

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 96 (2003)
Heft: [1]: Lake systems from Ice Age to industrial time

Artikel: Ecoulement de l'eau dans le fond du Léman après circulation dans le cône sédimentaire profond de la Dranse
Autor: Olive, Philippe / Boulègue, Jacques / Ferhi, André
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-169046>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 15.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Écoulement de l'eau dans le fond du Léman après circulation dans le cône sédimentaire profond de la Dranse

PHILIPPE OLIVE¹, JACQUES BOULÈGUE², ANDRÉ FERHI¹, SOPHIE RAVAILLEAU¹, EMMANUEL AUBRY³, MARIE-CLAUDE LECHAPT¹.

Key words: Sedimentary cone, fluid circulation, geochemical reactions

ABSTRACT

Some cores taken by submersible (F.A. FOREL), in sediments of the Dranse sedimentary cone, have enabled us to study the early stages of diagenesis and water-substance exchange from these sediments to lake Geneva. The interstitial waters show biogeochemical gradation, with sulphate reduction under the water-sediment interface, followed by nitrate reduction at greater depth. This involves sub-lacustrine light flux of nitrates. Advection-diffusion modelling of the dissolved species demonstrates an upwards advective transport of water ejected from the sedimentary fan towards the lake, with flow velocities in the range of 0.05 – 0.25 m/yr. The chemical composition of the advected water can be estimated. It is very close to that of groundwater percolating through glacial-lacustrine Quaternary deposits above Evian. Using these findings, inflow of groundwater to the Lemane lake is estimated to be about $2.7 (\pm 0.5) \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$. This estimate can be compared to the annual Evian mineral water production, which is about $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$.

On the hydrogeological level, our results demonstrate the existence of discrete water flowpaths between the the Quaternary deposits of the Evian area and the lacustrine zone. Those characteristics have been obtained during the Würm deglaciation.

RESUME

Des carottes sédimentaires prélevées par submersible (F.A. FOREL) ont permis d'étudier les processus diagénétiques précoces et les échanges d'eau et de matière entre les sédiments du cône sédimentaire de la Dranse et le lac Léman. Les eaux interstitielles montrent une gradation biogéochimique avec réduction des sulfates sous l'interface eau-sédiment, suivie d'une réduction des nitrates plus en profondeur. Cela implique un léger apport sous-lacustre de nitrates. Une modélisation des processus d'advection - diffusion des espèces dissoutes montre qu'il y a advection verticale d'eau expulsée du cône sédimentaire vers le lac avec des vitesses comprises entre 5 et 25 cm/an. Il est possible d'estimer la composition chimique de l'eau advectée. Elle est très proche de la composition des eaux percolant dans les terrains quaternaires glacio-lacustres au-dessus d'Evian.

Le flux d'eau ainsi apporté dans le lac Léman est de l'ordre de $2,7(\pm 0,5).10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$. Il peut être comparé à la production des eaux minérales d'Evian de l'ordre de $1,5.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$.

Sur le plan hydrologique nos résultats montrent l'hétérogénéité et l'individualisation assez poussée des trajets de l'eau entre le Quaternaire dominant Evian et la région lacustre. Ces caractéristiques ont été acquises lors de la glaciation rhodanienne du Würm.

1.- Introduction

Les cônes sédimentaires actuels sont des modèles de structures attractifs pour comprendre de nombreux processus de migration de fluides (eau, hydrocarbures). Souvent ces processus sont étudiés dans les plus grandes structures actuelles (Gange, Indus, Amazone, Orénoque,...) sous incitations économiques liées au pétrole. Les études faites sur les eaux y sont cependant rares et ne s'intéressent, le plus souvent, qu'aux zones superficielles. Dans le cas du Gange, des forages profonds ont permis de mettre en évidence la circulation de fluides d'origine continentale sur des distances très importantes (Ormond et al. 1995)

Le cône sédimentaire de la Dranse pose des problèmes de circulation de fluides entre les nappes d'eau souterraines de la région d'Evian-Thonon et d'éventuels exutoires sous-lacustres (Dray et al. 1996). Des études géophysiques et des plongées avec le mésoscaphe F.A. Forel avaient déjà permis de mettre en évidence des structures sous-lacustres indiquant des apports locaux importants de nutriments (Chellingsworth 1999). Des colonies bactériennes (*Beggiatoa*), en plaquage sur le sédiment, dans la partie lacustre du cône sédimentaire de la Dranse, en sont le témoignage le plus caractéristique.

¹ Centre de Recherches Géodynamiques, C.N.R.S. U.M.R. 7047 : Physico-chimie des Fluides Géologiques, B.P. 510, 74203 THONON Cedex.

² Département Milieu et Environnement, I.R.D., 213 rue La Fayette, 75010, PARIS.

³ Laboratoire de Géochimie et Métallurgie, C.N.R.S. U.M.R. 7047 : Physico-Chimie des Fluides Géologiques, U.P.M.C., 4 Place Jussieu, 75252, PARIS Cedex 05.

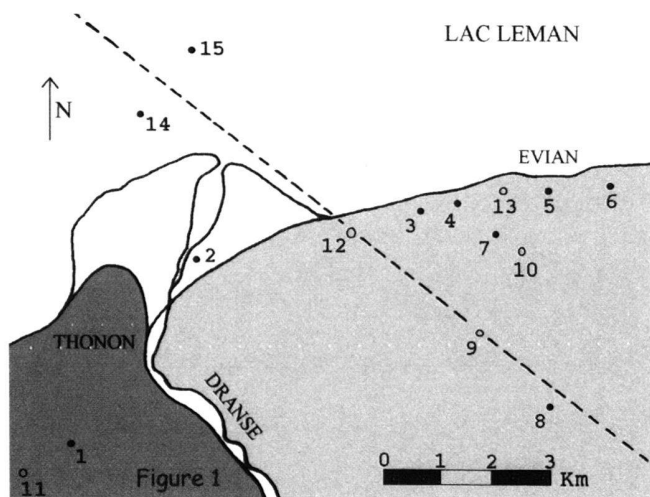


Figure 1. Localisation des points d'eau dont les principales caractéristiques sont reportées dans les tableaux 4 et 6. On distingue les moraines du glaciaire du Würm terminal sur le versant Evian, les terrasses fluvio-glaciaires datant du retrait lors du Tardi-glaciaire sur le versant Thonon et les dépôts deltaïques de la Dranse. Le tireté représente le tracé de la coupe de la figure 9

L'écoulement de fluides aqueux en milieu sous-lacustre, ou sous-marin, induit des gradients de concentration dans les eaux interstitielles des sédiments. De tels écoulements sont quantitativement importants lorsque les gradients correspondants sont observés dans les premières dizaines de centimètres du sédiment profond (Castrec et al. 1996). L'échantillonnage fait par submersible permet alors de localiser la prise d'échantillons de sédiments vis à vis de structures actives (failles) pouvant servir de drains aux fluides et ainsi d'optimiser l'identification d'expulsion de fluides. Sur la base d'observations préalables (Chellingsworth 1999), nous avons entrepris la recherche de circulation de fluides dans le cône sédimentaire de la Dranse en échantillonnant des carottes sédimentaires à proximité de failles actives et dans les zones morphologiquement moins favorables pour permettre des comparaisons. Les résultats présentés pour le cône sédimentaire de la Dranse correspondent à l'identification de la nature des fluides expulsés en milieu sous-lémanique et à l'estimation des flux impliqués.

