

Homogénéisation des signaux isotopiques, ^{18}O et ^3H , dans un système hydrologique de haute montagne : la Vallée d'Aoste (Italie)

Homogenization processes affecting isotopic signals (^{18}O & ^3H) in a mountainous hydrological system: the Aosta Valley (Italy)

J. P. Novel, M. Dray, A. Fehri, C. Jusserand, G. Nicoud, P. Olive, J. M. Puig and G. M. Zuppi

Volume 12, Number 1, 1999

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/705341ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/705341ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Université du Québec - INRS-Eau, Terre et Environnement (INRS-ETE)

ISSN

0992-7158 (print)

1718-8598 (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Novel, J. P., Dray, M., Fehri, A., Jusserand, C., Nicoud, G., Olive, P., Puig, J. M. & Zuppi, G. M. (1999). Homogénéisation des signaux isotopiques, ^{18}O et ^3H , dans un système hydrologique de haute montagne : la Vallée d'Aoste (Italie). *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 12(1), 3–21.
<https://doi.org/10.7202/705341ar>

Article abstract

The hydrogeological study of the alluvial aquifer of the Aosta plain (Italy) is chosen as one of the most appropriate examples representative of the Italian-French-Swiss Alps. This study has been carried out using two environmental isotopes (^{18}O and ^3H) for groundwater samples taken from this aquifer in order to shed light on the origin of water and the hydrodynamic characteristics of the aquifer.

The surface area of this aquifer is 70 km² and mean elevation ranges between 400 and 700 m (asl). This surface area constitutes a part of the watershed area that amounts 2400 km² with a mean elevation of 2200 m (asl). The watershed possesses several mountain peaks, Mt. Blanc, Mt. Cervin, Mt. Grand Paradis, the elevation of which rise to over 4000 m.

The input signal, quantitative and qualitative as well, provided by the precipitation shows a wide variability linked to both orographic (screen effect) and climatic (rain or snow) influences. This variability is marked by differences in the ^{18}O /altitude gradient, which is seasonally dependent. A unique and linear relation is observed during spring and summer ; in autumn and winter results show an important gradient up to 2000 m but a less important one for higher altitudes.

The mean annual (1994) gradient of -0.18 ± 0.02 ‰ for 100 m is determined in Aosta valley for altitudes between 300 and 3500 m, and the standard deviation (sigma) of the mean volume-weighted value for precipitation is ± 4.8 ‰. Furthermore, the ^{18}O values measured in the alluvial aquifer have shown a very low dispersion (sigma = ± 0.15 ‰), which corresponds to a buffering effect of a factor 30. These results evidenced, thus, an homogenization process within the different water bodies.

To analyze this homogenization process, the different components of the hydrologic system have been studied, i.e. the monitoring of the springs and runoff waters, with complementary local measurements of the upper part of ice cores and the glacier underflows. Using standard deviations (sigma) as criteria for the homogenization process, one can see a large and progressive decrease along the hydrological cycle, with a special amplitude in ice cores and glacier underflows : precipitation (± 4.8 ‰), ice core (± 0.8 ‰), glacier underflow (± 0.10 ‰), spring (± 0.15 ‰), surface runoff network (± 0.3 ‰), alluvial aquifer (± 0.15 ‰).

In ice cores, the different process : freezing and thawing, compression, and vapor / liquid / solid exchanges have caused the ^{18}O homogenization. Dealing with the springs on the slopes of the valley, the preferential flow paths linked to the fracturation lead to a mixing of waters and hence to a very buffered outflow signal. The combined effect of all these explains the stability and the uniformity of the data found in the alluvial water body.

As far as the ^3H concentrations are concerned, the values measured are tightly linked with the origin and the transport of humid air masses. For closely spaced stations, a significant difference in the input signal has been correlated to various climatic influences. Using ^3H data from the Thonon-les-Bains station (included in the WMO-IAEA observation network) as input, the calculated transit times of 2.5 to 7.5 years are very close to those calculated with ^{18}O , i.e. 4 to 7 years.

Homogénéisation des signaux isotopiques, ^{18}O et ^3H , dans un système hydrologique de haute montagne : la Vallée d'Aoste (Italie)

Homogenization processes affecting isotopic signals (^{18}O & ^3H) in a mountainous hydrological system: the Aosta Valley (Italy)

J.P. NOVEL¹, M. DRAY¹, A. FERHI¹, C. JUSSERAND¹, G. NICLOUD², P. OLIVE^{1*}, J.M. PUIG³ et G.M. ZUPPI⁴

Reçu le 30 avril 1996, accepté le 22 mai 1998**.

SUMMARY

The hydrogeological study of the alluvial aquifer of the Aosta plain (Italy) is chosen as one of the most appropriate examples representative of the Italian-French-Swiss Alps. This study has been carried out using two environmental isotopes (^{18}O and ^3H) for groundwater samples taken from this aquifer in order to shed light on the origin of water and the hydrodynamic characteristics of the aquifer.

The surface area of this aquifer is 70 km² and mean elevation ranges between 400 and 700 m (asl). This surface area constitutes a part of the watershed area that amounts 2,400 km² with a mean elevation of 2200 m (asl). The watershed possesses several mountain peaks, Mt. Blanc, Mt. Cervin, Mt. Grand Paradis, the elevation of which rise to over 4,000 m.

The input signal, quantitative and qualitative as well, provided by the precipitation shows a wide variability linked to both orographic (screen effect) and climatic (rain or snow) influences. This variability is marked by differences in the ^{18}O /altitude gradient, which is seasonally dependent. A unique and linear relation is observed during spring and summer; in autumn and winter an important gradient is observed up to 2000 m and lower for higher elevation.

The mean annual (1994) gradient of -0.18 ± 0.02 ‰ for 100 m is determined in Aosta valley for altitudes between 300 and 3500 m, and the standard deviation (σ) of the mean volume-weighted value for precipitation is ± 4.8 ‰. Furthermore, the ^{18}O values measured in the alluvial aquifer have shown a very low

1. Université Pierre et Marie Curie, Centre de Recherches Géodynamiques (UPMC-CRG), BP 510, 47, avenue de Corzent F-74203 Thonon-les-Bains, France.
2. Université de Savoie, Laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée, F-73376 Le Bourget du Lac Cedex, France.
3. Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Laboratoire de Géologie, 33, rue Louis Pasteur F-84000 Avignon, France.
4. Université de Turin, Département des Sciences de la Terre, via Valperga Caluso, 37 I-10125 Torino, Italie.

* Correspondance : crg@biogeodis.jussieu.fr

** Les commentaires seront reçus jusqu'au 30 septembre 1999.

dispersion ($\sigma = \pm 0.15 \%$), which corresponds to a buffering effect of a factor 30. These results have stigmatised the homogenization process within the different water bodies.

To analyze this homogenization process, the different components of the hydrologic system have been studied, *i.e.* the monitoring of the springs and runoff waters, with complementary local measurements of the upper part of ice cores and the glacier underflows. Using standard deviations (σ) as criteria for the homogenization process, one can see a large and progressive decrease along the hydrological cycle, with a special amplitude in ice cores and glacier underflows: precipitation ($\pm 4.8 \%$), ice core ($\pm 0.8 \%$), glacier underflow ($\pm 0.10 \%$), spring ($\pm 0.15 \%$), surface runoff network ($\pm 0.3 \%$), alluvial aquifer ($\pm 0.15 \%$).

In ice cores, the different process: freezing and thawing, compression, and vapor/liquid/solid exchanges have caused the ^{18}O homogenization. Dealing with the springs on the slopes of the valley, the preferential flow paths linked to a more or less intense fracturation lead to a mixing of waters and hence to a very buffered outflow signal. This latter condition particularly the surface runoff water content which show low fluctuation are more deeply buffered by anthropic activities (hydroelectric equipment, irrigation.)

The combined effect of all these explains the stability and the uniformity of the data found in the alluvial water body.

As far as the ^3H concentrations are concerned, the values measured are tightly linked with the origin and the transport of humid air masses. For closely spaced stations, a significant difference in the input signal has been correlated to various climatic influences. Using ^3H data from the Thonon-les-Bains station (included in the WMO-IAEA observation network) as input, the calculated transit times of 2.5 to 7.5 years are very close to those calculated with ^{18}O , *i.e.* 4 to 7 years.

Key-words: hydrogeology, isotope, geochemistry, oxygen-18, tritium, Alps, mountain, Italy.

