

teneur en isotopes lourds des systèmes en état d'évaporation est gouvernée par le facteur d'enrichissement liquide-vapeur, l'humidité relative, la composition isotopique de l'eau échangeable de l'atmosphère et l'activité du liquide. Il convient d'ajouter des paramètres hydrauliques : la fraction restante de liquide dans le cas des systèmes à réduction de volume, le rapport des flux d'importation et d'exportation dans le cas des systèmes à niveau maintenu.

Toutes ces variables sont accessibles à la mesure ou au calcul par l'intermédiaire de modèles de bilan. Il est donc théoriquement possible d'utiliser la méthode isotopique à la détermination des taux d'évaporation. Cela est d'ailleurs d'autant plus facile que le marquage est intense, c'est-à-dire que l'eau liquide est soumise à des conditions évaporatoires plus rigoureuses. La méthode s'appliquera d'autant mieux aux régions chaudes et sèches. Ce sont précisément celles où le moins d'archives classiques sont disponibles et où le problème des estimations des réserves souterraines se pose avec le plus d'acuité.

Ajoutons que du simple point de vue qualitatif le traçage isotopique à l'évaporation rend très lisible la distinction avec les eaux météoriques non évaporées. A la différence de la salure qui peut provenir de l'héritage des terrains, la teneur en isotopes lourds produit un critère non ambigu d'évaporation par le simple examen de la situation du point représentatif dans le diagramme $\delta^2\text{H}$; $\delta^{18}\text{O}$.

C - THEMES ET THEATRES
D'APPLICATIONS HYDROLOGIQUES ET HYDROGEOLOGIQUES

I - APPROCHE DES AIRES DE RECHARGE DES NAPPES.

Déterminer les régions, zones ou surfaces où une nappe aquifère se recharge en eau est important. Cela intervient directement dans :

- l'estimation des réserves souterraines,
- la délimitation de périmètres de protection.

Bien entendu, il n'est guère besoin d'entreprendre une investigation isotopique pour déterminer l'impluvium utile dans le cas des bassins bien délimités donnant naissance à des nappes dont l'état des réserves est bien établi grâce au bilan hydrologique local. On se préoccupera des systèmes qui font problème par leur nature sédimentologique (aquifères captifs multicouche) ou par les conditions structurales des bassins (accidents drainants) ou encore par les conditions hydrogéologiques locales (drainance verticale).

*I.1. - La nappe des sources thermominérales d'Evian
(Haute-Savoie) (FONTES et al., 1967).*

Cet exemple a valeur historique puisqu'il représente la première tentative d'utilisation des variations de teneurs en ^{18}O à la localisation d'une aire de recharge.

Le problème.

L'eau de la nappe captive d'Evian est exploitée à proximité de la rive méridionale du Léman, dans une région où la situation tectonique est marquée par deux contacts anormaux : le chevauchement de la nappe des flyschs du complexe ultra-helvétique sur la

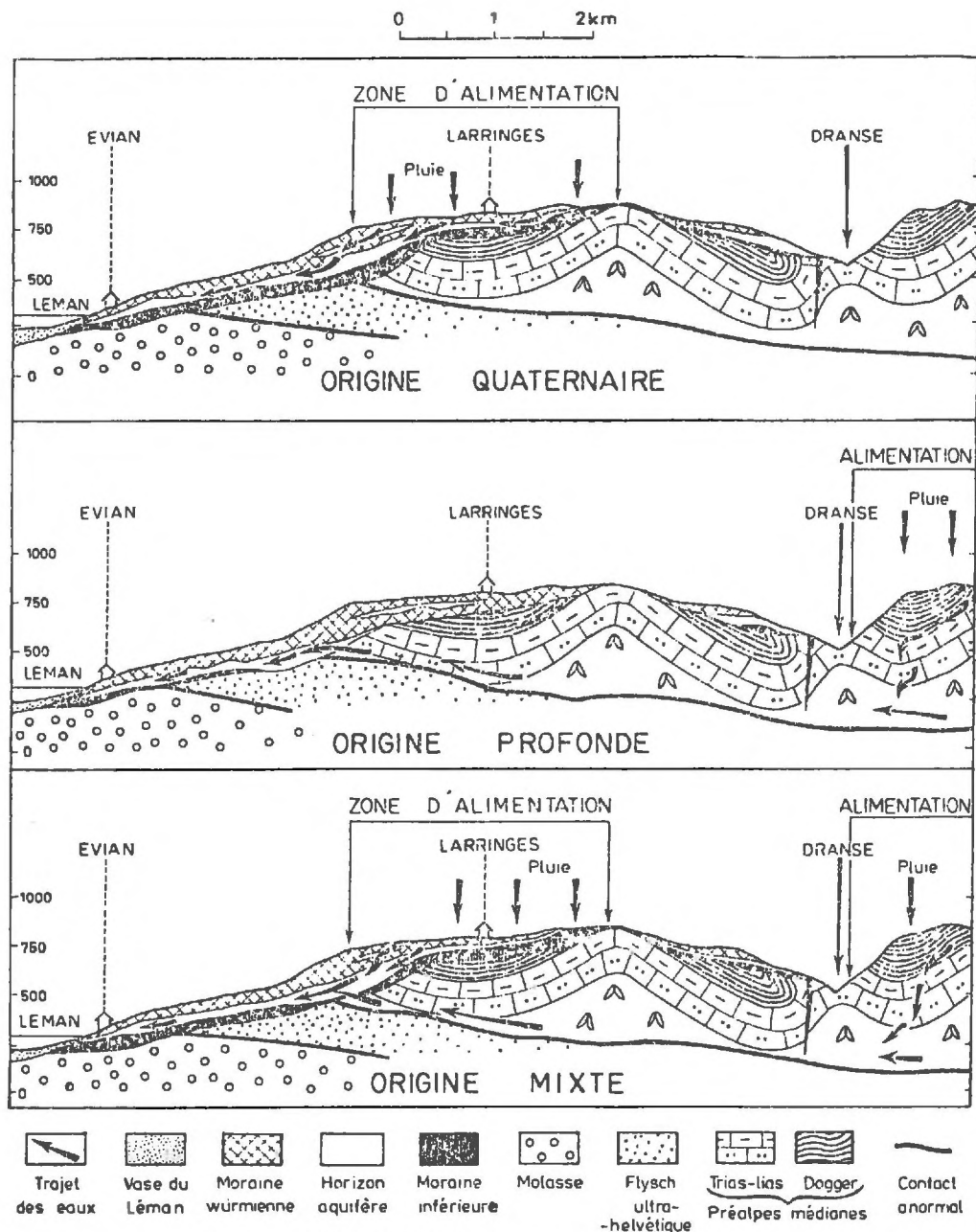


Figure C-1. Schéma structural du versant sud du Léman et origines possibles de l'eau d'Evian.

Les Préalpes calcaires chevauchent la nappe des flyschs ultrahelvétiques qui est venue recouvrir partiellement la molasse de la plaine suisse. Jusqu'à une bonne hauteur sur les versants, environ 500 à 600 m, les glaciers quaternaires et les systèmes fluvio-glaciaires associés ont accumulé des placages de complexes argileux (argiles à blocs) entrecoupés de niveaux silto-sableux aquifères.

L'eau de la nappe d'Evian, maintenue captive sous les argiles, peut provenir des dépôts quaternaires ou, au contraire, avoir une origine haute, cheminer au long des contacts anormaux et pénétrer sous le couvert argileux quaternaire.

Dans le premier cas, le complexe quaternaire est étanche à son mur et relativement perméable au toit. Dans le deuxième cas, c'est l'inverse.

Comme toujours, en présence de deux hypothèses non exclusives, on peut imaginer une explication conciliatrice. D'après BLAVOUX (1966).

molasse du bassin lémanique et de la plaine suisse, lui-même surmonté du chevauchement des Préalpes calcaires sur le complexe ultra-helvétique. Dans la zone de captage, cette complexité structurale est cachetée par les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires dus à l'activité des glaciers du Rhône pendant le Quaternaire. Ces dépôts quaternaires forment le versant de la colline d'Evian et culminent avec le plateau de Vinzier entre 800 et 900 m d'altitude, alors que le plan d'eau du Léman est à 372 m.

Les eaux peuvent évidemment procéder de trois origines (figure C-1) :

- l'infiltration haute dans le système des Préalpes calcaires qui atteint 2 222 m au sommet de la Dent d'Oche, au-dessus d'Evian, puis, après relais dans les terrains sous-jacents via les contacts anormaux, passage dans les terrains quaternaires où l'argile morainique à blocs assure l'étanchéité du toit de l'aquifère,

- l'alimentation limitée aux seuls horizons poreux du complexe fluvi-glaciaire, le mur de l'aquifère jouant alors en imperméable efficace vis-à-vis des remontées possibles des eaux profondes contenues dans les structures. En ce cas, les dépôts quaternaires comporteraient également une semelle étanche d'argiles glaciaires,

- l'alimentation composite correspondant à un mélange d'eaux infiltrées sur l'ensemble du profil et mises en captivité par le placage argileux du versant collinaire d'Evian.

Le dossier isotopique.

La teneur moyenne pondérée en oxygène lourd des précipitations à la Station de Thonon-les-Bains à l'altitude du lac, mesurée sur deux ans, est : $\bar{\delta}_p = - 8,38 \text{ ‰}$.

Pour la même période, la teneur moyenne des eaux à l'émergence (Source Cachat) s'inscrit à :

$$\bar{\delta}_s = - 10,15 \text{ ‰}$$

L'interprétation.

On a vu, à propos de l'investigation sur les traçages naturels (B - I.2.1.), que le gradient des teneurs en ^{18}O des précipitations mensuelles avec la température au sol au moment de l'épisode pluvieux, était voisin de $0,7 \text{ ‰/°C}$ (cf. figure B-8), ce qui, compte tenu du gradient local de température en altitude, conduisait à un gradient isotopique en altitude d'environ $- 0,4 \text{ ‰/100 m}$.

Si l'on considère que le débit au griffon est sensiblement constant, ce qui est pratiquement imposé par les conditions d'exploitation (détente à environ 4 bars), la moyenne de la source est alors représentative de la moyenne pondérée des eaux de la nappe.

Traduite en différence d'altitude à l'aide du gradient, il vient que la source est alimentée à environ :

$$\frac{\bar{\delta}_s - \bar{\delta}_p}{- 0,4} \approx 4,4 \times 10^2 \text{ m}$$

au-dessus du niveau du lac.

Ceci détermine l' "altitude isotopique de recharge" qui est comprise entre 800 et 900 m. C'est précisément l'altitude moyenne du plateau de Vinzier. L'eau captée à la source Cachat est strictement limitée au complexe quaternaire.

Discussion.

Il est clair que cette approche présuppose une infiltration portant sur la totalité des précipitations ou, tout au moins, sur une fraction aliquote représentative de la composition isotopique moyenne des précipitations. Il s'agit là d'une approximation grossière. Remarquons toutefois que cette hypothèse conduit à surestimer la différence isotopique d'altitude. Le même calcul effectué, en admettant une infiltration plus forte en saison froide, conduirait à la détermination d'une aire de recharge encore plus basse. Au plan hydrogéologique, cela ne fait que renforcer la conception d'une aire d'infiltration restreinte à la partie supérieure des dépôts quaternaires puisque le versant est imperméable.

Bien évidemment, l'établissement d'un profil direct de variation des teneurs en isotopes lourds des précipitations avec l'altitude produirait un instrument de repérage plus digne de confiance que la méthode indirecte utilisée ici. De plus, la corrélation serait meilleure en considérant uniquement les températures correspondant aux épisodes pluvieux.

Une telle étude détaillée est en cours d'aboutissement (BLAVOUX, à paraître). Elle montre que l'incertitude sur le gradient adopté ici ne dépasse guère 20 %. "L'altitude isotopique de recharge" est estimée à ± 100 m.

*I.2. - Les systèmes thermominéraux du Latium
(ZUPPI et al., 1974).*

Le problème.

À la latitude de Rome, l'ossature calcaro-dolomitique jurassique et crétacée de l'Apennin est caractérisée par une tectonique cassante, au long d'accidents NW-SE recoupés par une

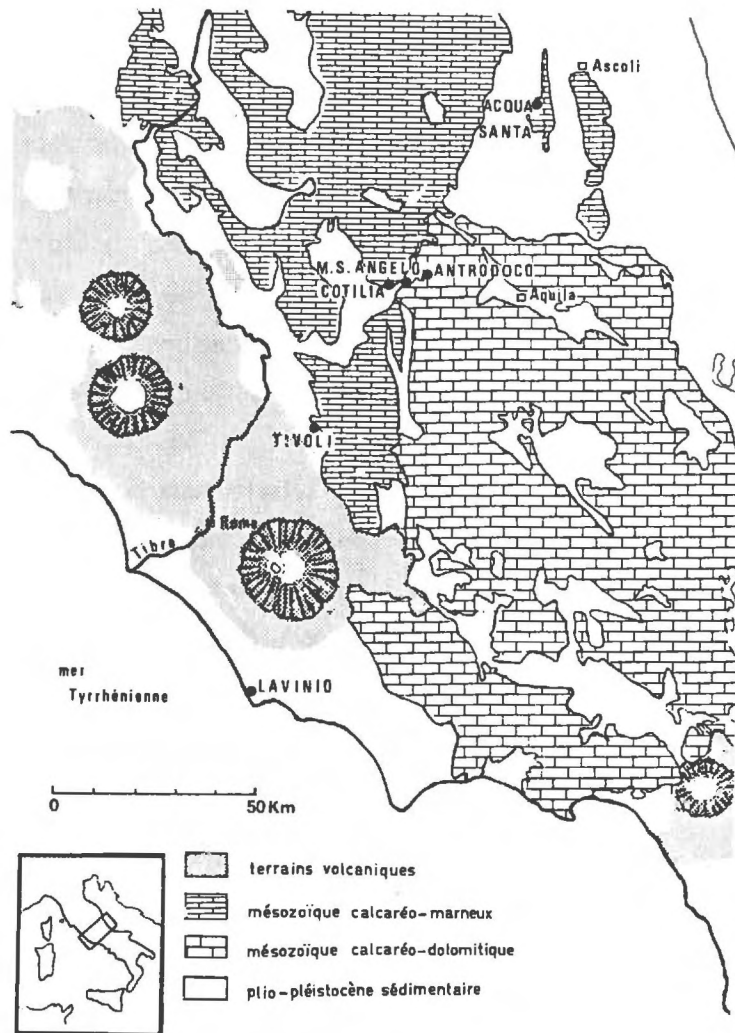


Fig. C-2. *Situation générale des sources thermominérales du Latium.*

Les émergences sont généralement localisées dans les calcaires et les dolomies mésozoïques dont la complexité tectonique n'est point représentée sur ce simple schéma des faciès. En profondeur, les circuits se minéralisent et se réchauffent à la proximité des systèmes volcaniques qui ont injecté les formations sédimentaires et sont parvenus en surface dans la partie occidentale du Latium.
D'après ZUPPI et al. (1974).

direction générale méridienne de fracture. L'ensemble conduit à un découpage en chaînons parallèles à l'axe de la péninsule, séparés par de profondes vallées. Fracturation et karstification des niveaux carbonatés, leur confèrent des propriétés de zones d'infiltration et de réservoir aquifère intéressantes. Dans les parties basses, les chaînons sont noyés par des dépôts tertiaires argilo-sableux à forte fraction argileuse et peu perméables. Vers les rivages tyrrhéniens, les épanchements volcaniques tertiaires et quaternaires ont accumulé les dépôts de cendres et de tufs (figure C-2).

La valeur d'aquifère de cette zone est démontrée par de multiples émergences dont certaines sont extrêmement puissantes : Acquasanta sur le versant adriatique, 250 l/s ; Antrodoco, Cotilia, Monte Sant'Angelo, dans la zone centrale, environ 150 l/s pour chacune ; Tivoli qui débite environ 3 m³/s subvient depuis 25 siècles aux besoins en eau de Rome. Au vu des structures complexes, on conçoit que les bassins versants de surface, délimités par les lignes de crêtes, puissent ne point correspondre aux zones réellement drainées par les circulations souterraines. De plus, il convient de préciser que les circulations, confinées pour leur plus large part sous les dépôts tertiaires, sont partiellement protégées des venues de surface au droit des sources.

Le document isotopique.

Les prélèvements mensuels donnent les valeurs moyennes suivantes pour une année d'observation au rythme d'un prélèvement par mois :

	$\bar{\delta}^{18}O$	écart-type
Acquasanta	- 9,66	0,68
Antrodocco	- 9,40	0,28
Cotilia	- 9,33	0,59
Monte Sant'Angelo	- 8,62	0,72
Tivoli	- 7,36	0,35

Interprétation.

Ces valeurs sont à comparer aux gradients locaux de variation de la composition isotopique des précipitations en altitude (cf. B.I.2.2. et figure B-9a et b). Il vient les "altitudes isotopiques de recharge" suivantes, obtenues à partir des valeurs moyennes des gradients :

Acquasanta	1 370 m
Antrodocco	1 240 m
Cotilia	1 220 m
Monte Sant'Angelo	1 000 m
Tivoli	640 m

Discussion.

Si l'on considère que l'infiltration se produit surtout pendant la période hivernale, on calcule des altitudes de recharge qui sont à peine plus élevées et parfois même plus basses (Monte Sant'Angelo, Tivoli) que celles des points d'eau eux-mêmes. On démontre a contrario que l'infiltration se produit probablement pendant toute l'année hydrologique, ce qui est conforme aux propriétés de haute porosité des calcaires et dolomies fissurés et karstifiés. Les gradients de variation de la composition isotopique des précipitations avec l'altitude sont déterminés directement et avec une bonne précision. On peut estimer que les valeurs moyennes de ces gradients sont celles qui conviennent au calcul des altitudes d'infiltration. Les incertitudes proviennent surtout de la représentativité des valeurs moyennes des compositions isotopiques des points d'eau. En cela, un examen attentif des écarts-types sur les moyennes montre que si les moyennes sont représentatives dans le cas d'Antrodocco et de Tivoli qui correspondent donc à des réserves assez homogènes, il n'en va pas de même pour les

autres sources, qui produisent des mélanges d'eaux de nature diverse. Les "altitudes isotopiques de recharge" sont alors à considérer avec prudence en ce qui concerne Acquasanta, Cotilia et Monte Sant'Angelo. Pour Antrodocco et Tivoli, les "altitudes isotopiques de recharge" sont compatibles avec les données géologiques locales (BONI, 1973). Cependant, la présence de quantités discrètes mais bien détectables de tritium dans toutes ces sources, y compris à Tivoli, confirme que des venues récentes et de proche origine se mêlent au gros des réserves souterraines.

I.3. - *Origine des nappes de la plaine de Venise*
(BORTOLAMI et al., 1973 ; BORTOLAMI et FONTES, 1974).

Les faits.

La basse plaine vénitienne consiste en une épaisseur considérable de dépôts quaternaires accumulés aux marges septentrionales de la zone subsidente axée sur le Pô. Dans la partie littorale, les sondages, pétroliers ou de recherche, indiquent un millier de mètres environ d'alternances de silts, d'argiles et de sables, avec fréquents intermédiaires tourbeux. Vers la zone de Piémont, sous les Préalpes, les dépôts sont évidemment plus grossiers et constituent un matelas peu différencié en lits. L'eau souterraine est pratiquement libre dans la partie haute de la plaine. Elle devient confinée en sa zone médiane pour finalement donner un système multicouche franchement artésien dans les parties basses et en particulier sous le site historique et la lagune de Venise.

A l'issue d'une étude statistique de la composition isotopique des points d'eau de la région, apparaissent les domaines suivants :

- Nappe phréatique dans l'archipel de la lagune :

$$\delta^{18}O = - 8,0 \pm 0,2 \text{ ‰}$$

- Nappes profondes des parties haute et médiane de la plaine :

$$\delta^{18}O = - 10,0 \pm 0,2 \text{ ‰}$$

- Nappes profondes situées sous la zone lagunaire et au Sud de celle-là :

$$\delta^{18}O = - 12,0 \pm 0,2 \text{ ‰}$$

Interprétation.

La nappe phréatique a été étudiée dans les îles afin d'éliminer toute contribution latérale dans l'alimentation et de distinguer ainsi la composante strictement due aux précipitations locales.

Les eaux souterraines profondes ont donc une autre origine que les précipitations sur la plaine elle-même. La masse d'eau à $- 10 \text{ ‰}$ qui se trouve sous la plus grande partie de la plaine est attribuée à une alimentation sur la zone préalpine des hauts-plateaux ("altipiani") calcaro-dolomitiques qui bordent la plaine au Nord et au Nord-Ouest. L'appauvrissement isotopique de 2 ‰ par rapport à la plaine correspond, à une différence d'altitude d'environ 800 m pour un gradient local de $0,25 \text{ ‰}/100 \text{ m}$. Cela correspond sensiblement à la différence générale de cote entre la plaine et les hauts-plateaux. Les deux rivières, Brenta et Piave, qui drainent les Préalpes avant d'irriguer la plaine elle-même, ont une composition isotopique moyenne voisine de $- 10 \text{ ‰}$. C'est

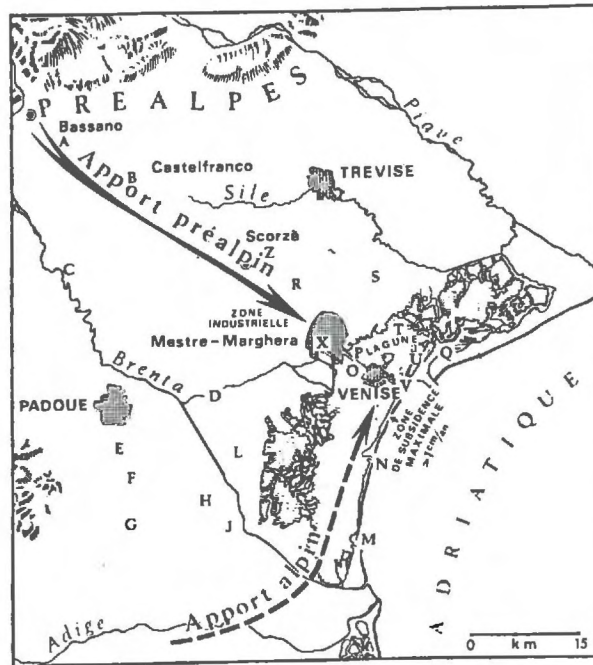


Fig. C-3. Circulations profondes dans la plaine de Venise.

Sous la partie médiane et haute de la plaine, les eaux ont une teneur en oxygène 18 homogène et voisine de -10 ‰. Sous la zone de la lagune, ces eaux viennent buter sur une masse liquide de composition isotopique proche de -12 ‰. Le premier type d'eau est attribué à une alimentation pré-alpine dont rendent présentement compte les fleuves Brenta et Piave ($\delta^{18}\text{O}$ moyen voisin de -10 ‰). Le deuxième type à cachet de précipitations plus fraîches aurait une origine alpine et serait lié aux cours successifs de la rivière Adige qui provient de la zone axiale des Alpes et montre à l'heure actuelle une teneur en ^{18}O voisine de -12 ‰. Cette hypothèse, si elle se trouve confirmée par la suite des travaux (BORTOLAMI, à paraître), impliquerait que les teneurs en isotopes lourds des paléo-Piave, paléo-Brenta et paléo-Adige n'aient point changé pendant la durée sur laquelle s'est étalée la recharge. D'après BORTOLAMI et al. (1973).

la même famille d'eaux que l'on retrouve sous forme de nappe libre d'abord, puis en multicouche confinée, des parties hautes de la plaine jusqu'aux confins de la lagune où les niveaux aquifères les plus profonds actuellement exploités sont à près de 400 m sous la surface.

L'eau souterraine à $\delta^{18}O = 12 \text{ ‰}$, qui prend le relais sous la zone de la lagune, pose problème. On peut lui accorder la même origine géographique, mais sous un climat différent (héritage d'une période glaciaire) ou bien faire intervenir une origine différente (plus haute) sous un climat général comparable. Les considérations géologiques permettent ici d'insister sur le deuxième terme de l'alternative. En effet, le gisement de ces eaux à cachet isotopique froid correspond à la terminaison de l'ancien cours de l'Adige avant qu'il ne soit dévié artificiellement hors de la lagune à la fin du Moyen-Âge.

L'Adige est une rivière qui provient de la zone axiale des Alpes et ses eaux affichent une valeur moyenne proche de -12 ‰ , soit 2 ‰ plus basse que pour Brenta et Piave. Cet écart rend compte de la différence moyenne des altitudes des aires d'alimentation. Sous la zone de la lagune et plus au Sud, les eaux souterraines profondes ont une origine alpine et sont drainées dans d'anciens chenaux correspondant à la divagation de l'Adige sur les dépôts de la plaine.

Les deux masses d'eau entrent en contact (figure C-3) au niveau de la zone de Venise où les eaux alpines provoquent l'occlusion de la circulation d'origine préalpine. La zone de contact ne semble pas correspondre à de forts mélanges, ce qui souligne le caractère peu circulant des deux familles d'eau.

La décompression de ces nappes, sous l'effet de la surexploitation, joue un rôle défavorable dans le défaut de stabilité des terrains et dans l'affaissement du sol et du sous-sol de la zone du site historique. Parmi les nombreux projets de sauvegarde de Venise, il a été question d'une remise en pression de ce verin hydraulique défaillant. Il est clair que toute tentative de réalimentation artificielle devra, ou devrait, tenir compte des zones naturelles d'alimentation.

II - MISE EN EVIDENCE DE MELANGES.

La façon dont différentes venues d'eau peuvent se composer au sein d'un réservoir représente l'une des inconnues dans l'estimation et la modélisation prévisionnelle des variations des réserves souterraines. Théoriquement, dans un système de coordonnées rectangulaires, un mélange se caractérise par la fluctuation simultanée de deux variables au long d'un segment de droite ("droite de mélange") dont les pôles correspondent aux caractéristiques des deux termes du mélange. Dans le cas d'un mélange ternaire, on définit un espace de mélange correspondant à l'aire du triangle délimité par les coordonnées des pôles. Les paramètres pris en compte peuvent être les plus divers (compositions chimiques, températures, pH, etc...). Les teneurs en isotopes présentent les avantages d'être préservées de toutes modifications au sein des systèmes souterrains (non géothermiques) et de ne pas être soumises à plus de dispersion que l'eau elle-même. C'est dans un diagramme $\delta^2\text{H}$; $\delta^{18}\text{O}$ que l'on recherchera les mélanges.

II.1. - *La source d'Acquasanta (ZUPPI et al., 1974 ; FONTES et ZUPPI, 1976).*

Le document isotopique (figure C-4).

Dans le diagramme $\delta^2\text{H}$; $\delta^{18}\text{O}$, la plupart des prélèvements (mars à octobre) se placent dans le domaine des eaux évaporées. Seuls les échantillons hivernaux s'inscrivent à proximité de la droite météorique locale.

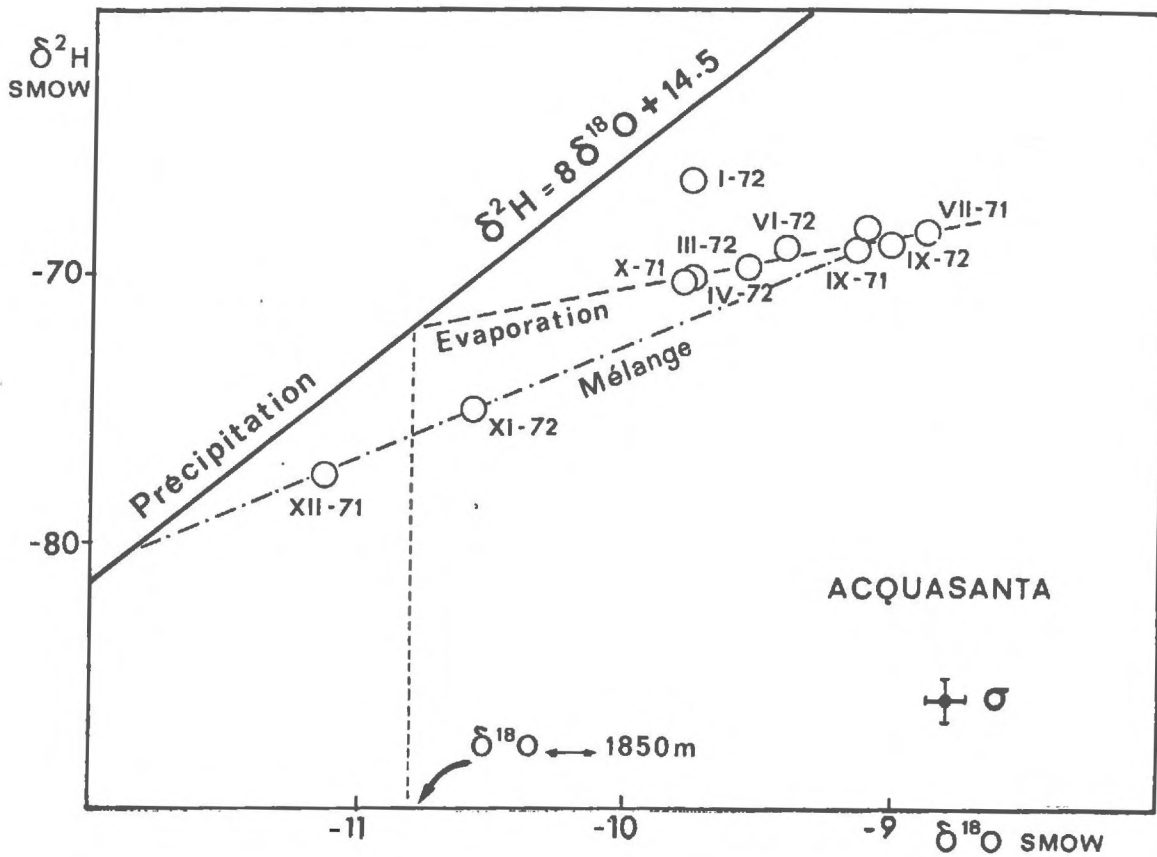


Fig. C-4. Exemple de nappe à fonctionnement saisonnier complexe : la source d'Acquasanta (Latium).

