

Étude hydrogéologique des sources thermominérales de Lavey, d'Yverdon et de Saxon

Autor(en): **Zahner, P. / Mautner, J. / Badoux, H.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mémoires de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles**

Band (Jahr): **15 (1970-1974)**

Heft 5

PDF erstellt am: **09.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-258962>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Etude hydrogéologique des sources thermominérales de Lavey, d'Yverdon et de Saxon

PAR

P. ZAHNER, J. MAUTNER et H. BADOUX

Laboratoire d'hydrogéologie de l'Université de Lausanne

Avant-propos

Ayant eu l'occasion d'étudier ces dernières années les sources thermominérales de Lavey, de Saxon et d'Yverdon, il nous a semblé intéressant de grouper les résultats obtenus dans une même publication pour mieux faire ressortir les caractères géologiques, chimiques et hydrologiques qui sont propres à chacune d'elles.

P. Zahner a suivi les travaux de rénovation de la source de Lavey ; il est l'auteur de la première partie. H. Badoux et J. Mautner sont responsables de l'étude des sources de Saxon et d'Yverdon ainsi que des textes qui s'y rapportent.

Nous tenons à exprimer notre gratitude à la Société académique vaudoise pour l'aide financière qu'elle nous a octroyée et qui a rendu possible la publication du présent mémoire.

LES RECHERCHES D'EAU THERMOMINÉRALE

A LAVEY-LES-BAINS, par P. ZAHNER

Les recherches d'eau thermale à Lavey-les-Bains ont été dirigées, depuis 1970, par le professeur Kurt F. J. Sauer de Merzhausen. On peut dire aujourd'hui que sa grande expérience et sa persévérance furent les plus sûrs garants de la réussite dans cette entreprise.

Je tiens à exprimer ma gratitude à M. le professeur Sauer qui m'a permis de collaborer à ses travaux entre 1972 et 1974. Je lui dois de pouvoir apporter cette contribution à l'étude des venues thermominérales de Lavey-les-Bains.

Mes remerciements vont aussi à M. Dresco, architecte de l'Etat de Vaud, pour la confiance qu'il m'a témoignée durant toute la durée de mon engagement.

INTRODUCTION

Situation géographique

La zone de recherche est circonscrite au domaine de Lavey-les-Bains, propriété du canton de Vaud sise sur le territoire de la commune de Lavey.

Elle forme une bande mince étirée entre le Rhône au SW, qui fait ici frontière avec le Valais, et la route de Morcles au NE.

Morphologiquement, elle occupe la banquette alluviale déposée par le Rhône, comprimée entre le front du cône immense érigé par le torrent du Saint-Barthélemy et les éboulis qui descendent des parois sous Dailly.

Aperçu historique

C'est en 1831 que l'on découvrit la source thermale de Lavey. A cette époque, elle émergeait dans le lit même du Rhône, sur rive droite. Jean de Charpentier — alors directeur des Mines et Salines de Bex — fut chargé par l'Etat des premiers travaux de captage et d'aménagement.

En 1832 déjà, les curistes disposèrent de bains de fortune situés sur l'emplacement de l'hôtel actuel. Dès lors, l'exploitation continue de la source permit le développement du complexe balnéaire connu à Lavey-les-Bains.

Peu après la découverte, la température et le débit de la source se mirent à baisser. Les approfondissements successifs du captage, entrepris sous la direction de J. de Charpentier (1833), puis de ses successeurs, dont F. Colomb (1856-1857), J. François (1861), E. Renevier, F. A. Forel et A. Heim (1883-1884) sont les plus éminents, ne donnèrent pas de résultats aussi favorables qu'on aurait pu l'espérer. A chaque fois, les caractères physico-chimiques de l'eau continuèrent de varier, car aux venues thermales ascendantes se mêlaient toujours des eaux froides issues de la nappe superficielle. Il fallut donc se résoudre à descendre plus profondément.

En 1943 et 1944, les travaux d'approfondissement définitifs s'effectuèrent sous la conduite du professeur E. Gagnebin. L'eau thermale étant saisie plus près de son gîte géologique, la source y gagna en stabilité. Son débit, sa température et ses propriétés chimiques permirent à nouveau, et jusqu'en 1973, de couvrir les besoins de l'établissement thermal cantonal.

Dès 1963 le Département de l'intérieur et de la santé publique du canton de Vaud projeta d'agrandir le complexe hospitalier de Lavey-les-Bains. De nouvelles quantités d'eau thermale étant nécessaires, on chargea le collègue d'experts formé des professeurs A. Bersier, H. Badoux et A. Falconnier d'une étude géologique de la source, pour déterminer s'il convenait d'entreprendre des travaux de captage. Les conclusions furent négatives.

Il fallut attendre 1970 pour que débute, sous la direction du professeur K. F. J. Sauer, la campagne de recherche qui fait l'objet de cette publication.

Situation géologique

Le secteur étudié occupe une position privilégiée à la limite du socle hercynien des Aiguilles Rouges et des séries autochtones écaillées qui le recouvrent. Ces formations affleurent dans le versant droit abrupt de la vallée du Rhône, mais disparaissent sur le domaine de Lavey-les-Bains *s. str.* qu'elles surplombent, oblitérées par la moraine, les alluvions et les éboulis.

Les gneiss divers visibles dans la pente à l'E de l'ancienne source appartiennent au massif cristallin de Morcles. Ils sont marqués surtout par la succession des orogènes hercynienne et alpine, qui y provoquèrent des déforma-

tions de style cassant : failles, diaclases et zones mylonitisées. Au point de vue pétrographique, ces roches dérivent d'une série sédimentaire métamorphisée à la limite mésozone-catazone, composée de gneiss leucocrates, à biotite ou chloriteux, plus ou moins atteints par la migmatitisation et souvent injectés de filons de microgranite d'aplites et de pegmatite.

Les anciennes venues thermominérales de Lavey-les-Bains sont captées par puits dans ces gneiss, à la profondeur de 28 m, sous une couverture quaternaire d'environ 18 m. Cette dernière, essentiellement alluviale, se compose de blocs et de graviers pris dans une matrice sablo-limoneuse. Cette information ponctuelle ne peut, de toute évidence, pas être extrapolée loin de l'ancien puits. Les travaux entrepris dès 1971 permirent de préciser, tout au moins partiellement, l'épaisseur de cette couverture et sa composition.

Situation hydrologique

Les renseignements hydrologiques disponibles avant 1970 se bornent aux observations faites sur l'ancien puits lors des captages entrepris en 1943 et auparavant. Celles-ci révèlent qu'une nappe d'eau froide, dont le niveau piézométrique oscille à la profondeur de 5 m environ, occupe les interstices des terrains meubles superficiels, se prolongeant sur une profondeur indéterminée dans les fissures du soubassement rocheux. L'eau thermique perce cet écran d'eau froide pour sourdre, à la profondeur de 28 m, le long d'une fracture des gneiss orientée E-W et plongeant de 70° vers le N (A. FALCONNIER, 1952).

Ces indications conduisent, à titre d'hypothèse, à l'élaboration d'un modèle hydrologique relativement simple, qui consiste en une série diffuse de veines thermales emprisonnées plus ou moins parfaitement sous un manteau d'eau froide. Sans doute ces eaux se mélangent par place, la température dans la nappe phréatique étant pour une grande part limitée par les apports dus tant à l'infiltration dans les alluvions et le versant NE qu'à celle du Rhône, et par l'écoulement des eaux souterraines vers l'aval.

Cette hypothèse conduira à la réalisation, entre 1970 et 1972, des travaux préliminaires de thermométrie et de sismique.

Brève chronologie des travaux entrepris

10.10.70 et 11.10.70 :

21.11.70 : Thermométrie superficielle.

20.02.71 :

10.07.71 et 11.07.71 :

24.07.71 :

18.09.71 :

12.10.71 : Thermométrie profonde.

15.12.71 :

26.01.72 :

13.12.71 au 15.12.71 : Sismique réfraction (Prakla-Seismos GMBH).

- 21.07.72 au 17.10.72 : Forage d'essai carotté sur 199,10 m + un essai de pompage indicatif.
- 27.10.72 et 28.10.72 : Thermométrie continue dans le forage d'essai.
- 7.11.72 au 25.01.73 : Alésage du forage d'essai + un essai de pompage indicatif.
- 30.01.73 au 3.02.73 : Essai de pompage par paliers.
- 3.02.73 et 4.02.73 : Thermométrie continue dans le forage d'essai, au repos et en cours de pompage.
- 5.02.73 au 4.04.73 : Essais de pompage par paliers et de stabilisation.
- 5.04.73 au 11.04.73 : Equipement du forage et cimentation du tubage.
- 26.04.73 au 22.11.73 : Essais de stabilisation du débit.
- 28.11.73 à ce jour : Essais de stabilisation du débit (inachevés, ces essais ne seront plus évoqués dans les pages suivantes).

L'ÉTUDE PRÉLIMINAIRE

Les mesures thermométriques

A la condition que les émergences thermales soupçonnées sous les alluvions débitent suffisamment et que l'écoulement de la nappe phréatique ne soit pas trop rapide, des mesures thermométriques effectuées dans la zone d'hétérothermie annuelle du sol permettront d'individualiser une série d'anomalies correspondant aux griffons occultes.

a) *Thermométrie superficielle*

Un réseau de 60 sondages, pour la plupart longs de 4 m, tubés à parois étanches, mais à fond ouvert, sert de base pour une étude superficielle (fig. 1).

Les températures du sol furent enregistrées à la profondeur de 4 m grâce à une sonde thermo-électrique, et cela à trois reprises. Les résultats concordant pour l'essentiel d'une fois à l'autre, seule la dernière série de mesures est représentée sur le plan général annexé (fig. 1).

Il faut tout de suite remarquer que certaines des anomalies découvertes sont artificielles, conditionnées par la présence de conduites d'amenée ou d'évacuation de l'eau thermale. L'importante anomalie EW proche de l'établissement des bains, ainsi sans doute que les déformations d'isothermes observées le long de la route de Morcles, sont à ranger parmi celles-ci.

b) *Thermométrie profonde*

La réalisation de 6 forages carottés * de 40 m (S₂, S₃, S₄, S₅) et de 50 m (S₁, S₆), tubés à parois pleines, mais à fond ouvert, permet l'étude en profondeur des anomalies les plus significatives.

* Les carottes retirées de ces sondages furent malheureusement jetées avant d'avoir fait l'objet d'un examen géologique. La coupe de la couverture quaternaire ne peut donc pas être donnée ici.