RÉSUMÉ

L'analyse de l'origine et de la dynamique des écoulements souterrains dans l'aquifère du milieu alluvial de la plaine d'Aoste (Italie) a été menée en étudiant les teneurs isotopiques (^{18}O et ^3H) des eaux sur l'ensemble du système hydrologique. La démarche a consisté en un suivi isotopique des précipitations pluvio-neigeuses, des sources de versants, du réseau de surface et de l'aquifère alluvial, complété par des analyses ponctuelles concernant l'horizon superficiel des glaciers et les sous-écoulements glaciaires. Le signal d'entrée en ^{18}O porté par les précipitations présente une grande variabilité liée au contexte orographique (effet d'écran) et climatique (pluie ou neige). Celle-ci est mise en évidence par les changements saisonniers du gradient ^{18}O /altitude. En moyenne annuelle (1994), ce gradient établi en Vallée d'Aoste à partir de mesures sur les précipitations récoltées entre 300 et 3 500 m d'altitude (sur huit stations) est de $-0,18 \pm 0,02 \%$ pour 100 m, avec un écart type (σ) des valeurs de $\pm 4,8 \%$. L'ensemble des résultats en ^{18}O montre au cours du cycle hydrologique, un amortissement à la fois important et progressif du signal d'entrée fourni par les précipitations. Cet amortissement, de l'ordre de 30 fois dans l'aquifère alluvial ($\sigma = \pm 0,15 \%$), est particulièrement sensible au niveau de la glace et des sous-écoulements glaciaires. En ce qui concerne les résultats en ^3H , les teneurs mesurées dans les précipitations se révèlent être étroitement liées avec l'origine et la trajectoire des masses d'air humide. Par ailleurs, on note une bonne concordance entre les temps de séjour des eaux dans l'aquifère alluvial calculés à partir des valeurs en ^{18}O et ceux fournis par le ^3H .

Mots clés : hydrogéologie, isotope, géochimie, oxygène-18, tritium, Alpes, montagne, Italie.

1 – INTRODUCTION

Un des problèmes hydrogéologiques majeurs des pays alpins de haute montagne a trait à l'évaluation de la ressource en eau des grandes vallées où se sont déposés des sédiments glaciaires et fluvio-glaciaires. Ces sédiments, plus ou moins perméables et épais de quelques centaines de mètres, constituent un aquifère largement exploité, aussi bien pour l'alimentation en eau potable que pour les besoins industriels et agricoles.

La compréhension des mécanismes de circulation dans ce type de contexte nécessite une étude globale du système hydrogéologique. Trois questions se posent concernant ce système : la détermination des différentes contributions à la recharge des aquifères (infiltration des pluies et neiges, apports des versants par ruissellement et par écoulements de subsurface dans les sols, apports par les sous-écoulements glaciaires), les conditions de renouvellement des eaux et les relations rivière-nappe. La Vallée d'Aoste (Italie), objet de cette étude, constitue un bel exemple de ce type de système.

Afin d'apporter des réponses aux questions posées, nous avons utilisé les méthodes hydrogéologiques fondées sur le traçage isotopique naturel, ^{18}O pour l'origine et ^3H pour le temps de résidence de l'eau (PAYNE, 1983).

2 – CADRE DE L'ÉTUDE

D'une superficie d'environ 70 km², la plaine alluviale centrale de la rivière Doire Baltée, fermée à St Vincent (*figure 1*), se situe entre 400 et 700 m d'altitude. Son bassin versant topographique de 2 400 km² a une altitude moyenne de 2 200 m et comprend en partie, trois des principaux massifs des Alpes nord-occidentales dont les sommets dépassent 4 000 m (M^t Blanc 4 807 m, M^t Cervin 4 478 m, M^t Grand Paradis 4 061 m).

Du point de vue géologique, la vallée centrale orientée Est-Ouest, se situe au cœur des nappes de charriage alpines. Ses versants et son substratum appartiennent pour partie aux nappes penniques, et pour partie aux nappes austroalpines (DEBELMAS et KERKHOVE, 1980). Dans le secteur pris en considération, c'est-à-dire de part et d'autre de la ville d'Aoste, les nappes penniques sont représentées par de puissantes séries de schistes lustrés surmontant soit des assises carbonatées et des formations dolomitiques, soit des péridotites associées à des métagabbros (DAL PIAZ, 1988 ; DEVILLE *et al.* 1992). Les nappes austroalpines sont composées d'orthogneiss et de paraschistes, ou de micaschistes écolitiques (MARTINOTTI et HUNZIKER, 1987). En ce qui concerne l'aspect structural, on observe principalement des déformations plicatives synschisteuses, recoupées ensuite par une fracturation Est-Ouest bien marquée (faille Aoste – col della Ranzola) et responsable de l'orientation de la vallée. Le rejet de cette faille est vraisemblablement responsable de la structure originale des versants qui révèlent des pendages souvent conformes à la pente.

La sédimentation dans la vallée résulte d'une dynamique glaciaire et d'un remplissage postérieur suivant une zone de fragilité tectonique. Les versants sont

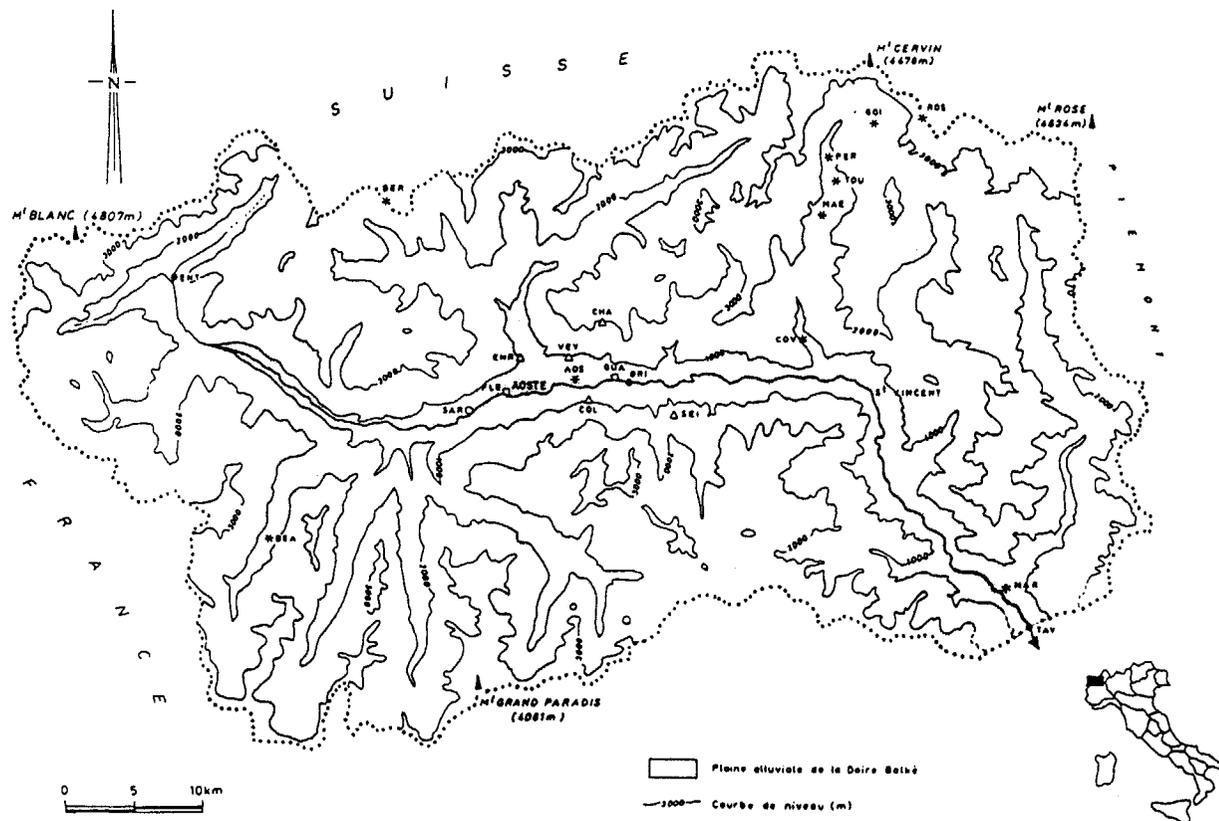


Figure 1

Bassin versant de la Doire Baltée. Localisation géographique des points de prélèvements (pour les abréviations voir *tableau 1*).
 Watershed of the Dora Baltea. Geographic location of the sampling points (abbreviations in Table 1).

recouverts de placages morainiques (moraine de fond) et de formations colluviales d'épaisseur métrique. La plaine alluviale est constituée par environ 300 m de sédiments limoneux – reconnus uniquement par sondages géoélectriques – surmontés d'une centaine de mètres de matériaux d'origine torrentielle (cônes de déjection...) et fluviatile (alluvions de la Doire Baltée...). Dans ces matériaux graveleux s'est développé un aquifère libre supérieur, ainsi qu'un aquifère captif inférieur de faible importance et limité à la partie orientale (POLLICINI, 1994). L'ensemble est actuellement exploité pour l'alimentation en eau potable et industrielle.

