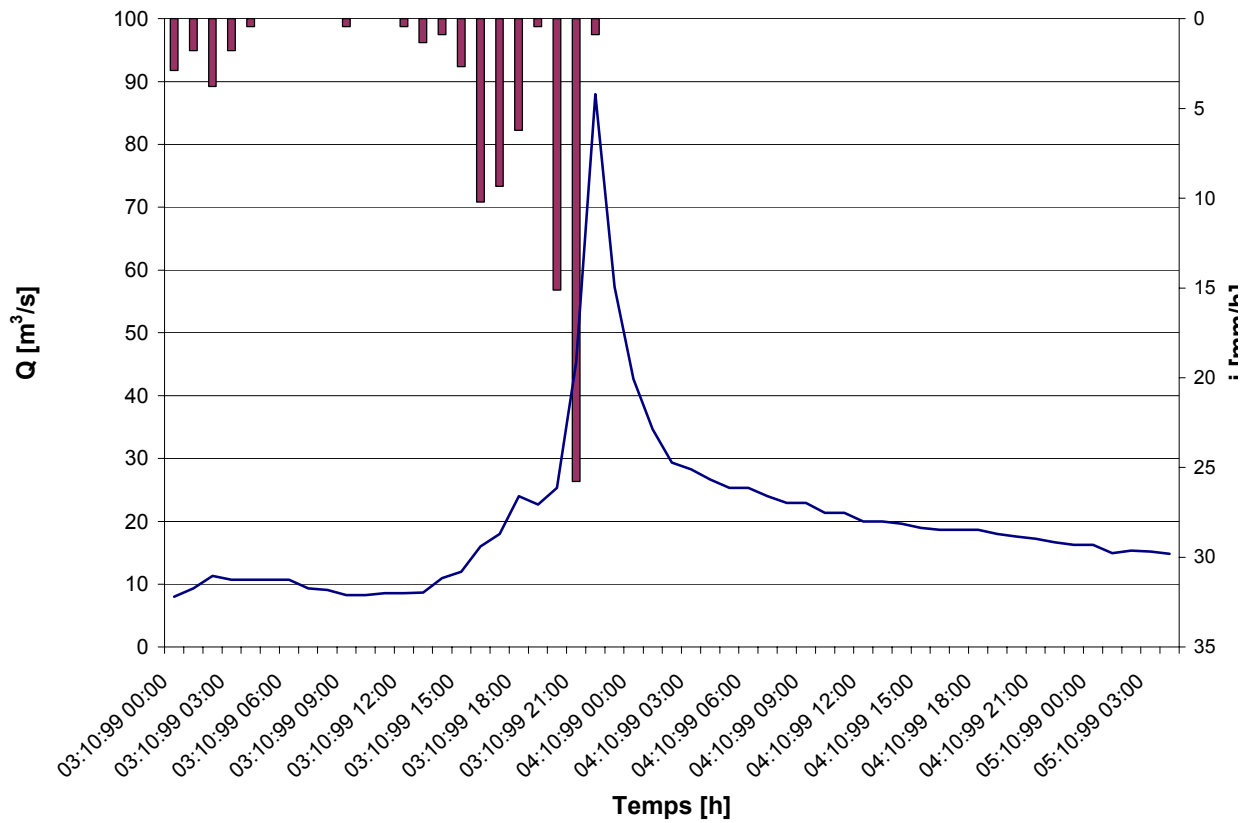


Figure 6.12: Pluies à Lugano et débits du Cassarate (3-5.10.1999).

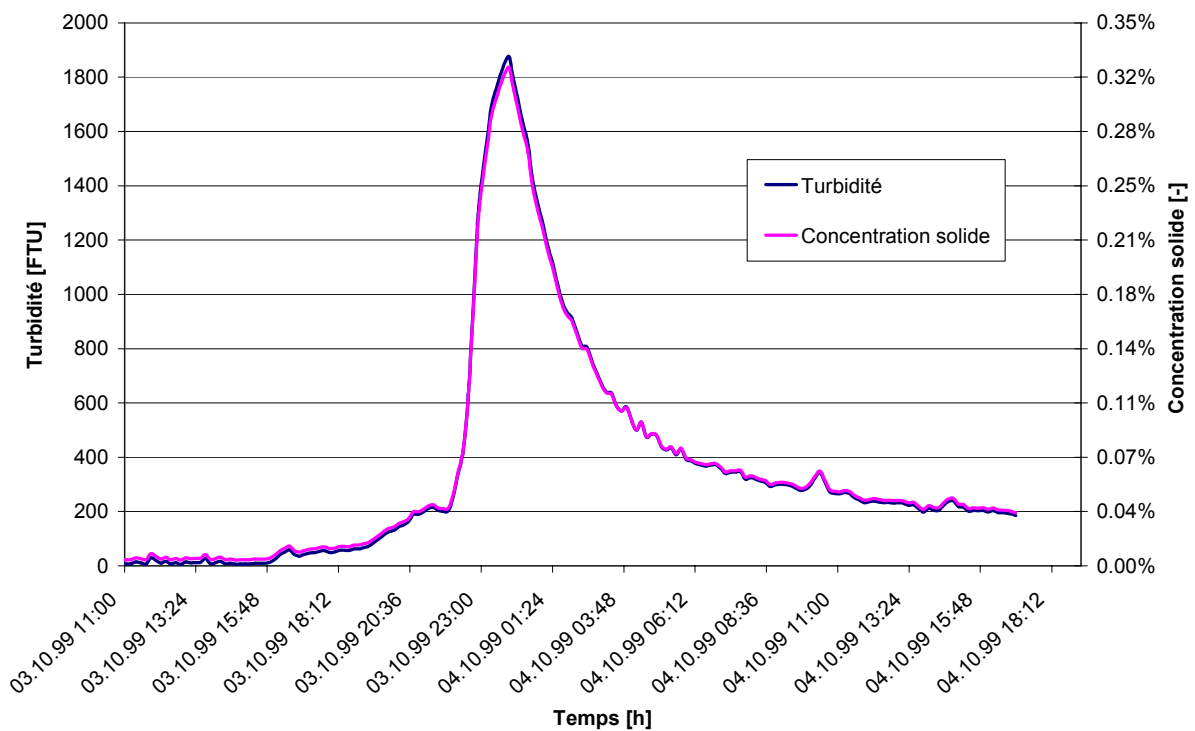


Figure 6.13: Turbidité mesurée dans le Cassarate et relative concentration solide (3-4.10.1999).

### 6.3.1 Hydrogramme de calcul

L'hydrogramme de calcul pour l'événement du 3-4 octobre 1999 est ajusté selon la méthode d'approche polynomiale présentée sous 6.1. Le point initial de l'hydrogramme ( $t = 0$  s) correspond avec le début de la pluie nette.

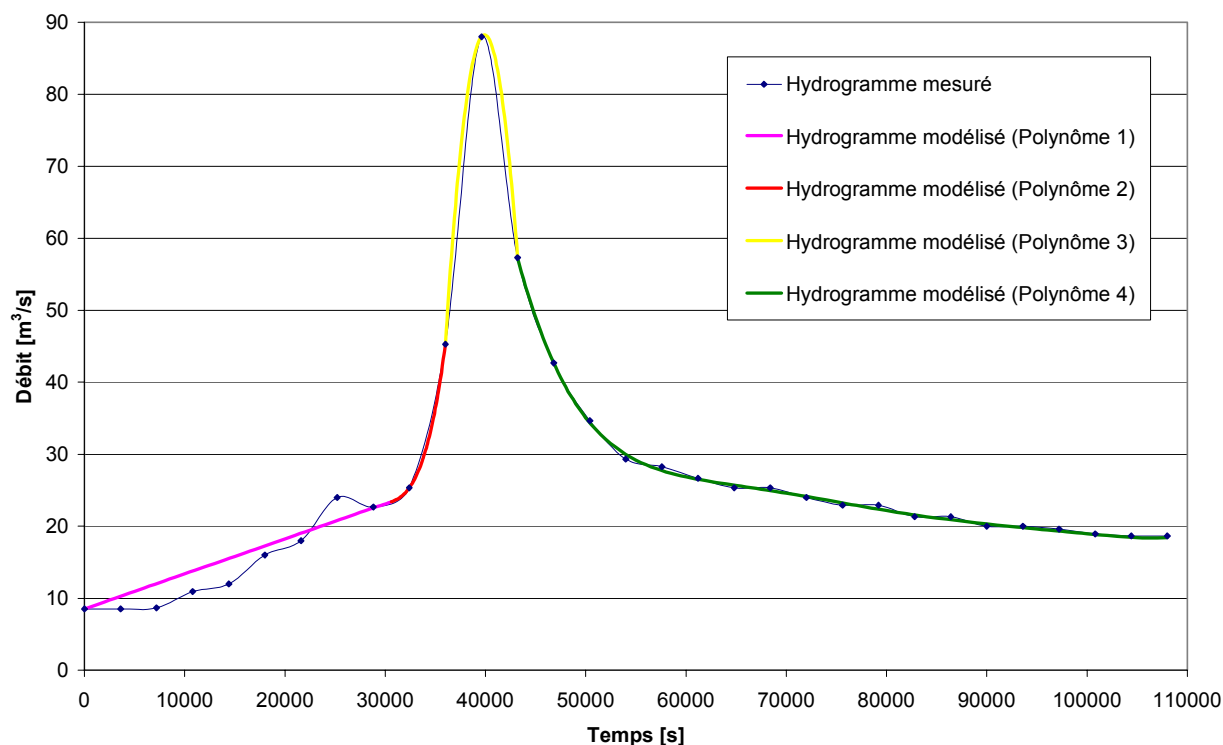


Figure 6.14: Hydrogramme de crue mesuré et modélisé (1999).

La courbe a été subdivisée en quatre parties et les principales caractéristiques de chaque polynôme se trouvent dans le Tableau 6.4 :

	Degré	t min [s]	t max [s]
Polynôme 1	1	0	30'600
Polynôme 2	6	30'600	36'000
Polynôme 3	2	36'000	43'200
Polynôme 4	6	43'200	108'000

Tableau 6.4: Caractéristiques des polynômes de l'hydrogramme de crue (1999).

La modélisation de la partie initiale par un polynôme de degré supérieur n'était pas réalisable car elle engendrait de fortes oscillations dans la partie initiale qui conduisaient à l'arrêt du calcul. C'est pour cette raison qu'il a été choisi de modéliser le premier tronçon par une loi linéaire.

### 6.3.2 Solidogramme de calcul

Le solidogramme calculé est présenté à la Figure 6.15. Comme pour l'hydrogramme il est composé par 4 polynômes dont les caractéristiques sont résumées dans le Tableau 6.5.

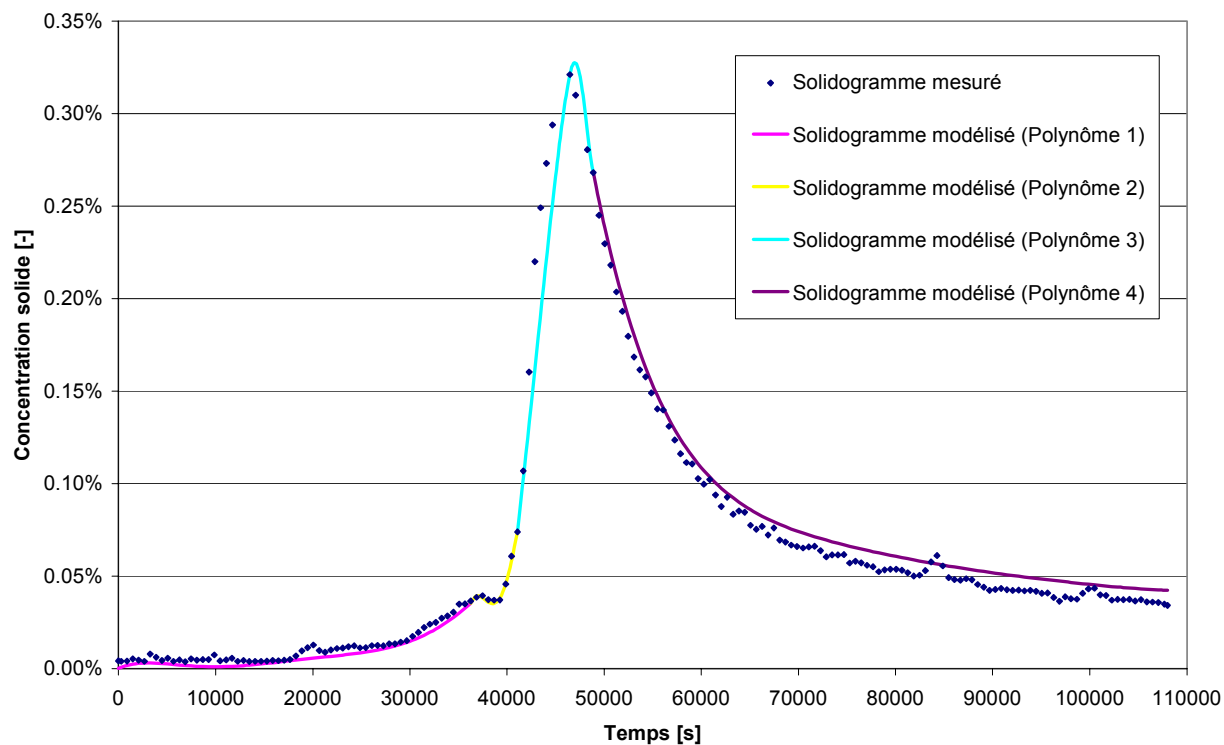


Figure 6.15: Solidogramme de crue mesuré et modélisé.

	Degré	t min [s]	t max [s]
Polynôme 1	6	0	36'269
Polynôme 2	4	36'269	41'069
Polynôme 3	2	41'069	48'869
Polynôme 4	6	48'869	108'000

Tableau 6.5: Caractéristiques des polynômes du solidogramme de crue (1999).

La superposition dans le même graphique de l'hydrogramme et du solidogramme (Figure 6.16) permet de visualiser leurs positions temporelles respectives.

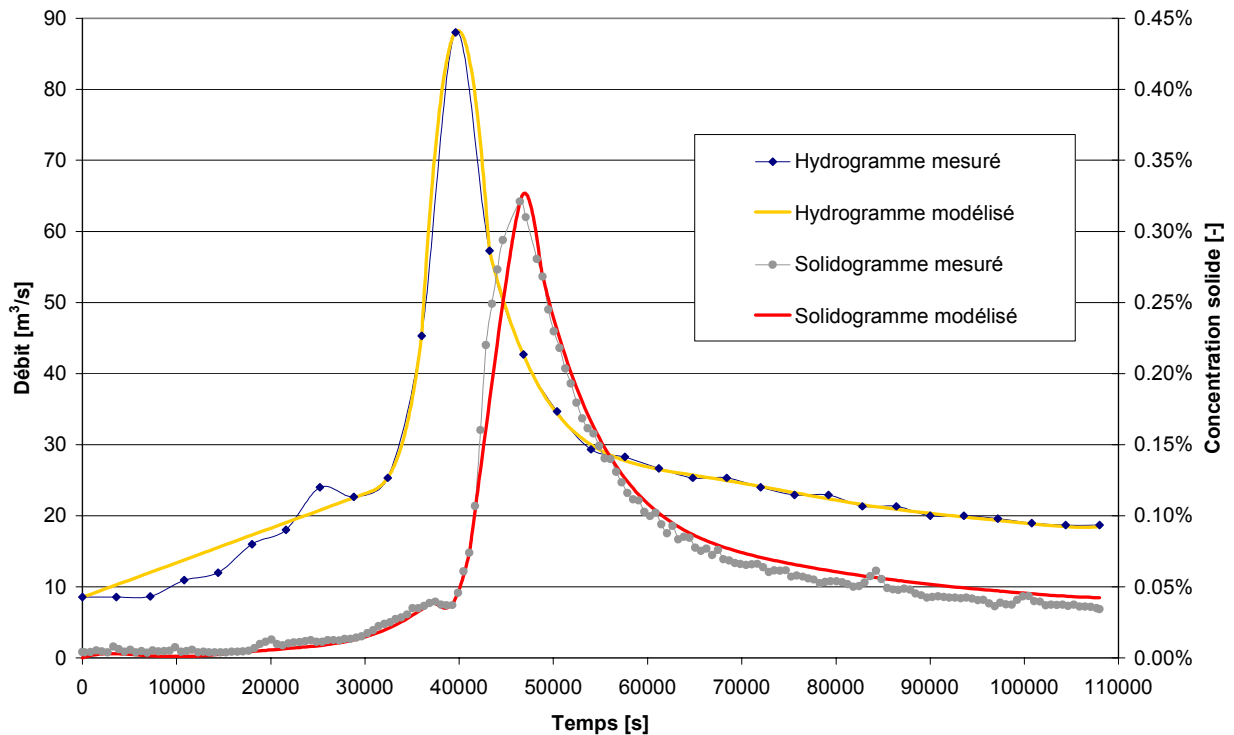


Figure 6.16: Hydrogramme et solidogramme de crue (1999).

Le solidogramme est décalé par rapport à l'hydrogramme et son pic est atteint 1h 47min après celui de l'hydrogramme.

### 6.3.3 Température du lac et du Cassarate

#### 6.3.3.1 Température du Cassarate

L'évolution de la température du Cassarate avant et après la crue du 3-4 octobre est montrée à la Figure 6.17. Le pic de 14.2 °C a été atteint au même instant que l'hydrogramme atteignait son maximum, c'est-à-dire le 3 octobre à 22:00.

Ensuite la température s'est abaissée jusqu'à atteindre le minimum relatif de 10.8 °C le 4 octobre à 10:00.

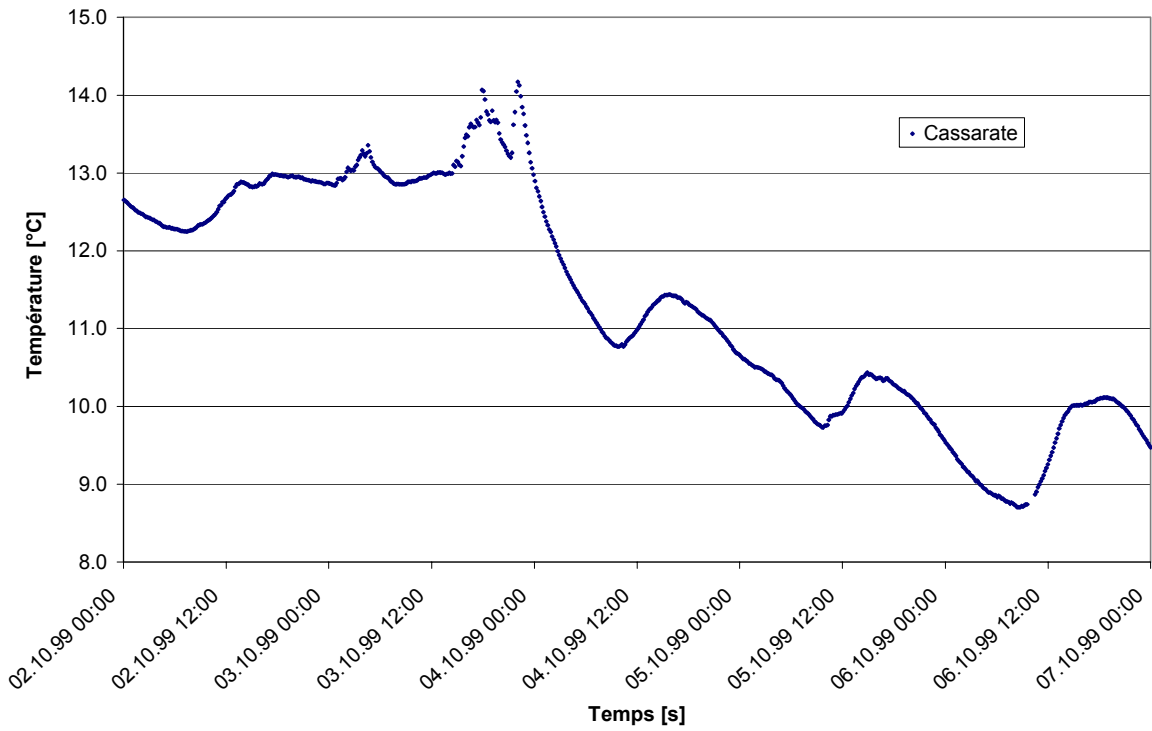


Figure 6.17: Température de Cassarate (2-7.10.1999).

Le début du calcul se situe le 3 octobre à 11:00 et l'ajustement par une seule fonction polynomiale du 6<sup>ème</sup> degré est montrée à la Figure 6.18.

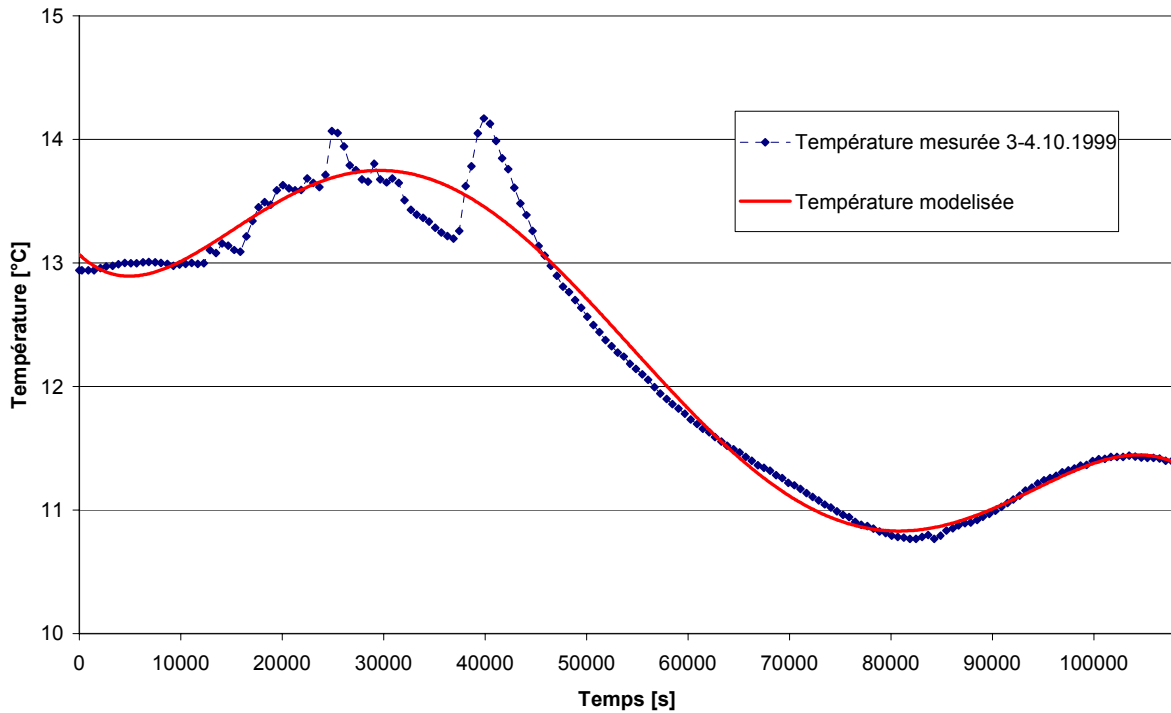


Figure 6.18: Température mesurée et modelisée pendant la crue.

### 6.3.3.2 Température du lac

Le lac de Lugano est thermiquement stratifié durant l'été et une bonne partie de l'automne. Les profils verticaux de température du 28 septembre, mesurés dans différentes stations positionnées par le LSA (Figure 6.19) sont présentés à la Figure 6.20.

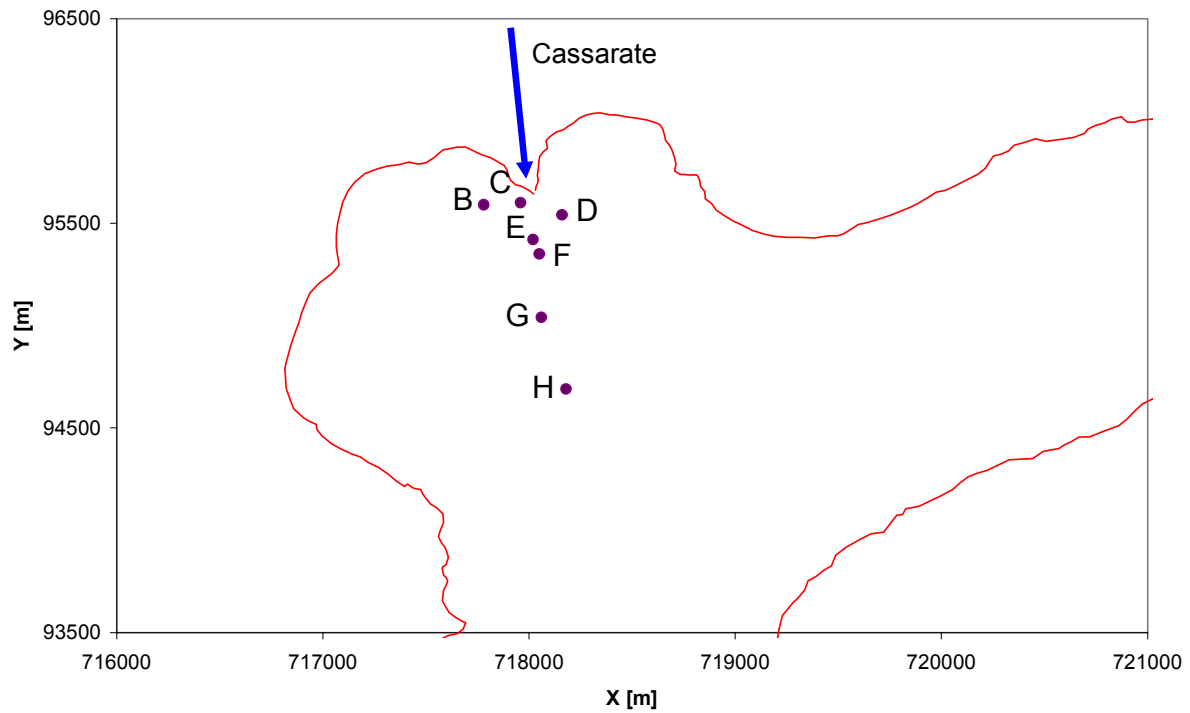
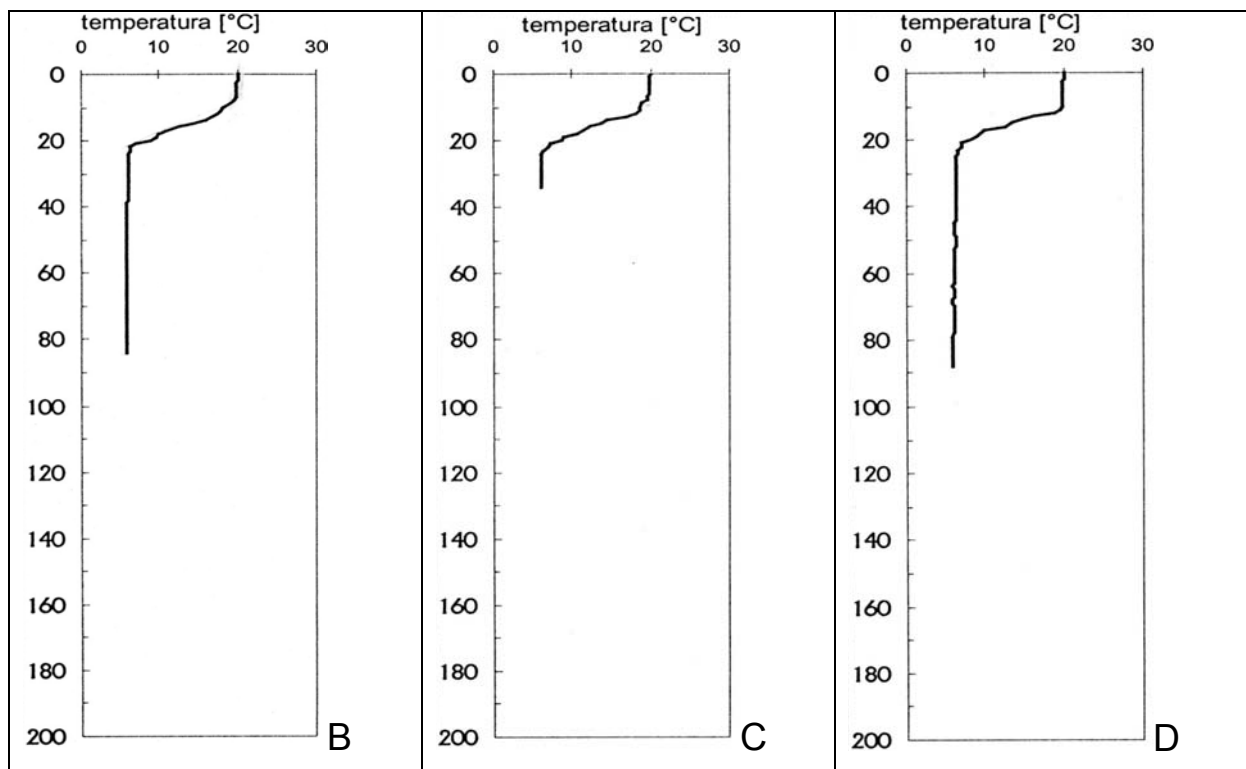


Figure 6.19: Stations de mesure du LSA dans le bassin nord du lac.





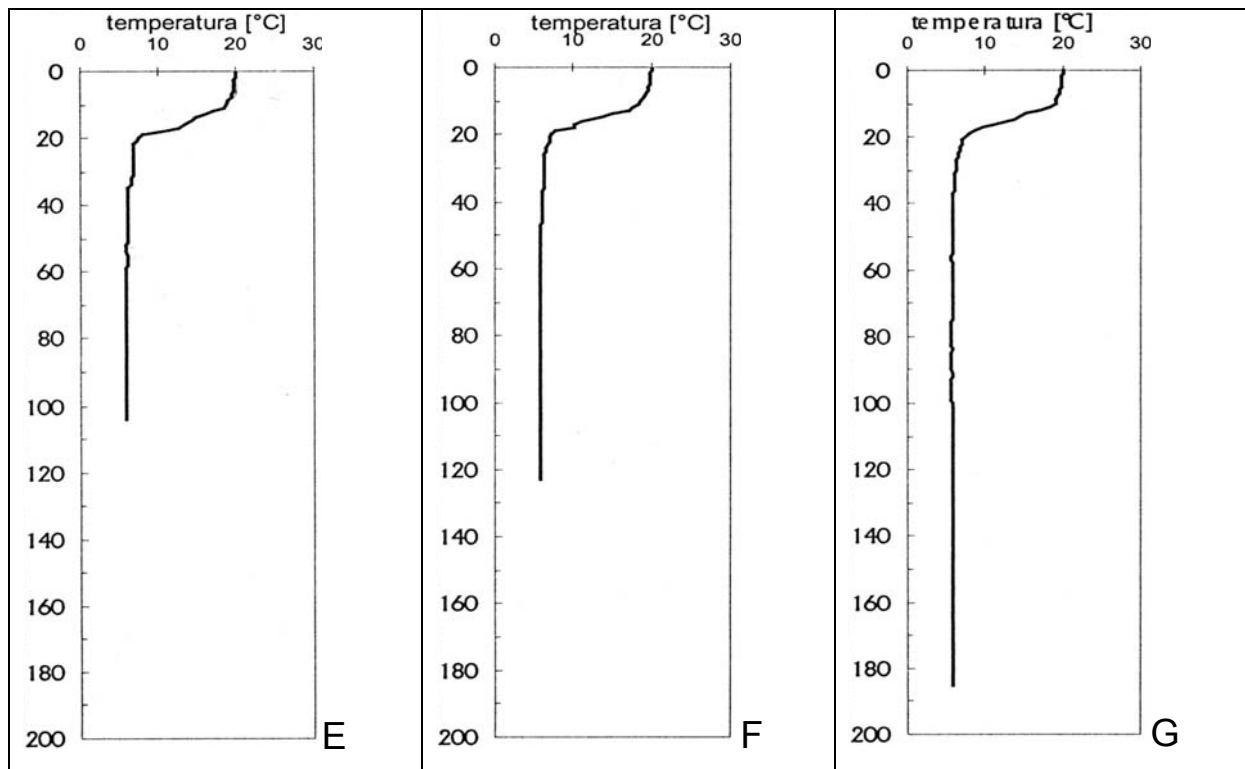


Figure 6.20: Température avant la crue dans les 6 stations de mesure.

Les six profils présentent la même allure selon laquelle trois couches peuvent être distinguées :

1. la première comprise entre la surface du lac et la profondeur de 10 m dans laquelle le rayonnement solaire est fort et la température reste constante autour de 20°C ;
2. une deuxième couche, la thermocline, épaisse de 10 m et dans laquelle il y a un gradient constant de température. La température minimale vaut environ 6°C ;
3. une couche profonde située entre 20 m et le fond du lac où la température reste constante à 6°C.

Sur la base de ces observations il est possible de définir la courbe type (Figure 6.21) qui est introduite comme donnée initiale dans les routines Fortran de CFX-4.2.

Il sera intéressant par la suite d'analyser le comportement du courant provenant du Cassarate au passage de la zone marquée par le gradient thermique. Il faut rappeler que la température du Cassarate pendant la crue est comprise entre 14 et 10.8°C, c'est-à-dire qu'elle correspond aux températures rencontrées dans la moitié supérieure de la thermocline.

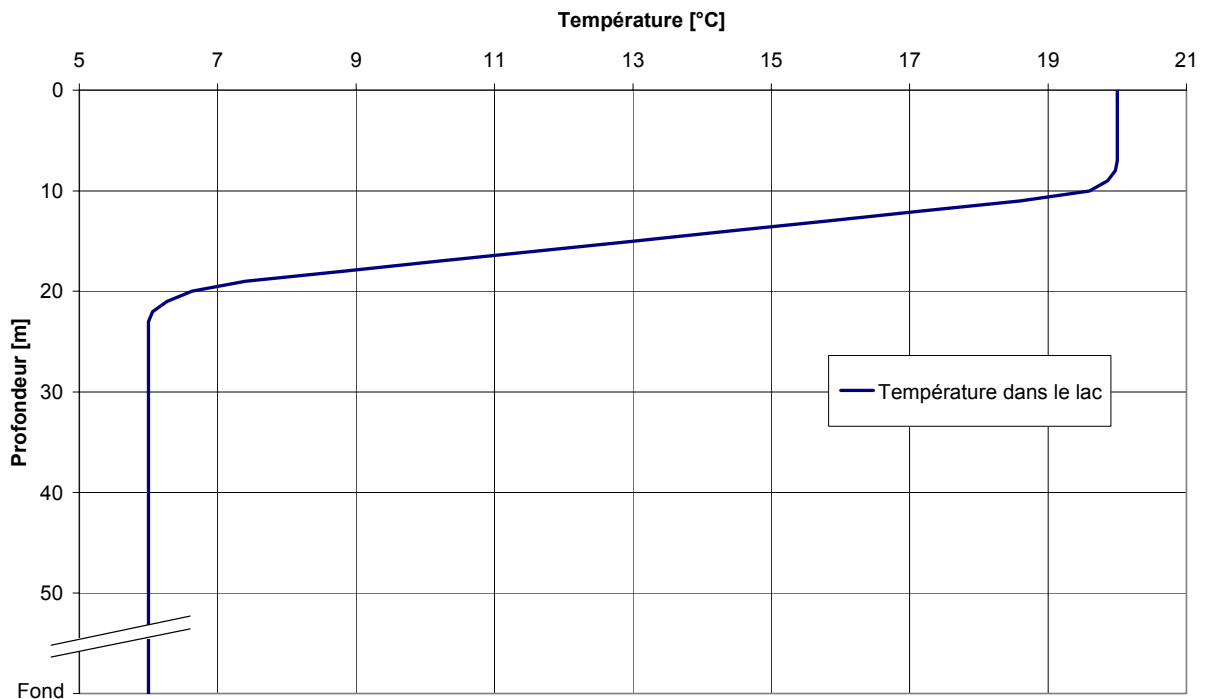


Figure 6.21: Modélisation de la température dans le lac.

## 6.4 Evènements 2000

Sept évènements de crue ont été enregistrés au cours de l'année 2000 entre les mois de juillet et novembre. Ils sont présentés en détail dans le Tableau 6.6 :

	Date	Débit maximal [m <sup>3</sup> /s]
Crue 1	4 juillet 12 :40	19.4
Crue 2	11 juillet 03 :03	32.8
Crue 3	24 juillet 21 :12	59.3
Crue 4	20 septembre 19 :11	18.8
Crue 5	30 septembre 22 :15	20.3
Crue 6	15 octobre 23 :14	34.2
Crue 7	17 novembre 15 :20	46.6

Tableau 6.6: Intensités des crues de 2000.

La crue la plus importante s'est produite le 24 juillet suite à de fortes précipitation avec des pics d'intensité supérieurs à 10.2 mm sur 10 min. Pendant ce jour le débit du Cassarate a atteint la valeur de 60 m<sup>3</sup>/s.

En octobre et novembre les précipitations ont été abondantes et de longue durée et le débit a atteint un pic de 46.6 m<sup>3</sup>/s mesuré le 17 novembre à 15:30. L'évolution du débit et de la turbidité du Cassarate entre juillet et novembre 2000 est montrée à la Figure 6.22.

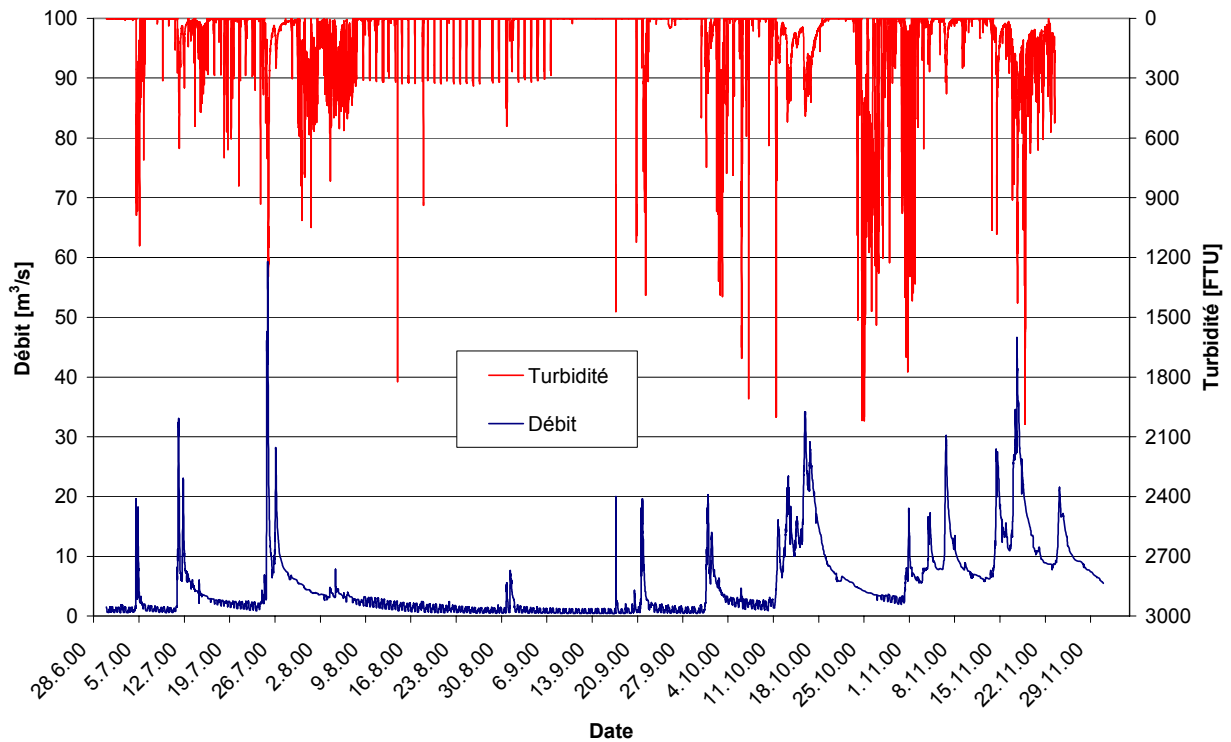


Figure 6.22: Turbidité et débits mesurés dans le Cassarate (juin-novembre 2000).

C'est pendant la crue du 17 novembre que les plus grandes vitesses au niveau de la thermocline ont été mesurées par le courantomètre acoustique positionné par l'EAWAG. De même une importante variation de la température a pu être enregistrée sur le fond du lac lors du passage du courant de turbidité.

C'est pour cette raison que la crue du 17 novembre a été choisie pour la modélisation numérique. La simulation débute le 16 novembre à 11:52 et se termine le 20 novembre à 01:00 pour une durée totale de 3 jours, 13 heures et 9 minutes. Les résultats du calcul sont présentés au chapitre 7.

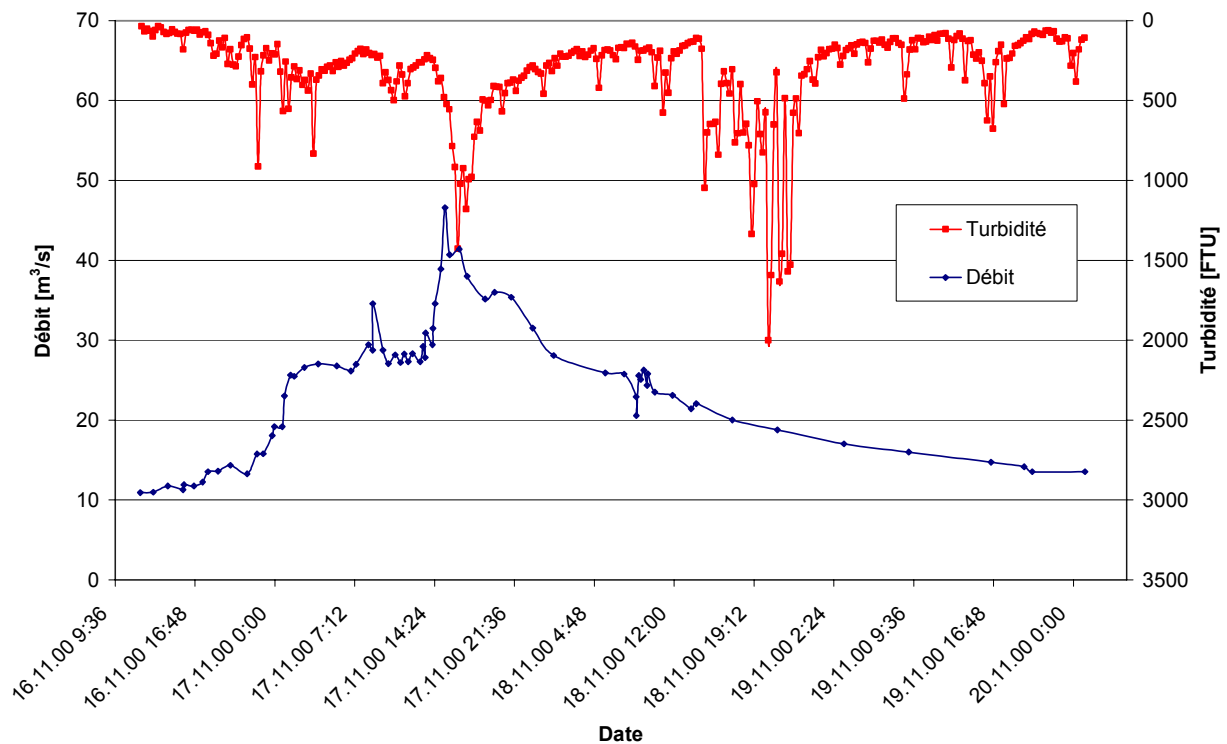


Figure 6.23: Turbidité et débits mesurés dans le Cassarate (16-20 novembre 2000).

Le premier pic important du solidogramme se situe 1 heure après celui de l'hydrogramme et il ne correspond pas à la valeur maximale durant l'évènement. En effet celle-ci vaut 2000 FTU (correspondant au niveau de saturation de la sonde multiparamétrique) et elle se vérifie lors de la décrue de l'hydrogramme, plus précisément 1 jour et 5 heures après la pointe de l'hydrogramme.

#### 6.4.1 Hydrogramme de calcul

L'hydrogramme calculé (Figure 6.24) est constitué de 3 fonctions polynomiales dont les caractéristiques principales sont données dans le Tableau 6.7.

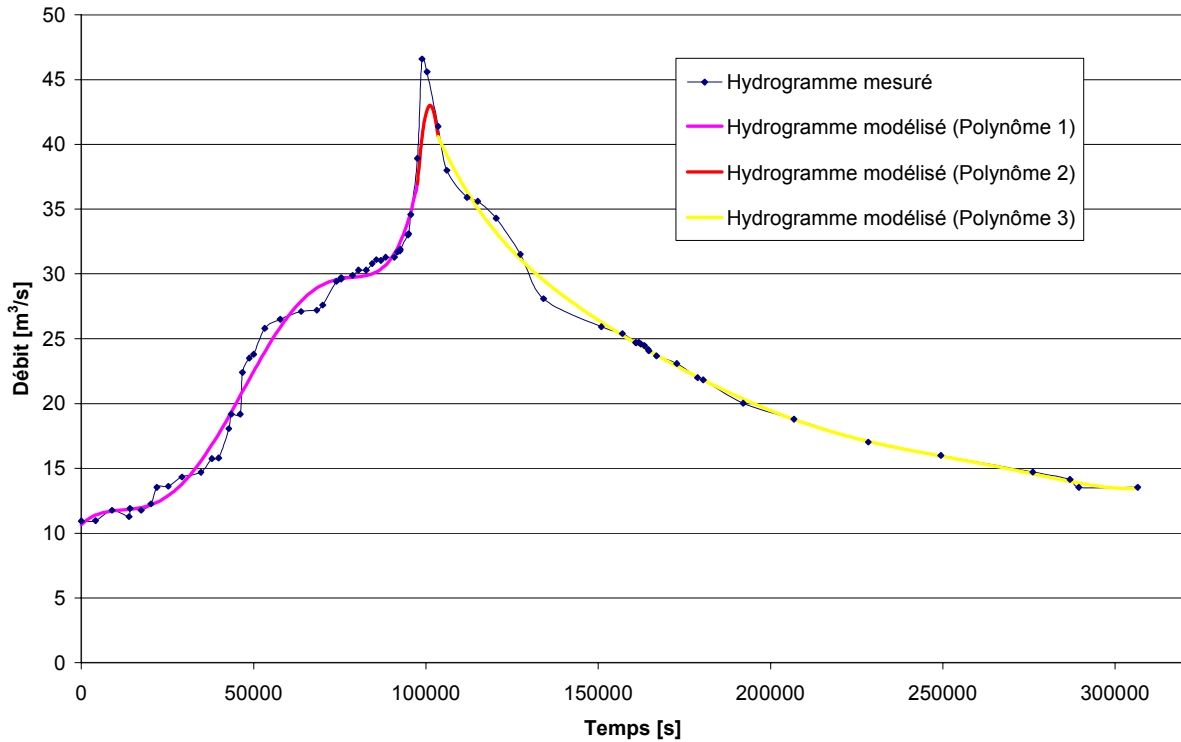


Figure 6.24: Débits de crue mesurés et modélisés.

	Degré	t min [s]	t max [s]
Polynôme 1	6	0	97'560
Polynôme 2	2	97'560	103'500
Polynôme 3	6	103'500	306'540

Tableau 6.7: Caractéristiques des polynômes de l'hydrogramme de crue.

### 6.4.2 Solidogramme de calcul

Le solidogramme de calcul présente plusieurs pics pendant la durée de la simulation ce qui rend nécessaire l'application de différentes fonctions polynomiales afin que son ajustement soit satisfaisant.

Comme il apparaît à première vue sur la Figure 6.25, un lissage préliminaire de la forme réelle du solidogramme se révèle nécessaire avant de proposer un ajustement polynomial. Il ne serait en effet pas raisonnable de modéliser individuellement chaque pic qui se présente dans le solidogramme réel.

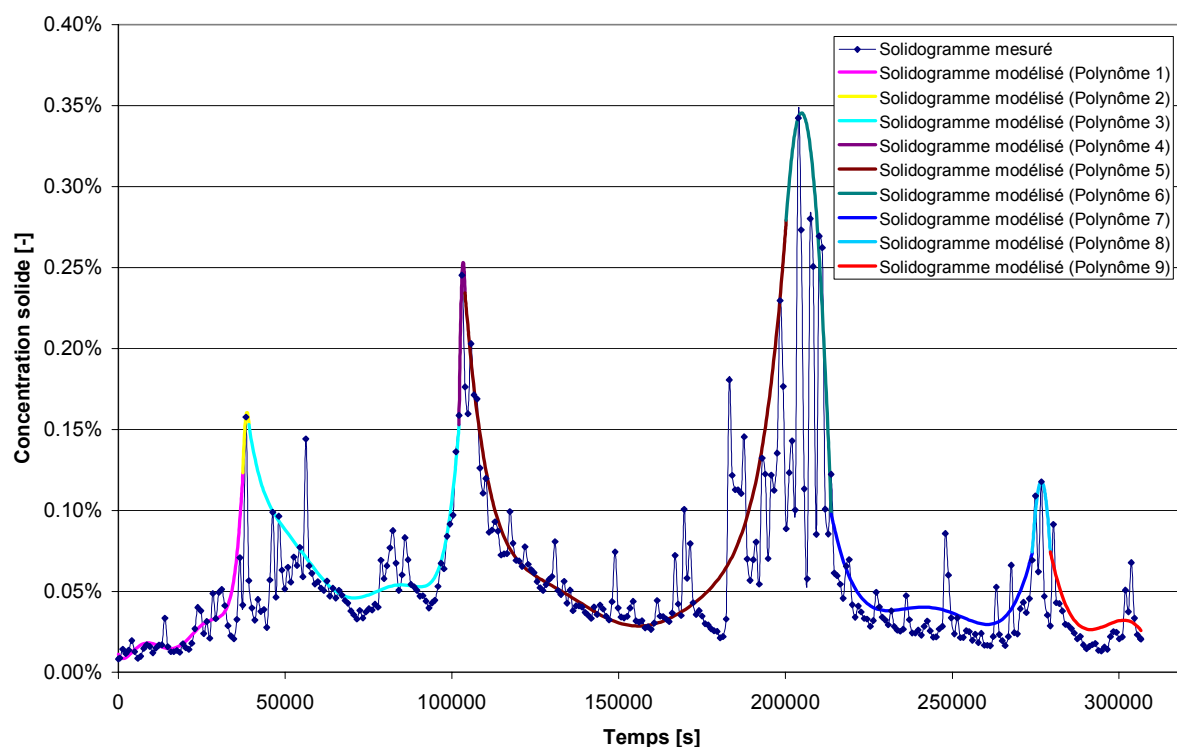


Figure 6.25: Concentrations en matières solides mesurées et modélisées.