Les teneurs en ^2H et ^{18}O des prélèvements d'été et de saison intermédiaire définissent une droite d'évaporation. Cela est conforme à la situation du gisement : système karstique à émergence tiède émettant de fortes quantités de vapeur.

A la fin de l'automne, une importante contribution de surface se mêle aux eaux profondes. En janvier, seules les précipitations très locales sont encore liquides et peuvent alimenter la source en eaux superficielles. En raison de leur collection à une altitude plus basse, ces eaux sont nettement plus riches en isotopes lourds.

L'intersection de la droite d'évaporation avec la droite des eaux météoriques désigne la composition isotopique moyenne ($\delta^{18}\text{O} = -10,8$) de la recharge du circuit profond D'après FONTES et ZUPPI (1976).

L'interprétation.

Les eaux, de mars à octobre, ont été réchauffées en profondeur et ont perdu de la vapeur dans les cavités du karst. Elles sont évaporées à des degrés divers et les points correspondants définissent une droite. Cette droite d'évaporation coupe la droite locale des précipitations ($\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 14,5$) pour une valeur $\delta^{18}\text{O} = -10,8 \text{ ‰}$. Reportée sur les courbes des gradients isotopiques en altitude (figure B-9b), cette valeur conduit à une altitude moyenne de recharge de 1 850 m bien supérieure à celle que l'on calcule sur la base de la teneur annuelle moyenne en isotopes lourds (1 370 m, cf. C-I.2). La nouvelle valeur est en outre mieux compatible avec les données de la géologie locale. En effet, si l'on admet la simplification, la source (alt. 220 m) est dominée par un versant plaqué de travertins perméables jusque vers 700 m d'altitude. En remontant la topographie, on trouve ensuite une zone marneuse qui affleure jusque vers 1 200 m. Au-dessus encore, les calcaires très poreux remontent entre 1 200 m et les crêtes qui culminent vers 2 200 m dans cette région. L'altitude isotopique moyenne de recharge de 1 850 m, qui est donnée par la droite d'évaporation, correspond donc à une réserve homogène infiltrée de mars à octobre sur les hauts versants calcaires.

En automne, la saison est nettement plus arrosée. Les circuits deviennent moins profonds et moins chauds. La contribution de la réserve évaporée perd en importance relative. Dans le diagramme $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, les compositions isotopiques décrivent une autre droite qui est une droite de mélange entre les eaux profondes à faciès évaporé et des eaux météoriques froides d'origine haute. Ce dernier apport est évidemment récent et pourvoit la source en tritium.

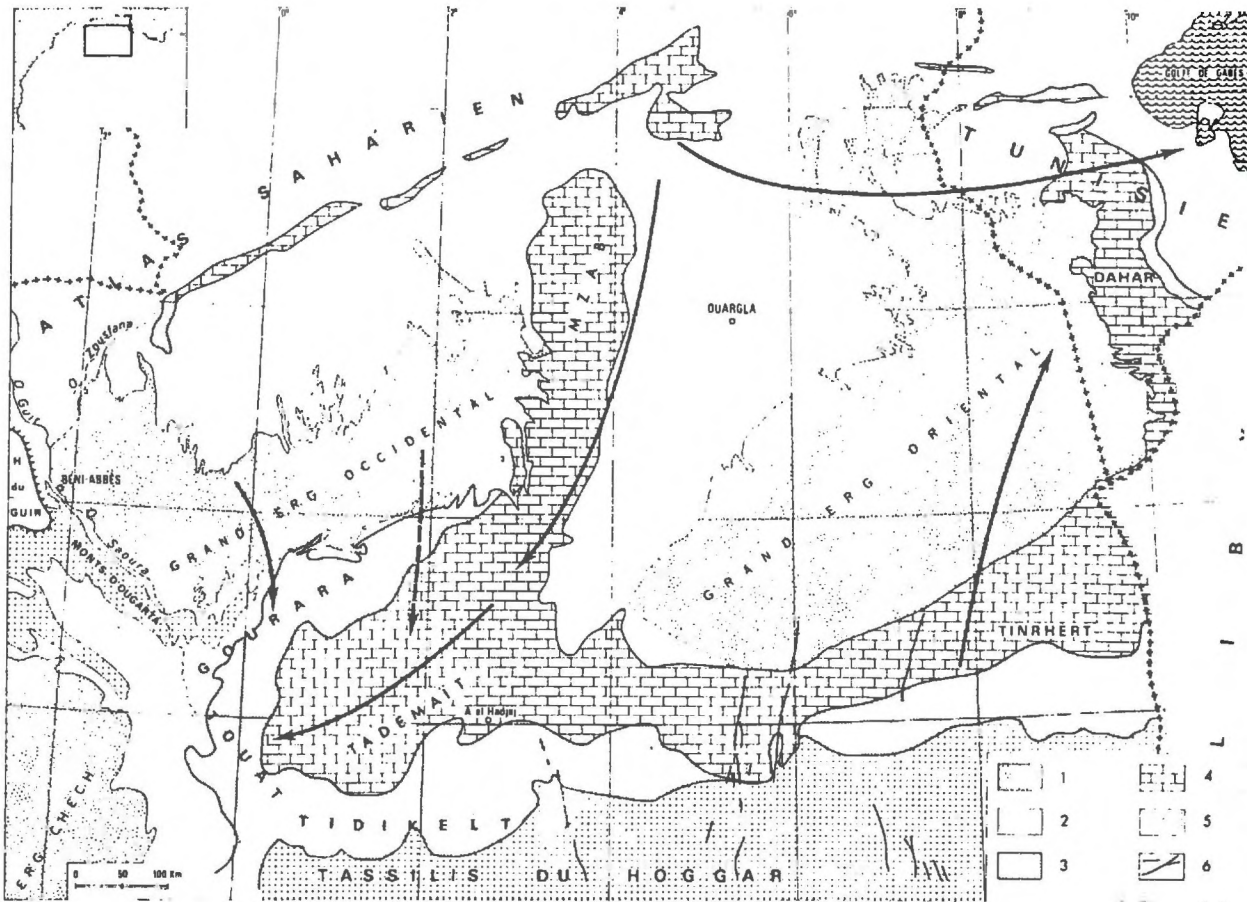


Fig. C-5. Circulations dans la nappe du Continental intercalaire (Nord-Sahara).

Les zones d'affleurement du complexe argilo-gréseux d'âge crétacé inférieur et moyen du Continental intercalaire (3) sont assez bien représentées à l'Ouest du 5^e méridien qui représente une ligne de partage des écoulements souterrains. Dans la partie orientale, la nappe est captive et profonde. Les affleurements sont limités à la zone sud-atlasique, au Sud du Tinrhert et à l'Est du Dahar. Le Continental intercalaire qui repose sur le Paléozoïque (5) est recouvert par le Complexe terminal (4) à alternance de calcaires et de marnes qui contient lui aussi plusieurs niveaux aquifères captifs. Sur le Complexe terminal, les ergs (1) et les dépôts récents (2) assurent un revêtement perméable. La zone du golfe de Gabès représente un exutoire pour l'écoulement de la partie captive de la nappe du Continental intercalaire. *D'après GONFIANTINI et al. (1974).*

Au coeur de l'hiver (janvier), les neiges immobilisent l'activité d'infiltration sur les hauts versants calcaires. L'alimentation de la source est alors restreinte à l'impluvium, d'extension limitée, des travertins. Les eaux sont actuelles, leur composition isotopique est assez élevée malgré la période, car l'altitude maximale d'infiltration est limitée à 700 m. A ce moment, l'effet d'altitude compense, et au-delà, l'effet saisonnier.

II.2. - *Les rapports entre la nappe du Continental intercalaire et la nappe du Continental terminal dans l'Est saharien (GONFIANTINI et al., 1974).*

Le problème.

La nappe du Continental intercalaire, la plus puissante des réserves d'eaux souterraines du globe, s'étend des confins marocains à l'Ouest jusqu'en Libye à l'Est où elle est relayée par la nappe des grès de Nubie (figure C-5).

L'allure des niveaux piézométriques montre que la zone orientale du Sud tunisien joue le rôle d'exutoire, en particulier dans la région du golfe de Gabès. C'est une région marquée par une tectonique cassante ancienne, dont l'activité est largement responsable de l'implantation de secteurs subsidents dès le dépôt des sédiments continentaux qui constituent le Continental intercalaire. Généralement, les accidents majeurs sont orientés N.NW-S.SE et peuvent être considérés comme perpendiculaires aux lignes de courants. Mais ils sont souvent recoupés par un réseau orthogonal qui peut jouer un rôle de système de drainage. La nappe du Complexe terminal est en principe isolée de celle du Continental intercalaire par une semelle perméable de niveaux marins transgressifs. La piézométrie indique que les deux nappes sont confinées et largement ascendantes.

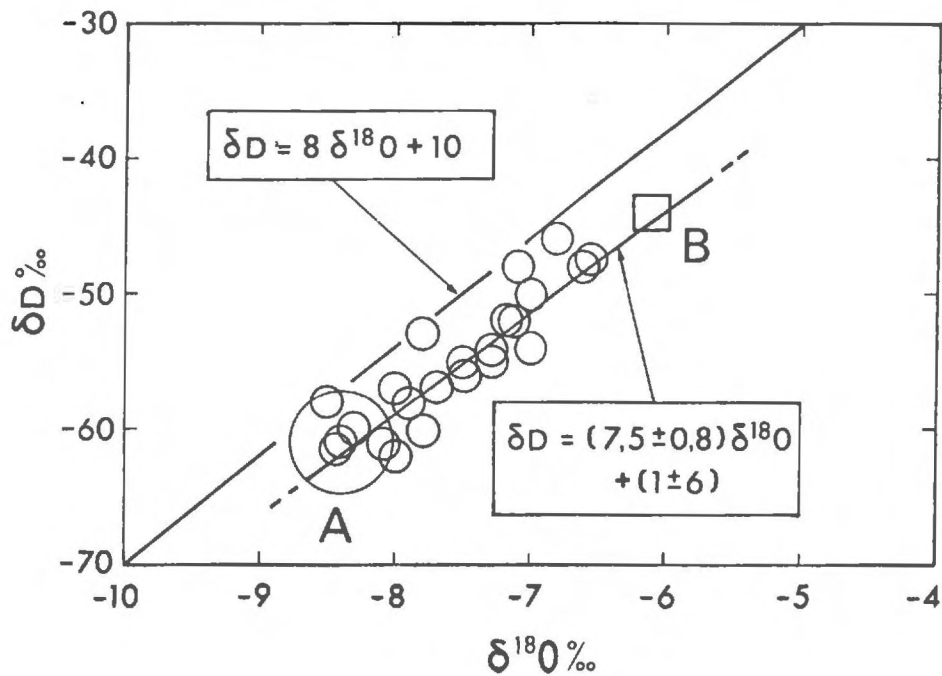


Fig. C-6. Teneurs en ^{18}O et 2H des eaux du Complexe terminal dans la région de Gabès.

Les points représentatifs s'ordonnent sur un segment de droite dont les pôles sont la valeur moyenne des eaux du Continental intercalaire dans tout l'Est du Sahara d'une part (A), et la valeur moyenne des eaux de la nappe captive locale (B) contenue dans les terrains miocènes de Zarzis-Djerba. Le mélange des eaux se produit à la faveur d'une série d'accidents drainants qui autorisent la remontée des eaux du Continental intercalaire dans la région d'El Hamma. Les symboles (A) et (B) contiennent les écarts-type respectifs. D'après GONFIANTINI et al. (1974).

Les données isotopiques.

A l'échelle de tout le Sahara oriental, à l'Est du méridien de Laghouat, la nappe du Continental intercalaire affiche une très bonne constance de composition isotopique :

$$\delta^{18}\text{O} = - 8,4 \pm 0,4 \text{ ‰}, \delta^2\text{H} = 61 \pm 3 \text{ ‰}.$$

Dans un diagramme $\delta^2\text{H}$; $\delta^{18}\text{O}$ relatif à la région du golfe de Gabès (figure C-6), les points représentatifs des eaux du Complexe terminal se répartissent sur un segment de droite dont l'une des extrémités est le point de coordonnées moyennes des eaux du Continental intercalaire et dont l'autre pôle correspond à la moyenne des valeurs de la nappe de Zarzis-Djerba qui est bien individualisée à $\delta^{18}\text{O} = 6,1 \pm 0,1 \text{ ‰}$ et $\delta^2\text{H} = - 44 \pm 2,5 \text{ ‰}$.

Interprétation.

La droite de mélange indique que le Continental intercalaire est drainé par le Complexe terminal à la faveur des accidents verticaux. Cependant, cette drainance verticale ascendante se produit seulement dans la zone où les accidents longitudinaux N.NW-S.SE sont recoupés par des failles transverses (région d'El Hamma). Plus au Sud, la nappe de Zarzis-Djerba est protégée de tout apport en provenance du Continental intercalaire. Les accidents longitudinaux, plus ou moins normaux aux lignes de courants, sont donc étanches. L'alimentation de la nappe de Zarzis-Djerba est strictement limitée au revers oriental des reliefs du Dahar.

III - LE PROBLEME DES RECHARGES PALEOCLIMATIQUES.

Dans le cas des grandes nappes captives, de simples considérations d'hydraulique souterraine suggèrent souvent que le système n'est pas en équilibre avec l'alimentation contemporaine. L'eau qui apparaît aux émergences a quitté les zones de recharges plusieurs

milliers d'années plus tôt et correspond donc à des eaux météoriques précipitées sous des conditions climatiques complètement différentes de celles de nos jours. Ceci est très net dans le cas par exemple de la nappe du Continental intercalaire dont la partie captive ne peut que produire des eaux fossiles quelle que soit la perméabilité considérée pour les faciès gréseux de l'aquifère. Point n'est donc besoin de démonstration de recharge paléoclimatique dans des situations de ce type. Le problème se pose uniquement dans le cas des nappes libres dont l'alimentation ne saurait correspondre aux conditions interannuelles moyennes de pluviosité et qui apparaissent en déséquilibre, c'est-à-dire en régime transitaire. La distinction entre la recharge paléoclimatique et la réalimentation sporadique actuelle est capitale pour la gestion du patrimoine en eaux souterraines de régions actuellement arides ou subarides.

Les exemples de recharges paléoclimatiques ont été recherchés au Sahara où cette notion a été introduite à propos des eaux souterraines d'Egypte (MUNNICH et VOGEL, 1963).

III.1. - Les nappes du Grand Erg occidental de la Hamada du Guir et des Monts d'Ougarta (Sahara nord-occidental).

Les premières études (CONRAD et al., 1966) ont mis en évidence les teneurs en ^{18}O des eaux de deux nappes localisées dans le Nord de la vallée de la Saoura. La nappe des monts d'Ougarta est contenue dans les grès paléozoïques ordoviciens tandis que la nappe de la Hamada du Guir correspond aux terrains calcaro-gréseux tertiaires (mio-pliocènes) qui forment le plateau de la Hamada (voir figure C-5 pour localisation).

Les teneurs en isotopes lourds sont faibles ($\delta^{18}O = - 6,9$ à $- 8,6$ ‰) pour la nappe des monts d'Ougarta et plus encore pour les points d'eau de la nappe de la Hamada du Guir ($\delta^{18}O = - 7,2$ à $- 10,4$). Ces eaux avaient été alors considérées comme une séquelle de périodes plus fraîches et surtout plus arrosées au cours du dernier Humide néolithique (CONRAD et al., 1966). La nappe du Grand Erg occidental, dont la composition isotopique s'établit à $\delta^{18}O = - 4,9$ ‰, était également tenue pour une recharge paléoclimatique partiellement évaporée, correspondant à une remontée vers le Nord du régime de mousson soudanaise (CONRAD et FONTES, 1970) au cours de l'Holocène.

En réalité, il apparaît que, dans la partie centrale du Grand Erg, la nappe contient du tritium en quantité significative (CONRAD et al., 1975). La composante contemporaine joue ici un rôle non négligeable. De plus, l'étude sériée des précipitations montre (cf. B-I.1.2.), que des teneurs très basses en isotopes lourds peuvent être relevées, à l'heure actuelle, sans faire intervenir de période climatique plus fraîche (pluie du 16.10.67 à Béni-Abbès : 21,4 mm, $\delta^{18}O = - 9,7$ ‰). Sur la base des teneurs en isotopes lourds, on ne peut rejeter l'hypothèse que des épisodes d'occlusions de fronts polaires, générateurs de pluies très appauvries en isotopes lourds, aient alimenté la nappe de la Hamada du Guir et des monts d'Ougarta. Quant à la nappe de l'Erg, elle présente un faciès évaporé qui pourrait trouver une autre explication que celle d'une migration septentrionale du parcours de la mousson (cf. C.IV.3.) au cours des 5 ou 6 derniers millénaires. La simple logique gagne ici, ce que perd le spectaculaire. Il n'y a probablement point au Sahara de nappes libres correspondant à une recharge strictement ancienne. Il existe des réserves souterraines initialement héritées de périodes anciennes humides qui se trouvent réalimentés de façon très intermittente

par les événements pluvieux exceptionnels, par exemple à récurrence cinquantenaire ou même à fréquence de retour plus longue. A ces apports de base qui reconstituent les réserves, se superpose la contribution interannuelle moyenne marquée par le tritium. Cette discussion sera reprise à propos de "l'âge" des eaux souterraines (cf. D-VII).

III.2. - *Le paléosystème du lac Abhè.*

Le cadre.

Le lac Abhè, aux confins du Sud de l'Ethiopie et du Territoire des Afars et des Issas, représente le lac terminal du système de la rivière Aouache qui descend du haut-plateau éthiopien. Sur les rives méridionales du lac, la physiographie est marquée par une accumulation énorme d'édifices carbonatés émergés, généralement alignés selon des directions de fracture. Ce sont les "cheminées" du lac Abhè dont l'origine hydrothermale a, semble-t-il, toujours été admise. Certaines de ces constructions émettent d'ailleurs à leur apex un panache de vapeur rapidement dissipé dans l'air extrêmement désaturé de la région. En général, les cheminées sont liées à des sources hyperthermes. Les eaux de ces sources sont en équilibre d'ébullition avec l'atmosphère, soit 98 à 99°C, compte tenu de l'altitude du site (450 m).

La composition chimique de l'eau des sources est de type sulfaté calcique et on peut estimer qu'avant de se réchauffer à proximité d'une remontée filonienne chaude dont la présence est fréquente dans cette région de rift, les eaux ont dissous du gypse dans la région sud du bassin versant du lac. Les eaux du lac Abhè sont de type carbonaté sodique, comme il advient normalement pour les bassins endoréiques qui drainent un paysage cristallin sous ce type de climat.

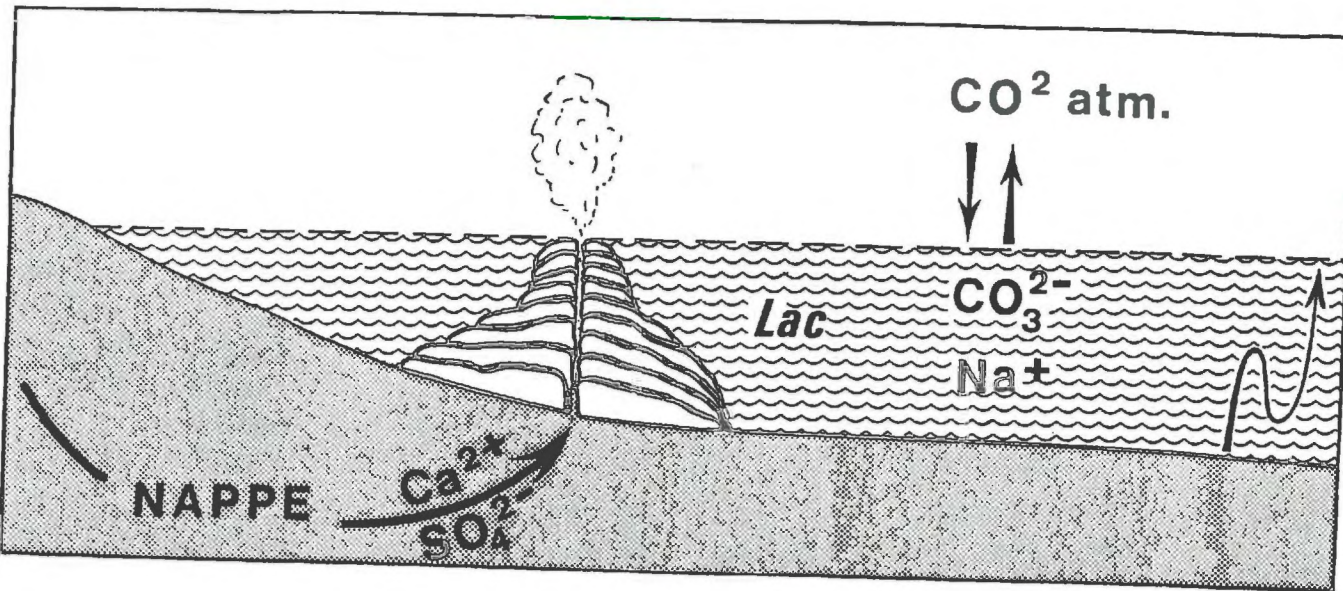


Fig. C-7. Schéma de formation des "cheminées" hydrothermales des rives orientales du lac Abhé (Afar).

L'eau du lac, carbonatée sodique, reçoit des venues d'eaux souterraines sulfatées calciques.

Le produit de solubilité de la calcite est atteint et l'édifice s'élève au fur et à mesure que monte le niveau lacustre. Le schéma correspond à la mise en place de l'apogée de l'édifice voici environ 5 siècles. Pendant les périodes de basses eaux du lac, la précipitation cesse. La Grande Cheminée est actuellement émergée par suite de la décrue du lac. La source séléniteuse s'écoule à son pied.

Lors des périodes de crue lacustre, la calcite cristallise à partir d'un ion carbonate qui est en équilibre avec l'atmosphère. Elle est donc elle-même en équilibre avec le CO_2 de l'air. On en tire deux conséquences importantes :

1. les âges radiométriques sont proches des âges réels,
2. l'équation paléothermométrique du carbone 13 (FONTES, à paraître) s'applique à ce dépôt.

Le chiffre obtenu pour la température de cristallisation est alors utilisé pour résoudre l'équation paléothermométrique de l'oxygène 18. On en tire des valeurs de la composition isotopique de l'eau du lac Abhé en crue.

D'après FONTES et POUCHAN (1975).

Les données isotopiques et géochimiques (FONTES et POUCHAN, 1975).

Elles portent sur les teneurs en ^{13}C , ^{14}C et ^{18}O de la calcite pure du plus volumineux de ces édifices : la Grande cheminée d'Asbahalto. Les données sont résumées dans le tableau ci-dessous :

Altitude des prélèvements sur la cheminée	$\delta^{13}\text{C}/\text{PDB}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{PDB}$	Age ^{14}C BP	δ^{18} eau/snow (calculé à 25°C)
255	- 1,88	- 13,89	6290 ± 120	- 11,9
285	+ 1,19	- 9,30	2729 ± 120	- 7,3
295	+ 1,15	- 7,20	2360 ± 80	- 5,8
314	+ 1,85	- 11,60	1570 ± 60	- 9,6

Les compositions chimiques respectives des eaux de l'Aouache, affluentes dans le lac Abhè, et des eaux des sources thermales montrent que la solution résultante des deux types d'eau reste largement saturé vis-à-vis de la calcite pour des mélanges de 0 à 20 % d'eaux thermales dans l'eau de l'Aouache.

Interprétation.

Les concrétions actuellement émergées se sont formées sous l'eau du lac Abhè par obtention de la saturation en calcite au voisinage immédiat des zones d'émergences thermales sous-lacustre (figure C-7). L'édifice, creux et poreux, canalise les eaux thermales vers son sommet où se produit le mélange avec les eaux lacustres. La croissance est donc réglée par le niveau du lac qui

atteint son apogée voici environ 5 siècles, après être resté très haut depuis l'Antiquité historique⁽¹⁾.

Les teneurs élevées en ^{13}C sont attribuées à un équilibre avec le gaz carbonique de l'atmosphère. Dans ces conditions, l'équation qui rend compte de l'équilibre isotopique du carbone :

$$t^{\circ}\text{C} = 147,7 - 14,8 \Delta^{13}\text{C} + 0,266 (\Delta^{13}\text{C})^2 \text{ (FONTES et al., 1973).}$$

où $\Delta^{13}\text{C} = \delta^{13}\text{C}$ (carbonate solide) - $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2 gazeux),

peut-être utilisée avec une valeur de $-8,5 \text{ ‰}$ pour le $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 atmosphérique (FONTES, en préparation).

Reportée dans l'équation classique des paléotempératures :

$$t^{\circ}\text{C} = 16,9 - 4,2 \Delta^{18}\text{O} + 0,13 (\Delta^{18}\text{O})^2 \text{ (CRAIG, 1965)}$$

où $\Delta^{18}\text{O} = \delta^{18}\text{O}$ (carbonate solide) - $\delta^{18}\text{O}$ (eau mère de précipitation), cette température permet de calculer la composition isotopique de l'oxygène de l'eau lacustre au moment de la croissance de la cheminée. Les valeurs sont très basses et témoignent bien du remplissage de la cuvette d'Abhè par des eaux d'origine météorique froide, précipitées sur les hauts-plateaux éthiopiens et drainées vers le lac Abhè par l'Aouache, sans subir d'évaporation notable. A Addis-Abbeba, la température moyenne est actuellement de 15°C . P. POUCHAN (1976), calcule qu'au maximum d'extension lacustre, le plan/d'eau devait être en équilibre pour un rapport Précipitation/Evaporation qu'engendrerait un abaissement de température d'environ 4°C par rapport à l'Actuel. De la convergence des interprétations isotopiques et hydroclimatiques, on pourrait être tenté de conclure que l'évolution du climat vers l'aridité est relativement récente (5 siècles). Ce serait négliger le rôle

(1) Rappelons, à cet égard, que les chroniques font provenir les éléphants d'Annibal de cette partie de l'Afrique et que Diodore de Sicile évoque, d'une manière que les exégètes disent claire, la présence d'un immense lac d'eau douce dans cette région.

potentiel des événements pluvieux exceptionnels. On peut calculer en effet, qu'un seul épisode de précipitation de 50 à 100 mm pour l'ensemble du bassin peut suffire à élever de 60 à 70 mètres la cote du lac, avant que l'évaporation et les pertes souterraines n'en rabattent à nouveau le plan d'eau. Il n'est donc pas nécessaire, pour rendre compte des crues du lac, d'invoquer un climat fondamentalement différent de celui qui prévaut de nos jours. La meilleure preuve en est que la Grande cheminée d'Asbahalto présente jusque vers la cote 285, de minces placages superficiels de calcite magnésienne lacustre qui affichent un âge radiométrique récent (~ 100 % de carbone moderne). Cette élévation d'environ 40 m du niveau lacustre actuel correspond à une température isotopique calculée de cristallisation de la calcite d'environ 23°C, soit à une composition isotopique calculée de l'eau ($\delta^{18}O \approx + 4,3 \text{ ‰}$) très voisine de la teneur actuelle en isotopes lourds ($\delta^{18}O = + 3,8 \text{ ‰}$). Depuis moins d'un siècle, le niveau du lac a donc subi des fluctuations de niveau considérables dont DREYFUS s'était d'ailleurs fait l'écho dans le report des témoignages de bédouins qu'il avait pu recueillir pour son étude générale de la région (DREYFUS, 1932).

Une conséquence hydrogéologique importante se dégage également des résultats isotopiques. Si l'on admet que les eaux sulfatées calciques se sont infiltrées dans la partie gypsifère du bassin (zone de Dikkil), au début de la grande période humide du Quaternaire récent dans la région, voilà environ 9 000 ans (FONTES et al., 1974 ; GASSE, 1975), pour émerger 50 km plus loin et constituer le socle de la cheminée vers 6 300 BP, cela implique une vitesse moyenne de $2,3 \cdot 10^{-4}$ m/s, qui est conforme aux données de transmissivité mesurée à Dikkil. Les eaux des sources thermales sulfatées calciques des rives méridionales du lac Abhè, auraient un âge moyen voisin de 2 000 ans.

IV - RELATIONS EAUX DE SURFACE-NAPPES.

L'examen de son contenu en isotopes lourds donne une méthode généralement simple pour déterminer si une eau souterraine a été soumise à évaporation à un moment de son cycle.

IV.1. - *La nappe salée de la Sebkhah el Melah (Nord-Ouest saharien).*

Le problème.

La croûte de sel qui se forme après évaporation du remplissage dû à la crue (cf. B-II.3.5.) emprisonne un niveau humide de dépôts limoneux fins, riches en halite et en matière organique. Au-dessous, les forages à la tarière mettent en évidence la présence d'une nappe en charge, dont le niveau remonte au maximum d'environ 1 mètre. L'eau est saturée en chlorure de sodium et on peut se poser le problème de déterminer s'il s'agit d'une infiltration de saumure en cours d'évolution évaporatoire du système ou si les eaux se sont au contraire salées pendant leur trajet souterrain après une infiltration rapide.

Les indications isotopiques.

Trois sondages ont permis de prélever la saumure souterraine dans l'axe du bassin au Sud, au centre et au Nord de la Sebkhah (CONRAD et al., 1966 ; CONRAD et FONTES, 1970).