2.- Prélèvements et analyses

En octobre 1999, cinq carottes de 50 cm ont été prélevées dans le Léman, en utilisant le carottier Ambühl du mésoscaphe F.A. Forel, au large du delta de la Dranse. Nous présentons les résultats obtenus pour deux d'entre elles bien représentatives : la carotte 3-8 prélevée par 202 m de fond (point 14 de la figure 1) et la carotte 2-3 prélevée par 253 m de fond (point 15 de la figure 1).

Les carottes ont été aussitôt stockées à 4°C. L'eau in-

terstitielle a été extraite sous pression d'azote, puis filtrée à 0,2 µm. Ce processus d'extraction des eaux interstitielles entraîne peu d'artefacts, néanmoins il se produit une diminution de la concentration en Mg^{2+} et une augmentation de la concentration en K^+ par effet d'échange ionique (Gieskes 1973, Sayles et al. 1973). Il peut également se produire une oxydation de NH_4^+ en NO_3^- .

Les éléments suivants ont été dosés : Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} par spectroscopie d'absorption atomique, Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , PO_4^{3-} par chromatographie ionique, NH_4^+ , SiO_2 par colorimétrie et l'alcalinité par potentiométrie. Les rapports isotopiques $^{18}O/^{16}O$ de l'eau ont été obtenus par spectrométrie de masse. Les résultats sont présentés en tableau 1. Sur les figures 2, 4, 5, 6 et 7, les concentrations ont été reportées en fonction de la profondeur dans la carotte

3.- Estimation des effets d'advection, de diffusion et de diagenèse

On note des concentrations élémentaires assez différentes entre les eaux du lac et les eaux interstitielles ainsi que des variations importantes des concentrations élémentaires des eaux interstitielles. Trois mécanismes principaux peuvent les expliquer : diagenèse de la matière organique, réactions avec des minéraux et advection d'eau per ascensum.

Les processus susceptibles d'expliquer ces différentes compositions peuvent être modélisés par application des équations de Fick (Craig 1969, Lerman 1979) en considérant un flux diffusif $D \cdot \frac{dC}{dz}$ où D est le coefficient de diffusion et le gradient de concentration C en fonction de la position dans le sédiment, un flux advectif $U \cdot C$ où U est la vitesse d'advection et un terme de consommation J dû aux réactions de diagenèse. Si l'on suppose que l'état stationnaire est atteint, la concentration C_z s'exprime par (Lerman 1979):

$$C_z = \{ [C_s - C_b - \beta \cdot h] \cdot [e^{\alpha \cdot z} - 1] / [\alpha \cdot h - 1] \} + C_b + \beta \cdot z \quad (1)$$

C_s = concentration mesurée au sommet de la carotte (µM/L = nM.cm⁻³).

C_b = concentration mesurée à la base de la carotte (nM.cm⁻³).

C_z = concentration à z cm au-dessus de la base de la carotte.

D = coefficient de diffusion moléculaire (cm².sec⁻¹).

U = vitesse d'advection de l'eau (cm.sec⁻¹).

J = quantité de l'élément ajouté ou retranché par réaction chimique tout au long de la carotte (nM.cm⁻³.sec⁻¹).

h = épaisseur de la carotte (cm).

z = hauteur à partir de la base de la carotte (cm).

$\alpha = U/D$ (cm⁻¹). Si $\alpha > 0$ le flux a lieu du bas vers le haut

Tableau 1. concentrations, en mole par litre (M.L-1), des éléments dissous dans l'eau interstitielle des carottes 2-3 et 3-8. L'eau, surnageante, est notée Lac et la colonne z représente la position moyenne de la tranche de sédiment, le zéro correspondant à la base de la carotte, valeur utilisée dans la formule 1. Les valeurs non présentées (-) correspondent à des mesures non effectuées.

Carotte	Tranche	Cl ⁻	Na ⁺	Ca ²⁺	Alc	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	NH ₄ ⁺	SiO ₂	¹⁸ O en ‰	z
	cm	10 ⁻⁶ M.L ⁻¹								vs SMOW	cm
2-3	Lac	209	225	1220	1930	527	44	1.0	128	-12.4	53
	0-10	212	224	1420	3420	81	11	14.2	647	-12.2	47
	10-20	177	220	1990	5200	7	10	42.1	824	-12.4	37
	20-32	159	210	2070	5520	10	12	50.0	716	-12.2	26
	32-52	162	252	2080	5300	11	25	51.5	701	-12.5	10
3-8	Lac	211	264	1235	1920	532	42	-	111	-	56
	0-11	216	267	1320	2760	186	16	-	368	-	49.5
	11-22	186	288	1400	3400	7	17	-	623	-12.5	38.5
	22-33	161	314	1510	3740	7	19	-	645	-12.3	27.5
	33-55	135	361	1600	4000	9	-	-	655	-12.1	11

Tableau 2. paramètres ajustables a = U/D et b = J/U des carottes 2-3 et 3-8. Dans le cas de SiO2 les valeurs données en colonne a et b correspondent respectivement aux paramètres d et g (voir équation 8). Facteur de réaction J, et flux F à l'interface eau-sédiment intégrés sur la surface immergée du cône sédimentaire de la Dranse.

	D cm ² .s ⁻¹	cm ⁻¹		nM.cm ⁻⁴		J nM.cm ⁻³ .s ⁻¹		F	
		2-3	3-8	2-3	3-8	2-3	3-8	10 ⁵ M.an ⁻¹	t.an ⁻¹
Cl ⁻	7.2.10 ⁻⁶	0,1	0,02	0	0	0	0	2,55(±0,35)	9,05
Na ⁺	4.5.10 ⁻⁶	0,2	0,04	0	0	0	0	6,3(±0,75)	14,5
Alc	6.9.10 ⁻⁶	0,1	0,02	+20	+70	+1,4.10 ⁻⁸	+9,7.10 ⁻⁶	128(±10)	781
Ca ²⁺	2.7.10 ⁻⁶	0,2	0,04	0	0	0	0	36(±12)	145
NH ₄ ⁺	7.0.10 ⁻⁶	0,1	-	+0,1	-	+7,0.10 ⁻⁸	-	> 0,6	> 1
SO ₄ ²⁻	3.6.10 ⁻⁶	0,2	0,04	-0,4	-15	-2,9.10 ⁻⁷	-2,2.10 ⁻⁶	-5,25(±0,5)	-50,5
SiO ₂	2.9.10 ⁻⁶	0,17	-0,007	0,17	-0,007	+2,6.10 ⁻⁶	+1,6.10 ⁻⁶	29(±2)	175

et si $\alpha < 0$ le flux est du haut vers le bas.
 $\beta = J/U$ (nM.cm⁻⁴). Si $\beta = 0$ il n'y a pas de réaction, si $\beta > 0$ il y a dissolution ou production et il y a précipitation ou consommation si $\beta < 0$.