Le système géomorphologique de la Vallée d'Aoste est particulièrement contrasté : les pentes des versants bordant la plaine sont très raides ($\approx 35\%$) et le dénivelé du bassin versant entre le M^t Blanc et Aoste dépasse 4 000 m. De ce fait, l'écart des températures de l'air en moyenne interannuelle (1934-1963) atteint $9,7\text{ }^\circ\text{C}$ entre Aoste ($10,5\text{ }^\circ\text{C}$ à 544 m) et Goillet ($0,8\text{ }^\circ\text{C}$ à 2 526 m). De même, l'orientation variée des vallées et leur position par rapport aux grandes circulations de masses d'air humide (MÉTÉO-FRANCE, 1994) engendrent une large variabilité du gradient pluviométrique, de $+25$ à $+60\text{ mm}$ par 100 m (figure 2) dans la partie occidentale de la Vallée d'Aoste (bassin versant de la Doire fermé à Brissogne). La hauteur moyenne annuelle (1933-1969) des précipitations est de

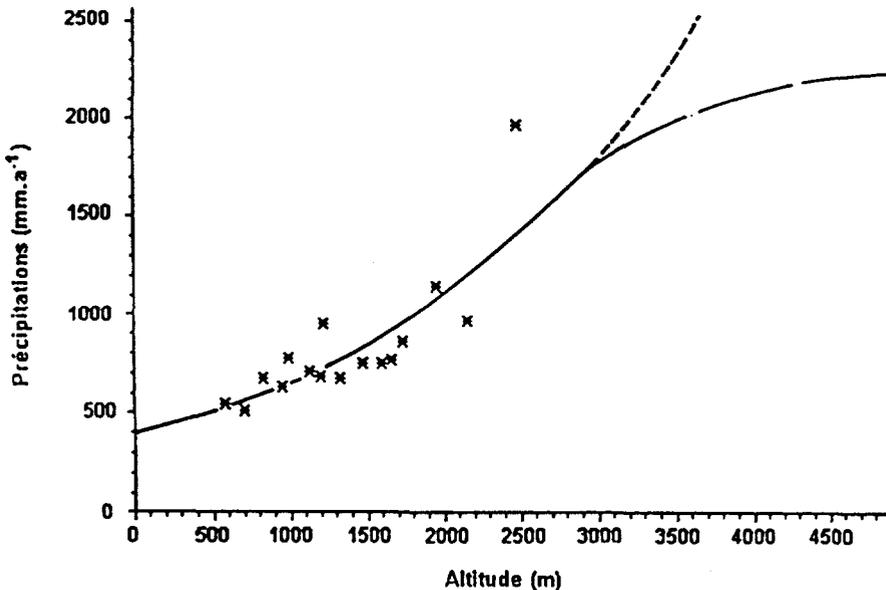


Figure 2

Diagramme $P(\text{mm}\cdot\text{an}^{-1})/\text{Altitude}(\text{m})$ établi à partir des données de 16 stations pluviométriques valdotaines pour la période 1933-1969. La courbe de corrélation de 0 à 3 000 m est : $P = 387 \cdot e^{0,000519 \cdot h}$ $\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ (h en mm). Au delà de 3 000 m, la hauteur des précipitations plafonne vers 2200-2300 $\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ (Grisollet et al., 1962)

Precipitation/Elevation diagram established from 16 stations in Val d'Aosta for the period 1933-1969. Equation between 0 to 3,000 m is :

$P = 387 \cdot e^{0,000519 \cdot a}$ $\text{mm}\cdot\text{year}^{-1}$ (a in mm).

For elevations higher than 3,000 m, the amount of precipitation tends toward a value of 2200-2300 $\text{mm}\cdot\text{year}^{-1}$ (Grisollet et al., 1962).

540 mm·an⁻¹ à Aoste (544 m) et 1980 mm·an⁻¹ au col du Grand St Bernard (2 476 m), mais de 990 mm·an⁻¹ à Pt St Martin (315 m) et 1 030 mm·an⁻¹ à Goillet (2 526 m) dans la partie orientale. Les basses températures ne favorisant pas d'abondantes précipitations, ce gradient dans les Alpes nord-occidentales s'atténue sensiblement et semble même diminuer à partir d'une altitude de 2 500-3 000 m (GRISOLLET *et al.*, 1962 ; MÉTÉO-FRANCE, 1991). Ce phénomène d'atténuation a également été reconnu dans l'Himalaya oriental (SINGH et KUMAR 1997)

Enfin, pour la partie occidentale de la Vallée d'Aoste les précipitations solides (moyenne 1933-1969) représentent environ le tiers des précipitations totales annuelles (NOVEL, 1995).

3 – ÉCHANTILLONNAGE ET ANALYSES

Le suivi analytique porte sur les différentes composantes du système hydrologique, c'est-à-dire les précipitations pluvio-neigeuses, les sources de versants à différents niveaux d'altitude, le réseau hydrographique de surface et l'aquifère du domaine alluvial.

De plus, des mesures ponctuelles ont été effectuées sur les sous-écoulements glaciaires et sur des carottes de l'horizon superficiel (environ 1 mètre d'épaisseur) de plusieurs glaciers locaux (RAVELLO, 1992 ; NOVEL *et al.*, 1995).

Les échantillons d'eau météorique ont été prélevés dans huit stations météorologiques situées entre 315 et 3 500 m d'altitude (*figure 1*). Nous avons utilisé un échantillon moyen mensuel après cumul des précipitations ponctuelles dans le pluviomètre pour la pluie, ou au tube à neige pour les précipitations solides. Malgré les difficultés inhérentes aux conditions de haute montagne, nous avons pu échantillonner jusqu'à 3 500 m d'altitude.

Trois points d'observations sur la Doire Baltée ont été retenus aux stations d'Entrèves (1 285 m), de Brissogne (530 m) et de Tavagnasco (250 m).

Sur les versants, cinq sources ont été sélectionnées en fonction de l'altitude de leur émergence (de 735 m à 2 030 m) et du lithotype (schistes lustrés, gneiss, métagabbro) de leur réservoir.

Au niveau de l'aquifère du domaine alluvial, un dénombrement de 218 puits a été réalisé. L'évolution piézométrique à l'échelle mensuelle de la nappe libre a été suivie sur douze puits, dont sept ont fait l'objet d'analyses chimiques sur toute la durée de la période d'étude, et trois ont été retenus pour caractériser isotopiquement la nappe dans le sens de l'écoulement amont-aval.

Ce suivi a eu lieu sur la période allant de janvier 1993 à décembre 1994.

La localisation géographique de l'ensemble des points de mesures et d'échantillonnages est reportée sur la figure 1.

3.1 Méthodes d'analyses

La méthode classique d'équilibration par du CO₂ est utilisée pour déterminer les rapports des abondances isotopiques ¹⁸O/¹⁶O dans les échantillons par rap-

port à l'étalon international V-SMOW (EPSTEIN et MAYEDA, 1953). L'unité utilisée est le δ en part pour mille, [(R échantillon/R étalon) - 1] * 1 000, et la précision analytique est de ± 0,1 ‰. Le tritium, après enrichissement électrolytique, est déterminé par comptage de l'activité β⁻ en scintillation liquide (HOFFMANN et STEWART, 1966) exprimé en unité tritium UT ou tritium ratio TR. Un UT ou un TR correspond à un atome radioactif de ³H pour 10¹⁸ atomes d'hydrogène ¹H. La précision, pour des teneurs comprises entre 10 et 20 UT, est de ± 0,5 UT.

3.2 Résultats

Les tableaux suivants résument les résultats obtenus lors de cette étude.