Situation des sondages	Prof. niveau et remontée	aquif. cm.	Résidu sec g/l	$\delta^{18}O/0/00$
Sud	160	20	327	+ 19,6
Centre	140	105	330	- 4,9
Nord	40	0	325	+ 9,6

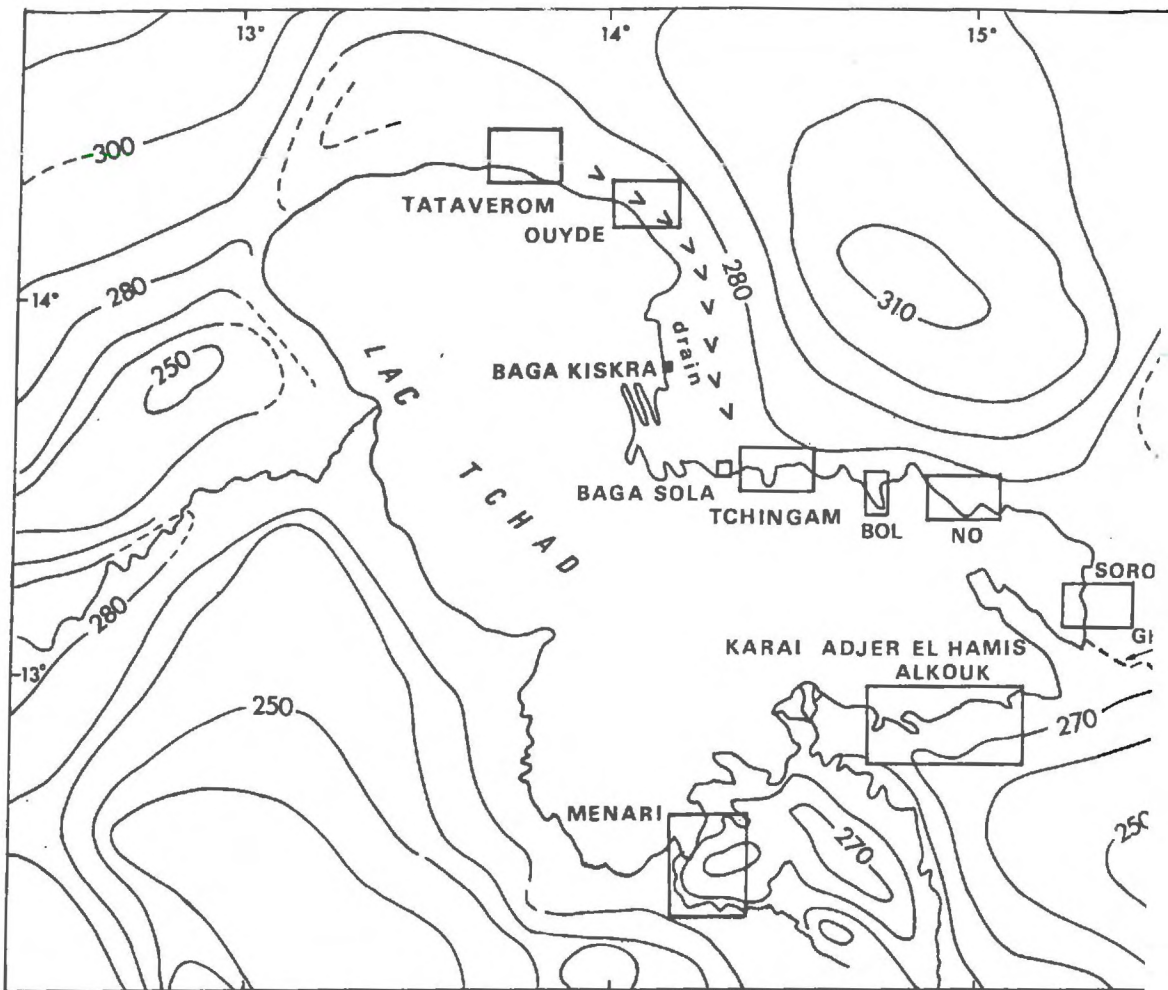


Fig. C-8. Le lac Tchad et ses nappes phréatiques.

L'altitude moyenne du plan d'eau est de 282 m. Il oscille de 279 à 283 m et les épisodes de crues exceptionnelles sont évacuées par l'exutoire temporaire du Bahr el Ghaza. La piézométrie montre que le lac domine ses nappes phréatiques bordières. Sur le flanc nord-est du lac, une dépression de la nappe fonctionne comme un drain, à la fois pour les eaux souterraines de la zone littorale et pour celles de la nappe du Kanem.

La surface de la nappe générale est marquée de dômes et de cuvettes dont les dénivelées atteignent plusieurs dizaines de mètres, alors que la topographie est extrêmement plane. Cette hydraulique souterraine en accidents circorcrits n'a pas reçu d'explication satisfaisante. L'étude détaillée du contact lac-nappe (dans les encadrés) permet de rendre compte du comportement anormal du complexe hydraulique souterrain.

D'après ROCHE (1973), modifié.

Interprétation.

Les fortes crues atteignent la Sebkha sans avoir pratiquement subi d'évaporation. Au-dessus de la croûte de sel, les rives sont largement poreuses et laissent aussitôt s'infiltrer une partie de la tête de crue qui a déjà dissous 35 g/l de chlorures et achève de se saler pendant le trajet souterrain. Ces eaux s'accumulent au creux de la cuvette dans la partie centrale du bassin. Dans la partie sud, c'est une saumure en fin d'évolution qui s'infiltrer, aidée en cela par sa forte densité ($d \approx 1,4$) et sa faible tension superficielle, avant que les boues organiques n'achèvent le colmatage de la couche de sédiments fins. Au Nord de la Sebkha, qui est la zone la plus distale, la teneur en isotopes lourds ne correspond pas encore à la saturation en NaCl. Une partie de la charge saline est ici due à la dissolution souterraine ou à un mécanisme d'évaporation avec enrichissement isotopique limité sous un faible couvert (40 cm) de sables fins.

IV.2. - Les nappes phréatiques du lac Tchad.

IV.2.1. - Le problème.

La situation hydrogéologique apparaît simple à la première analyse. Les terrains superficiels (M. SERVANT, 1974) sont faits de sédiments quaternaires meubles où dominent les éléments fins le plus souvent repris par une éluviation éolienne. En particulier, la région du Nord-Est du lac (Kanem) est le siège d'un véritable erg aux sommets dunaires rabotés par la déflation et dont les interdunes ont, à plusieurs reprises, été envahis par les eaux au cours des pulsations du lac Tchad. Cette série repose, vers 60 à 70 m de profondeur, sur un niveau argileux vraisemblablement continu qui représente le mur de l'aquifère superficiel du Tchad. Le plan d'eau du lac est une zone haute par rapport à la surface piézométrique (figure C-8). Il est facile d'admettre que les zones

marginales du lac alimentent la nappe assurant en cela la régulation saline du système par pertes de solutions concentrées⁽¹⁾.

La carte piézométrique montre également l'existence d'un chenal qui correspond à l'axe du Bahr el Ghazal, exutoire naturel des eaux de crue exceptionnelle du lac en direction de la dépression du Bodelé et des Pays-Bas du Tchad. Depuis le début du siècle, date des premières observations, les crues n'ont cependant pas parcouru plus d'une cinquantaine de kilomètres dans le Bahr.

Toutefois, un examen, même sommaire, des courbes isopièzes révèle aussi que la surface d'équilibre de l'eau souterraine montre des dômes et des dépressions circonscrites avec des différences de cote de plusieurs dizaines de mètres. Rien dans la topographie ou dans le couvert végétal ne semble pouvoir être parallélisé avec ces gigantesques bosses ou creux de la surface de la nappe. Repérées depuis le début des études hydrogéologiques (SCHNEIDER, 1967), ces accidents piézométriques sont connus de toute l'Afrique intertropicale (ARCHAMBAULT, 1960) et n'ont pas reçu d'explication satisfaisante.

Signalons une autre anomalie qui a trait cette fois à la chimie des eaux de la nappe phréatique. Les eaux sont généralement plus salées que celles du lac Tchad sur le front supposé d'infiltration (ROCHE, 1973 ; MAGLIONE, 1974).

IV.2.2. - Le dossier isotopique préliminaire.

Les faits.

Les campagnes de reconnaissance (FONTES et al., 1969a et b, 1970) ont montré que les eaux des puits indigènes de la bordure nord-est du lac, où le faciès dunaire des rives est théoriquement

(1) Tout ceci est d'ailleurs explicité ou, bien pressenti, dans les rapports des cavaliers du Général Tilho au début de ce siècle, comme en témoigne le remarquable commentaire du premier Atlas des Colonies Françaises.

Le plus favorable à l'infiltration, avaient une teneur en isotopes lourds plus faible que celle des eaux lacustres. Les valeurs les plus fréquentes en 1967-1968 ($\delta^{18}\text{O} \approx -5 \text{ ‰}$) sont même inférieures aux teneurs annuelles moyennes des eaux fluviales affluentes dans le lac ($\delta^{18}\text{O}$ CHARI, 1967 = -3,3). Dans la zone tout à fait littorale, les teneurs en isotopes lourds sont plus proches de celles du lac. Mais, dès lors que l'on progresse de quelques mètres à l'intérieur des terres, les teneurs en ^{18}O des eaux souterraines diminuent. Par exemple à Bol, le lac a une composition isotopique moyenne voisine de +5,5 ‰. A 60 m de la rive, la nappe a une composition isotopique moyenne de +2,5 ‰. En un site, la dune de Bol et ses annexes, les polders de Bol Guini et Bol Berim, la nappe phréatique est collectée en profondeur. Les teneurs en ^{18}O sont de l'ordre -4 ‰ sauf sur l'axe de la dune ($\delta^{18}\text{O} = +4,6$) et sur les marges des polders où les imprégnations latérales par le lac sont évidentes ($\delta^{18}\text{O} = +3,6$ à +6,9).

Les cuvettes interdunaires des natronières, où se dépose surtout du trona ($\text{NaHCO}_3, \text{Na}_2\text{CO}_3, 2\text{H}_2\text{O}$) sont alimentées par les eaux de la nappe. A l'entrée du système, ces eaux sont plus chargées en sels que les eaux du lac et ont une teneur en isotopes lourds plus faible comme le montre la coupe suivante réalisée à la tarière au toit de la nappe de la natronière de Liwa, le 7.10.67 (FONTES et al., 1970) :

Distance à la dune côté lac	0 m	20 m	71 m	180 m	220 m	260 m
Conductivité mmhos-cm ⁻¹	2,02	37,9	104	108	101	105
$\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs SMOW	- 0,3	+ 0,9	+ 2,5	+ 2,9	+ 7,7	+ 11,9
$\delta^2\text{H}$ ‰ vs SMOW	- 4	+ 1	+ 50	+ 10	+ 34	+ 54

Hypothèse de travail après l'étude isotopique préliminaire.

Le lac Tchad n'alimente pas d'infiltration massive dans ses rivages. Il imprègne simplement les rives, mais la partie circulante de l'aquifère est fournie par les précipitations qui s'accumulent à la partie supérieure d'une réserve, également d'origine météorique, mais d'accumulation probablement ancienne puisque la pluviosité actuelle moyenne (300 mm) dans le secteur paraît trop faible pour autoriser la constitution d'un tel matelas d'eau souterraine. Les dunes du Kanem, au Nord-Est du lac, sont considérées comme un système dont la haute porosité est propice à l'infiltration des eaux pluviales et réfractaire à l'évaporation puisque les colonnes capillaires ne s'amorcent pas dans le sédiment trop grossier. Dans les interdunes où les sédiments contiennent une fraction plus fine, l'évaporation capillaire s'amorce à partir de l'eau de la nappe et porte, très vite et localement, les solutions à la saturation en trona, vers le centre de la cuvette.

IV.2.3. - L'étude isotopique systématique

(FONTES et al., 1970 ; BRADLEY et al., en préparation).

Les programmes ⁽¹⁾.

L'étude porte à la fois sur le lac lui-même et sur un relevé aussi complet que possible des points d'eau de l'intérieur des terres, augmenté d'une série de transversales au lac réalisées sur les dunes littorales avec sondages piézométriques en trois stations (Soro, No et Tchingam) espacées sur les rives nord-est.

Les résultats.

Sur le front d'infiltration supposé, au tréfonds des bras lacustres insinués dans les interdunes, la conductivité ne dépasse

(1) Ces plans de prélèvement sont coordonnés avec ceux des équipes de l'UNESCO et de la FAO qui assurent une campagne d'échantillonnage de vaste extension spatiale et dont les collections sont analysées par l'IAEA.

pas 1 000 $\mu\text{mhos.cm}^{-1}$ pour des teneurs en ^{18}O qui peuvent atteindre + 15 et même + 17 ‰.

Les sections dans les dunes littorales montrent que les eaux souterraines sont :

- à une cote inférieure à celle du lac,
- plus chargées en sels,
- rapidement moins riches en isotopes lourds.

Les interdunes sont le siège d'enrichissements en sels et en isotopes lourds, d'autant plus marqués que le toit de la nappe est plus proche de la surface. Dans des diagrammes teneur en sels-compositions isotopiques, les verticales piézométriques de Soro, No et Tchingam montrent, comme l'ensemble des sections à la tarière, des répartitions de mélange complexes dans des espaces dont les pôles sont :

- eau lacustre,
- eau météorique non chargée en sels,
- eau météorique chargée en sels par dissolution,
- eau météorique chargée en sels par évaporation.

Les prélèvements réalisés à bonne distance du lac (quelques kilomètres à quelques dizaines de km) confirment généralement la notion d'eaux souterraines plus chargées en sels, mais à teneurs plus faibles en ^{18}O que les masses lacustres. Dans la région du Bahr el Ghazal, on relève des eaux à fortes teneurs en ^{18}O .

Les eaux de la nappe phréatique contiennent en général des teneurs variables, mais significatives en tritium, y compris à la base de l'aquifère, à Soro, No et Tchingam.

Interprétation.

Les eaux du lac Tchad ne jouent aucun rôle dans la réserve de la nappe phréatique. Les eaux lacustres qui s'infiltrent sont :

- reprises par l'évaporation dans les interdunes les plus proches,
- diluées par l'infiltration météorique dans le système dunaire.

Le seul secteur où l'on retrouve des eaux souterraines d'origine lacustre est le Bahr el Ghazal. Le tritium indique clairement que ces eaux ne sont pas parvenues à cette distance du lac par la voie souterraine. Il s'agit au contraire de venues de surface consécutives aux crues exceptionnelles du lac qui s'engouffrent dans le Bahr. Comme les montées des eaux de crues agissent en impulsions élastiques et peu miscibles, ce sont des eaux déjà enrichies en isotopes lourds par évaporation qui sont poussées en avant de l'onde de crue et qui rechargent la nappe.

La réserve ancienne admise à l'issue des premières études n'est pas prouvée.

IV.2.4. - Quelques mots sur la régulation du lac Tchad.

L'enquête géochimique et isotopique livre les éléments d'interprétation suivants :

- une partie des entrées en sels dans le lac est immobilisée par les réactions solution-sédiment (reconstitution des smectites à partir des kaolinites, piégeage interfoliaire, précipitation de calcite : ROCHE, 1974 ; CARMOUZE, 1976) :

Immobilisation par réactions entre l'eau du lac et les sédiments (ROCHE, 1973). Calcul supposant la conservation du sodium dans la phase liquide.

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	$\text{CO}_3\text{H}^- + \text{CO}_3^{2-}$	SiO_2
% fixé	58	45	0	23	37	83

- le solde des ions, essentiellement les alcalins, les carbonates et les sulfates, quitte le lac et se retrouve dans les nappes et les bassins salifères des interdunes,

- les sels dissous sont véhiculés par les eaux d'origine pluviale.

Le passage des ions dans les eaux souterraines se fait en deux temps : d'abord par une accumulation superficielle des sels sur les rivages très sinueux, du lac, puis leur lessivage par la pluie.

- les pulsations annuelles et interannuelles du plan d'eau découvrent de larges surfaces où les solutions marginales les plus concentrées des fonds de bras s'évaporent sans faire retour à la circulation générale et précipitent les sels,

- la zone littorale est imprégnée d'eaux lacustres qui remontent en s'évaporant dès que la topographie l'autorise, les sels s'accumulent dans le sol et en surface.

Ensuite, dans les deux cas, à la saison des pluies, qui surviennent près de 6 mois avant la crue du lac, les sels superficiels sont dissous. Entraînés vers la nappe par la circulation générale centripète des eaux souterraines, ils sont éloignés du domaine lacustre avant que la crue saisonnière ne reprenne

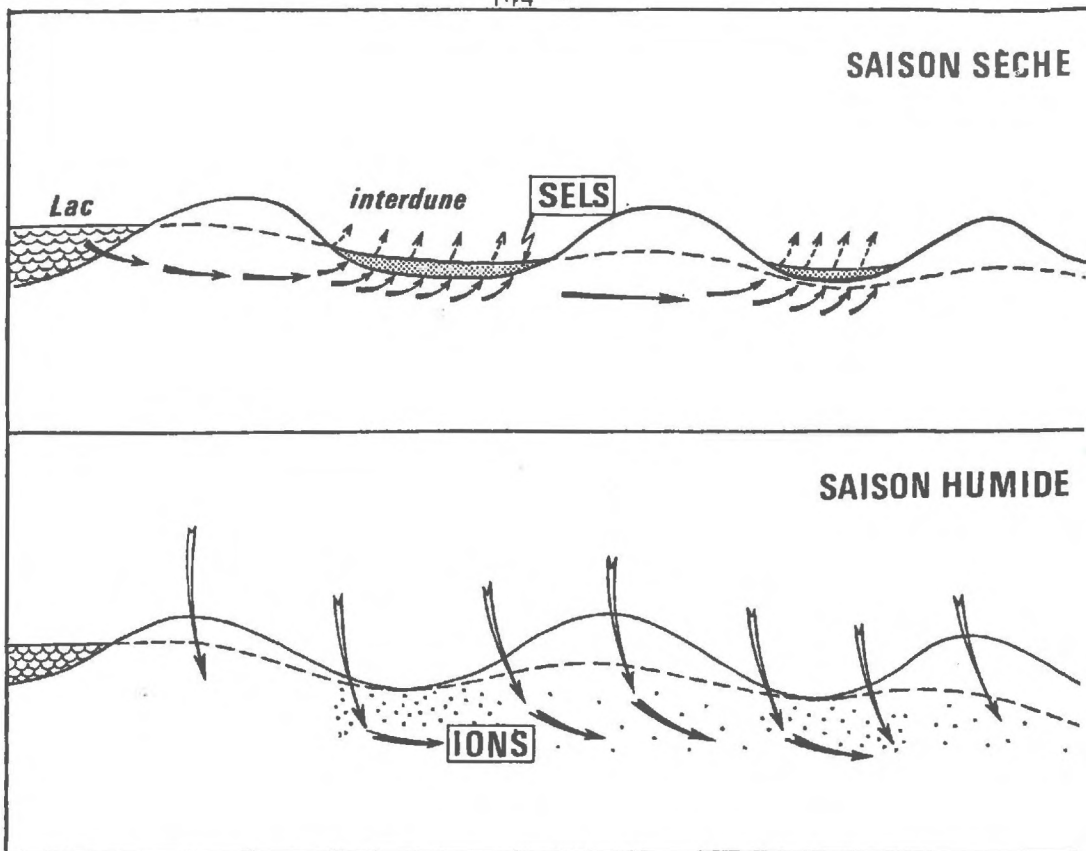


fig. C-9. Schéma hypothétique pour expliquer le mécanisme par lequel le lac Tchad conserve des eaux de faible salure.

Les masses d'eaux lacustres sont poussées vers les marges du lac sous l'effet des chocs élastiques successifs, rythmés par la crue saisonnière du Chari et du Logone. L'ensemble joue au profit d'une alimentation sans retour vers les fonds de bras où l'eau chargée en sels peut s'infiltrer pendant la crue du lac. Pendant la décrue de saison sèche le lac abandonne également des sels diffus dans les sédiments des rives.

Le gradient général de la nappe engendre un écoulement centripète. Les eaux lacustres infiltrées sont entraînées sous les dunes mais sont reprises par l'évaporation au niveau des interdunes où le niveau piézométrique se rapproche de la surface du sol et où les sédiments plus fins sont précipités à l'évaporation capillaire.

A l'issue de quelques passages par de telles zones évaporatoires, l'eau lacustre est pratiquement éliminée du système. Les sels sont repris par un autre vecteur, l'eau météorique de la saison humide qui lave les franges des interdunes ainsi que les rives du lac découvertes par la décrue et véhicule les sels vers la nappe. D'interdune en interdune et de relais à sec en relais à sec, les sels sont exportés hors du domaine lacustre.

Ce mécanisme complète la capture ionique sur les argiles des fonds lacustres qui immobilise environ 50 % des apports en ions et en silice dans le lac lui-même.

possession du secteur. Le phénomène de reprise évaporatoire peut s'exercer à nouveau dans les interdunes suivants, contribuant simplement à renouveler l'eau qui véhicule les sels.

Il n'y a ni circulation souterraine d'eaux lacustres (ROCHE, 1974), ni dissolution d'évaporites anciennes (MAGLIONE, 1974) par la nappe, comme cela a pu être avancé pour rendre compte des fortes salures des eaux souterraines. Les sels quittent le système par une succession de relais à sec dans les zones superficielles des sols (figure C-9), et des sédiments interdunaires.

Un tel mécanisme rend compte de la plupart des faits observés, mais doit cependant faire face à certaines difficultés d'ordre géochimique. Par exemple, tous les alcalino-terreux ne sont pas piégés dans les fonds lacustres et une certaine fraction devrait obéir au même mécanisme de relais à sec. Or, magnésium et surtout calcium se prêtent mal à des stades successifs de mobilisation et précipitation, et on devrait assister à une immobilisation de ces produits dès les premières précipitations. On remarque en effet (ROCHE, 1974) que le faciès calcosodique des eaux lacustres s'inverse dans la nappe au profit des alcalins. Ce phénomène devrait pouvoir être relié à la mise en évidence de carbonates dans les sols des polders littoraux de la région de Bol (CHEVERRY, 1974).

IV.3. - Rôle des dunes à l'infiltration.

IV.3.1. - Le problème.

Les dunes constituent généralement un faciès de porosité homogène dépourvu de sol et de couvert végétal où les eaux pluviales peuvent en principe s'infiltrer sans subir de stade de rétention superficielle. Pour certains auteurs, les dunes des pays

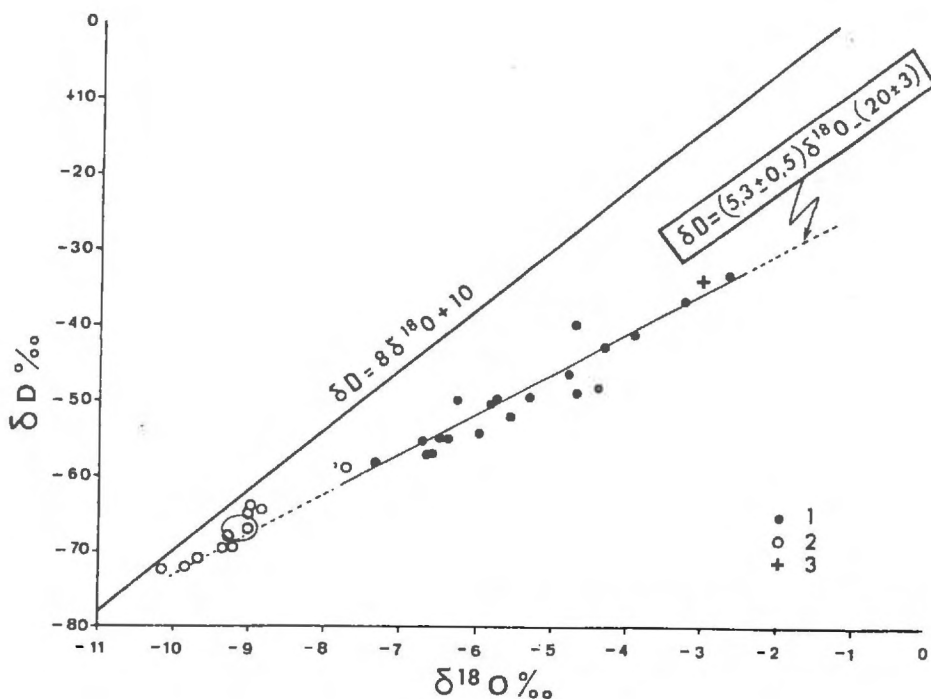


Fig. C-10. Comportement des sables dunaires lors de l'infiltration. Le Grand Erg occidental.

Comparaison des teneurs en ^2H et ^{18}O des eaux de la nappe du Grand Erg occidental (1) et des eaux des nappes libres contenues dans les terrains fissurés et les sédiments qui frangent l'Erg (2). L'ensemble de la collection définit une corrélation linéaire de pente inférieure à la droite des eaux pluviales. Cela montre deux caractères :

- il s'agit d'une même famille d'eaux,
- ces eaux sont évaporées.

Sur la droite d'évaporation, les points représentatifs de eaux de l'Erg se placent en position distale par rapport aux précipitations d'origine. Elles ont donc subi une portion évaporante plus poussée que les eaux des autres terrains avoisinants.

Le Grand Erg occidental se comporte comme un dispositif surévaporant vis-à-vis des eaux de recharge. Ce résultat ne pouvait être déduit de l'analyse chimique puisque les eaux des dunes restent moins chargées en sels que les eaux des autres terrains qui acquièrent une bonne part de leur salure par dissolution. D'après GONFIANTINI et al. (1974)

arides et semi-arides représentent des châteaux d'eau privilégiés en soustrayant à l'évaporation la moindre goutte qui parvient à la surface du sable. Pour d'autres, au contraire, les ergs ne sont que des machines évaporantes efficaces où la restitution de l'eau vers l'atmosphère est presque aussi importante que l'évapotranspiration dans les zones à forte couverture végétale.

IV.3.2. - Les grands ergs sahariens (GONFIANTINI *et al.*, 1974).

Les données.

Les échantillons proviennent surtout de la région du grand erg occidental où ils sont comparés à des prélèvements réalisés dans des nappes libres contenues dans des terrains fissurés qui entourent l'erg. Dans le diagramme $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ (figure C-10), les points se disposent sur une même droite d'évaporation, les points relatifs aux eaux des terrains sableux se plaçant en position plus éloignée du domaine météorique que les eaux des terrains fissurés.

Interprétation.

Si l'on admet que l'alimentation a été commune aux deux types de terrains, ce que semblent montrer les mesures de tritium ainsi que la répartition de l'ensemble des teneurs en oxygène-18 et en deutérium sur une même droite, il faut admettre que les eaux des dunes sont surévaporées par rapport aux eaux des terrains non sableux. Dans le cas du grand erg occidental, le système dunaire joue en évaporateur. Un échantillon en provenance du Grand erg oriental suggère un fonctionnement identique.

IV.3.3. - L'Erg du Kanem au Nord-Est du lac Tchad (FONTES *et al.*, sous presse).

Les données.

La dune de Daguil (figure C-11) montre une composition isotopique bien constante des eaux souterraines ($\delta^{18}\text{O} \approx + 0,5 \text{ ‰}$)

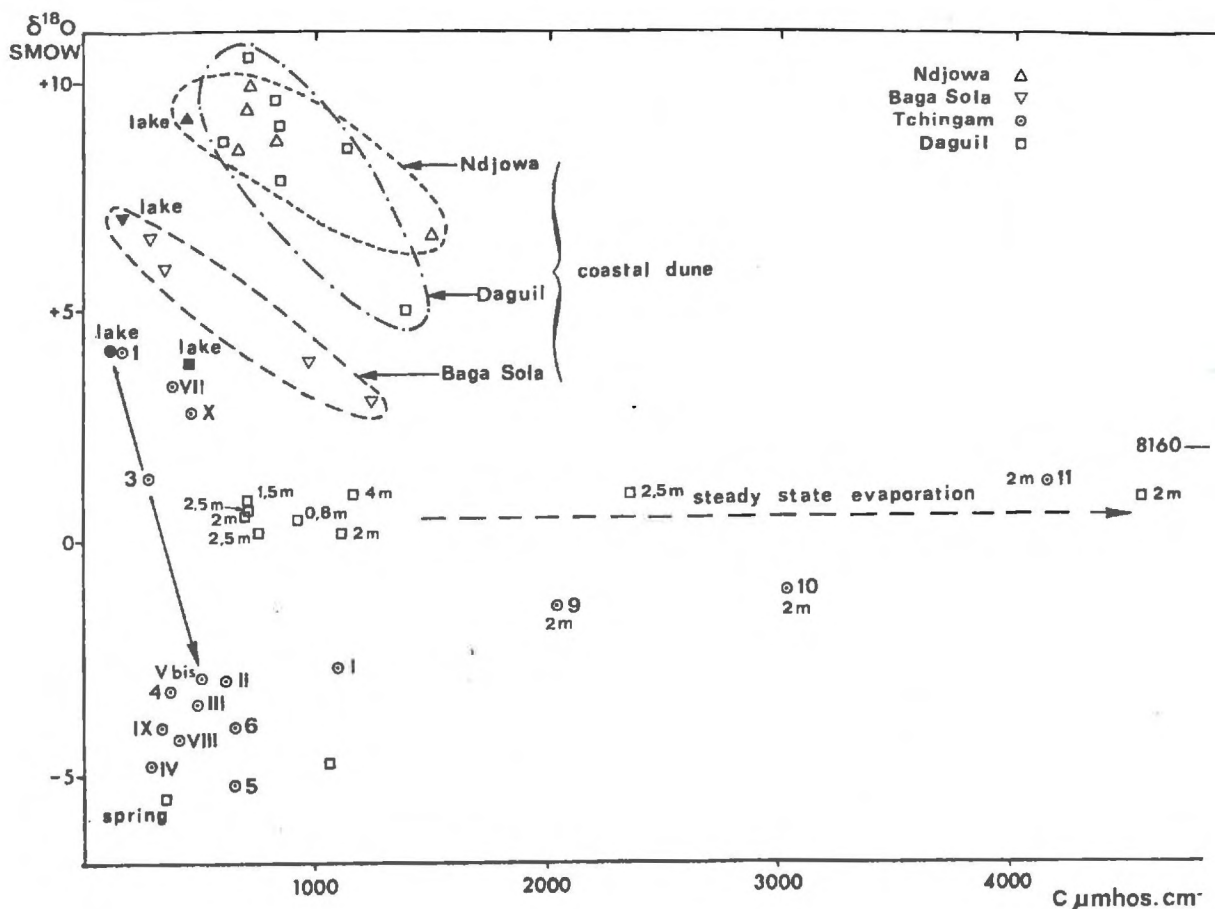


Fig. C-11. Comportement des sables dunaires à l'évaporation. L'Erg d Kanem au NE du lac Tchad.