En l'absence d'advection (U=0) et de diagénèse (J=0), le modèle est de pure diffusion :

$$C_z = \{[C_s - C_b] * [z/h]\} + C_b$$

et la courbe concentration vs z est linéaire.

Pour une carotte, on peut calculer la valeur de la vitesse d'advection en se basant sur des éléments ayant un comportement chimique conservatif (Cl⁻, Na⁺,...), puis déduire les termes liés à la diagénèse pour les éléments impliqués dans les processus associés en procédant par ajustement des courbes calculées sur la base de l'équation (1) avec les valeurs mesurées des concentrations (voir figures 2, 4, 5, 6 et 7). Les valeurs de D utilisées sont calculées selon:

$$D = \frac{D_o}{F * \Phi}$$

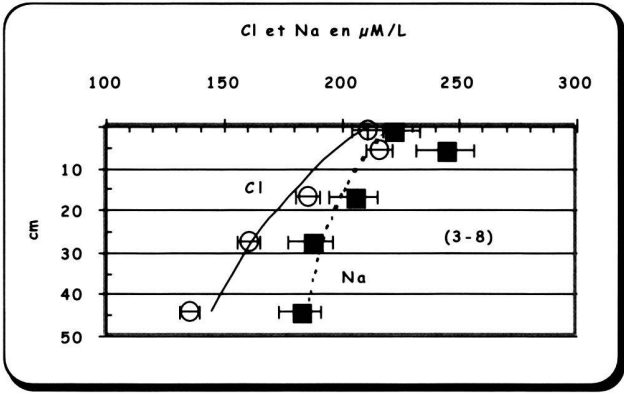


Figure 2. Concentrations en Cl⁻ et Na⁺ dans la carotte 3-8 et tracés des courbes diffusion-advection-diagenèse (équation 1 et tableau 2). Les barres d'erreur représentent, en abscisse, les incertitudes analytiques. La profondeur 0 correspond à l'interface eau-sédiment.

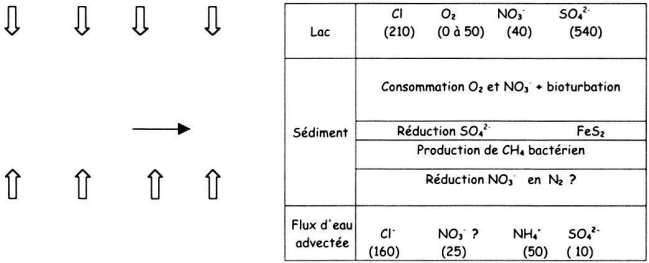


Figure 3. Zonation des processus de diagénèse de la matière organique observables dans les 50 premiers cm des sédiments. Les teneurs sont en μM/L.

où D₀ est la valeur à dilution infinie (les valeurs adoptées sont celles de Lerman, 1979), F le facteur de formation et Φ la porosité (F et Φ sont pris respectivement égaux à 2 et 0,7, Lerman, 1979).

Les valeurs de U obtenues sur la base des profils de concentration de Cl⁻ et Na⁺ sont de 8,1 (± 1,25).10⁻⁷cm.sec⁻¹ pour la carotte 2-3 et 1,6 (± 0,25).10⁻⁷cm.sec⁻¹ pour la carotte 3-8 (figure 2). Les incertitudes relèvent des variabilités des paramètres d'ajustement et d'une stationnarité non exactement obtenue. Il y a donc advection d'eau, du bas vers le haut, à une vitesse comprise entre 25 cm/an (carotte 2-3) et 5 cm/an (carotte 3-8).

L'ensemble des paramètres ajustables α et β obtenus est présenté en tableau 2.

4.- Les phénomènes diagénétiques

En milieu lacustre, les phénomènes diagénétiques dépendent

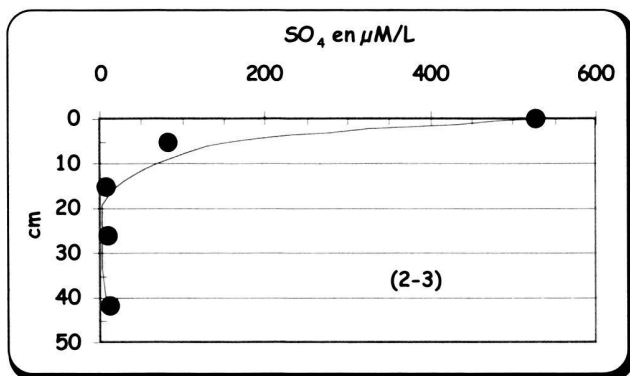


Figure 4 . Concentration en SO_4^{2-} dans la carotte 2-3 et tracé de la courbe diffusion-advection-diagenèse (équation 1 et tableau 2)

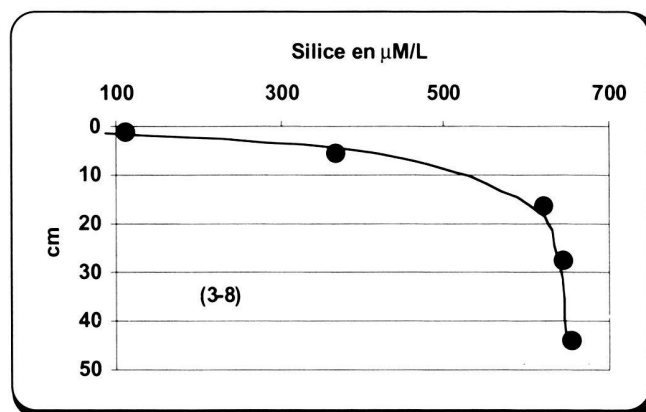


Figure 6 . Concentration en SiO_2 dans la carotte 3-8 et tracé de la courbe diffusion-advection-diagenèse (équation 8 et tableau 2)