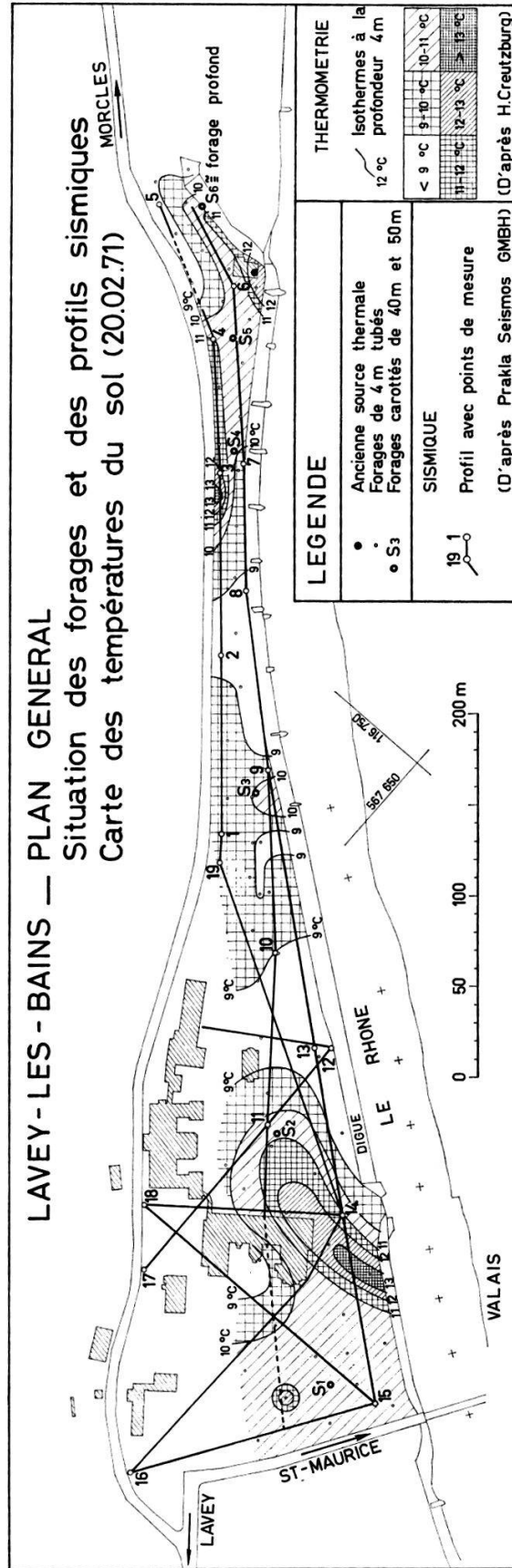


Figure 1

Bien que les températures enregistrées fussent toutes supérieures à celles, théoriques, qu'un gradient géothermique normal ($1/33^{\circ}\text{C}/\text{m}$) eût laissé prévoir (c'est d'ailleurs la règle dans les massifs cristallins alpins), la zone SE proche de l'ancien puits se montra plus particulièrement favorable, puisqu'on releva des températures de 30 à 36°C , à la profondeur de 40 m, dans les sondages S_5 et S_6 . A titre d'exemple, le gradient géothermique moyen entre 30 et 40 m vaut environ $1/2^{\circ}\text{C}/\text{m}$ pour S_5 et S_6 , alors qu'il passe à $1/8^{\circ}\text{C}/\text{m}$ pour S_1 .

La sismique réfraction

Le modèle hydrologique imaginé au départ se trouvant confirmé par la campagne de thermométrie, il fut procédé à des mesures de sismique réfraction par chute de poids ou « weight dropping » (masse : 100 kg, hauteur de chute : 2 m). Il convenait en effet de connaître la morphologie du relief rocheux enfoui sous le quaternaire meuble avant d'entreprendre des travaux plus importants.

La réalisation de plusieurs profils, dont les plus significatifs orientés SE-NW, montra que la surface du cristallin s'abaisse par paliers du SE en direction du NW, où sa profondeur est telle que la méthode mise en œuvre ne suffit plus pour le percevoir. On peut envisager qu'une série de failles orientées EW et inclinées vers le N, donc parallèles à la faille adductrice décrite par A. FALCONNIER (1952) au fond de l'ancien puits, créent le relief particulier visible sur les coupes-profondeur de la figure 2.

Les vitesses de 3500 m/s à 3600 m/s pourraient caractériser les arkoses du Trias ou les calcaires fissurés du Malm chevauchant le cristallin. A l'appui de cette hypothèse, on remarque que le point de rupture situé 175 m au SE de l'hôtel est dans le prolongement du contact socle-autochtone repéré sur le versant droit de la vallée.

Enfin, bien que la position des « miroirs » réfracteurs soit affectée d'une certaine imprécision, il est frappant de voir qu'à la hauteur des sondages S_4 et S_5 l'inclinaison du socle possède une composante non négligeable en direction du SW, de l'ordre de 20° par rapport à l'horizontale.

Conclusions à l'étude préliminaire

L'étude préliminaire a mis en évidence les points suivants :

- a) Des venues thermales existent sous la couverture quaternaire hors de l'ancien puits.
- b) La poussée artésienne assure une bonne régularité des émergences principales, puisqu'elles se traduisent par des anomalies géothermiques relativement constantes dans l'espace et dans le temps.
- c) La concentration des anomalies thermiques au voisinage de l'ancien puits n'implique pas que ce soit là l'unique point de décharge de la nappe chaude profonde, mais bien le plus important sur le domaine de recherche, car la charge hydrostatique due à la nappe phréatique y est plus faible qu'ailleurs.

LAVEY-LES-BAINS — ETUDE SISMIQUE REFRACTION (13 -15.12.1971)
COMPARAISON DE PROFILS SISMIQUES NW-SE AVEC LES FORAGES CAROTTES

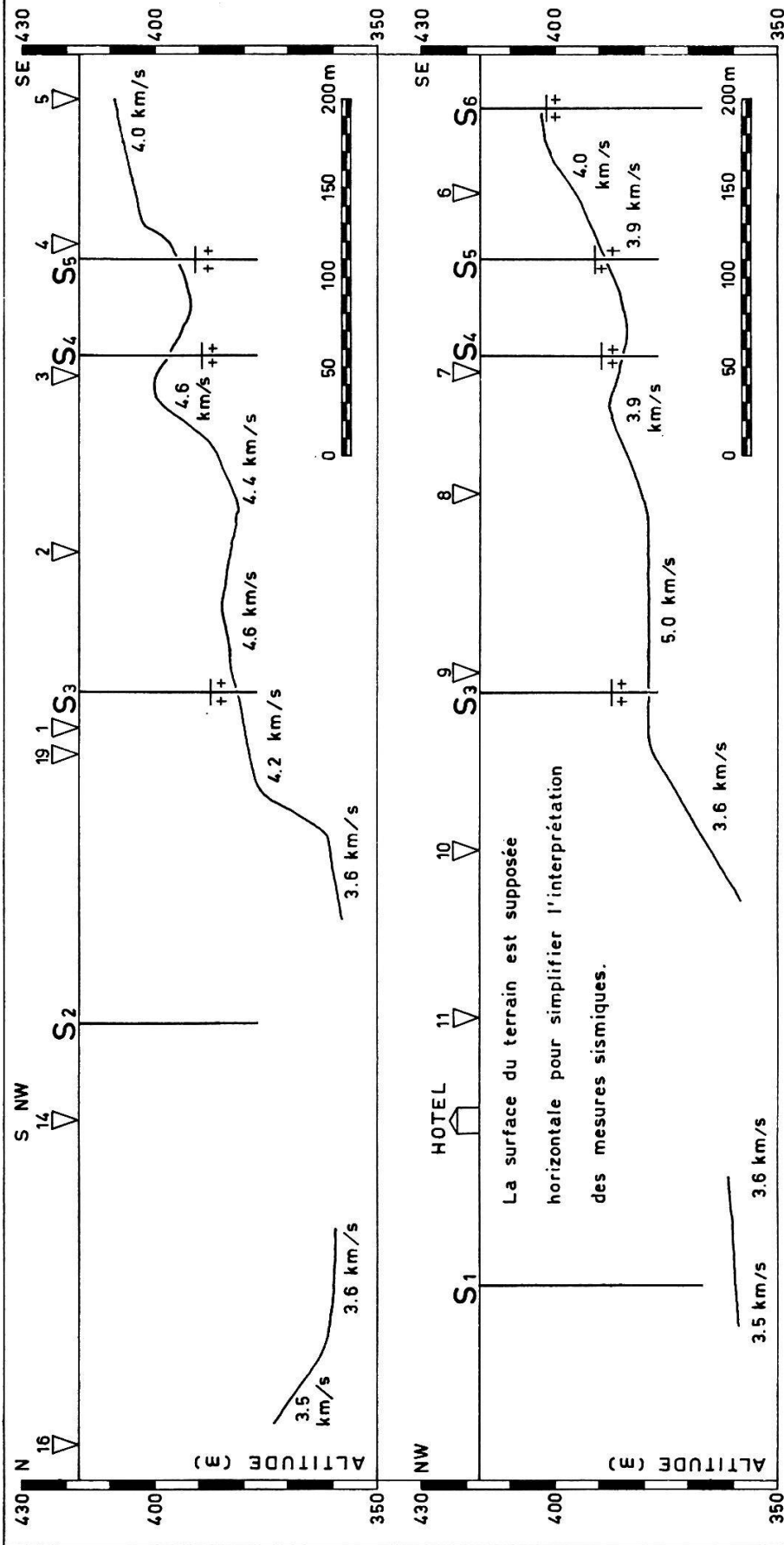


FIGURE 2

D'après PRAKLA-SEISMOS GMBH HANOVRE

En outre, les informations fragmentaires recueillies après la réalisation des forages de 40 m et de 50 m permettent de soupçonner la présence de moraine de fond imperméable dans la partie NW de la surface étudiée.

Sur la base de ces observations, un forage d'essai fut entrepris près du sondage S₆, sur une anomalie thermique de second ordre. Ce choix, pour n'être pas optimal, présentait de bonnes garanties pour la préservation des venues thermales de l'ancien puits durant les travaux.

LES TRAVAUX DE CAPTAGE

Cette deuxième partie retrace l'ensemble des travaux accomplis et des observations géologiques recueillies sur le forage d'essai, à l'exclusion des essais de pompage qui seront traités dans la troisième partie.

Le forage sensu stricto

Un forage d'essai vertical, carotté sous eau, fut exécuté entre juillet et octobre 1972. La réalisation de cet ouvrage débuta avec l'installation, jusqu'à 15 m sous la surface, d'un tubage technique cimenté de diamètre 14" ; elle se poursuivit au diamètre de 5,5" jusqu'à 199,10 m.

Au vu des résultats des contrôles journaliers effectués en cours de forage, des analyses, essais et enregistrements de la température, on procéda à l'alésage du trou au diamètre définitif de 12 ¼". Cette deuxième étape s'acheva le 25.01.73, le forage atteignant la profondeur de 201 m.

La coupe géologique du forage

Les profondeurs seront indiquées par rapport au point fixe que constitue l'extrémité supérieure de la colonne technique de \varnothing 14", c'est-à-dire par rapport au point de coordonnées 567.944/116.599 et d'altitude 424,10 m.

Description lithologique

- 0,10 à 1,50 m — Terre végétale sablo-limoneuse truffée de blocs (éboulis, éventuellement remblai).
- 1,50 à 15,00 m — Alluvions rhodaniennes. Blocs et graviers pris dans une matrice sablo-limoneuse.

Les quinze premiers mètres furent forés au tricône (\varnothing 17 ½"). La description ci-dessus est empruntée à une mauvaise coupe du sondage S₆, que confirme l'examen des cuttings du forage d'essai.

- 15,00 à 35,75 m — Gneiss de teinte claire, souvent verdâtre, plus rarement violacée. Son grain est en général fin à moyen (1-5 mm), sa structure finement rubannée et plissotée (amorces de plis symmigmatiques), ou œillée (yeux fins disposés en lits ou, parfois, yeux grossiers plus ou moins allongés, isolés). Pétrographiquement, la roche est composée d'une partie différenciée quartzo-feldspathique abondante, de texture grenue,

que les oxydes de fer colorent fréquemment en rose-rougeâtre, et d'une partie différenciée mélanocrate micacée. La biotite, accompagnée sinon remplacée par la chlorite, forme l'essentiel de la trame, mais on y trouve aussi de faibles quantités de muscovite. Comme minéraux accessoires, visibles à l'œil nu, on observe du grenat, de la magnétite, rarement de petites aiguilles de tourmaline, et surtout de la pyrite (souvent en paragenèse avec de la chalcopyrite).