3.2.1 L'oxygène-18 (¹⁸O)

3.2.1.1 Le signal d'entrée météorique

Les teneurs annuelles (1994) en ¹⁸O – résultant de la pondération des teneurs mensuelles par les hauteurs précipitées – des précipitations pluvio-neigeuses de huit stations situées entre 315 et 3 500 m d'altitude (figure 1) sont reportées sur le tableau 1 et la figure 3.

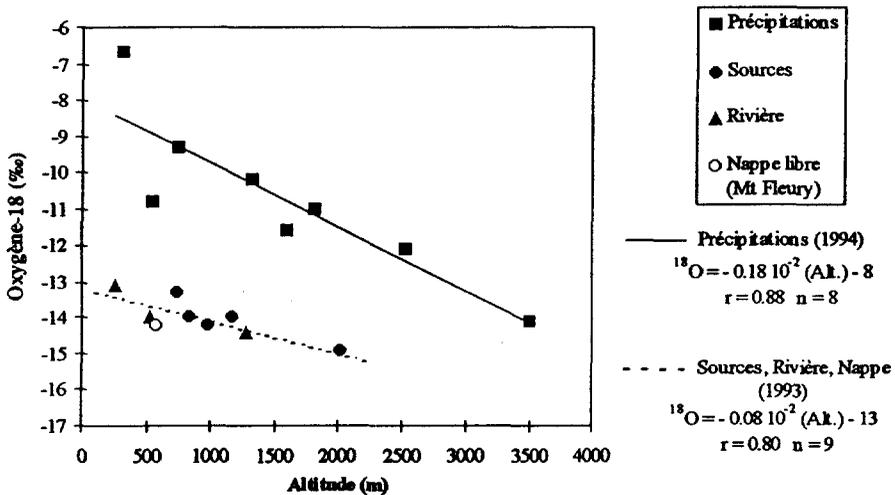


Figure 3 Gradients ¹⁸O(‰)/Altitude(m) annuels dans les précipitations, les sources, la rivière et la nappe alluviale.

¹⁸O(‰)/Elevation(m) annual gradients in precipitation, springs, river water and the alluvial aquifer.

Le gradient isotopique altitudinal moyen annuel dans les précipitations déterminé pour 1994 (DRAY *et al.*, 1997) est de :

$$\delta^{18}O = - (0,18 \pm 0,02) 10^{-2} * h - (8,0 \pm 0,5), \text{ avec } h \text{ en m et } ^{18}O \text{ en } \text{‰}.$$

Ce gradient est semblable à celui établi ($\Delta^{18}O/\Delta h = -0,21 \text{ ‰ par } 100 \text{ m}$) dans la Grindelwald suisse (PEARSON *et al.*, 1991), mais plus faible que celui ($\Delta^{18}O/\Delta h = -0,30 \text{ ‰ par } 100 \text{ m}$) enregistré généralement dans les Alpes du Nord français.

Tableau 1 Teneurs moyennes annuelles en Oxygène-18 des précipitations (moyennes pondérées par les hauteurs précipitées), des eaux des sources, de la Doire Baltée et de la nappe alluviale.

Table 1 ^{18}O mean annual content in precipitation (weighed mean), springs, Doire Baltea river and alluvial aquifer.

Sites de prélèvements	Température de l'air [°C]		Altitude [m]		Oxygène-18 [‰]	Nombre d'analyses
Plateau Rosa (ROS)	-4,9		3 500		-14,1 ± 4,8	12
Goillet (GOI)	1,5		2 526		12,1 ± 4,8	12
Perrères (PER)	4,0		1 820		11,0 ± 4,9	12
Valtournenche (TOU)	7,2		1 600		-11,6 ± 5,4	12
Maen (MEA)	7,4		1 322		-10,2 ± 4,7	12
Covalou (COV)	11,8		750		-9,3 ± 4,1	12
Aéroport Aoste (AOS)	11,9		544		-10,8 ± 5,5	12
Pt St Martin (MAR)	13,6		315		-6,7 ± 2,8	12
	Altitude de l'émergence [m]	Bassin versant topographique Altitude maximale [m]				
Source Chavod (CHA)	2 030		2 970		-14,9 ± 0,2	12
Source Seissogne (SEI)	1 165		2 529		-14,0 ± 0,2	12
Source Entrebin (ENR)	970		2 607		14,2 ± 0,1	12
Source Veynes (VEY)	834		2 970		14,0 ± 0,1	12
Source Colatta (COL)	735		3 556		13,3 ± 0,1	12
	Altitude du site [m]	Bassin versant topographique				
		Sup. [km²]	Alt. moy. [m]	Alt. max. [m]		
Doire à Entrèves (ENT)	1280	93	2 460	4 807	-14,4 ± 0,3	12
Doire à Brissogne (BRI)	530	1 910	2 240	4 807	-14,0 ± 0,3	12
Doire à Tavagnasco (TAV)	250	3 329	2 088	4 807	-13,1 ± 0,6	12
Puits ENEL-Sarre (SAR)	603				-14,3 ± 0,2	12
Puits Mt Fleury (FLE)	578				-14,2 ± 0,1	12
Puits ENEL-Quart (QUA)	534				-14,0 ± 0,1	12

ses (BLAVOUX, 1978). Ce gradient est essentiellement dû à la combinaison de la diminution de la température de l'air en fonction de l'altitude ($\Delta t/\Delta h = -0,57\text{ }^\circ\text{C}$ par 100 m), et de l'augmentation de la teneur en ^{18}O des précipitations en fonction de cette température ($\Delta^{18}\text{O}/\Delta t = +0,30\text{ }‰$ par degré).

En ce qui concerne l'évolution des teneurs moyennes mensuelles au cours de l'année 1994, on constate une amplitude saisonnière à la fois bien marquée et relativement similaire d'une station à l'autre. L'amplitude moyenne est de 13 ‰ et son écart type est de 1 ‰. La figure 4 présente l'évolution enregistrée au niveau de deux stations, celle d'Aoste à 544 m d'altitude au centre de la Vallée, et celle de Goillet à 2 526 m (altitude proche de l'altitude moyenne du bassin versant de la Doire fermée à Brissogne). On peut donc estimer que ce type d'évolution saisonnière se retrouve sur tout le bassin, et ainsi prendre la station de Goillet pour la représenter vis-à-vis de ce paramètre.

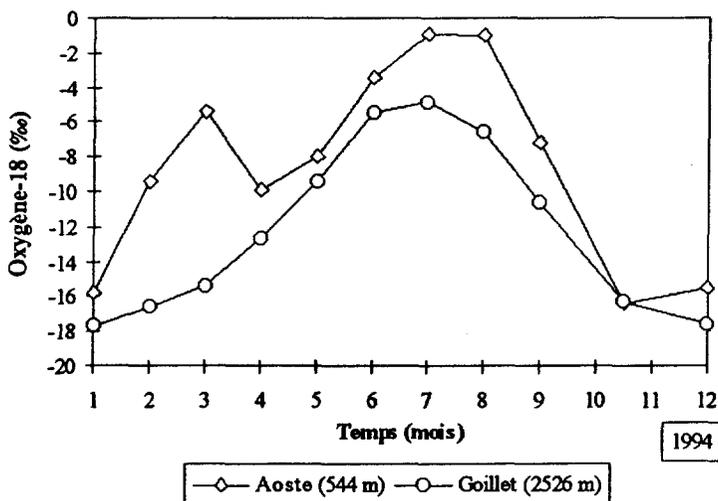


Figure 4 Valeurs moyennes mensuelles (1994) en ^{18}O des précipitations à Aoste et Goillet.

Mean monthly content (1994) of ^{18}O in precipitation at Aoste and Goillet.

3.2.1.2 Les teneurs des eaux en ^{18}O des sources, de la Doire Baltée et de la nappe libre

Durant l'année 1993, des prélèvements mensuels ont été effectués sur les aquifères en milieu fissuré des versants et la nappe libre du milieu alluvial. Trois stations sur la Doire à 1 280 m, 530 m et 250 m d'altitude, et trois puits exploitant l'aquifère alluvial libre ont fait l'objet du même suivi mensuel (tableau 1).