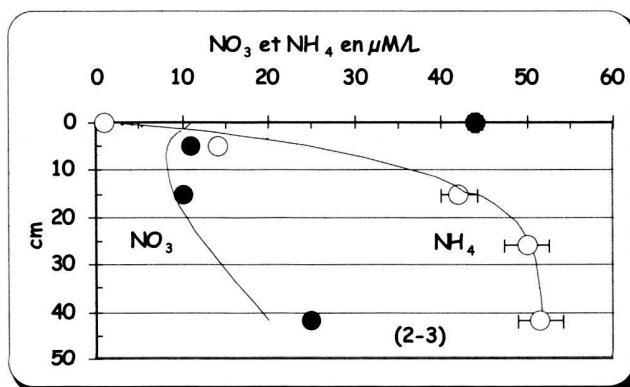


Figure 5 . Concentrations en NO_3^- et NH_4^+ dans la carotte 2-3 et tracés des courbes de diffusion-advection-diagenèse (équation 1 et tableau 2)

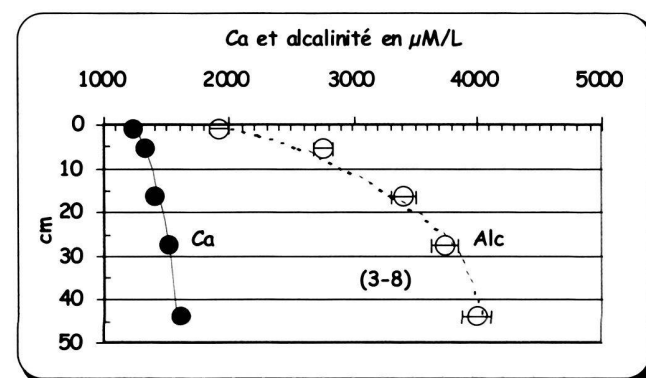


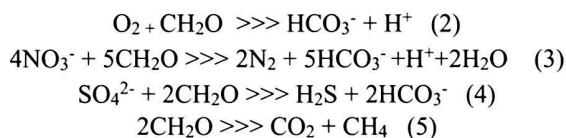
Figure 7. Concentrations en Ca^{2+} et en alcalinité de la carotte 3-8 et tracés des courbes diffusion-advection-diagenèse (équation 1 et tableau 2)

essentiellement de la décomposition microbienne de la matière organique, de la dissolution des tests siliceux et des réactions impliquant des carbonates.

La matière organique fraîche est présente en quantités importantes (teneurs entre 5 et 10%, Chassaing 1981) dans les sédiments lacustres du Léman. Elle devrait être décomposée en utilisant la séquence classique des oxydants disponibles :



Les réactions chimiques associées sont les suivantes :



Quant il y a des traces de HS^- ou $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ la réaction (3) est inhibée et l'on a alors :

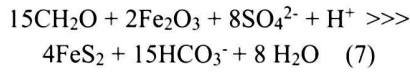


Par diffusion les eaux du fond du Léman peuvent fournir (C.I.P.E.L. 1998) : O_2 à des teneurs variables selon les années et comprises entre 0 et $50 \mu\text{M/L}$, environ $40 \mu\text{M/L}$ de NO_3^- et environ $540 \mu\text{M/L}$ de SO_4^{2-} .

L'eau advectée vers le fond, au travers des sédiments, n'apporte que peu de NO_3^- (environ $25 \mu\text{M/L}$) et très peu de SO_4^{2-} (environ $10 \mu\text{M/L}$). La teneur en nitrate, dans l'eau advectée, est donnée sous réserve car elle peut résulter d'un effet d'oxydation de NH_4^+ lors de l'extraction de l'eau interstitielle.

Les contraintes imposées aux conditions limites : composition de l'eau du lac au sommet du sédiment et celle de l'eau advectée vers le bas de la carotte, imposent une superposition de mécanismes d'oxydation bactérienne de la matière

organique illustrés en figure 3. On a, du haut vers le bas, consommation rapide de O_2 et NO_3^- , sans doute dans les premiers centimètres de sédiment bioturbé, puis réduction des SO_4^{2-} . Cette réduction des SO_4^{2-} (figure 4) s'accompagne d'un dépôt de pyrite principalement selon la réaction :



Il y a également production de CH_4 , d'origine bactérienne (Snauwaert & al. 1999) qui devrait se produire lorsque SO_4^{2-} a presque entièrement disparu.

L'apport de matière organique, d'origine algale et notamment de diatomées, se traduit par une dissolution de la silice des frustules. En général on a rééquilibration avec une forme de la silice, ce qui est bien suggéré par les profils de concentration (figure 6). Les valeurs obtenues à la base des carottes suggèrent que la silice amorphe contrôle la solubilité de la silice (à 5°C, température du fond du Léman). Ce qui se traduit par un terme cinétique :

$$\frac{fC}{fz} = k(C_{eq} - C)$$

où $k(s^{-1})$ est la constante de dissolution et C_{eq} la concentration stationnaire. On a alors :

$$C = C_{eq} + \frac{C_s - C_{eq}}{e^{\gamma h} - e^{\delta h}} (e^{\gamma z} - e^{\delta z}) \quad (8)$$

où γ et δ sont les racines de l'équation:

$$C = C_{eq} + \frac{C_s - C_{eq}}{e^{\gamma h} - e^{\delta h}} (e^{\gamma z} - e^{\delta z}) \quad (9)$$

On trouve, dans ces conditions, qu'un ajustement est obtenu pour $k = 10^{-9}.s^{-1}$, ce qui est en bon accord avec les études sur la diagénèse de la silice biogène (Schinck & Guinasso 1980).

La dénitrification et la réduction des sulfates entraînent une augmentation de l'alcalinité (réactions 3, 4 et 6). Cet excès pourrait être à l'origine de la précipitation de calcite avec diminution de l'alcalinité et du Ca^{2+} :



Dans les conditions observées la dégradation de la matière organique entraîne une production d'alcalinité (figure 7) car $\beta = +20$ et $+70 \text{ nM.cm}^{-4}$ respectivement pour les carottes 2-3 et 3-8, mais sans précipitation locale de calcite car $\beta = 0$ pour Ca^{2+} .

5.- Flux de matière à l'interface eau/sédiment et bilans géochimiques

Les flux de matière échangés à l'interface sont calculables selon l'équation:

$$F = \Phi UC - \Phi D \frac{fC}{fz} \quad (11)$$

soit à $z = h$: (12)

$$F = \Phi U C_b \frac{e^{\alpha h}}{e^{\alpha h} - 1} - C_s \frac{1}{e^{\alpha h} - 1} + \beta \frac{-he^{\alpha h}}{e^{\alpha h} - 1} - \frac{1}{\alpha} \sqrt{\quad}$$

et pour la silice :

$$F_{silice} = \Phi UC_s - \Phi D \frac{C_s - C_{eq}}{e^{\gamma h} - e^{\delta h}} (\gamma e^{\gamma h} - \delta e^{\delta h}) \quad (13)$$

Dans la mesure où ces flux sont limités à la zone profonde du cône sédimentaire de la Dranse, on évalue, sur la base des études géophysiques et géologiques (Chellingworth 1999), l'advection à 0,05 m/an sur 24.10^6 m^2 et à 0,25 m/an sur 6.10^6 m^2 . Le flux d'eau apporté au lac serait donc de $2,7(\pm 0,5).10^6 \text{ m}^3/\text{an}$. On note que ces débits d'eau sont supérieurs à ceux obtenus dans les sources d'Evian-Cachat : $1,5.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ (Blavoux 1969 et 1978).