- 35,75 à 37,15 m — Perte des carottes (pas de résidu sablo-limoneux dans la boue de forage).
- 37,15 à 133,50 m — Gneiss très proche de celui décrit entre 15,00 et 35,75 m, quoique plus riche en chlorite. On y remarque plusieurs filons minces d'aprites grenatifères à muscovite, de pegmatites à feldspath potassique, quartz, muscovite et chlorite, et toute une ramification complexe de veinules d'épidote et de calcite.
- 133,50 à 133,85 m — Perte des carottes (pas de résidu sablo-limoneux dans la boue de forage).
- 133,85 à 142,50 m — Gneiss à chlorite, rubanné. La roche s'assombrit vers le bas avec l'accroissement de la déformation.
- 142,50 à 148,25 m — Pas de carotte. Mélange sablo-limoneux formé surtout de grains de quartz subanguleux, de petites paillettes de mica, de grains de magnétite, de petits galets de calcaire dolomitique sombre, de calcaire à pâte fine de couleur blanc-crème, et d'autres éléments probablement cristallins.
- 148,25 à 152,90 m — Protomylonite à mylonite. Cette roche verdâtre, à cassure esquilleuse, dérive d'un gneiss à chlorite.
- 152,90 à 156,20 m — Gneiss chloriteux foncé, de structure peu marquée, mi-rubannée, mi-œillée fine, litée.
- 156,20 à 158,40 m — Pas de carotte. Mélange sablo-limoneux semblable à celui décrit entre 142,50 m et 148,25 m.
- 158,40 à 199,10 m — Gneiss à chlorite et biotite, à structure finement œillée litée. La composition pétrographique reste très proche de celle des gneiss décrits plus haut, mais on note l'absence de filons aplitiques ou pegmatitiques.

L'examen des lames minces confirme la grande uniformité pétrographique des gneiss traversés, et met en évidence le développement de nettes déformations internes jusque dans les zones non diaclasées.

La texture du gneiss déformé montre que son stade de métamorphisme le plus avancé se caractérise par la paragenèse : quartz, feldspath-K (microcline), plagioclase, biotite brune, muscovite, grenat, apatite, zircon, ...

Dans un deuxième stade, la roche a subi une rétromorphose liée à une déformation par cisaillement. Les cristaux de quartz recristallisent, la séricitisation des plagioclases donne naissance à l'épidote, la biotite se transforme en chlorite avec exsudats d'oxydes opaques et de sphène, et il apparaît du carbonate interstitiel.

Enfin, il est probable que de petites veines de tension, à remplissage d'adulaire, indiquent l'existence d'une troisième phase tardive.

Les gneiss examinés ci-dessus sont des paragneiss, puisqu'il s'y trouve des grains de zircon arrondis, d'origine indiscutablement sédimentaire. Ils dérivent donc d'une série de grauwackes et de schistes argileux métamorphisés, légèrement migmatisés, puis ramenés près de la surface et écrasés.

La fissuration

Contrairement aux conclusions admises après la prospection sismique, la fissuration n'est pas limitée aux horizons supérieurs du soubassement rocheux. C'est bien là le fait le plus remarquable qui ressort de l'observation des carottes.

La figure 3 schématise grossièrement la répartition des fissures sur la hauteur du forage ; elle donne une idée de l'extraordinaire densité de diaclases et de failles qui sillonnent le gneiss. Pour de plus amples détails, le lecteur est prié de se reporter à la coupe du forage au 1 : 50, déposée au Musée géologique de Lausanne, sur laquelle figure le détail de la position et de l'inclinaison des fissures.

Il faut remarquer que les fractures se distribuent très irrégulièrement le long du forage. En outre, si leurs inclinaisons sont mesurées entre 0°, c'est-à-dire parallèlement à l'axe du forage (vertical), et 90°, c'est-à-dire perpendiculairement à l'axe du forage (horizontal), leur distribution ne présente pas d'anomalie significative d'une ou de plusieurs directions tectoniques privilégiées (fig. 4).

Les surfaces de cassure sont en général planes, striées, recouvertes d'un glaucis chloriteux vert-foncé, qu'accompagne souvent la muscovite (séricite). Des encroûtements carbonatés minces, presque toujours présents, plaident en faveur d'une circulation lente des eaux dans le réseau fissural des gneiss. La pyrite, associée parfois à la chalcopyrite, forme des concrétions peu épaisses ou des groupements de petits cristaux idiomorphes sur un grand nombre de diaclases ; on observe la transformation partielle et irrégulière de ces sulfures en oxydes et hydroxydes, et cela jusqu'à la base du forage. Cela signifie qu'à une certaine époque des eaux contenant de l'oxygène circulaient dans les gneiss. La pénétration d'eau superficielle dans le massif paraît être contemporaine de l'ablation glaciaire des versants de la vallée du Rhône, sinon immédiatement postérieure. En tous les cas, la décomposition des sulfures a dû cesser très tôt, sans doute dès la mise en place de la couverture quaternaire morainique et alluviale, dont le rôle d'écran fut renforcé lors de la « colonisation » des fissures profondes par l'eau thermale réductrice.

Bien que le degré d'ouverture des fissures demeure une inconnue, une bonne part d'entre celles-ci sont suffisamment béantes pour avoir été envahies par des limons très fins, teints en ocre par de la limonite, carbonatés et enrichis en magnétite, et observables jusqu'à la profondeur de 198 m. Il en va