Ces teneurs sont reportées, conjointement à celles des précipitations, sur un diagramme $\Delta^{18}\text{O}/\Delta$ altitude (figure 3). La figure 5 présente, pour la rivière et la nappe libre, l'évolution des valeurs au cours de l'année 1993 en un site de la vallée centrale (respectivement la Doire à Brissogne et le puits M^f Fleury). L'amplitude saisonnière du signal météorique, encore visible pour les eaux de la Doire, est très atténuée dans la nappe libre.

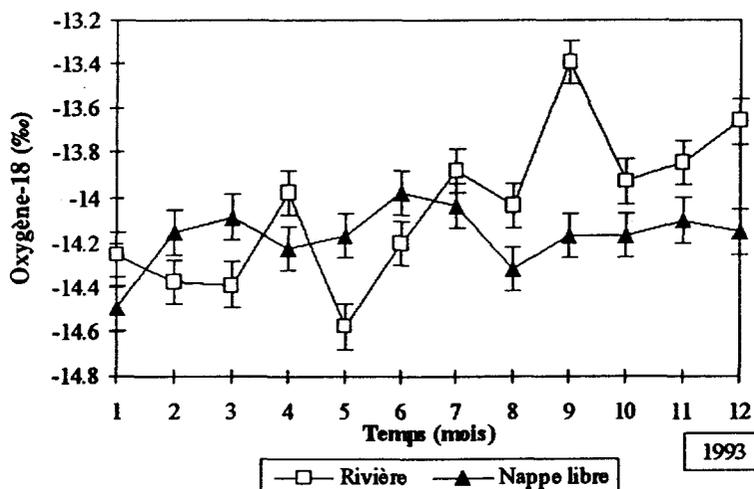


Figure 5 Valeurs mensuelles (1993) en ^{18}O de la rivière (la Doire à Brissogne) et de la nappe libre (le puits Mt Fleury).

Monthly content (1993) of ^{18}O in the river (Doira at Brissogne) and the alluvial aquifer (Mt. Fleury well) .

3.2.2 Le Tritium (^3H)

Les teneurs mensuelles en ^3H ont été mesurées dans les précipitations en quatre sites répartis sur le bassin versant étudié (figure 1), Aoste (544 m), Beauregard (1 664 m), Perrères (1 820 m), et le col du Gd-St-Bernard (2 476 m), et comparées avec celles fournies par les deux stations du réseau de l'IAEA-WMO (DRAY *et al.*, 1997) géographiquement les plus proches, Gênes et Thonon-les-Bains. De même, les eaux des cinq sources de versant, celles de la Doire à Brissogne et des trois puits de la nappe libre ont fait l'objet du même suivi mensuel. Les valeurs moyennes annuelles sont reportées sur le tableau 2. L'analyse des teneurs en ^3H dans les précipitations d'une part, et la prépondérance des perturbations d'origine Ouest à Nord-Ouest d'autre part (DRAY *et al.*, 1997), ont permis de choisir comme fonction d'entrée les valeurs de la station de Thonon-les-Bains, pour laquelle une chronique existe depuis 1963 (IAEA, 1992). Il existe en effet une bonne correspondance entre Thonon et Aoste, même si le signal continental (Thonon) se trouve partiellement dilué par le signal méditerranéen à Aoste (figure 6, tableau 2).

4 – DISCUSSION

4.1 Le signal d'entrée météorique en ^{18}O

Dans ce domaine alpin aux contrastes d'altitudes, de températures et de situations météorologiques très marqués, les gradients $\Delta^{18}\text{O}/\Delta h$ et $\Delta^{18}\text{O}/\Delta t$ déterminés en moyenne annuelle sur l'ensemble de la région recouvrent de sensibles varia-

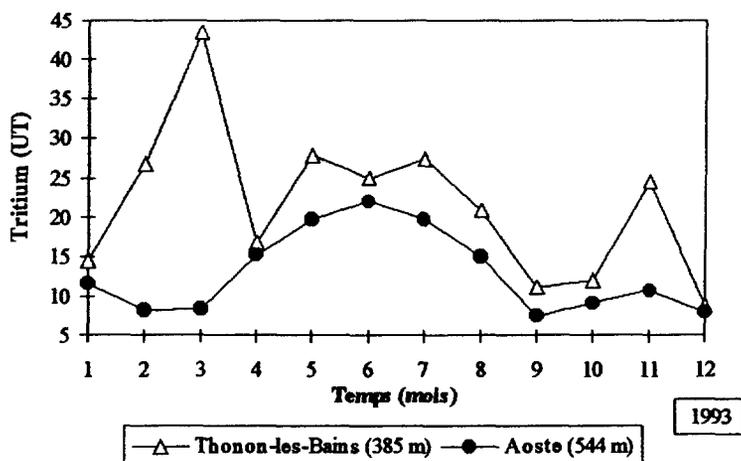


Figure 6 Valeurs moyennes mensuelles (1993) en ^3H des précipitations à Thonon-les-Bains et Aoste.

Mean monthly content (1993) of ^3H in precipitation at Thonon-les-Bains and Aoste.

Tableau 2 Teneurs moyennes annuelles en Tritium des précipitations (moyennes pondérées par les hauteurs précipitées), des eaux des sources, de la Doire Baltée et de la nappe alluviale.

^3H mean annual content in precipitation (volume-weighted mean), springs, Dora Baltea river and alluvial aquifer.

Prélèvements		Tritium [UT]		Nombre d'analyses	Temps de séjour [années]
Site de précipitations	Altitude [m]	1993	1994		
Gênes	2	6,9		12	
Thonon-les-Bains	385	17,4	18,8	24	
Aéroport Aoste (AOS)	544	11,7	9,5	24	
Beauregard (BEA)	1 664		11,8 ^a	7	
Perrères (PER)	1 820		9,5	12	
Gd St Bernard (BER)	2 476		21,7 ^a	7	
Source Chavod (CHA)	2 030	18,5 ± 1,4		12	8 ± 3
Source Seissogne (SEI)	1 165	27,0 ± 1,6		12	20 ± 3
Source Entrebin (ENR)	970	18,3 ± 1,1		12	8 ± 3
Source Veynes (VEY)	834	13,0 ± 1,3		12	3 ± 2
Source Colatta (COL)	735	23,7 ± 1,6		12	13 ± 3
Doire à Brissogne (BRI)	530	16,0 ± 2,2	13,3 ± 1,1	12	4 ± 1
Puits ENEL-Sarre (SAR)	603	14,1 ± 1,7		12	4 ± 1
Puits Mt Fleury (FLE)	578	14,8 ± 0,8		12	5 ± 1
Puits ENEL-Quart (QUA)	534	17,8 ± 0,6		12	7 ± 1

^a Période de février à septembre 1994 (la valeur du mois de mai est manquante pour le Gd St Bernard).
Between february and september 1994 (the may value is missing for Gd St Bernard).

tions, à la fois à l'échelle temporelle (saison) et spatiale. L'analyse du signal isotopique d'entrée porté par les précipitations est donc abordée sur deux périodes pour lesquelles une relation $\Delta^{18}\text{O}/\Delta h$ distincte est calculée (figure 7) : la première va de novembre à mars et regroupe en moyenne interannuelle (1932-1969) sur le bassin versant de la Doire fermé à Brissogne environ 42 % de la lame précipitée annuelle, et la seconde d'avril à octobre rassemblant 58 % des précipitations.

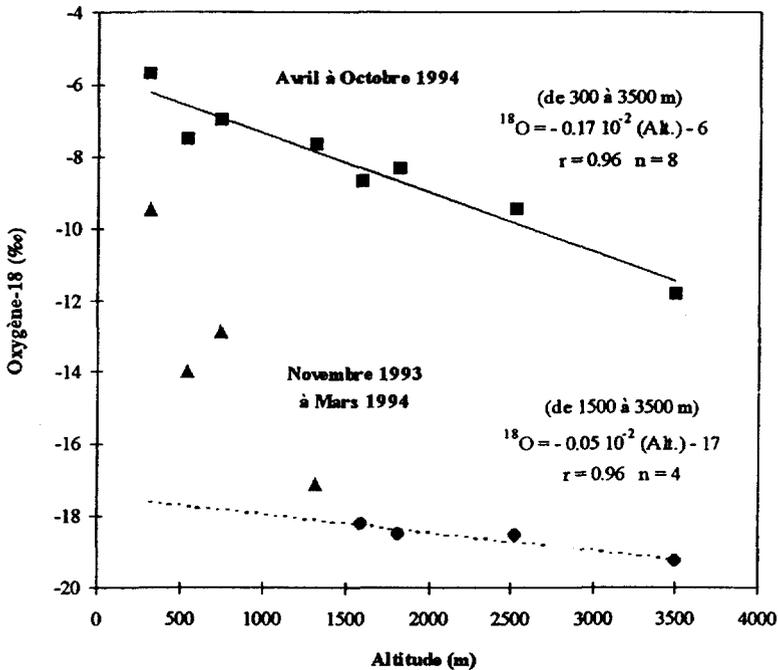


Figure 7 Gradients $^{18}\text{O}(\text{‰})/\text{Altitude}(\text{m})$ saisonniers des précipitations.
 $^{18}\text{O}(\text{‰})/\text{Elevation}(\text{m})$ seasonal gradients for precipitation.