Sur ces bases on obtient les flux chimiques F présentés en tableau 2. L'advection de l'eau de la partie immergée profonde du cône sédimentaire vers le lac correspond à un apport de matière au lac, principalement HCO_3^- , Ca^{2+} , SiO_2 et ensuite Na^+ et Cl^- . Il y a par contre consommation de sulfate d'origine lacustre au niveau du sédiment. La réaction de réduction de SO_4^{2-} , couplée à l'oxydation de la matière organique, produit de l'hydrogène sulfuré qui est ensuite fixé sous forme de pyrite FeS_2 (bien observée sous forme microcristalline dans les sédiments).

Les valeurs de flux spécifiques dissous, correspondant à l'apport par les eaux advectées, sont intéressantes car elles permettent de comparer l'efficacité du processus d'altération hydrogéologique au transport par les rivières alimentant le lac Léman. Pour l'eau advectée les données correspondantes sont présentées en tableau 3.

Les valeurs de flux spécifiques obtenues pour les eaux expulsées dans le fond du Léman sont proches de celles obtenues pour l'eau d'Evian-Cachat. Dans le cas de Ca^{2+} et HCO_3^- l'eau d'Evian présente des valeurs supérieures (tableau 3) suggérant que du carbonate précipite dans le cône sédimentaire de la Dranse avant l'expulsion de l'eau. Cette possibilité

Tableau 3 : flux spécifiques (t.km-2.an-1) en provenance du plateau de Vinzier entrant dans le cône sédimentaire immergé de la Dranse et flux correspondants aux eaux d'Evian-Cachat et aux éléments dissous, de la Dranse à Bioge et du Rhône au pont de Scex (Meybeck, 1971).

	Ca ²⁺	Na ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻
Cône sédimentaire	39	3,9	2,45	177
Evian-Cachat	57	3,7	3,3	261
Dranse	100	2,3	4,2	270
Rhône	44	3,3	4,3	93

nous semble probable car en effet les études sismiques menées par Chellingworth (1999) montrent la présence d'un réflecteur intra-sédimentaire qui est interprétable comme un front de précipitation de carbonates. Pour ce qui est de la silice dissoute, la valeur d'Evian est bien inférieure. L'effet est imputable à la diagénèse des tests siliceux dans la cône sédimentaire, induisant un contrôle de la solubilité par la silice amorphe. Dans le cas d'Evian les valeurs obtenues en silice dissoute suggèrent un contrôle par la calcédoine (Schinck et al. 1980).

6.- Origine des éléments dissous dans l'eau advectée

Afin de déterminer l'origine du fluide écoulé nous avons considéré les éléments constituant la plus grande partie des substances dissoutes ou ayant un comportement chimique conservatif : HCO₃⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻, Na⁺, Cl⁻, K⁺.

Parmi ces éléments, Cl⁻ et Na⁺, qui ont un comportement conservatif dans les conditions du Léman, peuvent servir à caractériser des apports soit lacustres, soit d'aquifères locaux. D'autres, tel HCO₃⁻, permettent de caractériser les interactions eaux/roches et les processus de diagénèse.

Dans ces conditions la concentration (X) d'un élément peut être considérée comme résultant de la combinaison de plusieurs facteurs exprimés sous forme de concentration d'éléments caractéristiques et de paramètres calculables :

$$(X) = a(Alc) + b(Cl) \quad (14)$$

où (Alc) est équivalent à (HCO₃⁻).

Pour une eau donnée les paramètres a et b sont caractéristiques des processus permettant l'acquisition de la concentration X. La relation (15) permet des tests de linéarisation et des comparaisons avec les eaux des aquifères locaux dont on peut penser qu'ils peuvent avoir une relation avec le fluide expulsé en milieu sous-lacustre :

$$\frac{(X)}{(Cl)} = a * \frac{(Alc)}{(Cl)} + b \quad (15)$$

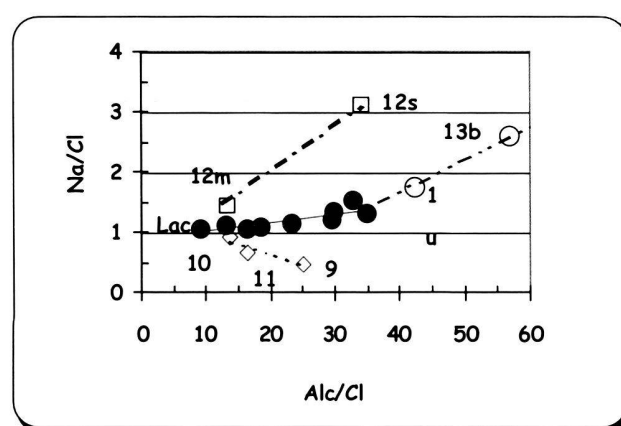


Figure 8 Comparaison (par l'équation 15) d'acquisition des teneurs en Na dans les eaux interstitielles (figuré plein, r2=0,72), les eaux d'Evian (13), d'Amphion (12) et les nappes superficielles (9 à 11, r2=0,86)

Tableau 4. Rapports molaires des concentrations pour les points d'eaux du Bas-Chablais localisés sur la figure 1. Alc = alcalinité, équivalente à la concentration en HCO₃⁻.

N°	Prélèvement	Cote NGF en m	Caractéristiques	Alc/Cl ⁻	Na ⁺ /Cl ⁻	Ca ²⁺ /Cl ⁻	SO ₄ ²⁻ /Cl ⁻	Mg ²⁺ /Cl ⁻
9	Chéry	760	Source de la nappe libre	24,86	0,5	11,59	0,56	2,17
10	Chez le Maure	575	Source de la nappe libre	13,35	0,95	5,34	0,38	1,6
11	Thonon-La Versoie	470	Source de la nappe semi captive	16,06	0,69	6,74	0,45	1,71
12m	Amphion maxima	380	Sources de la nappe semi-captive sous 3m d'argile morainique	12,74	1,48	5,5	0,8	1,32
12s	Amphion sulfureux			34,02	3,11	11,83	1,79	4,7
13u	Evian-Cachat usine	395	Nappe captive et artésienne	42,03	1,79	13,9	1,05	7,56
13b	Evian-Cachat buvette		Débit exploité ~ 170 m ³ /h	56,62	2,61	18,92	1,23	10,69
3	Evian-Villa Magnin	408	Aquifère artésien : 322/352m	77,46	4,29	23,62	1,98	14,53
4	Evian-Gare inférieure	410	Aquifères artésiens : 387/351 et 312/180m	170,55	114,79	25,45	11,69	18,23
5s	Evian-Nouvelle buvette supérieure	385	Aquifère artésien : 372 /312m	146,53	29,04	23,66	1,85	38,16
5i	Evian-Nouvelle buvette inférieure.		Aquifère artésien : 281/254m	109,01	40,96	16,58	0,92	19,09