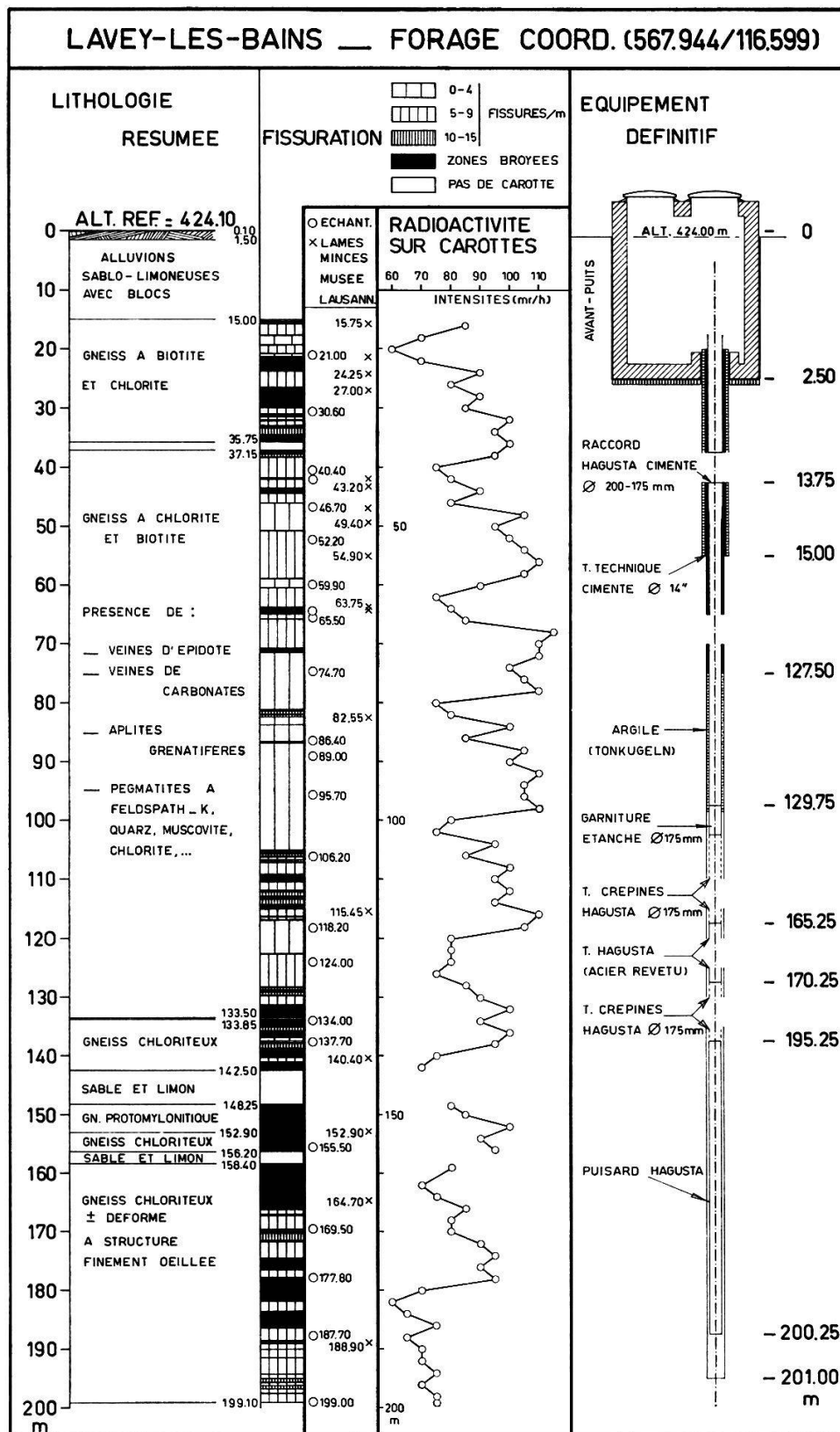


FIGURE 3

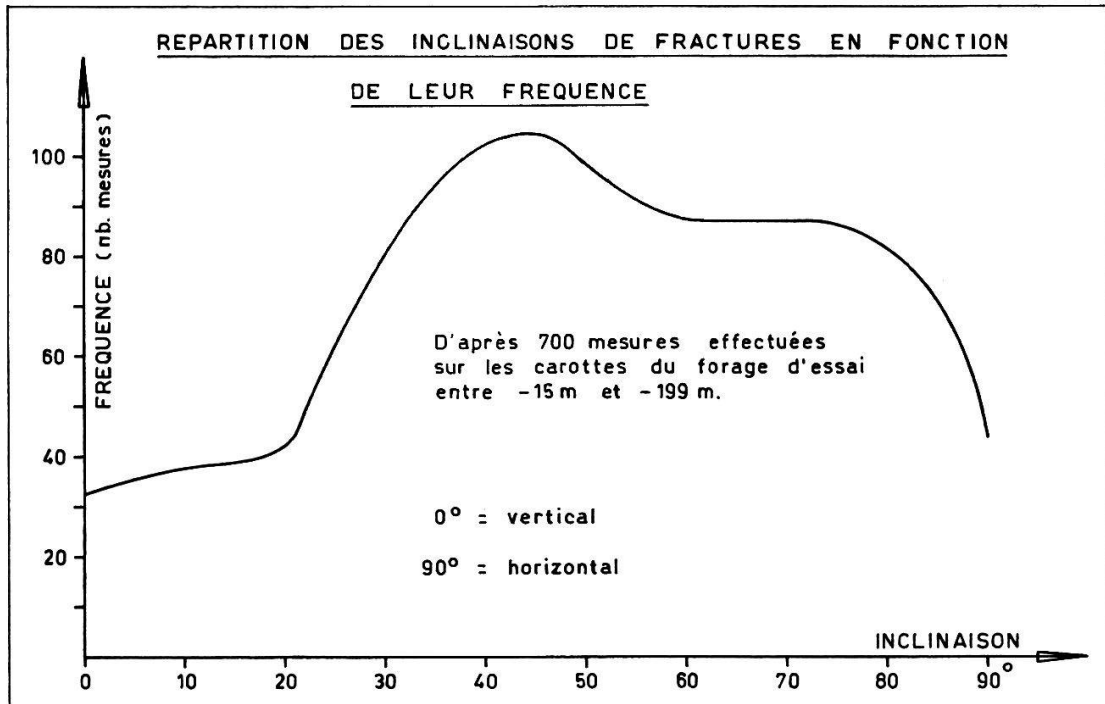


FIGURE 4

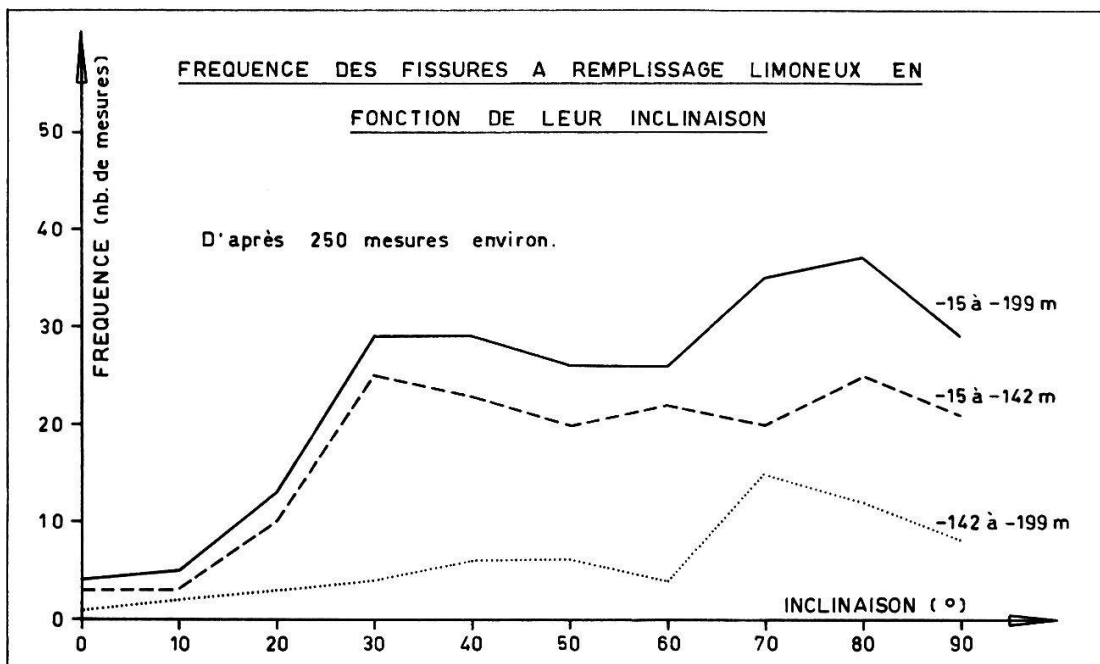


FIGURE 5

de même dans les zones de broyage, où le grain devient parfois plus grossier, avec apparition épisodique de minuscules paillettes de micas. Il apparaît que les fractures subhorizontales et horizontales sont plus ouvertes que les autres, car le limon s'y rassemble plus volontiers (fig. 5).

Le remplissage alluvial des fissures

Les sables et limons non cimentés découverts durant les travaux de forage se rapportent à des remplissages fissuraux par les alluvions fines du Rhône. L'examen des résidus de tamisage de la boue de forage, et leur comparaison avec les sables actuels du Rhône, tant du point de vue pétrographique que de celui de l'é moussé des grains, permettent d'affirmer une complète identité d'origine, à la seule différence que les grains subanguleux de ces derniers ne sont pas encroûtés par de la limonite.

Les deux principaux horizons sableux découverts (fig. 3) représentent, semble-t-il, un cas unique de remplissage aussi important et aussi profond dans un substratum cristallin. En admettant qu'il se soit opéré depuis la surface, les éléments ont dû parcourir une distance de 140 m au minimum selon la verticale. Cela est difficilement concevable pour des éléments dont la taille avoisine parfois le centimètre. Par ailleurs, il est probable que l'ouverture de la fissure recoupée entre 142,50 m et 148,25 m, par exemple, n'excède pas 0,50 m dans sa plus grande largeur, mais que son pendage vertical ou sub-vertical permet au forage de l'intercepter sur 5,75 m. On voit mal comment une fissure d'ouverture variable, certainement tortueuse, pourrait se combler depuis la surface.

Ces objections disparaissent si l'on imagine que le soubassement rocheux, relativement plat au droit du forage, plonge abruptement sous le Rhône en direction du SW. Cette hypothèse ne s'oppose ni à la morphologie glaciaire connue des versants de la plaine du Rhône, ni aux résultats des recherches géophysiques générales entreprises dans la région.

L'étude des anomalies gravifiques dans la région de Saint-Maurice a conduit J. J. U. WAGNER (1970) à l'individualisation d'un chenal à remplissage pléistocène, situé sur l'axe Lavey - Le Châtel - Bex : « ... Ce sillon aurait une profondeur d'environ 290 mètres sous le niveau de la plaine ... ».

Cette profondeur du soubassement est confirmée, à l'amont, par les travaux effectués en 1935, qui permirent de déterminer un remplissage alluvial épais de 300 à 400 m au NW de Martigny (M. LUGEON et N. OULIANOFF, 1939).

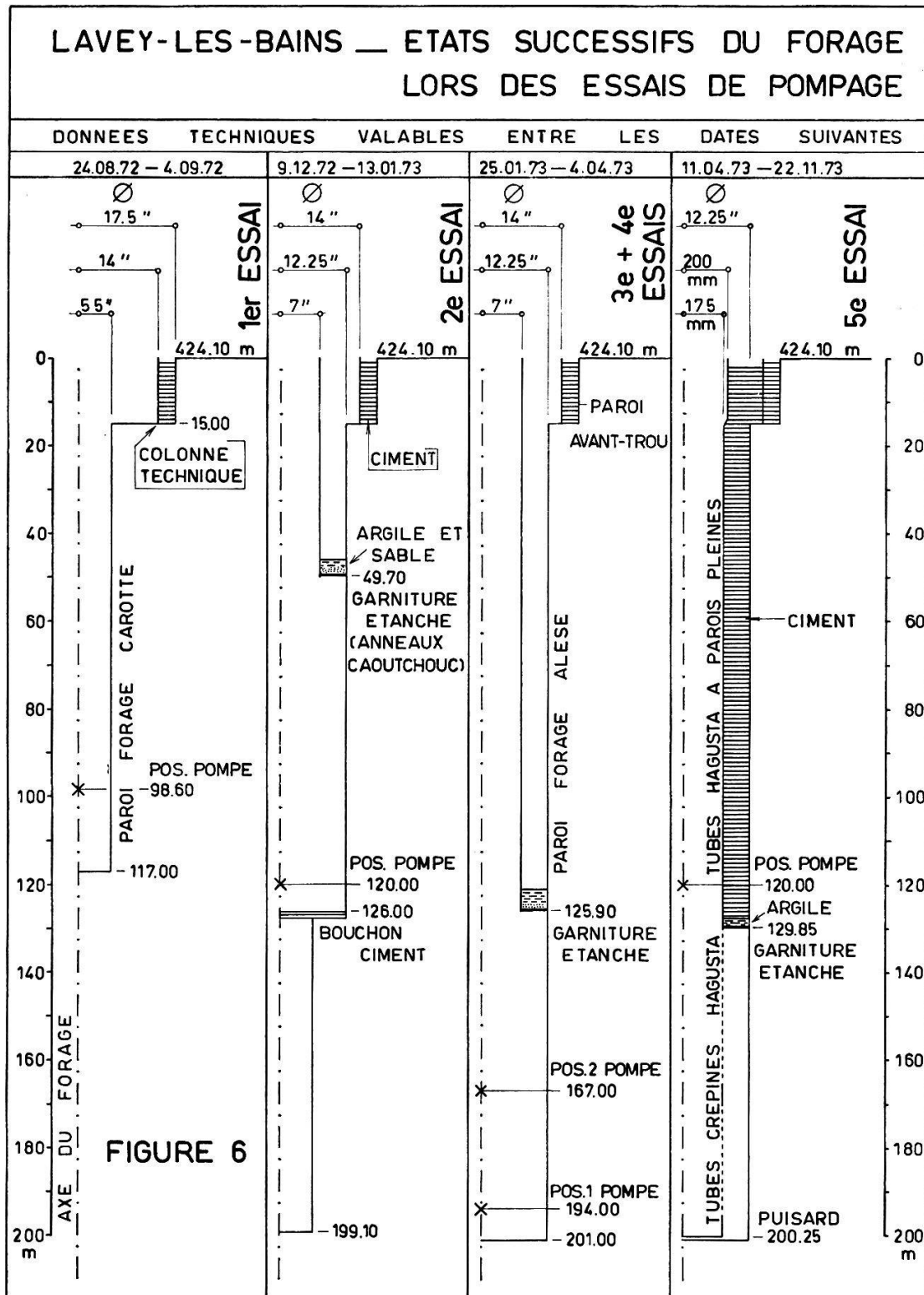
Malheureusement, aucune des méthodes géophysiques envisagées ne permet de tracer un profil transversal précis de la vallée. Cette lacune regrettable n'interdit cependant pas de penser qu'au SW immédiat du forage la surface du gneiss présente un abrupt de 100 à 200 m. Le trajet que les sables rhodaniens ont dû parcourir, dans les fissures ouvertes, se trouverait ainsi considérablement raccourci.