Les caractéristiques principales des 9 fonctions polynomiales d'ajustement se trouvent dans le Tableau 6.8.

	Degré	t min [s]	t max [s]
Polynôme 1	6	0	37'320
Polynôme 2	2	37'320	39'120
Polynôme 3	6	39'120	102'120
Polynôme 4	2	102'120	103'920
Polynôme 5	6	103'920	200'220
Polynôme 6	2	200'220	213'720
Polynôme 7	4	213'720	274'020
Polynôme 8	2	274'020	279'420
Polynôme 9	3	279'420	306'540

Tableau 6.8: Caractéristiques des polynômes du solidogramme de crue.

La Figure 6.26 montre la superposition des deux courbes calculées. Il convient de remarquer que l'allure de la turbidité ne suit pas celle du débit liquide, exception faite pour l'intervalle de temps centré sur le pic de l'hydrogramme.

Une telle forme de solidogramme suggère la formation de 4 courants de turbidité dont le troisième sera le plus dense.

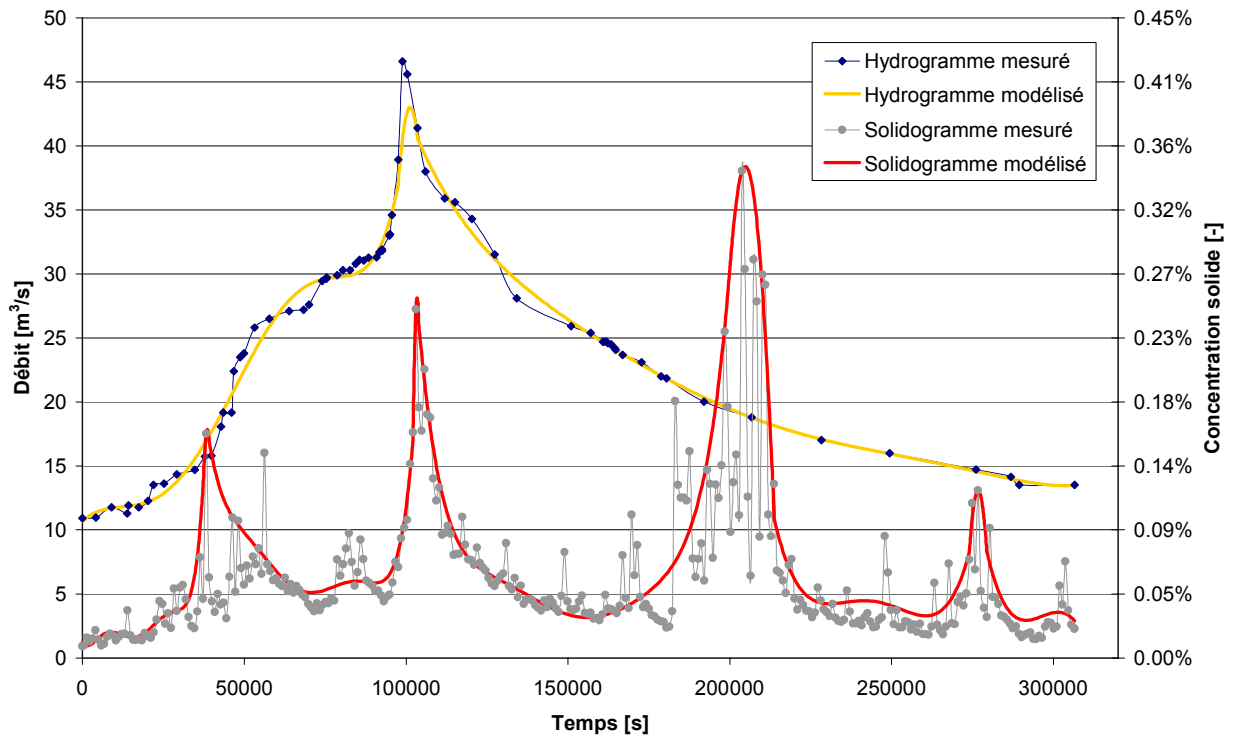


Figure 6.26: Hydrogramme et solidogramme de crue mesurés et modélisés (novembre 2000).

### 6.4.3 Température du lac et du Cassarate

#### 6.4.3.1 Température du Cassarate

La température du Cassarate a été mesurée pendant les sept crues observées en 2000 avec la sonde multiparamétrique installée à 1 km de l'embouchure. La Figure 6.27 montre la répartition des températures mesurées pendant les crues.

Les valeurs maximales se situant autour de 20°C ont été enregistrées le 21 septembre.

La Figure 6.28 montre l'évolution de la température pendant l'évènement de crue. Elle est comprise entre les valeurs maximale de 9.1°C et minimale de 7.1°C, c'est-à-dire en moyenne 4°C plus froide de celle mesurée début octobre 1999.

La courbe utilisée pour la modélisation est une fonction polynomiale de degré 4 et le coefficient de corrélation vaut 0.7.

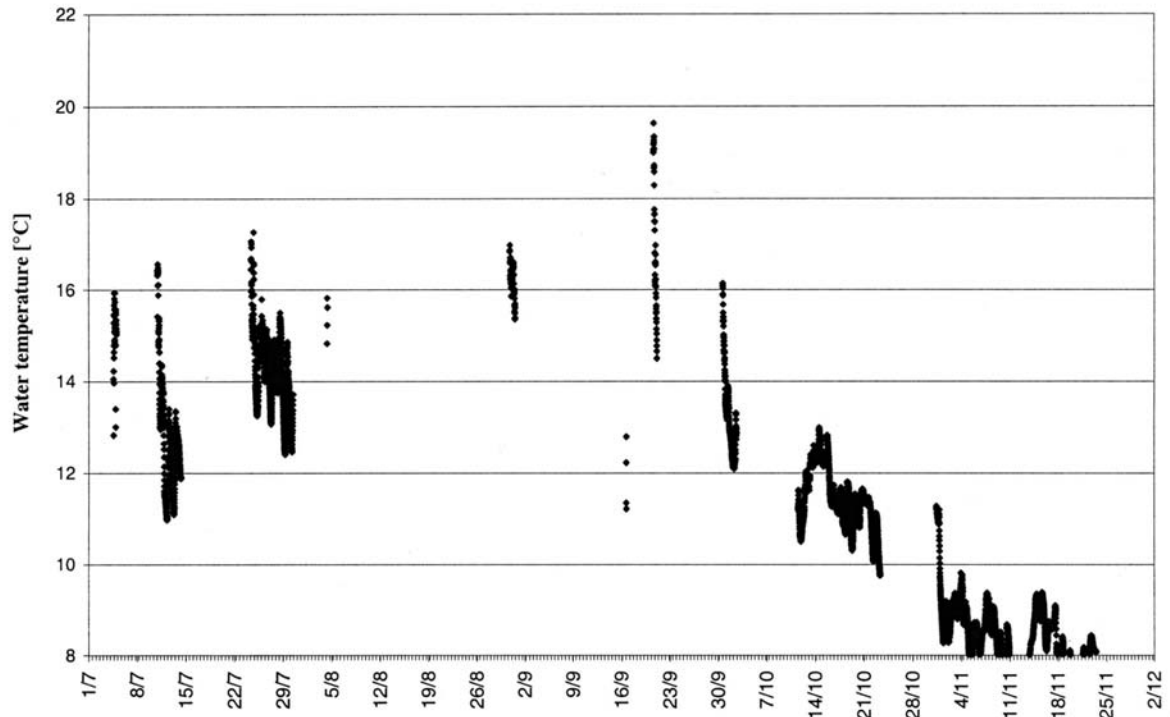


Figure 6.27: Température mesurée dans le Cassarate (2000).

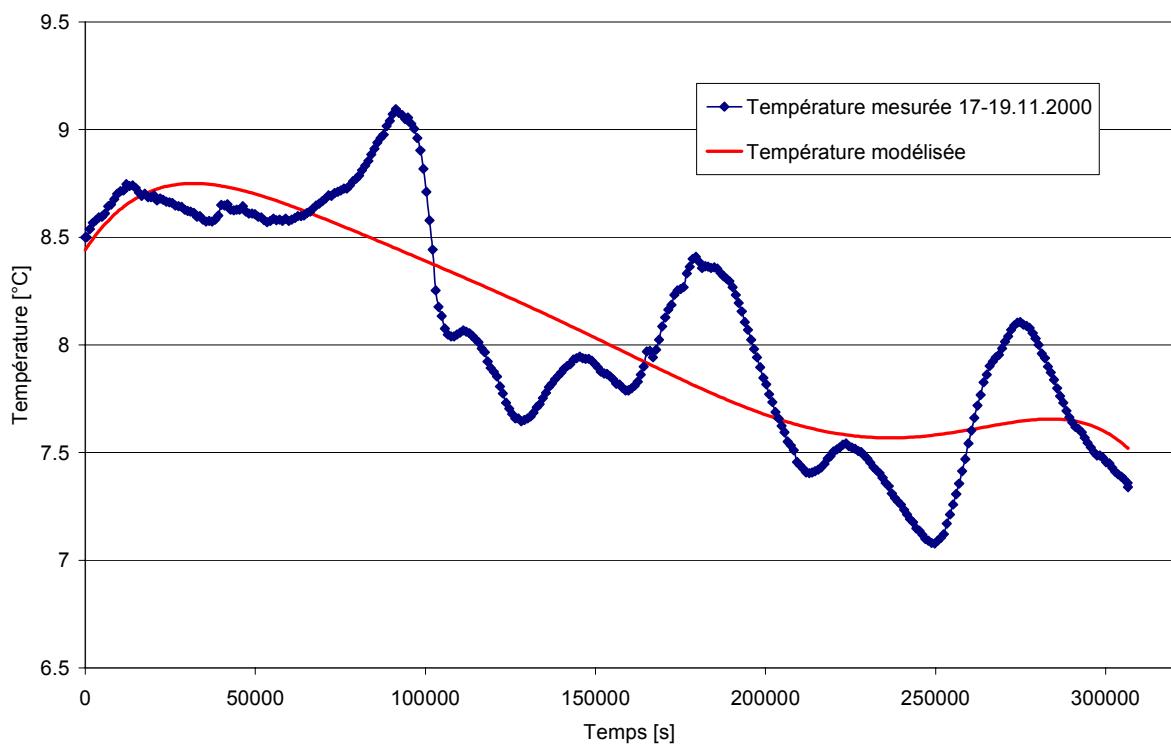


Figure 6.28: Modélisation de la température dans le Cassarate.



### 6.4.3.2 Température du lac

Sur la base des mesures de température effectuées par l'EAWAG et enregistrées par thermistances sur la verticale, il est possible de définir le profil vertical type de température dans le lac à l'instant correspondant au début de la simulation (Figure 6.29). La thermocline se situe dans la couche comprise entre 11.5 et 20 m de profondeur et le gradient thermique est inférieur à celui d'octobre 1999. Ceci dû au fait que le réchauffement de la surface du lac par le rayonnement solaire est beaucoup moins important ( $T_{\text{surface}} = 11.5^{\circ}\text{C}$ ). La température dans la couche comprise entre 20 m de profondeur et le fond est constante et vaut  $5.7^{\circ}\text{C}$ .

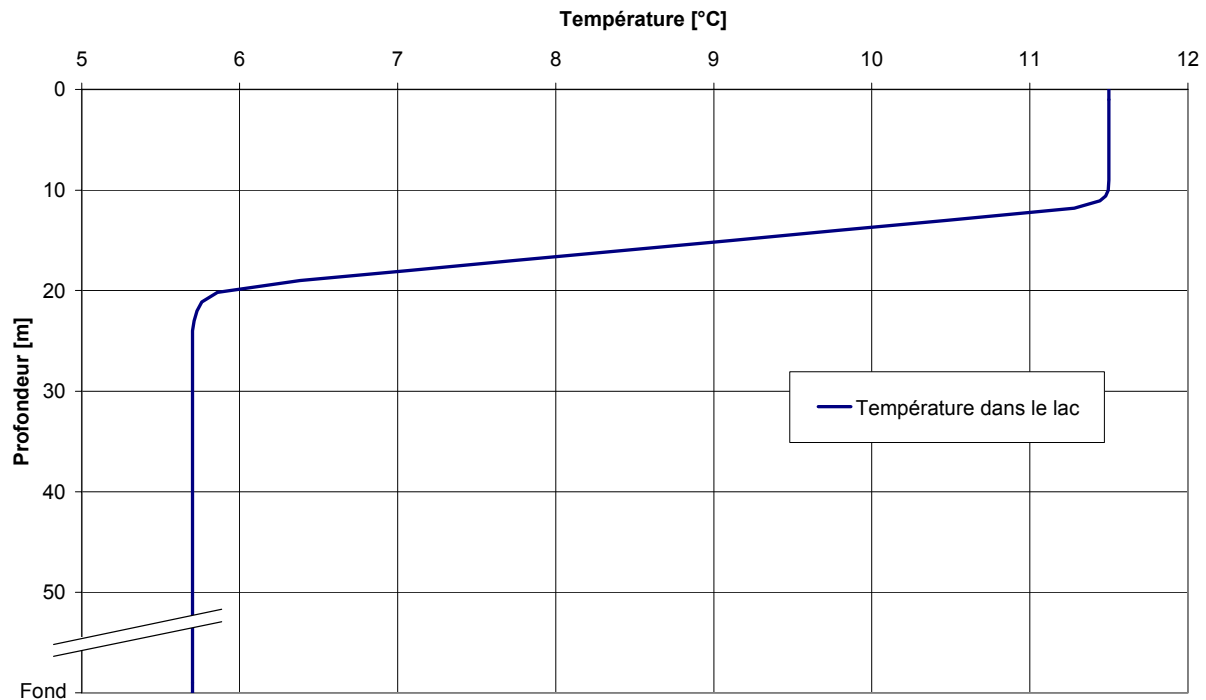


Figure 6.29: Modélisation de la température dans le lac.

La gamme de température de l'eau provenant du Cassarate ( $9.1 - 7.1^{\circ}\text{C}$ ) correspond avec celle de la partie centrale de la thermocline sur une épaisseur de 3 m.

## 7. RESULTATS DE LA MODELISATION ET INTERPRETATION

---

### 7.1 Introduction

Les résultats de la modélisation numérique des courants de turbidité pour les différentes crues observées sont présentés dans le présent chapitre. Les résultats de 1999 sont exposés en priorité car pendant cet événement toutes les données nécessaires au calcul sont disponibles. Les résultats de l'année 2000 sont présentés sous 7.2 et ceux concernant la crue de 1994 sous 7.3. Pour cette dernière, il a fallu faire quelques hypothèses, notamment sur l'évolution de la concentration solide et de la température dans le Cassarate et sur la distribution thermique à l'intérieur du lac.

Pour chaque événement analysé, les points suivants sont traités :

- apports du Cassarate : débits massiques liquide et solide et évolution de la quantité des matières solides dans le lac ;
- intrusion et courant de turbidité : évolution temporelle des isosurfaces de concentration en matières solides ;
- évolution temporelle des valeurs de concentration solide, vitesse et température dans des plans de référence. L'analyse est centrée sur la zone des pics de l'hydrogramme et du solidogramme ;
- échanges de masse dans le cas de la crue 1999 : analyse des vitesses verticales d'échange et des volumes d'eau respectifs déplacés dans le temps et dans l'espace.

### 7.2 Crue 1999

#### 7.2.1 Apports du Cassarate

Afin d'illustrer la quantité d'eau et de matières solides entrant par le Cassarate pendant la simulation, l'évolution du débit massique liquide et solide au cours du temps est présentée à la Figure 7.1.

Le programme CFX-4 calcule à chaque pas de temps la valeur de débit massique liquide qui entre dans le domaine de calcul ; pour ce faire, il suffit d'intégrer la valeur de vitesse sur toutes les cellules constituant la surface d'entrée du Cassarate (INLET). En multipliant cette valeur par la concentration en matières solides il est possible de déterminer la valeur de débit massique solide.

$$Q_m = \int_S v \cdot \rho \cdot dA \quad (7.1)$$

où  $Q_m$  [kg/s] : débit massique (liquide ou solide)

$v$  [m/s] : vitesse ponctuelle de l'eau dans une cellule

$\rho$  [kg/m<sup>3</sup>] : densité (liquide ou solide)  
 $dA$  [m<sup>2</sup>] : aire de la cellule  
 $S$  : surface totale

La valeur maximale de débit massique liquide vaut 88'000 kg/s, celle de débit massique solide 393 kg/s.

La valeur maximale de concentration solide en termes de masse vaut 0.45 %. Elle est supérieure à celle de concentration solide volumétrique (0.33 %) à cause de la densité des particules solides qui vaut en moyenne 2.65 fois celle de l'eau.

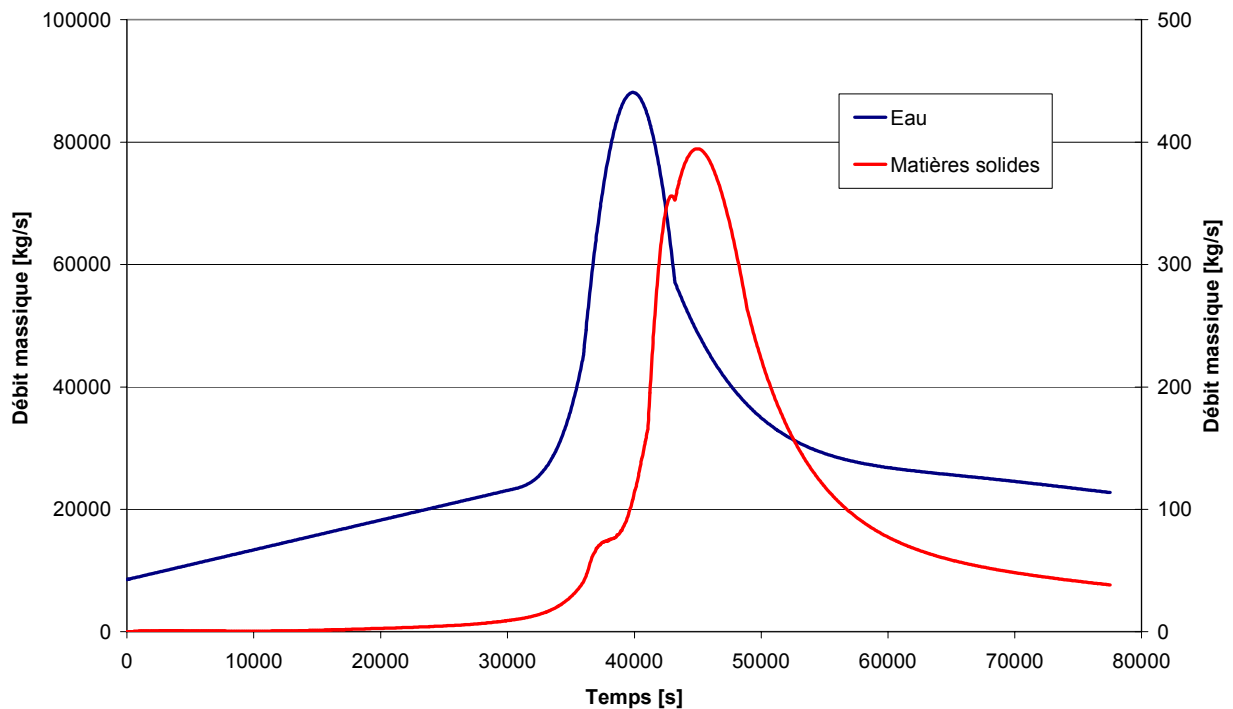


Figure 7.1: Débits massiques liquide et solide (1999).

La Figure 7.2 superpose l'évolution de la masse solide cumulée dans le lac et celle du débit massique solide.

La masse de particules solides dans le lac atteint 4'870 tonnes à la fin du calcul, ce qui représente la somme de la masse des particules au début du calcul (0.013 %) et de la masse des particules provenant du Cassarate (99.987 %).

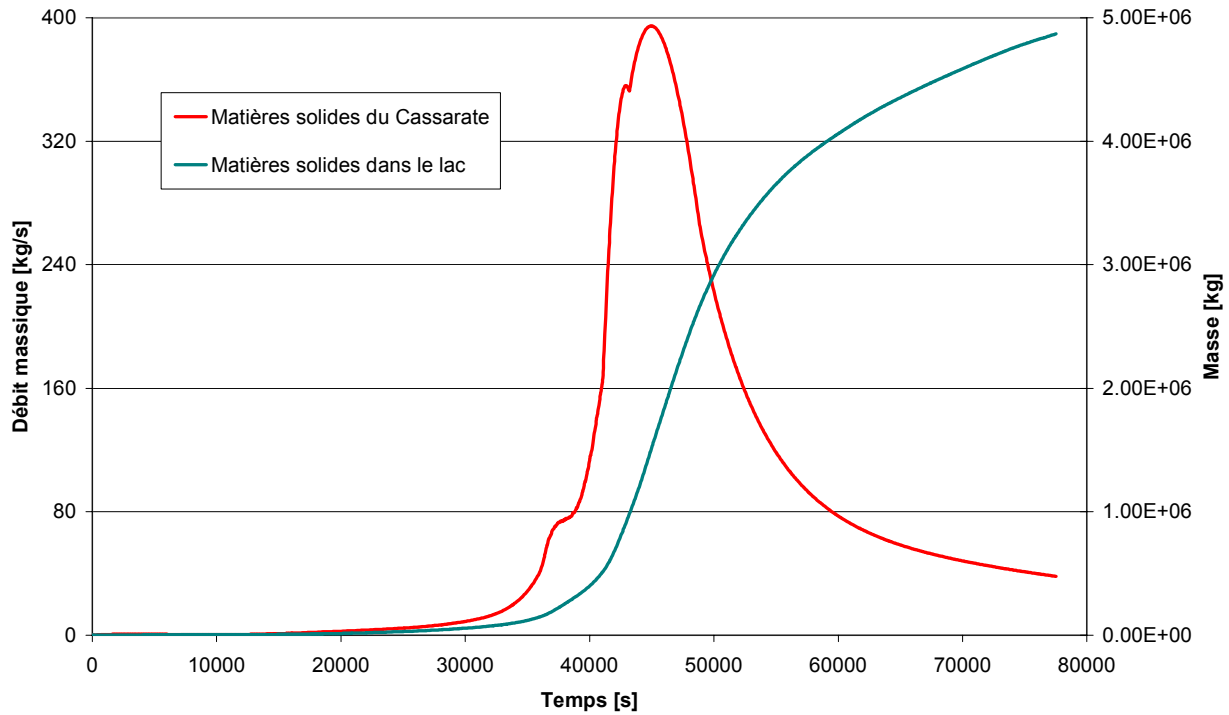


Figure 7.2: Débit massique solide et masse totale de matières solides dans le lac (1999).

### 7.2.2 Intrusion et courant de turbidité

Les figures qui suivent montrent la progression du courant de turbidité au cours du temps. Les surfaces possèdent la valeur constante de concentration en matières solide de  $1 \cdot 10^{-5}$  et sont colorées en fonction de la profondeur. Afin de se repérer facilement dans le temps, la Figure 7.3 montre les points d'analyse temporelle sur les courbes de débits massiques.

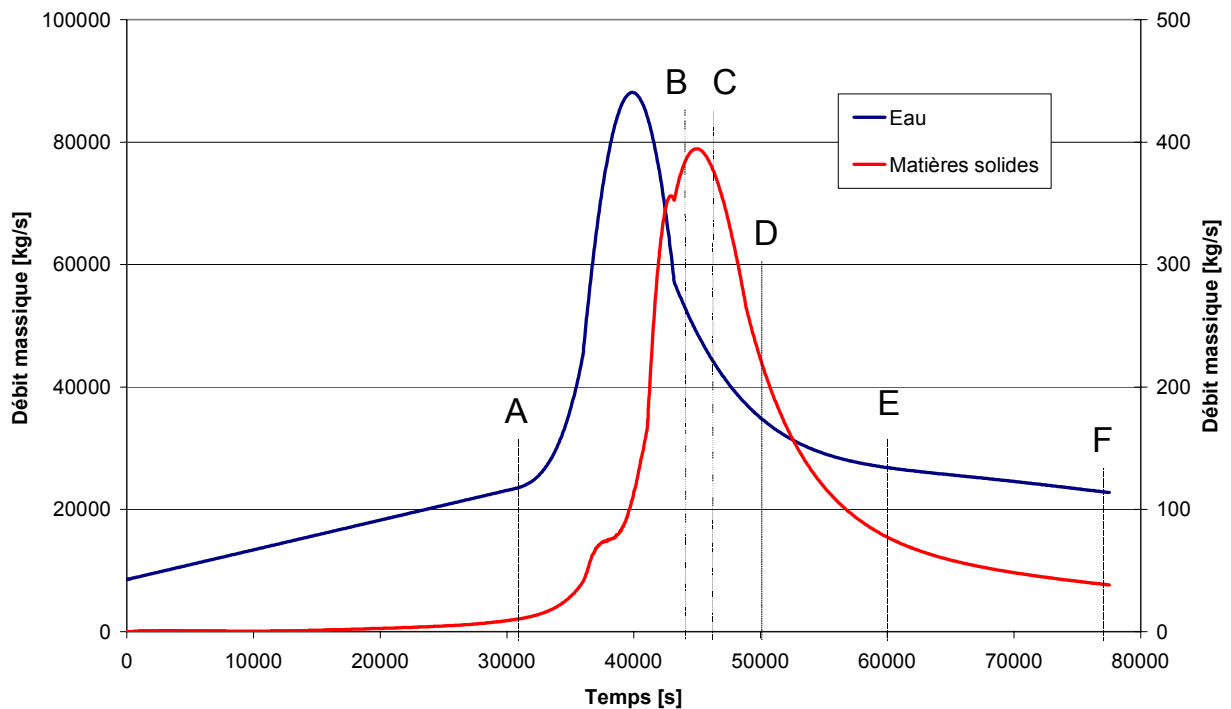


Figure 7.3: Points d'analyse sur les courbes de débits massiques (crue 1999).

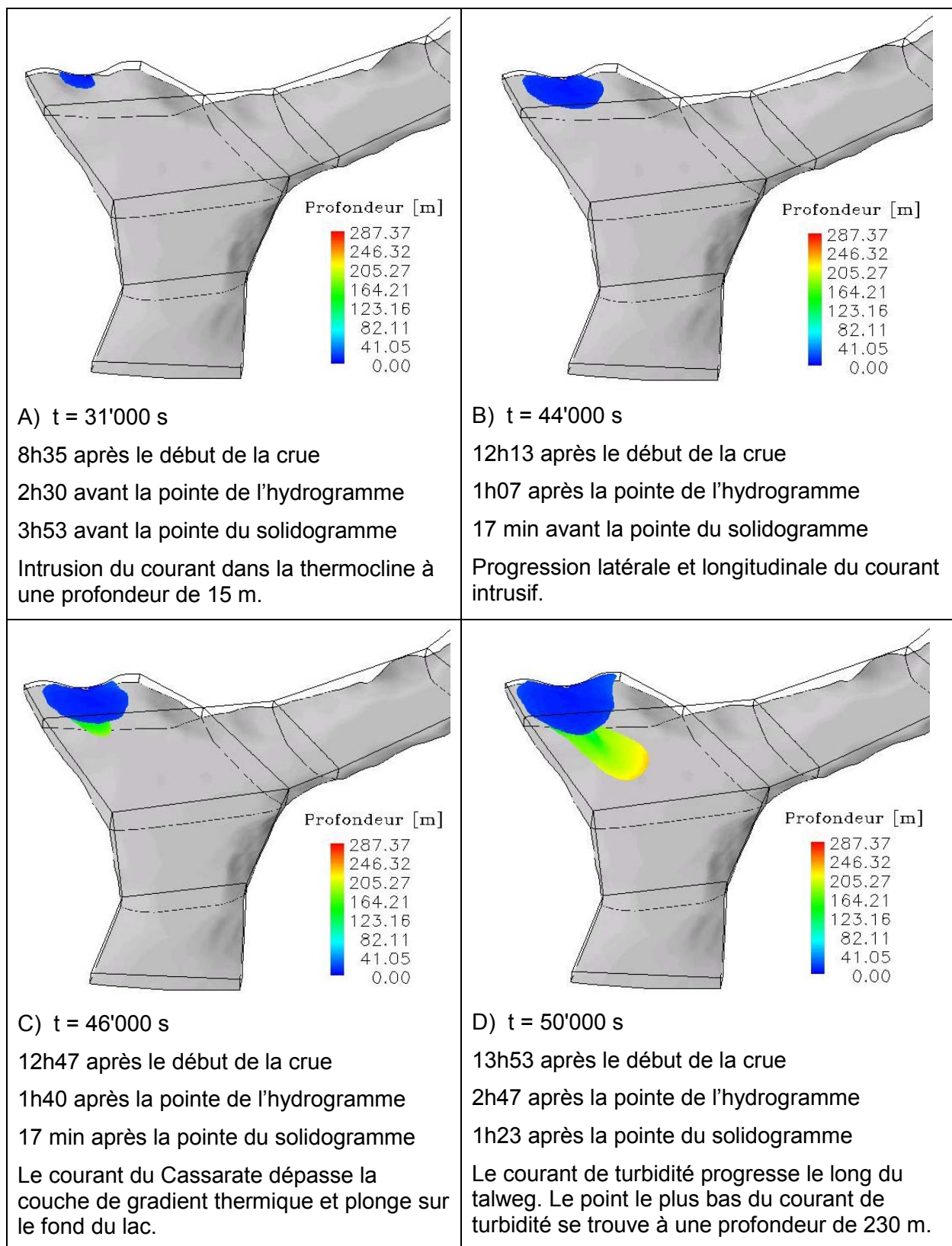


Figure 7.4a: Isosurfaces de concentration solide ( $10^{-5}$ ), évolution temporelle (crue 1999).

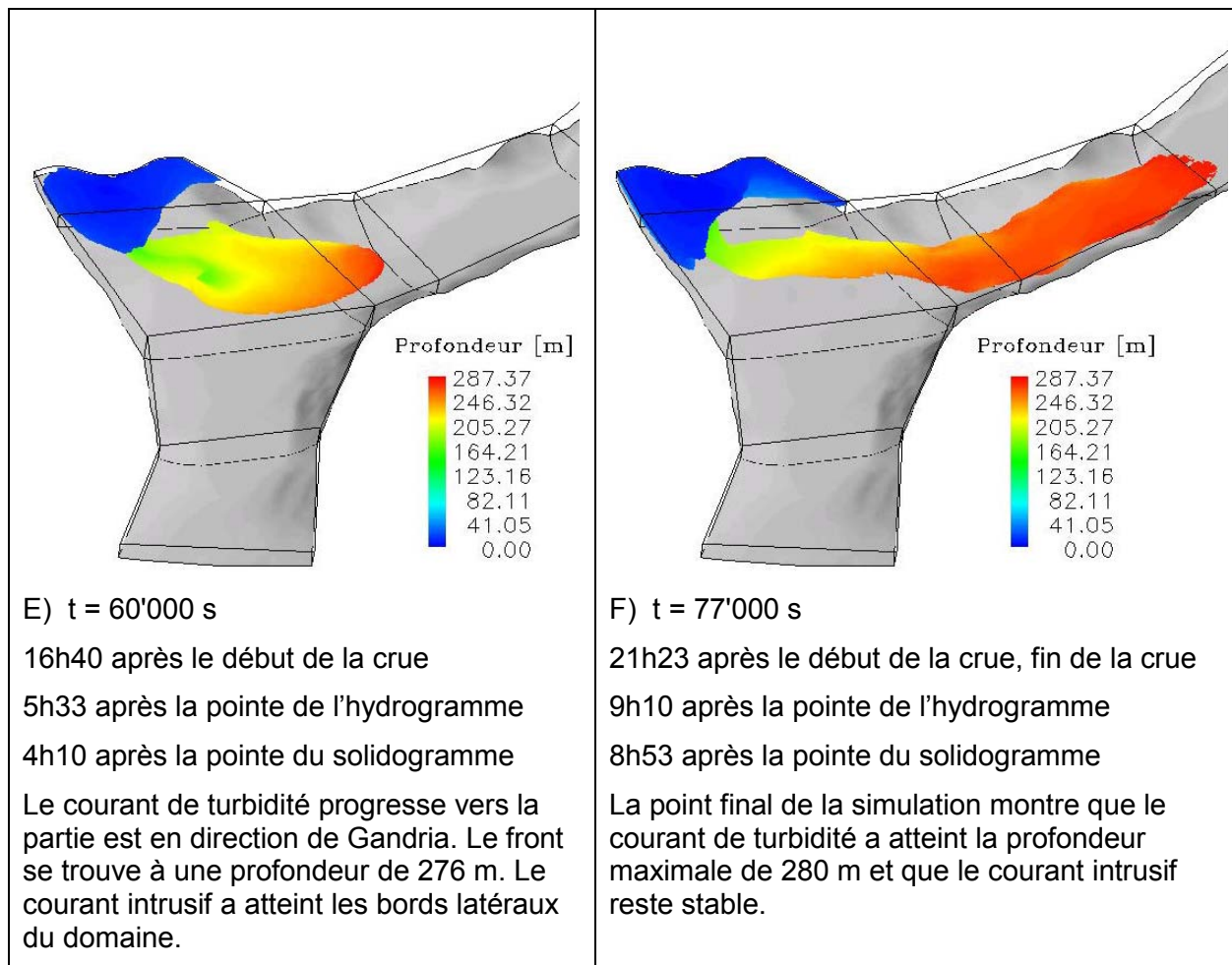


Figure 7.4b: Isosurfaces de concentration solide ( $10^{-5}$ ), évolution temporelle (crue 1999).

Une vue en plan du courant de turbidité sur le fond du lac au temps  $t = 60'000$  s est montrée à la Figure 7.5. La fonction scalaire qui colore la surface est la concentration en matières solides. L'interface entre la surface et la zone à concentration solide nulle est bien visible ; la zone colorée en rouge possède des concentrations solides de valeur plus grande ou égale à  $1.0 \cdot 10^{-4}$ .

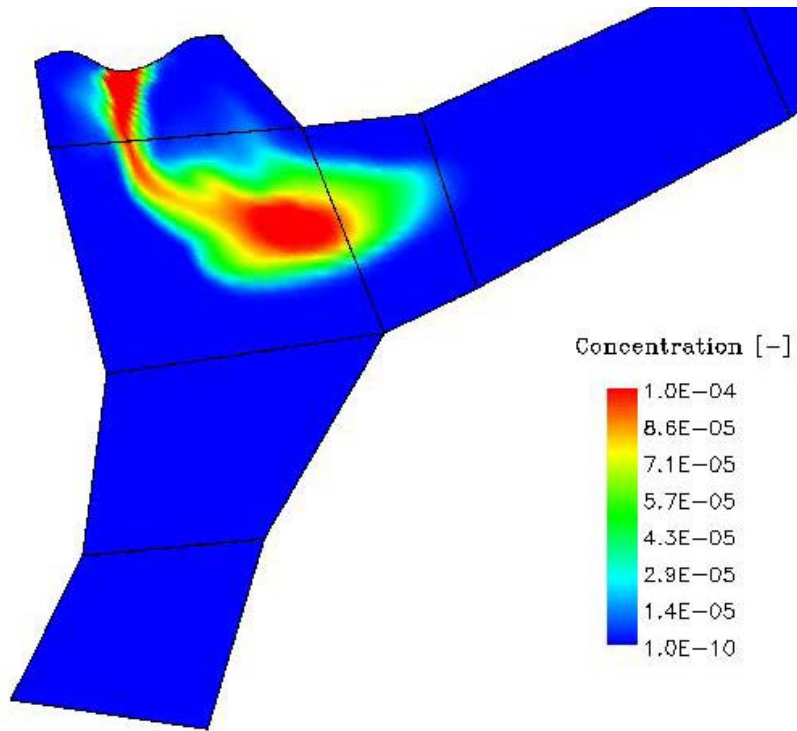


Figure 7.5: Vue en plan de la concentration solide sur le fond du lac à  $t = 60'000s$  (crue 1999).

En repérant à différents instants le point le plus bas du courant, il est possible de suivre l'évolution spatiale du courant de turbidité dans le plan X-Y (Figure 7.6). Ceci à partir du moment où le courant plonge vers le fond ( $t = 42'000 s$ ).

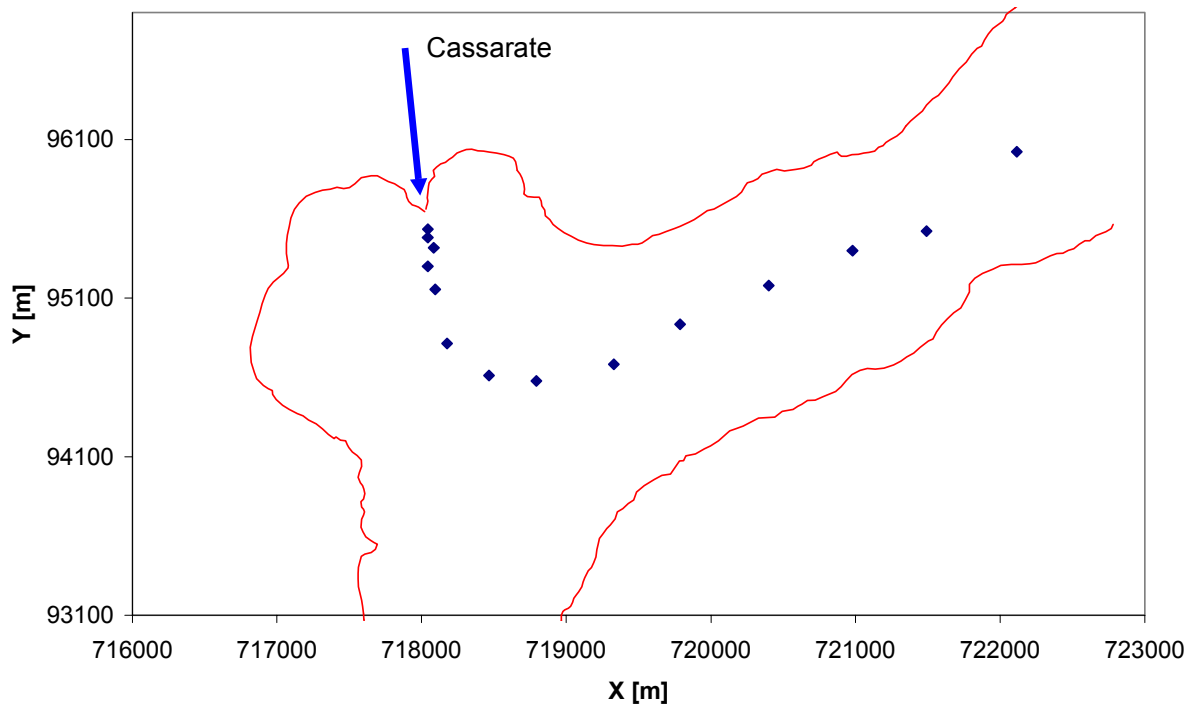
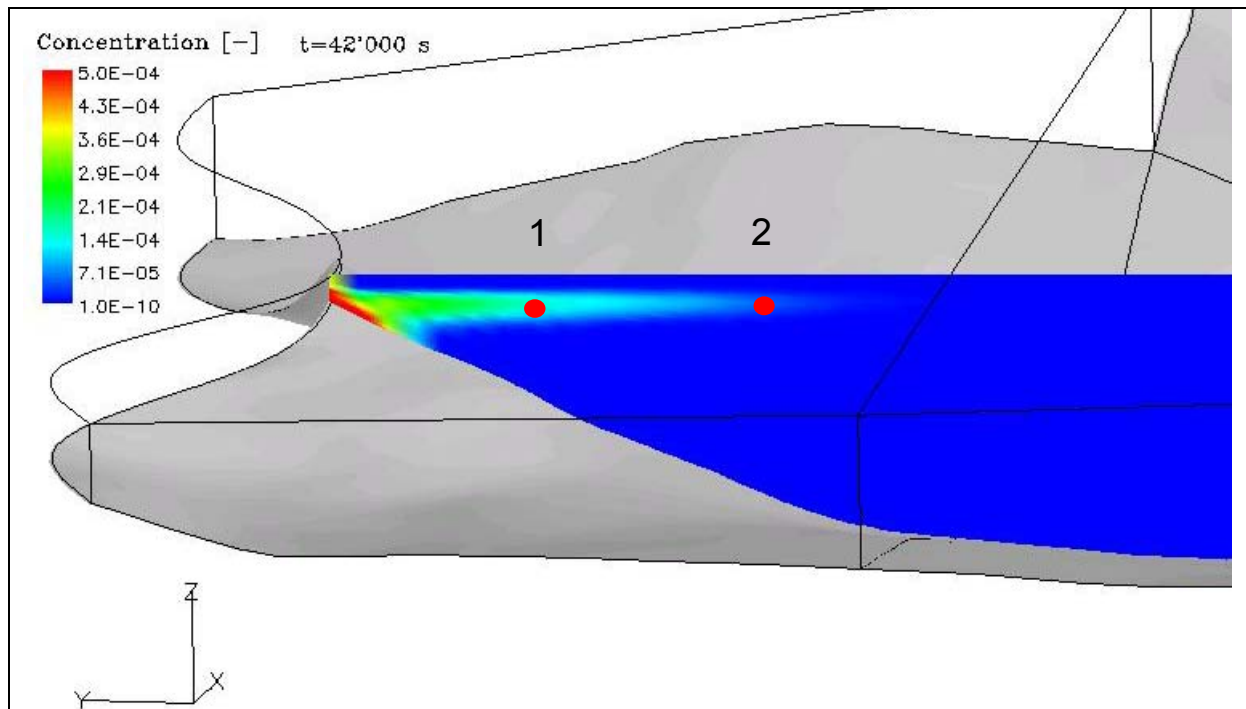
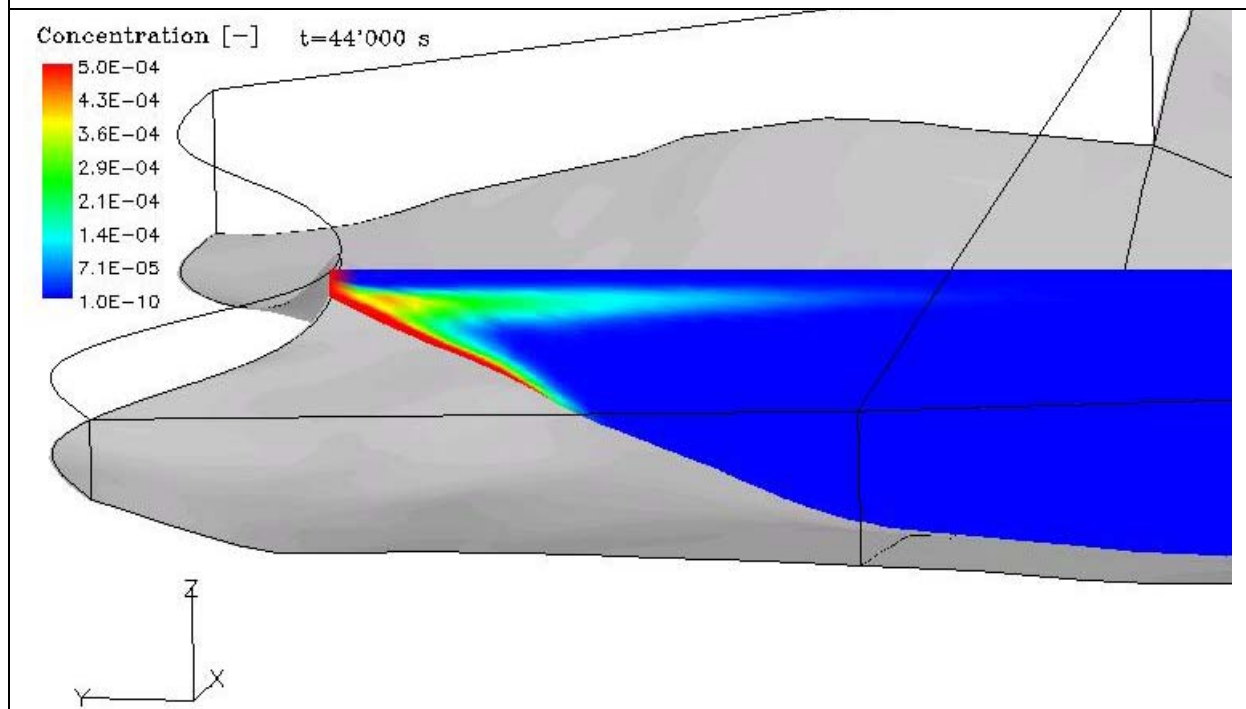


Figure 7.6: Trajectoire du courant de turbidité (crue 1999).

Sur la base de ces points il est possible de créer un plan longitudinal dans lequel l'évolution des courants intrusif et de fond sont représentés (Figure 7.7).



Courant intrusif dans la région de la thermocline au temps  $t = 42'000$  s. L'étendue longitudinale du courant vaut environ 285 m (point 2). Au point 1 la valeur de concentration solide est 5 fois plus grande de celle au point 2. La zone colorée en rouge indique l'arrivée du courant dense de fond.



Le courant provenant du Cassarate dépasse la couche de gradient thermique et se propage le long du talweg du lac. Le front se trouve à une profondeur de 90 m et à une distance de 155m de l'entrée du Cassarate. Un zoom sur le front du courant est présenté à la Figure 7.8.



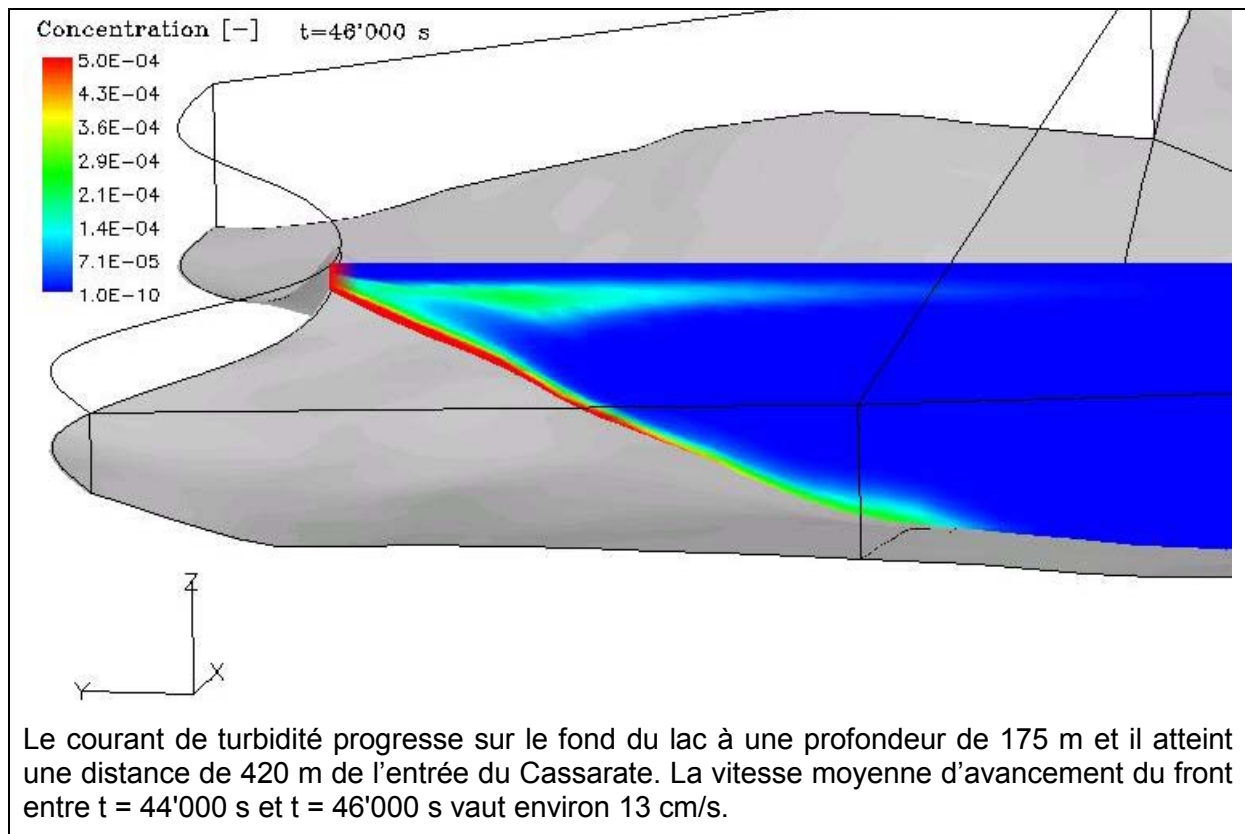


Figure 7.7: Evolution des courants intrusif et de fond dans le plan longitudinal (crue 1999).