Sous les dunes de la zone littorale, l'eau du lac est diluée par la recharge météorique riche en sels. En poursuivant son trajet souterrain sous un faible couvert de sables éoliens d'environ 2 m (profondeur du niveau phréatique reportée en regard de chaque point), l'eau souterraine évolue.

Dans le diagramme $\delta^{18}\text{O}$ -conductivité, les points représentent des tufs montrant une composition isotopique assez stable alors que la charge saline augmente considérablement. Cela s'interprète comme l'établissement d'un état isotopique stationnaire engendré par l'évaporation contrainte sous le couvert sableux. Sur un parcours souterrain de quelques centaines de mètres, les eaux subissent une ponction évaporatoire que l'augmentation des teneurs en sels permet d'évaluer à environ 3/4 de la fraction initiale. L'élimination rapide des eaux affluentes sous un faible couvert sableux, phénomène invoqué dans l'enquête sur la régulation saline du lac Tchad (cf. C.IV.2 et fig. C-9) serait ici particulièrement efficace. L'effet de dilution des eaux lacustres initiales par de l'eau appauvrie en isotopes lourds et enrichie en sels est également bien visible dans la zone côtière (cf. fig. C-9). *Résultats inédits.*

qui présentent cependant de larges variations de teneurs en sels. Tous les prélèvements ont été réalisés sous une couverture sableuse de 0,8 à 4 m d'épaisseur.

Interprétation.

La valeur stable à + 0,5 ‰ peut difficilement être le résultat d'un mélange car aucune droite de mélange n'apparaît ici dans le diagramme $\delta^{18}O$ - conductivité. Il est donc possible que cette teneur en isotopes lourds corresponde à un régime permanent d'évaporation. Cela signifierait que, là aussi, l'évaporation est très active sous un couvert sableux de l'ordre de 2 m. Les variations de conductivité au long de leur parcours souterrain dans ce secteur, montre que les eaux subiraient une évaporation pouvant atteindre 75 % en volume.

Dans les deux cas examinés, il semble que le faciès dunaire soit propice à l'évaporation. Il est clair toutefois que le phénomène observé n'est représentatif que de lui-même, tant les conditions internes (épaisseur et granulométrie des sables au toit de la nappe) et externes (facteurs physico-chimiques de l'évaporation) peuvent varier d'un faciès dunaire à l'autre, comme le montrent les études récentes réalisées en Arabie Saoudite (DINGER et al., 1975).

IV.4. - Translation verticale et oblique de l'eau à travers les sols (FONTES et OLIVRY, en préparation).

Le problème.

Au Cameroun, l'ORSTOM a équipé le site des bassins versants de Sanguéré. Différentes stations collectent les précipitations, le réseau de surface et la nappe phréatique dont le toit

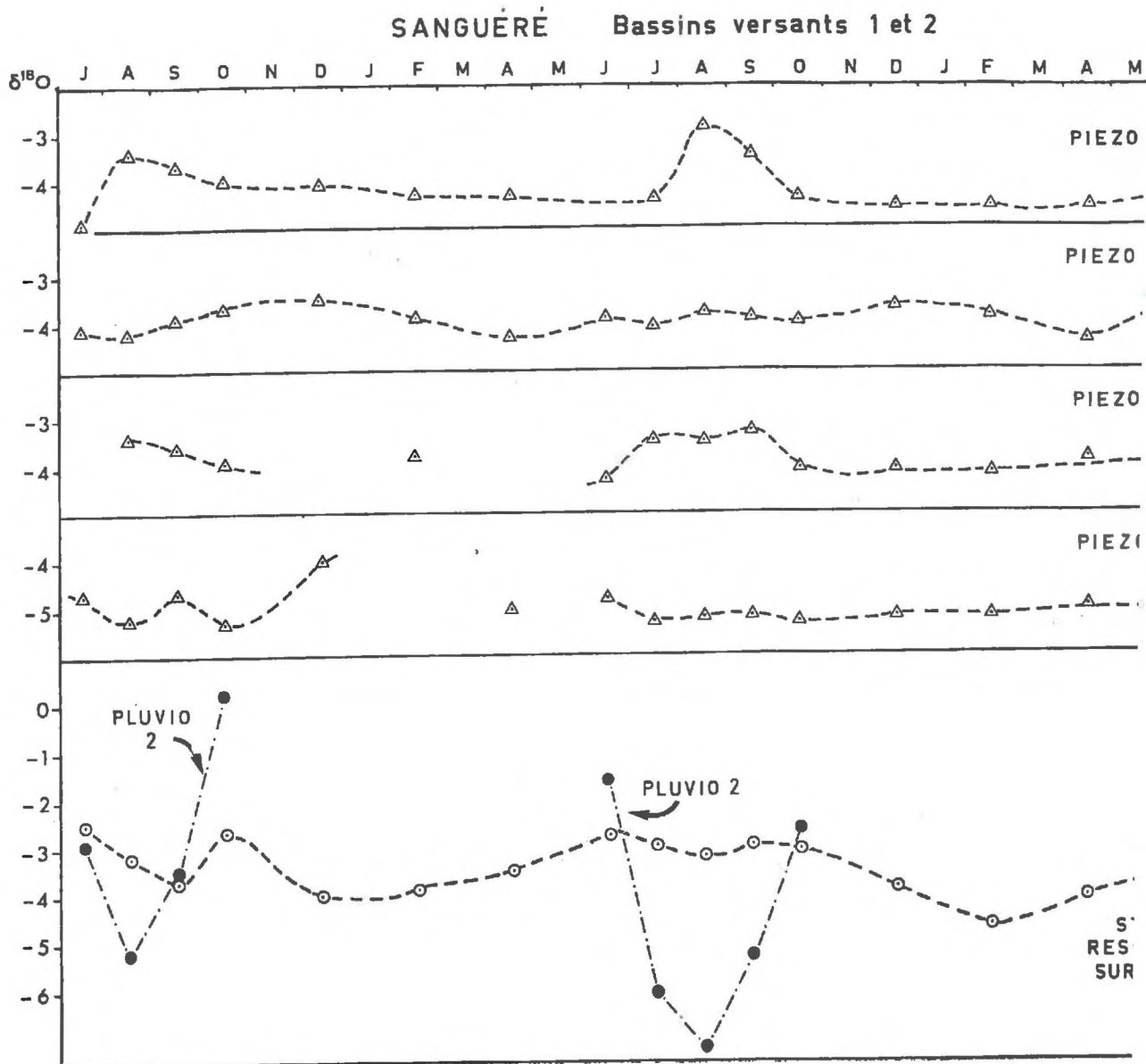


Fig. C-12. Translation verticale de l'eau à travers les sols (Bassin de Sangueré, Cameroun).

La rivière (station 2) ne réagit que faiblement à l'afflux des pluies de mousson (cercles pleins). De même, la saison sèche n'entraîne point d'enrichissement marqué en isotopes lourds. L'alimentation provient donc essentiellement des nappes. Certains piézomètres implantés dans le bassin montrent en revanche la réponse nette de la nappe à la saison pluvieuse. L'eau du sol, enrichie en isotopes lourds par évaporation, est poussée vers la nappe par les nouvelles précipitations (piézomètre n° 17 et 39).

est à 2 m environ, dans des altérations ou des colluvions. Les conditions climatiques de cette région de l'Afrique intertropicale (saison des pluies de mousson, réparties sur 4 à 5 mois de la fin du printemps à l'automne et forte évaporation pendant toute l'année) engendrent des conditions favorables à l'examen des rapports entre l'eau de surface et l'eau souterraine sous l'angle isotopique : traçage naturel vigoureux, signaux bien distincts.

Les données.

L'évolution de la teneur en oxygène-18 au cours du temps (figure C-12) révèle une relative indépendance entre l'eau des rivières et les précipitations. En dehors de la saison des pluies, le réseau de surface montre une teneur minimale avec léger enrichissement en fin de saison sèche.

Les eaux souterraines ont une teneur minimale en isotopes lourds très stable sur laquelle se plaquent des accidents légers correspondant toujours à des venues d'eaux plus chargées en ^{18}O . Ces arrivées enrichies en ^{18}O se produisent au cours de la saison des pluies.

Interprétation.

Le réseau de surface collecte et véhicule l'eau de la nappe sans grande participation des précipitations, même au coeur de la mousson. En saison sèche, la nappe restitue une partie des réserves accumulées dans les berges en période de hautes eaux.

Les nappes possèdent deux types d'alimentation : l'une est la recharge majeure, bien homogène, qui correspond probablement assez bien à la composition isotopique moyenne pondérée des pluies. Elle est accompagnée d'un apport sporadique d'eaux

enrichies par évaporation dans la zone non saturée du sol. Lors de la saison des pluies, ces eaux, qui ont subi la période évaporatoire de la saison sèche précédente, sont chassées vers la nappe par les nouvelles précipitations.

En ce point, il semble acquis qu'une partie de la recharge s'accomplit par "effet piston" avec une dispersion assez faible. Il faut noter que dans ce cas, l'enquête s'est strictement bornée à l'exploitation des données isotopiques, illustrant ainsi les possibilités autonomes de la méthode au niveau des études de reconnaissance.

IV.5. - Les réponses des aquifères fissurés.

La question.

Les circulations en milieu fissuré respectent-elles ou déforment-elles la succession initiale de signaux portés par les précipitations: stratification sans mélange ou homogénéisation dispersive dans les multiples conduits souterrains ? C'est, avec une toute autre dimension, le problème posé par le passage de l'eau dans les sols. Bien entendu, à l'éventualité d'une migration par "effet piston" (le "piston flow" de la littérature d'expression anglaise), se superposent des éventualités complicatrices comme l'immobilisation momentanée de réserves importantes, suivie de délestages brusques à la faveur d'impulsions de crue.

Le système karstique expérimental⁽¹⁾ du Baget (Ariège).

Situation.

Il est implanté dans la masse carbonatée du Jurassique-Néocomien et dans l'Aptien supérieur qui se présente sous faciès urgonien, à une douzaine de km au Sud-Ouest de la localité de

(1) Station permanente du Centre National de la Recherche Scientifique. Le laboratoire souterrain de Moulis représente un exemple unique d'examen multidisciplinaire continu d'un appareil karstique. L'enquête isotopique ne représente que l'un des volets de cette étude intégrée.

Saint-Girons. Le bassin versant couvre une aire d'une cinquantaine de km² entre 1 500 et 500 m d'altitude (altitude moyenne 923 m).

L'exutoire principal de Las Houtas (cf. MANGIN, 1975 pour les données d'une étude hydrologique en grand détail du système) écoule d'un débit variant de 0,2 m³/s⁻¹ en étiage d'été et d'automne, à plusieurs m³.s⁻¹ au cours des crues centrées sur la période hivernale (2 à 6 m³.s⁻¹ lors des crues de 1973-1974).

Données (EBERENTZ et FONTES, en préparation).

Les compositions isotopiques des eaux aux émergences sont comparées à celles des précipitations, pendant les cycles normaux et à l'occasion des crues. Les précipitations locales montrent les relations suivantes :

$$\delta^{18}\text{O} = 0,45 \text{ t}^\circ\text{C} - 12 \text{ (gradient en température)}$$

$$\delta^{18}\text{O} = 0,29 \text{ hm. } 10^{-2} - 4,91 \text{ (gradient en altitude)}$$

$$\delta \text{ }^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 11,5 \text{ (deutérium, oxygène-18)}$$

L'écoulement d'étiage apparaît assez homogène et légèrement appauvri en oxygène-18 par rapport à la collection des précipitations moyennes sur l'ensemble du bassin :

$$1973 \quad \delta_{\text{étiage}} \approx - 8,50 \quad \delta_{\text{précipitations}} \approx - 7,33$$

$$1974 \quad \delta_{\text{étiage}} \approx - 9,20 \quad \delta_{\text{précipitations}} \approx - 8,99$$

Les crues délivrent systématiquement des eaux plus chargées en isotopes lourds que les basses eaux. Sur le diagramme $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, les points représentatifs s'inscrivent dans le domaine des précipitations. Les eaux de crue sont, par leur composition isotopique, bien distinctes des pluies responsables de la montée des eaux.

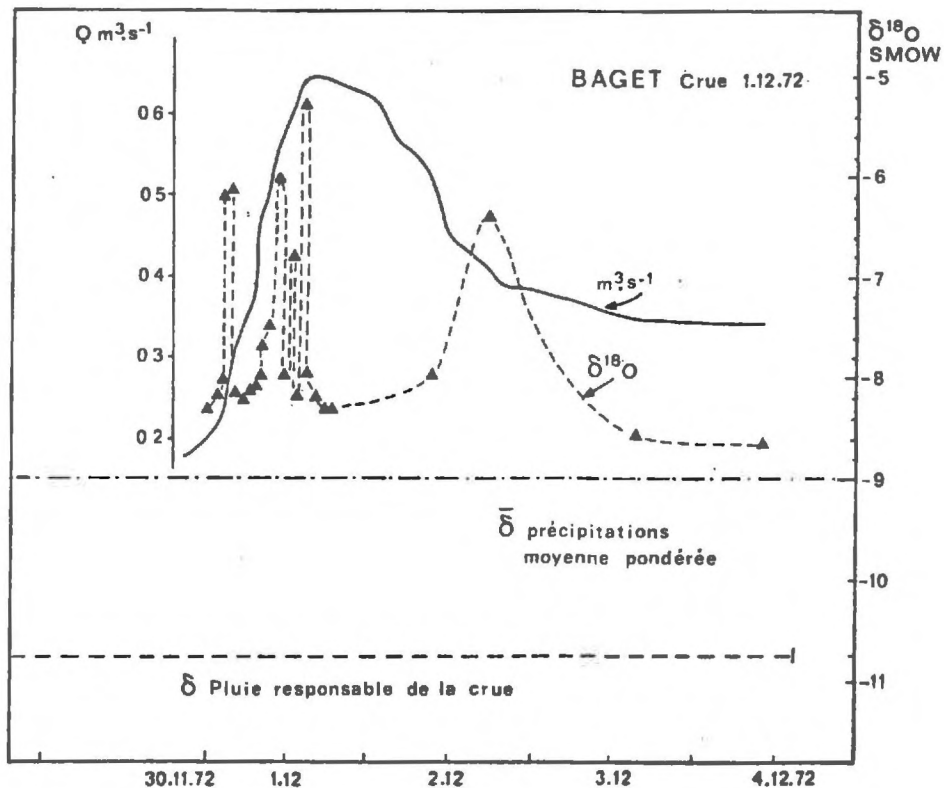


Fig. C-13. Débits et compositions isotopiques des décharges de crue de l'aquifère karstique du Baget (Ariège).

C-13a. Crue du 30.11.1972.

Situation à l'issue d'une longue période d'étiage automnal.

La pluie responsable de la crue est bien distincte de l'eau de la résurgence. La montée de crue est marquée par une succession de décharges, sans mélanges significatifs, de plusieurs réserves bien individualisées, à fortes teneurs en isotopes lourds.

Interprétation.

- Une notion établie : la pluie provoque une décharge de la nappe karstique du Baget, mais ce n'est pas l'eau de pluie responsable de la crue qui apparaît aux exutoires. Le système travaille par "effet-piston" en expulsant de l'eau accumulée antérieurement dans le karst.

- Des hypothèses de travail :

Le système du Baget superpose deux types de fonctionnement:

- collecte, mélange assez homogène et restitution en étiage, des eaux précipitées sur les parties hautes et moyennes du bassin,

- prise en charge, par les parties de l'aval, les plus évoluées du karst des précipitations de zone basse. La fraction des eaux météoriques la plus riche en isotopes lourds (effet d'altitude) va s'accumuler dans les réservoirs souterrains les plus vastes,

- Lors des précipitations exceptionnelles, les réserves souterraines de l'aval, immobilisées dans des structures en siphons, se trouvent brutalement expulsées; la disposition des conduits et la soudaineté des délestages qui fonctionnent en "tout ou rien" interdisent les mélanges ; les réserves successivement sollicitées apparaissent en l'état à l'exutoire.

Ce fonctionnement est d'autant plus pur que la crue fait suite à une longue période d'étiage (ex. crue du 30.11.72, figure C-13a). En revanche, lorsque la crue survient en pleine saison de hautes eaux, les réserves souterraines sont mobilisées et reconstituées de façon quasi-simultanée. Ce sont sensiblement les mêmes eaux qui sont déchargées par les différents réservoirs.

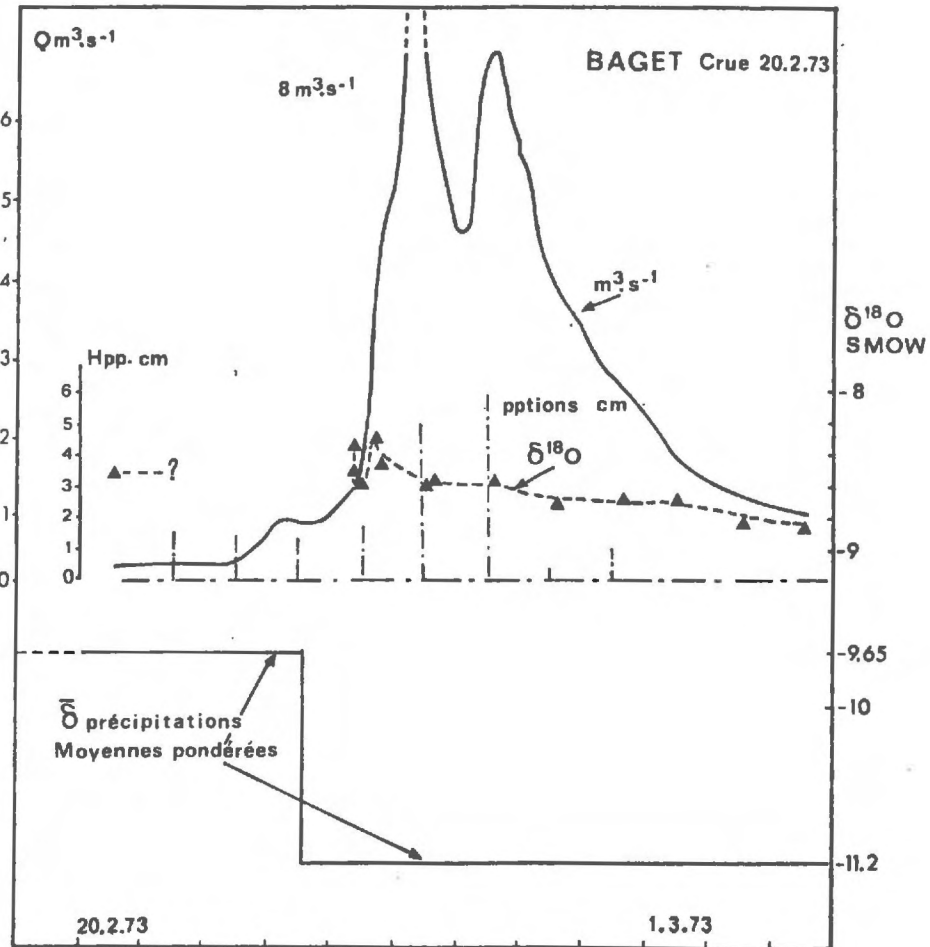


Fig. C-13. Débits et compositions isotopiques des décharges de crue de l'aquifère karstique du Baget (Ariège).

C-13b. Crue du 20.02.1973.

Situation en période pluvieuse.

La teneur en ^{18}O de la puissante crue (pointe de plus de $8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ le 25.02.73) reste sensiblement constante et probablement assez proche de la teneur moyenne des précipitations responsables de la montée des eaux.

D'après EBERENTZ et FONTES (à paraître).

Aucune différence majeure de composition isotopique n'apparaît à l'exutoire. C'est, par exemple, le cas de la crue du 22.2.1973 (figure C-13b) essentiellement constituée d'eaux de précipitations récentes comme l'indiquent les teneurs en oxygène-18 et en tritium des précipitations des semaines précédentes :

	$\delta^{18}O$ vs smow	UT
Précipitations	- 8,40 (4.01 au 22.02.73)	91 \pm 3 (15.01 au 22.01.73)
Exutoire (crue du 22.02.73)	- 8,18 à - 8,47	70 \pm 4 à 94 \pm 9

Les précipitations prises en compte pour ce calcul, sont celles qui tombent sur les parties basses du karst, supposées receler les réserves susceptibles d'un délestage retardé.

Discussion et plaidoyer pour une extension des enquêtes.

Il est patent que notre étude reste insuffisante. Les épisodes pluvieux d'importance n'ont point fait l'objet de mesures individuelles, alors qu'il s'avère que leur rôle est décisif. Les mesures en étiage ne sont pas en nombre suffisant pour établir les valeurs moyennes pondérées qui permettraient de proposer un bilan. Les mesures de teneur en deutérium qui permettent de détecter les eaux évaporées, par comparaison avec l'oxygène-18, devraient être étoffées pour mettre à l'épreuve la conception d'un aquifère très superficiel, "suspendu" au-dessus du système karstique proprement dit, et qui subirait un effet de chasse lors des fortes pluies (BAKALOWICZ et al., 1971 ; MANGIN, 1975).

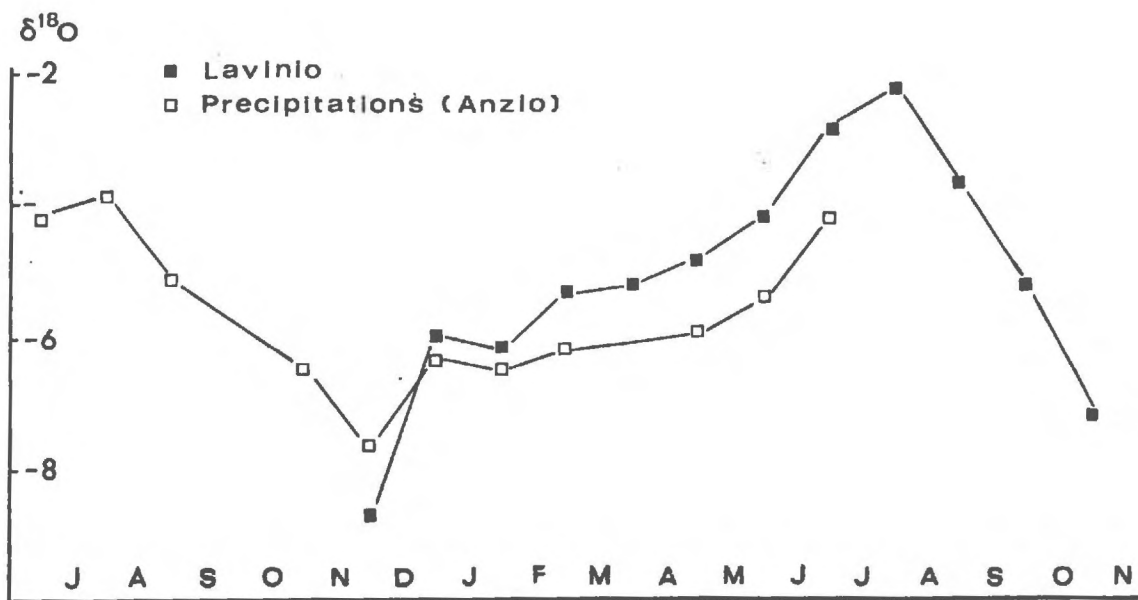


Fig. C-14. Le système géothermique de Lavinio (Latium).

C-14a. Variations des teneurs en oxygène 18 de la source périvolcanique de Lavinio et des précipitations à Anzio (littoral tyrrhénien).

La source (symboles ouverts), à faible débit (1 à 2 l/mn) montre des variations synchrones de celles des précipitations (symboles pleins) et affectées d'un léger amortissement. On pourrait en déduire que le système fonctionne, pratiquement sans dispersion, en "effet piston". Une telle conclusion serait toutefois en contradiction avec la texture des terrains aquifères (dépôts volcano-détritiques fins). *D'après ZUPPI et al. (1974).*

Par ailleurs, le raisonnement n'a fait appel qu'aux notions interprétatives qui se dégagent du dossier isotopique alliées à des mesures hydrométéorologiques simples (pluviométrie, hydrométrie). Cette limitation⁽¹⁾ permet de mettre en lumière la contribution déterminante de la technique pour les investigations de ce type de système. Comme dans les études antérieures sur la Fontaine de Vaucluse (MARGRITA *et al.*, 1970), le Baget lui-même (BAKALOWICZ *et al.*, 1971) ou les karsts de la campagne montpelliéraine (DROGUE *et al.*, inédit), il s'affirme que l'isotope est le marqueur privilégié des circulations karstiques.

V - LES CIRCUITS GEOTHERMIQUES.

V.1. - *La zone péri-volcanique du Latium.*

Situation.

Après avoir circulé dans des terrains d'origine volcanodétritique, l'eau de Lavinio (ZUPPI *et al.*, 1974) sourd sur la côte tyrrhénienne du Latium avec un débit très faible, de l'ordre du litre par minute. Son intérêt réside dans la constance du pH à des valeurs basses ($3,0 \pm 0,3$), ainsi que de la température ($19,4 \pm 1,6^\circ\text{C}$) et des teneurs ioniques.

Données isotopiques (ZUPPI *et al.*, 1974 ; FONTES *et al.*, 1976).

$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$: - 3,61 à - 7,63 : variations saisonnières

$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$: ~ - 48 : pas de variations saisonnières

Interprétation.

Les teneurs en ^{18}O varient en épousant assez fidèlement les fluctuations saisonnières relevées dans les pluies à Anzio (figure C-14a). C'est un artefact puisque la teneur en deutérium est

(1) Convenons bien volontiers toutefois que l'examen comparé des documents livré par l'ensemble des études portera certainement à des conclusions mieux étayées ou même rectifiées.

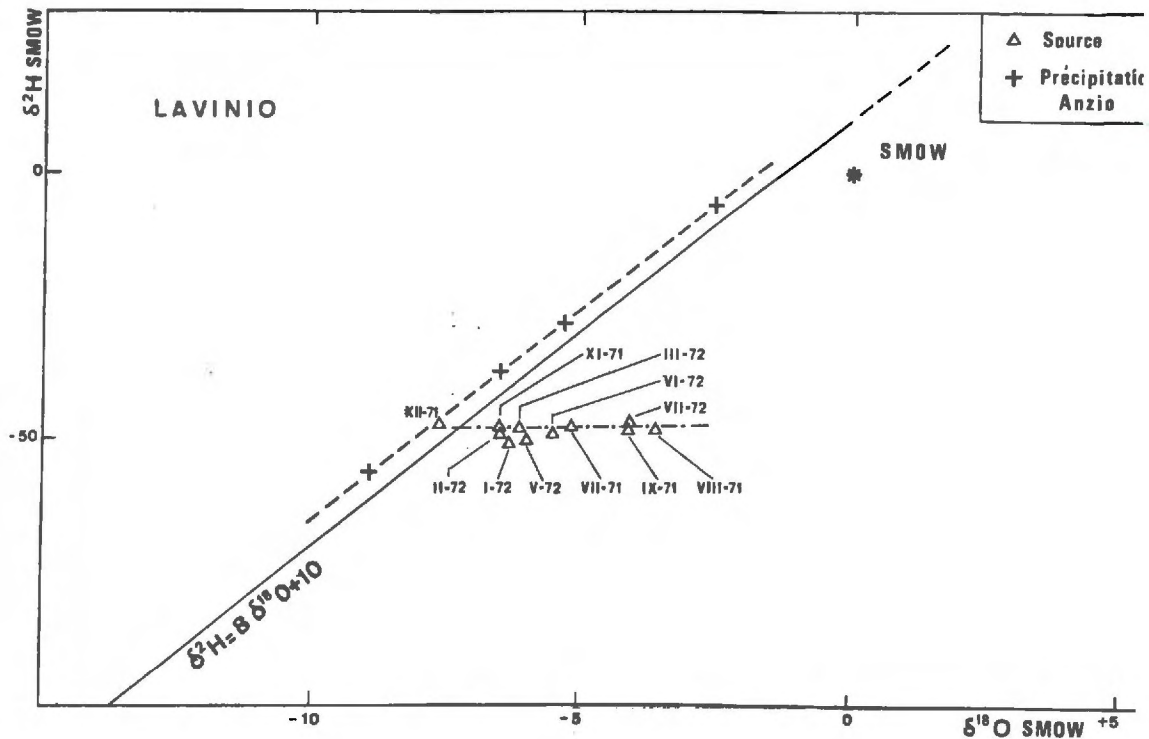


Fig. C-14. Le système géothermique de Lavinio.

C-14b. Variations saisonnières des teneurs en oxygène 18 et deuterium dans les eaux de Lavinio.

Les points représentatifs se répartissent sur une horizontale qui témoigne de trois caractères des eaux de cette émergence :

- elles ont subi un échange géothermique avec l'encaissant;

- l'intensité de l'échange est variable avec la saison, c'est-à-dire avec les conditions de recharge. L'hiver l'aquifère délivre des eaux qui ont suivi un trajet superficiel avec peu ou pas d'échange. L'été, le circuit est plus long et plus profond, les eaux subissent un échange maximum;

- les eaux sont parfaitement homogénéisées puisque leur teneur en deuterium est constante. Le système est donc parfaitement dispersif. La valeur moyenne de la teneur en ¹⁸O avant échange est désignée par l'intersection de la droite d'échange avec la droite locale des eaux météoriques soit -7,80 ‰.