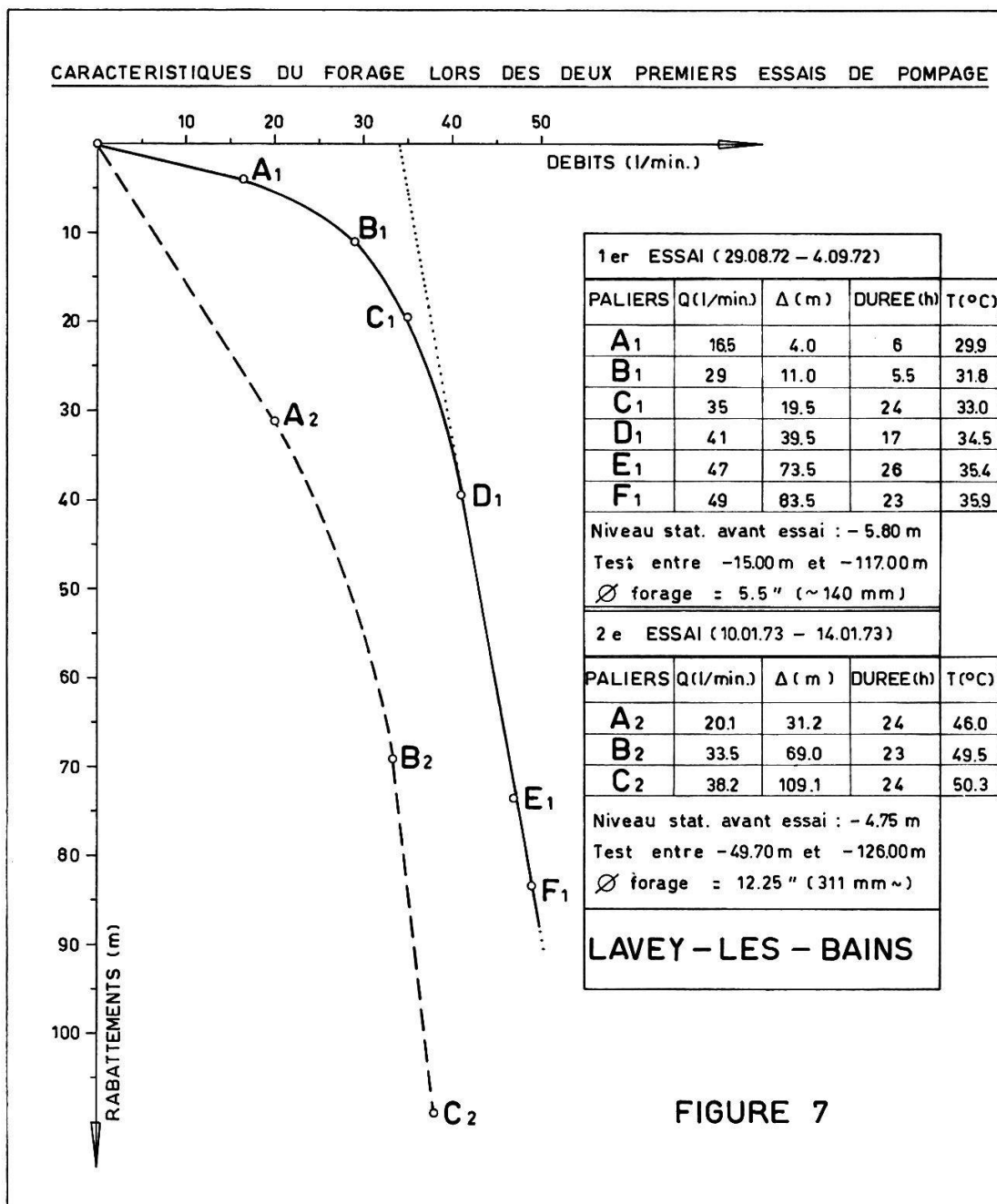
On pouvait craindre, si cette disposition se vérifie, que les eaux froides présentes sous la surface de la plaine alluviale ne soient drainées par le forage lors d'un pompage prolongé. A ce jour, la mise en exploitation du nouveau puits n'a pas confirmé une telle crainte.

LES ESSAIS DE POMPAGE

Après une description résumée des essais de pompage et une revue des caractéristiques hydrologiques essentielles acquises grâce à eux, cette troisième partie portera sur l'influence de la mise en exploitation du forage de 201 m sur les venues thermales de l'ancien puits.

Les essais de pompage seront présentés dans l'ordre de leur exécution.





L'absence de piézomètre véritable entraîne, a priori, toute une série de restrictions relatives à l'interprétation des essais. En particulier, il faudra user de circonspection en appliquant les formules de non-équilibre, puisque les observations de débits et de rabattements se font au lieu même du pompage.

Le premier essai de pompage (29.08.72 au 4.09.72)

Il s'agit d'un essai de pompage indicatif, effectué avant la fin du carottage, en vue de préciser les caractéristiques hydrologiques du sous-sol entre 15 m et 117 m de profondeur (fig. 6) et, accessoirement, de prélever des échantillons d'eau pour les analyses chimiques.

Les résultats les plus significatifs sont reportés sur la figure 7.

Il ressort de cet essai par paliers que les eaux de surface sont drainées par le forage, où elles se mélangent avec l'eau thermale. Même si on dépasse le débit critique de la nappe superficielle, le dénoyage ne se produit pas, et on obtient une stabilisation du débit pour de forts rabattements. Ce comportement traduit la présence de venues thermales artésiennes régulières, quoique peu abondantes, limitées quantitativement par une circulation fissurale rapide, mais très localisée.

L'analyse des courbes de remontée par l'équation de Theis fournit une valeur T de la transmissivité équivalente de l'aquifère égale ou inférieure à 10^{-4} m²/s, donc faible, mais bien compréhensible puisqu'on admet pour la calculer que le milieu est homogène et isotrope, c'est-à-dire que tout le massif participe à l'écoulement.

Le mélange d'eau pompé a une composition chimique presque semblable à celle de l'ancienne source quant aux constituants (eau sulfureuse contenant du sodium, des sulfates et des chlorures), mais il est relativement plus riche en eau de la nappe phréatique, puisque son résidu sec atteint au maximum 483,5 mg/l (palier F₁). Par ailleurs, la présence de nitrites et de nombreux germes banaux indique une pollution importante par les eaux de surface.

Le deuxième essai de pompage (10.01.73 au 14.01.73)

Une augmentation importante de la température de l'eau du forage, au-dessous de 120 m (63,6°C à la base du forage), fut mise en évidence dès la fin du carottage. Ce résultat eut pour conséquence immédiate l'alésage du forage d'essai au diamètre définitif de 12 1/4". Néanmoins, les travaux jusqu'alors entrepris n'avaient fourni aucune indication sur l'extension de la nappe phréatique en profondeur ; seul le relevé des fissures sur les carottes donnait à penser qu'elle devait être grande. La résolution de ce problème requit la mise en œuvre d'un deuxième essai de pompage par paliers (fig. 6 et 7).

L'interprétation de cet essai conduit à admettre qu'en période de repos une nappe unique de type libre occupe les alluvions et les gneiss diaclasés entre la surface et la profondeur minimum de 100 m. Les perméabilités restent faibles (perméabilités équivalentes : $k = 3 \cdot 10^{-6}$ à $3 \cdot 10^{-5}$ m/s) et pour le moins variables : dans les alluvions et la zone épidermique du massif rocheux, l'écoulement se fait sans trop de difficulté ; plus bas, la perméabilité diminue (colmatage des fissures, ...), l'écoulement est très lent, peut-être même y a-t-il stagnation. Diverses petites venues thermominérales artésiennes sourdent en profondeur, mais la contamination par les eaux de la nappe supérieure, et les pertes de charge qu'elles subissent dans le réseau fissural lors de leur montée, les condamnent à une rapide disparition.

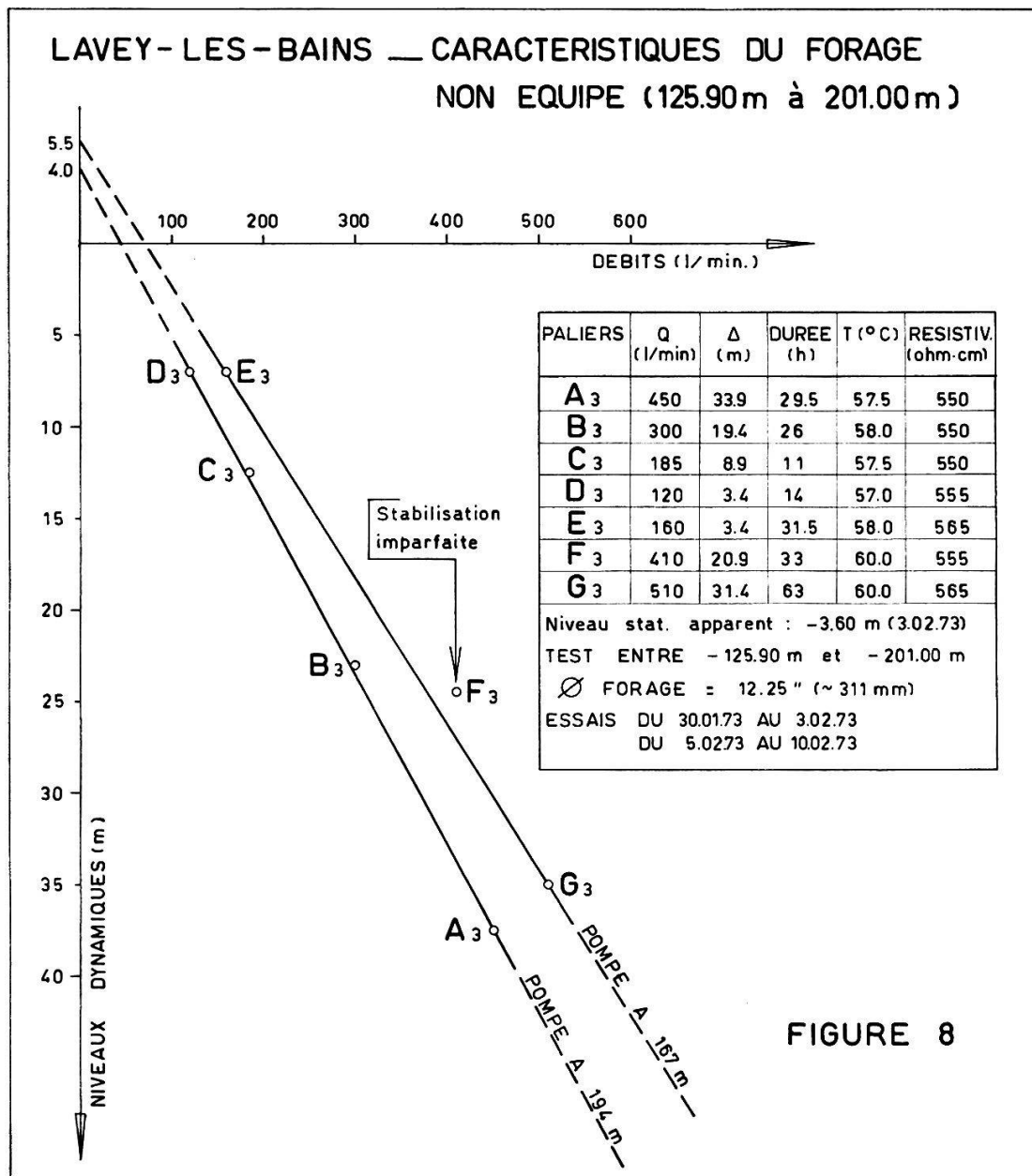
Les périodes de pompage rompent cet équilibre. Les venues chaudes, libérées d'une bonne partie de la charge qui les tamponne, augmentent de débit jusqu'à une valeur que limite la faible perméabilité des gneiss sur le fond (temporaire) du forage. Les prélèvements effectués dans le même temps dans

la nappe libre contrarient son écoulement normal vers l'aval. Le plan d'eau s'abaisse alors dans les alluvions, jusqu'à une profondeur de stabilisation pour laquelle l'apport de l'eau du Rhône à la nappe doit compenser assez exactement la quantité d'eau superficielle qui filtre dans les gneiss en direction du forage.

L'exploitation des horizons aquifères, plus ou moins thermominéraux, compris entre la surface et la profondeur de 126 m se heurterait à d'énormes difficultés. Les recherches se sont donc axées sur la partie profonde du forage.

Le troisième essai de pompage (30.01.73 au 3.02.73 et 5.02.73 au 10.02.73)

En réalité, ce paragraphe groupe deux essais de pompage par paliers réalisés sur le forage de 12¼" entre -125,90 m et -201,00 m (fig. 6).