La Figure 7.8 montre un zoom sur le front du courant descendant le long du talweg (t = 44'000 s). Les lignes de contour représentent des isolignes de concentration solide.

La valeur de la vitesse du front se situe entre 10 et 15 cm/s tandis que celle du courant à l'amont entre 25 et 30 cm/s.

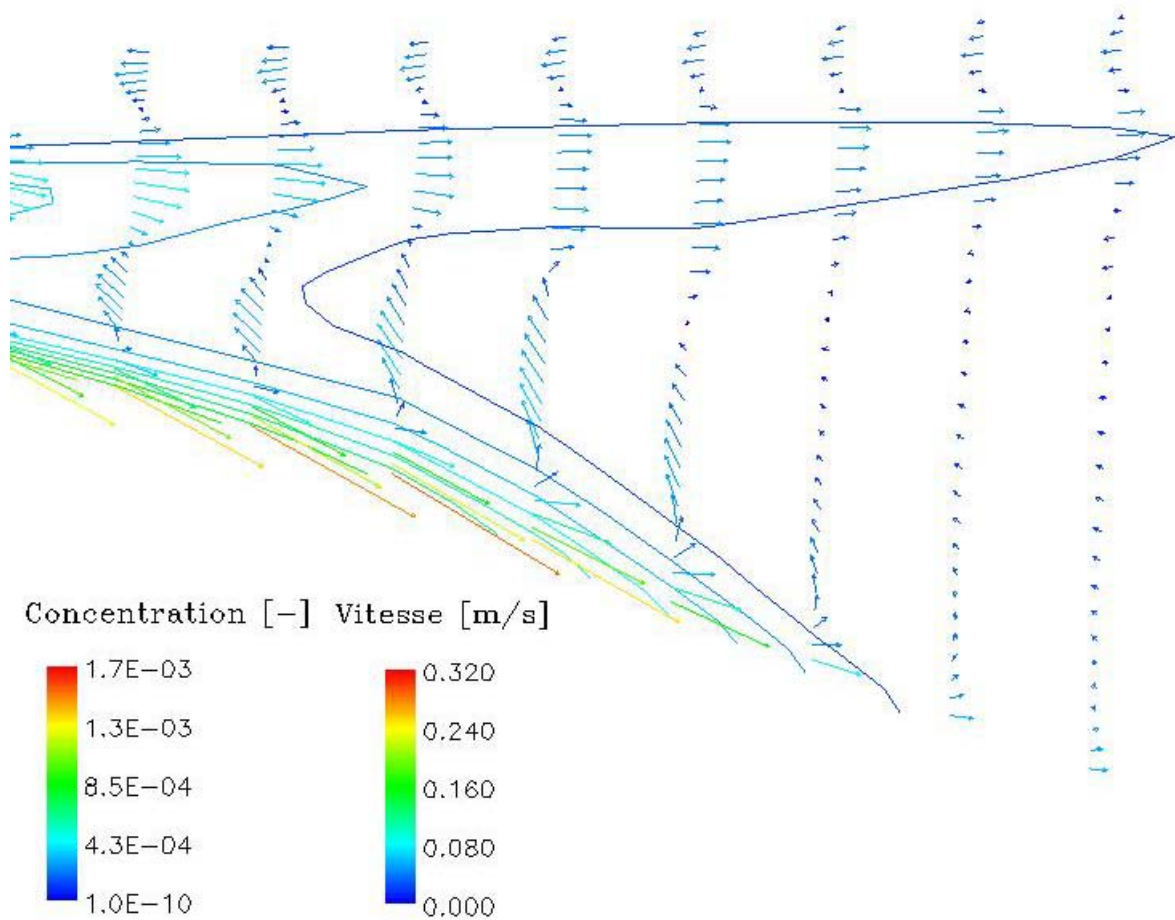


Figure 7.8: Isolignes de concentration et vecteurs vitesse sur le front du courant à  $t = 44'000$  s (1999).

### 7.2.3 Profils de concentration solide, vitesse et température

Ce chapitre présente d'une manière plus détaillée les caractéristiques des courants intrusif et de fond, analysées dans deux plans transversaux appartenant au premier bloc du domaine (Figure 7.9).

L'intersection entre le courant de fond et les plans 1 et 2 se trouve à une distance de 105 m, respectivement 325 m, de l'entrée du Cassarate.

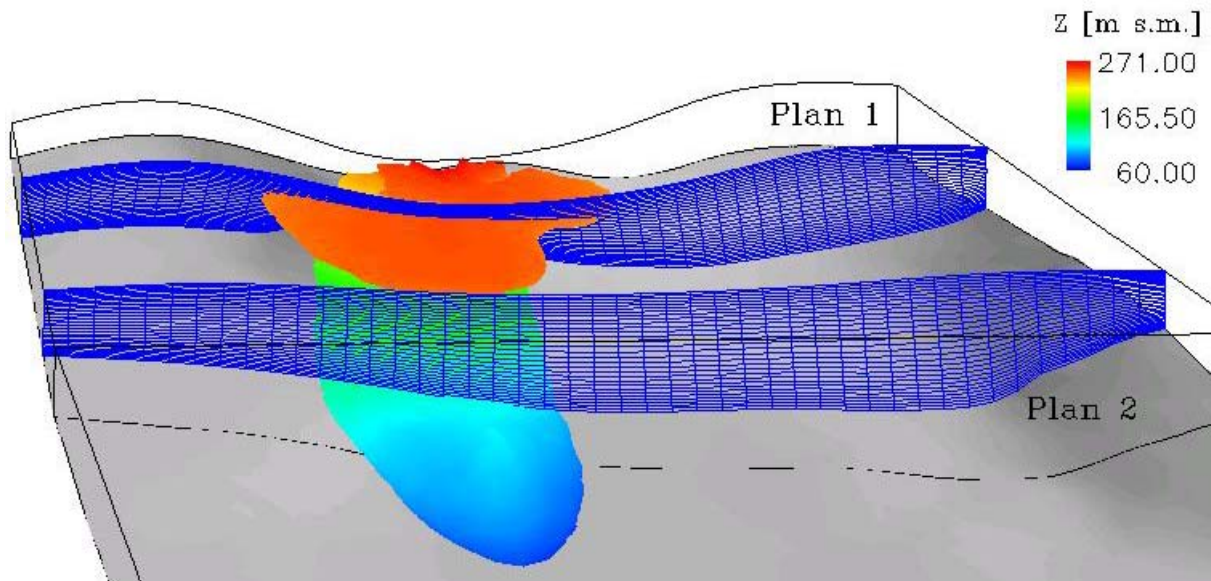
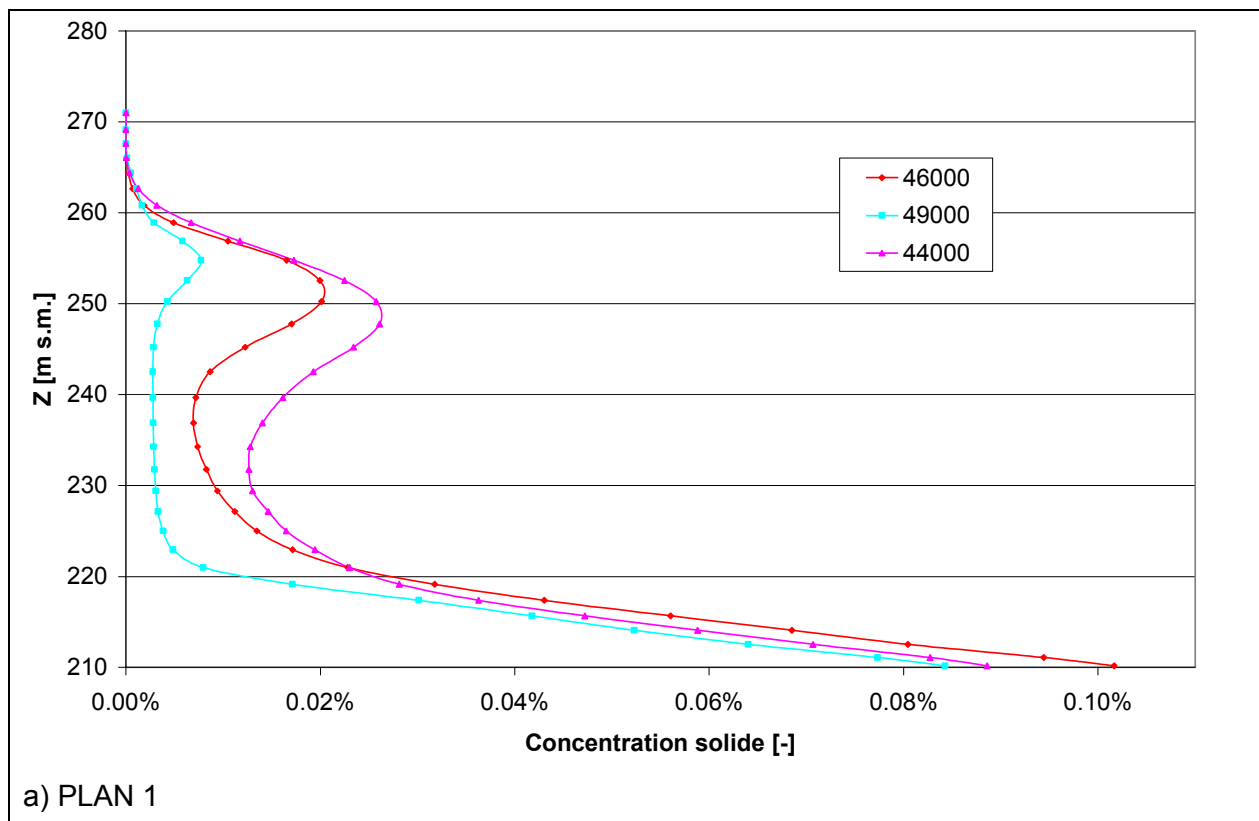


Figure 7.9: Courants intrusif et de fond au passage des plans d'analyse 1 et 2 ( $t = 47'000$  s) (1999).

Une analyse globale est entreprise dans les plans précités, dans le but de déterminer à quel moment de la simulation le courant de fond atteint les valeurs maximales de concentration solide, de vitesse et de température. Des graphiques montrant l'évolution de ces variables dans les plans au cours du temps sont présentés en annexes 7.1, 7.2 et 7.3. Les profils verticaux centrés autour de l'instant correspondant à la valeur maximale sont ensuite établis.

Les deux graphiques de la Figure 7.10 montrent la distribution verticale de la concentration solide à différents instants proches du passage du débit solide maximum (cf. Figure 7.3).



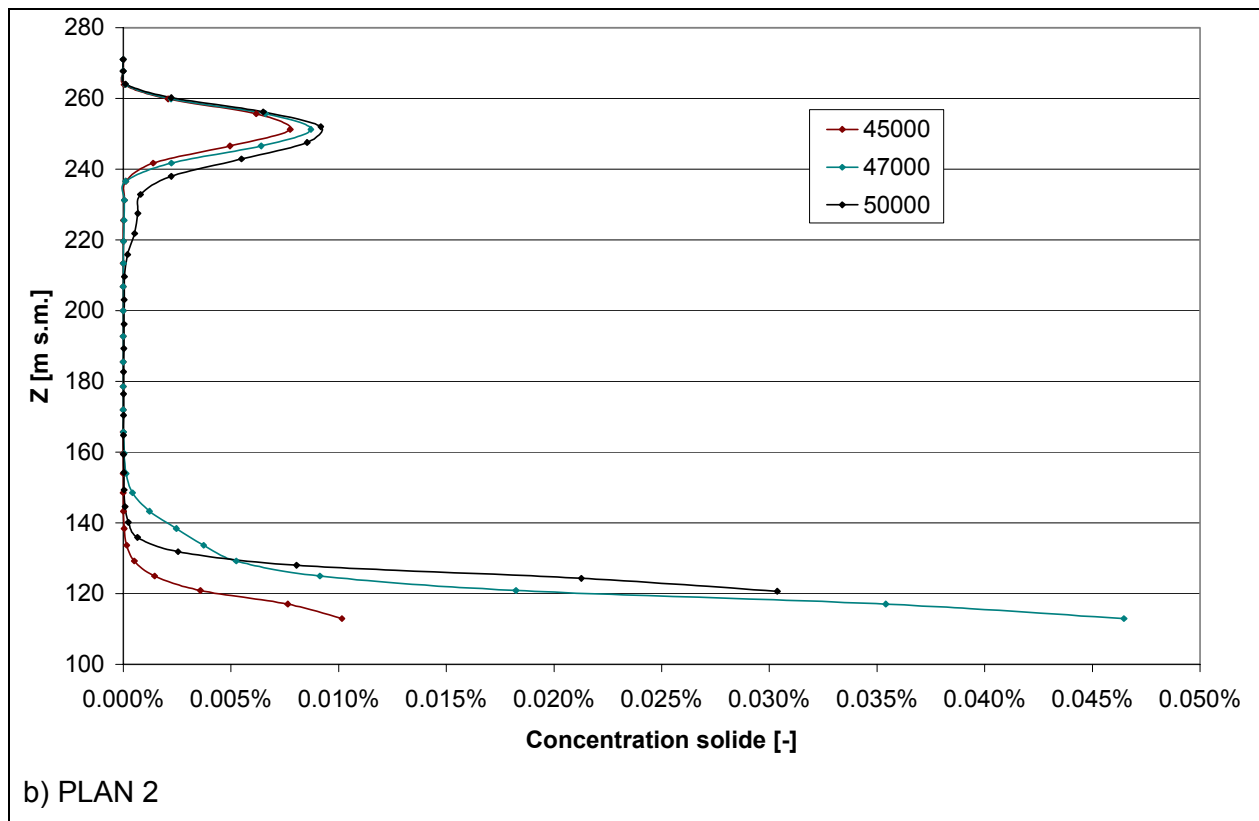
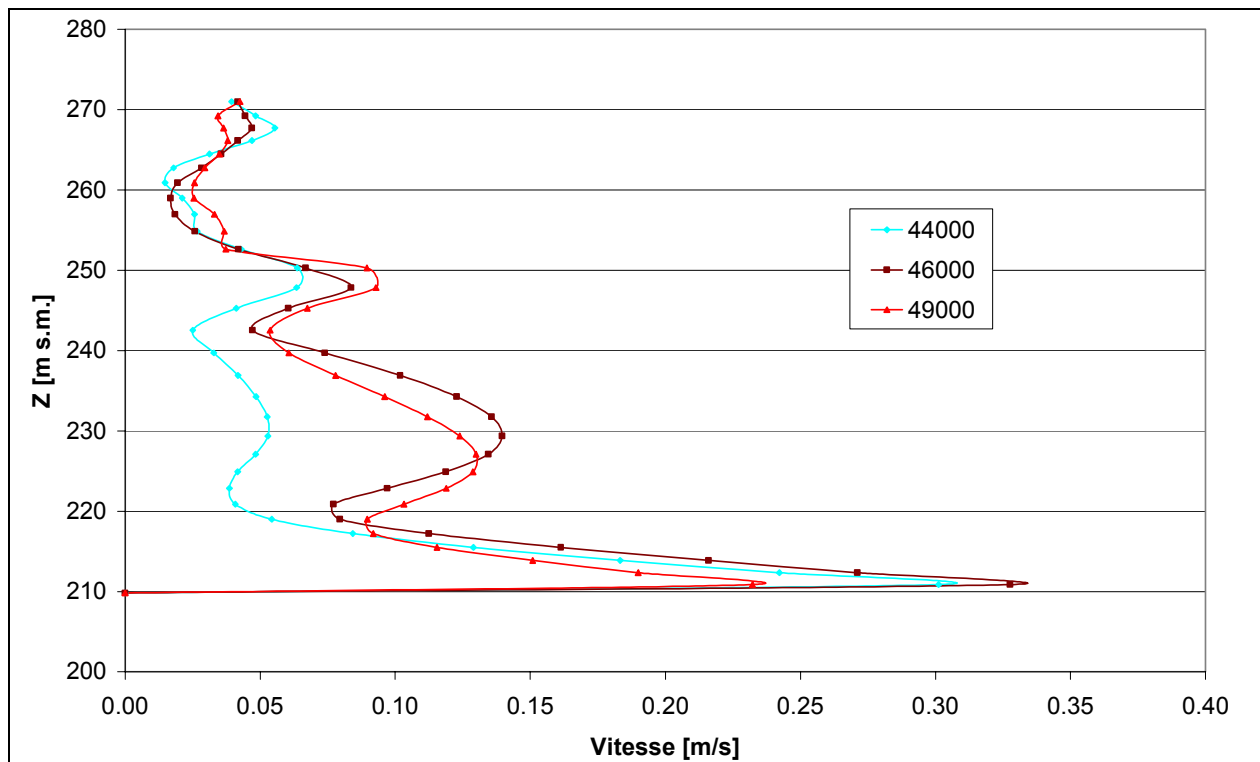


Figure 7.10: Profils verticaux de concentration solide à trois instants différents dans les plans 1 et 2 (crue 1999).

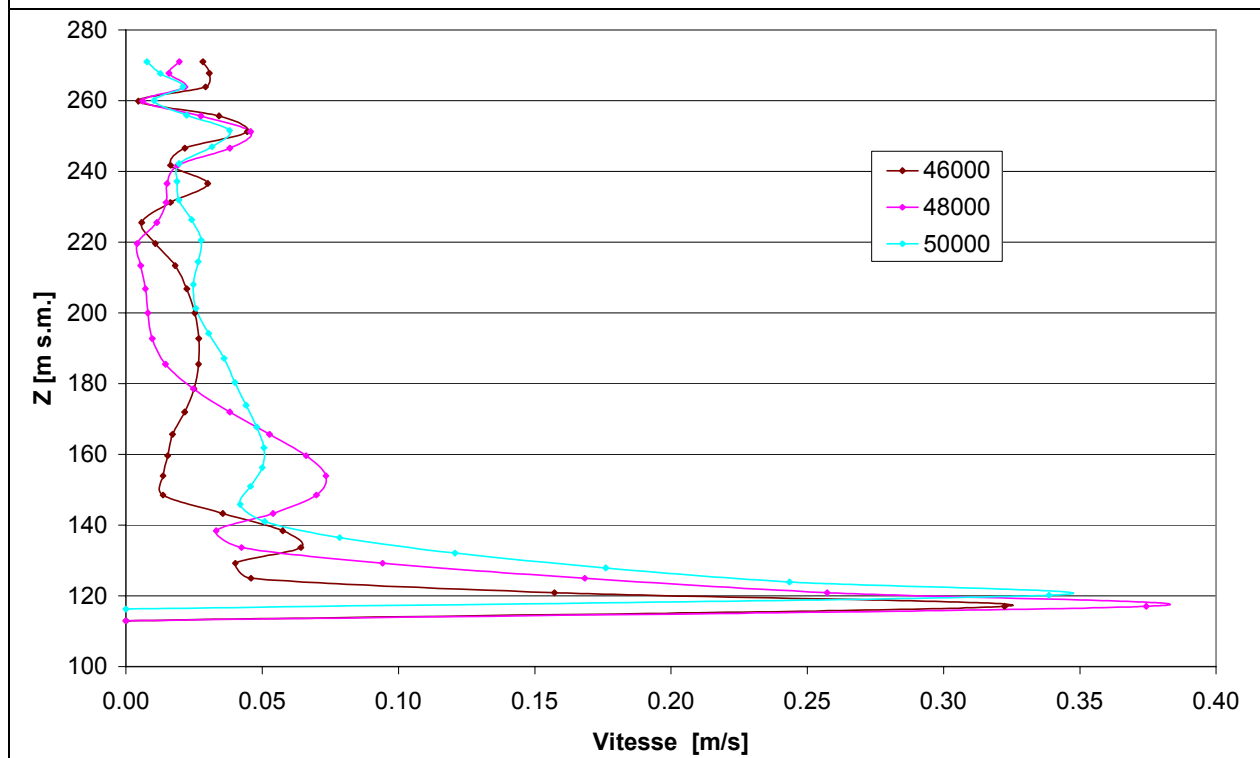
La concentration maximale dans le plan 1 vaut environ 0.10 % et se vérifie à  $t = 46'000$  s, c'est-à-dire 17 min après la pointe du solidogramme. Dans le deuxième plan le maximum se vérifie 17 min plus tard que dans le plan 1, ce qui est logique vu sa position plus éloignée par rapport à l'entrée du Cassarate. Sa valeur est plus de 2 fois inférieure à celle obtenue dans le plan 1. Le même rapport est respecté pour les valeurs du courant intrusif.

Pour les vitesses (Figure 7.11), la valeur maximale dans le plan 1 vaut 34 cm/s et correspond au moment de concentration maximale. La vitesse maximale dans le deuxième plan est légèrement supérieure (38 cm/s).

Les oscillations qui se produisent dans la partie supérieure du profil sont dues aux mélanges causés par le passage du courant de turbidité. L'orientation principale de ces vecteurs vitesse est dirigée vers le haut ce qui indique des échanges de masse du fond vers la partie supérieure. Cette particularité est analysée en détail dans le §7.7 qui traite des échanges verticaux de masse.



a) PLAN 1



b) PLAN 2

Figure 7.11: Profils verticaux de vitesse à trois instants différents dans les plans 1 et 2 (crue 1999).

Les résultats de l'analyse spatio-temporelle de la température dans les plans 1 et 2 se trouvent en annexe 7.3. Les profils verticaux de température sont présentés aux Figure 7.13 et Figure 7.14. Il faut prêter attention au fait que l'échelle de température est la même tandis que

celle d'altitude est différente pour les deux figures. L'évolution temporelle de la température du Cassarate est présentée une nouvelle fois à la Figure 7.12 à titre de rappel.

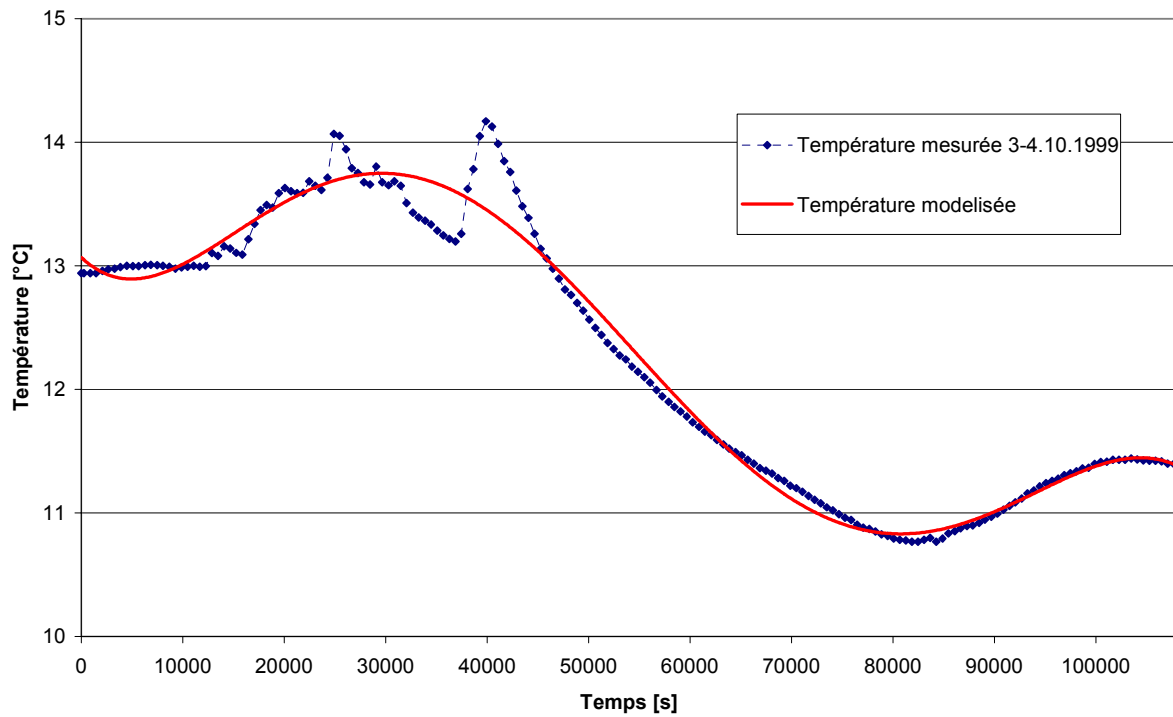


Figure 7.12: Température mesurée et modélisée dans le Cassarate (crue 1999).

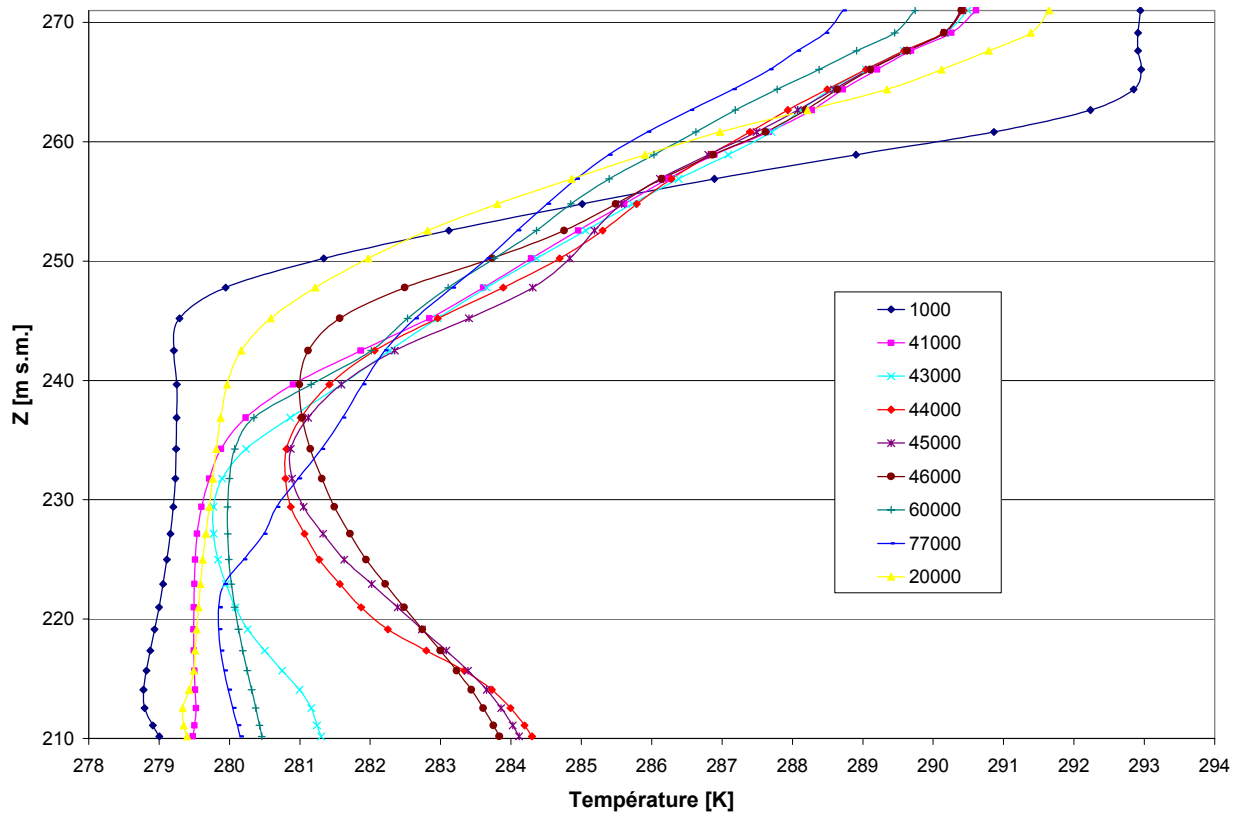


Figure 7.13: Profils verticaux de température à différents instants dans le plan 1 (crue 1999).

Dans le plan 1 la température maximale sur le fond du lac est atteinte à  $t = 44'000$  s (1h07 après la pointe de l'hydrogramme et 17 min avant celle du solidogramme). Elle vaut  $11.15^{\circ}\text{C}$ , c'est-à-dire  $5.15^{\circ}\text{C}$  de plus de la valeur au début de la crue.

En surface, la température diminue progressivement jusqu'à atteindre la valeur minimale de  $15.55^{\circ}\text{C}$  à la fin de la crue, soit  $4.45^{\circ}\text{C}$  en moins par rapport à la situation initiale. Ce comportement se vérifie aussi sur le fond du lac où la température atteint la valeur minimale de  $7^{\circ}\text{C}$ .

Par rapport au profil de température au début de la crue, une inversion thermique se présente dans la couche délimitée par la thermocline à une profondeur moyenne de 15 m.

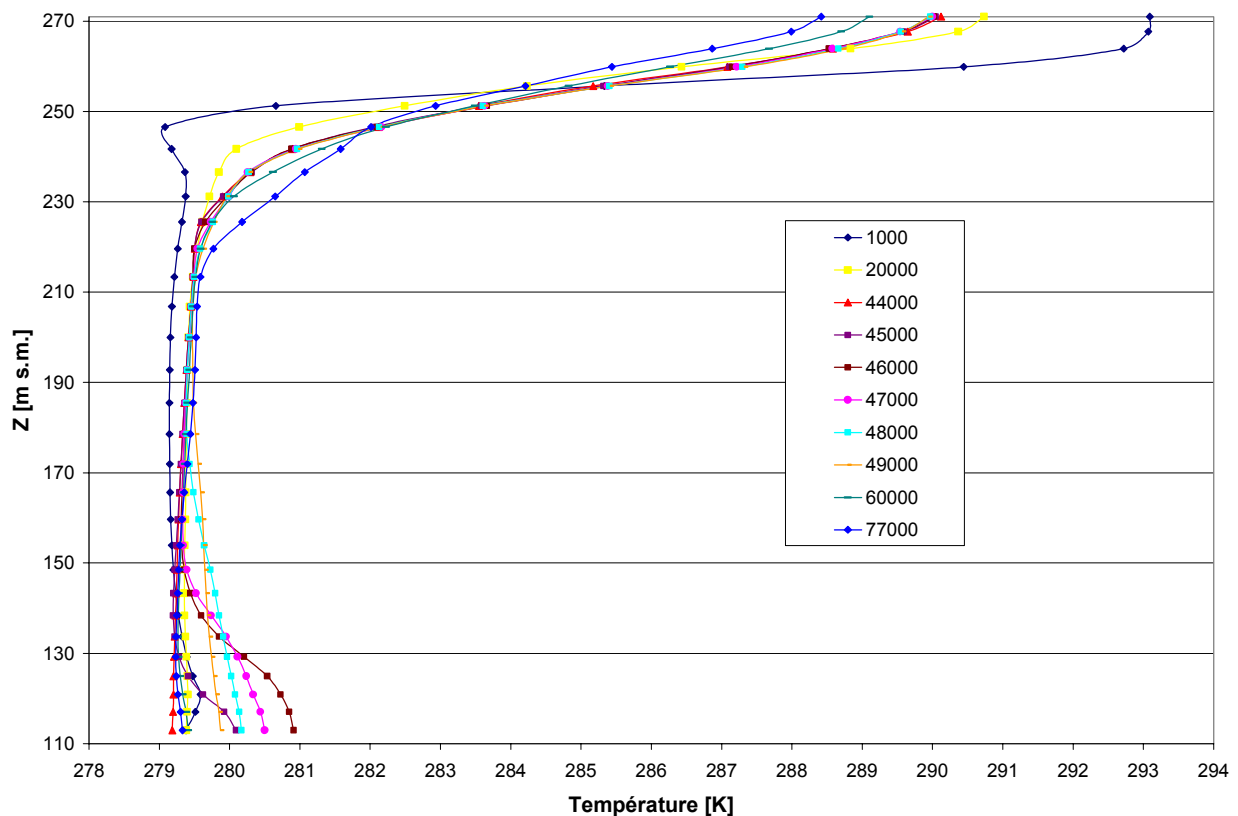


Figure 7.14: Profils verticaux de température à différents instants dans le plan 2 (crue 1999).

Un comportement analogue se vérifie dans le plan 2 mais avec des valeurs plus faibles vu que la distance à l'entrée est plus élevée. La température maximale sur le fond à l'instant  $t = 46'000$  s vaut  $7.75^{\circ}\text{C}$  ( $3.4^{\circ}\text{C}$  en moins par rapport au plan 1). A la surface la valeur de la température atteint  $15.3^{\circ}\text{C}$  comme dans le plan 1, ce qui indique un refroidissement uniforme du plan d'eau.

## 7.3 Crue 2000

### 7.3.1 Apports du Cassarate

La Figure 7.15 montre l'évolution des débits massiques liquide et solide calculé par CFX-4. La valeur maximale de la masse d'eau introduite dans le lac correspond à 48 % de celle de 1999. Les apports solides sont caractérisés par quatre pics, dont le plus important se produit au même instant que la pointe de l'hydrogramme et vaut 273 kg/s, c'est-à-dire 70 % du maximum de 1999.

Il faut remarquer que la durée de l'évènement simulé (3 jours et 13 heures) est nettement supérieure à celle des années 1999 et 1994 (21h40min).

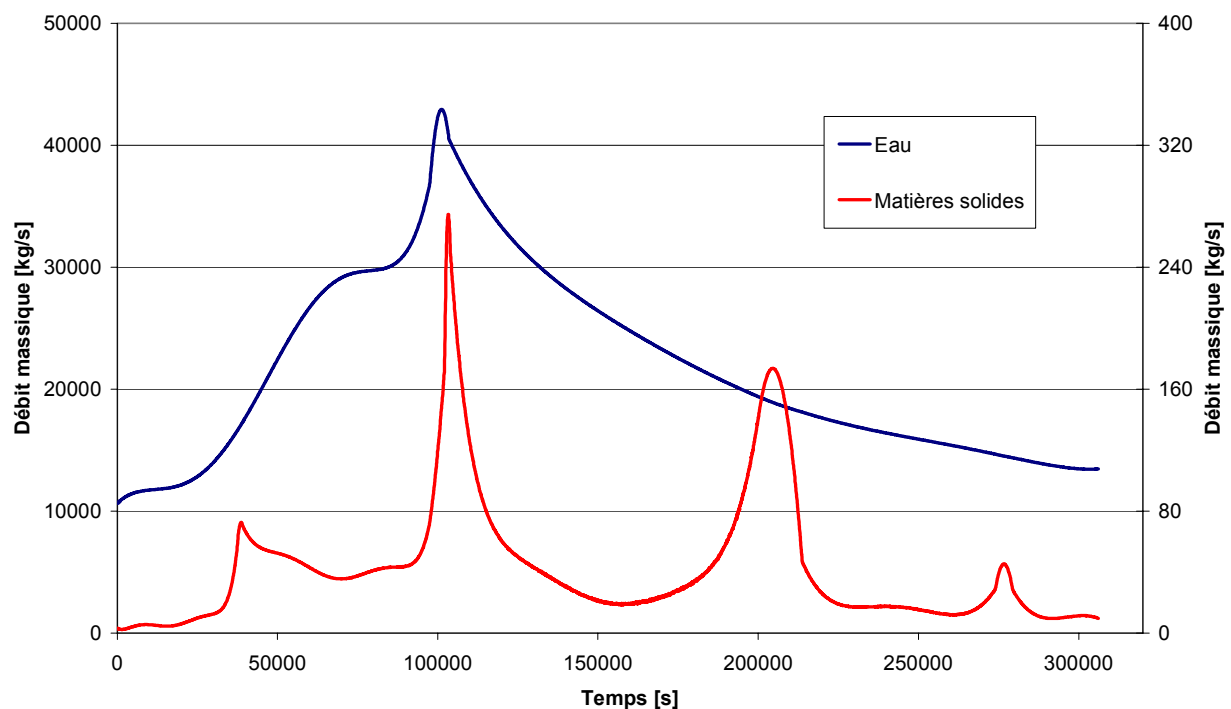


Figure 7.15: Débits massiques liquide et solide (crue 2000).

La Figure 7.16 superpose l'évolution de l'apport solide à la masse cumulée de matières solides dans le lac. La valeur à la fin du calcul atteint 11'200 tonnes, soit seulement 2.3 fois la valeur de 1999 alors que la durée de l'évènement est environ 4 fois supérieure.



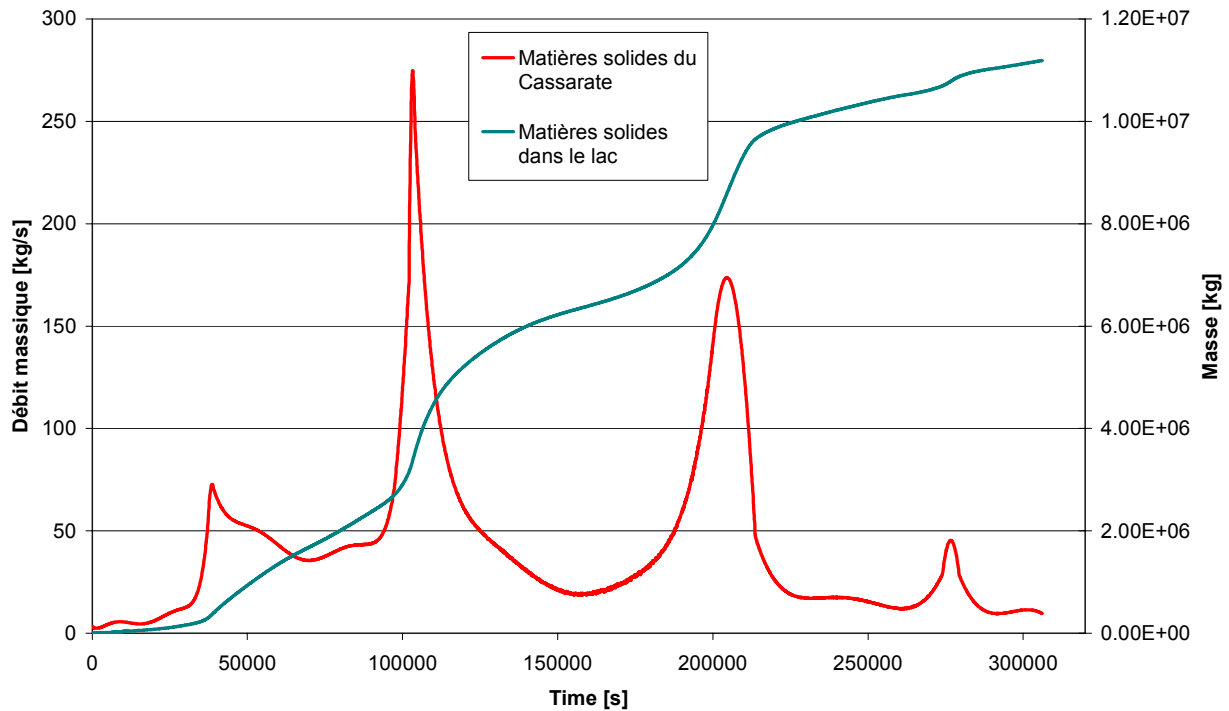


Figure 7.16: Débit massique solide et masse totale de matières solides dans le lac (crue 2000).

### 7.3.2 Intrusion et courant de turbidité

Les instants auxquels les images de Figure 7.18 se réfèrent sont repérés sur les courbes d'apport liquide et solide de la Figure 7.17.

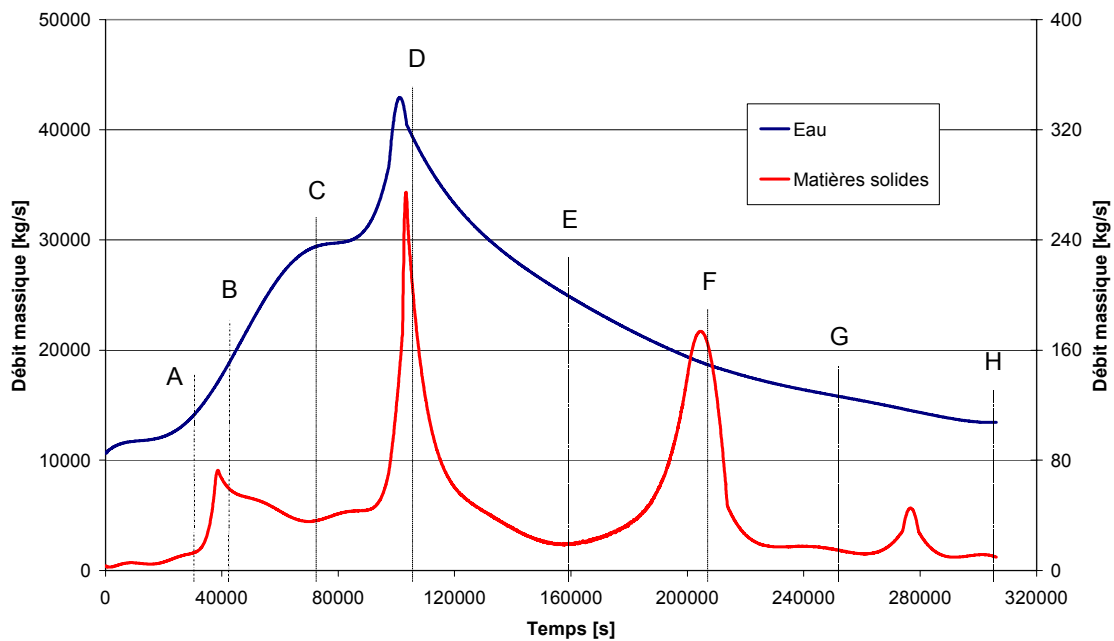


Figure 7.17: Points d'analyse sur les courbes de débits massiques (crue 2000).

Les figures qui suivent montrent des isosurfaces de concentration solide ( $1 \cdot 10^{-5}$ ), colorées en fonction de la profondeur.

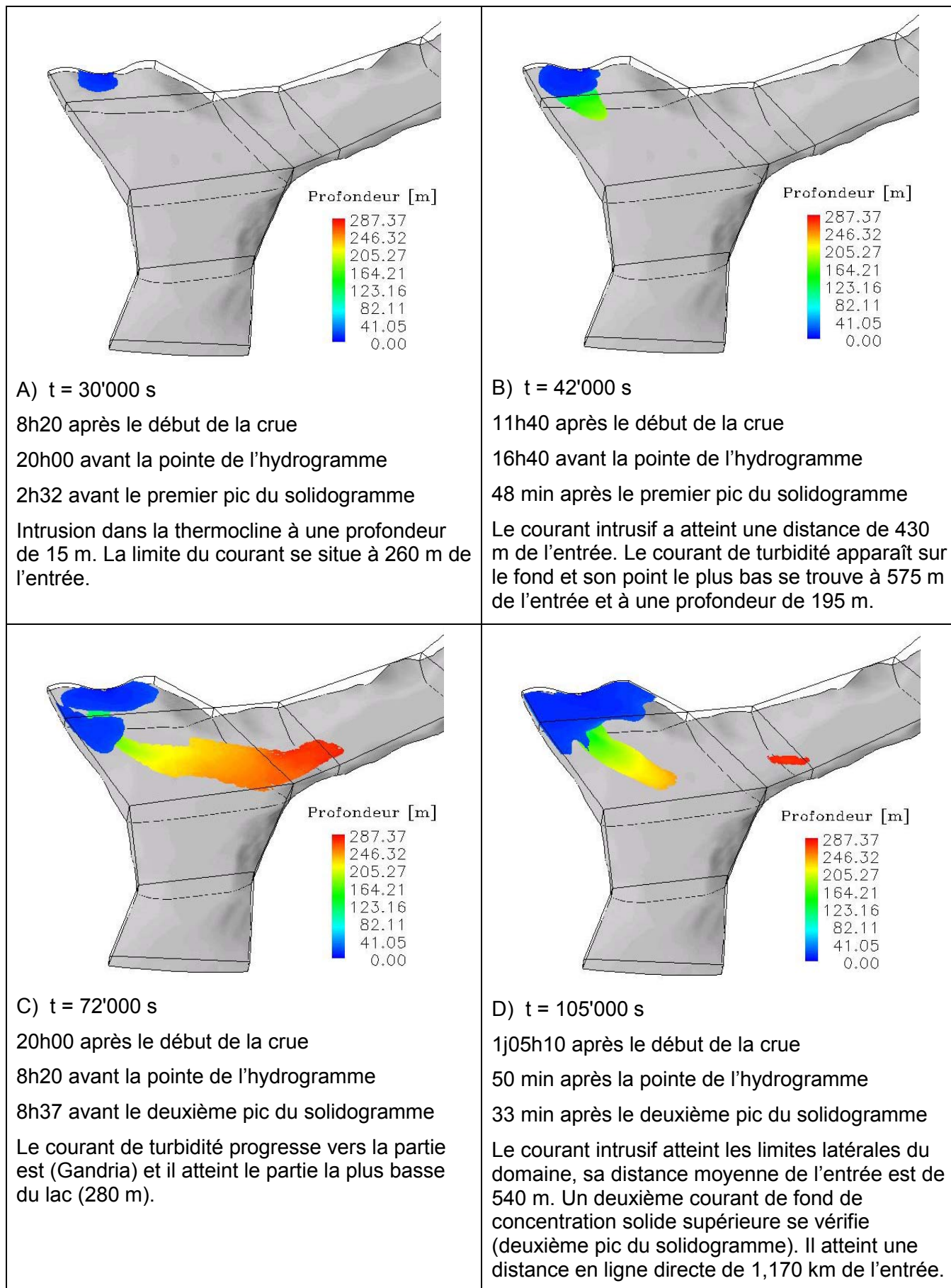


Figure 7.18a: Isosurfaces de concentration solide (10-5), évolution temporelle (crue 2000).

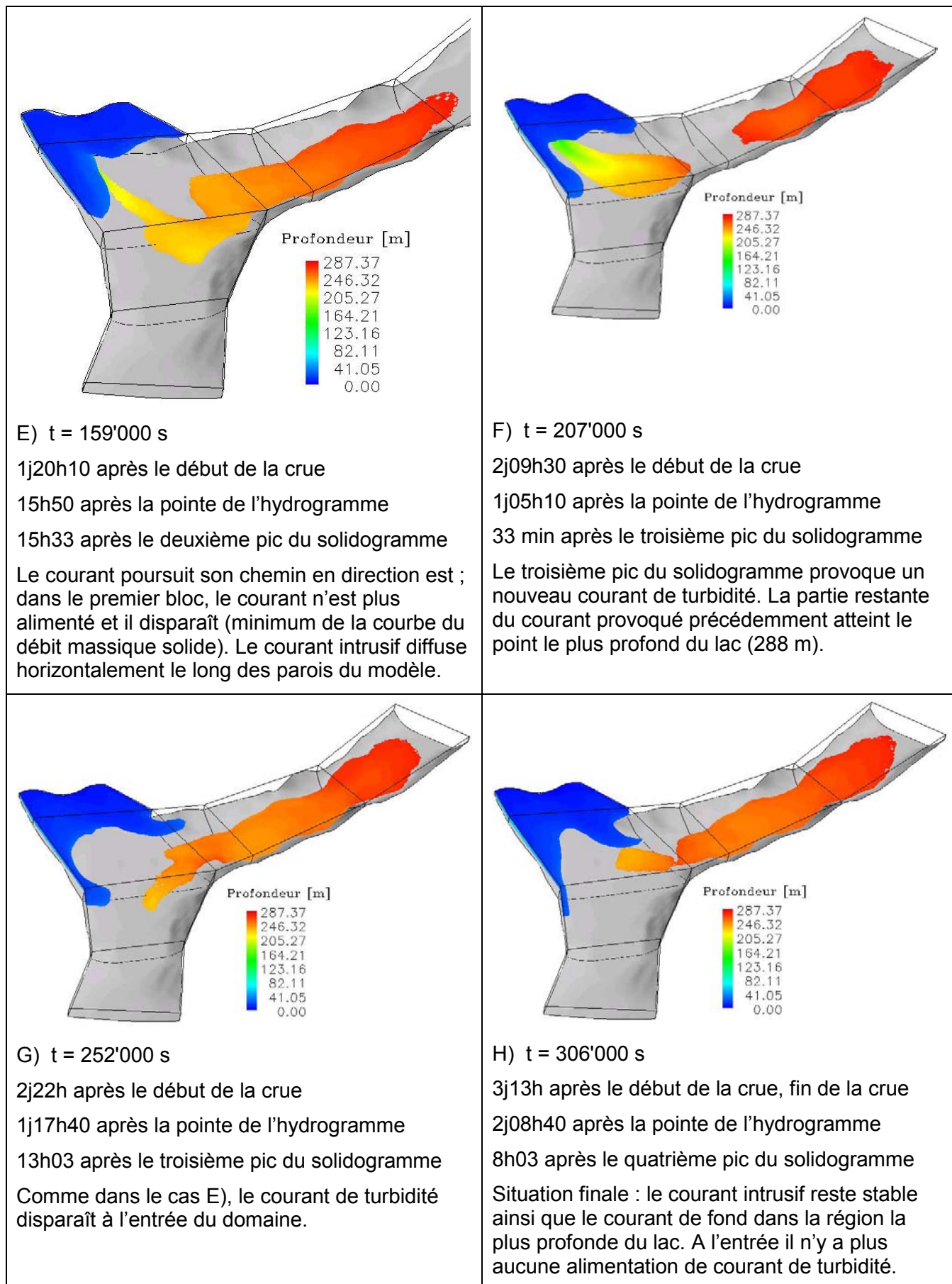


Figure 7.18b: Isosurfaces de concentration solide ( $10^{-5}$ ), évolution temporelle (crue 2000).

Une vue en plan du courant de turbidité sur le fond du lac est donnée à la Figure 7.19. Elle correspond à l'instant  $t = 117'000$  s, c'est-à-dire la partie de décrue après le pic maximal du solidogramme. La coloration est fonction de la concentration solide qui est maximale dans la zone rouge ( $\geq 1.0 \cdot 10^{-4}$ ) et qui diminue progressivement jusqu'à atteindre une valeur nulle dans la zone bleue.