Au-dessus de 1 500-2 000 m d'altitude – soit près des 2/3 du bassin versant topographique de la Vallée d'Aoste –, les turbulences atmosphériques modifient la distribution spatiale des précipitations neigeuses (« wind drift »). Ces turbulences, ainsi que la faiblesse des échanges isotopiques vapeur-solide, se traduisent pour les précipitations hivernales par des gradients $\Delta^{18}\text{O}/\Delta h$ très faibles (voire inverses), de l'ordre de $-0,05 \text{‰}$ par 100 m pour l'hiver 1993-1994 en Vallée d'Aoste, valeur comparable à celles rencontrées dans d'autres massifs alpins (SIEGENTHALER et OESCHGER, 1980, DRAY *et al.*, 1990).

En période estivale, les conditions météorologiques locales (orages de type convectif à grand développement vertical) contrôlent la composition isotopique des précipitations et fournissent un gradient $\Delta^{18}\text{O}/\Delta h$ unique pour toute la Vallée ($-0,15 \text{‰}$ par 100 m de juillet à septembre 1994).

Par ailleurs, il existe une étroite liaison entre la composition isotopique des précipitations et à la fois, l'origine et la trajectoire des masses d'air humide. La Vallée d'Aoste est affectée par des perturbations atlantiques qui, de la fin de l'automne au début du printemps, ont une origine Nord-Ouest et se dirigent vers

l'Europe Centrale, et en automne, sont issues du Sud-Ouest, traversent la Méditerranée avant d'être réorientées vers le Nord-Ouest par des dépressions généralement situées dans le Golfe de Gênes. Cerné par de puissants massifs, le secteur Ouest de la Vallée reçoit par conséquent durant ces périodes, la fraction restante des précipitations apportées par les perturbations ayant franchi ces reliefs. On observe ainsi pour ces zones sous le vent, un effet d'ombre isotopique (« shadow effect » des auteurs anglo-saxons) qui se traduit à la fois par des gradients $\Delta^{18}\text{O}/\Delta h$ faibles (environ $-0,10\text{‰}$ par 100 m) et par des teneurs en ^{18}O plus négatives que celles attendues (DRAY *et al.*, 1997). La comparaison des signaux en ^{18}O (tableau 1) reçus par les stations Aoste (sous le vent) et Perrères (au vent) apporte une illustration de ce phénomène : leurs teneurs moyennes annuelles (1994) sont peu différentes (respectivement $-10,8\text{‰}$ et $-11,0\text{‰}$), en dépit d'une différence d'altitude de 1 276 m, et d'un écart de la température moyenne annuelle (1994) de l'air de $7,9\text{°C}$ (respectivement $11,9\text{°C}$ et $4,0\text{°C}$).

4.2 Les sources de versant, la Doire Baltée et la nappe libre alluviale

On constate une remarquable homogénéité des teneurs moyennes annuelles. Les eaux situées entre 250 et 2 000 m d'altitude montrent un gradient $\Delta^{18}\text{O}/\Delta h$ de $-0,08\text{‰}$ par 100 m (figure 3), et sont comprises en moyenne dans l'étroit intervalle de $-14,5$ à $-13,5\text{‰}$.

Eaux des sources :	$\delta^{18}\text{O} = -14,08\text{‰}$	$\sigma = \pm 0,15\text{‰}$	$n = 60$
Eaux de surface :	$\delta^{18}\text{O} = -13,86\text{‰}$	$\sigma = \pm 0,40\text{‰}$	$n = 36$
Eaux de la nappe libre :	$\delta^{18}\text{O} = -14,18\text{‰}$	$\sigma = \pm 0,15\text{‰}$	$n = 36$

En outre, les sources présentent une fluctuation des teneurs en ^{18}O au cours de l'année à la fois faible et sensiblement identique. Ceci semble conférer à leur recharge un caractère altitudinal et hivernal prépondérant. Par ailleurs, la faible différence entre la teneur des sources de versant et celle de la Doire à Brissogne (tableau 1) ne permet pas de distinguer la part respective de ces deux compartiments dans l'alimentation de la nappe libre alluviale.

4.3 Les étapes de l'homogénéisation du signal en ^{18}O

Nous utiliserons comme paramètre de l'homogénéisation du signal isotopique, l'amortissement de l'amplitude de ses variations saisonnières. Nous utiliserons aussi par extension, l'amortissement de l'écart type (σ) des teneurs mesurées en ^{18}O .

4.3.1 Les précipitations pluvio-neigeuses

À la station de Goillet, représentative des précipitations sur le bassin d'alimentation de la Doire à l'entrée de la plaine d'Aoste et des apports latéraux qui s'y ajoutent, nous obtenons en pondérant les teneurs mensuelles par les lames d'eau :

Moyenne dans les précipitations = $-12,10\text{‰}$ $\sigma = \pm 4,80\text{‰}$ $n = 12$.

4.3.2 Les glaciers (horizon superficiel)

Une carotte de glace de 1 m a été prélevée dans les zones d'accumulation de trois glaciers (le Toula, le Triolet et l'Estelette) sur le versant italien du massif du M^t Blanc (RAVELLO, 1992).

Moyenne dans la glace = $-14,71\text{‰}$ $\sigma = \pm 0,78\text{‰}$ $n = 40$.

Au niveau de la glace, originellement déposée sous forme de neige, les phénomènes de tassement et les processus de fusion/infiltration/solidification successifs dans les couches basales avec échanges isotopiques vapeur/liquide/solide ont fortement diminué la dispersion du signal météorique originel. De tels amortissements sont bien connus par ailleurs (JOUZEL *et al.*, 1977, OESCHGER *et al.*, 1977, HAMMER *et al.*, 1978, JOUZEL et SOUCHEZ, 1982).

4.3.3 Les sous-écoulements glaciaires

Les sous-écoulements de trois glaciers (la Brenva, le Miage, la Lex Blanche) sur le versant italien du massif du M^t Blanc ont été échantillonnés de 1988 à 1992 (RAVELLO, 1992).

Moyenne dans les sous-écoulements glaciaires = - 14,88 ‰ $\sigma = \pm 0,10$ ‰ $n = 11$

Le signal porté par les torrents sous-glaciaires représente la composition isotopique moyenne pluriannuelle de la glace et montre une stabilité remarquable d'une année à l'autre (AMBACH *et al.*, 1976).

4.3.4 Les 5 sources de versants

Moyenne dans les sources = - 14,08 ‰ $\sigma = \pm 0,15$ ‰ $n = 60$.

Les formations de couverture (moraines glaciaires et colluvions) qui tapissent les massifs fracturés des versants, provoquent une homogénéisation significative du signal en ¹⁸O fourni par les précipitations. Celle-ci peut s'accroître suivant à la fois le degré de fissuration et d'interconnexion des fissures du réservoir aquifère. Pour les sources ayant toute ou partie de leur aire de recharge située en haute altitude, le manteau neigeux et les masses glaciaires contribuent également à cette homogénéisation (FARINA, 1988 ; JUIF, 1991 ; CARROZZA, 1994).

4.3.5 Dans la Doire Baltée (bassin versant partiel fermé à Brissogne)

Moyenne dans la Doire = - 14,23 ‰ $\sigma = \pm 0,30$ ‰ $n = 24$.