L'examen des caractéristiques A_3-D_3 et E_3-G_3 (fig. 8) amène trois remarques importantes :

a) Les caractéristiques obtenues sont propres à une nappe artésienne. A priori, le débit critique serait supérieur à 510 l/min (palier G_3), car les courbes caractéristiques ne tendent pas à devenir paraboliques dans la portion correspondant à de forts rabattements. Il faut pourtant se garder d'en conclure que l'ouvrage pourra fournir ce débit au cours d'un pompage prolongé, avant de mettre en œuvre des méthodes d'analyse plus complexes.

b) Le gain de débit, à rabattement égal, observé entre les deux essais de pompage par paliers, découle d'une nette amélioration des perméabilités de l'aquifère par le curage des fissures ensablées. La poursuite des essais, après le 10.02.73, a sans doute, par l'extension du cône d'influence, parfait ce travail de nettoyage à des zones encore plus larges. Les caractéristiques données à la figure 8 se rapportent donc à des étapes précédant le décolmatage optimal du massif aquifère fissuré proche du forage.

c) Le tracé des caractéristiques A_3-D_3 et E_3-G_3 implique que le niveau hydrostatique se stabilise 4,0 m ou 5,5 m au-dessus du point de référence (altitude 424,10 m), donc que le puits soit jaillissant. On a vu qu'il n'en est rien, ce niveau n'étant parvenu qu'à l'altitude de 420,50 m dans la période des essais antérieure à l'équipement du puits.

Si on se représente le système hydrologique étudié comme fermé, c'est-à-dire que la nappe artésienne ne possède pas d'autre exutoire que le forage, ce dernier devrait être non seulement ascendant, mais jaillissant. Cette disposition n'est pas réalisée, car les prélèvements à la nappe se font en plusieurs points, tant artificiellement à l'ancien puits, que naturellement par déversement dans la nappe de surface, lorsque la colonne d'eau dans le forage atteint une hauteur suffisante pour contraindre l'eau thermique à gagner des zones de moindre pression. Il devient facile d'estimer le débit qui se perd dans les horizons supérieurs grâce aux caractéristiques de la figure 8. Ce débit oscille entre 65 l/min (A_3-D_3) et 95 l/min (E_3-G_3). En cours de pompage sur le forage, la dépression créée par un rabattement de 3,50 m (paliers D_3 et E_3) suffit déjà à mobiliser la majeure partie des eaux thermales disponibles, en supprimant, par un renversement de l'équilibre des pressions, les évasions locales vers la surface.

D'un autre côté, il apparaît que le pompage entraîne un faible appel d'eau froide (10 à 20 l/min sur 510 l/min de mélange pour le palier G_3) vers la base de la garniture étanche (fig. 6), où un mélange se produit avec l'eau thermique originelle. En effet, les mesures du niveau dynamique effectuées entre le chemisage étanche et la colonne technique montrent que la nappe phréatique s'abaisse de 2,50 m au maximum durant le pompage.

L'analyse des courbes de descente et de remontée par la méthode dite de Theis indique une bonne transmissivité équivalente de l'aquifère, $T = 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, et des réserves importantes.

Le quatrième essai de pompage (10.02.73 au 4.04.73)

Il s'agit d'un essai de stabilisation de longue durée. On choisit de maintenir un rabattement constant et de mesurer les variations du débit en fonction du temps.

Seule la dernière tranche ininterrompue de l'essai (27.02.73 au 4.04.73) a fait l'objet d'une interprétation.

Le cône de dépression centré sur le forage d'essai s'évase avec le temps, de telle sorte que le débit du pompage est fourni par tout le volume du cône. Dans les conditions expérimentales choisies, la surface du cône de dépression augmente et le débit diminue.

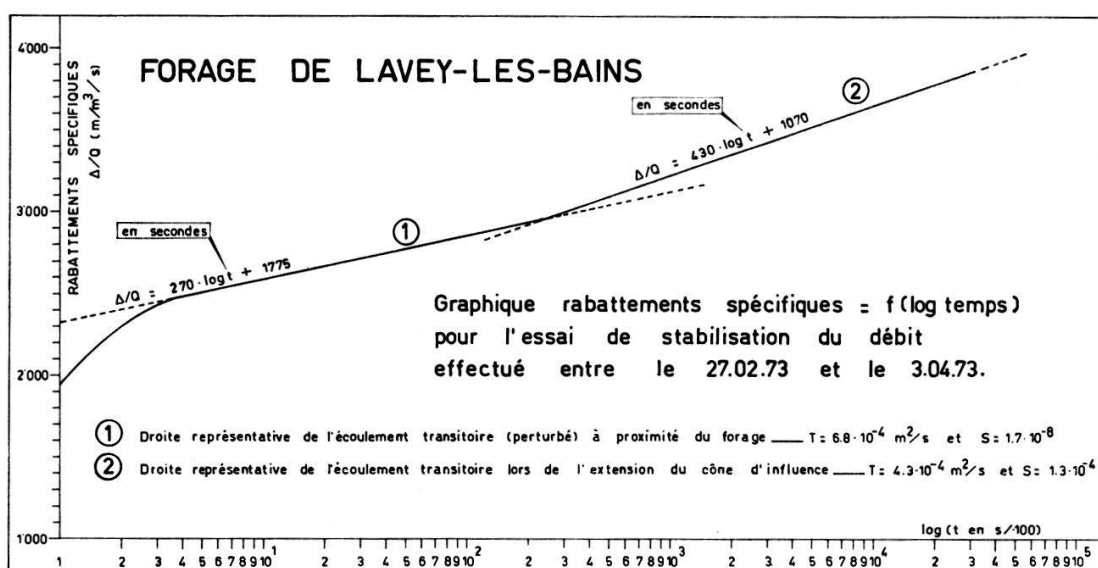


FIGURE 9

La figure 9 représente les écoulements transitoires qu'on observe en tous points de la zone influencée par le pompage, ceci toutefois dans les conditions d'une nappe infinie, non réalimentée. La variation de la courbe visible après un certain temps de pompage indique tout à la fois que les effets des pompes de février s'estompent, et que le cône de dépression se propage dans des milieux légèrement moins perméables qu'auparavant. On peut aussi envisager que la différence de pente entre les demi-droites (1) et (2) provient d'une suralimentation faible par la nappe phréatique froide. Les apports extérieurs, d'abord croissants, se stabiliseraient dans la portion de la courbe correspondant à l'écoulement transitoire final (2). Cette interprétation va dans le sens des observations effectuées sur le forage d'essai et sur le pseudo-piézomètre S_5 , selon lesquelles la nappe libre se stabilise plus vite que la nappe thermale captive.

Le calcul des valeurs de la transmissivité T et du coefficient d'emmagasinement S , qui se rapportent à l'écoulement transitoire (2), et l'intégration de celles-ci dans l'équation de Theis, permet de prévoir l'évolution théorique du pompage sur une très longue période. La figure 10 en est l'illustration.

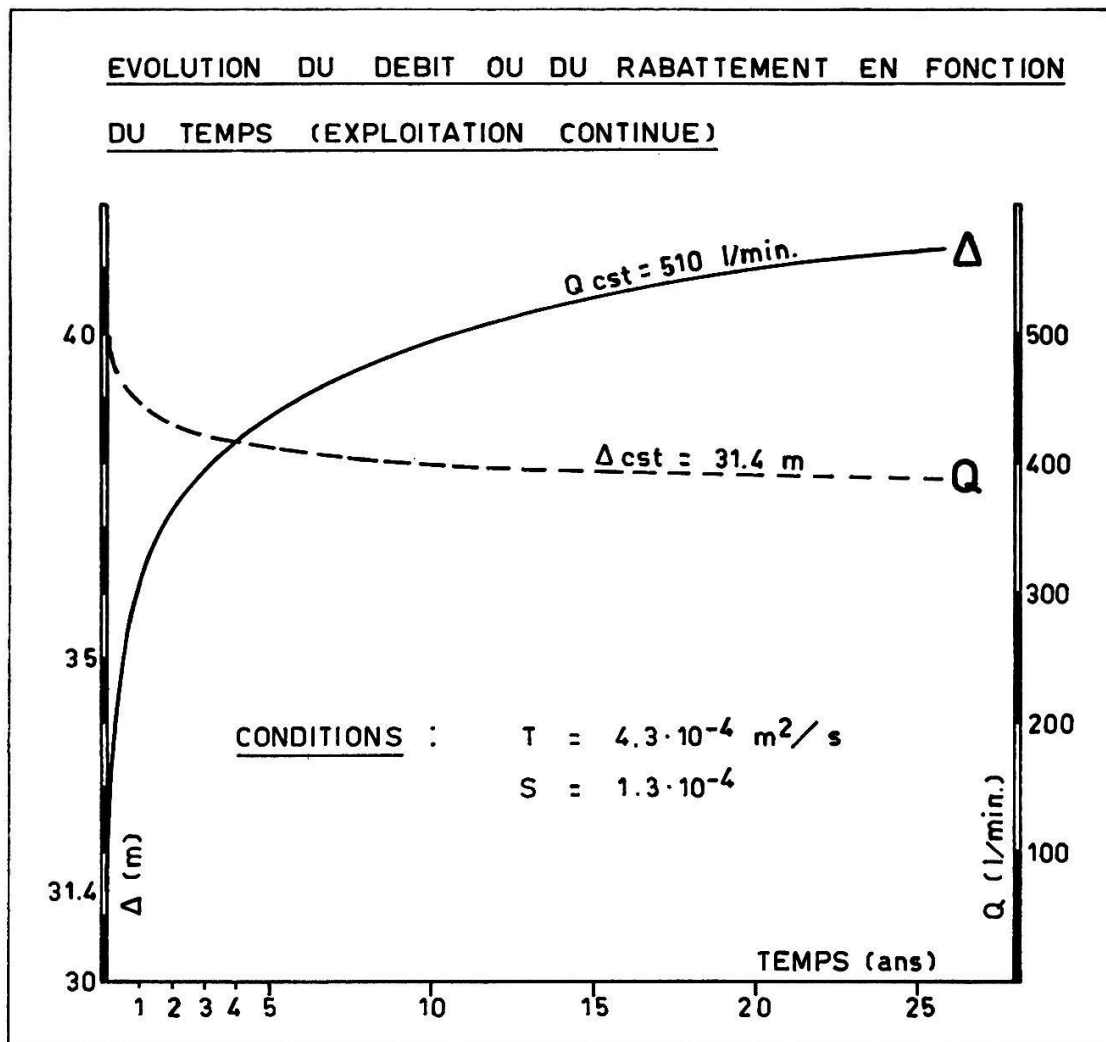


FIGURE 10

Le fait le plus marquant qui ressort de l'analyse de la courbe de la figure 9 est l'absence d'un palier horizontal en fin de pompage. Les débits décroissent sans limite avec le temps durant toute l'expérience. Le régime demeure non permanent, et l'équilibre du cône de dépression n'est pas atteint. L'alimentation est actuellement insuffisante et le débit de pompage final (environ 500 l/min) encore trop élevé pour les caractéristiques hydrologiques de la nappe.

Le cinquième essai de pompage (26.04.73 au 22.11.73)

C'est un essai de stabilisation à débit constant, effectué sur le forage équipé (fig. 3 + 6).

Les interruptions fréquentes du pompage, et les irrégularités qui l'affectent, empêchent malheureusement de soumettre toutes les données recueillies à l'interprétation.

Il ressort de l'examen des périodes d'essai suffisamment régulières et longues que le niveau de la nappe captive tend à se stabiliser, lorsque la durée du pompage excède quinze à vingt jours, et lorsque le débit se maintient

constant entre 330 l/min et 370 l/min. Il s'établit alors un régime d'écoulement permanent, pour lequel les prélèvements opérés dans la nappe chaude restent inférieurs à la capacité de reconstitution des réserves.