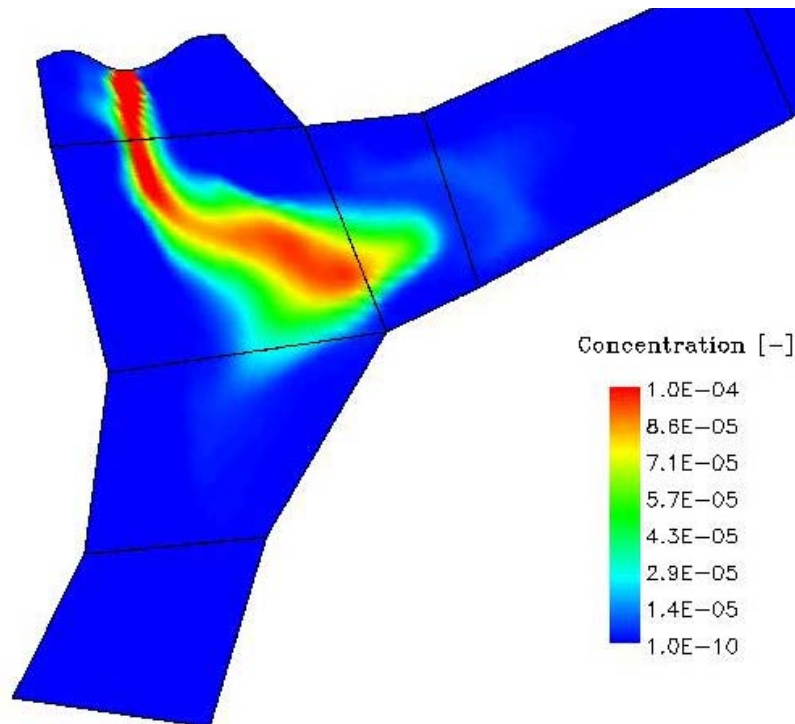
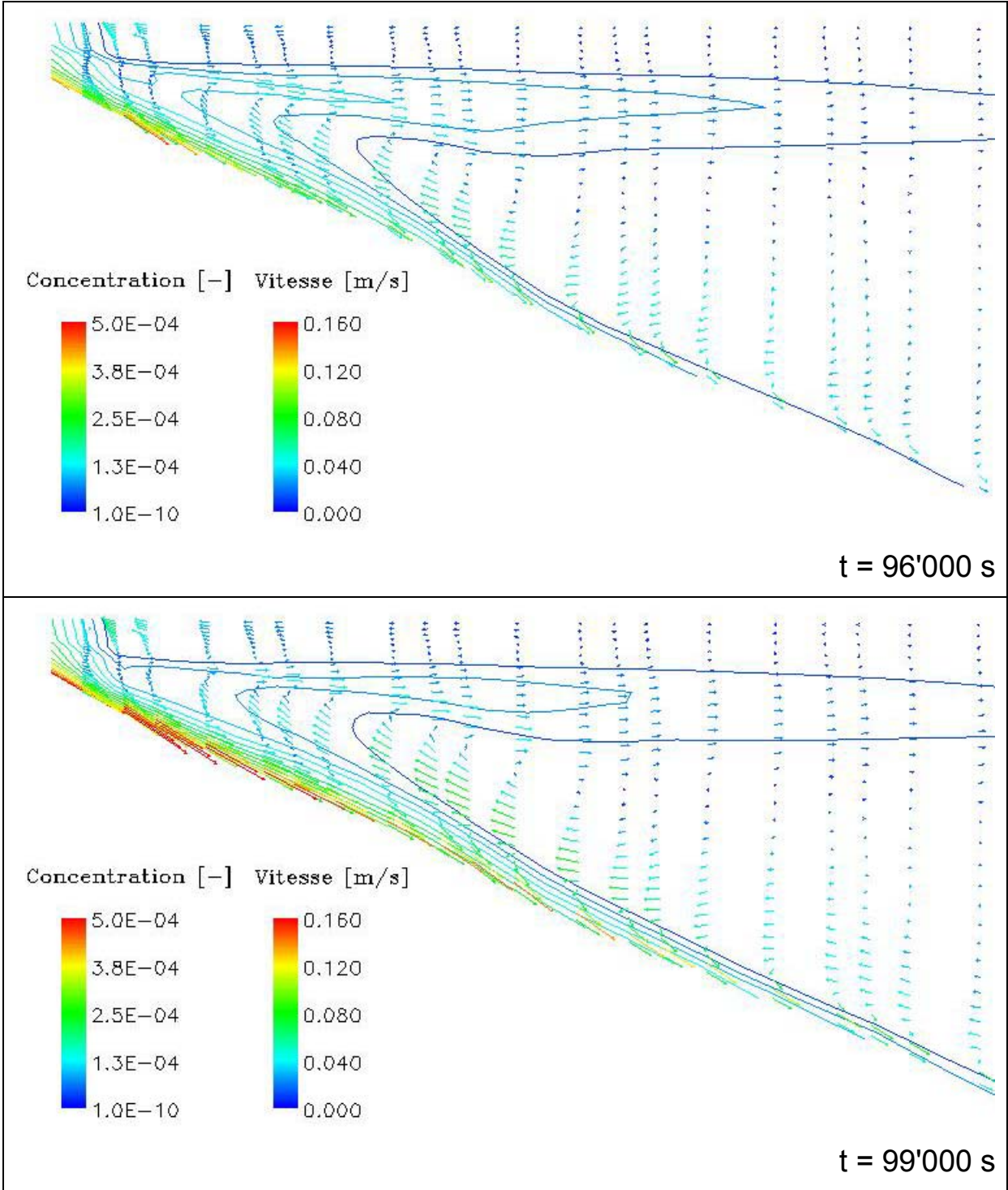


Figure 7.19: Vue en plan de la concentration solide sur le fond du lac à  $t = 117'000$  s (crue 2000).

Une représentation longitudinale par des isolignes de concentration solide et des vecteurs vitesse donne un meilleur aperçu des caractéristiques du courant de turbidité. Cette analyse, centrée autour du pic principal du solidogramme, entre  $t = 96'000$  s et  $t = 105'000$  s, est présentée à la Figure 7.20.





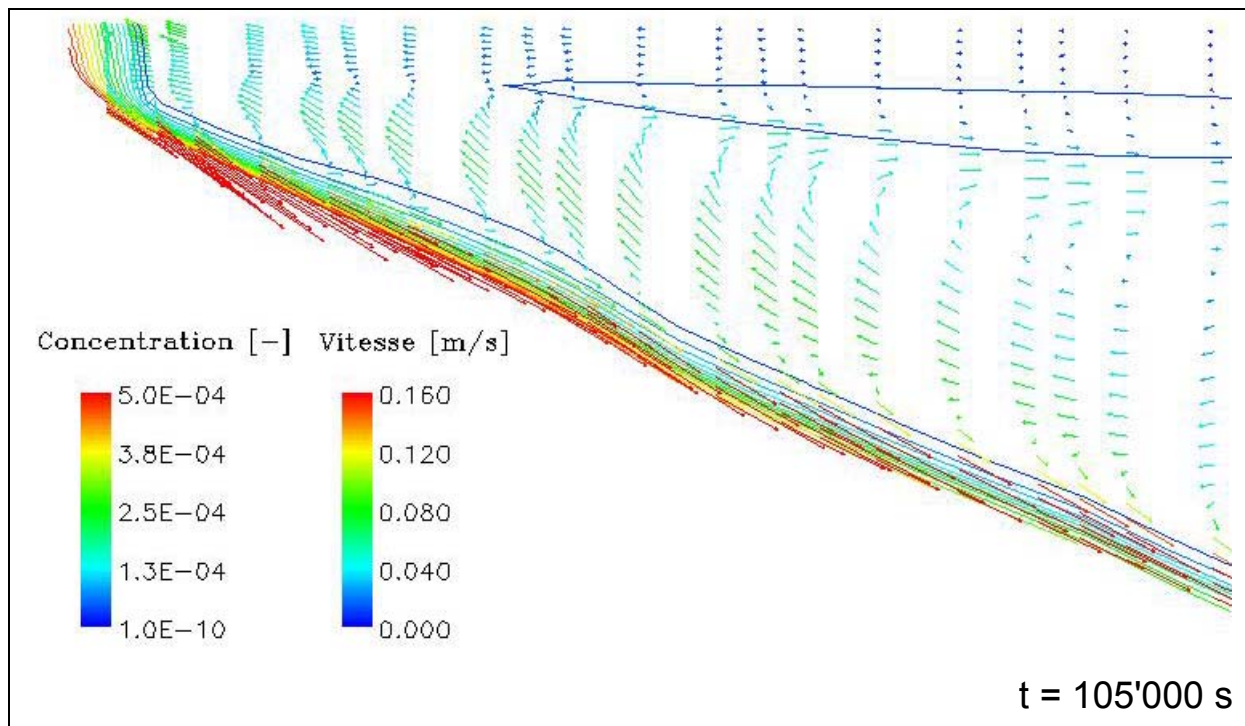


Figure 7.20: Isolignes de concentration et vecteurs vitesse à trois instants successifs dans le plan longitudinal (crue 2000).

### 7.3.3 Profils de concentration solide, vitesse et température

L'analyse des courants intrusif et de fond est faite de manière analogue à celle utilisée pour la crue de 1999. La Figure 7.21 représente une isosurface de concentration solide de valeur  $1 \cdot 10^{-4}$  au passage des plans de référence 1 et 2. Il faut rappeler que le plan 1 se trouve à une distance de 105 m de l'entrée du Cassarate ; pour le plan 2 cette distance vaut 325 m.

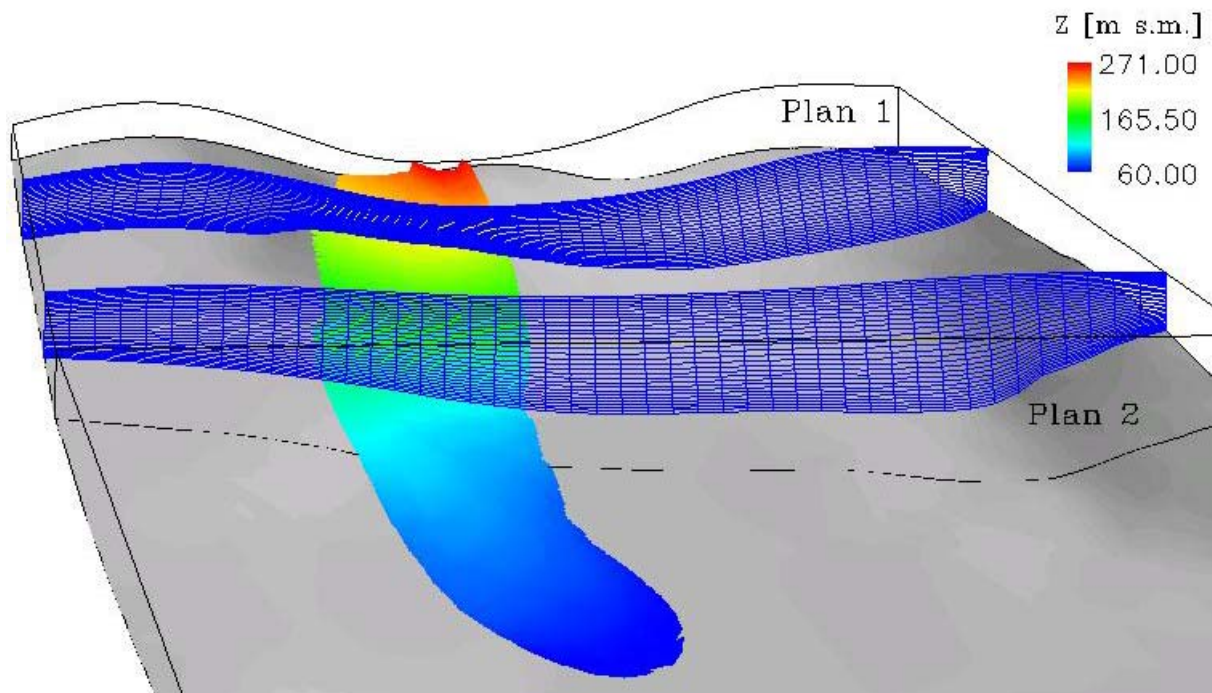


Figure 7.21: Courant de fond au passage des plans d'analyse 1 et 2 à  $t = 105'000$  s (crue 2000).

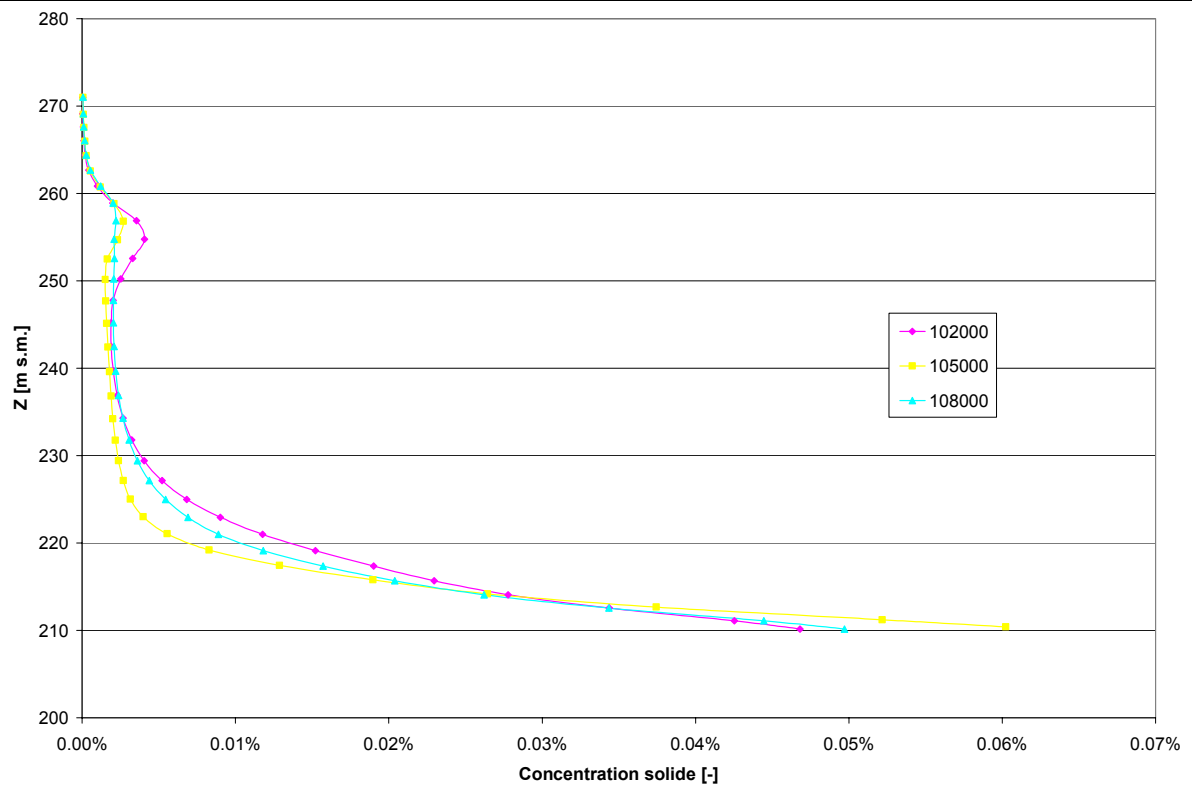
Contrairement à la crue de 1999, le courant intrusif n'est pas visible sur la Figure 7.21. Cela signifie que sa concentration en matières solides est inférieure à la valeur  $1 \cdot 10^{-4}$ .

Une analyse globale dans les deux plans a été faite et les résultats sont présentés en annexes 7.4, 7.5 et 7.6. A partir de ces graphiques il est possible de déterminer quand et où les valeurs maximales de concentration solide, vitesse et température sont atteintes. Les profils verticaux des trois variables sont présentés sur les figures 7.22 à 7.24 à différents instants centrés sur le maximum de la variable considérée.

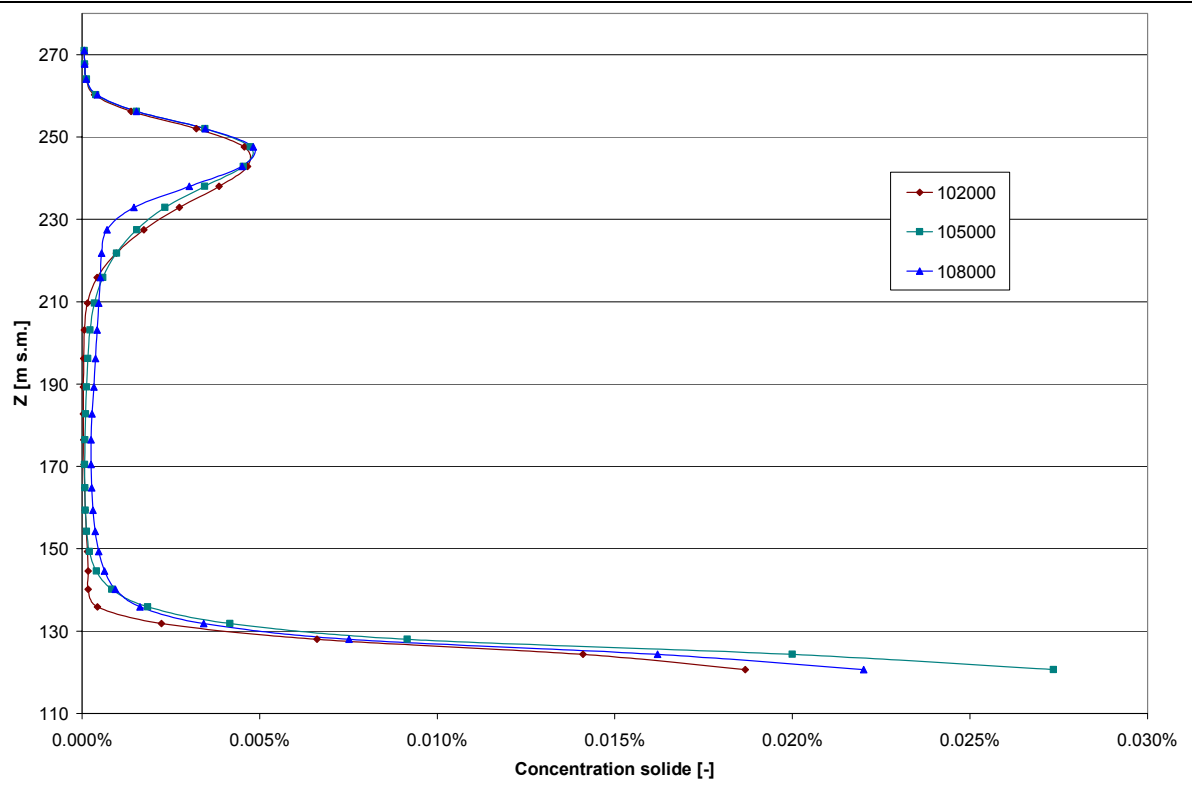
La Figure 7.22 montre le profil vertical de la concentration solide dans les deux plans à trois instants différents.

Dans le plan 1 le maximum vaut 0.06 % et il se vérifie au temps  $t = 105'000$  s, c'est-à-dire 33 min après le deuxième pic du solidogramme ; avant et après la valeur de la concentration solide diminue de 20 %.

Au plan 2 le maximum se vérifie au même instant que dans le plan 1 et sa valeur est inférieure de plus que 50 %.



a) PLAN 1



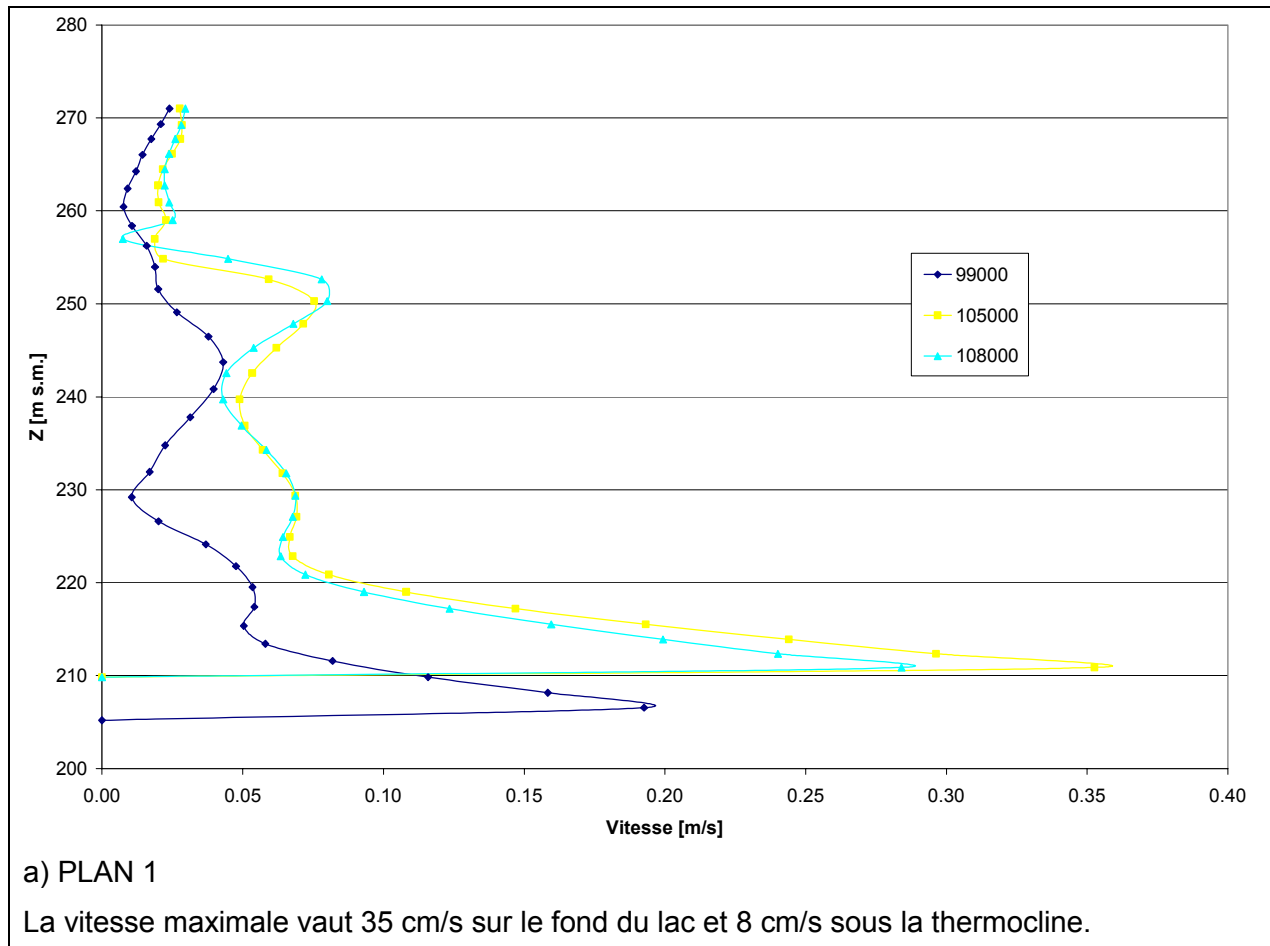
b) PLAN 2

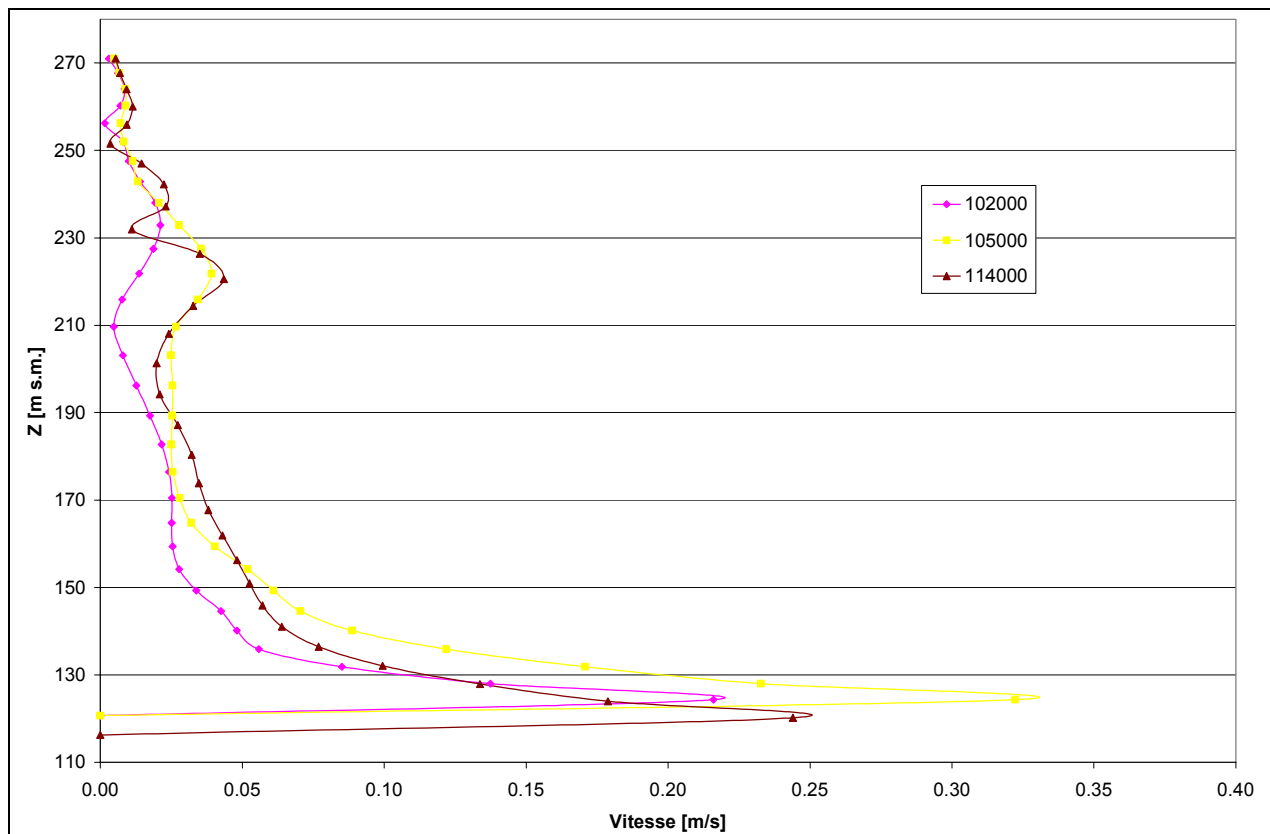
Figure 7.22: Profils verticaux de concentration solide à trois instants différents dans les plans 1 et 2 (crue 2000).



Comparées à celles de l'année 1999 les valeurs maximales de concentration solide sont inférieures de 40 %.

Les vitesses maximales sur le fond du lac sont montrées à la Figure 7.23. Elles sont atteintes à l'instant correspondant au maximum de concentration solide et, comme pour 1999, elles valent environ 35 cm/s.





#### b) PLAN 2

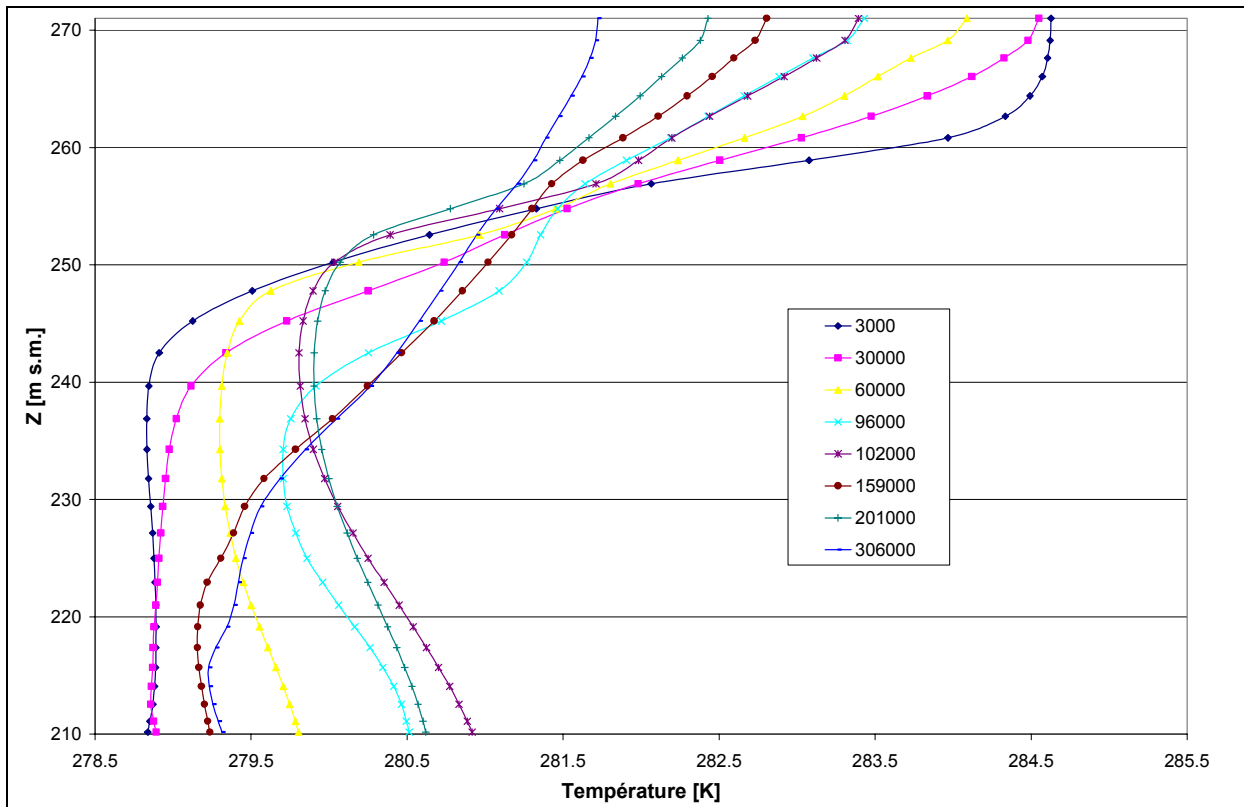
La valeur de la vitesse maximale est légèrement inférieure à 35 cm/s sur le fond tandis que sous la thermocline elle vaut 5 cm/s.

Figure 7.23: Profils verticaux de vitesse à trois instants différents dans les plans 1 et 2 (crue 2000).

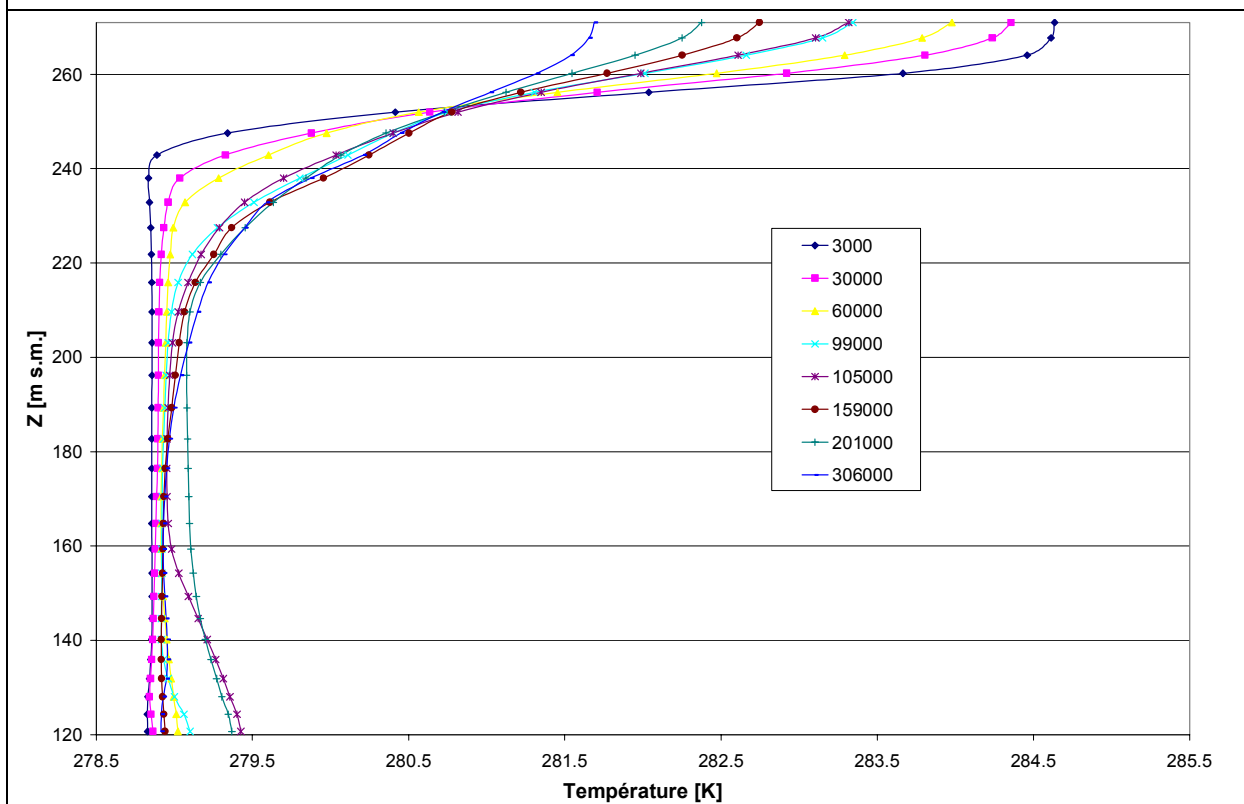
Les résultats de l'évolution de la température dans les deux plans sont montrés en annexe 7.6. A partir de ces données les profils verticaux de température correspondant à l'instant où celle-ci est maximale sur le fond sont présentés à la Figure 7.24.

Dans le plan 1 la température maximale sur le fond est atteinte à l'instant  $t = 102'000$  s (pointe de l'hydrogramme et 17 min avant la pointe du solidogramme) et elle vaut  $7.75^{\circ}\text{C}$ . La différence de température par rapport au début de la crue est de  $2.05^{\circ}\text{C}$ . Au niveau du plan d'eau la température diminue progressivement jusqu'à atteindre  $8.57^{\circ}\text{C}$  à la fin de la crue ( $2.93^{\circ}\text{C}$  en moins de la valeur initiale).

Dans le plan 2 le comportement est similaire. La température maximale sur le fond vaut  $6.27^{\circ}\text{C}$  ( $0.57^{\circ}\text{C}$  de plus qu'au début de la crue) et elle est atteinte à  $t = 105'000$  s, c'est-à-dire 50 min après le maximum dans le plan 1. La température en surface diminue progressivement et sa valeur atteint  $8.54^{\circ}\text{C}$  en fin de crue.



a) PLAN 1



b) PLAN 2

Figure 7.24: Profils verticaux de température à différents instants dans les plans 1 et 2 (crue 2000).

L'inversion thermique se fait à une profondeur moyenne de 15 m et elle est bien visible sur les deux figures.

## 7.4 Crue 1994

### 7.4.1 Apports du Cassarate

La Figure 7.25 montre l'évolution des débits massiques liquide et solide. Les valeurs maximales valent respectivement 115'000 et 695 kg/s ; la pointe du solidogramme est décalée de 37 min par rapport à celle de l'hydrogramme.

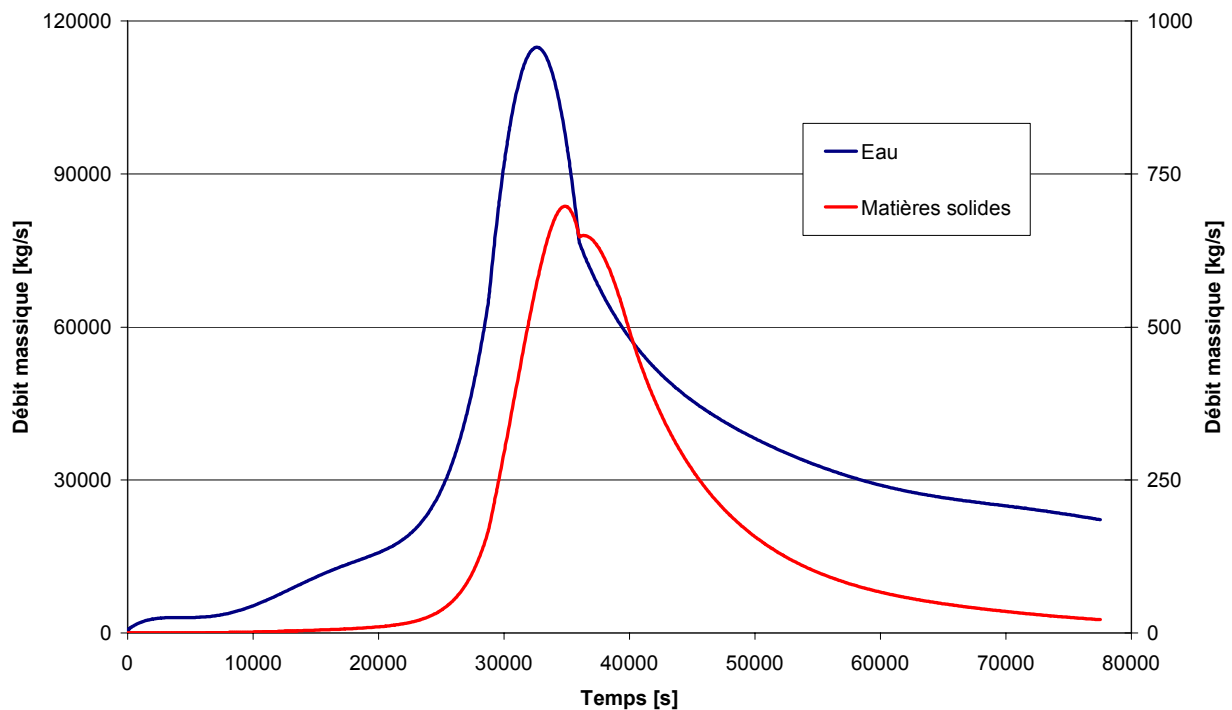


Figure 7.25: Débits massiques liquide et solide (crue 1994).

La Figure 7.26 superpose l'évolution du débit massique solide et de la masse cumulée des particules solides dans le lac.

A la fin du calcul, la masse totale de particules solides dans le lac atteint 9'450 tonnes, c'est-à-dire presque le double de la valeur trouvée en 1999. Il faut rappeler que, en l'absence de données, des hypothèses ont été faites sur la concentration volumétrique et son évolution temporelle (§6.2.2).

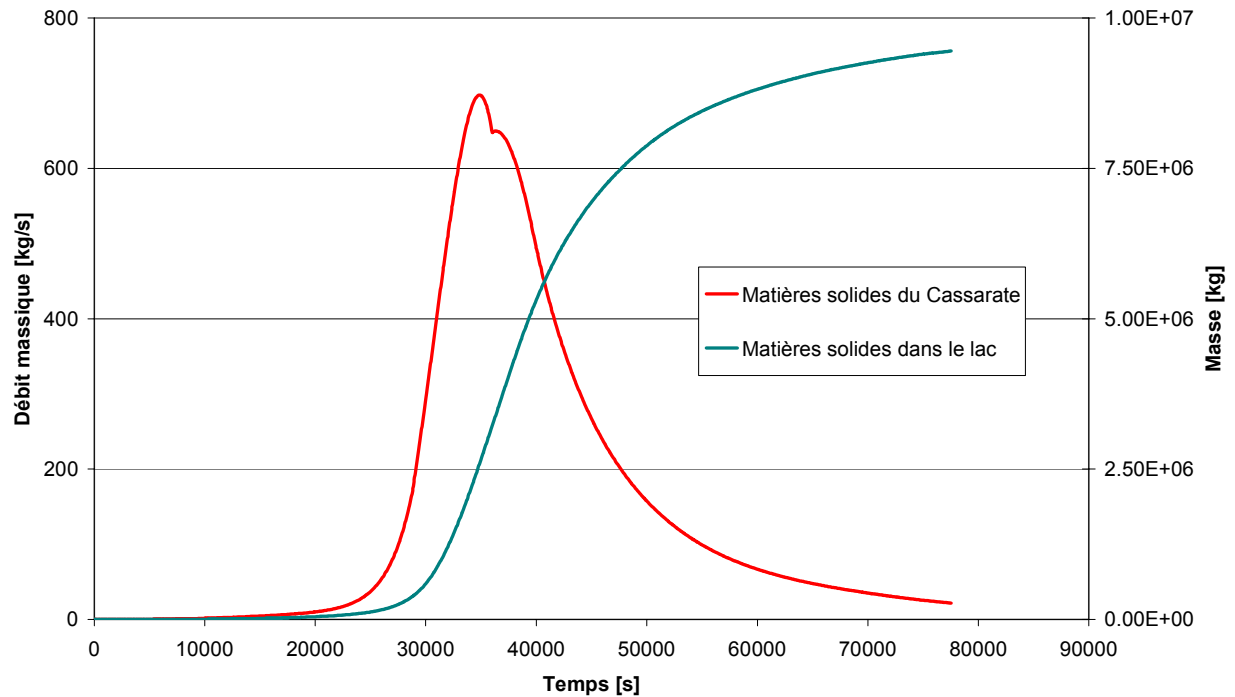


Figure 7.26: Débit massique solide et masse totale de matières solides dans le lac (crue 1994).

#### 7.4.2 Intrusion et courant de turbidité

Les isosurfaces présentées dans les images de la Figure 7.28 qui suivent montrent la progression du courant au cours du temps. Elles possèdent la valeur constante de concentration en matières solides de  $1 \cdot 10^{-5}$  et la coloration se fait en fonction de la profondeur.

La Figure 7.27 repère les points d'analyse sur les courbes de débits massiques.

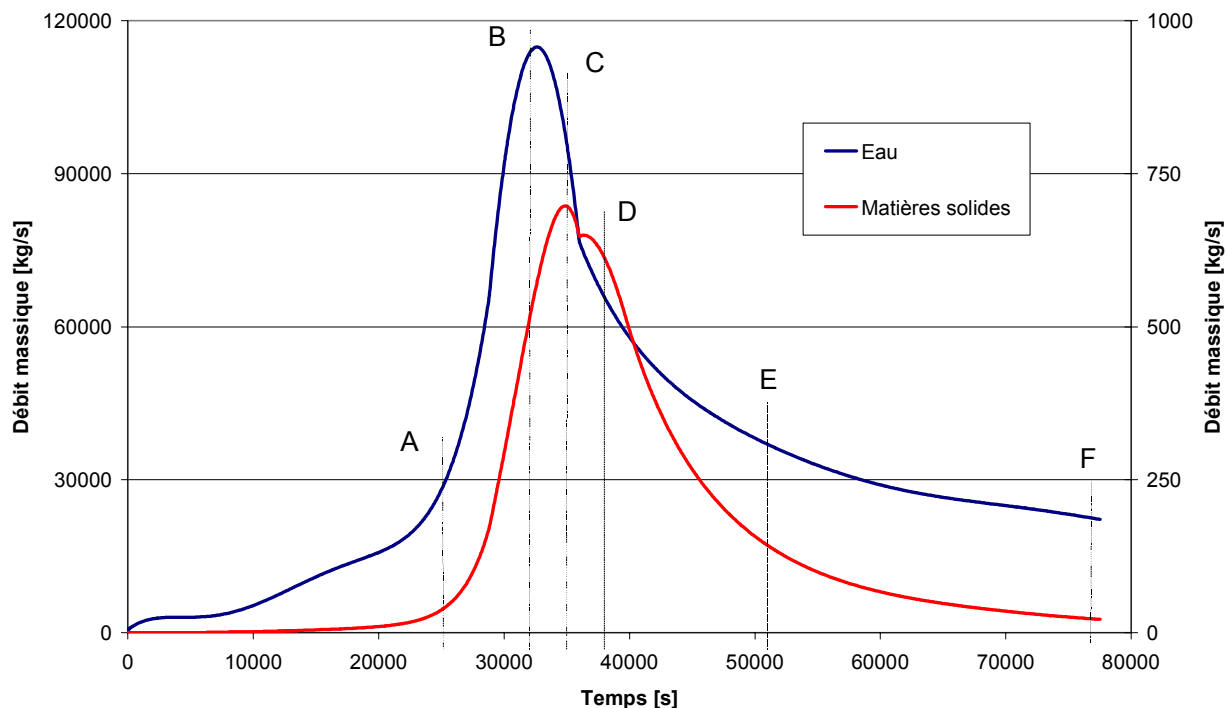
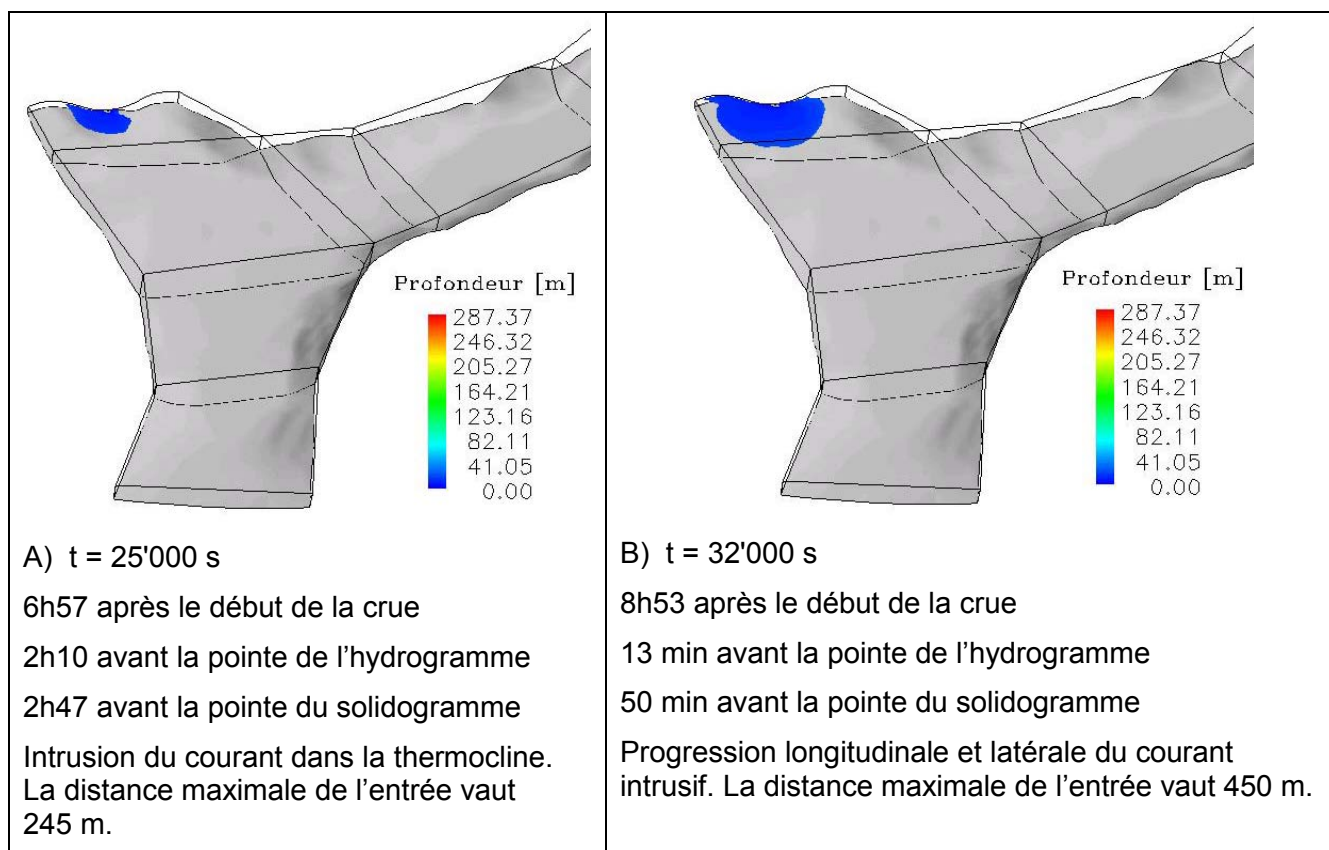


Figure 7.27: Points d'analyse sur les courbes de débits massiques.