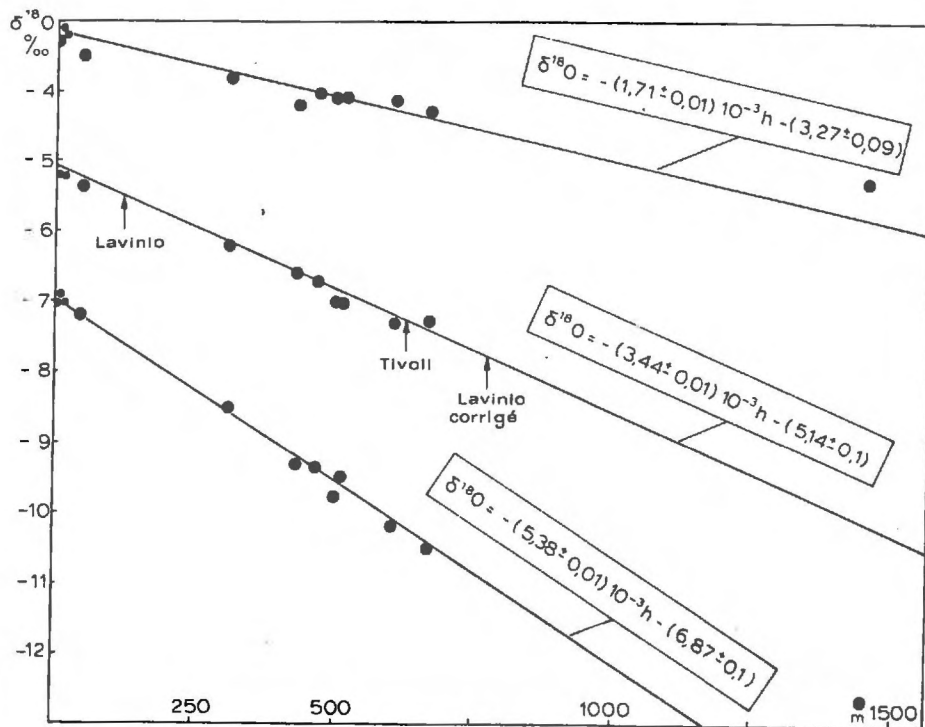


Fig. C-14. Le système géothermique de Lavinio.

C-14c. Correction de l'altitude isotopique de recharge de la source de Lavinio.

La teneur en oxygène 18 des eaux de la source, indépendamment de tout échange géothermique avec l'encaissant, s'inscrit à -7,80 ‰ (cf. fig. C-14b). Cette valeur est reportée sur la courbe de gradient moyen des teneurs en ^{18}O avec l'altitude. Elle conduit à une altitude de recharge corrigée, plus élevée que celle que l'on obtient par simple moyenne des teneurs brutes.

pratiquement constante (figure C-14b). Au lieu de circuler par "effet-piston" en respectant le marquage saisonnier, les eaux sont en réalité bien mélangées. Cela est conforme à la nature hautement dispersive de l'aquifère. Les teneurs en ^{18}O varient en fonction d'un échange saisonnier avec les roches encaissantes. En hiver, saison pluvieuse, la source écoule la partie supérieure de la nappe qui n'a pratiquement pas réagi avec la roche. L'été, le niveau aquifère s'enfonce vers les zones chaudes et les eaux parviennent à l'émergence après avoir emprunté une partie de leur oxygène lourd aux silicates du réservoir.

La teneur moyenne en ^{18}O des eaux est alors révélée par l'intersection entre la droite des eaux météoriques et la droite d'échange, soit $-7,80 \text{ ‰}$. Rapportée au gradient local de la composition isotopique des précipitations avec l'altitude (cf. B-I.2.2.), cette valeur désigne une aire de recharge entre 650 et 700 m d'altitude (figure C-14c). C'est précisément la cote d'un cône volcanique récent dont la présence permettrait l'établissement du circuit qui acquiert un caractère géothermique tout en restant superficiel.

V.2. - Le système du lac Asal.

Aperçu hydrogéologique.

L'originalité du lac Asal est avant tout sa cote -150 m par rapport au niveau marin moyen. Implanté au cœur de la partie méridionale du rift de l'Afar, le plan d'eau collecte les venues marines massives qui transitent à travers l'isthme grâce à un réseau de fractures béantes. Le lac fonctionne en bassin évaporitique sans émissaire et une large banquise de halite témoigne de la saturation des saumures. Sur la rive nord-est, le lac reçoit également l'apport de sources qui drainent les eaux du

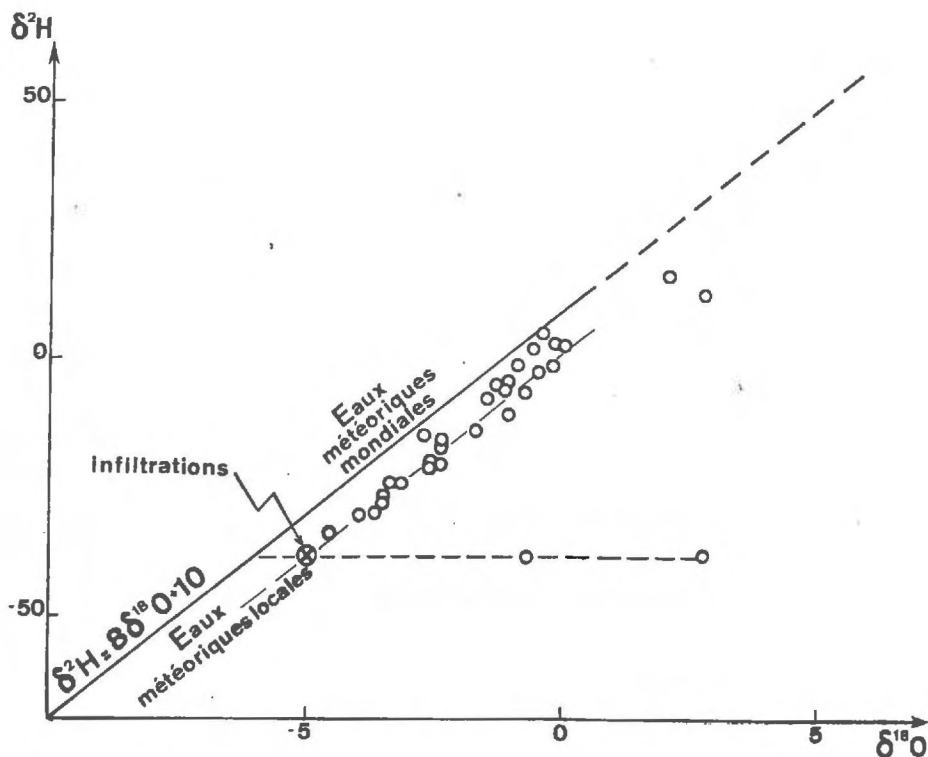


Fig. C-15. Le système géothermique du lac Asal (Afar méridional).

Dans le diagramme ($\delta^2\text{H}$; $\delta^{18}\text{O}$), les eaux souterraines froides de la région s'ordonnent selon une corrélation sensiblement parallèle à la droite des eaux météoriques mondiales mais dont l'excès en deuterium (ordonnée à l'origine) est voisin de zéro.

Les deux teneurs qui s'écartent de cette relation proviennent de deux sources chaudes affluentes du lac Asal en rive Est. Malgré leur température relativement faible (environ 80°C), elles témoignent d'un échange géothermique important et localisé dans ce secteur puisque les autres sources périlacustres n'ont point révélé d'anomalies de ce type. D'après FONTES et al. (à paraître).

bassin versant. Il est possible que le plan d'eau soit également maintenu à un niveau sensiblement constant au bénéfice de venues occultes sous-lacustres.

Données isotopiques (FONTES et al., en préparation).

Dans un diagramme $\delta^2\text{H}$; $\delta^{18}\text{O}$ (figure C-15), les eaux de la région se répartissent en divers domaines :

- eaux météoriques locales
- eaux évaporées
- eaux échangées avec l'encaissant

Interprétation.

Les sources de la rive orientale sont jusqu'à présent les seules qui démontrent avoir subi un échange isotopique avec l'encaissant. Le point le plus chaud du système hydrologique souterrain du lac Asal doit être situé à l'Est du lac lui-même. L'échange affecte de façon exclusive les eaux d'origine continentale.

V.4. - Conclusion.

Ces deux exemples montrent l'intérêt d'une prospection isotopique pour la localisation des circuits géothermiques. L'effet thermique reflété par l'échange isotopique est difficile à calibrer en termes de température. C'est une simple indication qualitative qui révèle les circuits chauds, même après refroidissement et, dans une certaine mesure, même après mélanges. Ce traçage n'est pas modifié par les phénomènes de dissolution et de précipitation qui peuvent affecter les indications de thermomètres géochimiques.

Soulignons également que l'étude conjointe des teneurs en deutérium et en oxygène-18, qui peut s'avérer très souvent redondante dans le cas des circuits superficiels qui véhiculent des eaux pluviales peu ou pas modifiées par l'évaporation, représente une nécessité pour l'examen des eaux souterraines qui ont pu subir, au cours de ^{leur} histoire, une phase d'échange avec la roche ou un stade d'évaporation.

VI - CONCLUSIONS.

Les isotopes des eaux naturelles rendent de nombreux services en hydrologie et de deux façons complémentaires.

Si les eaux pluviales demeurent en leur état initial au long de leur cycle souterrain, l'analyse isotopique permet d'en caractériser l'origine.

Si les eaux souterraines ont connu un stade d'évaporation, une phase de mélange ou une période d'échange avec l'encaissant, l'analyse isotopique permet d'en caractériser l'histoire.

D - "AGE" DES EAUX

I - PRECAUTIONS SUR LE SENS A DONNER AUX MOTS.

Par leur décroissance, tritium et carbone-14 indiquent le temps radiométrique. On a vu (cf. A.III.3.), que le temps radiométrique n'est égal au temps réel que si l'activité au moment de la fermeture du réservoir est parfaitement connue et si le réservoir est resté clos pendant la décroissance. Mais, de son côté, le prélèvement correspond à la sommation de multiple filets liquides qui n'ont point cheminé à la même vitesse. La radioactivité restante de l'échantillon n'est donc pas seulement liée à la décroissance, c'est-à-dire au temps passé dans le réservoir. La mesure donne en réalité une image instantanée de la distribution moyenne du temps radiométrique au site de prélèvement. C'est un "âge" qui n'a pas de rapport direct avec l'état civil. Si l'on admet que le système est en régime permanent en chaque point, les différences d'âge radiométrique peuvent être proches du temps du calendrier. En rapportant ces différences de temps aux distances, on obtient alors une vitesse, celle-ci s'ajoute à la gamme des nombreuses vitesses souterraines déjà utilisées en hydrologie souterraine. Cette vitesse est la distribution moyenne des vitesses souterraines des molécules de tritium ou de carbone dissous. Par sa nature même, le tritium est peu suspect de retards par rapport à l'eau banale. Malheureusement, cet outil idéal meurt rapidement. En nappe captive, il n'est guère efficace que si l'on s'intéresse à des trajets courts, quelques hectomètres à quelques kilomètres au maximum si le gradient hydraulique est fort. De son côté, le carbone-14 ne peut guère permettre d'atteindre que la vitesse du carbone dissous et non point celle de l'eau. Mais, sa grande longévité rend cet isotope utilisable pour étudier la plupart des aquifères captifs.

En nappe libre enfin, l'un et l'autre isotopes sont, dans la plupart des cas, soumis à un régime de mélanges et l'on ne peut calculer que des temps de séjour moyen dans l'aquifère, c'est-à-dire des coefficients de renouvellement.

On conservera ces différentes restrictions présentes à l'esprit pour interpréter, en termes hydrogéologiques, les "âges" et les "vitesses" calculés à l'aide des isotopes.

II - LES GRANDEURS IMPLIQUEES DANS LES CALCULS DES "TEMPS-¹⁴C".

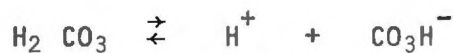
Quels que soient les traitements adoptés, VOGEL, TAMERS, PEARSON, MOOK ou FONTES et GARNIER (cf. A-III.3.1.3.), on a affaire à trois types de données :

- Des données mesurées :
 - . alcalinité, pH, teneurs en cations,
 - . activité en radiocarbone A_m ,
 - . teneur en ¹³C du carbone total dissous δ .

- Des données mesurées ou adaptées d'après la littérature :
 - . teneur en ¹³C du CO₂ des sols.

- Des données mesurées ou assumées :
 - . teneur en ¹³C du carbonate solide des sols,
 - . activité du carbonate solide des sols.

- Des données calculées :
 - . teneurs en acide carbonique libre (en admettant l'équilibre de première dissociation de l'acide carbonique) :



Avec :

$$K = \frac{(\text{H}^+) (\text{CO}_3\text{H}^-)}{(\text{H}_2\text{CO}_3)}$$

et connaissant la variation de K en fonction de la température absolue :

$$\text{avec : } \log K = \frac{20\,22,5}{T} - 5,982 + 0,018686 T,$$

- . teneurs en carbone-13 du bicarbonate après équilibre avec le CO₂ gazeux, d'après EMRICH et al., 1969 et MOOK et al., 1974,
- . teneur en carbone-13 du CO₂ gazeux après équilibre avec la calcite, d'après EMRICH et al., 1969 et BOTTINGA, 1968, 1969,
- . teneur en carbone-13 du CO₂ dissous après équilibre avec le CO₂ gazeux, d'après VOGEL et al., 1970,
- . mêmes équilibres pour les activités en ¹⁴C en admettant que le fractionnement isotopique est pratiquement proportionnel à la différence relative de masse, c'est-à-dire :

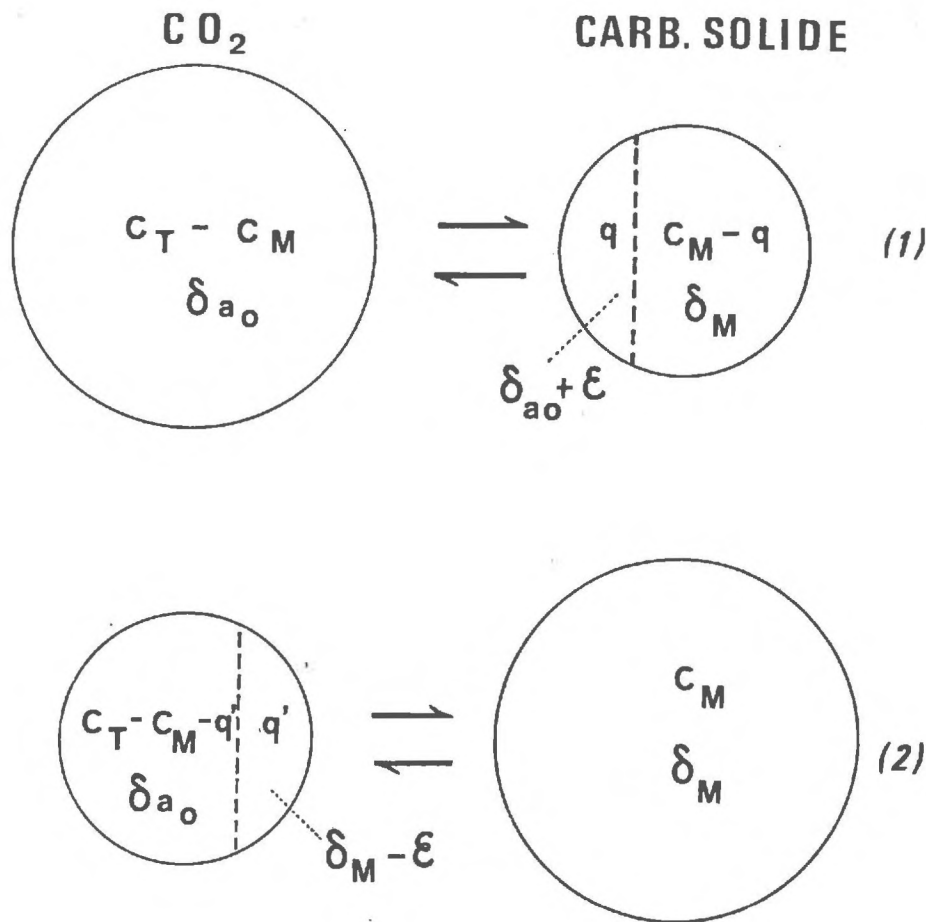
$$(\alpha^{14}\text{C} - 1) = 2 (\alpha^{13}\text{C} - 1) \text{ (CRAIG, 1953)}$$

avec :

$$\alpha^{14}\text{C} = \frac{{}^{14}\text{C}}{{}^{12}\text{C}} \quad \text{et} \quad \alpha^{13}\text{C} = \frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}}$$

L'amalgame entre données expérimentales et estimations, les hypothèses que l'on est contraint d'avancer, les nécessaires ajustement paramétriques, rendent évidemment vain tout calcul d'erreur déterministe. On ne peut songer que toutes les variables puissent simultanément cumuler leurs incertitudes dans le même sens, sans renoncer d'avance à toute interprétation.

$$m C_M = m Ca^{2+} + m Mg^{2+} - m SO_4^{2-} + \frac{m Na^+ + m K^+ - m Cl^-}{2}$$



$$(1) \delta_T C_T = (C_M - q) \delta_M + (C_T - C_M) \delta_{a0} + q (\delta_{a0} + \epsilon)$$

$$(2) \delta_T C_T = C_M \delta_M + (C_T - C_M - q') \delta_{a0} + q' (\delta_M - \epsilon)$$

Fig. D-1. Fondements d'un nouveau modèle d'estimation de l'âge radio-métrique des eaux souterraines.

La teneur (mC_M ou C_M : millimoles par litre) du carbone d'origine minérale est tirée du bilan ionique en admettant que le carbone minéral provient de la mise en solution d'un carbonate alcalino-terreux, éventuellement alcalin, corrigé de la contribution en calcium due au sulfate, de l'échange de base sur les argiles, et éventuellement de la teneur en nitrates (non reportée ici). La concentration en carbone total dissous est C_T .

La composition isotopique du carbone dissous est réglée par un échange entre deux réservoirs de carbone (CO_2 et carbonate solide des sols) dont l'un est considéré comme toujours ouvert vis-à-vis d'une fraction q ou q' de l'autre. L'échange isotopique est donc total pour les fractions q et q' . Les différents carbones se mélangent ensuite. Les équations établies pour le carbone 13 sont applicables au carbone 14 en considérant que $\epsilon^{14}C \approx 2\epsilon^{13}C$.

Symboles isotopiques :

δ_{a0} , teneur en carbone 13 du CO_2 des sols.

δ_M , teneur en carbone 13 du carbonate solide.

ϵ , facteur d'enrichissement en carbone 13 entre le carbonate solide et le CO_2 gazeux.

Il est vrai que l'étude statistique pourrait alors compléter le calcul d'erreur. Mais, cela n'est guère pensable, dans le cas des longues et coûteuses mesures de radiocarbone qui nécessitent des prises d'essai minimales de 60 l d'eau.

On se bornera donc à discuter les résultats en fonction de leur cohérence interne et des arguments venus d'autres secteurs de l'hydrogéologie. Rien n'est peut-être plus pernicieux à la Science que d'ajouter foi au vraisemblable mais nous n'avons point ici d'alternative.

Les résultats présentés seront donc autant destinés à éprouver les modèles qu'à produire des interprétations sur les circulations souterraines.

III - LES HYPOTHESES DE BASE D'UN NOUVEAU MODELE D'ESTIMATION DE L'ACTIVITE INITIALE (figure D-1).

L'évocation rapide (cf. A-III.3.1.3.) des différentes tentatives de reconstitution de la teneur initiale en ^{14}C du carbone dissous, à l'issue de son passage dans le sol, a montré que le problème était double. Cette reconstitution exige :

- la détermination de la proportion de carbone biogène et donc porteur de ^{14}C dans le carbone total dissous ; c'est un problème de chimie,

- l'évaluation des termes des échanges de carbone-12 et carbone-14 entre les diverses espèces carbonées en présence ; c'est un problème de géochimie isotopique.

III.1. - *Le traitement des données chimiques.*

III.1.1. - Bilan du carbone minéral.

La chimie des systèmes triphasés (gaz, liquide, solide) qui règle les répartitions des différentes espèces, CO₂ gazeux, CO₂ dissous, H₂CO₃, HCO₃⁻, CO₃²⁻, carbonates solides, est d'approche difficile si l'on admet que des phénomènes de sursaturation viennent perturber les schémas d'équilibre. Et les calculs imposent très souvent de l'admettre. Nous pensons pouvoir tourner la difficulté en proposant les hypothèses suivantes :

- la stoechiométrie est toujours respectée dans la phase solide,
- le carbone "mort" mobilisé par l'eau chargée de CO₂ des sols est avant tout le produit de l'attaque de carbonates alcalino-terreux,
- le calcium peut toutefois provenir du sulfate météorique ou de la dissolution de gypse,
- l'excès d'alcalins par rapport aux chlorures et aux nitrates, est la marque d'une solubilisation de carbonate ou, plus probablement, d'un échange de base sur les feuillets argileux, ce qui signifie que des alcalino-terreux ont été éliminés de la solution.

Rappelons que l'on est conduit à proposer la relation (FONTES et GARNIER, 1976) :

$$mC_M = mCa^{2+} + mMg^{2+} - mSO_4^{2-} + \frac{mNa^+ + mK^+ - mCl^- - mNO_3^-}{2}$$

avec m = concentration (molalités)

C_M = carbone "mort" mis en solution

La molalité du carbone actif dissous mC_A devient évidemment :

$mC_A = mC_T - mC_M$ ou, plus simplement, pour la suite des calculs : $C_A = C_T - C_M$, relation dans laquelle mC_T est le carbone total dissous. Dans les cas les plus fréquents, il s'agit des bicarbonates et de l'acide carbonique dissous équilibrant (calculé en fonction du pH et de l'alcalinité) ou parfois, dans les gammes du pH élevés, mC_T est la somme des bicarbonates et des carbonates.

III.1.2. - Limites de cette estimation de la teneur en carbone "mort".

Notre approche est évidemment conçue pour rendre compte d'une dissolution de carbone dans un paysage carbonaté. Il est clair que, lorsque les cations compagnons des bicarbonates proviennent d'une mobilisation de silicates, le modèle ne s'applique plus. Le carbone dissous est alors entièrement d'origine organique, tout au moins si l'on considère le seul stade de réaction qui, à partir de la matière organique, conduit au CO_2 des sols.

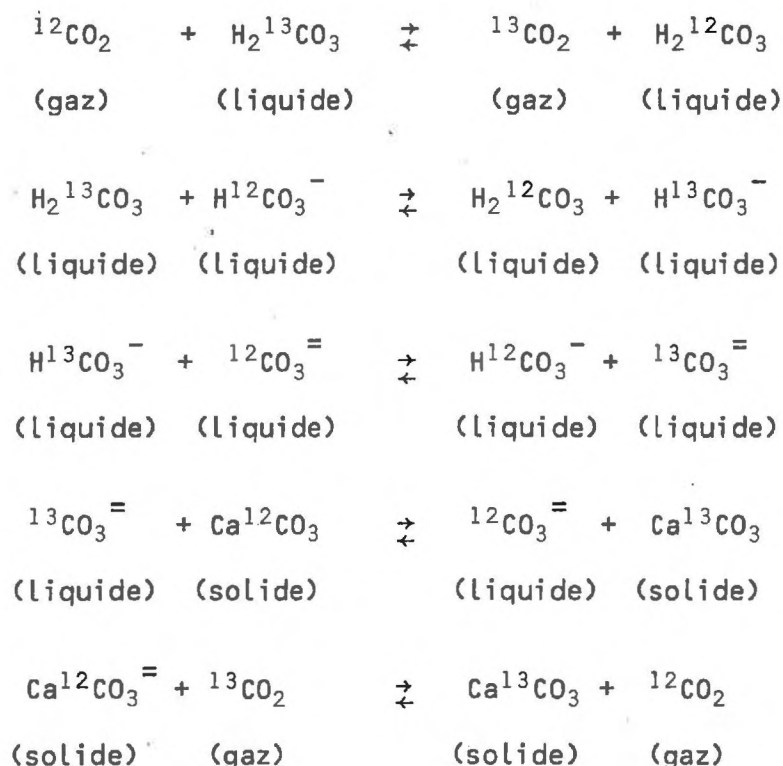
Par ailleurs, les sulfates peuvent trouver leur origine dans une oxydation de sulfures. Leur prise en compte dans le bilan du carbone est alors non fondée.

Ajoutons, mais cette hypothèse supplémentaire n'est évidemment pas le privilège de notre approche, que la teneur en carbone "mort" peut être plus forte si l'aquifère apporte sa propre contribution de CO_2 (émanations périvolcaniques, oxydation de lits de matières organiques en particulier lors des passages de l'eau à travers tourbes ou lignites).

III.2. - L'approche isotopique en termes de mélanges.

III.2.1. - Systèmes ouverts, systèmes fermés.

Les réactions d'échange, c'est-à-dire les réactions qui n'affectent que les rapports isotopiques, sans autre transferts de masse entre les phases en présence, concernent les réactions suivantes :



Les constantes d'équilibre des réactions isotopiques ont été déterminées théoriquement (BOTTINGA, 1968-1969) ou expérimentalement (THODE et al., 1965 ; VOGEL et al., 1970 ; EMRICH et al., 1969 ; WENDT, 1968, 1971 ; MOOK et al., 1974). Une compilation détaillée de ces valeurs et de leurs variations avec la température a été récemment mise au point (DEINES et al., 1974).

Notons à ce stade la nuance importante qui distingue les constantes d'équilibre chimique des constantes d'équilibre isotopique. A l'équilibre chimique, les fractions molaires des constituants indépendants ne changent pas. A l'équilibre isotopique, la constante de la littérature ne s'applique que si l'un des composés est pratiquement en quantité infinie (ou négligeable) devant l'autre. En système fermé, c'est-à-dire avec un nombre total défini de molécules de carbone qui se répartissent par exemple entre le CO_2 dissous et le bicarbonate, la constante d'équilibre isotopique qui définira la partition du ^{13}C entre les deux composés devra être corrigée du rapport molaire.

En système ouvert, par exemple en présence d'une vaste réserve de CO_2 des sols $m \text{H}_2 \text{CO}_3$ est toujours très grand devant $m \text{HCO}_3^-$ et l'enrichissement en carbone lourd, du bicarbonate par rapport à l'acide carbonique, sera traduit par le facteur de fractionnement. De même, le cheminement d'une eau captive dans un aquifère calcaire réalise un système ouvert vis-à-vis de la calcite.

On perçoit la difficulté d'une approche qui puisse rendre compte de la nature ouverte ou fermée du système (WIGLEY, 1975).

III.2.2. - Equations d'échanges partiels.

Notre traitement va consister à considérer les échanges isotopiques selon deux hypothèses simplificatrices que l'on énonce ainsi :

- l'échange isotopique partiel peut toujours se ramener à un échange total, avec obtention de l'équilibre, sur une fraction du carbone dissous, le reste demeurant en l'état,

- L'échange entre les différentes formes de carbone mises en jeu peut se résumer à une réaction fondamentale entre les constituants polaires du système, le CO₂ dissous et le carbonate solide.

Dans le cas d'un excès de CO₂ dissous échangeable, le bilan du ¹³C correspondant au schéma de la figure D-1, s'écrit :

$$\delta_T C_T = (C_M - q) \delta_M + (C_T - C_M) \delta_{ao} + q (\delta_{ao} + \epsilon)$$

(carbone total) (carb. mort) (carb. actif) (carb. "mort"
échangé)

avec : δ : composition isotopique

C et q : concentration

T, M et ao : symboles du carbone total dissous, du carbone "mort" mis en solution, et du CO₂ du sol

ϵ : facteur de fractionnement entre le carbonate et CO₂ gazeux (ϵ est donc toujours positif)

Dans le cas d'un excès de carbonate solide échangeable, le bilan devient (figure D-1) avec les mêmes notations :

$$\delta_T C_T = C_M \delta_M + (C_T - C_M - q') \delta_{ao} + q' (\delta_M - \epsilon)$$

(carb. tol.) (c. mort) (carb. actif) (carb. actif
échangé)

Les équations sont strictement homologues au signe près et peuvent donc être utilisées indifféremment.

Si q (ou q') sont positifs, le sens de l'échange envisagé est bien celui qui advient. Si le calcul donne q (ou q') négatifs, l'échange réel est inverse de celui qui a été adopté, et c'est l'autre équation qui s'applique.

III.2.3. - Transcription en termes d'activité ^{14}C .

Les équations précédentes peuvent également s'écrire pour le bilan en ^{14}C , avec les mêmes symboles :

$$A_o C_T = (C_M - q) A_M + (C_T - C_M) A_{a_o} + q \left(A_{a_o} + \frac{2\varepsilon}{10} \right)$$

avec A = activité en % (A_o = activité initiale)

La quantité $\frac{2\varepsilon}{10}$ correspond au fractionnement, exprimé en pourcent entre le carbonate et le CO_2 . Le facteur 2 rend compte du fait que :

$$\varepsilon^{14}\text{C} \approx 2 \varepsilon^{13}\text{C} \quad (\text{cf. D.II})$$

En combinant les équations de bilan ^{13}C et ^{14}C , il vient :

$$A_o = \frac{1}{C_T} \left((C_T - C_M) A_{a_o} + C_M A_M + \left(A_{a_o} + \frac{2\varepsilon}{10} - A_M \right) \frac{\delta_T C_T - C_M \delta_M - (C_T - C_M) \delta_{a_o}}{\delta_{a_o} + \varepsilon - \delta_M} \right)$$

qui représente notre modèle d'estimation de l'activité initiale du carbone dissous, à laquelle il conviendra de se référer pour calculer "l'âge" du carbone dissous selon l'équation générale de la radiochronométrie :

$$t = \frac{\tau}{\ln 2} \ln \frac{A_o}{A \text{ mesuré}}$$

Dans l'équation de A_o , on accèdera aux différentes variables de la façon suivante :

C_T = concentration en carbone total dissous : mesurée (HCO_3^-) et calculée (H_2CO_3) en fonction du pH et de l'alcalinité.

C_M = concentration en carbone dissous d'origine minérale (carbone "mort"), elle est calculée d'après le modèle chimique de bilan des cations.