Les relations d'échanges entre le réseau de surface principal et ses nappes d'accompagnement, situées à l'intérieur des nombreux petits bassins sédimentaires qui occupent les fonds de vallée, aboutissent à une relative stabilité du signal en ¹⁸O enregistré dans la Doire. La dispersion de ce signal est en grande partie due aux phénomènes climatiques événementiels ou saisonniers (ruissellement lors d'importantes précipitations, fonte du manteau neigeux). De l'entrée météorique à la Doire, on assiste ainsi à une évolution de l'amplitude du signal saisonnier qui se retrouve à la fois atténué (de 13 ± 1 ‰ à $0,55 \pm 0,08$ ‰) et déphasé (environ deux mois) par l'action homogénéisatrice du bassin. Il est alors possible d'appliquer un modèle de calcul du temps de séjour moyen des eaux (KUSUKABE *et al.*, 1970, STICHLER et HERRMANN, 1982).

4.3.5 Pour les 3 puits de l'aquifère libre

Moyenne dans la nappe libre = - 14,18 ‰ $\sigma = \pm 0,15$ ‰ $n = 36$.

Dans le secteur étudié de la plaine alluviale, l'analyse hydrodynamique (POLLICINI, 1994 ; NOVEL, 1995) a montré le rôle majeur tenu par la Doire dans l'alimentation de la nappe, ainsi que la faiblesse des apports latéraux et des précipitations efficaces directes. Les trois puits suivis, situés selon l'axe principal

d'écoulement souterrain, montrent une diminution significative de l'amont vers l'aval de la dispersion des teneurs en ^{18}O , qui passe de $\pm 0,2$ à $\pm 0,1$ ‰. Les fluctuations, à peine supérieures à l'erreur analytique (0,1 ‰), ne permettent donc plus de retrouver la variation saisonnière. Bien qu'étant hors du strict domaine d'application du modèle de Kusakabe, on peut néanmoins considérer que le phénomène d'amortissement se poursuit entre la Doire et la nappe, et ainsi évaluer le temps de séjour dans la nappe par le rapport des écart-types des signaux météorique et de la nappe. Par ailleurs, les sources de versant montrent une moyenne et un écart type très proches de ceux de l'aquifère, permettant d'envisager des mécanismes d'homogénéisation comparables. Les petits bassins latéraux tributaires du bassin principal devraient suivre la même évolution interannuelle, et leurs modestes apports ne peuvent que contribuer à l'homogénéisation des teneurs de la nappe.

Finalement, par suite du mélange des eaux dans la glace, le sol et les aquifères, l'écart type du signal météorique est passé de $\pm 4,80$ ‰ à $\pm 0,15$ ‰ (figure 8). L'amortissement ϕ de ce signal d'entrée (KUSUKABE *et al.*, 1970), enregistré dans l'aquifère libre du milieu alluvial est donc de :

$$\phi = 4,80/0,15 \approx 30 \text{ fois}$$

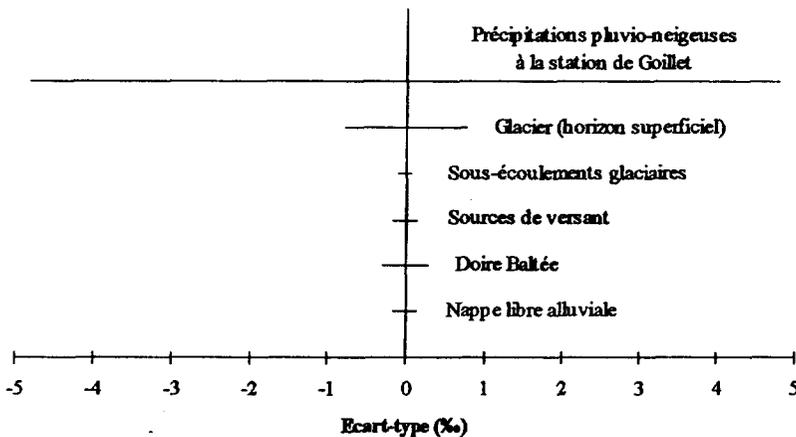


Figure 8 Evolution de la dispersion des teneurs en ^{18}O dans le bassin versant de la Doire Baltée à Brissogne.

Evolution of the ^{18}O dispersion in the Dora Baltea watershed at Brissogne.

L'amortissement total comporte en outre une part due aux aménagements anthropiques affectant le réseau hydrographique de surface. Ceux ci correspondent surtout à l'équipement hydroélectrique et dans une moindre mesure à l'irrigation agricole.

Dans le cadre d'un modèle de mélange (KUSUKABE *et al.*, 1970) où le temps de séjour moyen des eaux t est lié à cet amortissement ϕ par l'approximation suivante, $t \approx \phi/2\pi$, la dispersion de l'écart type des teneurs en ^{18}O permet de déduire un temps de séjour moyen des eaux dans la nappe libre compris entre 2,5 et 7,5 ans.

4.4 Datation des eaux souterraines par le ^3H

Les analyses ^3H mensuelles (*figure 9*) effectuées au niveau des trois puits de la nappe libre, montrent de l'amont vers l'aval en moyenne annuelle (*tableau 2*), à la fois une augmentation de cette moyenne (de 14,1 à 17,8 UT) et une diminution de la dispersion des valeurs (de $\pm 1,7$ à $\pm 0,6$ UT). À l'aval, cette dispersion est proche de l'erreur analytique ($\pm 0,5$ UT). Ainsi, à l'image de l' ^{18}O , nous avons calculé les sorties dans le cas d'un modèle de mélange (HUBERT *et al.*, 1970 ; HUBERT et OLIVE, 1995) où les entrées se mélangent complètement à l'eau de l'aquifère et la teneur en ^3H à la sortie est identique à celle répartie uniformément dans tout l'aquifère. Les valeurs des temps de séjour moyen des eaux sont reportées dans le *tableau 2*.

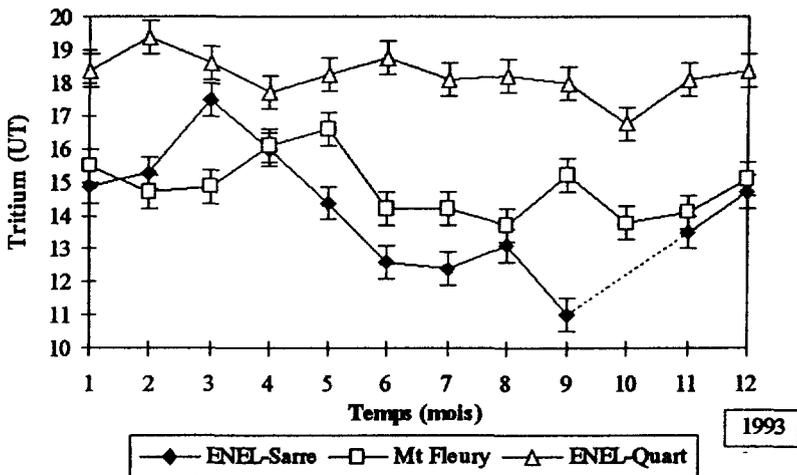


Figure 9 Valeurs mensuelles (1993) en ^3H dans la nappe libre.
Monthly content (1993) of ^3H in the alluvial aquifer.

Le temps de séjour moyen des eaux dans l'aquifère alluvial, calculé à partir du ^3H , est compris entre 4 et 7 ans. Il est donc très comparable à celui calculé à partir de l'amortissement des teneurs en ^{18}O , entre 2,5 et 7,5 ans, ce qui conforte le mécanisme principal proposé pour le système hydrologique.

Par ailleurs, le temps de transit de l'eau calculé par le ^3H , entre les puits ENEL-Sarre et ENEL-Quart (*figure 1*) distants de 12 km, est de l'ordre de 3 ans (*tableau 2*). Par une approche hydrodynamique, la conductivité hydraulique K de cet aquifère étant comprise entre $2,10^{-3}$ et $4,10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, le gradient i entre ces 2 puits de $5 \cdot 10^{-3}$ [(588 - 528)/12 000] et la porosité cinématique w_c de 10^{-1} , on en déduit ($V = Ki/w_c$) un temps de transit compris entre 2 et 4 ans.