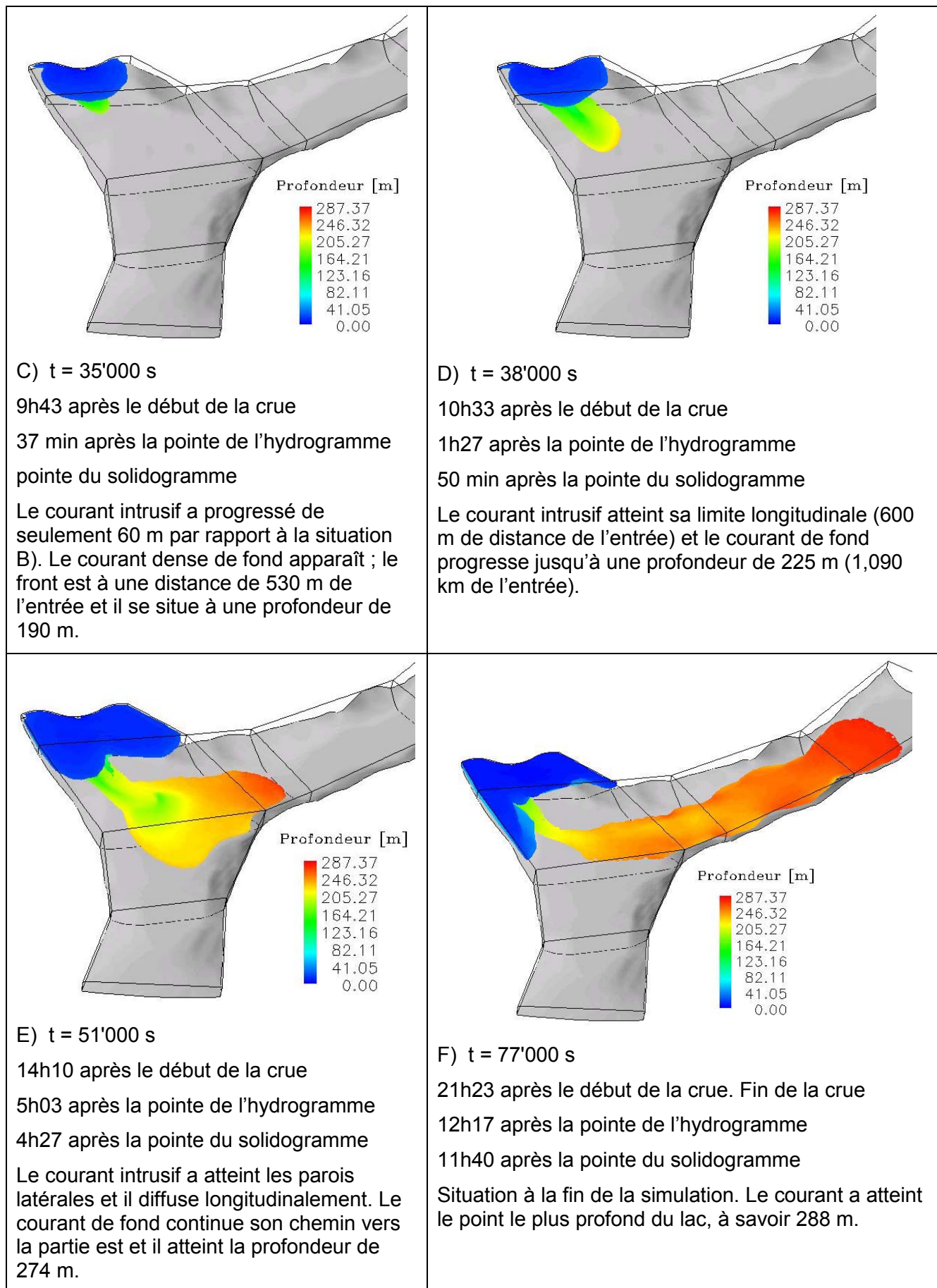


Figure 7.28: Isosurfaces de concentration solide ( $10^{-5}$ ), évolution temporelle (crue 1994).

La Figure 7.29 montre la concentration solide sur le fond du lac après le passage de la crue, à l'instant  $t = 54'000$  s. La partie fine en rouge indique l'axe principal de l'écoulement et elle correspond au tronçon raide ; la zone élargie indique une profondeur presque constante où le courant tend à se répartir sur le fond.

Le courant de turbidité poursuit son chemin en direction de Gandria. En direction sud (Melide) le courant semble être stoppé car il ne possède pas la quantité de mouvement nécessaire pour continuer.

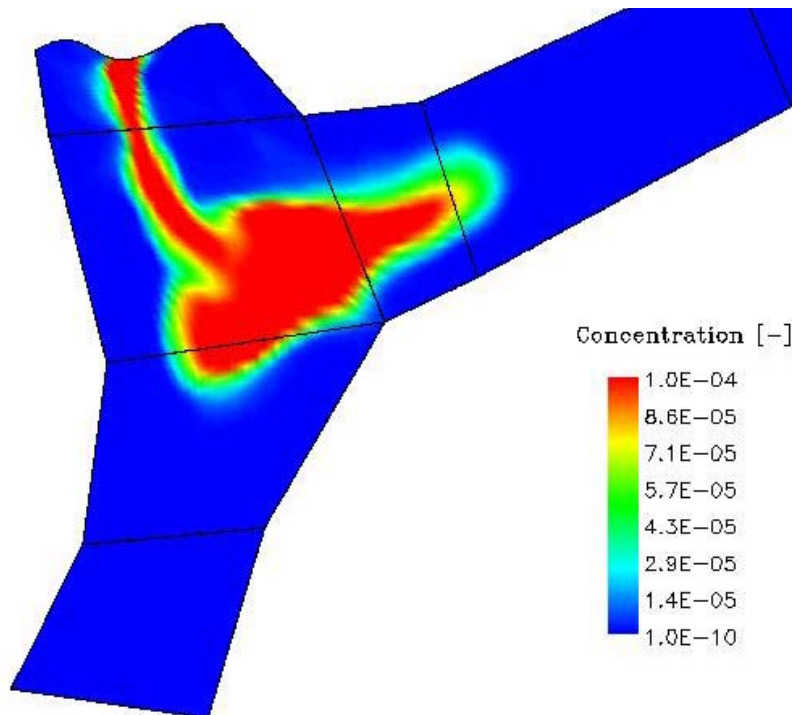
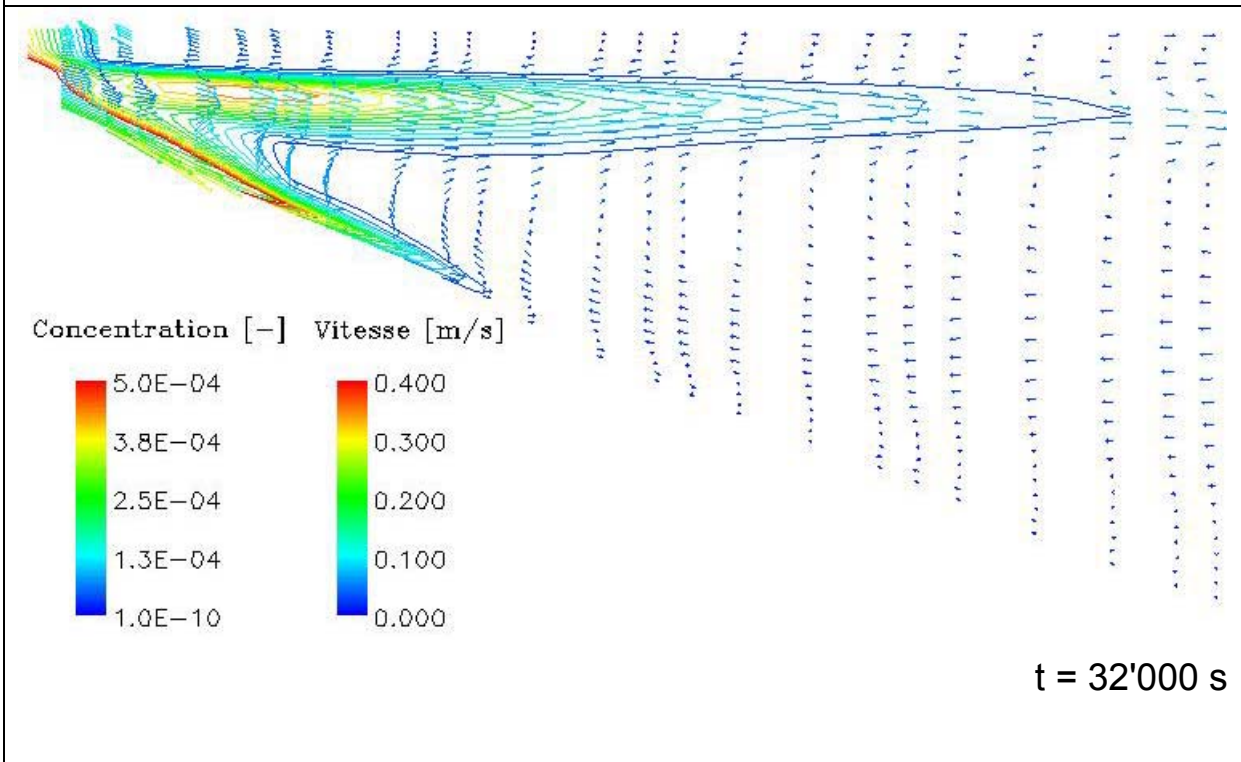
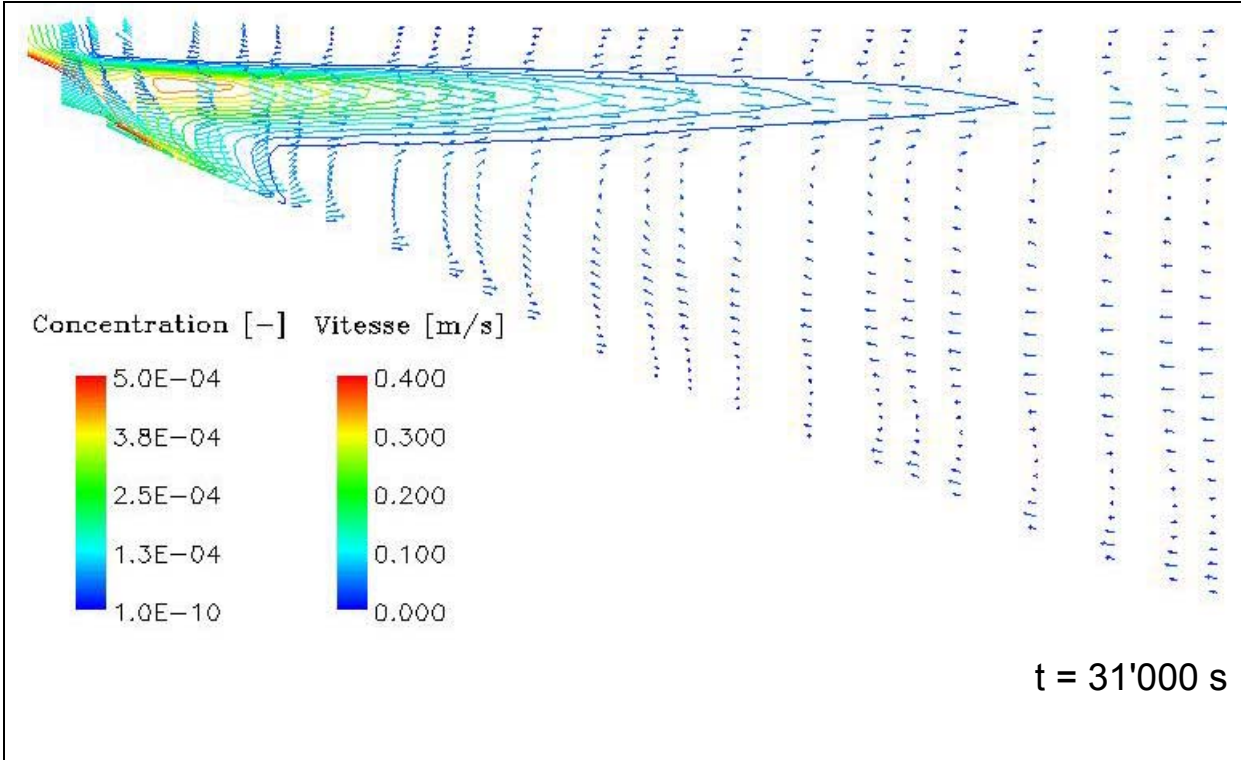


Figure 7.29: Vue en plan de la concentration solide au fond du lac à  $t = 54'000$  s (crue 1994).

Quatre profils longitudinaux dans l'axe principal de l'écoulement sont présentés à la Figure 7.30. Les isolignes de concentration solide et les vecteurs vitesse montrent que le courant sur le fond apparaît à l'instant  $t = 32'000$  s, c'est-à-dire 50 min avant la pointe du solidogramme et 13 min avant celle de l'hydrogramme.





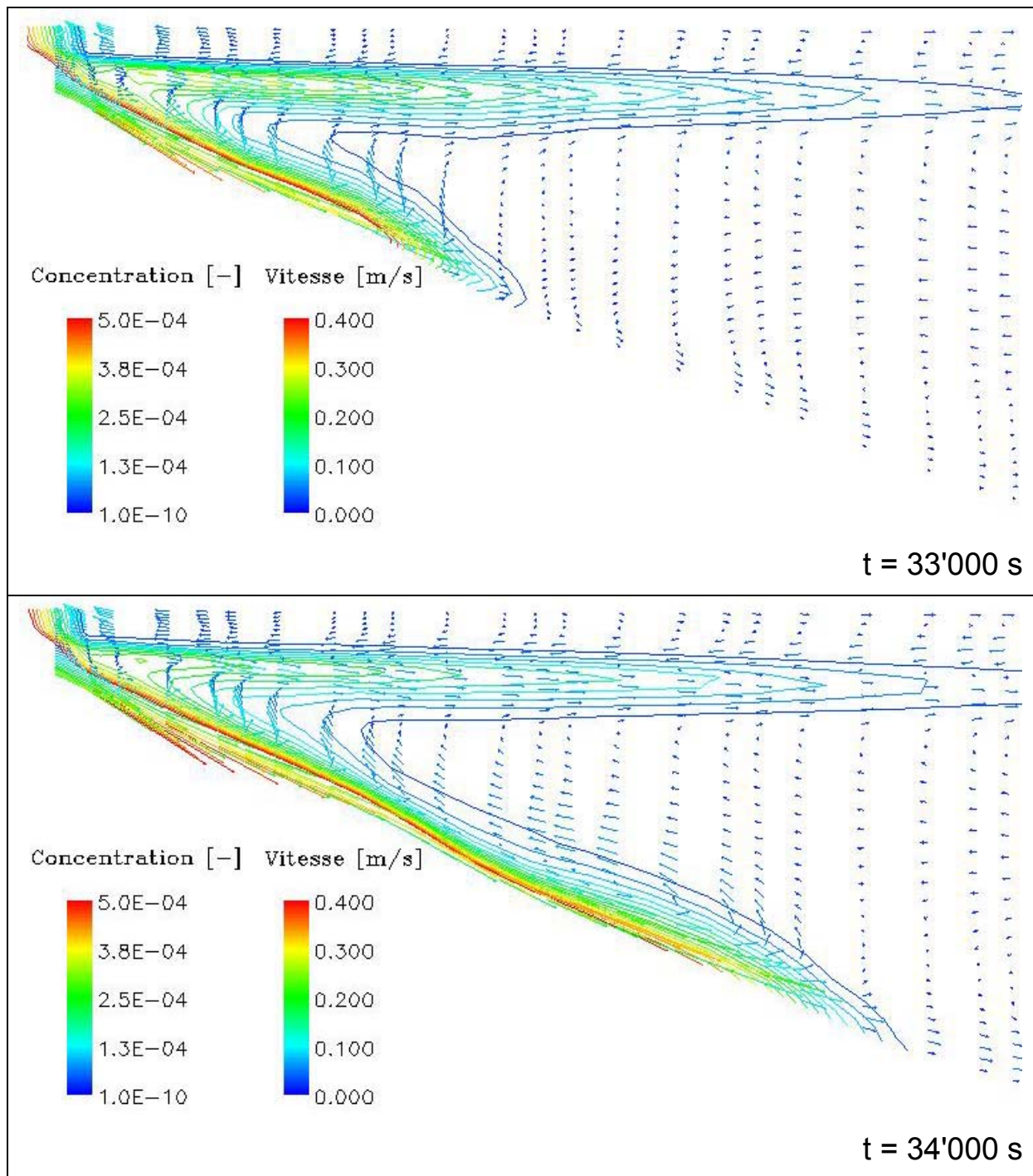


Figure 7.30: Isolignes de concentration et vecteurs vitesse dans le plan longitudinal à quatre instants successifs (crue 1994).

En repérant un point sur une isoligne de concentration solide il est possible de calculer la vitesse moyenne d'avancement du front. Entre l'instant  $t = 32'000$  s et  $t = 33'000$  s le courant a parcouru 50 m ce qui indique une vitesse moyenne de 5 cm/s ; pendant l'intervalle suivant la distance parcourue est de 140 m et la vitesse correspondante vaut 14 cm/s.

Un zoom sur le front du courant à l'instant  $t = 33'000$  s est présenté à la Figure 7.31. L'échelle de vitesse a été modifiée afin de mettre en évidence les vecteurs vitesse du front et du corps du courant de turbidité, ainsi que les vecteurs vitesse dirigés vers le haut provoqués par le brassage au passage du courant de turbidité.

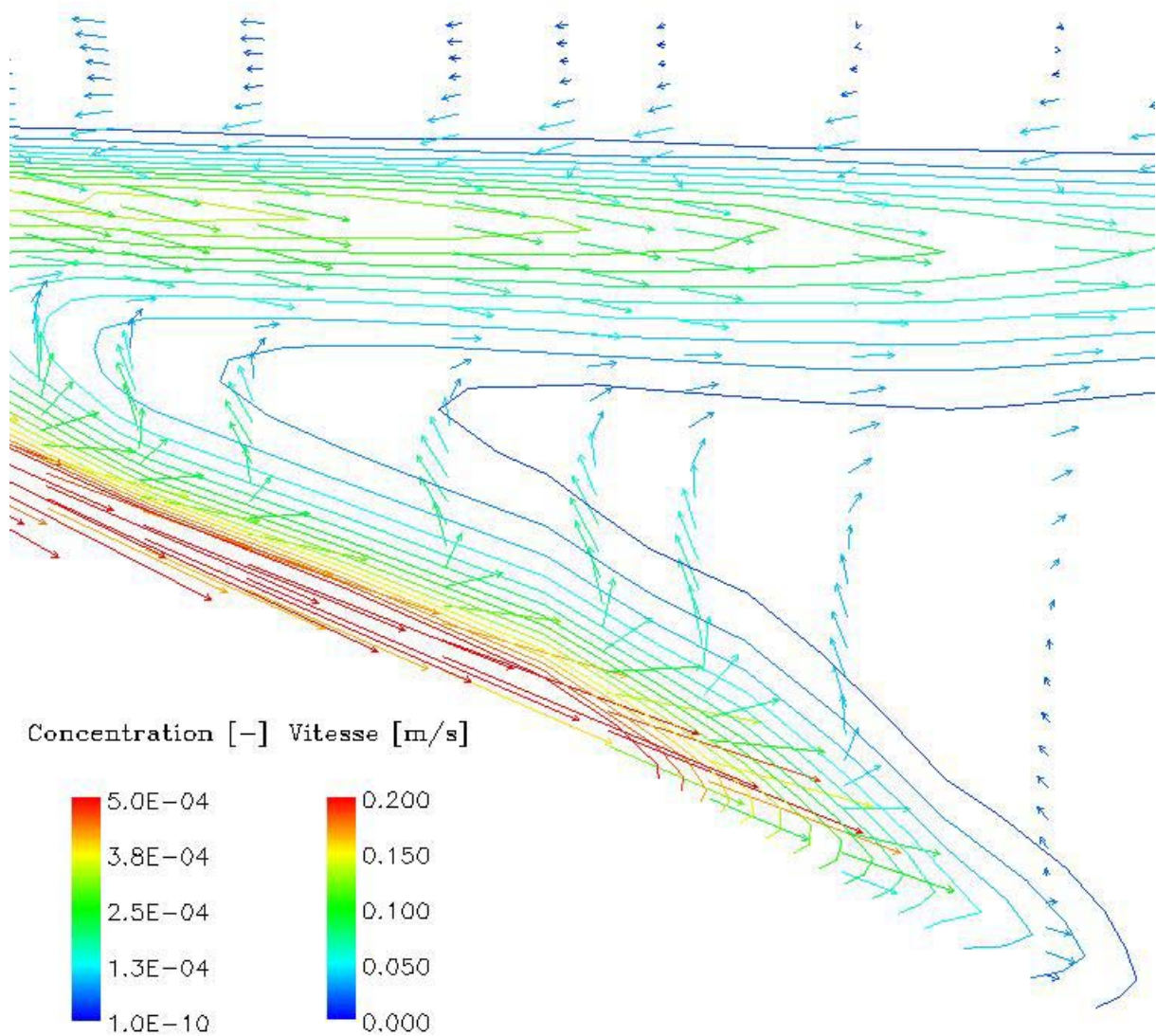


Figure 7.31: Zoom sur le front du courant de turbidité à  $t = 33'000$  s (crue 1994).

### 7.4.3 Profils de concentration solide et de vitesse

L'analyse est effectuée dans les plans 1 et 2 montrés à la Figure 7.32.

L'évolution de la concentration solide et de la vitesse dans les plans de référence est montrée en annexes 7.7 et 7.8. Les profils verticaux obtenus autour de la valeur maximale sont présentés ci-après.



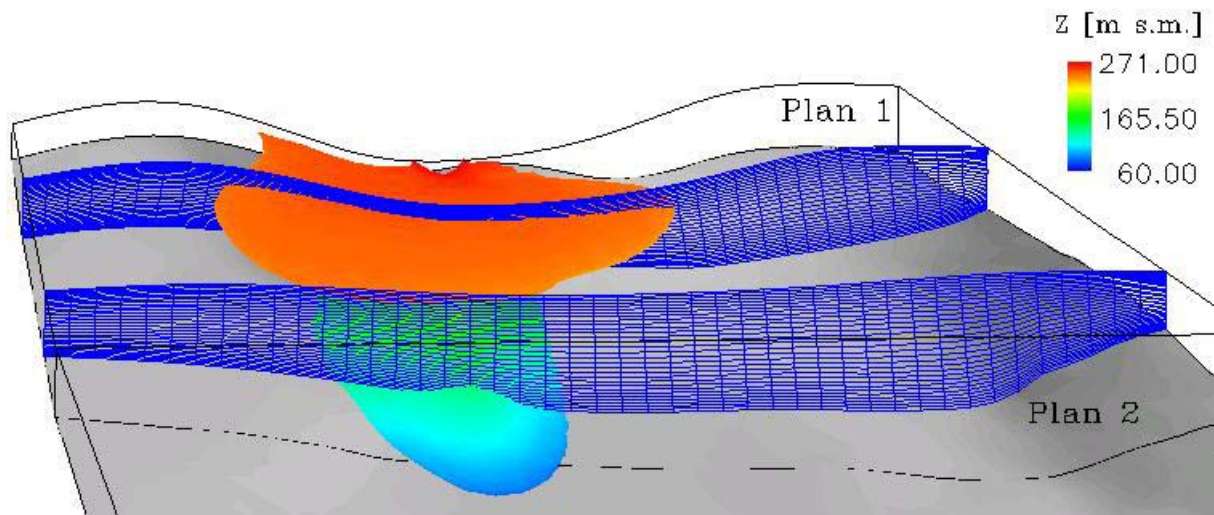
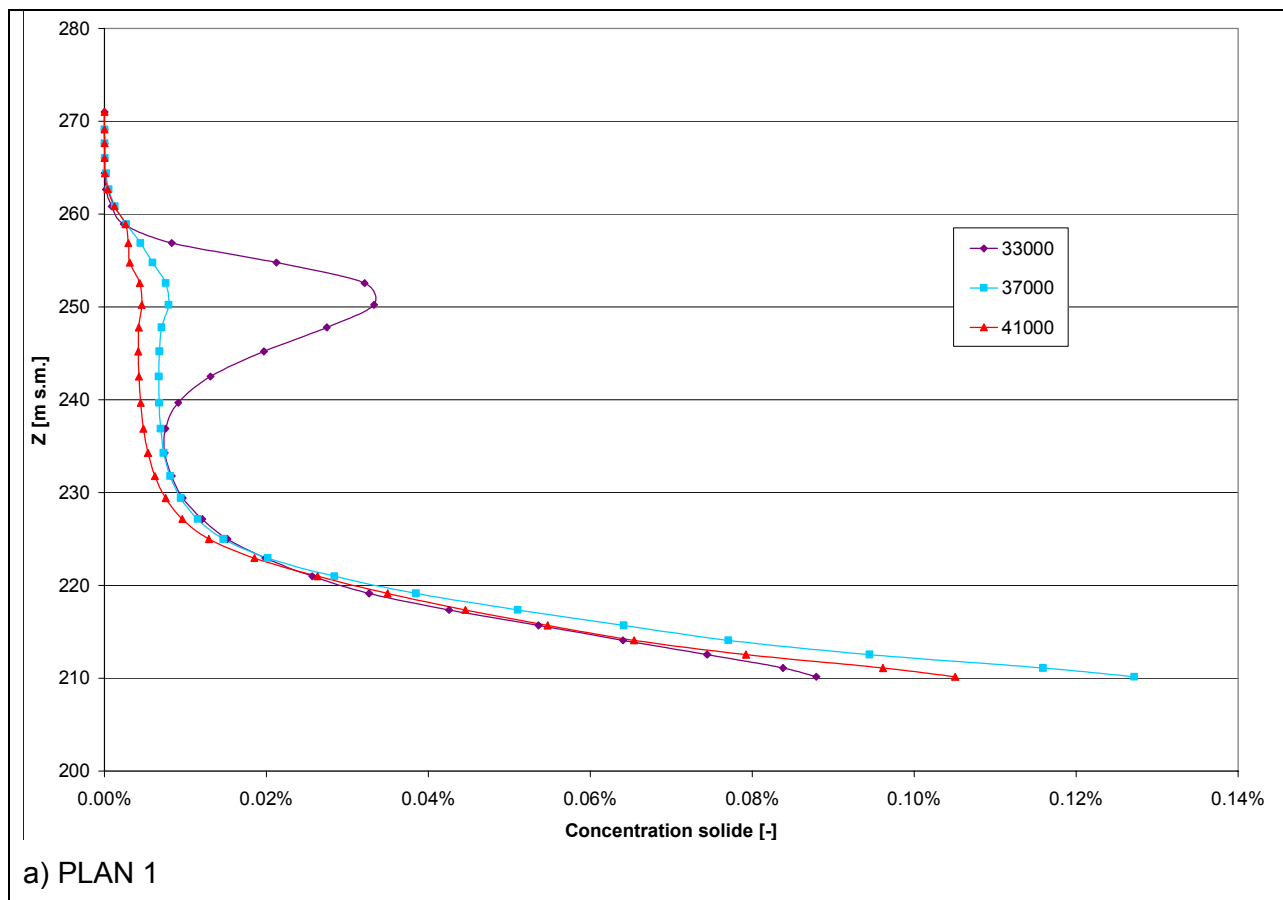


Figure 7.32: Courants intrusif et de fond au passage des plans d'analyse 1 et 2 à  $t = 35'000$  s (crue 1994).

Les graphiques de la Figure 7.33 montrent la distribution verticale de la concentration solide à trois instants différents.



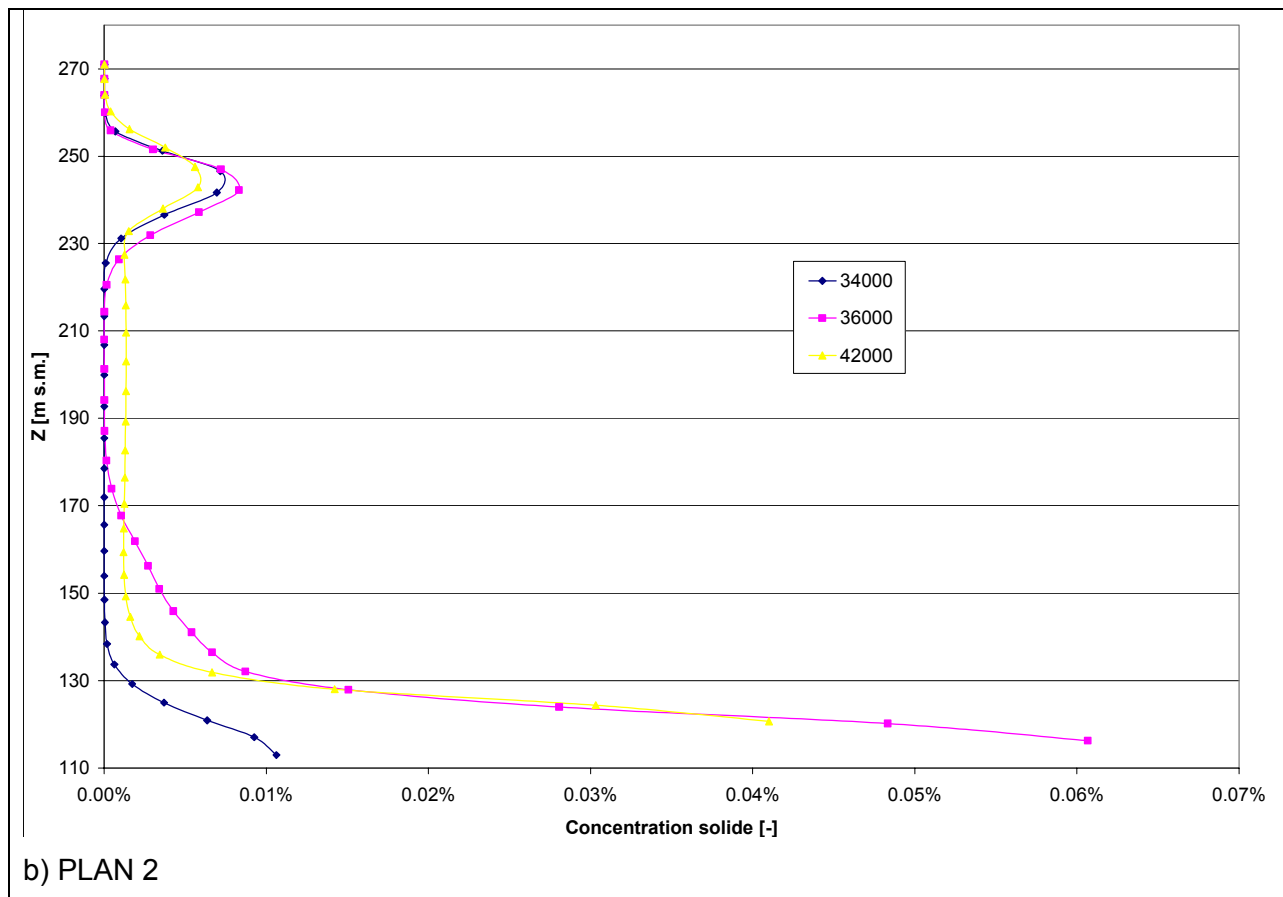
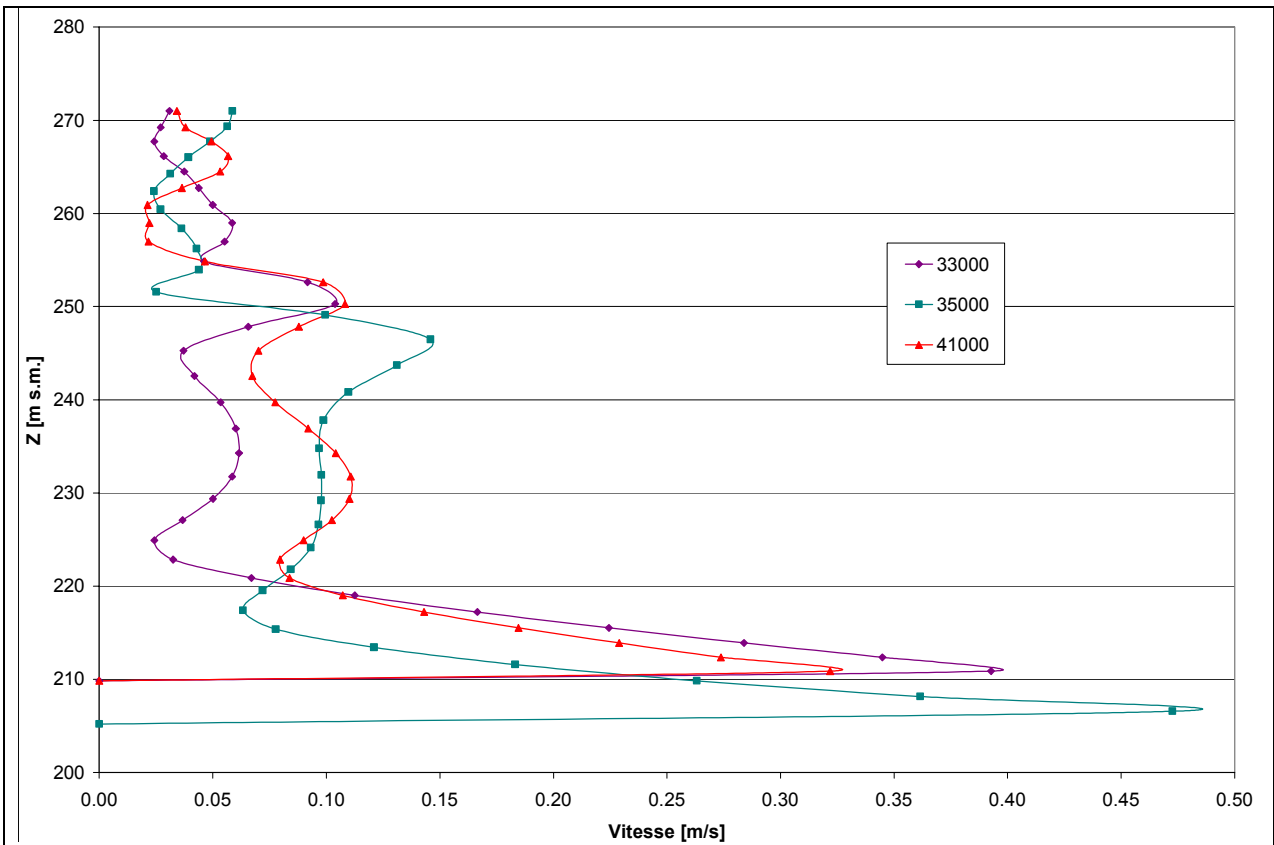


Figure 7.33: Profils verticaux de concentration solide à trois instants différents dans les plans 1 et 2 (crue 1994).

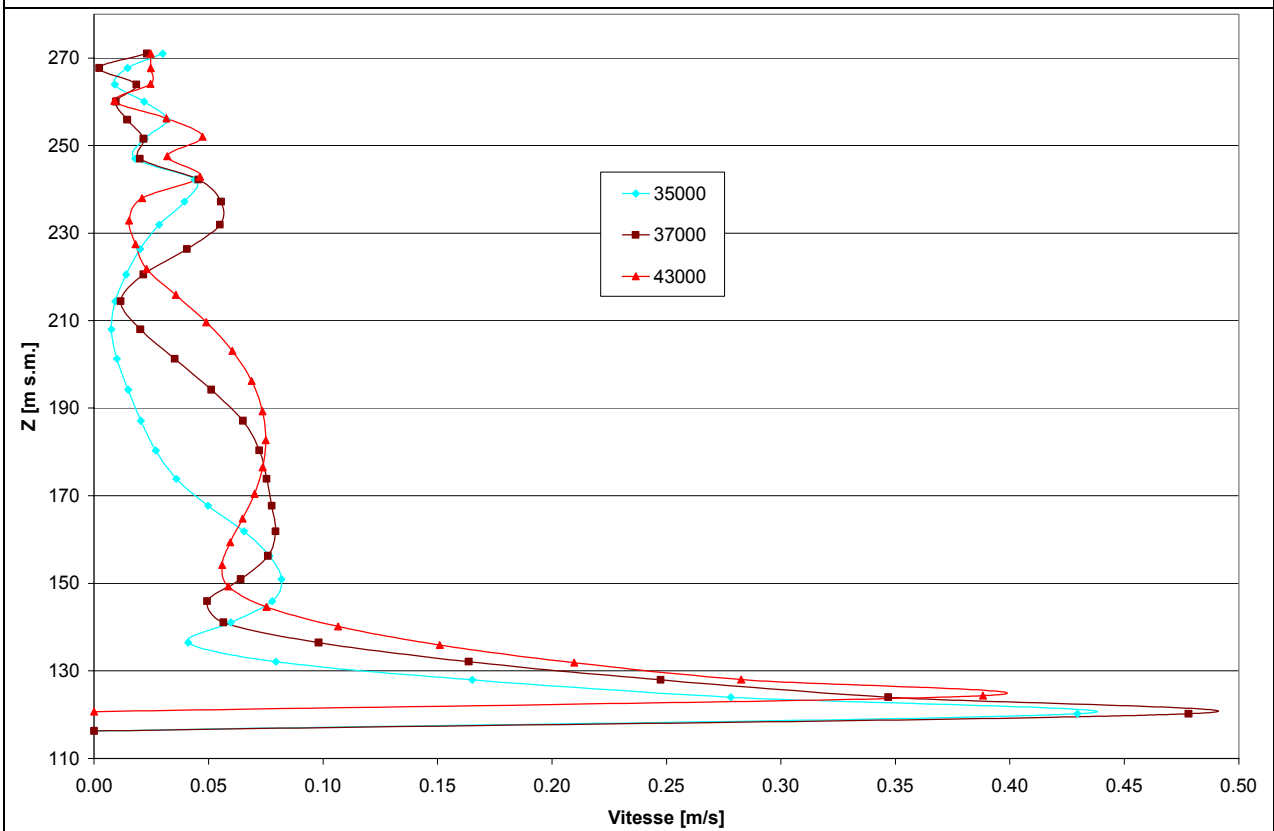
Dans le plan 1 la valeur maximale vaut 0.13 % (30 % de plus qu'en 1999) et elle se rencontre 33 min après la pointe du solidogramme. Dans le plan 2, 220 m plus à l'aval, la valeur maximale devient 0.06 %, soit moins de la moitié.

La Figure 7.34 montre les profils de vitesse.

Les vitesses maximales dans les deux plans sont équivalentes (48 cm/s). Dans le plan 1 elle se rencontre à l'instant du pic du solidogramme, dans le plan 2 après 33 min.



a) PLAN 1



b) PLAN 2

Figure 7.34: Profils verticaux de vitesse à trois instants différents dans les plans 1 et 2 (crue 1994).

## 7.5 Validation du modèle numérique avec les mesures in situ

### 7.5.1 Crue d'octobre 1999

Les valeurs utilisées pour la validation du modèle numérique sont celles enregistrées par le LFT avec la sonde positionnée devant l'embouchure du Cassarate. Les valeurs de la turbidité sur la verticale et son évolution au cours du temps à la profondeur de 13 m (dans la thermocline) sont disponibles aux figures 1 et 3 du rapport de février 2000 rédigé par le LFT.

Malheureusement le câble supportant la sonde n'était pas suffisamment long et les mesures sur le fond du lac n'ont pu être faites.

La valeur maximale à 13 m de profondeur est 4500 mV, c'est-à-dire 90 FTU. En appliquant la loi linéaire donnée au §3.4, cela donne une concentration de 0.018 %.

L'évolution de la concentration calculée par CFX-4 à 13 m de profondeur est présentée à la Figure 7.35. La valeur maximale vaut environ 0.019 %, ce qui correspond bien à la mesure.

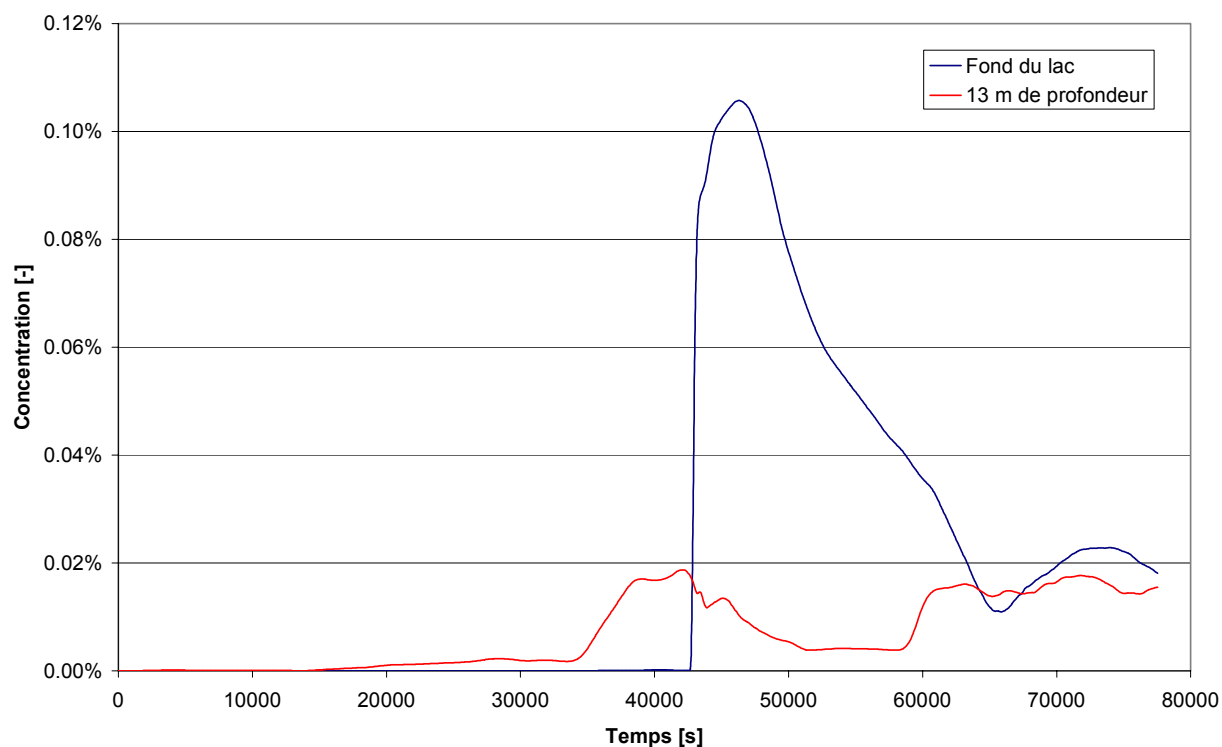


Figure 7.35: Concentration solide calculée au fond du lac et à 13 m de profondeur (crue 1999).

La concentration sur le fond est également donnée à titre indicatif. Sa valeur maximale est supérieure à 0.10 %, c'est-à-dire presque 6 fois plus élevée que dans la thermocline.

Une vue en plan de la turbidité dans la thermocline au temps  $t = 42'000$  s est montrée à la Figure 7.36. Elle représente une isosurface de concentration 0.018 %.

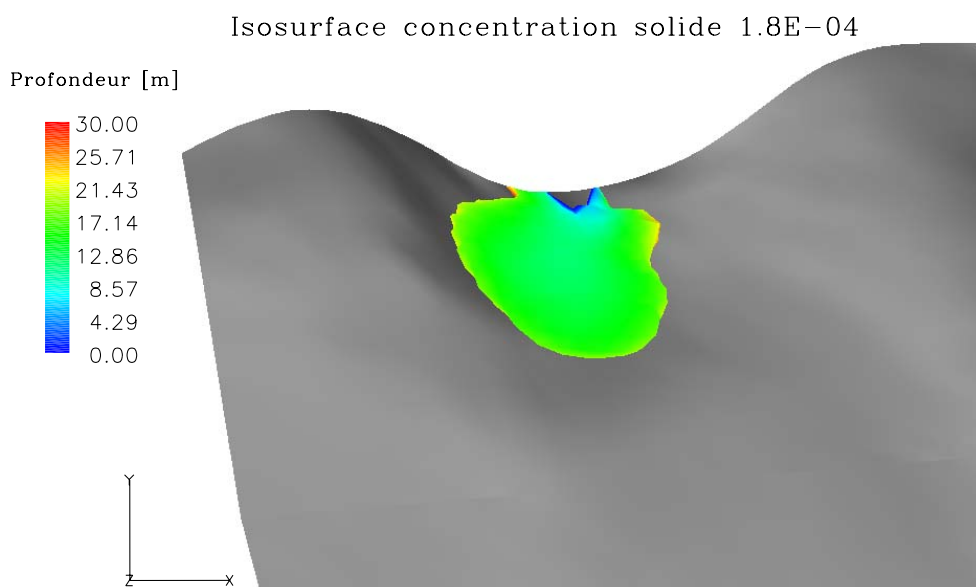


Figure 7.36: Isosurface de concentration solide à 13 m de profondeur à  $t = 42'000$  s (crue 1999).

La zone de turbidité se propage jusqu'à une distance de 220 m de l'entrée du Cassarate.

### 7.5.2 Crue de novembre 2000

En 2000 des vitesses dans la thermocline et des profils de température sur la verticale ont été mesurés par l'instrumentation de l'EAWAG. Le point de mesure se situe à 285 m de l'entrée du Cassarate au point de coordonnées nationales  $X = 717'944$  et  $Y = 95'339$ .

Dans le rapport de décembre 2000 de l'EAWAG, les figures 6 et 8 montrent respectivement l'évolution de la température sur le fond et les vitesses du courant intrusif à 13 m de profondeur.

En ce qui concerne la température, la valeur maximale a été atteinte 30 heures après le début de la crue et elle vaut environ  $6.7^{\circ}\text{C}$ , c'est-à-dire  $1^{\circ}\text{C}$  de plus que la valeur à  $t = 0$  s.

Ceci correspond assez bien avec les résultats obtenus au même point par CFX-4, comme on peut le voir à Figure 7.37.



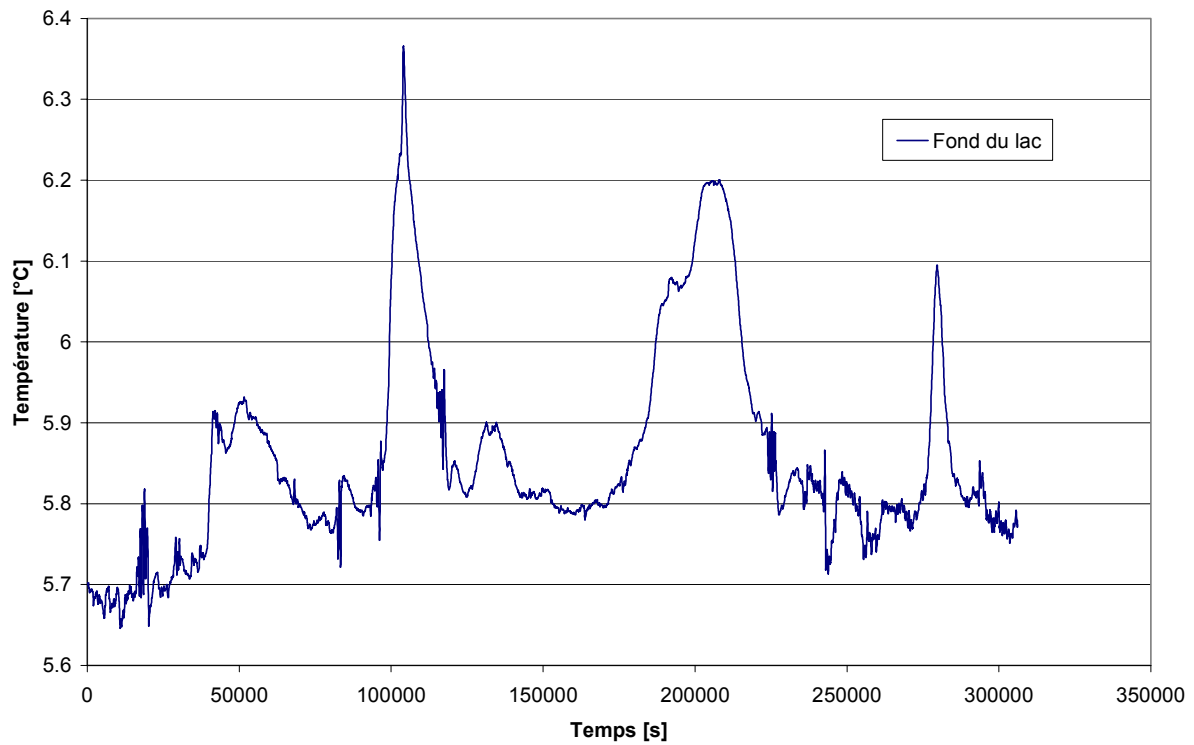


Figure 7.37: Température calculée sur le fond du lac (crue 2000).

Le maximum calculé vaut environ 6.4°C, c'est-à-dire 0.3°C de moins que la valeur mesurée. L'allure de la température est analogue à celle du solidogramme, puisque les 4 points correspondent avec celles du solidogramme.

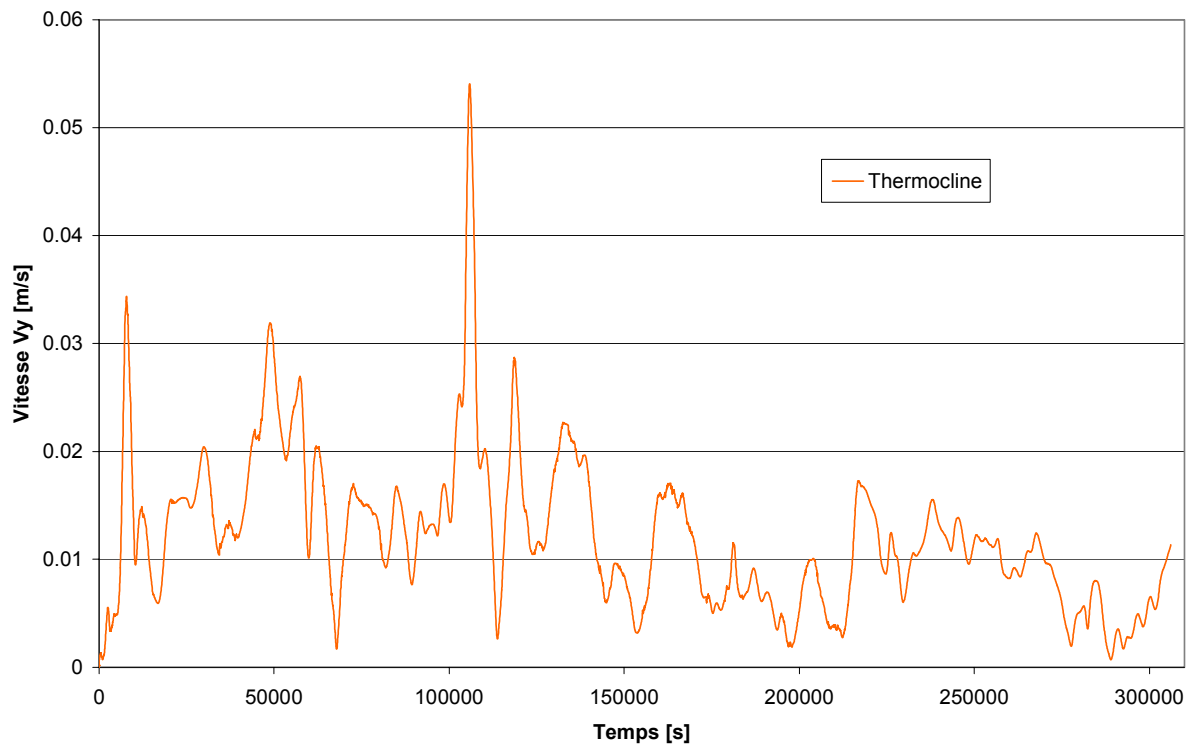


Figure 7.38: Vitesse horizontale calculée dans la thermocline.