Le débit critique est donc supérieur, sinon égal, à 370 l/min. Par suite des perturbations liées tant à l'apparition d'un régime turbulent au voisinage du forage, qu'aux variations accidentelles du débit en cours d'essai, il convient d'interpréter ces résultats avec toute la prudence qui s'impose.

Dans l'ensemble, les caractéristiques hydrologiques du réservoir demeurent proches de celles découvertes lors du quatrième essai ; les valeurs de la transmissivité T et du coefficient d'emménagement S , déduites de l'analyse des courbes de descente et de remontée par les méthodes de Theis et de Houpeurt-Pouchan, oscillent entre $5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, et entre 10^{-4} et 10^{-8} respectivement.

Les effets du pompage sur les eaux de l'ancien puits

L'exploitation opérée sur le forage entraîne une dégradation des caractéristiques physico-chimiques des eaux extraites de l'ancien puits (fig. 11). Seul le débit global des quatre griffons actifs tend à augmenter en cours de pompage.

Dès l'arrêt du pompage, la résistivité de l'eau diminue et la température augmente, mais faute d'un temps de repos suffisant on ignore jusqu'où s'opère ce retour. Néanmoins, il est probable que l'exploitation prolongée du nouveau captage supprimera peu à peu les adductions thermales de l'ancienne source qui, à la limite, ne récoltera plus que l'eau polluée de la nappe phréatique.

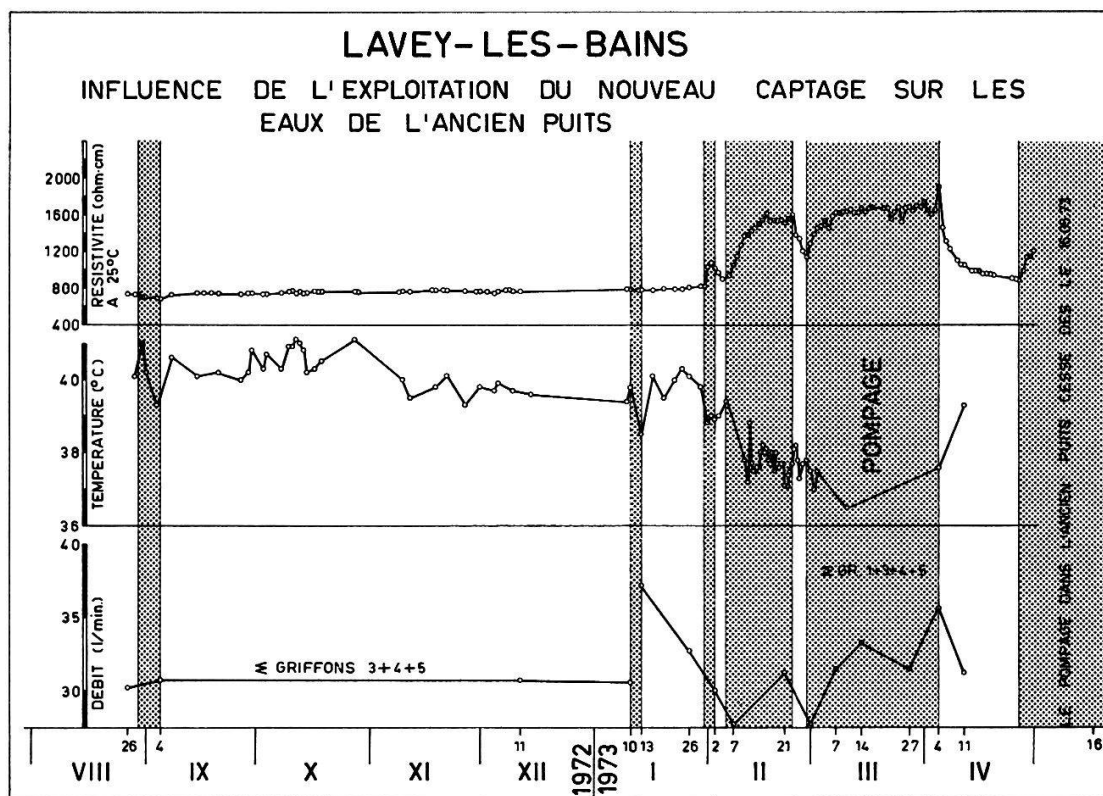


FIGURE 11

LES CARACTÉRISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DE L'EAU

La température

La température de l'eau pompée a augmenté avec le temps, pour se stabiliser entre 62°C et 63°C actuellement.

Pour acquérir cette température, l'eau est descendue à plus de 2000 m au-dessous de son impluvium. Cette valeur, calculée avec un degré géothermique normal (33 m), reste indicative, puisqu'elle ne tient compte ni de la perte de chaleur qui se produit lors de la remontée de l'eau, ni du degré géothermique relativement faible observé dans les massifs cristallins.

La nouvelle « source » de Lavey-les-Bains possède une thermalité d'environ 53°C. Elle se classe donc comme source hyperthermale, la plus chaude de Suisse.

La teneur en tritium

L'institut de Physique de l'Université de Berne a déterminé la teneur en tritium de l'eau du forage, sur un échantillon prélevé le 28 août 1973.

Le résultat de $13,2 \pm 0,7$ TU (un litre d'eau à 1 TU contient 3,2 pCi Tritium), implique que la plus grande partie de l'eau pompée s'est infiltrée dans le sol avant 1953, les explosions de bombes à hydrogène ayant, depuis, augmenté notablement (jusqu'à 1600 TU en 1963) la teneur naturelle en tritium des précipitations atmosphériques (en moyenne 10 TU).

L'âge minimum ainsi obtenu est d'autant plus remarquable que les prélèvements opérés dans la nappe captive, entre fin janvier et fin août 1973, totalisent près de 100 000 m³. Ces quelques chiffres donnent une idée de la longueur du trajet suivi par l'eau thermale, et, par là même, des dimensions de l'aquifère.

Le chimisme de l'eau

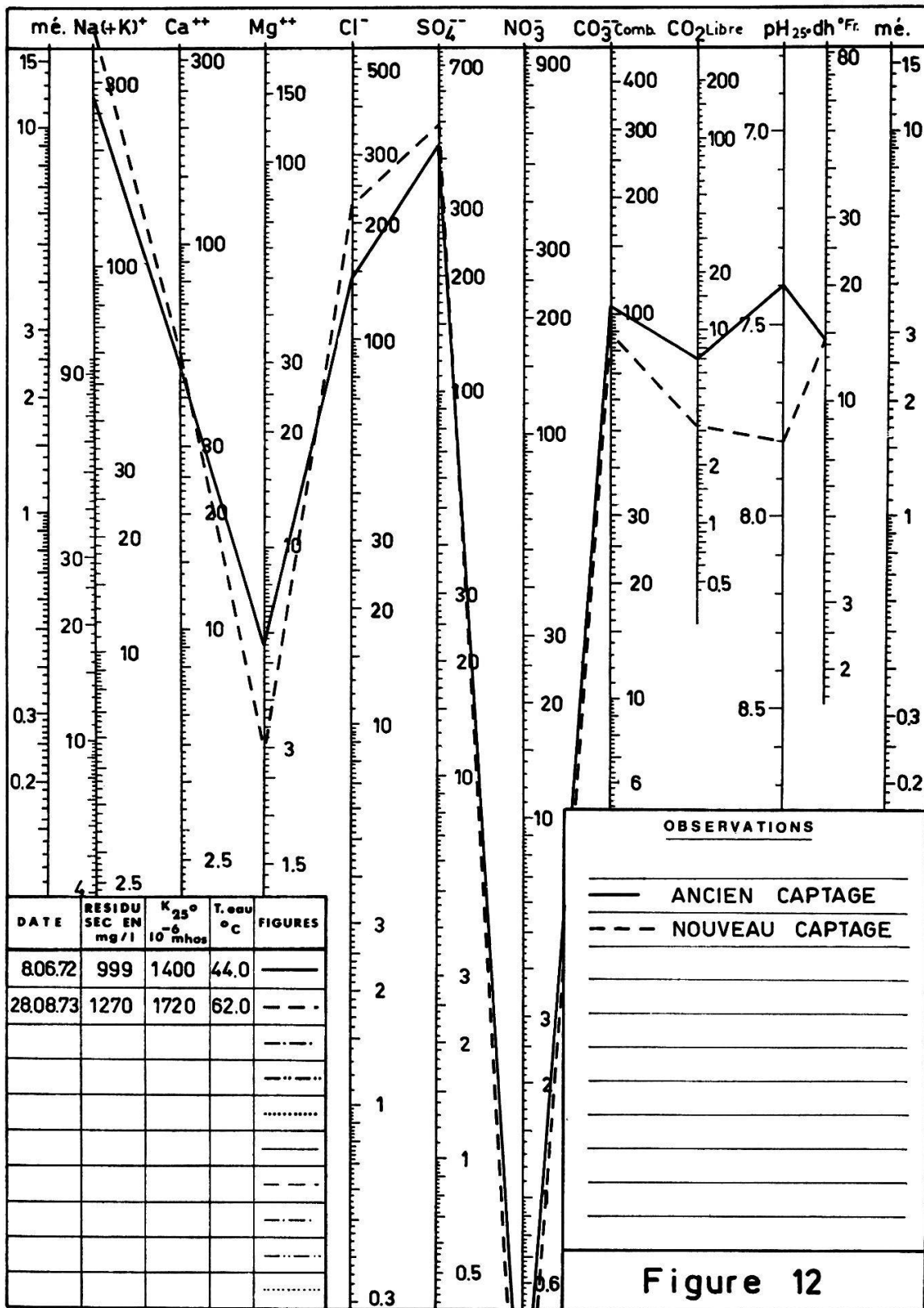
Le professeur O. HÖGL de Berne a procédé à l'analyse détaillée de l'eau du forage. Les résultats, qui figurent dans le tableau suivant, confirment la minéralisation de l'eau mise en évidence par le Laboratoire cantonal vaudois au cours des essais.

Le nouveau captage de Lavey-les-Bains fournit une eau très semblable, quant à sa composition, à celle de l'ancienne source, quoique bien moins contaminée par les eaux de la nappe phréatique (fig. 12).

Le professeur HÖGL note que : « Parmi les cations le ion dominant est le sodium (79,6 Millival en %). Le calcium n'atteint que 14,2 MV %. Parmi les anions, ce sont les chlorures (34,2 MV %) et les sulfates (55,8 MV %) qui dominent. L'eau de Lavey-les-Bains « Forage profond » est donc une eau dans laquelle les éléments terreux (Ca, Mg, HCO₃) n'atteignent qu'une proportion assez restreinte, ce qui la distingue de la plupart des eaux minérales suisses et lui confère un caractère spécial. »

Cette particularité est encore accentuée par les teneurs relativement élevées de l'eau en fluorures, bromures, iodures et lithium.