CONCLUSION

Les analyses des teneurs en ^{18}O effectuées sur les eaux des différents compartiments du système hydrologique alpin en Vallée d'Aoste ont permis de mettre en évidence un amortissement important, de l'ordre de 30 fois dans le système aquifère alluvial, du signal d'entrée fourni par les précipitations pluvio-neigeuses. Cet amortissement est particulièrement sensible dès les premiers stades du cycle hydrologique, c'est-à-dire dans la glace et les sous-écoulements glaciaires. En outre, cette étude confirme la difficulté concernant à la fois la détermination et l'emploi des gradients $\Delta^{18}\text{O}/\Delta\text{altitude}$ dans l'évaluation de l'altitude des zones de recharges des aquifères en milieu montagnard. De plus, on relève une bonne concordance entre les temps de séjour des eaux dans les aquifères déterminés à partir des valeurs en ^{18}O , et ceux fournis par le ^3H . Déterminés sur le bassin versant d'Aoste, que l'on peut considérer comme représentatif des Alpes nord occidentales, ces enseignements peuvent être extrapolables, pour des conditions géomorphologiques (pentes, altitudes moyennes...) et climatiques (enneigement, couverture glaciaire...) semblables, à d'autres bassins versants supérieurs de l'arc alpin, tels que ceux du Rhône, de l'Arc ou de l'Isère.

REMERCIEMENTS

Cette étude a été financée par le Service des Aménagements Hydrauliques et Défense du Sol (Dr F. Bonetto) de la Région Autonome Vallée d'Aoste, et par les ressources propres des différentes Universités (Paris, Avignon, Savoie, Turin). Les prélèvements des précipitations ont pu être effectués grâce au concours des services de production de l'ENEL (Ente Nazionale Energia Elettrica). Les analyses isotopiques ont été réalisées à l'Université Pierre et Marie Curie (CRG de Thonon-les-Bains) par A. Noir et M. Babic.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AMBACH W., EISNER H., ELSASSER M., LOSCHHORN U., MOSER H., RAUERT W., STICLER W., 1976. Deuterium, tritium and gross-beta-activity investigations on alpine glaciers (Oetztal Alps). *J. Glaciol.*, 17, 383-401.
- BLAVOUX B., 1978. Étude du cycle de l'eau au moyen de l'Oxygène-18 et du Tritium. *Thèse Doc. Es Sc., Uni. P. & M. Curie*, 346 p.
- CARROZZA D., 1994. Tipologia di alcuni acquiferi circostanti la piana valliva di Aosta (Italia). Studio geochimico ed isotopico. *Tesi di laurea in scienze geologiche inedita. Univ. di Torino*, 330 p.
- DAL PIAZ G.V., 1988. Revised setting of the Piemonte zone in the northern Aosta valley, Western Alps. *Ofioliti*, 13, 157-162.
- DEBELMAS J., KERKHOVE C., 1980. Les Alpes franco-italiennes. *Géol. Alp.*, 56/57, 21-58.
- DEVILLE E., FUDRAL S., LAGABRIELLE Y., MARTHALER M., SARTORI M., 1992.

- From oceanic closure to continental collision : a synthesis of the « schistes lustrés » metamorphic complex of the Western Alps. *Geol. Soc. Am. Bul.*, 104, 127-139.
- DRAY M., JUSSERAND C., NOVEL J.P., ZUPPI G.M., 1998. Precipitation in the french and italian Alps. Air masses circulation and isotopic shadow effect. *International Symposium on Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere*. IAEA, Vienna, Austria, April 14-18, 1997, 683-692.
- DRAY M., PARRIAUX A., DUBOIS J.D., 1990. Image synchrone de la composition isotopique de la couverture neigeuse des Alpes de Suisse occidentale. *Proc. and reports IAHS. Conf. of Lausanne, Switzerland*, pp. 447-454.
- EPSTEIN S., MAYEDA T., 1953. Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 213-224.
- FARINA M., 1988. Confronto tra metodo idrogeochimico e metodo strutturale per il calcolo della permeabilità di un massiccio cristallino alpino. *Tesi di Laurea in scienze geologiche, inedita, Univ. di Torino*.
- GRISOLLET H., GUILMET B., ARLERY R., 1962. Climatologie, méthodes et pratiques. Gauthier-Villars [Ed.], Paris, 401 p.
- HAMMER C.V., CLAUSEN H.B., DANSGAARD W., GUNDESTRUP N., JOHNSON S.J., REEH N., 1978. Dating of Greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris, and continental dust. *J. Glaciol.*, 20(82), 3-26.
- HOFFMAN C.M., STEWART G.L., 1966. Quantitative determination of tritium on natural waters. *Geological Survey Water Supply paper 1696-D, U.S. Gov. Print office, Washington*, 17 p.
- HUBERT P., MARCE A., OLIVE Ph., SIWERTZ E., 1970. Étude par le Tritium de la dynamique des eaux souterraines. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 270, 908-911.
- HUBERT P., OLIVE P., 1995. Modélisation par une loi gamma de la distribution des temps de séjour de l'eau dans des systèmes hydrogéologiques en régime permanent. *Tracer Technologies for Hydrological Systems, IAHS, Publ. n° 229*, 211-217.
- IAEA, 1992. International Atomic Energy Agency. Statistical Treatment of Data on Environmental Isotopes in Precipitation. *Technical Reports Series, n° 331*, 781 p.
- JOUZEL J., MERLIVAT L., POURCHET M., 1977. Deuterium, Tritium, and β -activity in a snow core taken on the summit of Mont Blanc (french Alps). Determination of the accumulation rate. *J. of Glaciol.*, 18(80), 465-470.
- JOUZEL J., SOUCHEZ R.A., 1982. Melting-refreezing at the glacier sole and the isotopic composition of the ice. *J. Glaciol.*, 28(98), 35-42.
- JUIF L., 1991. Hydrogéologie de la haute montagne. Approche du fonctionnement hydrodynamique des aquifères de Vanoise. *Thèse Doc. Univ. Besançon*, 257 p.
- KUSUKABE M., WADA H., MATSUO S., 1970. Oxygen and hydrogen isotope ratios of monthly collected waters from Nasudake volcanic area, Japan. *J. Geophys. Res.*, vol. 75, n° 30, 5941-5951.
- MARTINOTTI G., HUNZIKER J.C., 1987. The Austroalpine System in the Western Alps : a review. *Mem. Soc. Geol. It.*, 29, 233-250.
- MÉTÉO-FRANCE, 1991. Atlas climatique de la Haute-Savoie. *Ed. Esope, Chamonix*, 103 p.
- MÉTÉO-FRANCE, 1994. Météo-hebdo, bulletin hebdomadaire d'études et de renseignements, n° 1-52.
- NOVEL J.P., 1995. Contribution de la géochimie à l'étude d'un aquifère alluvial de montagne. Cas de la Vallée d'Aoste (Italie). *Thèse Doc. Univ. P. & M. Curie*, 181 p.
- NOVEL J.P., RAVELLO M., DRAY M., POLLICINI F., ZUPPI G.M., 1995. Apports des analyses isotopiques (^{18}O , ^2H , ^3H) dans les pluies, la neige, la glace et les sous-écoulements glaciaires à la compréhension des mécanismes d'écoulement des eaux de surface et des eaux souterraines en Vallée d'Aoste (Italie). *Geogr. Fis. Dinam. Quat. (Italia)*, 18, 315-319, 1995.
- OESCHGER H., SCHOTTERER U., STAUFER B., HAEBERLI W., 1977. First results from alpin core project. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 13, 193-208.
- PAYNE B.R. (1983) : Introduction of « Guidebook on Nuclear Technique in Hydrology ». IAEA, *Techn. Rep. n° 91*, Vienna, 1-18.
- PEARSON F.J., BALDERER W., LOOSLI H.H., LEHMANN B.E., MATTER A., PETERS T., SCHMASSMANN H., GAUTSCHI A.,

1991. Applied isotope hydrogeology. A case study in northern Switzerland. *Studies in Environmental Science*, 43, Elsevier [Ed.], 439 p.
- POLLICINI F., 1994. Geologia ed idrogeologia della piana di Aosta. *Tesi di Laurea in scienze geologiche, inedita, Univ. di Torino*, 164 p.
- RAVELLO M., 1992. L'applicazione dell'idrogeologia isotopica agli studi di alcuni ghiacciai della Valle d'Aosta (Italia). *Tesi di Laurea in scienze geologiche, inedita, Univ. di Torino*, 110 p.
- SIEGENTHALER U., OESCHGER H., 1980. Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitude. *Nature*, 285, 314-317.
- SINGH P., KUMAR N., 1997. Effect of orography on precipitation in the western himalayan regim. *J. Hydrol.*, 199, 183-206.
- STICHLER W., HERRMANN A., 1982. Surface and subsurface runoff modeling using environmental isotopes. *Proc. Intern. Symp. on Rainfall-Runoff Relationship*, may 18-21, 1981, Mississippi, USA, Water Resources Publications, pp. 245-260.