En ce qui concerne les vitesses dans la thermocline, les mesures ont donné une valeur maximale de 17 cm/s mesurée le 17 novembre à 18:00 (30 heures après le début de la crue).

Les calculs donnent une vitesse maximale horizontale de 5.5 cm/s visible à la Figure 7.38.

Comme déjà souligné par l'EAWAG, la valeur mesurée semble très élevée. La vitesse horizontale dans la thermocline augmente fortement à partir de mi-octobre, probablement à cause de la plus forte action du vent. Ce phénomène n'a pas été modélisé avec CFX-4 et il pourrait expliquer la différence entre les valeurs mesurées et calculées.

## 7.6 Echanges verticaux de masse

L'analyse d'échange de masse est faite dans le but d'évaluer les volumes d'eau déplacés sous l'effet du courant de turbidité sur le fond du lac. En premier lieu, les vitesses moyennes verticales sont calculées et, les volumes d'eau sont ensuite déterminés par intégration spatiale et temporelle.

Seul le cas de 1999 a été analysé, d'une part parce que les données nécessaires au calcul existent et, deuxièmement, l'hydrogramme et le solidogramme possèdent une forme simple, ce qui n'est pas le cas de la crue en 2000.

### 7.6.1 Plans d'analyse

Les surfaces d'analyse se trouvent dans des plans X-Y de 200 m de longueur et de largeur unitaire. La Figure 7.39 montre une vue en plan des surfaces choisies et le Tableau 7.1 contient les coordonnées géométriques.

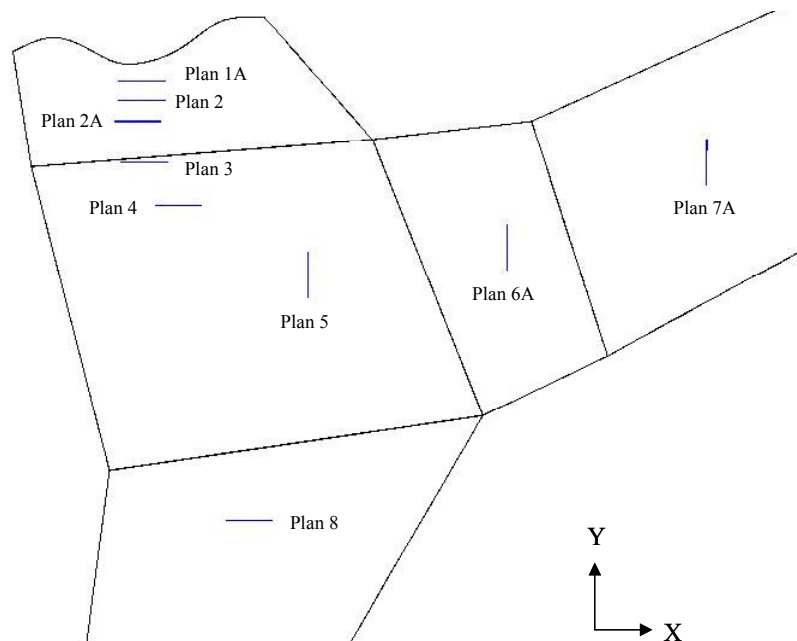


Figure 7.39: Surfaces d'analyse des échanges de masse.

Plan 1A	X min = 717'900 X max = 718'100	Y = 95'550
Plan 2	X min = 717'900 X max = 718'100	Y = 95'470
Plan 2A	X min = 717'880 X max = 718'080	Y = 95'377
Plan 3	X min = 717'910 X max = 718'110	Y = 95'198
Plan 4	X min = 718'059 X max = 718'259	Y = 95'010
Plan 5	X = 718'722	Y min = 94609 Y max = 94809
Plan 6A	X = 719'585	Y min = 94'730 Y max = 94'930
Plan 7A	X = 720'550	Y min = 95'100 Y max = 95'300
Plan 8	X min = 718'367 X max = 718'567	Y = 93'642

*Tableau 7.1: Coordonnées nationales des surfaces ou plans d'analyse.*

La position et la largeur des surfaces ont été évaluées après une analyse spatio-temporelle de l'étendue des zones concernées par les vecteurs vitesse verticaux.

Un exemple est donné à la Figure 7.40. Elle montre les vitesses verticales positives ( $w^+$ ) dans les quatre premiers plans à l'instant  $t = 51'000$  s, c'est-à-dire 1h40 après la pointe du solidogramme.

La fenêtre temporelle d'analyse est comprise entre 31'000 s et 61'000 s (Figure 7.41), elle comprend la montée et la décrue de l'hydrogramme et du solidogramme de crue. A chaque pas de temps de 1'000 s une analyse sur la position et l'intensité des vitesses verticales positives est faite.

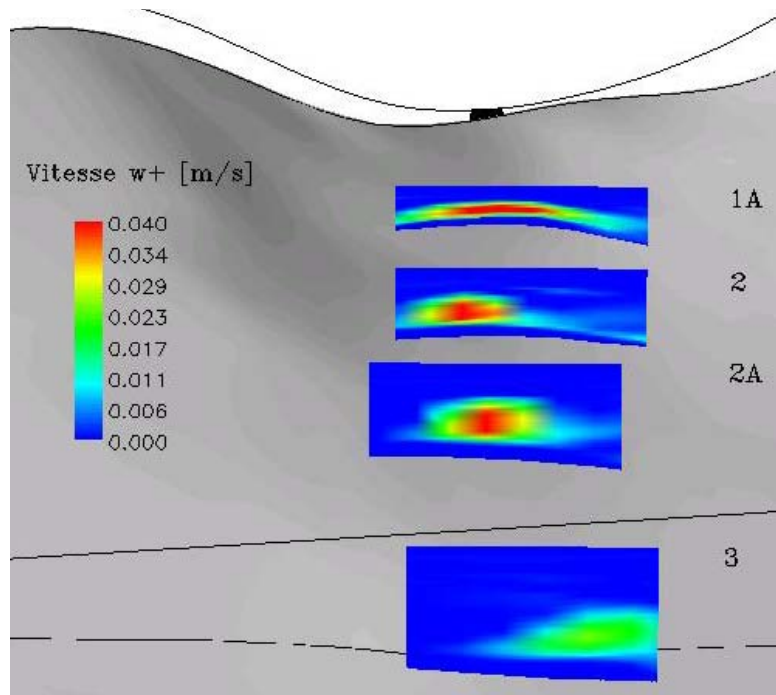


Figure 7.40: Vitesses verticales positives dans les plans 1A, 2, 2A et 3 à  $t = 51'000$  s (crue 1999).

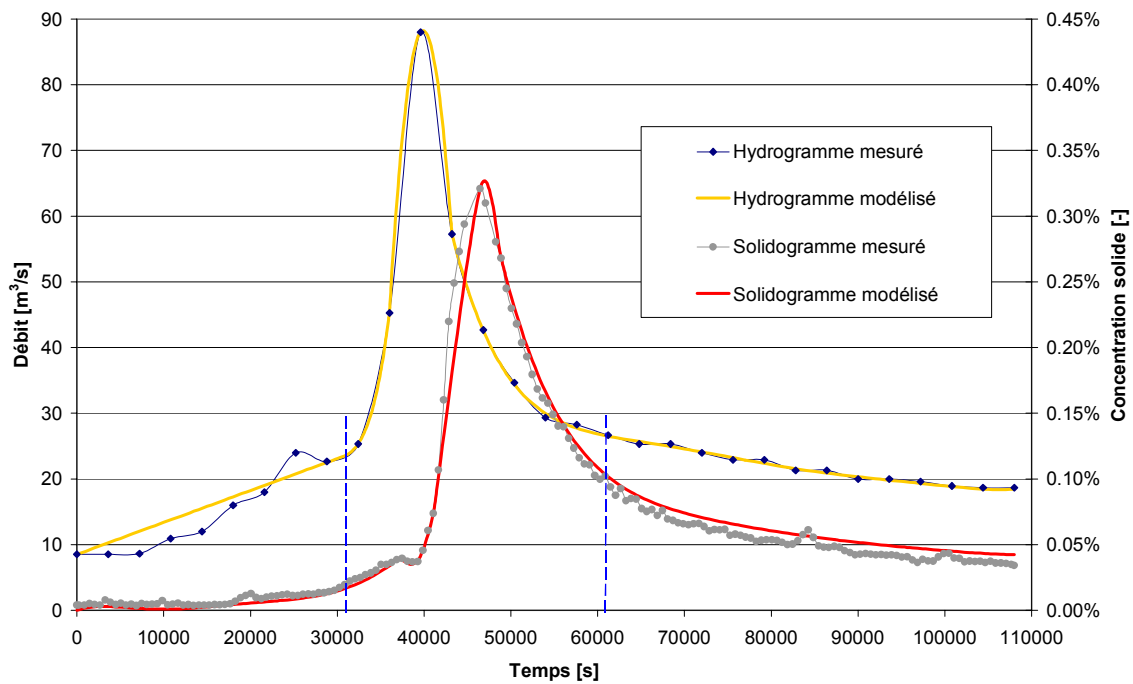


Figure 7.41: Fenêtre d'analyse positionnée sur l'hydrogramme de crue 1999.

## 7.6.2 Résultat

Les vitesses verticales moyennes sur les colonnes d'eau et à chaque instant sont présentées en annexe 7.9. En intégrant dans le temps ces valeurs et en les multipliant par l'aire de la surface on obtient les volumes d'eau traversant la colonne d'eau. L'évolution de ces volumes

sur la colonne d'eau est présentée à la Figure 7.42.

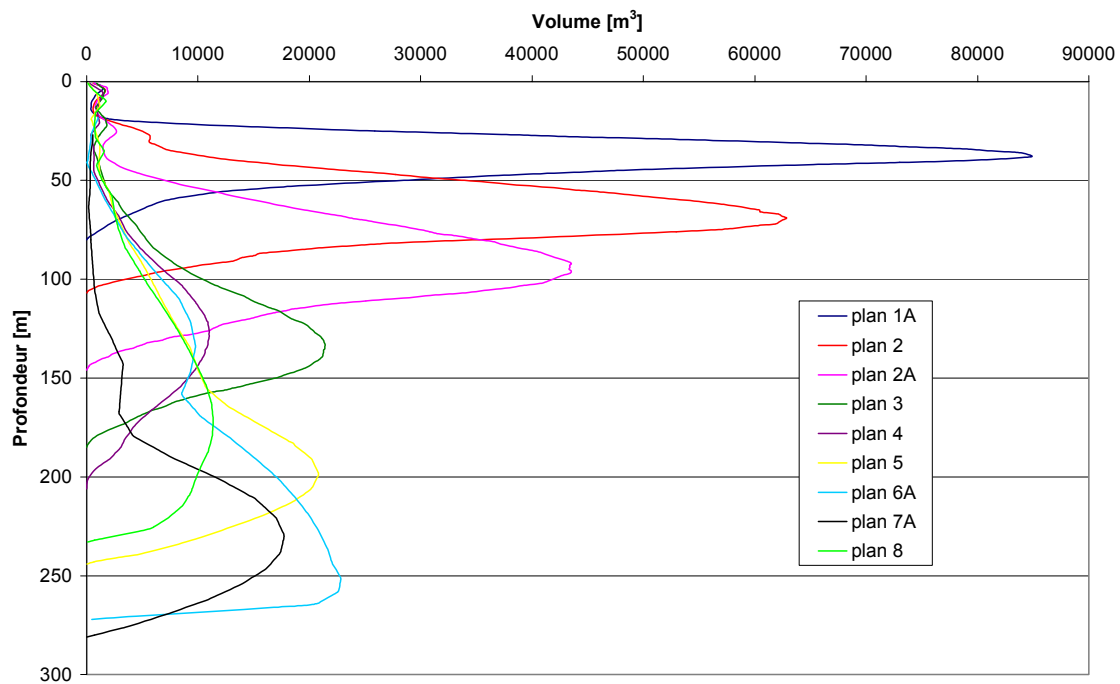


Figure 7.42: Volumes d'échange calculés dans les 9 plans d'analyse (crue 1999).

La valeur maximale de 85'000 m<sup>3</sup> est calculée dans le plan le plus proche de l'entrée (plan 1A) à une profondeur de 38 m, c'est-à-dire à une distance de 42 m du fond du lac.

Ceci est mieux présenté plus clairement sur les figures 7.43 et 7.44, dans lesquelles le volume maximal et la vitesse maximale verticale sont représentés en fonction de la distance à l'entrée du Cassarate.

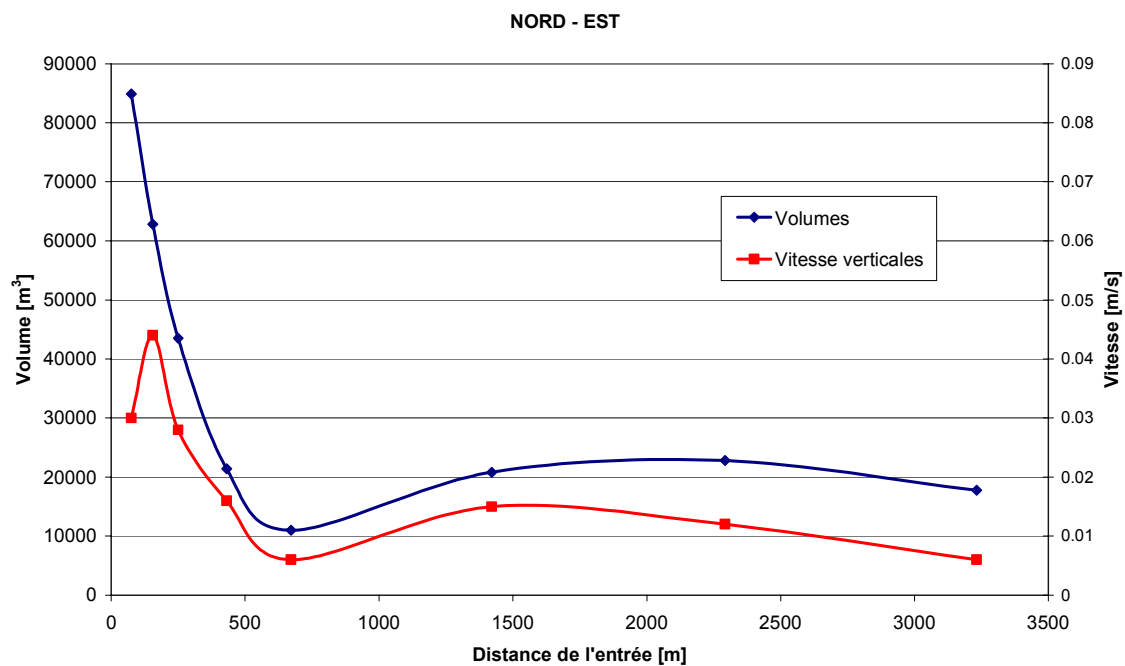


Figure 7.43: Volumes et vitesses moyennes verticales d'échange en direction NORD – EST (crue 1999).

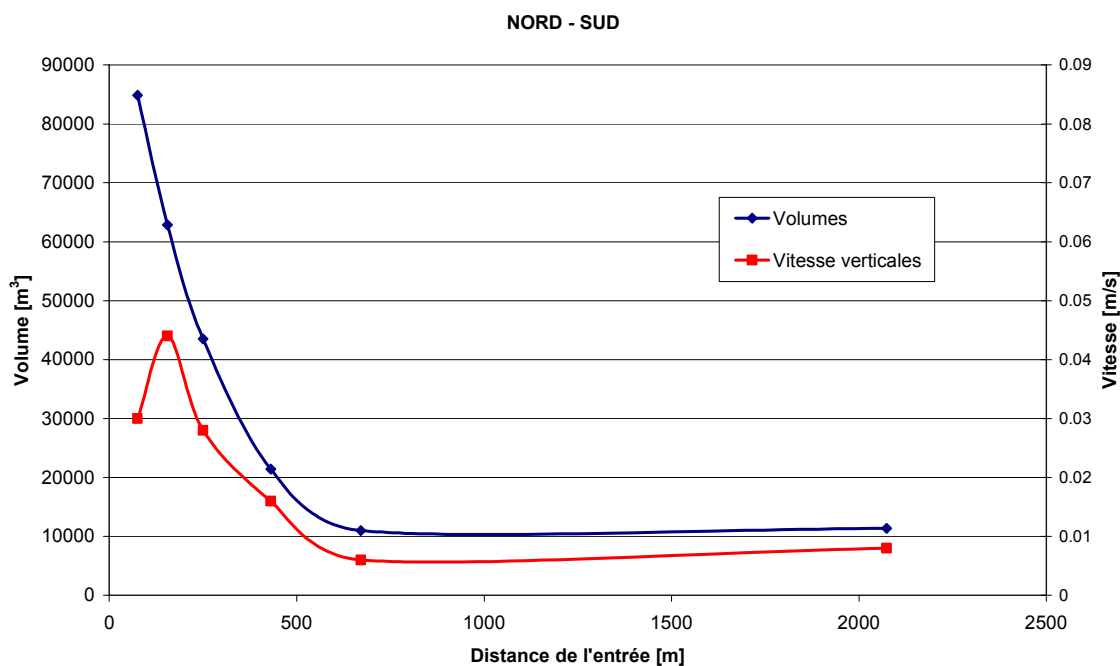


Figure 7.44: Volumes et vitesses moyennes verticales d'échange en direction NORD – SUD (crué 1999).

Dans la première figure la distance est calculée le long de l'axe principal du courant de turbidité (NORD – EST) qui traverse les plans 1A – 2 – 2A – 3 – 4 – 5 – 6A – 7A. Dans le deuxième cas l'axe suit la direction sud et passe par les plans 1A – 2 – 2A – 3 – 4 – 8. Au fur et à mesure que la distance de l'entrée augmente le volume diminue jusqu'à atteindre une valeur moyenne constante de 20'000 m<sup>3</sup> selon la direction NORD – EST et de 10'000 m<sup>3</sup> selon la direction NORD – SUD.

En considérant que le volume d'eau totale amené par le Cassarate vaut 1'320'000 m<sup>3</sup> (2'830'000 m<sup>3</sup> pour la crue totale), le volume d'eau qui traverse verticalement la section à 75 m de l'entrée représente 6.4 % de cette valeur.

En ce qui concerne les vitesses verticales moyennes (Figure 7.43 et Figure 7.44), il est intéressant de constater que la diminution des vitesses est similaire à celle du volume d'eau échangé, exception faite pour les deux premiers points (plan 1A et 2). Le maximum de 4.5 cm/s est atteint à 155 m de l'entrée, soit 50 % de plus que la valeur trouvée à 75 m de l'entrée.

L'intégration sur les surfaces horizontales touchées par le courant de turbidité dans le lac, donne la distribution illustrée à la Figure 7.45. Il en résulte un volume maximal échangé d'environ 45 Mio. m<sup>3</sup> à une profondeur de 210 m. Cette valeur représente 35 fois la quantité d'eau apportée par la crue durant l'apparition d'un courant de turbidité.

Sur la base d'un profil de distribution du phosphore, mesuré dans le lac en septembre 1996 (Figure 7.46a), l'EAWAG a estimé le flux vertical ascendant total de phosphore en fonction du volume d'eau échangé, calculé précédemment (Figure 7.46b). Il ressort clairement que le maximum d'échange a lieu dans les eaux profondes.

Le résultat obtenu à la profondeur de 50 m environ revêt d'un intérêt particulier, car c'est l'endroit où l'augmentation en phosphore dans le profil vertical devient importante. Selon une première estimation, environ 216 kg de phosphore ont traversé la couche horizontale à cette profondeur avec une teneur en phosphore faible en dessus. Cette quantité paraît négligeable comparée à la masse de phosphore qui a été mesurée dans la couche 0-50 m de profondeur entre 1998 et 2001 (1998: 21 t P, 1999: 49 t P, 2000: 69 t P, 2001: 44 t P, source LSA). Ce résultat suggère que le processus d'échange possède une grande inertie et qu'il doit être considéré sur des durées beaucoup plus longues. Selon cette hypothèse, les flux calculés à

des plus grandes profondeurs sont susceptibles de contribuer à l'alimentation des couches supérieures.

Indépendamment de l'aspect quantitatif tout apport de phosphore dans la couche superficielle contribue à alimenter en nutriment cette dernière et est contraire aux objectifs fixés pour l'assainissement à long terme de l'épilimnion du lac.

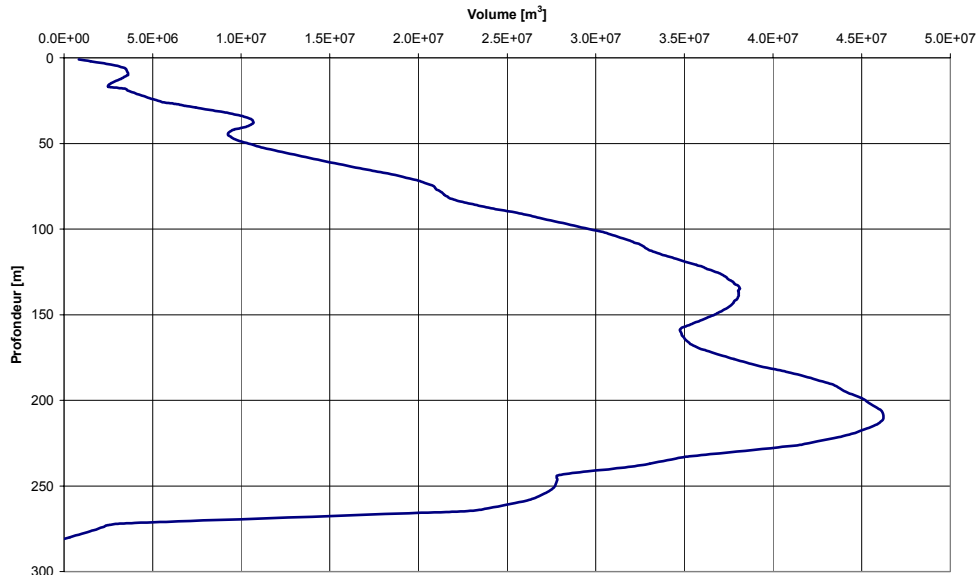


Figure 7.45: Volume d'eau échangé verticalement sur l'ensemble du bassin Nord (cruée 1999).

De plus, les flux résultent d'un événement isolé d'intensité moyenne, qui peut se produire plusieurs fois par année. D'autres événements bien plus importants que la crue analysée ont eu lieu ces dernières années (1994, 2000 et 2001). Ces fortes crues ont pu provoquer un mélange bien plus important, vu que la relation entre le débit de crue et l'intensité du courant de turbidité n'est pas linéaire, et que ce dernier peut éroder des sédiments accumulés pendant les crues de faibles intensités et ainsi de s'auto-accélérer. L'influence à moyen terme, résultat de l'introduction d'eaux plus chaudes en profondeur par les courants de turbidité, doit également être prise en compte. Seul un suivi sur plusieurs années par des mesures in situ permettra de tirer des conclusions quantitatives plus exactes.

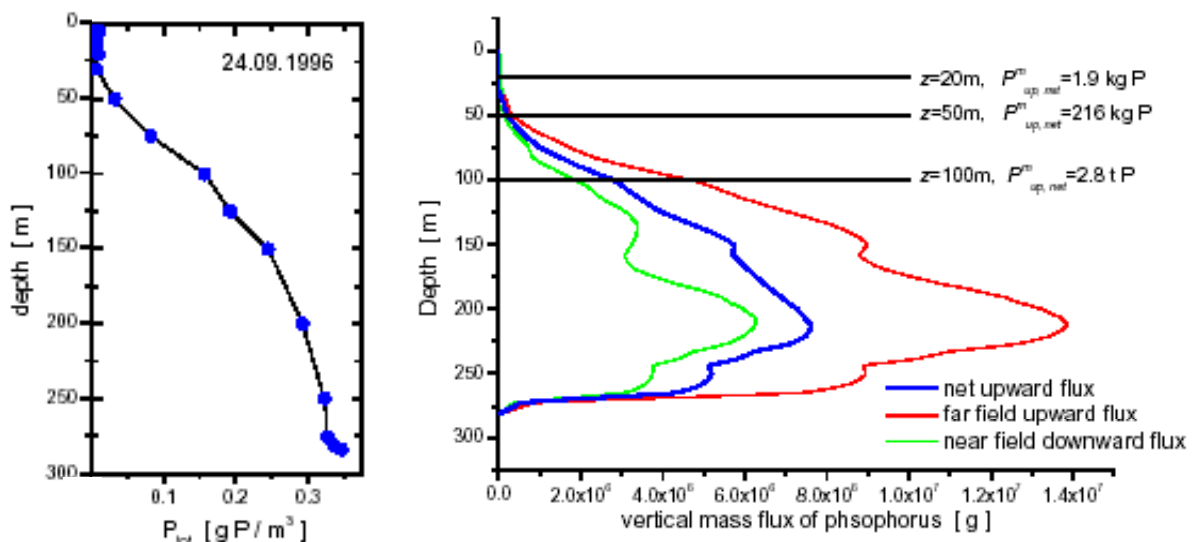


Figure 7.46: a) Profil vertical de phosphore dans le lac et b) estimation du flux massique de phosphore dû à la crue de 1999 (source EAWAG)

## 8. MESURES TECHNIQUES

---

### 8.1 Problématique et Objectifs

Les fortes précipitations de septembre 1994 sont à l'origine d'une crue exceptionnelle du Cassarate qui a transporté une grande quantité de matériaux d'origine minérale. Cet événement a provoqué des altérations de l'équilibre physico-chimique du lac de Lugano, sous l'effet du brassage des couches profondes.

Causé par le passage du courant de turbidité sur le fond du lac, un processus de mélange des eaux profondes a modifié considérablement la distribution verticale de la concentration d'oxygène dissout dans la baie de Lugano. Cette perturbation a persisté jusqu'à la circulation hivernale des eaux de surface.

Afin d'évaluer les volumes d'eau déplacés sous l'effet du courant de turbidité une analyse de l'échange vertical de masse est réalisée. Les vitesses moyennes verticales sont calculées dans différentes sections et les volumes d'eau déplacés sont déterminés par intégration spatiale et temporelle.

La valeur maximale de 85'000 m<sup>3</sup> est obtenue dans le plan le plus proche de l'entrée (plan 1A) à une profondeur de 38 m, c'est-à-dire à une distance de 42 m du fond du lac.

Il est ainsi possible d'affirmer que le courant de fond est à l'origine de la remontée d'importantes masses d'eau. Cela permet d'expliquer le brassage vertical observé en 1994, qui est à l'origine de la détérioration qualitative des eaux de surface.

Le brassage vertical des eaux profondes du lac doit être réduit voire empêché, par la mise en place de mesures techniques agissant comme dissipateurs d'énergie sur le courant de turbidité qui est à l'origine du problème.

Une liste de solutions applicables, en regard de l'effet souhaité sur le courant de fond, est donnée au Tableau 8.1.

	Obstacles	Eléments de rugosité	Injections
Stopper	Petite digue Membrane flottante	Grille(s) Petite digue, murs distribués	Ecran d'air Ecran d'eau
Diluer		Grille(s)	Ecran d'air Ecran d'eau Mixer
Dévier	Digue / mur Membrane flottante	Membrane flottante Grille(s)	Injections locales d'eau

Tableau 8.1 : Solutions techniques possibles (Schleiss et Oehy, 2001)

Les solutions qui semblent les mieux appropriées au cas du lac de Lugano sont la grille verticale et la membrane flottante. Celles-ci sont esquissées à la Figure 8.1.



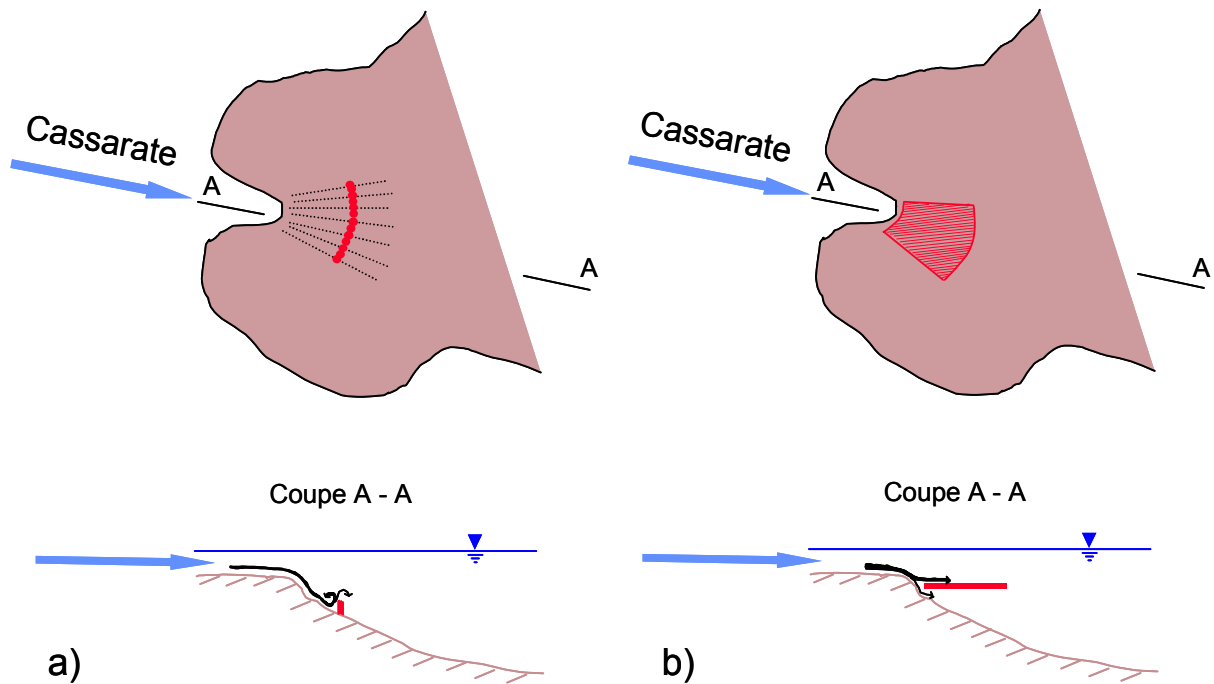


Figure 8.1 : Solutions techniques applicables à l'embouchure du Cassarate :  
a) grille verticale, b) membrane flottante.

Dans la première solution, un diaphragme vertical agit comme dissipateur d'énergie sur la trajectoire du courant de turbidité. Le courant ayant perdu l'essentiel de son énergie le brassage des eaux à l'aval sera par conséquent fortement réduit. La largeur du diaphragme est adaptée à l'étendue de la zone dans laquelle les vecteurs vitesse verticaux sont significatifs. Son positionnement par rapport à l'entrée du Cassarate est choisi en fonction de la trajectoire du courant de turbidité sur le fond du lac.

Dans la solution de la membrane flottante, le but est de dévier une partie du courant provoqué par le Cassarate dans une couche horizontale où perds de la vitesse par diffusion-dispersion et par conséquent une bonne part de son énergie cinétique. Les deux paramètres de cette solution sont la longueur de la membrane qui doit être suffisamment élevée pour que la perte de vitesse soit importante et l'espacement entre le fond du lac et le début de la membrane qui doit permettre de capter la majeure partie du courant de fond pour le guider sur un plan horizontal. En principe, le positionnement vertical de la membrane devrait se situer quelques mètres au-dessous de la thermocline, c'est-à-dire à environ 20-25 m de profondeur.

## 8.2 Solution choisie pour la modélisation

Du point de vue constructif la solution d'un diaphragme vertical posé sur le fond du lac est la meilleure. Sa mise en place sur le fond du lac et sa fixation à l'aide de tirants latéraux et de flotteurs immergés sont assez facilement réalisables.

La mise en place d'une membrane flottante horizontale est beaucoup plus compliquée à cause de sa surface considérable : en outre les tirants doivent être ancrés dans la zone instable du delta du Cassarate et il en résulte par conséquent un risque important de glissement du delta.

La Figure 8.2 montrent deux vues, frontale et latérale, de la modélisation du diaphragme vertical dans CFX-4.

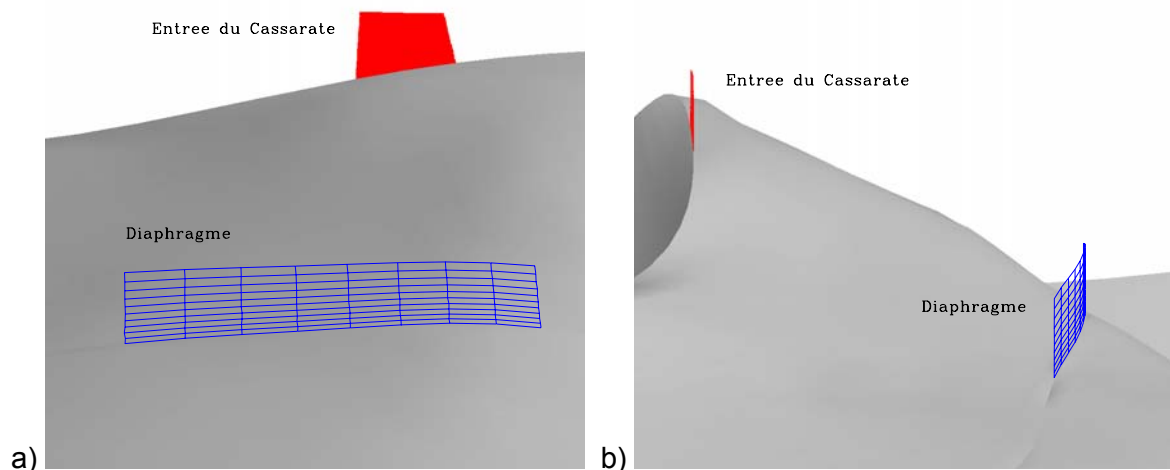


Figure 8.2 : Modélisation du diaphragme vertical dans CFX-4 :  
a) vue frontale, b) vue latérale.

Les principales caractéristiques géométriques du diaphragme sont les suivantes :

- largeur : 80 m
- hauteur : 15 m
- distance de l'embouchure du Cassarate le long du fond du lac : 70 m
- nombre de cellules de calcul : 80

Le maillage dans le sens de l'écoulement principal suit une loi de progression géométrique ; les cellules les plus fines se trouvent de part et d'autre du diaphragme où elles possèdent une longueur de 1 m. Au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la membrane la taille des cellules augmente.

Du point de vue pratique, cette solution peut engendrer des problèmes liés aux pressions normales qui agissent sur le diaphragme. Le courant de turbidité ne doit pas absolument être stoppé mais ralenti de manière à dissiper une partie de son énergie cinétique. Il n'est par conséquent pas souhaitable de construire une membrane imperméable. La solution réside certainement dans une membrane perméable permettant de réduire les pressions et les déformations associées.

Le cas d'une porosité de 45% (Figure 8.3) est analysé en comparaison d'une membrane imperméable.

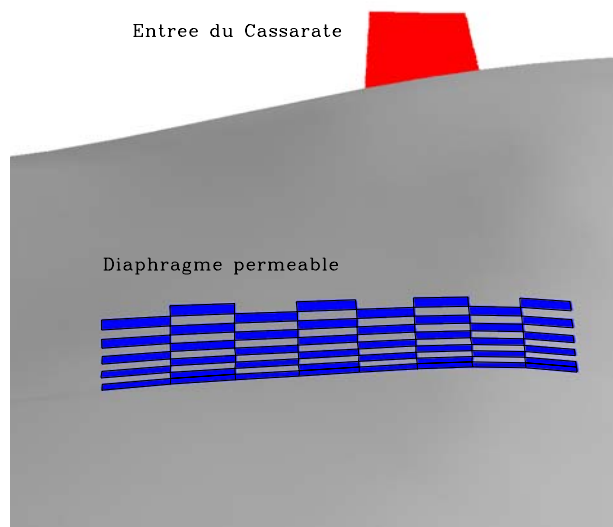


Figure 8.3 : Modélisation du diaphragme vertical perméable dans CFX-4.

### 8.3 Résultats

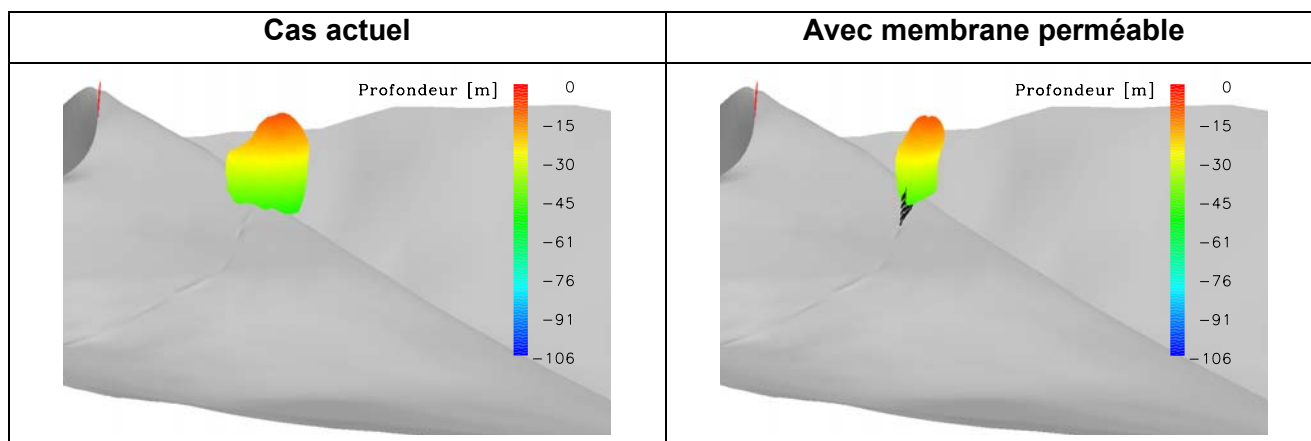
L'efficacité de la mesure adoptée est évaluée par l'analyse des vecteurs vitesse verticaux. Le brassage vertical à l'aval de la membrane doit être sensiblement réduit, voir éliminé.

D'autres caractéristiques comme la concentration en matières solides et la vitesse du courant de turbidité sont considérées.

Les images de la Figure 8.4 montrent l'évolution temporelle de l'isosurface de vitesse verticale à 10 cm/s dans les cas avec et sans membrane perméable.

En l'absence de membrane, des vitesses verticales importantes se développent sur une large zone pendant toute la période analysée. La comparaison avec la situation avec membrane verticale montre une différence assez importante. Les vitesses verticales à l'aval de la membrane sont fortement réduites et le brassage induit est par conséquent considérablement diminué.

En ce qui concerne la vitesse et la concentration en matières solides sur le fond du lac, les animations enregistrées sur le CD annexé montrent également l'influence importante de la membrane sur le mélange des eaux profondes du lac.



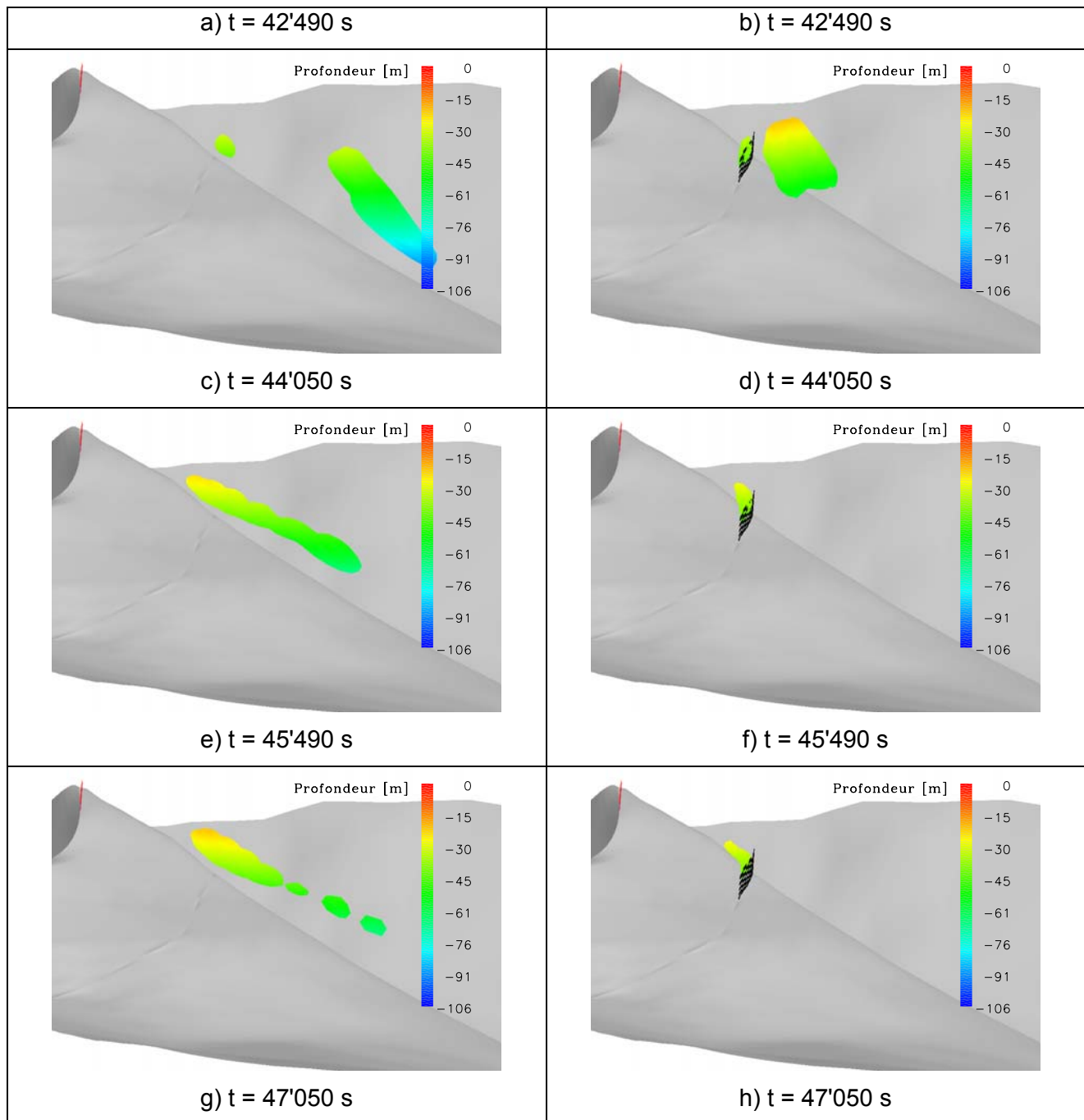


Figure 8.4 : Evolution de l'isosurface de vitesse verticale (10 cm/s) dans le cas actuel et dans le cas avec membrane perméable (crue 1999). Echelle non distordue.

La recherche d'une solution a pour but d'éviter le brassage provoqué par le passage d'un courant de turbidité sur le fond du lac lors d'une crue du Cassarate. La simulation en CFX-4 a permis de définir une solution avec écran perméable en comparaison avec les résultats pour le cas actuel.

Les résultats obtenus montrent que la mise en place d'une membrane perméable à 45% de porosité permet de réduire sensiblement les effets négatifs provoqués par le passage du courant de turbidité sur le fond du lac, à savoir le brassage des eaux proches du fond et le transport vertical d'éléments néfastes pour la qualité des eaux à proximité de la surface.



## **9. SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS**

---

### **9.1 Objectifs et démarche de l'étude**

Les fortes précipitations de septembre 1994 sont à l'origine d'une crue exceptionnelle du Cassarate qui a transporté une grande quantité de matériaux d'origine minérale. Cet événement a provoqué des altérations de l'équilibre physico-chimique du lac de Lugano, sous l'effet du brassage des couches profondes.

Le présent projet repose sur l'application d'un modèle hydrodynamique complet en trois dimensions pour simuler l'évènement de crue observé par le LSA en 1994.

Parallèlement aux calculs numériques, une station de mesure en continu a été installée sur le Cassarate à l'amont de son embouchure. Les mesures effectuées par le LSA complètent celles de la station hydrométrique fédérale située sur le même emplacement.

Des campagnes de mesures ont été effectuées sur le Cassarate et le long de l'axe principal Lugano-Melide pendant une période de deux années. Les évènements hydrologiques significatifs ont été enregistrés et modélisés par le LCH. Finalement le LCH s'efforce d'étudier des solutions techniques susceptibles de réduire l'impact de tels évènements de crue du Cassarate sur l'écosystème lacustre, dans le but de satisfaire aux exigences définies pour la protection du lac de Lugano.

### **9.2 Modélisation numérique**

La modélisation numérique qui a été développée est basée sur les équations de Navier-Stokes pour des fluides réels à comportement newtonien et suffisamment dilués. Le programme utilisé, CFX-4.2, résout les équations standard de la mécanique des fluides, c'est-à-dire la conservation de masse, de quantité de mouvement et d'énergie par une approche en volumes finis en trois dimensions. Le code a été développé par Computational Fluid Dynamics Services et commercialisé par AEA Technology en Angleterre. La simulation numérique tient également compte de la turbulence via le modèle  $k - \varepsilon$  qui se base sur la conservation et la dissipation de l'énergie cinétique turbulente  $k$  par son taux de dissipation  $\varepsilon$  et sur la stratification thermique dans le lac. Les résultats obtenus peuvent être considérés tout à fait satisfaisants en comparaison des mesures disponibles.

### **9.3 Résultats**

Des campagnes de mesures ont été effectuées sur le Cassarate et dans le lac de Lugano afin de pouvoir comparer les mesures aux résultats fournis par la simulation numérique. Pendant la crue de 1999 la vérification du modèle numérique ont été faites avec les mesures de turbidité dans la thermocline effectuées par le LFT, tandis qu'en novembre 2000 le modèle a pu être validé à l'aide de mesures de température sur un profil vertical et de vitesse dans la thermocline.

La modélisation des courants de turbidité dans le lac de Lugano est de type événementiel. Les

mesures de turbidité effectuées dans le Cassarate lors des crues d'octobre 1999 et de novembre 2000 ont servi à estimer la concentration solide de la crue de septembre 1994 qui est à l'origine du problème rencontré dans le lac.

La stratification thermique dans le lac et la température du Cassarate ont également été modélisées dans CFX-4.2. Elles ont permis de reproduire de manière fiable les courants intrusif et de fond. La vitesse maximale calculée du courant de fond vaut 50 cm/s lors de la crue de 1994, en 1999 et 2000 elle vaut 40 respectivement 35 cm/s. Lors de chaque événement de crue simulé le courant de fond atteint le point le plus profond du lac, situé en direction est à environ 7 km de l'entrée du Cassarate.

Finalement l'analyse des composantes verticales de vitesse a permis de quantifier le flux remontant du fond vers la surface. Ces résultats ont été transmis à l'EAWAG pour l'analyse du brassage vertical de phosphore à long terme. Les vitesses moyennes verticales se situent autour de 4 cm/s dans la zone proche de l'entrée et diminuent progressivement jusqu'à environ 1 cm/s (Figure 7.43). Le maximum d'échange a lieu dans les eaux profondes. L'estimation de la quantité de phosphore qui remonte dans la partie superficielle est négligeable par rapport au phosphore présent dans cette couche.

En conclusion, il est possible d'affirmer que le courant de fond est à l'origine d'une remontée d'importantes masses d'eau. Cela permet d'expliquer le brassage vertical observé en 1994, qui est à l'origine de la détérioration qualitative des eaux de surface.

La mise en place d'une membrane perméable à 45% de porosité à 70 m de l'embouchure du Cassarate permet de réduire sensiblement les effets négatifs provoqués par le passage du courant de turbidité sur le fond du lac, à savoir le brassage des eaux proches du fond et le transport vertical d'éléments néfastes pour la qualité des eaux à proximité de la surface.

## **9.4 Recommandations**

L'origine du problème étant identifiée, la solution pour réduire l'impact d'un événement de crue consiste à éviter le brassage induit par le courant de fond. La propagation de ce courant doit donc être empêchée par la mise en place d'obstacles agissant comme dissipateurs d'énergie.

Cet obstacle, sous forme d'une membrane perméable proche de l'embouchure reste à être optimisé et ses aspects constructifs développés.

Si possible, les campagnes de mesure devaient se poursuivre afin de disposer d'un jeu de données complet qui actuellement fait encore défaut. Et le modèle numérique devait être affiné par l'introduction de la rugosité de fond, d'une couche de salinité et d'un modèle érosion/sédimentation sur le fond du lac.