A_{ao} = activité ^{14}C du CO_2 gazeux des sols d'origine photosynthétique, elle est rapportée à l'activité de l'atmosphère au moment de l'infiltration soit, par définition, 100 % de carbone moderne pour les eaux antérieures aux essais nucléaires. Après les fractionnements isotopiques introduits par le mécanisme photosynthétique A_{ao} est légèrement inférieur à 100 % (97 à 99 %).

A_M = activité ^{14}C du carbonate des sols et de l'aquifère, sauf dans le cas particulier des calcaires holocènes (caliches du Texas, voir RIGHTMIRE, 1973, par exemple), A_M est pris égal à 0 %.

δ_T = teneur en carbone-13 du carbone total dissous ; elle est mesurée.

δ_M = teneur en carbone-13 du carbonate des sols et de l'aquifère ; elle est mesurée ou estimée (voisine de 0 ‰ dans le cas d'un carbonate marin).

δ_{ao} = teneur en carbone-13 du CO_2 gazeux des sols dans la zone de recharge ; elle est mesurée par prélèvements de gaz des sols ou estimée sur la foi de la littérature (GALIMOV, 1966 ; LERMAN, 1972). En zone tempérée humide δ_{ao} est réputé assez proche de - 24 ‰ (PEARSON et al., 1972 ; MOOK, 1972).

ϵ = facteur d'enrichissement dans la répartition du carbone-13 entre le carbonate solide et le CO_2 , à l'équilibre ; il est adopté dans la littérature (BOTTINGA, 1969).

IV - LA PLAINE DE VENISE.

IV.1. - *Le problème.*

Les mesures (BORTOLAMI et al., 1973) ont porté sur les deux circulations (eaux préalpines et eaux alpines, figure C-3) mises en évidence avec l'examen des teneurs en isotopes stables.

IV.2. - *Résultats.*

Les eaux de type Brenta-Piave (apport préalpin) ont des activités en carbone-14 décroissantes de 74 à 6 % de carbone moderne depuis les zones hautes de la plaine jusqu'à la lagune. Les teneurs en ^{13}C sont de l'ordre de - 9 %

Les eaux de type Adige (apport alpin) sont pauvres en ^{14}C (3,3 à 1,6 % de carbone moderne) avec des teneurs élevées (voisines de zéro) en ^{13}C .

IV.3. - *Interprétation.*

Les eaux de type Adige ont un carbone dissous dont la composition isotopique reflète celle du carbonate solide de l'aquifère. L'échange isotopique est pratiquement complet. Aucune indication chronométrique ne peut être tirée de ce dossier.

A l'inverse, les teneurs en ^{13}C , relativement basses des eaux du type Brenta-Piave, sont considérées comme une indication que l'échange isotopique a relativement peu joué et que le carbone dissous a acquis l'essentiel de sa composition isotopique en zone non saturée. Les variations de l'activité du carbone dissous, conformes au sens de l'écoulement captif, sont imputables au vieillissement radioactif du carbone et au temps passé dans le réservoir.

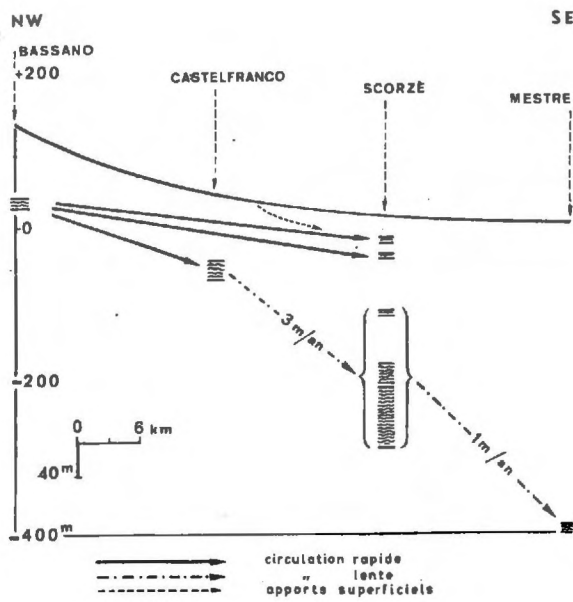


Fig. D-2. Estimation des vitesses radiométriques des écoulements superficiels et profonds dans la plaine de Venise.

Vitesses estimées d'après les teneurs en isotopes radioactifs (carbone 14 et tritium) au long de la direction d'écoulement la plus probable de la famille d'eau de type préalpin (cf. fig. C-2). La topographie est idéalisée et les niveaux aquifères ne sont représentés que par l'emplacement des crépines dans les ouvrages. Les vitesses radiométriques sont calculées en admettant que le point d'eau de Castelfranco (59,6 % de carbone moderne) indique l'activité initiale du carbone dissous pour toute la radiale. La vitesse annuelle moyenne, de l'ordre du kilomètre, entre Bassano del Grappa et Castelfranco, est proposée pour rendre compte des fortes teneurs en tritium à ces deux sites.

Pour calculer les temps de transit, en l'absence d'analyses chimiques complètes des échantillons, on fera la simple hypothèse que les conditions physico-chimiques n'ont point varié dans la zone de recharge et que l'activité initiale A_0 est restée identique pendant toute la période d'alimentation.

Le temps de transit moyen entre deux points A et B ne dépendra donc plus de A_0 (cf. A-III.4.4.).

$$t_A = \frac{\tau}{\ln 2} \ln \frac{A_0}{A_A}$$

$$t_B = \frac{\tau}{\ln 2} \ln \frac{A_0}{A_B}$$

$$t_B = t_A = \frac{\tau}{\ln 2} \ln \frac{A_A}{A_B}$$

En corrigeant légèrement l'activité mesurée, de l'effet de dilution du carbone dissous initial par un excès de bicarbonate provenant de l'oxydation de la matière organique au long du trajet souterrain, on calcule des vitesses comprises entre 4 et 1 m par an dans les parties distales et profondes de la radiale jalonnée par les points de prélèvements de Bassano del Grappa, Castelfranco, Scorzè et Mestre (figure D-2).

On doit signaler que les estimations de vitesses souterraines proposées sur la base des variations de l'activité du carbone dissous sont en accord avec les données de la transmissivité tirées des essais de pompage (c'est-à-dire s'inscrivent dans le même ordre de grandeur).

Tableau D.IVa - Station de Bassano del Grappa (prélèvement juin 1971)

A¹⁴C = 74 %

A³H = 120 UT

k	A % mod. CO ₂ atm.	i - φ année assim.	³ H (φ=0) pptions	³ H (φ=1) pptions	³ H (φ=2) pptions	³ H (φ=3) pptions
1,00	74	≤1955	≤ 15	≤ 20	≤ 20	≤ 20
0,85	87	≤1955	≤ 15	≤ 20	≤ 20	≤ 20
0,74	100	≤1955	≤ 15	≤ 20	≤ 20	≤ 20
0,60	123	1960	~ 40	~ 80	~ 500	~ 900
0,50	148	1963	~ 900	~ 650	~ 400	~ 300
0,50	148	1970	~ <u>150</u>	~ <u>100</u>	~ 80	~ 80
0,40	185	1964	~ 650	~ 400	~ 300	~ 250

Pour cette station, les recharges contemporaines des années 1970-71 satisfont aux conditions d'ajustement avec des valeurs de k proches de 0,50.

Tableau D.IVb - Station de Castelfranco (prélèvement juin 1971)

A¹⁴C = 60 % mod.

A³H = 85 UT

k	A % mod. CO ₂ atm.	i - φ année assim.	³ H (φ=0) pptions	³ H (φ=1) pptions	³ H (φ=2) pptions	³ H (φ=3) pptions
1,00	60	≤1955	≤ 15	≤ 20	≤ 20	≤ 60
0,85	70	≤1955	≤ 15	≤ 20	≤ 20	≤ 60
0,74	81	≤1955	≤ 15	≤ 20	≤ 20	≤ 60
0,60	100	≤1955	≤ 15	≤ 20	≤ 20	≤ 60
0,50	120	1959	~ 60	~ 40	~ <u>80</u>	~ 500
0,40	150	1963	~ 900	~ 650	~ 400	~ 300
		1970	~ 150	~ <u>100</u>		

Ici l'ambiguïté existe mais, puisque k est proche de 0,50 à Bassano, c'est la même valeur qui est ici adoptée. La recharge est alors centrée sur 1961, les eaux auraient 10 ans, ce qui est admissible puisque la nappe est légèrement captive en ce site. Le retard introduit par la biosphère, dans le transit du carbone de l'atmosphère jusqu'à la nappe, est de l'ordre de 2 ans.

En revanche, dans la partie NW de la plaine, entre Bassano et Castelfranco, dans un secteur où les eaux deviennent captives, les circulations sont beaucoup plus rapides puisque les eaux contiennent du tritium. On peut essayer d'accorder les activités en tritium et en carbone-14 pour préciser l'année i de recharge en considérant que :

- le tritium subit une décroissance radioactive exprimée par la loi générale $A = A_i e^{-\lambda t}$; avec $\lambda = \frac{\ln 2}{\tau}$,

- le carbone-14 qui transite par la phytosphère est sujet à un certain retard vis-à-vis du tritium pour parvenir au statut de CO_2 dans l'eau,

- par suite de l'origine mixte du bicarbonate, l'activité initiale du carbone dissous est proportionnelle, avec un facteur k inférieur à 1, à l'activité de l'atmosphère.

Il suffit alors de se reporter aux courbes de variation respective des teneurs en ^{14}C et 3H de l'atmosphère (figures A-10 et A-17) ou aux listes de données établies, pour les teneurs en tritium des précipitations, par l'Agence Internationale de l'Energie Atomique de Vienne (I.A.E.A., 1970-1971). On détermine ainsi différentes valeurs de l'activité initiale ^{14}C "retardées" de 0 à 3 ans, par rapport aux valeurs correspondantes de tritium (tableaux D-IVa et b).

On mesure donc, au moment du prélèvement, les activités suivantes :

$$A^{14}C = A_{(i - \phi)} k$$

$$A^3H = A_i e^{-\lambda t}$$

i étant l'année d'infiltration

On doit noter encore que, pratiquement, tous les points d'eau ont livré des quantités variables de tritium. A Scorzé, au centre de la plaine, les teneurs en ^3H des nappes supérieures résultent probablement d'une contamination par drainance à partir de la nappe phréatique. Dans les captages profonds, la présence de quelques UT peut être mise au compte d'une infiltration au droit des ouvrages eux-mêmes.

V - LE SYSTEME D'EVIAN ET SES ANNEXES.

V.1. - *Le problème.*

Les isotopes stables indiquent avec clarté que le gros de la recharge provient de l'impluvium quaternaire, essentiellement würmien (BLAVOUX, 1969), adossé au versant (cf. C-I.1). Entre les zones hautes du plateau et les accès à la nappe captive en différents forages (figure D-3), la distance est de quelques kilomètres, 4 à 6 au maximum. Le gradient hydraulique, variable selon les sections considérées, est en moyenne voisin de 90 ‰. La perméabilité du matériel aquifère est de l'ordre de 10^{-5} m/s, la porosité estimée sur la base de nombreuses mesures (BLAVOUX, 1966) s'inscrit à environ 15 % dans les zones circulantes. Sur ces bases, on détermine une vitesse effective de $7 \cdot 10^{-6}$ m/s, soit des temps de transit compris entre 10 et 20 ans pour que l'eau précipitée sur le plateau parvienne aux captages du secteur d'Evian.

Le système est donc favorable à la mise à l'épreuve des différents modèles d'estimation de l'activité initiale en radio-carbone A_0 nécessaire à la détermination du temps.

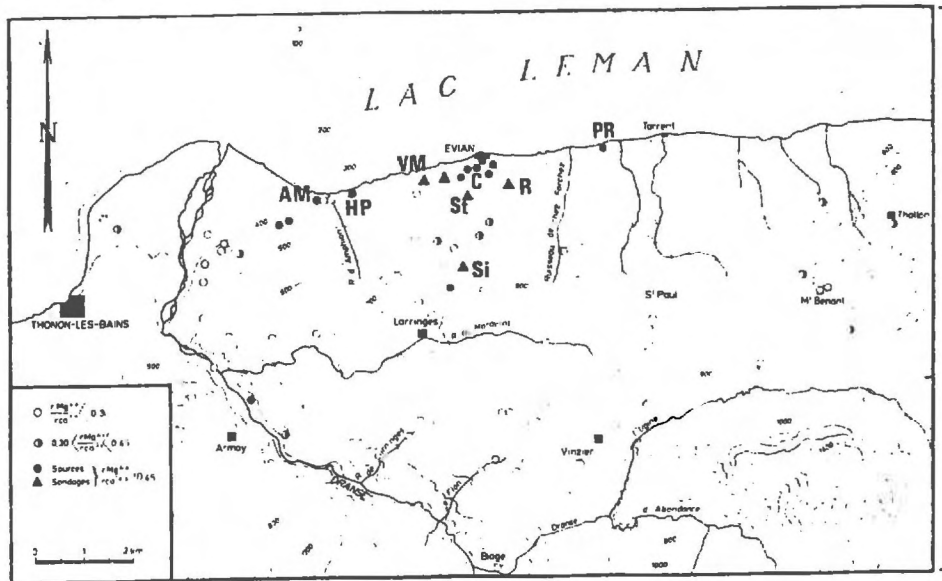


Fig. D-3. Situation des prélèvements pour les essais d'estimation radiométrique de l'"âge" des eaux d'Evian (Haute-Savoie).

A.M.	Amphion Maxima
H.P.	Hôtel des Princes
V.M.	Villa Magnin
St	Stade
C	Cachat
Si	Sionnex
P.R.	Petites Rive

Stations	Amphion Maxima	Hôtel des Princes	Villa Magnin	Evian-Cachat	Petite Rives	Royal	Stade	Sionnex
mesure % mod.	113,6	39,6	55,9	61,9	58,7	61,0	63,9	79,9
tritium UT	185 ± 15	4±1	~ 5	~ 5	nd	nd	nd	nd
Age" non corrigé	Futur	7.660	4.310	3.970	4.400	4.090	3.700	1.850
Age" Vogel	PN	6.300	3.500	2.600	3.100	2.700	2.400	500
Age" Tamers	PN	2.800	R	PN	PN	PN	PN	PN
Age" Pearson	PN	1.000	PN	PN	PN	PN	PN	PN
Age" Mook	PN	R	PN	PN	PN	PN	PN	2.000
Age" Fontes et Garnier	PN	1.200	PN	PN	PN	PN	PN	PN

Teneurs en radiocarbone et en tritium. Application des différents modèles d'estimation de l'âge radiométrique.

PN = post-nucléaire
R = anté-nucléaire sans décroissance décelable (antérieur à 1955)
6.300 = "âge" 10³ ans BP (Before Present)
nd = non dosé.

V.2. - Les résultats (de BONNEVIE et al., en préparation).

Ils sont résumés par le tableau D-V.

V.2.1. - "Ages" radiométriques en fonction des différents modèles.

- Vogel : $A_0 = 85 \pm 5$ % de carbone moderne

Toutes les eaux sont anciennes et certaines (Hôtel des Princes) ont plus de 5 000 ans. Ce modèle est en complète contradiction avec les données hydrauliques, ainsi qu'avec la présence de tritium qui atteint la concentration de 20 UT à l'émergence de Cachat au cours de l'année 1970 (OLIVE, inédit).

- Tamers : $A_0 = (\text{CO}_2 \text{ dissous}) + \frac{1}{2} (\text{bicarbonates}) / (\text{carb. tot.})$.

Ce simple traitement chimique ajuste dans l'ensemble l'activité initiale de façon telle que seul un sondage (Hôtel des Princes) montre encore un vieillissement par décroissance radioactive. Tous les autres points de collecte contiennent du carbone-14 engendré par les essais nucléaires.

$$- \text{Pearson} : A_0 = \frac{\delta^{13}\text{C}(\text{carbone total})^{-\delta^{13}\text{C}(\text{carbonate solide})}}{\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2 \text{ sol})^{-\delta^{13}\text{C}(\text{carbonate solide})}}$$

La teneur en ^{13}C du carbonate minéral est prise égale à + 1 ‰ (carbonate marin banal). La teneur en ^{13}C du CO_2 de l'eau agressive des sols au moment de l'infiltration est prise égale à - 24 ‰. On conservera ces valeurs paramétriques pour l'application des deux modèles suivants. Les activités initiales calculées sont plus basses que celles que l'on tire du modèle précédent, mais il n'y a pas simple proportionnalité. Le forage de l'Hôtel des Princes contient du carbone vieilli. Les teneurs en isotopes

stables ne reflètent pas le même type de mélange entre le carbone mort et le carbone actif que celui qu'indique la chimie du carbone dissous (modèle Tamers). L'écart est d'autant plus grand que les échanges isotopiques, inaccessibles à l'investigation chimique sont plus intenses.

$$- \text{Mook} : A_o = A_o (\text{Tamers}) + k (\text{terme correctif})$$

$$\text{avec : } k = \frac{1}{a+b} \frac{A_{be} - A_{bo}}{\delta_{be} - \delta_{bo}} (a + b) \delta \epsilon - a \delta_{ao} - b \delta_{bo}$$

A = activité

δ = composition isotopique

a = concentration en CO₂ dissous

b = concentration en bicarbonate

o = état initial avant réaction isotopique entre le CO₂ du sol et la phase liquide

e = état après équilibre isotopique entre le CO₂ du sol et la phase liquide

Dans le cas du système d'Evian, le terme correctif peut dépasser 30 % de l'activité du carbone moderne.

Mis à part le sondage de l'Hôtel des Princes et celui de Sionnex, les échantillons contiennent du carbone engendré par les essais d'armes nucléaires. A l'Hôtel des Princes, le carbone dissous possède exactement l'activité initiale, sans excédent nucléaire ni déficit imputable à la décroissance. Si l'on se fonde sur la figure de variation récente des activités du CO₂ atmosphérique dans l'hémisphère nord (NYDAL et al., 1971), il apparaît qu'en ce point d'eau l'âge moyen de formation du bicarbonate est antérieur à 1955. A Sionnex, l'activité initiale calculée excède légèrement

100 %, ce qui doit s'entendre comme le produit d'un échange complet du bicarbonate dissous en système pratiquement ouvert vis-à-vis du CO₂ biogène. On ne peut alors expliquer l'activité restante que l'on mesure en ce point et qui témoignerait d'un vieillissement important. Il semble que ce modèle soit extrêmement sensible aux variations du chimisme et surtout de la composition isotopique du carbone.

$$- \text{Fontes et Garnier} : A_o = \frac{1}{C_T} (C_T - C_M) A_{ao} + p \text{ (terme correctif)}$$

$$p = \frac{A_{ao} + 0,2 \epsilon}{C_T} \left[\frac{\delta_T C_T - \delta_M C_M - \delta_{ao} (C_T - C_M)}{\delta_{ao} + \epsilon - \delta_M} \right]$$

Toutes choses égales, le terme correctif est ici beaucoup plus faible que dans le modèle précédent : moins de 15 % de l'activité moderne dans le cas du système d'Evian. Le bilan des cations stabilise ici le modèle vis-à-vis des fluctuations de composition isotopique.

Tous les points d'eau ont un carbone dissous contaminé par les produits de fission. L'eau souterraine comporte une composante infiltrée après 1955. Seul, à nouveau, le sondage de l'Hôtel des Princes montre un carbone dissous qui témoigne d'un vieillissement radioactif correspondant à une douzaine de siècles. On doit noter ici la bonne concordance d'ensemble des résultats de notre modèle avec ceux de l'approche simple de F.J. PEARSON.

V.2.2. - Essai d'interprétation en termes de mélanges.

A l'exception des eaux d'Amphion Maxima dont la richesse en tritium témoigne qu'elles sont contemporaines, les autres points d'eau du système captif ne contiennent pas suffisamment de tritium

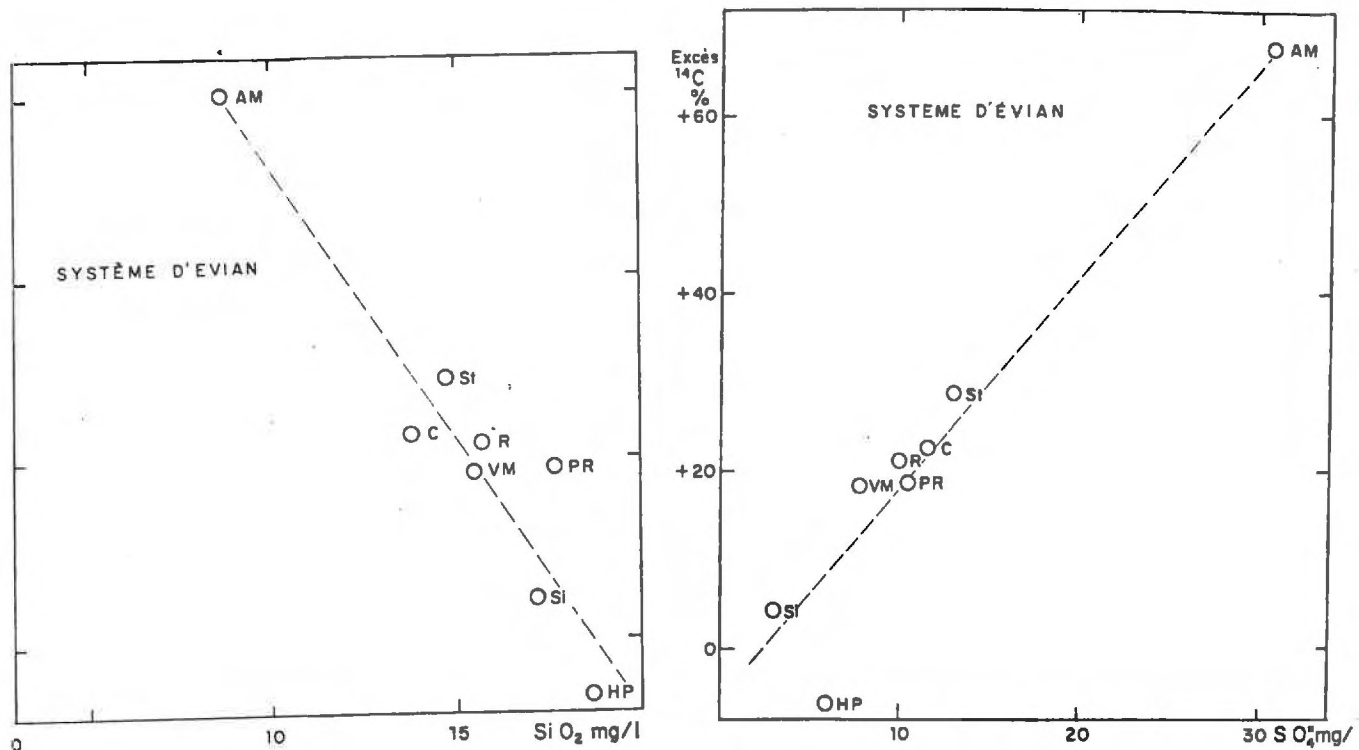


Fig. D-4. Composition chimique et activité du carbone total dissous dans les eaux du système d'Evian.

L'excès de ¹⁴C représente la quantité $A_m - A_0$ où A_m est l'activité mesurée et A_0 l'activité initiale calculée d'après le modèle de FONTES et GARNIER.

D-4a. Sulfate-carbone 14.

D-4b. Silice-carbone 14.

Les corrélations suggèrent que deux types d'eau se mêlent dans l'aquifère d'Evian. L'une est riche en sulfate et en ¹⁴C récent, l'autre est chargée en silice et porte un carbone vieilli par décroissance radioactive.

Les gisements respectifs sont difficiles à localiser sur la seule base d'une étude géochimique et isotopique.

pour être attribués à une recharge post-nucléaire dans sa totalité. Comme l'imposent les conditions structurales et sédimentologiques du gisement, les eaux des émergences artificielles sont en réalité des mélanges.

L'examen comparé des teneurs en sulfates et des excès en ^{14}C , calculés selon FONTES et GARNIER (figure D-4a), suggère que les points se répartissent selon une droite de mélange. L'un des deux pôles, dépourvu de sulfate et antérieur à une vingtaine d'années serait assez bien représenté par l'échantillon collecté à Sionnex. L'autre pôle serait une eau chargée au minimum d'une trentaine de mg de sulfate au litre et entièrement contemporaine. Son faciès serait assez proche d'Amphion Maxima. Inversement (figure D-4b), on relève dans les eaux étudiées, une tendance décroissante entre le surcroît d'activité du carbone dissous et les teneurs en silice. L'apport en carbone actif serait lié à l'apport en sulfate. L'eau indemne de contamination post-nucléaire serait riche en silice. Le système aquifère d'Evian mêlerait au moins deux apports distincts, correspondant à des circulations dans des horizons interglaciaires qui remanient du matériel glaciaire d'importation diverse.

Au paroxysme du Würm, vers 23-22 000 ans BP, la moraine du glacier du Rhône est riche en éléments cristallins arrachés aux zones internes des Alpes. Ils peuvent fournir la silice. Pendant les oscillations cataglaciales et le retrait de la langue majeure, les apports locaux s'alimentent aux versants sédimentaires des Préalpes. Ils peuvent, par la suite, constituer une source de sulfate.

V.2.3. - Une conclusion critique.

Tous les modèles, à l'exception de celui de Vogel, dont a été évoqué le caractère sommaire, indiquent une forte composante post-nucléaire pour 5 points d'eau (Stade, Cachat, Royal, Villa Magnin et Petite Rive). Selon FONTES et GARNIER, l'excès de ^{14}C par rapport à la teneur initiale (normalisée pour un CO_2 du sol récent avec 100 % de carbone moderne) est compris entre 16 et 28 % de carbone moderne.

C'est un excès beaucoup plus considérable qu'il ne paraît, si l'on se réfère au bilan complexe résumé ci-dessous :

Point d'eau	Stade	Cachat	Royal	V. Magnin	Petite Rive
A_o % mod.	35,1	39,3	39,6	37,4	40,0
A_m % mod.	63,9	61,9	61,0	55,9	58,7
$\Delta(A_o - A_m)$ % mod.	28,8	22,6	21,4	18,5	18,7
A_{ao} % mod.	158	140	137	132	131
Q min. %	98	67	62	57	52

où A_o est l'activité initiale calculée selon FONTES et GARNIER, A_m est l'activité mesurée, Δ est l'excès absolu de ^{14}C dissous, A_{ao} est l'activité moyenne du CO_2 du sol nécessaire pour obtenir l'activité mesurée A_m sans vieillissement radioactif, Q min. est la proportion minimale de carbone post-nucléaire qui doit intervenir dans le mélange entre du carbone, récent mais non nucléaire ($A = 100\%$), et du carbone post-nucléaire pris à son maximum d'activité (160 %). On calcule ainsi la composante moderne minimale. A alcalinité égale, cela suppose des contributions comprises entre 50 et 100 %, d'eaux post-nucléaires donc

riches en tritium. On est loin du compte puisque les teneurs en tritium indiquent que la contribution en eaux post-nucléaires n'a jamais excédé 5 % de l'exhaure totale, ce qui imposerait de considérer une alcalinité 10 à 20 fois plus forte dans l'apport récent que dans les eaux profondes, c'est trop.

Il nous faut envisager deux possibilités :

- Le modèle est mauvais.

On verra ci-dessous qu'il s'applique de façon satisfaisante en d'autres circonstances (nappe des calcaires carbonifères du Nord de la France) ; de plus, les autres approches donnent des résultats dans l'ensemble assez cohérents, nous garderons notre confiance au modèle.

- Le modèle est localement impuissant.

Cela veut dire que l'une au moins des valeurs paramétriques ne peut pas être utilisée ici. Nous ne pensons pas qu'il s'agisse de l'une des grandeurs isotopiques dont les gammes de variations sont connues. C'est de la chimie que viendrait plutôt la distorsion. Or, toutes les données chimiques sont des mesures sauf une : la teneur en H_2CO_3 qui est calculée sur la base du pH, de l'alcalinité et de la constante d'équilibre entre H_2CO_3 et HCO_3^- . Il est possible que l'eau perde rapidement une partie de son CO_2 équilibrant au moment du prélèvement. On serait confronté à une situation cinétique plutôt qu'à un état d'équilibre. Mais, par ce constat d'ignorance, on laisse posée la question de l'âge des eaux d'Evian.

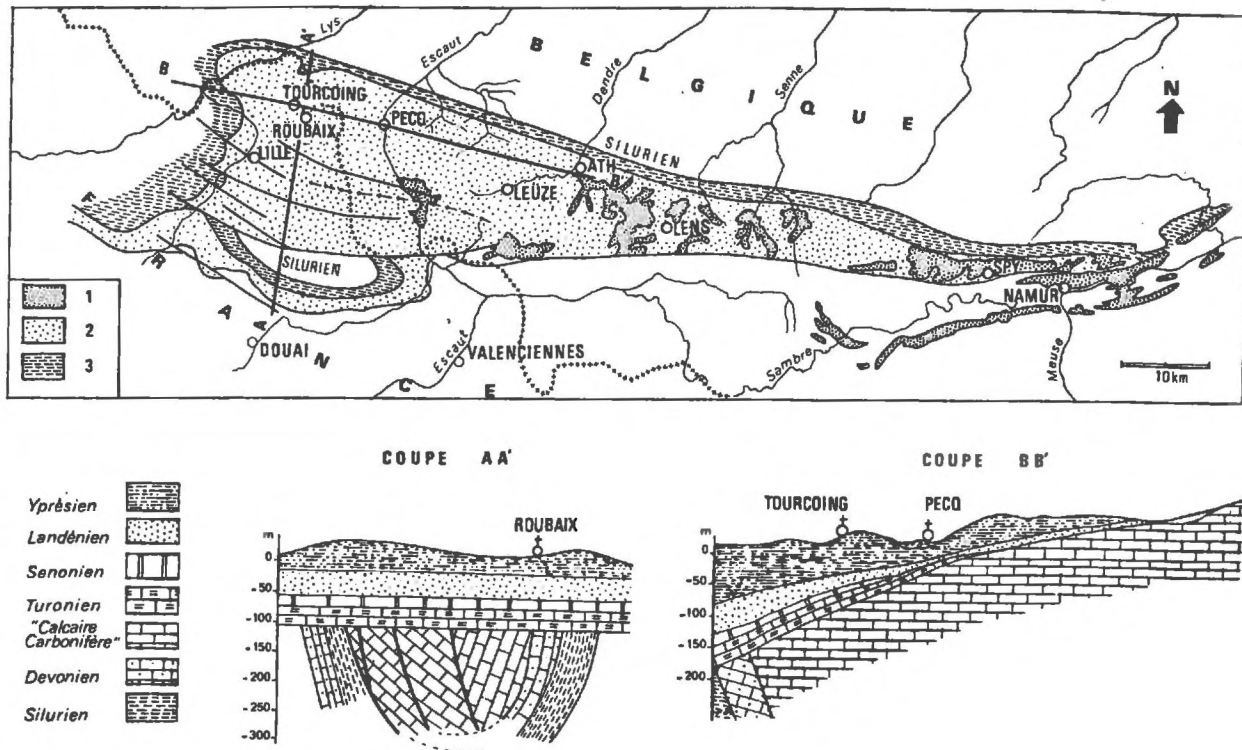


Fig. D-5. Gisement de la nappe des "calcaires carbonifères" des Flandres franco-belges.