Tableau 5. Rapports $18\text{O}/16\text{O}$ exprimés en $\delta^{18}\text{O}$ pour ‰ vs SMOW des principaux réservoirs de la région de la région de Thonon-Evian

Prélèvement		Nombre d'échantillons	$\delta^{18}\text{O}$ en ‰
localisation	Altitude NGF		
Pluie à Thonon	385	408	$-9,45 \pm 3,45$
Thonon-Versoie (11)	465	235	$-9,58 \pm 0,25$
Amphion (12)	380	2	$-9,76 \pm 0,25$
Plateau de Vinzier	~ 850	216	$-10,05 \pm 0,79$
Evian-Cachat (13)	395	130	$-10,54 \pm 0,03$
Rivière Dranse	406	43	$-11,18 \pm 0,63$
Lac Léman	372 à 62	352	$-12,81 \pm 0,38$
Carottes delta	120 et 170	15	$-12,33 \pm 0,17$

Des relations linéaires seront caractéristiques d'origine commune et/ou de processus d'acquisition semblables.

On a testé la relation (15) avec la composition de l'eau advectée par rapport à celles de 11 points d'eaux, sources et forages artésiens, du Quaternaire du Bas-Chablais (tableau 4). Dans la figure 8 on obtient bien une relation linéaire pour les eaux interstitielles correspondant à un mélange entre l'eau du lac (notée Lac) et un composant proche des eaux d'Evian-Cachat (points 13_a et 13_b). Dans tous les cas l'eau advectée est bien différente des eaux des nappes libres ou semi-captives (points 9 à 12) et des eaux des aquifères artésiens les plus profonds du site d'Evian (points 4 et 5 du tableau 4).

Il est donc possible de proposer que l'eau advectée et expulsée dans le fond du lac est géochimiquement très proche des eaux du type Evian-Cachat.

7.- Origine de l'eau advectée

Le second problème concernant l'eau advectée au fond du lac est celui du régime hydrologique permettant ce flux.

Dans le tableau 5 nous avons reporté les rapports isotopiques $18\text{O}/16\text{O}$ des eaux interstitielles et des principaux réservoirs régionaux pour mieux caractériser l'origine spatio-temporelle de l'eau advectée sur la base des données des isotopes de l'oxygène des eaux.

La composition isotopique de l'eau interstitielle : $-12,3 \pm 0,2$ ‰, ne reflète pas, contrairement aux apparences, celle de l'eau du fond du lac : $-12,8 \pm 0,4$ ‰. Ce résultat est en accord avec une vitesse de remontée de l'eau advectée, de 5 à 25 cm/an, bien supérieure à la vitesse de sédimentation, de 1 à 4 mm/an. De plus les données géochimiques indiquent clairement que l'eau advectée est de type Evian-Cachat et non de type lacustre. L'origine de l'eau advectée doit être cherchée dans la zone de recharge de l'eau de type Evian-Cachat à une

Tableau 6. Références des forages atteignant le substratum anté-Quaternaire dans la région de Vinzier, cotes NGF du toit du substratum et épaisseurs du Quaternaire en m.

N°	Ouvrage	Altitude NGF		Epaisseur du Quaternaire
		Forage	Toit substratum	
1	Thonon-Chessy	484	318	166
2	S ^{te} Agathe	390	315	75
3	Evian-Villa Magnin	408	243	165
4	Evian-La Gare	410	180	230
5	Evian-Nouvelle Buvette	385	235	150
6	Evian-Les Grottes	409	160	249
7	Evian-Les Tours	527	125	402
8	Larringes	850	815	35

altitude moyenne de 850 m, soit donc d'après Blavoux (1969, 1978), sur le plateau de Vinzier. Connaissant les gradients isotopiques (exprimés en $\delta^{18}\text{O}$ par rapport à l'altitude h et à la température t) des précipitations des Alpes du Nord (Lemeille et al. 1983) soit :

$$-2,7 \text{ ‰.km}^{-1} \text{ et } +0,52 \text{ ‰.}^{\circ}\text{C}^{-1} \quad (16)$$

et la moyenne inter-annuelle $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations à Thonon : $-9,45$ ‰, à 385 m d'altitude, on peut calculer les altitudes moyennes possibles des aires d'alimentation des différents aquifères locaux dans la mesure où l'eau y a un temps de séjour de quelques années à quelques dizaines d'années (Olive et al., 1996).

Ces données indiquent que l'eau advectée ($-12,3$ ‰), si elle est récente, s'infiltrerait vers 1400 m, soit à une altitude bien supérieure aux eaux de la nappe libre ($-9,6$ ‰), d'Amphion ($-9,8$ ‰) et d'Evian-Cachat ($-10,5$ ‰). Comme il n'est pas possible hydrogéologiquement d'envisager, pour l'eau advectée, une aire d'alimentation correspondant actuellement à 1400 m ($-12,3$ ‰), sur le flanc septentrional du massif du Chablais, on est donc amené à admettre que la signature isotopique de l'eau aurait été acquise lors d'une période suffisamment ancienne pour qu'alors la température moyenne, plus basse, permette d'obtenir $-12,3$ ‰ à 850 m d'altitude. Pour une aire d'alimentation, à cette altitude, cela nécessiterait une température moyenne inférieure de 4°C à l'actuelle. On aurait donc des conditions équivalentes à celles que l'on avait lors de la vingtaine d'interstadias qui ont entrecoupé le dernier épisode glaciaire entre environ 106 000 et 30 000 ans B.P. (Jouzel et al. 1994 ; Schoeneich 1998).

Le Quaternaire du Bas-Chablais, dont l'épaisseur peut atteindre 400 m, repose sur un substratum essentiellement molassique d'âge miocène reconnu sur 8 forages (tableau 6 et figure 9). L'infiltration se produit vers 850 m, puis la circulation de l'eau a lieu dans l'aquifère multicouche du Quaternaire pour finalement traverser les dépôts deltaïques de la Dranse. Le passage, au droit du Léman, est possible car le Quaternaire y atteint une épaisseur de l'ordre de 150 mètres.