## NOTATIONS

Symbole	Unité	Nom, définition, valeur d'une constante
B	[m <sup>3</sup> /s <sup>3</sup> ]	flux sédimentaire réduit, $B = g' h U$
C <sub>D</sub>	[-]	coefficient de traînée d'une particule solide
C <sub>p</sub>	[J/kg K]	coefficient de chaleur massique à pression constante
C <sub>s</sub>	[-], [ml/l], [%]	concentration volumique moyenne du matériel granulaire
C <sub>SL</sub>	[kg/m <sup>3</sup> ]	concentration de salinité
C <sub>TDS</sub>	[mg/l]	concentration des matières solides dissoutes totales
D	[m]	diamètre, dimension caractéristique
E <sub>s</sub>	[-]	coefficient d'entraînement des sédiments
E <sub>w</sub>	[-]	coefficient d'entraînement du fluide ambiant
F <sub>i</sub>	[N]	vecteur des forces sous forme indexée
Fr	[-]	nombre de Froude, $Fr^2 = U^2 / g h \cos\theta$
Fr <sub>d</sub>	[-]	nombre de Froude densimétrique, $Fr^2 = U^2 / g' h \cos\theta$
Fr <sub>p</sub>	[-]	nombre de Froude au point de plongée
G	[kg/ms <sup>3</sup> ]	produit intermédiaire dans le modèle de turbulence $k - \varepsilon$ , tenant compte des forces de volume (body forces - buoyancy production)
H	[m]	profondeur d'eau
H	[J/kg]	enthalpie totale
H <sub>f</sub>	[m]	hauteur du front du courant
J <sub>s</sub>	[-], [%]	penne du fond, $J_s = \tan(\theta)$
N <sub>p</sub>	[-]	nombre de phases présentes dans l'écoulement
P	[kg/ms <sup>3</sup> ]	produit intermédiaire P dans le modèle de turbulence $k - \varepsilon$ , tenant compte de l'état de contrainte (shear production)
Q	[m <sup>3</sup> /s]	débit
Q <sub>1000</sub>	[m <sup>3</sup> /s]	débit de pointe d'une crue de temps de retour 1000 ans
Q <sub>m</sub>	[kg/s]	débit massique



$Q_p$	$[m^3/s]$	débit de pointe de l'hydrogramme
$Q_s$	$[m^3/s]$	débit solide
$Q_{sp}$	$[m^3/s]$	débit solide de pointe du solidogramme
$R$	$[-]$	densité spécifique du matériel granulaire immergé, $R = \rho_s - \rho_a / \rho_a$
$Re$	$[-]$	nombre de Reynolds, $Re = (Uh) / \nu$
$Re_p$	$[-]$	nombre de Reynolds de la particule, $Re_p = (Ud) / \nu$
$Ri$	$[-]$	nombre de Richardson, $Ri = 1 / Fr_d^2 = g' h \cos\theta / U^2$
$S_\alpha$	$[kg/m^3 s]$	terme source (resp. puits) pour la variable $\psi_\alpha$
$S_G$	$[-]$	densité spécifique des solides en suspension
$T$	$[K], [^\circ C]$	température
$T_a$	$[K], [^\circ C]$	température de l'eau ambiante
$T_e$	$[K], [^\circ C]$	température de l'eau porteuse de sédiments
$U$	$[m/s]$	vitesse moyenne selon l'axe de coordonnée $x$
$U^2$	$[m^2/s^2]$	énergie cinétique moyenne
$U_a$	$[m/s]$	vitesse du fluide ambiant
$U_f$	$[m/s]$	vitesse du front du courant
$U_m$	$[m/s]$	vitesse maximale du courant

---

$C_{1,2,3}$	$[-]$	coefficients dans le modèle de turbulence $k - \varepsilon$
$C_{\alpha\beta}$	$[kg/m^3 s]$	transfert entre les phases $\alpha$ et $\beta$
$C_b$	$[-], [ml/l],$ $[%]$	concentration volumique de référence près du fond, $C_b / C_s \cong 2$
$d$	$[m]$	diamètre
$d_{50}$	$[m]$	diamètre moyen, définition voir $d_{xx}$
$d_{xx}$	$[m]$	diamètre d'un grain à $xx$ % sur la courbe granulométrique
$f$	$[-]$	coefficient de frottement de Darcy-Weisbach
$g$	$[m/s^2]$	constante de gravitation, $g = 9.81$
$g'$	$[m/s^2]$	accélération de la gravité réduite, $g' = g \Delta\rho / \rho_a$
$h$	$[m]$	hauteur caractéristique d'écoulement
$h$	$[J/kg]$	enthalpie thermodynamique

$h_m$	[m]	hauteur d'écoulement où la vitesse est maximale
$h_t$	M	hauteur d'écoulement où la vitesse est zéro
$k$	[m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> ]	énergie turbulente de l'écoulement, $k = \frac{1}{2} (u'^2 + v'^2 + w'^2)$
$m_{\alpha\beta}$	[kg/m <sup>3</sup> s]	taux d'échange de masse entre les espèces $\beta$ et $\alpha$
$m_{\beta\alpha}$	[kg/m <sup>3</sup> s]	taux d'échange de masse entre les espèces $\alpha$ et $\beta$
$n$	[-]	facteur de forme de l'hydrogramme
$n_s$	[-]	facteur de forme du solidogramme
$p$	[N/m <sup>2</sup> ]	pression
$p'$	[N/m <sup>2</sup> ]	pression totale du fluide
$q$	[m <sup>3</sup> /s m]	débit unitaire, $q = Q / b$
$r_\alpha$	[-]	fractions volumiques de l'espèce $\alpha$
$t$	[s]	temps
$t_p$	[-]	temps de montée de l'hydrogramme
$t_{sp}$	[-]	temps de montée du solidogramme
$u$	[m/s]	vitesse ponctuelle selon l'axe de coordonnée $x$
$u'$	[m/s]	vitesse ponctuelle (turbulente) due aux fluctuations selon l'axe de coordonnée $x$
$u_{\alpha i}$	[m/s]	vitesse de l'espèce $\alpha$ sous forme indexée
$u_i$	[m/s]	vitesse sous forme indexée, $u_i = (u_1, u_2, u_3) = (u, v, w)$
$u_{*b}$	[m/s]	vitesse de frottement sur le fond, $u_{*b}^2 = \tau_0 / \rho$ , $u_{*b}^2 = C_{*D} \cdot U^2$
$v$	[m/s]	vitesse ponctuelle selon l'axe de coordonnée $y$
$v'$	[m/s]	vitesse ponctuelle (turbulente) due aux fluctuations selon l'axe de coordonnée $y$
$v_{ss}$	[m/s]	vitesse de sédimentation
$w$	[m/s]	vitesse ponctuelle selon l'axe de coordonnée $z$
$w'$	[m/s]	vitesse ponctuelle (turbulente) due aux fluctuations selon l'axe de coordonnée $z$
$x$	[m]	axe ou distance selon l'axe de coordonnée $x$
$x_i$	[m]	coordonnées physiques sous forme indexée, $x_i = (x_1, x_2, x_3) = (x, y, z)$

y	[m]	axe ou distance selon l'axe de coordonnée y
z	[m]	axe ou distance selon l'axe de coordonnée z
$\Gamma$	[kg/ms]	coefficient de diffusion pour grandeurs scalaires passives
$\Gamma_T$	[kg/ms]	coefficient de diffusion turbulente pour grandeurs scalaires passives
$\Gamma_\alpha$	[kg/ms]	coefficient de diffusion pour grandeurs scalaires passives $\alpha$
$\alpha$	[-]	coefficient de proportionnalité entre $k$ et $u_b^2$ , $u_b^2 = \alpha k$
$\Delta\rho$	[kg/m <sup>3</sup> ]	différence de masse volumique en un point, $\Delta\rho = \rho_m - \rho_a$
$\Delta\rho_s$	[kg/m <sup>3</sup> ]	incrément de densité causé par les matières solides
$\Delta\rho_{SL}$	[kg/m <sup>3</sup> ]	incrément de densité pour la salinité
$\Delta\rho_{SS}$	[kg/m <sup>3</sup> ]	incrément de densité dû aux matières solides en suspension
$\Delta\rho_{TDS}$	[kg/m <sup>3</sup> ]	incrément de densité pour les matières solides dissoutes
$\Delta t$	[s]	pas de temps
$\gamma$	[kN/m <sup>3</sup> ]	poids volumique apparent
$\gamma_s$	[kN/m <sup>3</sup> ]	poids volumique des grains
$\varepsilon$	[m <sup>3</sup> /s <sup>3</sup> ]	coefficient de dissipation de l'énergie turbulente $k$
$\phi$	[°]	angle de frottement interne du sol
$\lambda$	[W/mK]	conductivité thermique
$\mu$	[kg/ms]	viscosité dynamique
$\mu_\alpha$	[kg/ms]	viscosité dynamique de l'espèce $\alpha$
$\mu_T$	[kg/ms]	viscosité dynamique turbulente
$\mu_{eff}$	[kgm/s <sup>2</sup> ]	viscosité dynamique effective, $\mu_{eff} = \mu + \mu_T$
$\nu$	[m <sup>2</sup> /s]	viscosité cinématique, $\nu = \mu / \rho$
$\theta$	[-], [°]	angle de pente du fond
$\theta_c$	[-], [°]	angle de pente du fond critique
$\rho$	[kg/m <sup>3</sup> ]	masse volumique en un point
$\rho_a$	[kg/m <sup>3</sup> ]	masse volumique du fluide ambiant

$\rho_c$	[kg/m <sup>3</sup> ]	masse volumique du courant
$\rho_\alpha$	[kg/m <sup>3</sup> ]	masse volumique de l'espèce $\alpha$
$\rho_e$	[kg/m <sup>3</sup> ]	masse volumique du fluide porteur des sédiments
$\rho_m$	[kg/m <sup>3</sup> ]	masse volumique du mélange
$\rho_p$	[kg/m <sup>3</sup> ]	masse volumique de l'eau en fonction de la pression
$\rho_s$	[kg/m <sup>3</sup> ]	masse volumique des sédiments
$\rho_T$	[kg/m <sup>3</sup> ]	masse volumique de l'eau en fonction de la température
$\sigma$	[N/m <sup>2</sup> ]	contrainte normale
$\sigma_{T,k,\varepsilon}$	[-]	coefficients de diffusion dans le modèle de turbulence k - $\varepsilon$
$\sigma_{ij}$	[N/m <sup>2</sup> ]	tenseur de contraintes
$\sigma_H$	[-]	nombre de Prandtl pour la chaleur
$\sigma_T$	[-]	nombre turbulent de Prandtl
$\tau$	[N/m <sup>2</sup> ]	contrainte tangentielle
$\tau_o$	[N/m <sup>2</sup> ]	tension due aux forces de frottement proches du fond
$\psi$	[-]	grandeurs scalaires passives
$\psi_\alpha$	[-]	grandeurs scalaires passives $\alpha, \beta, \gamma$ , etc

---



## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- Akiyama J.** : *Turbidity current with erosion and deposition*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 111, No. 12, December, 1985.
- Alavian V.** : *Behavior of density currents on an incline*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 112, No. 1, January, 1986.
- Alavian V., Ostrowski Jr.** : *Use of density current to modify thermal structure of TVA reservoirs*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 118, No. 5, May, 1992.
- Altinakar M. S., Graf W. H., Hopfinger E. J.** : *Flow structure in turbidity currents*, Journal of Hydraulic Research, Vol. 34, No. 5, 1996.
- Altinakar M. S., Graf W. H., Hopfinger E. J.** : *Water and sediment entrainment in weakly depositing turbidity currents on small slopes*.
- Atkinson Joseph F.** : *Detachment of buoyant surface jets discharged on slope*, Journal of Hydraulics Engineering, Vol. 119, No. 8, August 1993, pp. 878-894.
- Barbieri A., Zamboni F., Salvadè G., Gianora O.** : *Flood inflow and effects on the oxygen and temperature profile in a meromictic lake*.
- Bemporad G. A.** : *Simulation of round buoyant jet in stratified flowing environment*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 120, No. 5, May 1994, pp. 529-543.
- Bournet P. E., Dartus D., Tassin B., Vinçon-Leite B.** : *Numerical investigation of plunging density current*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 125, No. 6, June, 1999.
- Bradford S. F., Katopodes N. D., Parker G.** : *Characteristic analysis of turbid underflows*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 123, No. 5, May, 1997.
- Bradford S. Katopodes N. D.** : *Hydrodynamics of turbid underflows. I: Formulation and numerical analysis*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 125, No. 10, October, 1999.
- Britter R. E.** : *The motion of the front of a gravity current travelling down an incline*, Journal of Fluid Mechanics, Vol. 99, part 3, 1980, pp. 531-543.
- Cheremisinoff N.** : *Encyclopedia of Fluid Mechanics, volume 1*, 1986.
- Chiu C.-L., Jin W., Chen Y.-C.** : *Mathematical models of distribution of sediment concentration*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 126, No. 1, January, 2000.
- Choi S.-U., Garcia M. H.** : *Modeling of one-dimensional turbidity currents with a dissipative-Galerkin finite element method*, Journal of Hydraulic Research, Vol. 33, No. 5, 1995.
- De Cesare G.** : *Alluvionnement des retenues par courants de turbidité*, Thèse EPFL N° 1820 et Communication du Laboratoire de Constructions Hydrauliques - LCH N° 7, Lausanne, EPFL, 1998
- De Cesare G., Schleiss A., Hermann F.** : *Impact of turbidity currents on reservoir sedimentation*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 127, No. 1, January 2001, pp. 6-16.
- Effler S. W., Owens E. M., Schimel K., Dobi J.** : *Weather-based variations in thermal stratification*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 112, No. 2, February 1986, pp. 159-165.
- Fukushima Y.** : *Numerical simulation of gravity current front*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 124, No. 6, June, 1998.
- Garcia M. H.** : *Depositional turbidity currents laden with poorly sorted sediment*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 120, No. 11, November, 1994.
- Garcia M. H.** : *Hydraulic jumps in sediment-driven bottom currents*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 119, No. 10, October, 1993.

- Garcia M. H.** : *Turbidity currents*, Encyclopedia of Earth System Science, Vol. 4, 1992, pp. 399-408.
- Graf W. H., Altinakar M. S.** : *Hydraulique fluviale, écoulement permanent uniforme et non uniforme*, Lausanne, 1993.
- Graf W. H., Altinakar M. S.** : *Hydraulique fluviale, écoulement non permanent et phénomènes de transport*, Lausanne, 1996.
- Graf W. H., Altinakar M. S.** : *Hydrodynamique*, Lausanne, 1991.
- Graf W. H.**, : *Hydraulics of sediment transport*, 1984.
- Gu R., Stefan H.** : *Analysis of turbulent buoyant jet in density-stratified water*, Journal of Hydraulic Environmental Engineering, Vol. 114, No. 4, July/August 1988, pp. 878-897.
- Gu R., Stefan Heinz G.** : *Mixing of temperature-stratified lakes and reservoirs by buoyant jets*, Journal of Environmental Engineering, Vol. 114, No. 4, July/August 1988, pp. 898-914.
- Hondzo M., Stefan G.** : *Lake water temperature simulation model*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 119, No. 11, November, 1993.
- Hwang R. R., Chiang T. P., Yang W. C.** : *Effect of ambient stratification on buoyant jets in cross-flow*, Journal of Engineering Mechanics, Vol. 121, No. 8, August 1995, pp. 865-872.
- James E.** : *Steady uniform underflow density currents*.
- Laboratorio Studi Ambientali (LSA)** : *Ricerche sull'evoluzione del Lago di Lugano, aspetti limnologici: programma quinquennale 1993-1997 (campagna 1994)*, Commissione Internazionale per la Protezione delle Acque Italo-Svizzere, 1996, 100 pp.
- Laboratorio Studi Ambientali (LSA)** : *Ricerche sull'evoluzione del Lago di Lugano, aspetti limnologici: programma quinquennale 1993-1997 (campagna 1993)*, Commissione Internazionale per la Protezione delle Acque Italo-Svizzere, 1996, 90 pp.
- Laboratorio Studi Ambientali (LSA)** : *Ricerche sull'evoluzione del Lago di Lugano, aspetti limnologici: programma quinquennale 1993-1997 (campagna 1996, campagna 1997 e rapporto quinquennale 1993-1997)*, Commissione Internazionale per la Protezione delle Acque Italo-Svizzere, 1998, 124 pp.
- Lee J. H. W., Cheung V. W. L.** : *Inclined plane buoyant jet in stratified fluid*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 112, No. 7, July 1986, pp. 580-589.
- Lee J. H. W., Yu W.-S.** : *Experimental study of reservoir turbidity current*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 123, No. 6, July 1987.
- Lemckert C J., Imberger J.** : *Axisymmetric intrusive gravity currents in linearly stratified fluids*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 119, No. 6, June 1993, pp. 662-679.
- Maxworthy T.** : *The dynamics of sedimenting surface gravity currents*, Journal of Fluid Mechanics, Vol. 392, 1999, pp. 27-44.
- Mays L. W.** : *Hydraulic Design Handbook*, 1999.
- Monaghan J. J., Cas R. A. F., Kos A. M., Hallworth M.** : *Gravity currents descending a ramp in a stratified tank*, Journal of Fluid Mechanics, Vol. 379, 1999, pp. 39-69.
- Morris G. L., Fan J.** : *Reservoir Sedimentation Handbook*, 1998.
- Schleiss A., Oehy Ch.** : *Verlandung von Stauseen und Nachhaltigkeit*, Verbandschrift 65 des schweizerischen Wasserwirtschaftsverbandes, Beiträge des internationalen Symposiums "Wasserkraft - die erneuerbare Energie", 18/19. Oktober 2001, Chur, 2001.
- Sinniger R., Martini O., De Cesare G.** : *Apports de sédiments dans une retenue par courant de densité. Mesures in situ*, XVIIIe ICOLD Congress, Q.69-R.7, Durban, South Africa.

- Stefan Heinz G., Gu Ruochuan** : *Efficiency of jet mixing of temperature-stratified water*, Journal of Environmental Engineering, Vol. 118, No. 3, May/June 1992, pp. 363-379.
- Tsay T.-K., Ruggaber G. J., Effler S. W., Driscoll C. T.** : *Thermal stratification modeling of lakes with sediment heat flux*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 118, No. 3, March 1992, pp. 407-419.
- Wallace R. B., Sheff B. B.** : *Two-dimensional buoyant jets in two-layer ambient fluid*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 113, No. 8, August 1987, pp. 992-1005.
- Western A. W., Nolan J. B., Hughes R. L., O'Neill I. C.** : *Mixing behavior of density-stratified pools*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 124, No. 3, March 1998, pp. 280-287.
- Wright S. J.** : *Buoyant jets in density-stratified crossflow*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 110, No. 5, May 1984, pp. 643-656.
- Wu S., Rajaratnam N.** : *A simple method for measuring shear stress on rough boundaries*, Journal of Hydraulic Research, Vol. 38, No. 5, 2000, pp. 399-400.





# **ANNEXES**

---

## **ANNEXE 7.1**

CRUE 1999 : Evolution de la concentration solide et de la vitesse dans le plan 1.

## **ANNEXE 7.2**

CRUE 1999 : Evolution de la concentration solide et de la vitesse dans le plan 2.

## **ANNEXE 7.3**

CRUE 1999 : Evolution de la température au fond du lac dans les plans 1 et 2.

## **ANNEXE 7.4**

CRUE 2000 : Evolution de la concentration solide et de la vitesse dans le plan 1.

## **ANNEXE 7.5**

CRUE 2000 : Evolution de la concentration solide et de la vitesse dans le plan 2.

## **ANNEXE 7.6**

CRUE 2000 : Evolution de la température au fond du lac dans les plans 1 et 2.

## **ANNEXE 7.7**

CRUE 1994 : Evolution de la concentration solide et de la vitesse dans le plan 1.

## **ANNEXE 7.8**

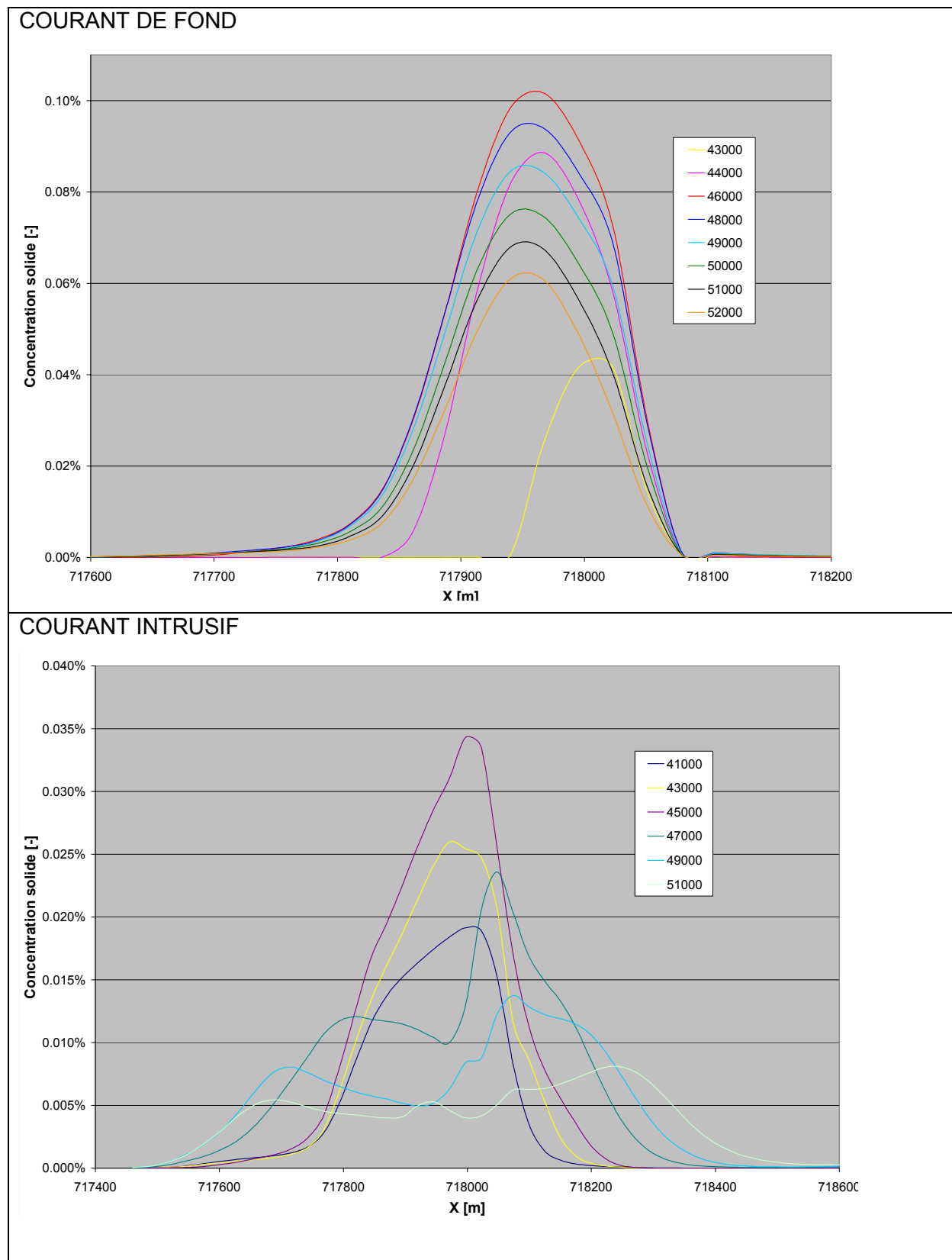
CRUE 1994 : Evolution de la concentration solide et de la vitesse dans le plan 2.

## **ANNEXE 7.9**

CRUE 1999 : Vitesses moyennes verticales dans les plans d'analyse.

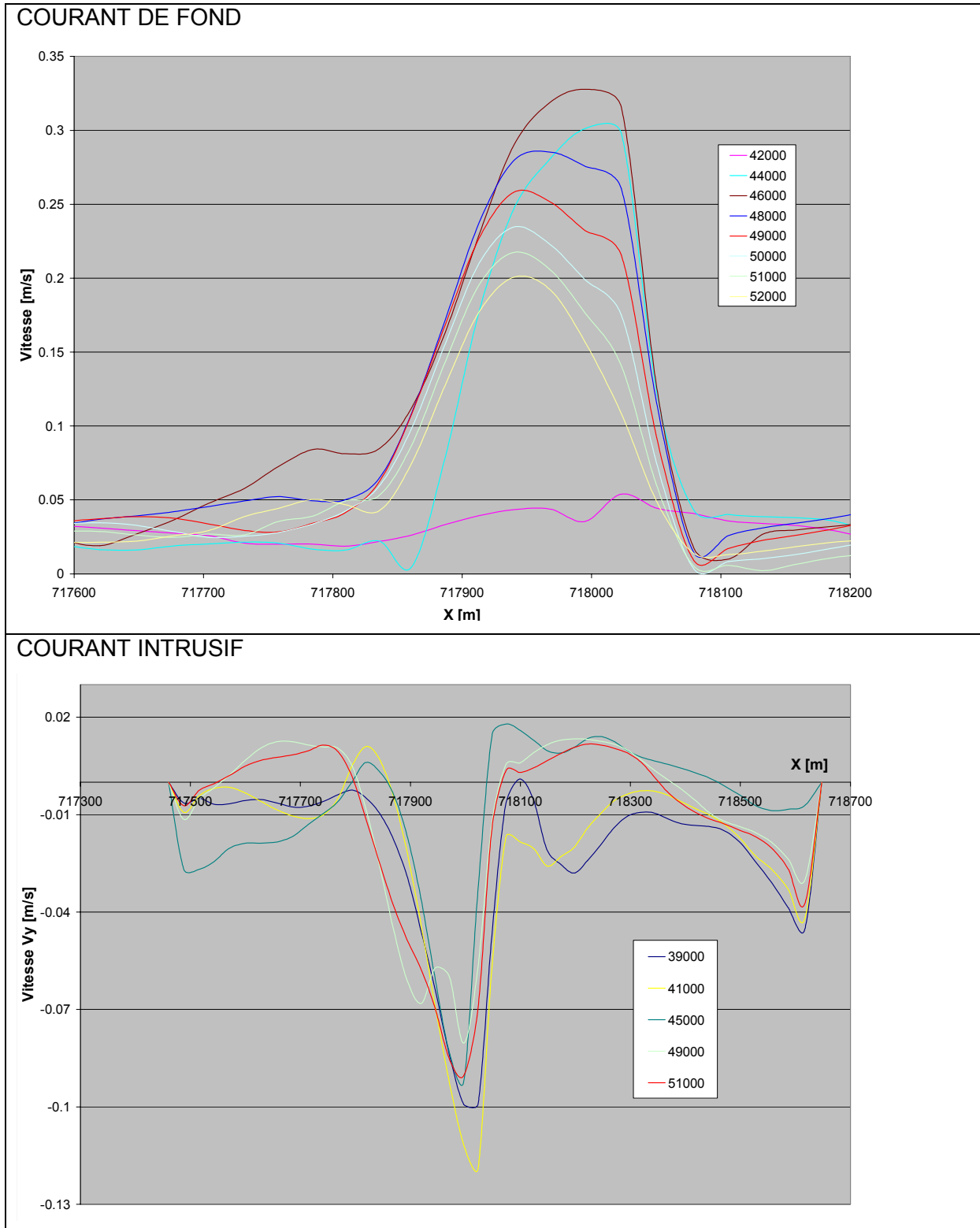
# ANNEXE 7.1a

CRUE 1999 : évolution de la concentration solide dans le plan 1.



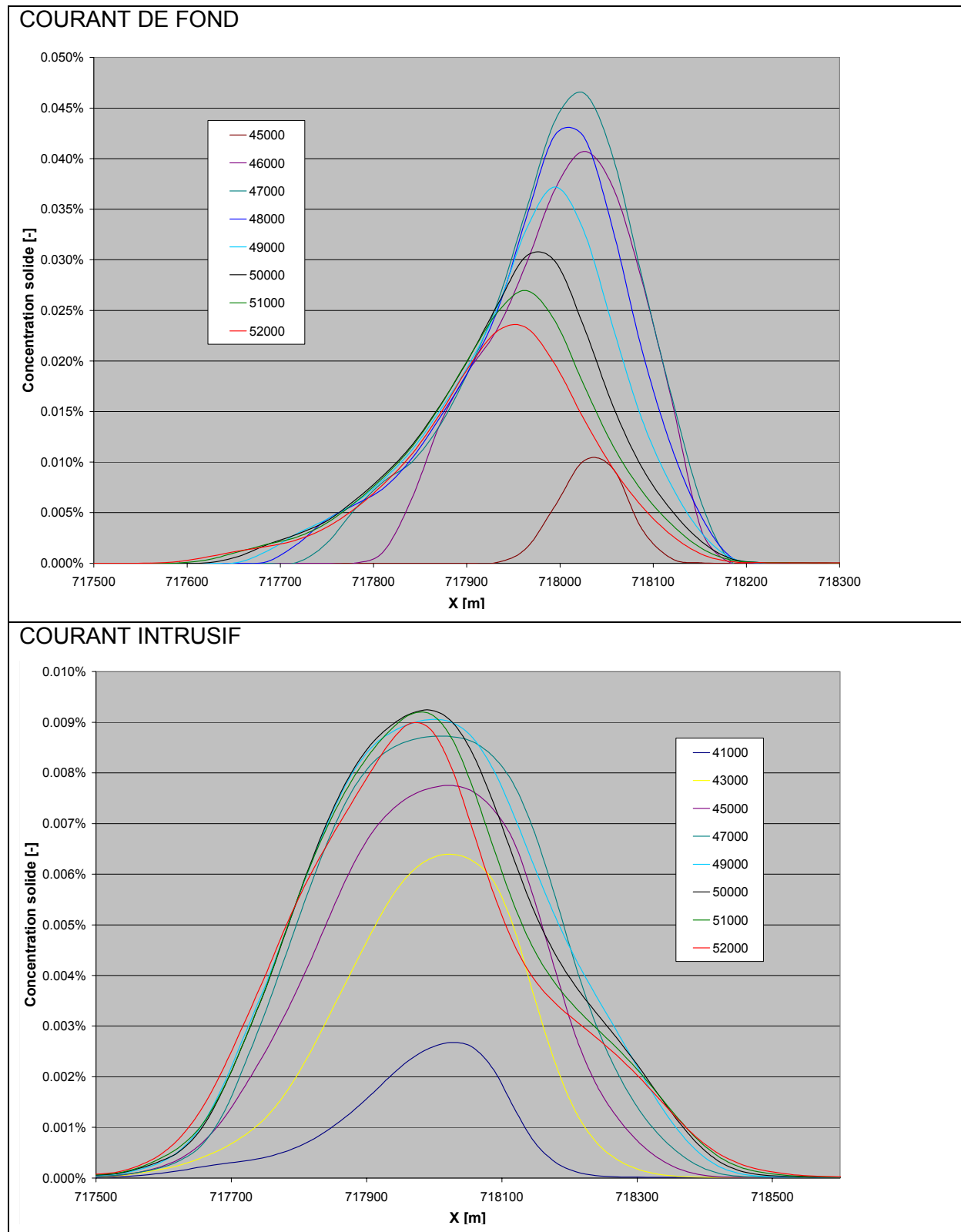
ANNEXE 7.1b

CRUE 1999 : évolution de la vitesse dans le plan 1



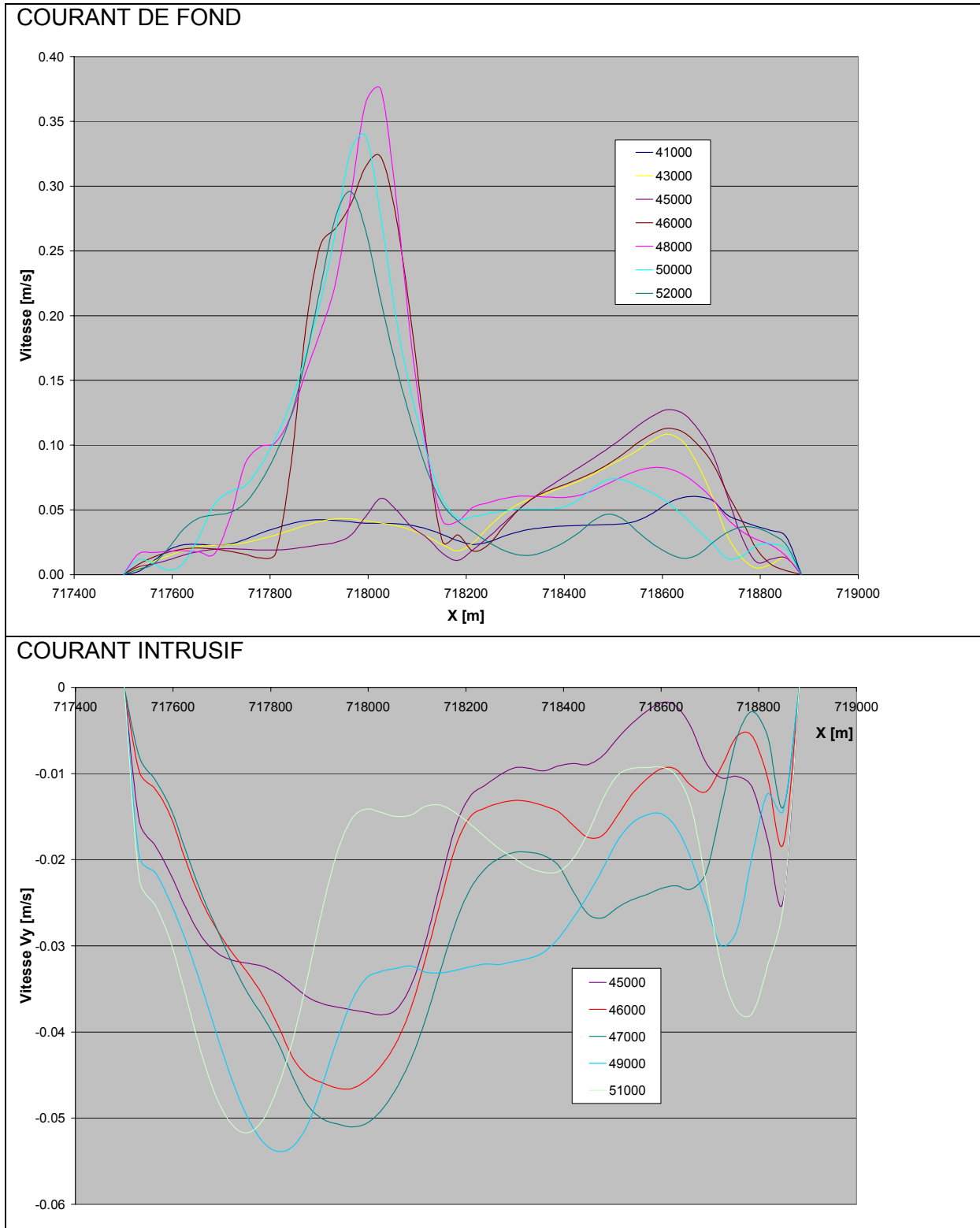
## ANNEXE 7.2a

CRUE 1999 : évolution de la concentration solide dans le plan 2



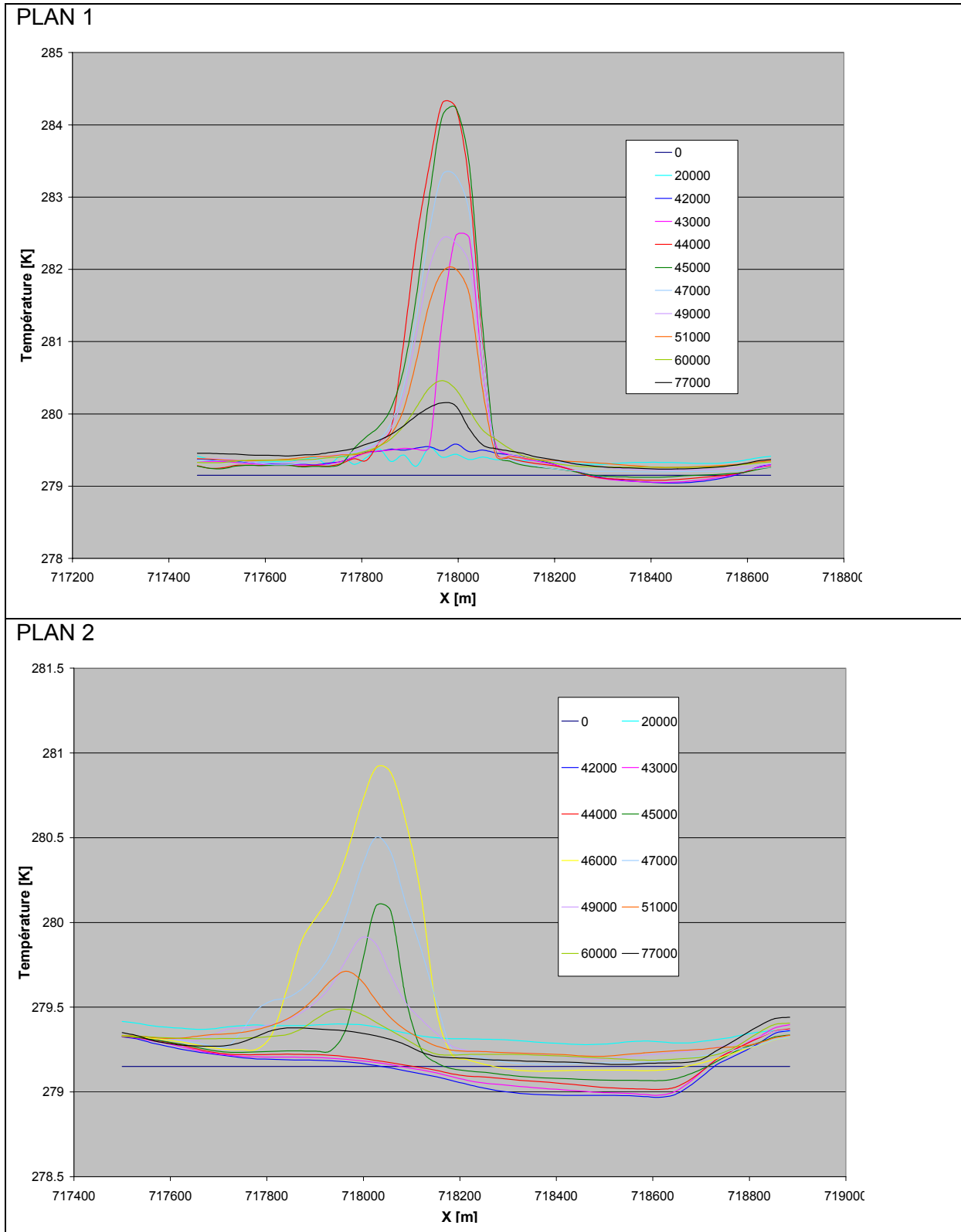
## ANNEXE 7.2b

CRUE 1999 : évolution de la vitesse dans le plan 2



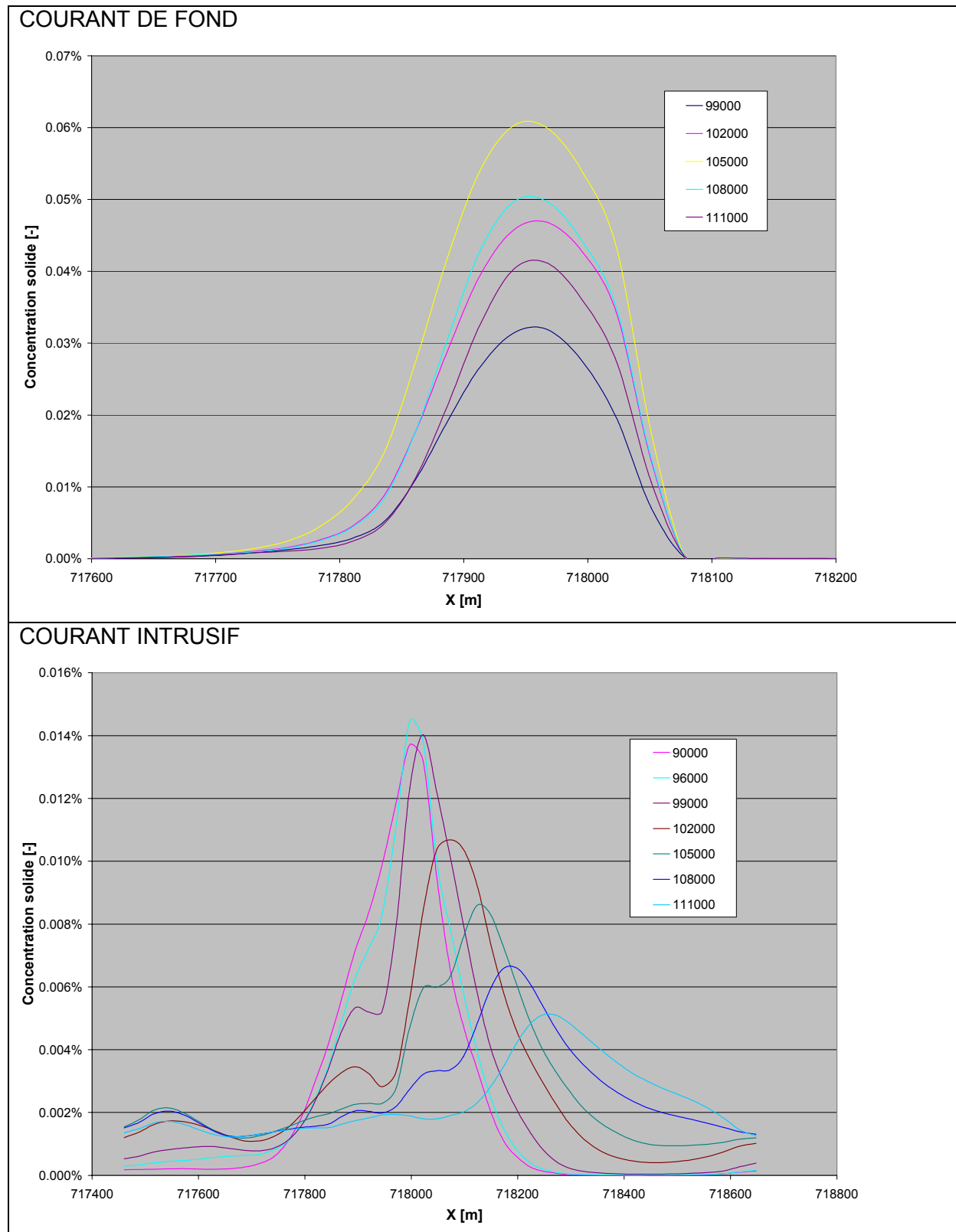
### ANNEXE 7.3

CRUE 1999 : évolution de la température sur le fond du lac dans les plans 1 et 2.



## ANNEXE 7.4a

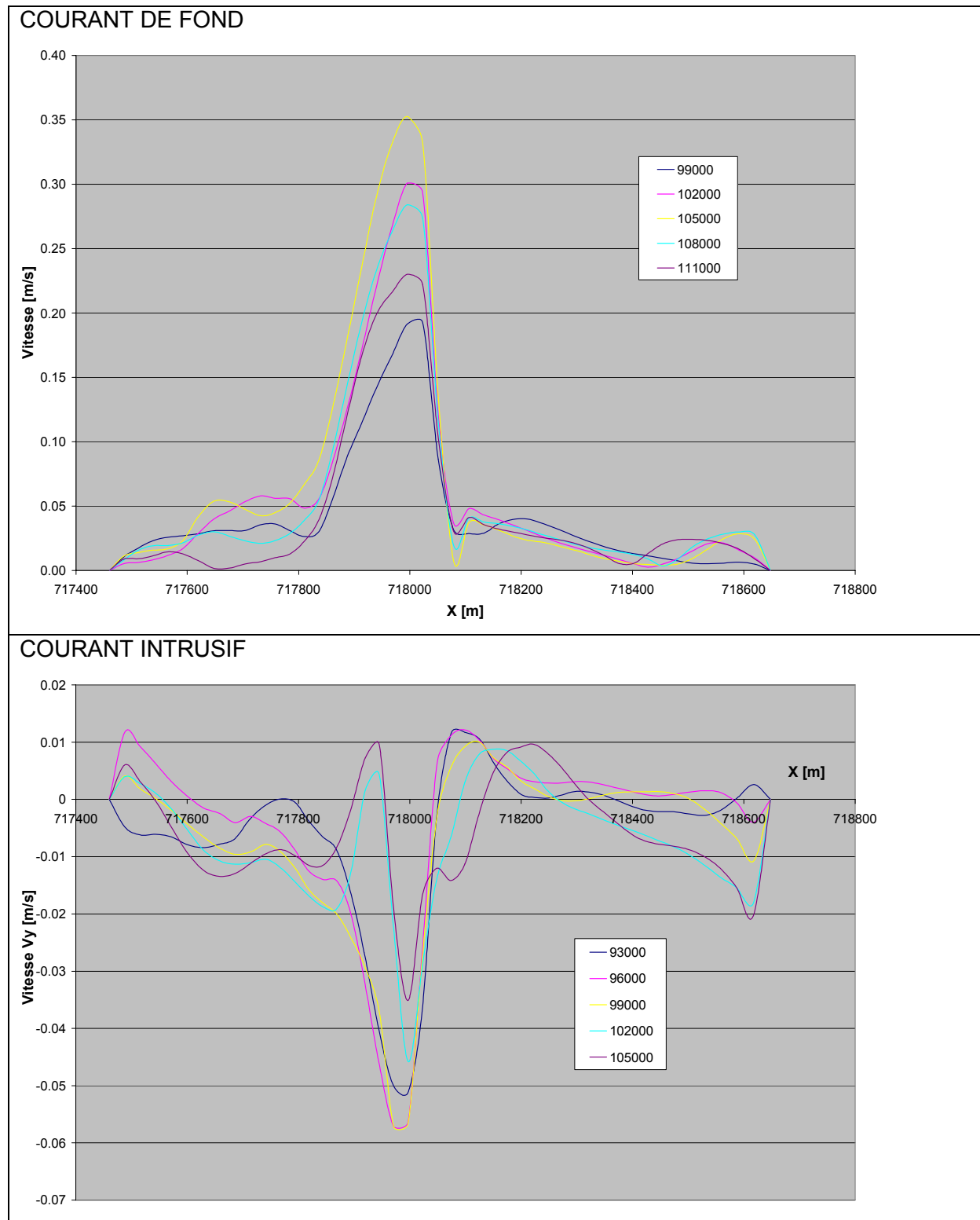
CRUE 2000 : évolution de la concentration solide dans le plan 1.