Partie supérieure : carte de situation hydrogéologique.

1 : "calcaires carbonifères" à l'affleurement.

2 : "calcaires carbonifères" sous couvert imperméable (Secondaire ou Tertiaire).

3 : Dévonien.

Le Silurien est laissé en blanc.

Partie inférieure : coupes et schéma de la série stratigraphique.

L'aquifère karstique des "calcaires carbonifères" regroupe des termes carbonatés et gréseux du Dévonien et du Carbonifère, maintenus en confinement entre les schistes siluriens et les marnes transgressives du Turonien.

VI - LA NAPPE DES CALCAIRES CARBONIFERES DU NORD DE LA FRANCE.

VI.1. - *La situation du gisement (figure D-5).*

Dans les Flandres occidentales, les calcaires karstifiés du Viséen, joints aux calcaires schisteux du Tournaisien, aux grès fracturés du Faménien et aux calcaires du Frasnien font un bon aquifère. En regroupant les termes dévoniens et carbonifères du réservoir sous la même désignation de nappe des "calcaires carbonifères", on désigne un complexe aquifère multicouche, de 400 m de puissance à l'aplomb de Roubaix, rendu captif entre des épontes de schistes siluriens et de marnes du Turonien moyen.

La piézométrie (figure D-6) s'interprète avec une circulation SSE-NNW selon la direction d'une structure anticlinale flanquée d'un synclinal. La nature captive du système autorise à considérer l'ensemble, karst compris, comme un milieu poreux auquel s'appliquent les lois de Darcy (MANIA, 1974).

Les transmissivités calculées à partir des essais de pompage s'inscrivent entre 10^{-2} et $10^{-3} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (HOUCANG, 1973).

VI.2. - *Résultats (FONTES et GARNIER, en préparation).*

Les points de prélèvements ont été choisis sur deux radiales normales, aux courbes piézométriques. A titre de comparaison, deux échantillons ont été prélevés dans la nappe de la craie sénonienne et un autre dans les sables landéniens (thanétiens) qui recouvrent en transgression les calcaires à l'Est du système.

Les données expérimentales (hydrochimie et compositions isotopiques) sont reportées sur les figures D-7a et b.

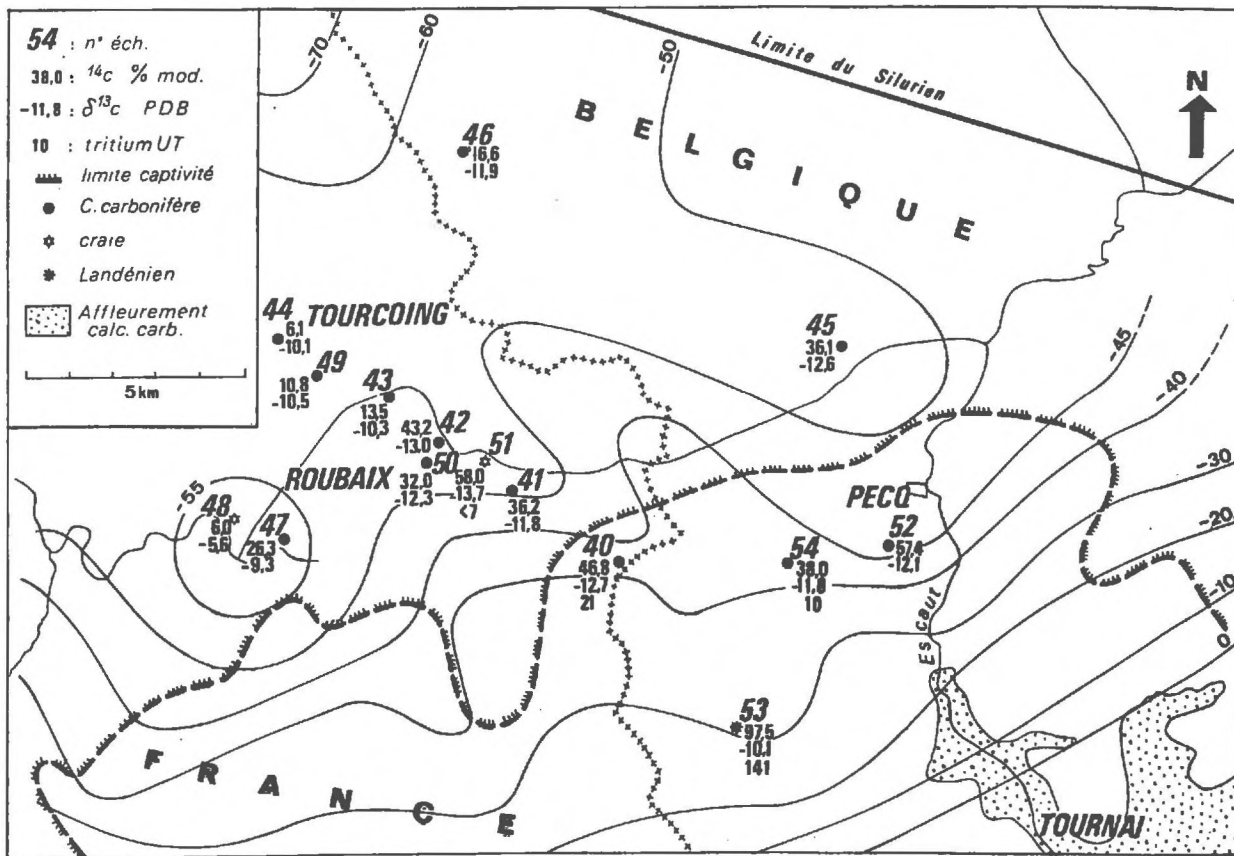


Fig. D-6. Nappe des calcaires carbonifères des Flandres franco-belges.

Piézométrie, situation des prélèvements et résultats isotopiques.

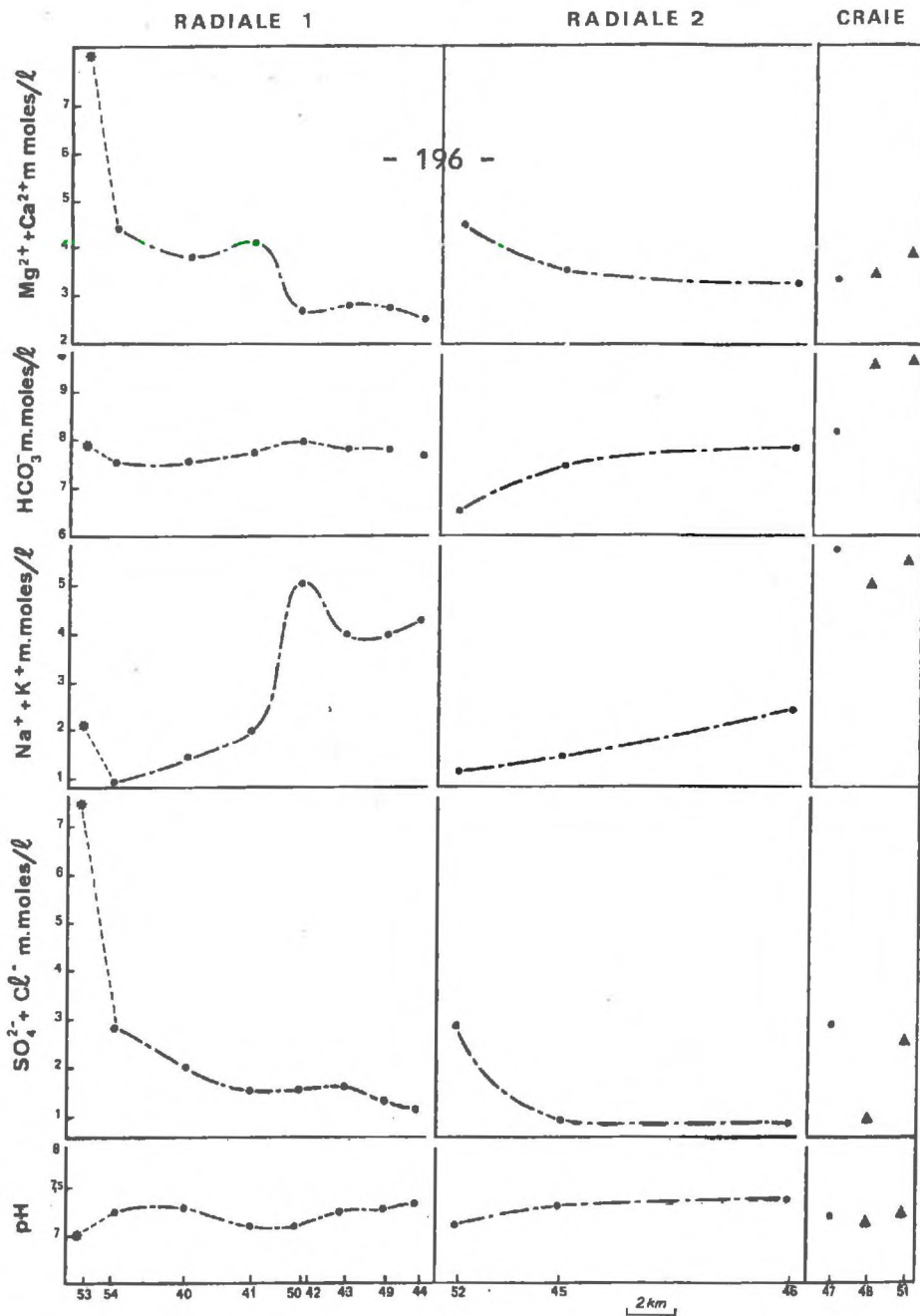


Fig. D-7. Données expérimentales sur la nappe des calcaires carbonifères.

Les différentes teneurs sont reportées en fonction de la situation des points correspondants sur les deux radiales d'écoulement étudiées (voir fig. D-6 pour la localisation des points de prélèvements).

Symboles : cercles pleins : nappe des calcaires carbonifères; triangles : nappe de la craie; astérisque : nappe des sables landéniens.

D-7a. Données chimiques.

L'augmentation de teneur en alcalins de la nappe des calcaires carbonifères peut s'expliquer par un échange de cations sur les argiles car elle s'accompagne d'une baisse des concentrations en alcalino-terreux.

Les eaux libres du Landénien ont une composition chimique très différente de celle des calcaires carbonifères et la filiation n'est guère possible. Enfin, l'examen des teneurs ioniques ne permet pas de conclure sur l'existence d'une drainance ascendante entre la nappe des calcaires carbonifères et la nappe de la craie.

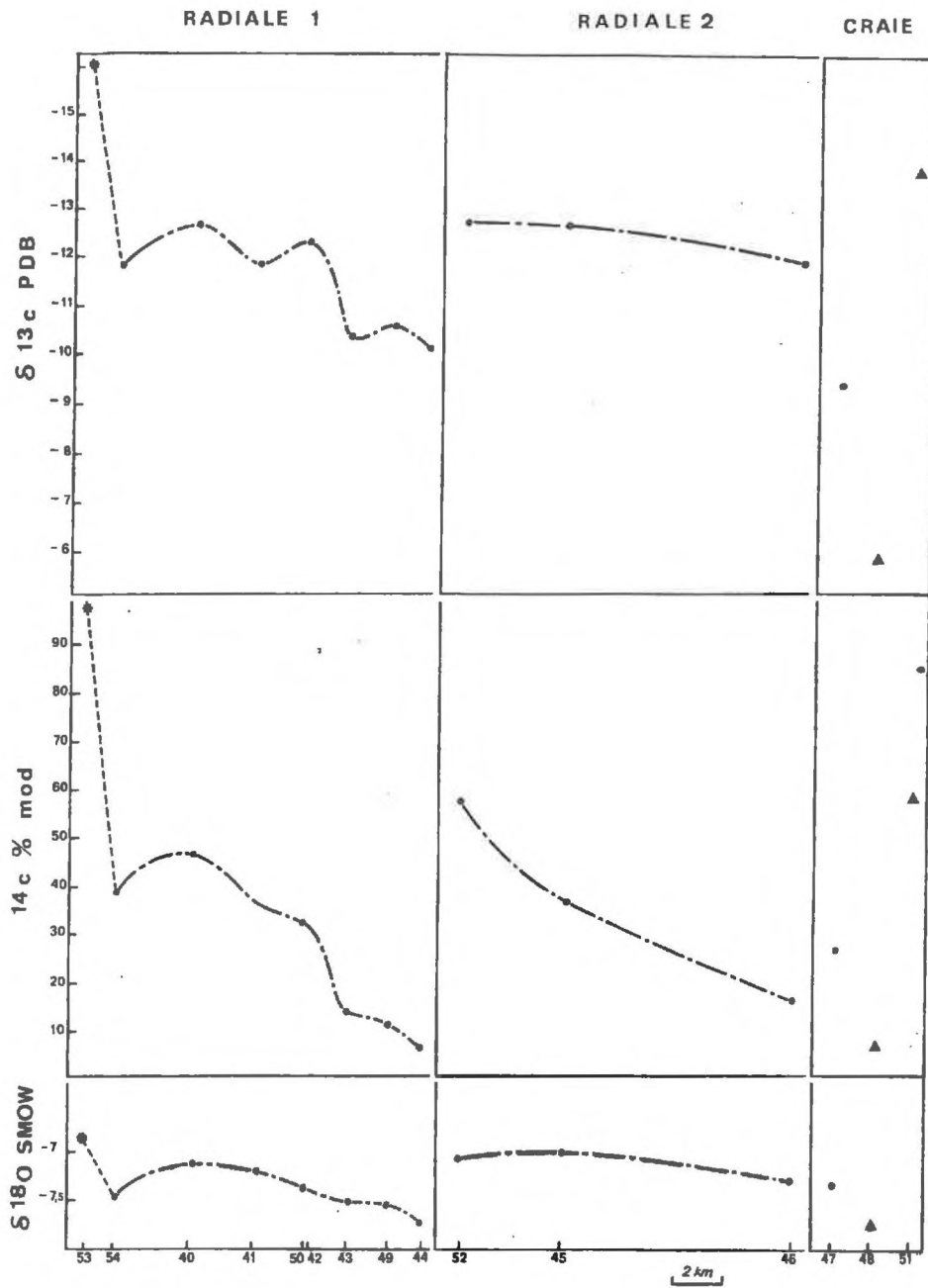


Fig. D-7. Données expérimentales sur la nappe des calcaires carbonifères.

D-7b. Données isotopiques.

Les fluctuations affines des teneurs en ^{13}C et ^{14}C au long de la radiale 1 laissent percevoir l'importance du chimisme isotopique dans les variations d'activité. Au vu de ces résultats bruts, les eaux de la craie ainsi que les eaux du calcaire carbonifère prélevées à proximité ne montrent pas de caractères communs.

VI.3. - *Interprétation des résultats bruts.*

Alcalino-terreux, sulfates et chlorures baissent tandis que montent les alcalins sous l'effet d'un échange de base au long de la circulation souterraine. Le pH reste cependant assez stable grâce à un bon système tampon : bicarbonates - CO₂ dissous. Sur la base du faciès actuel de leurs eaux, les sables landéniens ne semblent guère contribuer à l'alimentation des calcaires. Les eaux de la craie, au chimisme assez comparable à celui des eaux des calcaires carbonifères, peuvent leur être liées.

Les larges variations de teneurs en ¹³C du carbone dissous, bien corrélées aux variations de l'activité en ¹⁴C, indiquent que les réactions isotopiques jouent un rôle déterminant pour régler les concentrations en ¹⁴C.

VI.4. - *Les modèles de détermination de l'activité initiale.*

Les calculs sont réalisés en usant des valeurs paramétriques suivantes :

- activité du CO₂ du sol : 100 % carbone moderne,
- activité du carbonate solide de l'aquifère : 0 % carbone moderne,
- composition isotopique du CO₂ du sol : - 24 ‰ vs PDB,
- fractionnement CO₂ - bicarbonate : - 9 ‰.

La composition isotopique du carbonate de l'aquifère a été mesurée sur deux échantillons : + 1,24 et + 1,37 vs PDB (valeur normalisée à + 1 ‰ vs PDB).

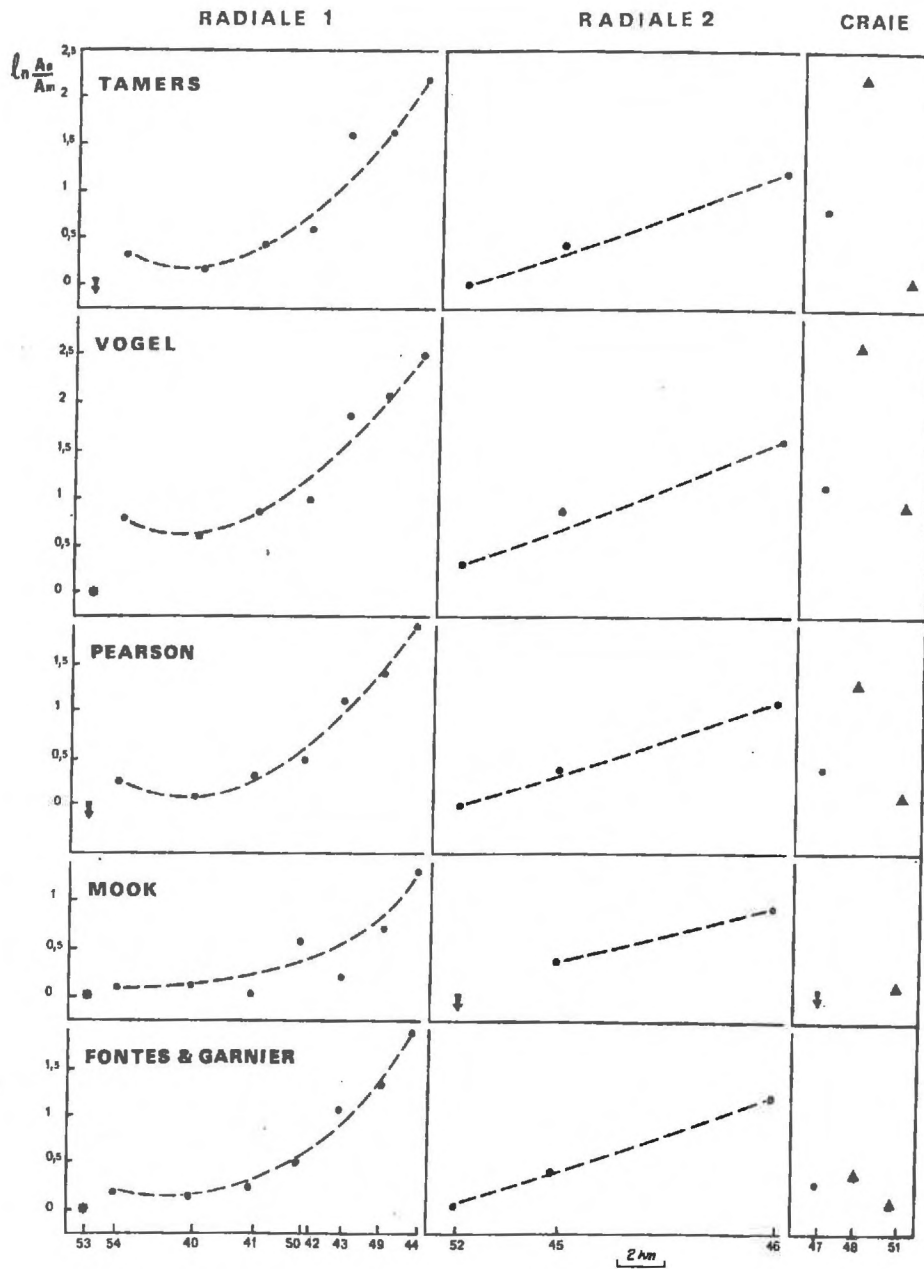


Fig. D-8. Essai d'application des différents modèles d'estimation des âges radiométriques du carbone dissous.

En ordonnée : terme $\ln A_0 / A_m$ qui est proportionnel à l'âge calculé (facteur de proportionnalité, 8270 ans).

En abscisse : position des points de prélèvement sur les radiales d'écoulement.

Les points d'eau qui ont livré des "âges" futurs sont représentés par une flèche.



L'ensemble des résultats reportés sous forme du rapport $\ln \frac{A_0}{A_m}$ en fonction de la distance au long des radiales, montre fort^mlogiquement une évolution qui correspond à une augmentation de l'âge radiométrique au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la zone de recharge (figure D-8). Pour la radiale 1, cette augmentation du rapport $\ln \frac{A_0}{A_m}$, qui est proportionnel au temps de transit, est cependant assez irrégulière pour tous les modèles, sauf pour celui de FONTES et GARNIER et dans une certaine mesure celui de PEARSON. Les approches de VOGEL et TAMERS conduisent à des "âges" très élevés et assez peu vraisemblables. La radiale 2 montre une évolution du rapport $\ln \frac{A_0}{A_m}$ qui reste modérée par rapport à celle que l'on relève pour la radiale 1. Cela s'observe pour tous les modèles et signifie que la vitesse d'écoulement souterrain est plus forte selon cette direction, ce qui serait conforme à la piézométrie. Notons que les eaux de la craie conduisent, après application des 4 premiers modèles, à des "âges" peu cohérents entre eux. Notre approche indique une bonne coïncidence entre les eaux de la craie et celles du calcaire carbonifère sous-jacent (éch. 47 et 48) et propose une alimentation assez récente pour l'autre échantillon de l'eau de la craie (éch. 51) en accord en cela avec la plupart des autres modèles.

VI.5. - Vitesses radiométriques.

Les vitesses sont calculées avec les "âges" du modèle FONTES et GARNIER, Les données sont comparées aux indications tirées de l'application de la loi de Darcy :

Vitesses radiométriques m/an		Vitesse de Darcy m/an	
Vitesse avec A_0 constant	Vitesse avec A_0 calculé (F et G)	Vitesse de filtration	Vitesse effective
0,30 à 2,0	0,40 à 4	0,50 à 6,0	100

Comme cela est normal lorsque les différences de temps radiométriques sont importantes, les valeurs calculées pour les faibles vitesses sont très comparables selon que l'on calcule des différences de temps en supposant A_0 constant, ou bien que l'on applique le modèle. Ceci apporte une justification a posteriori du traitement adopté pour la plaine de Venise. Pour les vitesses les plus fortes, en amont de radiale, l'écart atteint un facteur 2 entre les deux approches radiométriques. Toutes deux conduisent toutefois à des chiffres qui restent dans le même ordre de grandeur que ceux des vitesses de filtration de Darcy. Cependant, si comme il se devrait, l'on corrige les vitesses de filtration de l'effet de la porosité, il vient des vitesses effectives de Darcy, qui sont de 2 ordres de grandeur plus élevées que les vitesses radiométriques.

VII - LES NAPPES LIBRES DU NORD-OUEST SAHARIEN.

VII.1. - *Le problème.*

On ne s'intéressera ici qu'aux ensembles aquifères de quelque dimension sans analyser plus avant le comportement des petites nappes locales ou des sous-écoulements d'oueds intermittents dont chacun conviendra qu'ils peuvent véhiculer des eaux récentes, ce que démontre le tritium (CONRAD et OLIVE, 1972 ; CONRAD et al., 1975).

Les teneurs en isotopes stables permettent de poser la question de la recharge paléoclimatique pour les nappes libres du Grand Erg occidental de la Hamada du Guir et des Monts d'Ougarta.

La zone centrale du Grand Erg (Hassi el Hamra), ainsi que le Paléozoïque des Monts d'Ougarta contiennent des eaux faiblement mais clairement tritiées à environ 10 UT (CONRAD et al., 1975).

L'eau d'un forage de la région d'Abadla dans la nappe de la Hamada du Guir n'a pas livré de tritium détectable (< 1 UT), non plus que l'émergence principale de la nappe de l'Erg à la Grande Source de Béni-Abbès (environ 30 l/s).

Si l'apport post-nucléaire est démontré par la présence de tritium, la masse des réserves est de toute façon antérieure à 1953. Malgré le relevé des épisodes pluvieux importants au cours de notre période d'observation (environ 65 mm en 24 heures au cours du mois d'octobre 1967 à Béni-Abbès avec une teneur moyenne de 150 UT), la recharge contemporaine reste très limitée.

VII.2. - Les données du carbone 14 (CONRAD et FONTES, 1972).

Le carbone total représente la somme de l'alcalinité et de l'acide carbonique libre supposés en équilibre. Les teneurs en carbone dissous "mort" sont calculées selon FONTES et GARNIER (1976). Les teneurs en tritium proviennent de CONRAD et OLIVE, 1972; CONRAD et al., 1975.

Nappe	P ^t d'eau	C _T .mol.l ⁻¹	C _T .mol.l ⁻¹	δ ¹³ C/PDB	A ¹⁴ C%
G ^d Erg	G ^{de} S ^{ce} B.Abbès	2,66	1,90	- 6,97	31,1±0,3
	H ⁱ el Hamra	2,60	1,20	- 5,50	111,3±1
H ^{da} Guir	H ⁱ Zguilma Kebir	6,64	2,46	- 9,06	48,4±0,4
M ^{ts} Ougarta	Ougarta	3,61	0,72	-10,48	28,1±0,3

VII.3. - *Interprétation.*

Dans les régions arides et subarides, le gaz carbonique des sols et de la zone non saturée est réputé plus riche en ^{13}C que celui des régions tempérées humides. Par exemple, la matière organique des sols de polders implantés au Nord du lac Tchad a une teneur moyenne en ^{13}C voisine de -20 ‰ (CHEVERRY et al., en préparation). Des valeurs comparables sont mesurées dans le Sud des Etats-Unis par RIGHTMIRE et HANSHAW (1973) ou calculées pour des sols du Kenya (PEARSON et SWARZENSKI, 1974).

On calcule l'activité initiale avec les paramètres suivants :

$$\begin{aligned} \delta_{\text{ao}} &= -18 \text{ ‰ vs PDB} \\ \delta_{\text{m}} &= +1 \text{ ‰ vs PDB} \\ A_{\text{ao}} &= 100 \% \text{ (si } ^3\text{H absent)} \\ A_{\text{ao}} &= 140 \% \text{ (si } ^3\text{H présent : cas de El Hamra)} \end{aligned}$$

Il vient :

	B. Abbès	El Hamra	H ⁱ Zguilma K.	Ougarta
A _o % mod.	57,4	20,9	45,4	45,6
A _m % mod.	31,1	111,3	48,4	28,1

Les valeurs de l'activité initiale à B. Abbès et Ougarta indiqueraient alors des réserves d'"âge" moyen, de l'ordre de 4 à 5 000 ans BP, pour ces points d'eau. Le carbone dissous dans l'eau de Hⁱ Zguilma Kebir serait récent.

L'ajustement est inopérant tel quel pour les eaux de El Hamra. Le traitement exige ici l'intervention d'un CO_2 et d'un carbonate solide beaucoup plus riches que ceux que nous avons supposés, en carbone-13, pour produire des valeurs cohérentes de A_0 .

VII.4. - Discussion.

Nos ajustements paramétriques devraient être mis à l'épreuve par dosage des teneurs en ^{13}C des gaz des sols et des carbonates solides des sols et des aquifères. On souhaite pouvoir entreprendre collecte et étude comme ceci a été possible au Tchad (CHEVERRY, 1974 ; CHEVERRY et al., en préparation). En particulier, on pourrait ainsi consacrer quelque attention à la contribution plus ou moins directe du CO_2 de l'atmosphère à la charge en carbone dissous. On songe aux cas des eaux dont la faible teneur en carbone total dissous témoigne d'une faible pression partielle de CO_2 équilibrant au niveau des sols (nappe de l'Erg) et dont le cortège cationique souligne la tendance à une dissociation basique (excès d'alcalins par rapport aux chlorures et aux sulfates).

L'approche tentée ici n'est en fait qu'une esquisse pour des études futures. En l'état actuel, l'enquête que les teneurs en carbone-14 dissous n'exclut point que les émergences du Grand Erg Occidental et des Monts d'Ougarta puisse écouler un ancien patrimoine hérité de périodes humides remontant à quelques dizaines de siècles et bien connues plus au Sud, au Tchad et en Afar (SERVANT, 1974 ; FONTES et al., 1973 ; GASSE, 1975).

VIII - REFLEXIONS SUR LES PERSPECTIVES D'APPLICATIONS DU ^{14}C AU DATAGE DES EAUX SOUTERRAINES.

La présentation des études spécifiques avait pour objectif d'exposer :

- un cas favorable à l'interprétation sommaire et permettant de calculer des vitesses compatibles avec la texture de l'aquifère et le gradient hydraulique (Venise),

- un cas défavorable à l'approche par modèle par suite de mélanges importants dans l'aquifère (Evian),

- un cas favorable à l'interprétation des mécanismes intimes aboutissant à un solide dossier de vitesses souterraines (calcaire carbonifère des Flandres),

- un cas où, malgré le caractère de nappe libre, l'on pourrait probablement conclure à un "âge" des eaux à condition de fixer par des valeurs expérimentales deux paramètres supplémentaires (teneur en carbone-13 du CO_2 des sols et des carbonates solides).