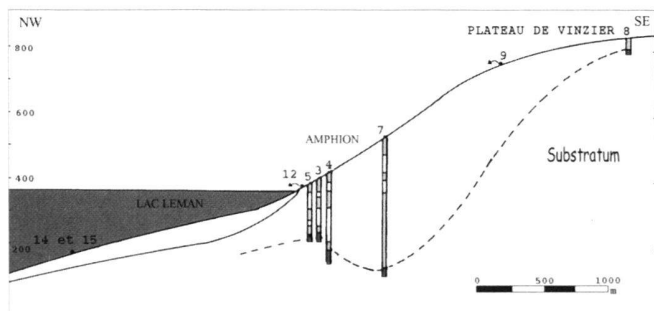


Figure 9. Coupe SE-NW dans le Quaternaire du versant Evian et tracé du toit du substratum anté-Quaternaire.

Des caractéristiques hydrologiques de la couche aquifère peuvent être déduites sur la base de la loi de Darcy. Ayant la vitesse effective de l'eau advectée ($5 \text{ à } 25 \text{ cm.an}^{-1}$), en prenant en compte un dénivelé de 700 m entre le plateau de Vinzier et le fond du Léman, un parcours d'environ 10 kilomètres et une porosité efficace de 0,1, on obtient une perméabilité de 10^{-8} à 10^{-9} m.s^{-1} , donc celle de sables très fins et d'argiles. Ce résultat suppose que les caractéristiques hydrauliques des terrains percolés soient homogènes, ce qui est contredit par l'observation des caractéristiques hydrauliques des nombreux forages faits dans la région d'Evian (Blavoux 1988). D'autre part, les sédiments glaciaires et lacustres, épais de 60 à 100m, à travers laquelle l'eau advectée percole entre le Quaternaire d'Evian et le fond du lac, jouent le rôle de couches très peu perméables ($K=10^{-10}$ à $10^{-11} \text{ m.s}^{-1}$) et donc le parcours entre le plateau et le droit du fond du lac pourrait correspondre à une perméabilité plus élevée que la valeur globale calculée. Notons qu'un parcours de 10 km en 15000 ans correspond à une vitesse moyenne de $0,7 \text{ m.an}^{-1}$ soit 3 à 15 fois les vitesses obtenues. Cela impliquerait qu'une partie du flux calculé pourrait être focalisée le long de failles restant à mettre en évidence plus précisément. Des résultats préliminaires en ce sens ont déjà été obtenus (Chellingworth 1999).

D'après Blavoux (1969, 1978) les précipitations sur les $10,8.10^6 \text{ m}^2$ du Plateau de Vinzier sont de 1160 mm/an, l'ETR de 430 mm/an. Il en résulte, si toutes les pluies efficaces s'infiltrant, une recharge de $7,9.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$. Comme le débit des sources d'Evian est d'environ $1,5.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$, la différence : $6,4.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$, s'évacuerait vers le Lac par ruissellement et infiltration. On a vu que l'apport au lac des eaux transitant par le cône sédimentaire de la Dranse est évalué à $2,7(\pm 0,5).10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ et que ce flux d'eau exfiltrée dans le Lac est donc comparable à celui du débit des sources d'Evian-Cachat. Cela confirme que le Plateau de Vinzier peut être drainé vers d'autres exutoires qu' d'Evian-Cachat, tel celui qui aboutit au fond du lac au droit de la Dranse. L' aquifère drainé

par le lac présente des conditions physiques de recharge et de circulation différentes de celui d'Evian-Cachat puisque la circulation y est globalement beaucoup plus lente ($0,15(\pm 0,10) \text{ m.an}^{-1}$), que celui d'Evian-Cachat ($60(\pm 20) \text{ m.an}^{-1}$; Olive et al. 1996).

8.- Discussion et conclusions

On pourrait envisager que les eaux advectées, en particulier assez proches isotopiquement ($\delta^{18}\text{O}$) de celles du Léman, fussent des eaux résultant d'un processus de convection de Rayleigh-Bénard. Alors les eaux lacustres devraient percoler dans les sédiments, y circuler, puis être advectées et expulsées vers le lac. Le processus ne changerait pratiquement pas les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ du fluide, mais pourrait cependant amener des changements chimiques, en particulier ceux liés à la diagenèse bactérienne. Sur le plan physique il faudrait alors que le nombre de Rayleigh R_a du milieu soit supérieur au nombre de Rayleigh critique R_c (20-40, Riahi 1983). Avec :

$$R_a = g \frac{\rho \cdot C_p \cdot \alpha \cdot \Delta T \cdot H \cdot K}{\mu \cdot \lambda} \quad (17)$$

dans un milieu poreux, où g = gravité ($9,8 \text{ m.s}^{-2}$), α = coefficient d'expansion thermique ($4,6.10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), ρ = densité du fluide (10^3 kg.m^{-3}), C_p = chaleur spécifique du fluide ($4180 \text{ J.kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), ΔT = gradient thermique ($\leq 3^\circ\text{C}$), H = épaisseur de la couche poreuse ($\leq 100 \text{ m}$), μ = viscosité dynamique (10^{-3} Pa.s), λ = conductivité thermique de la couche poreuse ($2 \text{ W.m}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), on a R_a compris entre 3.10^{-1} et 3.10^{-3} . La condition $R_a > R_c$ ne semble pas possible à réaliser dans les conditions des sédiments du cône sédimentaire de la Dranse et la convection d'eau en milieu intra-sédimentaire ne peut être envisagée.

Notons que si cette condition était possible et que l'eau advectée que nous avons qualifiée résultait d'un tel processus, cela aurait des conséquences intéressantes. En effet on aurait alors une transformation de l'eau du fond du lac Léman en une eau de type Evian-Cachat. Cela ouvrirait des perspectives intéressantes sur le plan économique.... Dans l'attente d'essais nous ne retiendrons pas l'hypothèse de convection intra-sédimentaire de l'eau du lac Léman.

Une autre possibilité pour expliquer l'écoulement actuel de fluide de l'eau de type Evian-Cachat dans le fond du lac Léman serait de faire appel à une activité épisodique contrôlée par l'activité sismique locale. En effet l'étude géophysique et l'observation en submersible ont pu montrer la présence de failles actives au niveau du cône sédimentaire de la Dranse (Chellingworth 1999). Certaines sont suffisamment récentes pour qu'elles ne soient pas recouvertes par de la vase.

L'activité sismique locale est peu fréquente, mais récurrente. Le dernier événement notable, de magnitude 5, a eu lieu le 14 décembre 1994. Les mouvements de terrain peuvent induire l'expulsion de fluide d'aquifère en charge (Muir Wood & King 1993). Dans ces conditions on devrait observer une quiescence de l'activité d'expulsion de fluide dans les mois ou les années qui suivent l'événement sismique déclencheur. Un suivi géophysique pourrait permettre de vérifier cette hypothèse.