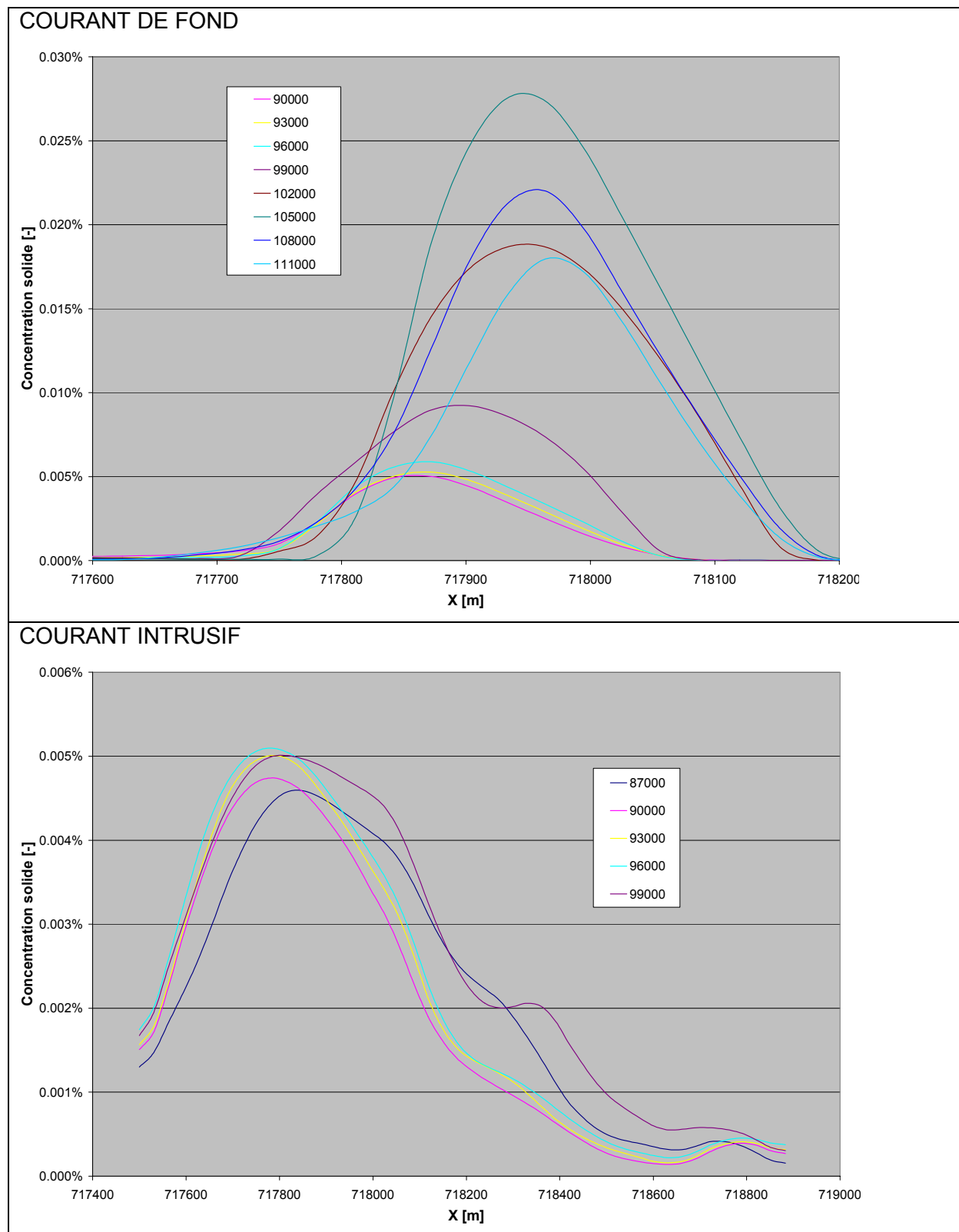
## ANNEXE 7.4b

CRUE 2000 : évolution de la vitesse dans le plan 1



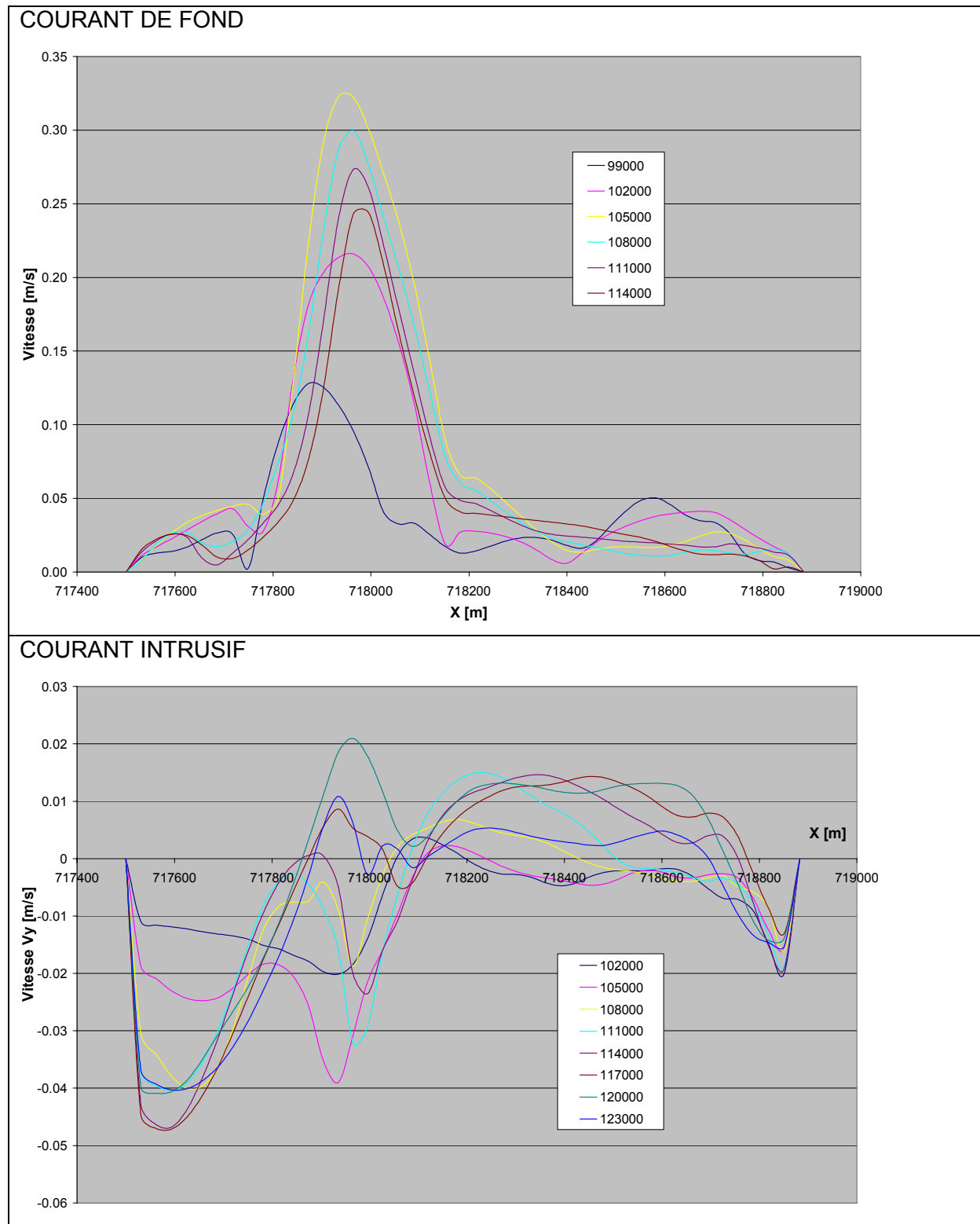
## ANNEXE 7.5a

CRUE 2000 : évolution de la concentration solide dans le plan 2



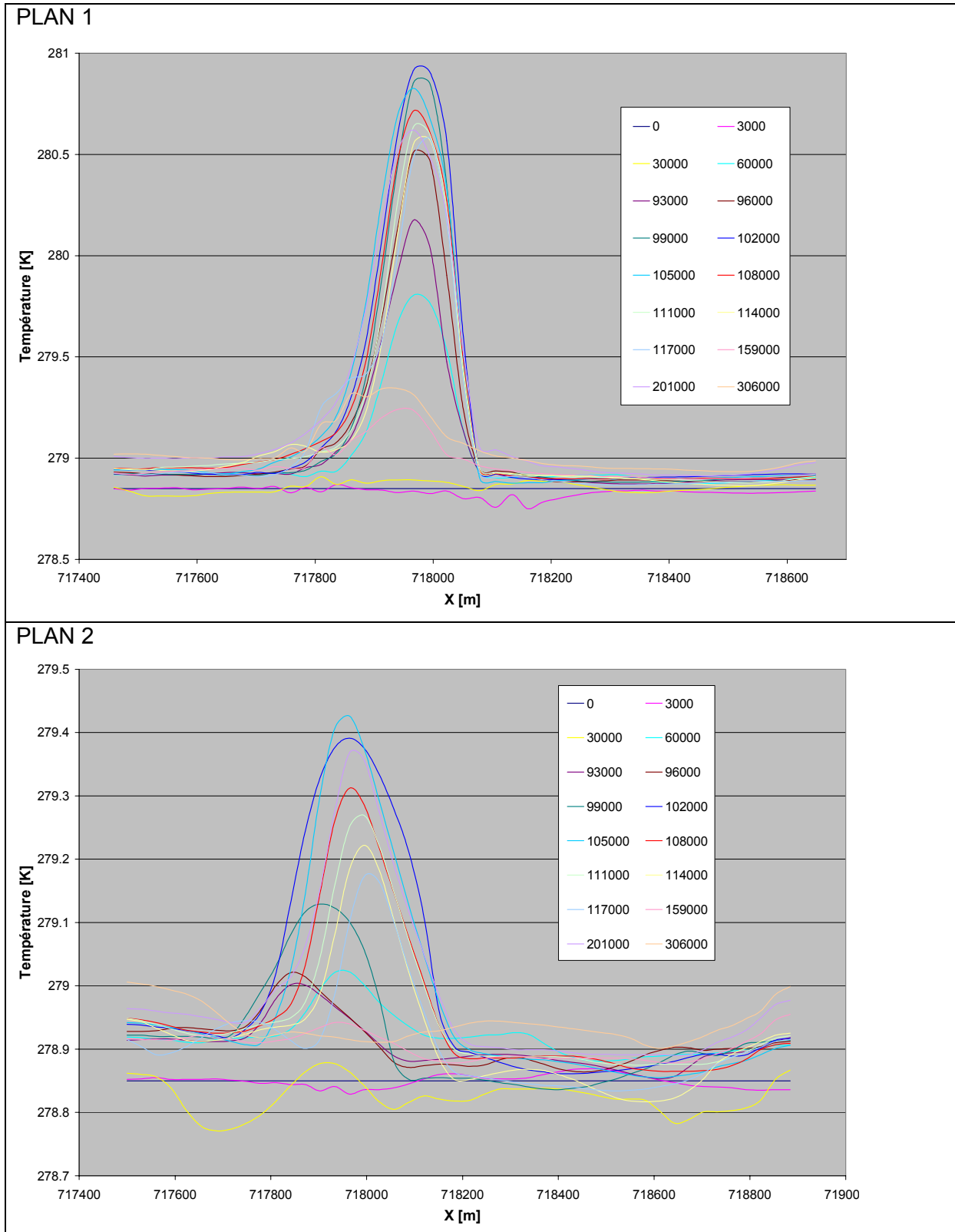
## ANNEXE 7.5b

CRUE 2000 : évolution de la vitesse dans le plan 2



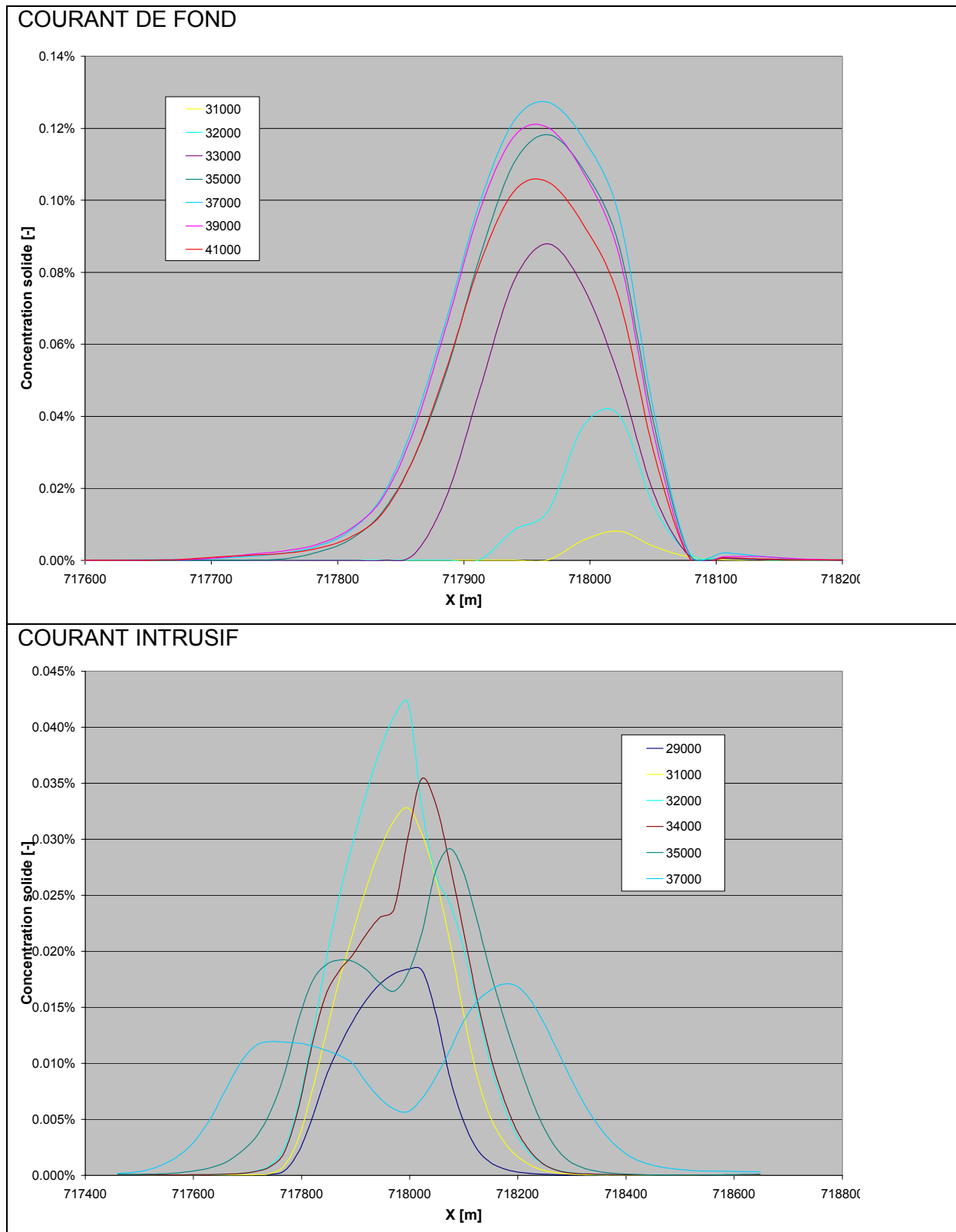
## ANNEXE 7.6

CRUE 2000 : évolution de la température sur le fond du lac dans les plans 1 et 2.



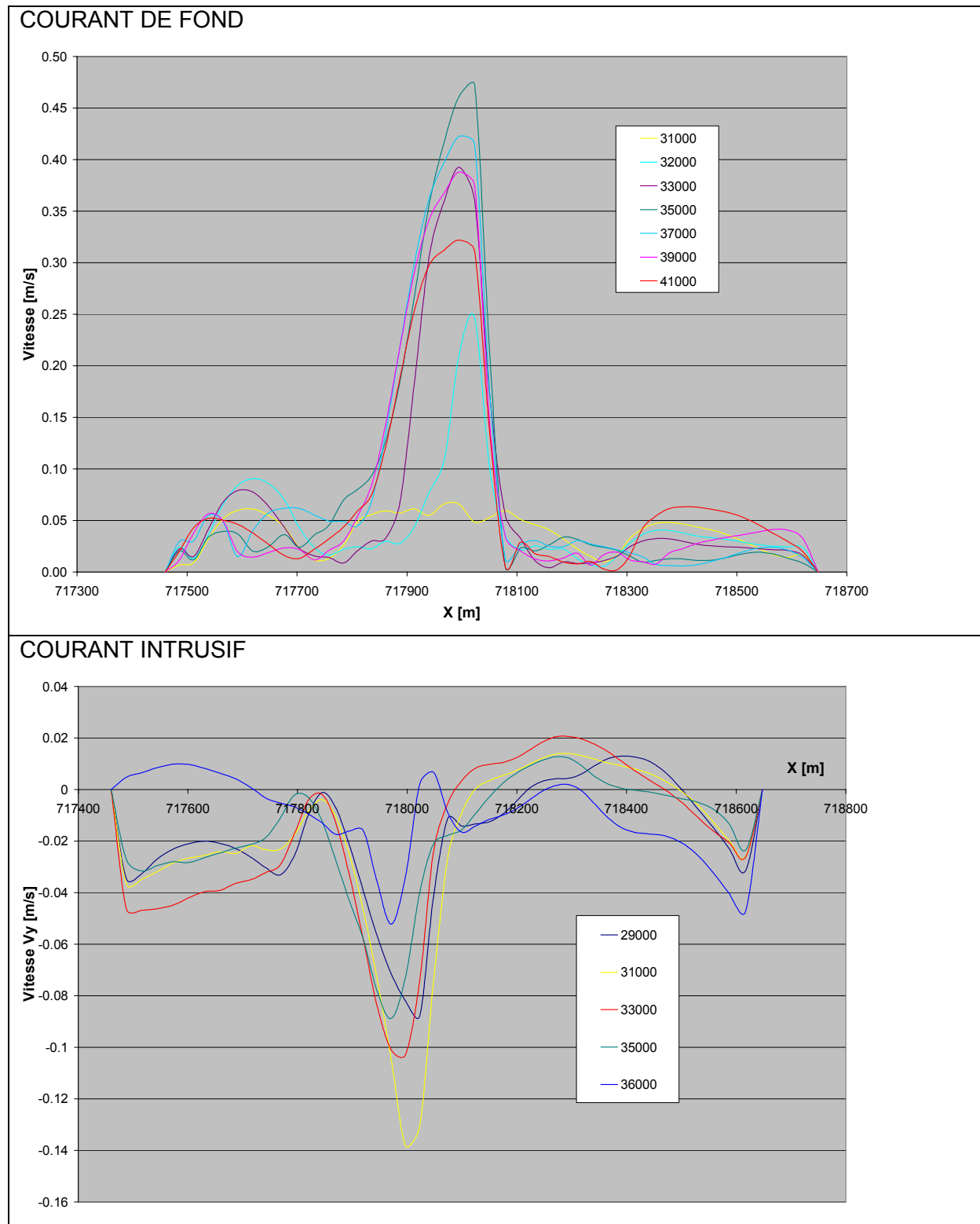
## ANNEXE 7.7a

CRUE 1994 : évolution de la concentration solide dans le plan 1.



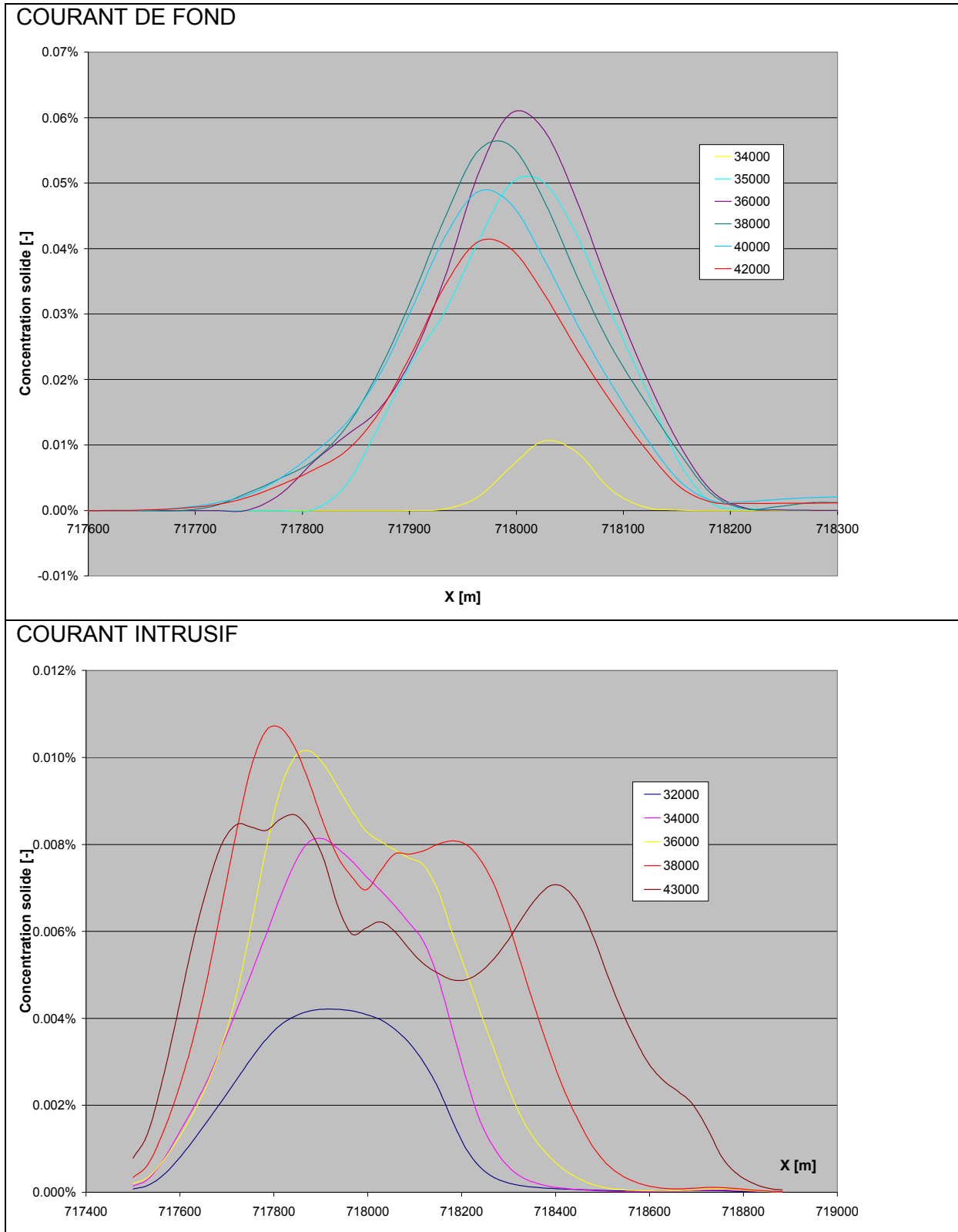
## ANNEXE 7.7b

CRUE 1994 : évolution de la vitesse dans le plan 1



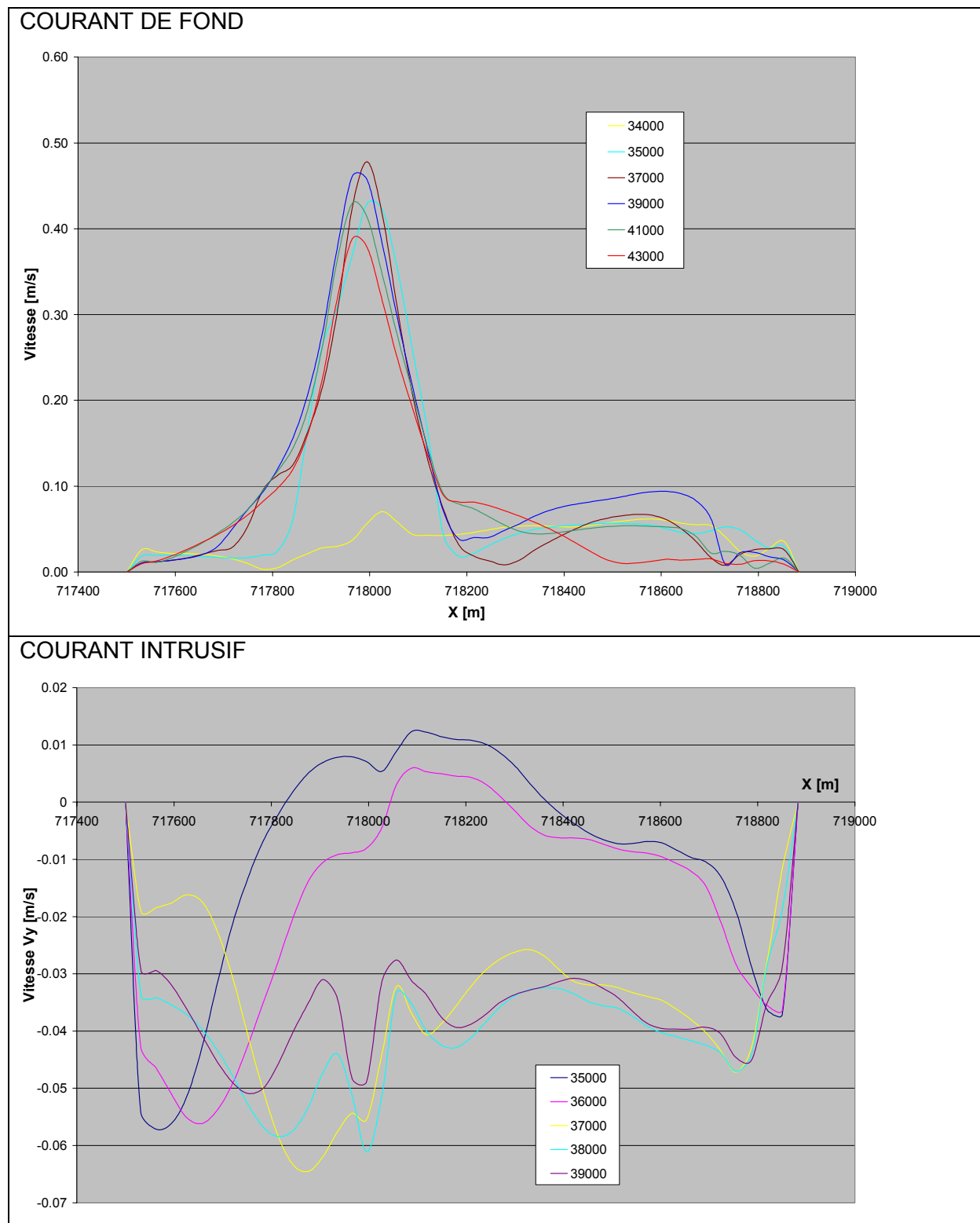
ANNEXE 7.8a

CRUE 1994 : évolution de la concentration solide dans le plan 2



## ANNEXE 7.8b

CRUE 1994 : évolution de la vitesse dans le plan 2

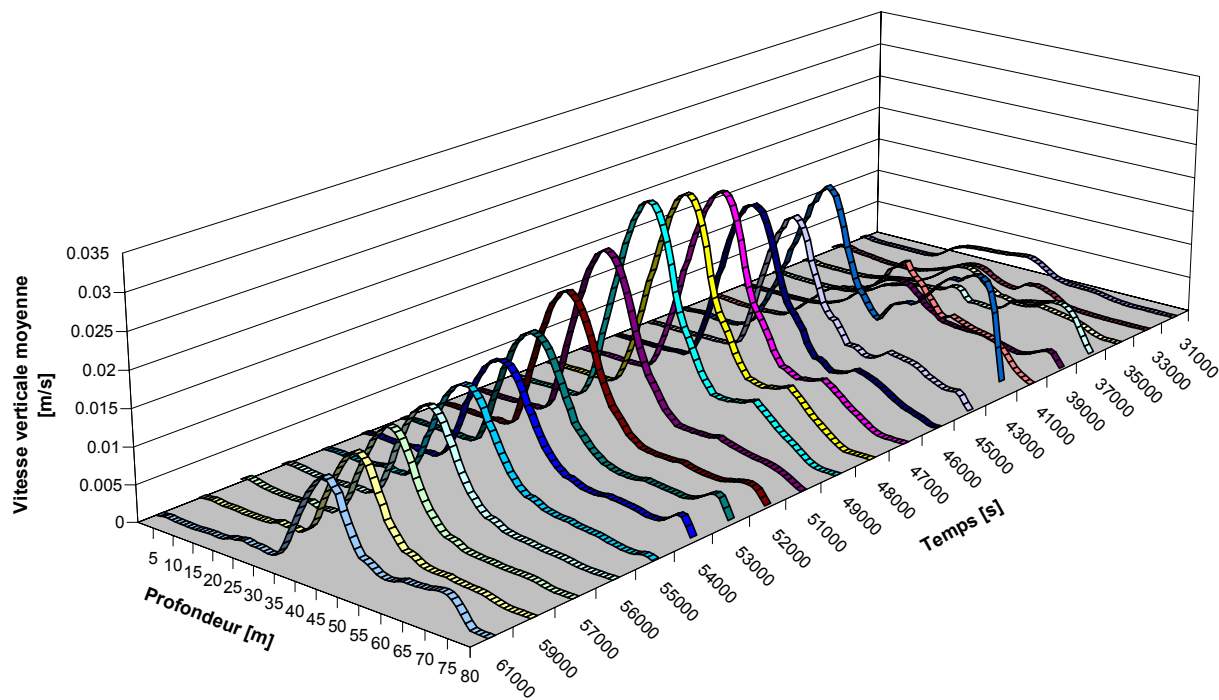




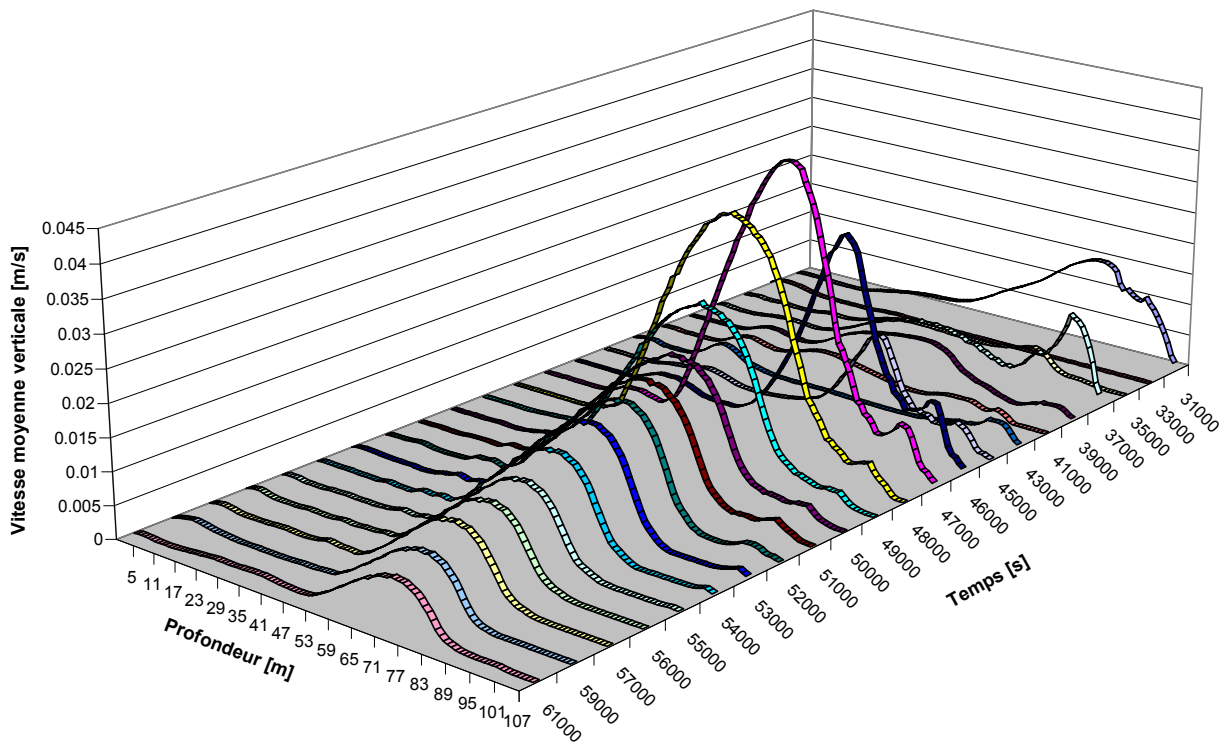
ANNEXE 7.9a

CRUE 1999 : vitesses moyennes verticales

PLAN 1A



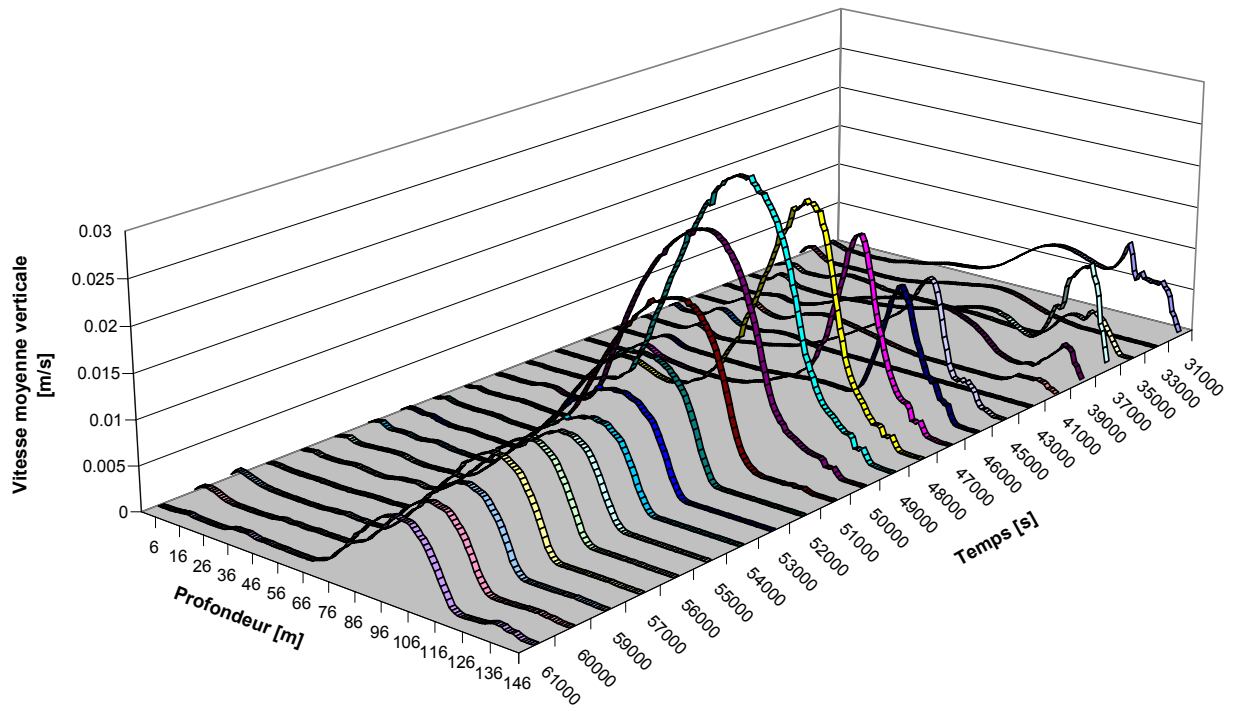
PLAN 2



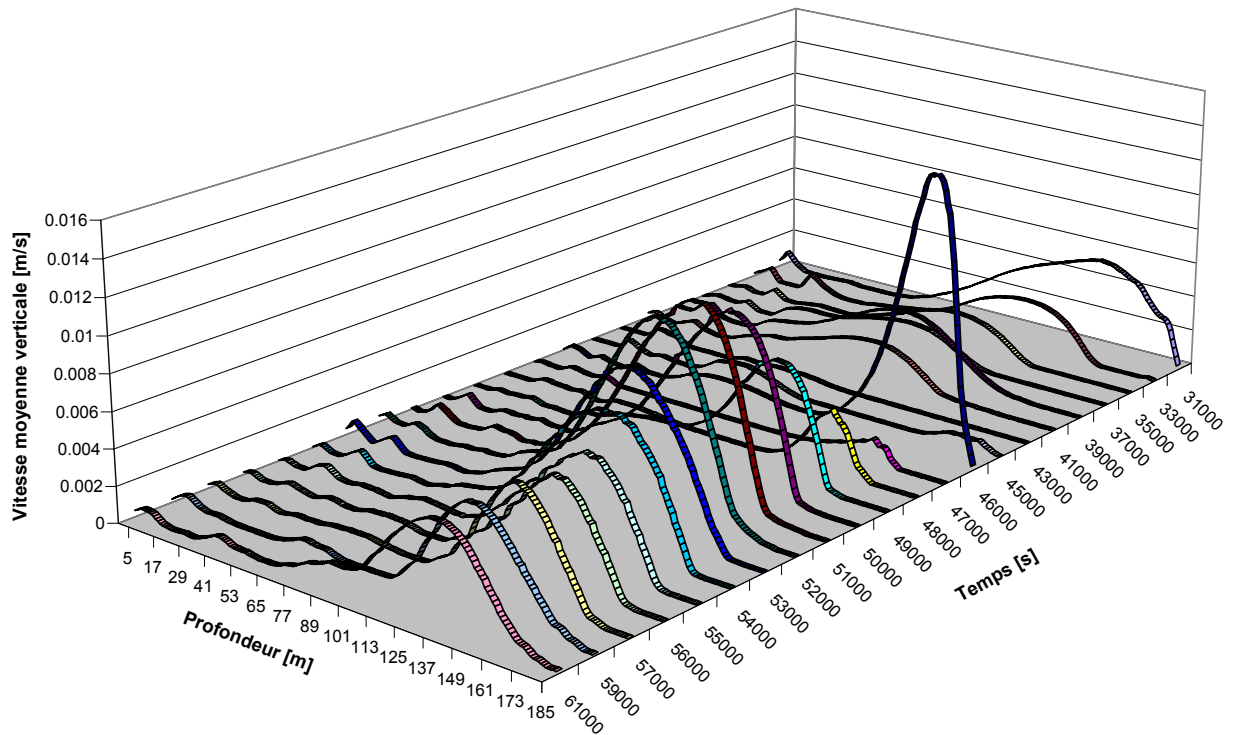
ANNEXE 7.9b

CRUE 1999 : vitesses moyennes verticales

PLAN 2A



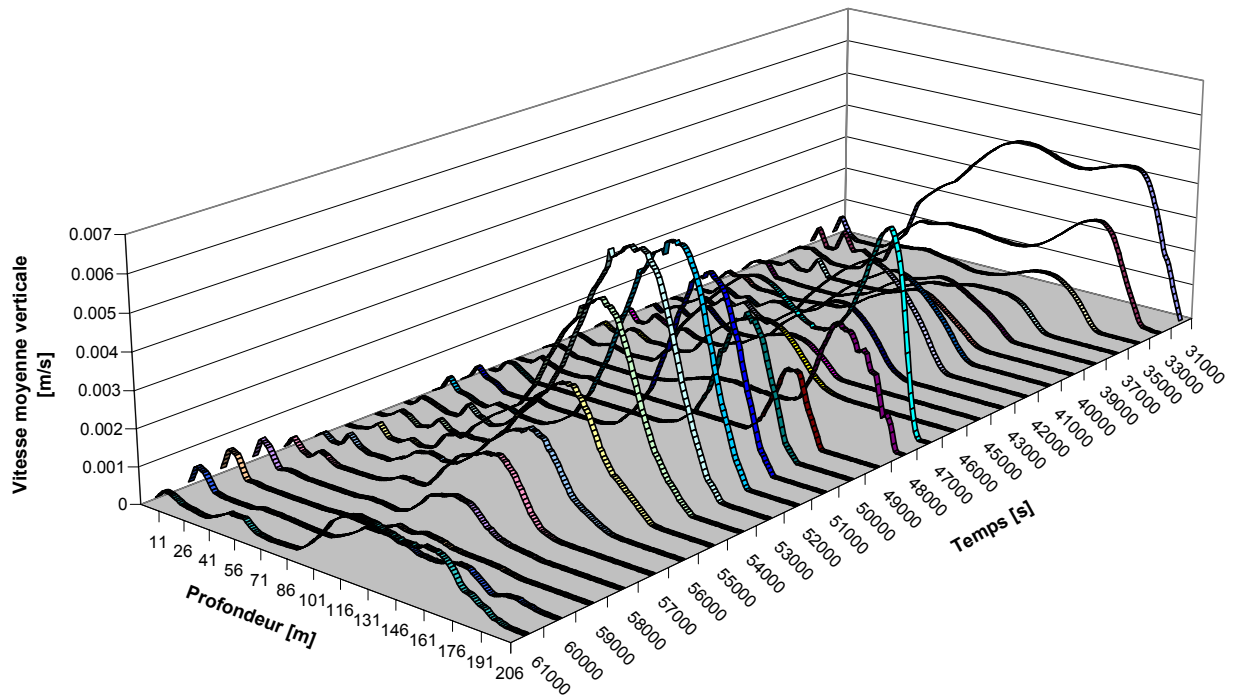
PLAN 3



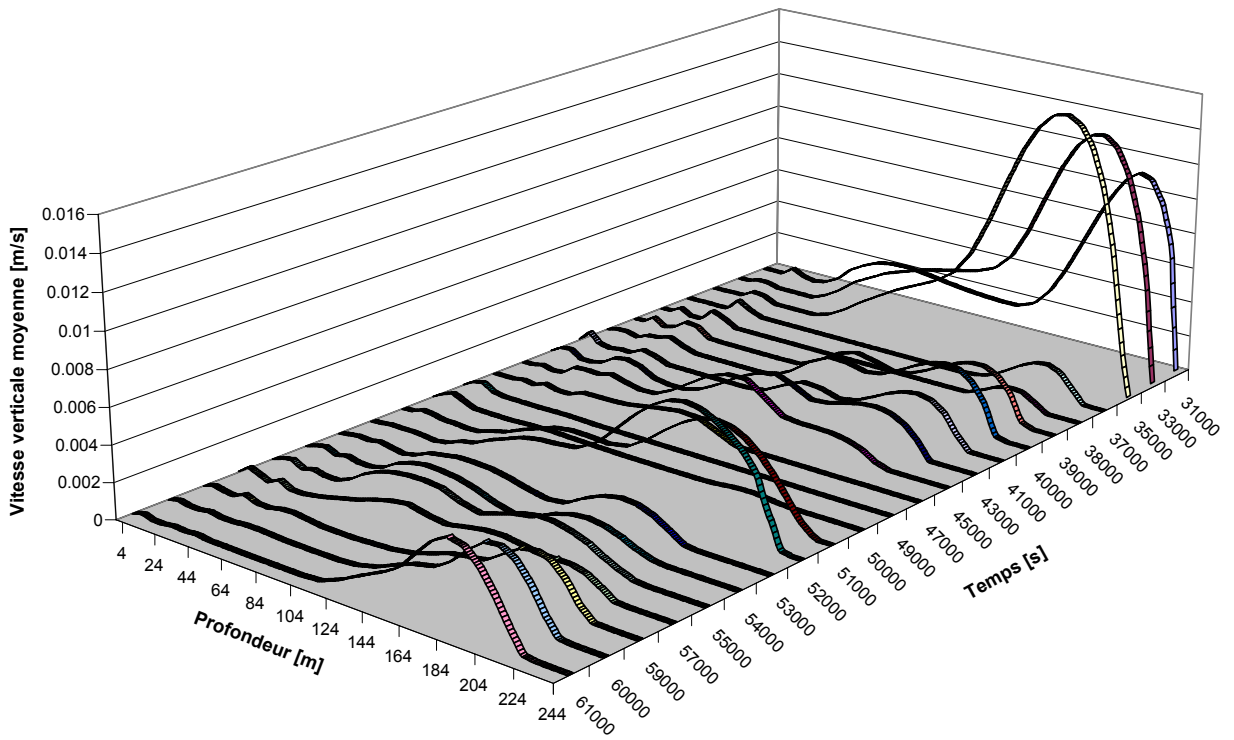
ANNEXE 7.9c

CRUE 1999 : vitesses moyennes verticales

PLAN 4



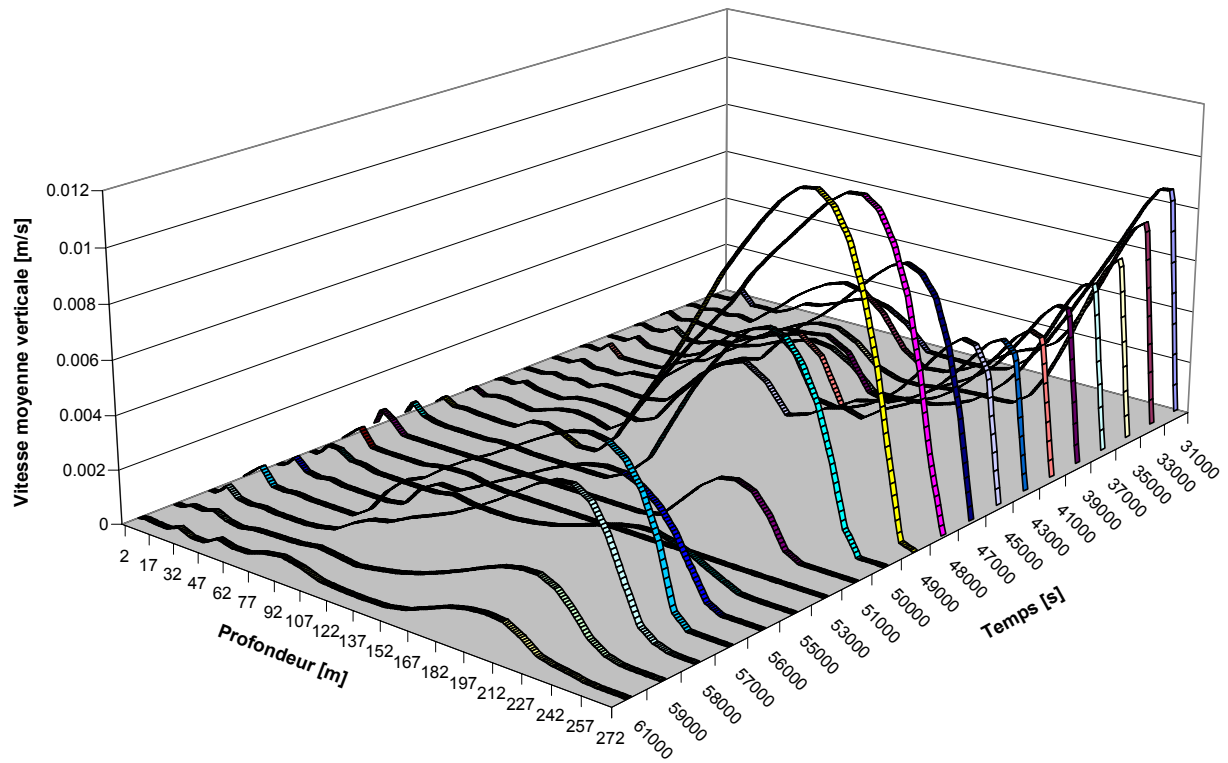
PLAN 5



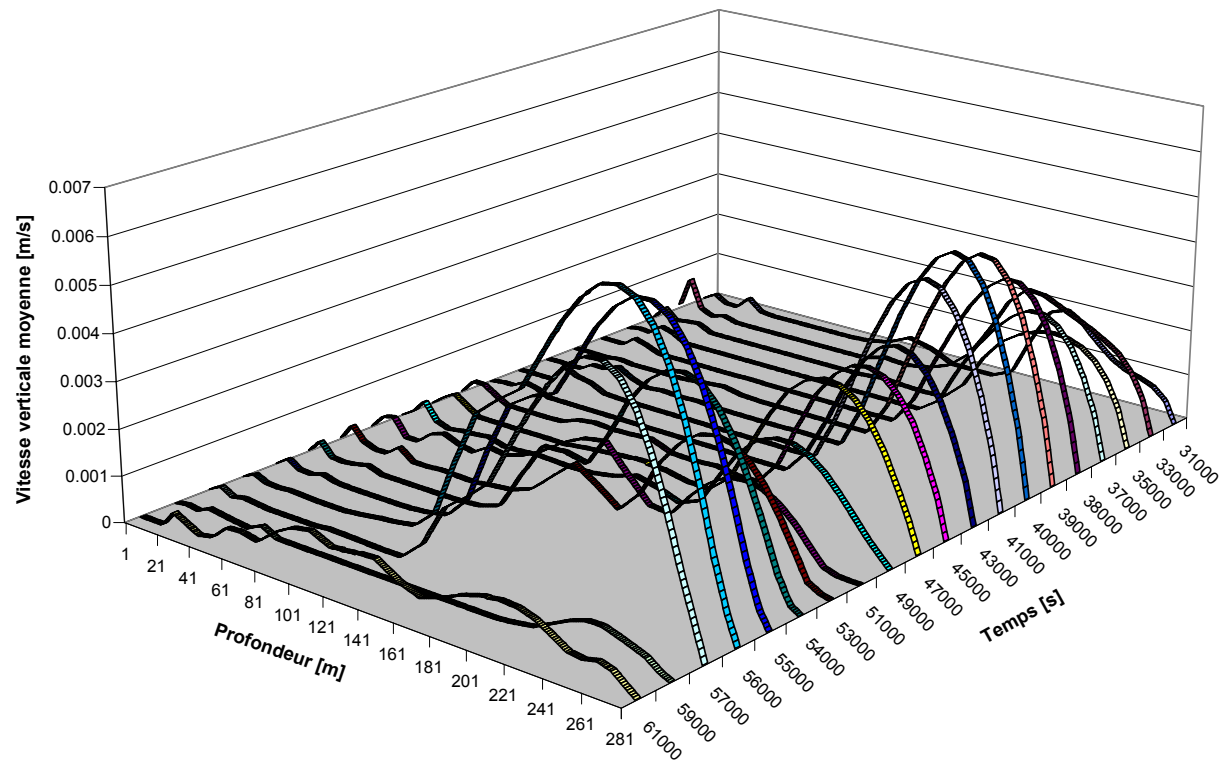
ANNEXE 7.9d

CRUE 1999 : vitesses moyennes verticales

PLAN 6A

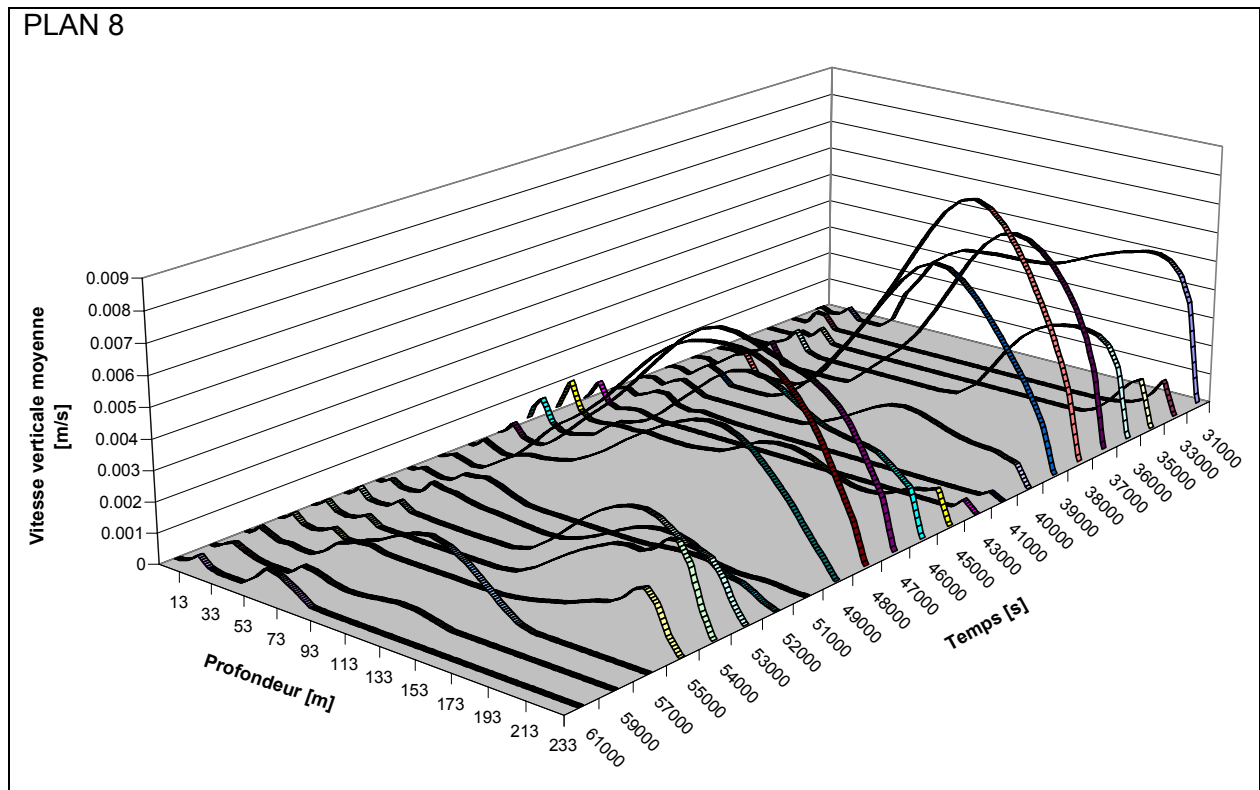


PLAN 7A



ANNEXE 7.9e

CRUE 1999 : vitesses moyennes verticales







ÉCOLE POLYTECHNIQUE  
FÉDÉRALE DE LAUSANNE

Prof. Dr A. Schleiss  
Laboratoire de constructions hydrauliques - LCH  
EPFL, CH-1015 Lausanne  
<http://lchwww.epfl.ch>  
e-mail: [secretariat.lch@epfl.ch](mailto:secretariat.lch@epfl.ch)