Les activités en carbone-14 mesurées doivent être rapportées à l'activité initiale du carbone dissous. Celle-ci correspond à une succession de réactions chimiques et isotopiques dont on peut reconstituer le bilan au prix d'un modèle théorique. Notre approche est fondée sur deux considérations simples :

- l'équilibre stoechiométrique n'est parfaitement respecté que dans la phase solide. C'est à une phase solide théorique que nous nous référons pour reconstituer la quantité de carbone mort mis en solution,

- l'échange isotopique qui vient modifier les teneurs en ^{13}C et ^{14}C des différents composants carbonés est considéré comme un échange total, à l'équilibre, de l'un des deux composants fondamentaux, carbonate solide ou CO_2 gazeux, avec une fraction de l'autre. C'est en somme une combinaison d'une équation de mélange avec un modèle d'échange.

Au vu des résultats, ce traitement représente un progrès dans l'interprétation des données brutes. Il comporte cependant des faiblesses du point de vue de l'utilisation des données de la chimie des eaux puisqu'il ne tient pas compte :

- du calcium et du magnésium délivrés par l'altération des silicates,

- de la possibilité d'une surcharge en sulfate par oxydation de sulfures,

- de la possibilité d'un déséquilibre entre CO_2 dissous, l'acide carbonique et les bicarbonates.

Le carbone 14 représente un outil extrêmement pénétrant pour aborder les problèmes d'écoulement souterrain. Comme toutes les techniques raffinées, elle ne saurait être mise en oeuvre sans une importante logistique, analytique et théorique, selon le protocole suivant :

Sur le terrain :

- température, pH, alcalinité, conductivité et, si possible, Eh, oxygène et CO_2 dissous,

- précipitation quantitative et, à l'abri de la contamination atmosphérique, de 100 à 200 millimoles de carbone. Filtration d'échantillons d'eau et acidification de témoins (HCL supra pur),

- prélèvement de gaz et de matière organique des sols dans les zones de recharge,

- prélèvement de carbonate solide des sols et de l'aquifère.

Au Laboratoire :

- dosage des chlorures sur échantillon filtré,

- dosage des autres ions majeurs sur échantillon filtré et acidifié,

- analyses isotopiques ^{13}C (carbone total précipité, carbonates de l'aquifère et des sols, matière organique et CO_2 des sols), oxygène 18 de l'eau pour confirmer les filiations entre les masses d'eau,

- mesure de l'activité ^{14}C du carbone total dissous, et de l'activité ^3H de l'eau.

A la table :

- calcul de la répartition et des taux de saturation des différentes espèces carbonées par interrogation d'un programme automatique de traitement (TRUESDELL et JONES, 1973 ; TARDY, 19),

- estimation des teneurs respectives en carbone "mort" et en carbone actif par essai d'un modèle chimique, d'un modèle isotopique ou des deux (VOGEL, TAMERS, PEARSON, MOOK, FONTES et GARNIER),

- estimation de l'échange isotopique (sans transfert de masse) entre les différentes formes de carbone (solide, dissous et gazeux) par approche statistique (VOGEL) ou isotopique (PEARSON, MOOK, FONTES et GARNIER),

- ajustement des paramètres et singulièrement de la composition isotopique du CO₂ du sol, qui peuvent avoir varié sous l'influence de facteurs climatiques pendant toute l'étendue de la période de recharge,

- calcul de l'activité initiale du carbone dissous, de l'"âge" radiométrique et des vitesses d'écoulement,

- confrontation aux indications des relevés hydrogéologiques et des essais de pompages parfois dénommés évidences de terrain.

La longue liste de ces démarches recouvre des opérations complexes et il serait surprenant que la méthode au carbone-14 appartienne bientôt à la panoplie du praticien de l'eau souterraine.

Mais cette méthode découvre une voie de recherche féconde. En effet, elle établit un lien privilégié entre les problèmes de sédimentologie chimique des carbonates, l'hydrochimie et les variations des proportions d'isotopes du milieu.

B I B L I O G R A P H I E

- ALLISON G.B., HUGUES M.W. (1974). - Environmental tritium in the unsaturated zone : estimation of recharge to an unconfined aquifer. In "Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974". *Proceed. Symp.*, I.A.E.A., Vienna, vol. I, 169-189.
- ARCHAMBAULT J. (1960). - Les eaux souterraines de l'Afrique occidentale. *Berger-Levrault imp.*, Nancy, 137 pp.
- BAKALOWICZ M., BLAVOUX B., MANGIN A. (1974). - Apports du traçage isotopique naturel à la connaissance du fonctionnement d'un système karstique - teneurs en oxygène 18 de trois systèmes des Pyrénées, France. *Journ.Hydro.*, 23, 141-158.
- BERNER R.A. (1971). - Principles of chemical sedimentology. *McGraw Hill Book Co*, New-York, 240 pp.
- BIGELEISEN J. (1965). - Chemistry of isotopes. *Science*, 147, 463-471.
- BLAVOUX B. (1966). - Les sources minérales d'Evian. *Thèse 3è Cycle*, Paris, 366 pp.
- (1969). - Les sources minérales d'Evian. *La Houille Blanche*, 1, 21-29.
- (1976). - Le problème de la localisation des aires d'alimentation sur la base des gradients isotopiques en altitude. *C.R. Réunion.Sc.Terre*, Paris, Soc.géol.Fr., 57.
- BONI C.F. (1973). - Lineamenti idrogeologici dell'Appennino carbonatico laziale-abruzzese. *Atti 2° Conv.Int.sulle acque sotter.*, Palermo,
- BONNEVIE A. (de), FONTES J.Ch., BLAVOUX B. (en préparation). - Isotopes du carbone et vitesse de circulation dans l'aquifère captif d'Evian.
- BORTOLAMI G., FONTES J.Ch. (1974). - Idrogeologia isotopica in un sistema multifalde : la pianura veneta. Consiglio Naz. delle Ricerche, Lab.studio dinamica grandi masse, Venezia, T.R. n° 82, 15 pp.
- BORTOLAMI G., FONTES J.Ch., PANICHI C. (1973). - Isotopes du milieu et circulations dans les aquifères du sous-sol vénitien. *Earth Planet.Sc.Lett.*, 19, n° 2, 154-167.
- BOTTINGA Y. (1968). - Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. *Journ.Phys.Chem.*, 72, n° 3, 800-808.

- BOTTINGA Y. (1969). - Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor. *Geochim.Cosmochim.Acta*, 33, 49-64.
- BOTTINGA Y., CRAIG H. (1969). - Oxygen isotope fractionation between CO₂ and water and the isotopic composition of marine atmosphere. *Earth Planet.Sc.Lett.*, 5, 285-295.
- BRADLEY E., FONTES J.Ch. (en préparation). - Isotope hydrology of the phreatic aquifer of Lake Tchad.
- BRICOUT J., FONTES J.Ch., MERLIVAT L. (1972). - Sur la composition isotopique des jus d'oranges. *C.R.Acad.Sc.Paris*, 274, 1803-1806.
- BRICOUT J., FONTES J.Ch., MERLIVAT L. (1974). - Sur la composition en isotopes stables de l'eau des jus de raisin. *Connaissance de la vigne et du vin*, n° 2, 161-169.
- BROWN R.M. (1961). - Hydrology of tritium in the Ottawa valley. *Geochim.Cosmochim.Acta*, 21, 199-216.
- (1970). - Distribution of hydrogen isotopes in Canadian waters. In "Isotope Hydrology 1970". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 3-21.
- BROWN L.J., TAYLOR C.B. (1974). - Geohydrology of the Kaikoura plain, Marlborough, New-Zealand. In "Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, vol. I, 169-189.
- CARMOUZE J.P. (1976). - La régulation hydrogéochimique du lac Tchad, contribution à l'analyse biogéodynamique d'un système lacustre endoréique en milieu continental. *Thèse Doctorat*, Université Paris VI, 418 pp.
- CHEVERRY C. (1974). - Contribution à l'étude pédologique des polders du lac Tchad. Dynamique des sels en milieu continental subaride dans des sédiments argileux et organiques. *Thèse Doctorat*, ORSTOM, Paris, 275 pp.
- CHEVERRY C., FILLY A., FONTES J.Ch., SAYOL (en préparation). - Carbon isotope content of plants organic matter, solid carbonates, dissolved carbon and soil gases in a polder of the lake Chad.
- CONRAD G. (1969). - L'évolution post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). Editions du CNRS, Paris, Publ.Centre Rech.Zones arides, Série Géologie 10 (1969), 530 pp.
- CONRAD G., FONTES J.Ch. (1970). - Hydrologie isotopique du Sahara nord-occidental. In "Isotope Hydrology, 1970". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 405-419.

- CONRAD G., FONTES J.Ch. (1972). - Circulations, aires et périodes de recharge dans les nappes aquifères du Nord-Ouest saharien : données isotopiques (^{18}O , ^{13}C , ^{14}C). *C.R.Acad.Sc.Paris*, 275, 165-168.
- CONRAD G., FONTES J.Ch. (en préparation). Hydrologie isotopique au Sahara.
- CONRAD G., FONTES J.Ch., LETOLLE R., ROCHE M.A. (1966). - Etude isotopique de l'oxygène dans les eaux de la Haute-Saoura (Sahara nord-occidental). *C.R.Acad.Sc.Paris*, 262, 1058-1061.
- CONRAD G., MARCE A., OLIVE Ph. (1975). - Mise en évidence, par le tritium, de la recharge actuelle des nappes libres de la zone aride saharienne (Algérie). *Journ.Hydrol.*, 27, 207-224.
- CONRAD G., OLIVE Ph. (1972). - Premières données sur les teneurs en tritium des nappes aquifères du Sahara nord-occidental et central (Algérie); conséquences hydrogéologiques. *C.R.Acad.Sc.Paris*, 274, 2019-2022.
- CRAIG H. (1953). - The geochemistry of stable carbon isotope. *Geochim. Cosmochim.Acta*, 3, 53-92.
- X - (1961a). - Standards for reporting concentrations of deuterium and oxygen 18 in natural waters. *Science*, 133, 1833-1834.
- (1961b). - Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1833-1834.
- (1963). - The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. In "Nuclear Geology in Geothermal Areas". CNR - Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 17-53.
- (1965). - The measurement of oxygen isotope paleotemperatures In "Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures". *Proceed.Symp.*, E.Tongiorgi ed., CNR, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 161-182.
- X - (1966). - Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea Geothermal brines. *Science*, 154, 1544-1548.
- CRAIG H., GORDON L.I. (1965). - Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere. In "Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures", CNR, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 9-130.
- X CRAIG H., GORDON L.I., HORIBE Y. (1963). - Isotopic exchange effects in the evaporation of water : I low temperature experimental results. *Journ.Geophys.Res.*, 68, 5079-5087.
- DAMON P.E., LONG.A., GREY D. (1966). - Fluctuations of atmospheric during the last six millennia. *Journ.Geophys.Res.*, 71, 1055-1063.

- X DANSGAARD W. (1954). - The ^{18}O abundance in fresh waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 6, 241-260.
- X - (1961). - The isotope composition of natural waters (with special reference to the Greenland ice cap). *Meddel. Grønland, København*, Bd.165, n° 2, 120 pp.
- X - (1964). - Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, XVI, 435-468.
- DAVIS G.H., PAYNE B.R., DINCER T., FLORKOWSKI T., GATTINGER T. (1967). - Seasonal variations in the tritium content of ground-waters of the Vienne Basin, Austria. In "Isotopes in Hydrology 1967", *Proceed. Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 451-473.
- DEINES P., LANGMUIR D., HARMON R.S. (1974). - Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground-waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 1147-1164.
- DINCER T., MARTINEC J., PAYNE B.R., YEN C.K. (1970). - Variations of the tritium and oxygen 18 content in precipitation and snow-pack in a representative basin in Czechoslovakia. In "Isotope in Hydrology 1970". *Proceed. Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 23-42.
- DREYFUS M. (1932). - Etudes de géologie et de géographie physique sur la Côte Française des Somalis. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, sér. A, n° 1341.
- DUBIEF J. (1959-1960). - Le climat au Sahara. *Mém. Hors-sér., Inst. Rech. Sahar.*, Alger I (1959) et II (1960).
- EBERENTZ P. FONTES J.Ch. (en préparation). Réponses isotopiques d'un système karstique (Le Baget).
- EHALT D., KNOTT K. (1965). - Kinetische Isotopentrennung bei der Verdampfung von Wasser. *Tellus*, XVII, 389-397.
- EMRICH K., EHALT D.H., VOGEL J.C. (1969). - Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 8, 363-371.
- Environmental Isotope Data n°1 : World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1953-1963). *Tech. Rep. Ser.*, n° 96, I.A.E.A., Vienna (1969).
- EVIN J., VUILLAUME Y. (1970). - Etude par le radiocarbone de la nappe captive de l'Albien du Bassin de Paris. In "Isotope in Hydrology 1970". *Proceed. Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 315-33.
- FERRARA G.C., GONFIANTINI R., PANICHI C. (1965). - La composizione isotopica del vapore di alcuni soffioni di Larderello e dell'acqua di alcuni sorgenti e mofete della Toscana. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat.*, 72, 570-588.

- FONTES J.Ch. (1966). - Intérêt en géologie d'une étude isotopique de l'évaporation. Cas de l'eau de mer. *C.R.Acad.Sc.Paris*, 263, 1950-1953.
- (1974). - Quelques aspects isotopiques du cycle des eaux naturelles. *C.R.Coll.Int.Isot.Oxygène*, European Molecular Biology Organization, C.E.A., Cadarache 1972, 197-225.
- (en préparation). - A combined ^{18}O - ^{13}C paleoenvironmental scale.
- FONTES J.Ch., GARNIER J.M. (1976). - Correction des activités apparentes en ^{14}C du carbone dissous : estimation de la vitesse des eaux en nappes captives. Résumé. *C.R.Réun. Ann.Sc.Terre*, Paris, Soc.Géol.Fr., 170.
- FONTES J.Ch., GARNIER J.M. (en préparation). - A chemical and isotopic model for the age determination of waters in confined aquifers.
- FONTES J.Ch., GONFIANTINI R. (1963). - Oxygen isotopic fractionation in the water of crystallisation of gypsum. *Nature*, 200, n°4907, 644-646.
- FONTES J.Ch., GONFIANTINI R. (1967). - Comportement isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens. *Earth Planet.Sc.Lett* 3, 258-266.
- FONTES J.Ch., GONFIANTINI R. (1970). - Composition isotopique et origine de la vapeur d'eau atmosphérique dans la région du lac Léman. *Earth Planet.Sc.Lett.*, 7, 325-329.
- FONTES J.Ch., GONFIANTINI R., ROCHE M.A. (1970). - Deuterium et oxygène 18 dans les eaux du lac Tchad. *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienne, S.M.129/23, 387-404.
- FONTES J.Ch., JONES B.F., POUCHAN P., ZUPPI G.M. (en préparation). - Isotopic study (^{18}O , ^2H , ^3H , ^{14}C , ^{13}C , ^{34}S) of surface and ground-water from southern Afar.
- FONTES J.Ch., KIENTZEL J.M., OLIVE Ph. (en préparation). - Oxygène 18, tritium et produits de fission dans les précipitations de la région parisienne pendant l'année 1964.
- FONTES J.Ch., LETOLLE R., OLIVE Ph., BLAVOUX B. (1967). - Oxygène 18 et tritium dans le bassin d'Evian. In "Isotopes in Hydrology". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 401-415.
- FONTES J.Ch., MAGLIONE G., ROCHE M.A. (1969b). - Eléments d'hydrologie isotopique dans le bassin du lac Tchad. In "Peaceful use of Atomic Energy in Africa". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 209-219.

- FONTES J.Ch., MAGLIONE G., ROCHE M.A. (1969a). - Données isotopiques préliminaires sur les rapports du lac Tchad avec les nappes de la bordure nord-est. *Ch. ORSTOM*, série Hydrol., VI, 1, 17-34.
- FONTES J.Ch., MOUSSIE C., POUCHAN P., WEIDMANN M. (1973). - Phases humides au Pléistocène supérieur et à l'Holocène dans le Sud de l'Afar (T.F.A.I.). *C.R.Acad.Sc.Paris*, 277, 1973-1976.
- FONTES J.Ch., OLIVRY J.C. (1976). - Gradient isotopique entre 0 et 4000 m dans les précipitations du Mont Cameroun. Résumé. *C.R.Réun.Ann.Sc.Terre*, Paris, Soc.Géol.Fr., 171.
- FONTES J.Ch., ZUPPI G.M. (1976). - Isotopes and water chemistry in sulphide bearing springs of central Italy. *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna (sous presse).
- FRIEDMAN I. (1953). - Deuterium content of natural water and other substances. *Geochim.Cosmochim.Acta*, 4, 89.
- GALIMOW E.M. (1966). - Isotopic carbon composition of CO₂ of the soil. *Geokhimiya*, 9, 1110-1118.
- GASSE F. (1975). - L'évolution des lacs de l'Afar Central (Ethiopie et T.F.A.I.) du Plio-Pléistocène à l'Actuel. Reconstitution des paléomilieux lacustres à partir de l'étude des Diatomées. *Thèse Doctorat*, Paris, 406 pp.
- GAT J.R. (1970). - Environmental isotope balance of Lake Tiberias. In "Isotope in Hydrology 1970". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 109-127.
- GONFIANTINI R. (1965). - Effetti isotopici nell'evaporazione di acque salate. *Atti Soc.Tosc.Sci.Nat.*, 72, 550-569.
- (1971). - Notes on isotopes Hydrology. I.A.E.A., Vienna, 45 pp., multigraph.
- GONFIANTINI R., BORSI S., FERRARA G., PANICHI C. (1973). - Isotopic composition of waters from the Danakil depression (Ethiopia). *Earth Planet.Sc.Lett.*, 18, n° 1, 13-21.
- GONFIANTINI R., CONRAD G., FONTES J.Ch., SAUZAY G., PAYNE B.R. (1974). - Etude isotopique de la nappe du Continental Intercalaire et de ses relations avec les autres nappes du Sahara septentrional. In "Isotope Techniques in ground-water Hydrology 1974". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, I, 227-241.
- GONFIANTINI R. FONTES J.Ch. (1963). - Oxygen isotopic fractionation in the water of crystallization of gypsum. *Nature*, 200, n°4907, 644-646.
- GONFIANTINI R., GRATZIU S., TONGIORGI E. (1965). - Oxygen isotopic composition of water in leaves. In "Isotopes and radiation in soil plant nutrition studies". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 405-410.

- HOUCANG Y. (1973). - Hydrogéologie karstique des calcaires carbonifères; région de Lille-Roubaix-Tourcoing. *Rapport B.R.G.M.*, 73 SGN 226.
- International Atomic Energy Agency (1969). - Environmental Isotope Data n° 1 : World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1953-1963). *Tech.Rep.Ser.*, n° 96, I.A.E.A., Vienna.
- International Atomic Energy Agency (1970). - Environmental isotope Data n° 2 : World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1962-1964). *Tech.Rep.Ser.*, n° 117, I.A.E.A., Vienna, 402 pp.
- International Atomic Energy Agency (1971). - Environmental isotope Data n° 3 : World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1960-1967). *Tech.Rep.Ser.*, n° 129, I.A.E.A., Vienna, 402 pp.
- International Atomic Energy Agency (1973). - Environmental isotope Data n° 4 : World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1968-1969). *Tech.Rep.Ser.*, n° 147, I.A.E.A., Vienna, 334 pp.
- LAL D., SUESS H.E. (1968). - The radioactivity of the atmosphere and hydrosphere. *An.Rev.Nucl.Sci.*, 18, 407-437.
- LERMAN J.C. (1972). - Soil CO₂ and ground-water : carbon isotope composition. *Proceed.8th Int.Conf.Radiocarbon dating*, Wellington, 2, D.93-105.
- LESAIN C., MERLIVAT L., BRICOUT J., FONTES J.Ch., GAUTHERET R. (1974). - Sur la composition en isotopes stables de l'eau de la Tomate et du Maïs. *C.R.Acad.Sc.Paris*, 278, 2925-2930.
- MAGLIONE G. (1974). - Géochimie des évaporites et silicates néoformés en milieu continental confiné. *Thèse Doctorat*, Paris, ORSTOM, 331 pp.
- MANGIN A. (1975). - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Thèse Doctorat*, Dijon; Lab.Sout.CNRS, Moulis, 124 pp.
- MANIA J. (1974). - Nappe des calcaires carbonifères de la région de Lille-Tournai (Nord et Belgique). Observation sur l'utilisation d'un modèle de régime permanent. *Rapport B.R.G.M.*, 74 SGN 062.
- MARGRITA R., EVIN J., FLANDRIN J., PALOC H. (1970). - Contribution des mesures isotopiques à l'étude de la Fontaine de Vaucluse. In "Isotope in Hydrology, 1970". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 333-348.
- MARIOTTI A., Ben HALIMA A., BERGER G. (1976). - Apport de l'étude isotopique de l'azote à la connaissance de la pollution des aquifères souterrains par les nitrates, en milieu agricole (Brie, Beauce; France). *Rev.Géogr.Phys.Géol.Dyn.* (sous presse).

- MARIOTTI A., LETOLLE R. (1976). - Application de l'étude isotopique de l'azote en hydrologie et hydrogéologie. Analyse des résultats obtenus sur un exemple précis : le bassin de Mélarchez (Seine-et-Marne, France). *Journ.Hydrol.* (sous presse).
- MERLIVAT L. (1970). - L'étude quantitative de bilans de lacs à l'aide des concentrations en deuterium et oxygène 18 dans l'eau. In "Isotope in Hydrology, 1970". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 89-107.
- MERLIVAT L., NIEF G. (1967). - Fractionnement isotopique lors des changements d'état solide-vapeur et liquide-vapeur de l'eau à des températures inférieures à 0°C. *Tellus*, 19, 122-127.
- MOOK W.G. (1972). - On the reconstruction of the initial ^{14}C content of ground-water from the chemical and isotopic composition. *Proceed.8th Int.Conf.Radiocarbon dating*, Wellington, N.Z., D, 31-41.
- MOOK W.G., BOMMERSON J.C., STAVERMAN W.H. (1974). - Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth Planet.Sc.Lett.*, 22, 169-176.
- MÖSER H., STICHLER W. (1970). - Deuterium measurements on snow samples from the Alps. In "Isotope in Hydrology, 1970". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 43-55.
- MÜNNICH K.O., ROETHER W. (1963). - A comparison of carbon 14 and tritium ages of ground-water. In "Radio isotopes in Hydrology". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 397-406.
- MUNNICH K.O., VOGEL J.C. (1963). - Untersuchungen an Pluvialen Wässern der Ost-Sahara. *Geol.Rundsch.*,
- NIEF C., BOTTER R. (1960). - Analyse de composés hydrogénés simples au spectromètre de masse. In "Advances in Mass Spectrometry". *Proceed.Symp.*, J.D.WALDRON ed., Pergamon Press, 515-525.
- NIR A. (1964). - On the interpretation of tritium "age" measurements of ground-water. *Journ.Geophys.Res.*, 69, 2589-2595.
- (1967). - Development of Isotope Methods Applied to Ground-water Hydrology. In "Isotope Techniques in the Hydrologic Cycle". Monograph. n° 11. *Am.Geophys.Union*, Washington D.C., 109-116.
- NYDAL R., LOVSETH K., SYRSTAD O. (1971). - Bomb C-14 in the human population. *Nature*, 232, 418-421.
- OLIVE Ph. (1970). - Contribution à l'étude géodynamique du cycle de l'eau dans l'hémisphère nord par la méthode du tritium. *Thèse Doctorat*, Paris, 138 p.

- O'NEIL J.R. (1968). - Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water. *Journ.Phys.Chem.*, 72, 3683-3684.
- PAYNE B.R., YURTSEVER Y. (1974). - Environmental isotopes as a hydrogeological tool in Nicaragua. In "Isotope Technique in ground-water Hydrology, 1974". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, I, 193-202.
- PEARSON F.J. Jr. HANSHAW B.B. (1970). - Sources of dissolved carbonate species in ground-water and their effects on carbon 14 dating. In "Isotope in Hydrology, 1970". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 271-286.
- PEARSON F.J. Jr., BEDINGER M.S., JONES B.F. (1972). - Carbon 14 ages of water from the Arkansas hot springs. *Proceed.8th Int.Conf. on Radiocarbon dating*, Wellington, N.Z., D, 19-30.
- PEARSON F.J. Jr., SWARZENKI (1974). - ^{14}C evidence for the origin of arid region ground-water, Northeastern province Kenya. In "Isotope Techniques in ground-water Hydrology, 1974". *Proceed.Symp.* I.A.E.A., Vienna, II, 95-109.
- POUCHAN (1976). - Communication personnelle.
- RIGHTMIRE C.T., HANSHAW B.B. (1973). - Relationship between the carbon isotope composition of soil CO_2 and dissolved carbonate species in ground-water. *Water Res.Research.*, 9, 958.
- RIGHTMIRE C.T., PEARSON F.J. Jr., BACK W., RYE R.O., HANSHAW B.B. (1974) - Distribution of sulfur isotopes of sulfates in ground-waters from the principal artesian aquifer of Florida and the Edwards aquifer of Texas, U.S.A. In "Isotope Techniques in Ground-water Hydrology, II. *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 191-207.
- ROCHE M.A. (1973). - Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad. *Thèse Doctorat*, Paris, ORSTO 398 pp.
- SCHNEIDER J.L. (1967). - Relations entre le lac Tchad et la nappe phréatique (République du Tchad). *Actes Symp. A.I.H.S.*, 70, 122-131.
- SERVANT M. (1973). - Séquences continentales et variations climatiques Evolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. *Thèse Doctorat*, Paris, 348 p.
- SMITH D.B., WEARN P.L., RICHARDS H.J., ROWE P.C. (1970). - Water movement in the unsaturated zone of high and low permeability strata by measuring natural tritium. In "Isotope in Hydrology, 1970". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 73-87.
- SUESS H.E. (1969). - Tritium geophysics as an international research project. *Science*, 163, 1405-1410.

- TAMERS M.A. (1967). - Surface water infiltration and ground-water movement in arid zones of Venezuela. In "Isotopes in Hydrology". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 339-353.
- TAMERS M.A., SCHARPENSEEL H.W. (1970). - Sequential sampling of radiocarbon in ground-water. In "Isotope in Hydrology, 1970". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 241-257.
- TAMERS M.A., STIPP J.J., WEINER R. (1975). - Radiocarbon ages of ground-water as a basis for the determination of safe limits of aquifer exploitation. *Environm.Res.*, 9, 250-264.
- TAYLOR C.B. (1968). - Die Isotopenzusammensetzung des atmosphärischen Wasser-dampfs in Höhenbereich 500 bis 5000 m über Festland. Inaugural Dissertation, Heidelberg, 54 p.
- THATCHER L.L., PAYNE B.R. (1965). - The distribution of tritium in precipitation over continents and its significance to ground-water dating. *Proceed.6th Int. Conf.Radiocarbon and Tritium Dating*, Pullman, Washington, D.C., 604.
- THILO L., MÜNNICH K.O. (1970). - Reliability of carbon 14 dating of ground-water : effect of carbonate exchange. In "Isotope in Hydrology, 1970". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 259-270.
- THODE H.G., SHIMA M., REES C.E., KRISHNAMURTY K.V. (1965). - Carbon 13 isotope effects in systems containing carbon dioxide, bicarbonate, carbonate and metal ions. *Can.Journ.Chem.*, 43, 582-595.
- TRUESDELL A.H., JONES B.F. (1973). - A computer program for calculating chemical equilibria in natural waters. Nat. Tech.Information Service, TB 220-464.
- UREY H.C. (1947). - The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journ.Chem.Soc.London*, 562-581.
- VOGEL J.C. (1967). - Investigation of ground-water flow with radiocarbon. In "Isotopes in Hydrology". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 355-369.
- (1970). - Carbon 14 dating of ground-water. In "Isotope in Hydrology, 1970". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 225-239.
- VOGEL J.C., GROOTES P.M., MOOK W.G. (1970). - Isotopic fractionation between gaseous and dissolved carbon dioxide. *Zeichr.f.Physik*, 230, 225-238.
- VOGEL J.C., VAN DIJKEN M. (1972). - Determination of ground-water recharge with tritium. *Proceed.Symp.Atomic Energy Board*, Pelindaba, Pretoria.

- WENDT I. (1968). - Fractionation of carbon isotopes and its temperature dependence in the system CO_2 gas = CO_2 in solution and HCO_3^- - CO_2 in solution. *Earth Planet.Sc.Lett.*, 4, 64.
- (1971). - Carbon and oxygen isotope exchange between HCO_3^- in saline solutions and solid CaCO_3 . *Earth Planet.Sc.Lett.*, 12, 439-442.
- WIGLEY T.M.L. (1975). - Carbon 14 dating of ground-water from closed and open systems. *Water Res.Research*, 11, 2,
- WOODCOCK A.H., FRIEDMAN I. (1963). - The Deuterium content of rain-drops. *Journ.Geophys.Res.*, 68, 4477-4483.
- ZIMMERMAN U., EHHALT D.H. (1970). - Stable isotopes in study of water balance of Lake Neusiedl, Austria : investigation of the reliability of the stable isotope method. In "Isotope in Hydrology, 1970". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A., Vienna, 129-138.
- ZIMMERMAN U., MÜNNICH K.O., ROETHER W. (1967). - Downward movement of soil moisture traced by means of hydrogen isotopes. In "Isotop Techniques in the Hydrology Cycle". *Am.Geophys.Union*, Washington D.C., 28-36.
- ZUPPI G.M., FONTES J.Ch., LETOLLE R. (1974). - Isotopes du milieu et circulations d'eau sulfurées dans le Latium. In "Isotope Technique in ground-water Hydrology, 1974". *Proceed.Symp.*, I.A.E.A Vienna, I, 341-361.