En conclusion il apparaît donc que des eaux ayant des caractéristiques proches de celles d'Evian-Cachat sont expulsées du cône sédimentaire de la Dranse. Vu les caractéristiques des eaux dans la région d'Evian-Thonon et les contraintes hydrogéologiques locales, ces eaux correspondent à des eaux météoriques infiltrées au niveau du plateau de Vinzier et percolant dans les terrains glaciaires entre Evian et Publier-Amphion (ville bordière sur la rive droite de la Dranse). La période de recharge de l'eau qui s'écoule actuellement se situe probablement vers la fin de la dernière glaciation.

Nos observations et nos conclusions suggèrent donc que, du plateau de Vinzier vers les bords et les fonds du Léman, existent plusieurs trajets de l'eau. Sur ces bases, et une fois les exutoires reconnus, une recherche de ces chemins de l'eau souterraine pourrait être entreprise.

Remerciements

Nous avons largement bénéficié de l'étude géophysique entreprise par l'Université de Gand et l'échantillonnage, par le submersible F.A. Forel n'a été possible que grâce à la persévérance de J.P. Henriot et à l'efficacité administrative de monsieur le Sous-Préfet de Thonon-les-Bains. Nous avons profité de discussions avec H. Snauwaert (Université de Gand), B. Blavoux et M. Meybeck et des fructueux commentaires de J. Mudry sur le manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE:

- BLAVOUX, B. 1969: Les sources minérales d'Evian. *La Houille Blanche*, 1, 21-29.
- BLAVOUX, B. 1978: Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène-18 et du tritium. Thèse Paris VI, 333p.
- BLAVOUX, B. 1988: L'occupation de la cuvette lémanique par le glacier du Rhône au cours du Wüm. *Bull. A.F.E.Q.*, 2/3, 69-79.
- CASTREC, M., DIA, A.N., BOULÈGUE, J. 1996: Major and trace elements and Sr isotope constraints on fluid circulation in the Barbados accretionary complex. Part II : circulation rates and fluxes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 487-499.
- CHASSAING, B. 1981: Etude de l'interface eau-sédiment, campagne 1981, Commission Internationale de Protection des Eaux du Léman (C.I.P.E.L.), 173-186.
- CHELLINGSWORTH, E. 1999: Hoge-resolutie reflectie-seismische studie van delta van de Dranse, meer van Geneve. *Universiteit Gent*, 100 p.
- C.I.P.E.L. 1998: Commission Internationale de Protection des Eaux du

Léman, Rapports annuels, Case postale 80, 23 Avenue de Chailly, CH 1000 Lausanne.

- CRAIG, H. 1969: Abyssal carbon and radiocarbon in the Pacific. *J. Geophys. Res.*, 74, 5491-5506.
- DRAY, M., JUSSELAND, CL., OLIVE, PH., PARRIAUX, A. 1996: Contribution des eaux souterraines à l'alimentation du Lac Léman in colloque AIH/BRGM : contribution des eaux souterraines au fonctionnement des hydrosystèmes, conséquences pour la gestion, Doc. B.R.G.M. 256, 47-48.
- GIESKES, J.M. 1973: Interstitial water studies, Leg 15, alkalinity, pH, Ca, Si, PO₄ and NH₄. in Heezen B.C., Mac Gregor I.D. et al., *Int. Repts. DSDP*, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 361-394.
- JOUZEL, J., LORIUS, CL., JOHNSEN, S., GROOTES, P. 1994: Climatic instabilities : Greenland Antarctic records. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 319, 65-77.
- LEMEILLE, E., LÉTOLE, R., MÉLIÈRE, F., OLIVE, PH. 1983: Paleoclimates and paleowaters : a collection of environmental isotopes studies. IAEA, Vienna, 135-150.
- LERMAN, A. 1979: Geochemical processes. Water and sediment environments. John Wiley & sons, 481 p.
- MUIR WOOD, R., KING, CR.C.P. 1993: Hydrological signatures of earthquake strain. *J. Geophys. Res.*, 98, 22035-22068.
- OLIVE, PH., HUBERT, P., RAVAILLEAU, S. 1996: Estimation pratique de l'âge des eaux souterraines en Europe par le tritium. *Rev. Sci. Eau.*, 4, 523-533.
- ORMOND, A., BOULÈGUE, J., GENTHON, P. 1995: A thermo-convective interpretation of heat flow data in the area of leg 116 (ODP) in a distal part of the Bengal fan. *Jour. Geophys. Res.*, 100, 8083-8095.
- RIAH, N. 1983: Non linear convection in a porous layer with finite conducting boundaries. *J. Fluid. Mech.*, 129, 153-171.
- SAYLES, F.C., MANHEIM, F.T., WATERMAN, L.S. 1973: Interstitial water studies, Leg 15, in Heezen B.C., Mac Gregor I.D. et al., *Int. Repts. DSDP*, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 783-804.
- SCHINCK, D.R., GUINASSO, N.L. 1980: Processes affecting silica at the abyssal sediment-seawater interface. In *Actes des colloques du CNRS : Biogéochimie de la matière organique à l'interface eau-sédiment*, Daumas R. ed., ed du CNRS, Paris, 81-92.
- SCHOENEICH, PH. 1998: Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groenland, *Quaternaire*, 9, 3, 203-215.
- SNAUWAERT, H., HENRIET, J.P., CHAPRON, E., VERSTEEG, W. 1999: Preliminary results of the 1998 very-and high-resolution seismic investigation of the deltaic environment of the Dranse River, Lake Geneva. Lennou, 2^e Congrès International de Limnogéologie, Université de Bretagne Occidentale.

Communication submitted October 17 - 18, 2001

Manuscript accepted October 17, 2002

Ecoulement de l'eau dans le fond du Léman après circulation dans le cône sédimentaire profond de la Dranse

PHILIPPE OLIVE¹, JACQUES BOULÈGUE², ANDRÉ FERHI¹, SOPHIE RAVAILLEAU¹, EMMANUEL AUBRY³, MARIE-CLAUDE LECHAPT¹.

Key words: Sedimentary cone, fluid circulation, geochemical reactions

¹ Centre de Recherches Géodynamiques, C.N.R.S. U.M.R. 7047 : Physico-chimie des Fluides Géologiques, B.P. 510, 74203 THONON Cedex.

² Département Milieu et Environnement, I.R.D., 213 rue La Fayette, 75010, PARIS.

³ Laboratoire de Géochimie et Métallogénie, C.N.R.S. U.M.R 7047 : Physico-Chimie des Fluides Géologiques, U.P.M.C., 4 Place Jussieu, 75252, PARIS Cedex 05.

ERRATA

Equation (9), lire:

$$Dx^2 - Ux - k = 0$$

Equation (12), lire:

$$F = \Phi U \left[C_b \frac{e^{\alpha h}}{e^{\alpha h} - 1} - C_s \frac{1}{e^{\alpha h} - 1} + \beta \left(\frac{he^{\alpha h}}{e^{\alpha h} - 1} - \frac{1}{\alpha} \right) \right]$$