DIAGRAMME D'ANALYSES	LAVEY-LES-BAINS
Teneurs en mg/l	COMPARAISON DES EAUX DE
ANALYSES DU PROFESSEUR O. HÖGL	L'ANCIEN CAPTAGE ET DU NOUVEAU



Comparaison des eaux de l'ancien puits et du forage de 201 m
D'après D^r O. HÖGL

	<i>Ancien puits</i> (8.06.72)		<i>Forage de 201 m</i> (28.08.73)	
	<i>mg/l</i>	<i>mVal/l</i>	<i>mg/l</i>	<i>mVal/l</i>
1. Cations				
NH ₄ ⁺	0,21	0,01	0,45	0,02
Li ⁺	2,4	0,34	3,2	0,46
Na ⁺	265	11,52	335	14,56
K ⁺	9,7	0,25	13,3	0,34
Mg ⁺⁺	5,6	0,46	3,0	0,25
Ca ⁺⁺	48	2,39	52,1	2,60
Sr ⁺⁺	1,1	0,02	2,0	0,05
Mn ⁺⁺	0,006	—	0,019	—
Fe ⁺⁺	0,060	—	0,15	—
Cu ⁺⁺	0,002	—	0,004	—
Zn ⁺⁺	0,012	—	0,0080	—
Pb ⁺⁺	0,002	—	<0,001	—
Al ⁺⁺⁺	0,004	—	0,011	—
Somme (1)	332,1	14,99	409,24	18,28
2. Anions				
F ⁻	5,0	0,26	6,70	0,35
Cl ⁻	144,0	4,06	222	6,25
Br ⁻	1,6	0,02	1,6	0,02
I ⁻	0,15	—	0,35	—
NO ₃ ⁻	0,10	—	<0,1	—
HCO ₃ ⁻	104,0	1,70	88,5	1,45
SO ₄ ⁻⁻	429	8,92	490	10,19
HPO ₄ ⁻⁻⁻	0,05	—	<0,2	—
HAsO ₄ ⁻⁻⁻	0,011	—	0,0015	—
Mo	0,0042	—	0,0025	—
V	0,002	—	<0,0001	—
Somme (2)	683,9	14,96	809,15	18,26
3. Non-dissociés				
H ₂ SiO ₃	57		86,1	
H ₃ BO ₃	12,2		15,6	
Somme (3)	69,2		101,7	
Somme (1) + (2) + (3)	1085,2		1320,1	

Quelques données de l'analyse méritent encore de figurer ici.

<i>Duretés</i>	<i>Degrés français</i>	<i>Millivals</i>
totale (Ca ⁺⁺ et Mg ⁺⁺)	14,25	2,85
magnésienne (Mg ⁺⁺)	1,25	0,25
calcique (Ca ⁺⁺)	13,00	2,60
passagère (HCO ₃ ⁻)	7,25	1,45
permanente (tot. — pass.)	7,0	1,40

Gaz dissous

Oxygène dissous	
au moment du prélèvement O ₂	0,0 mg/l
Hydrogène sulfuré (H ₂ S)	4,0 mg/l
Gaz carbonique (CO ₂)	<5 mg/l

Quelques propriétés physiques

Température de l'eau	62°C
Température de l'air	18°C
Densité de l'eau (20/20°C)	1,00110
Conductivité, en µS/cm (20°C)	1720
pH	7,80

L'eau de Lavey-les-Bains se classe comme eau sulfatée et chlorurée sodique, sulfureuse, lithinée, fluorée et borique, contenant de l'acide métasilicique, avec des teneurs légèrement élevées en iode.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES D'AVENIR

L'origine vadose des eaux thermales de Lavey n'est plus à démontrer. Ainsi, bien des auteurs ont déjà remarqué que la minéralisation en sulfates et en chlorures des eaux de l'ancien captage impliquait un lessivage du Trias helvétique de la nappe de Morcles et, sans aucun doute, du Trias salifère ultrahelvétique de la zone de Bex (E. GAGNEBIN, 1938 ; A. FALCONNIER, 1952).

Les renseignements recueillis ces deux dernières années ne fournissent guère d'indications supplémentaires à ce sujet. Tout au plus a-t-on appris que le rayon du cône d'influence (calculé avec les valeurs de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement déduites des essais de pompage) atteint plusieurs kilomètres, sinon même plusieurs dizaines de kilomètres (?), lors d'un pompage prolongé. Les dimensions de l'aquifère sont importantes, mais il est impossible de situer l'impluvium au point de vue géographique.

En admettant que le forage soit le seul exutoire de la nappe captive chaude et que le débit de cette dernière soit de 400 l/min (en réalité, cette valeur serait comprise entre 370 l/min et 500 l/min), il est facile de voir que la surface de la zone d'alimentation atteint 0,5 km² ou 1 km², cela pour autant que l'infiltration annuelle vaille 400 mm ou 200 mm de précipitations atmosphériques respectivement.

Le succès qui a couronné les recherches d'eau thermominérale à Lavey-les-Bains ne saurait faire oublier que les informations réunies sur le régime d'écoulement de la nappe captive chaude demeurent incomplètes, localisées et, à vrai dire, insuffisantes pour assurer la conservation du nouveau captage sur une très longue période.

En plus, il faut se souvenir que la perméabilité des gneiss n'est pas nulle entre le fond du forage et la surface. Il existe donc une « interface » irrégulière et locale entre les eaux thermales et les eaux de la nappe phréatique. Celle-ci se déplace vers le bas sous l'effet du pompage, jusqu'à une profondeur que limite la quantité d'eau thermale prélevée. Elle est suivie dans son mouvement par toute la tranche d'eau « froide » qui la surmonte. Il serait dangereux de rabattre outre mesure le niveau d'eau dans le forage, car on s'exposerait à retrouver cette « interface » au-dessous de la garniture étanche, donc à accroître la quantité d'eau froide en cours de pompage.

La mise en place, en avril 1974, d'un piézomètre d'observation implanté à une dizaine de mètres du captage, et profond de 16 m, ne suffira sans doute pas pour déterminer de manière précise le débit d'exploitation optimal.

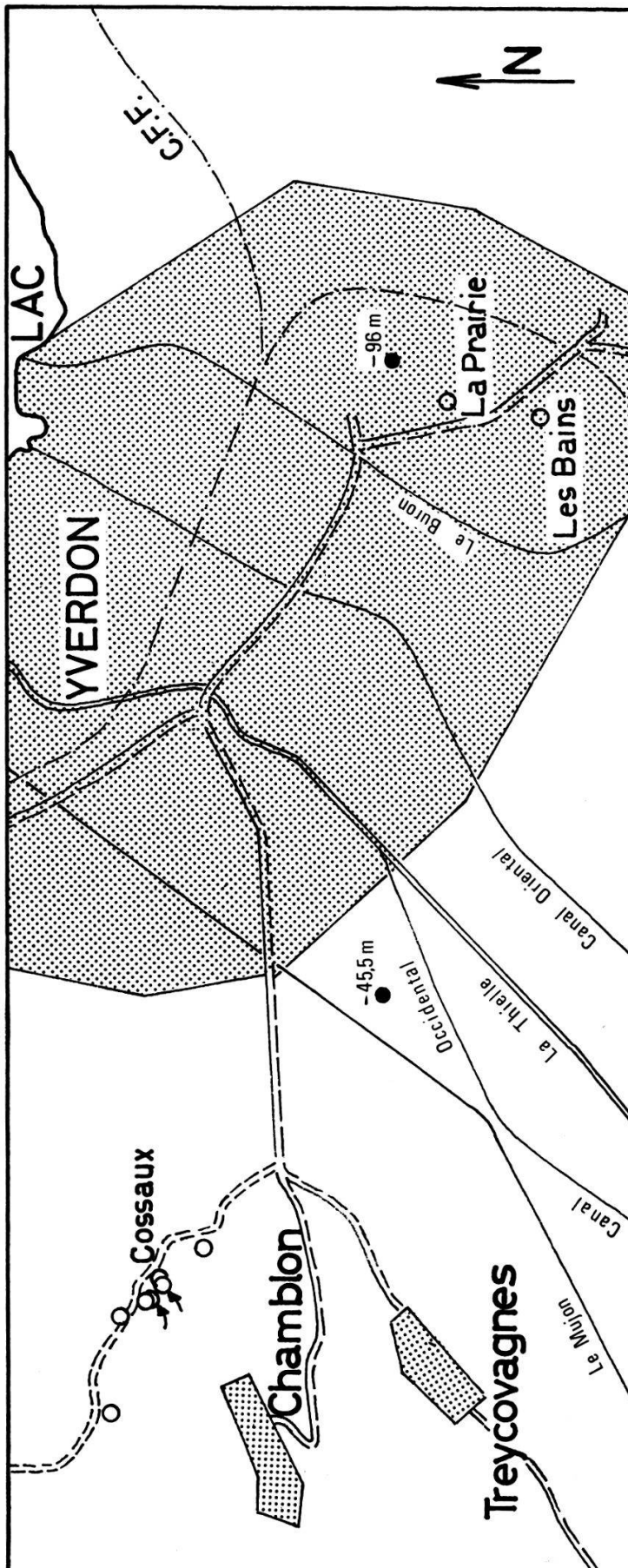
Parallèlement aux mesures des variations de la nappe phréatique durant l'exploitation, on pourrait envisager la surveillance de la nappe captive chaude grâce à un piézomètre profond. L'étude de cet aménagement de la station d'essai paraît souhaitable pour l'avenir de l'établissement thermal cantonal de Lavey-les-Bains, étant entendu qu'on ne saurait, de façon durable, pomper un débit supérieur au débit de réalimentation, sans hypothéquer les immenses réserves d'eau découvertes.

LA SOURCE DES BAINS D'YVERDON, par J. MAUTNER

SITUATION

Cette source thermominérale se situe un kilomètre environ à l'ESE du centre de la ville, au lieu dit « les Bains » (coord. 53969/18023) dans un magnifique parc, sis en bordure de la plaine de l'Orbe. Immédiatement à l'E, s'élèvent les premières collines du Jorat.

Figure 13



LEGENDE

- Sources
- Sondages
- ⊕ Sources légèrement thermales

PLAN DE SITUATION

HISTORIQUE

L'utilisation de cette source remonte déjà à l'époque romaine, comme le prouvent d'anciens vestiges. Dans la période qui suivit, elle semble avoir été négligée et ce ne fut qu'en 1545 que l'on s'intéressa de nouveau à elle. D'anciens documents communaux révèlent que des bâtiments pour les bains furent construits en 1660. Ils furent restaurés et transformés en 1730, puis en 1826. A cette époque, les Bains jouissaient d'une certaine réputation pour le traitement des maladies de la peau, des rhumatismes, des affections du foie, de l'estomac et de bien d'autres maux. Un service de bains de boue complétait les possibilités thérapeutiques. Notons ici que du fait du caractère corrosif de l'eau, les baignoires de l'époque étaient construites en bois de chêne.

Comme le montrent les documents existants, cette source a passé par une alternance de succès et d'oublis. Actuellement les bains sont délaissés et l'eau s'écoule par deux fontaines mises à la disposition du public. Un grand nombre d'habitants s'y rendent régulièrement pour y chercher de l'eau, la consommer sur place ou pour s'y baigner partiellement.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

L'émergence se situe sur le bord de la plaine alluviale de l'Orbe qui s'étend du Mormont au lac de Neuchâtel. Le versant droit de la plaine est formé de collines molassiques recouvertes par places de moraine. Le versant gauche présente une série de collines molassiques et crétaciques, s'élevant graduellement jusqu'aux premiers contreforts du Jura. La Molasse d'Yverdon se compose de marnes bigarrées, de grès, de marnes gypseuses, de calcaires d'eau douce et de dolomies, comme le montre un sondage profond de 96 m effectué 270 m au NE de l'établissement « Arkina », à l'altitude 435 m.

Dans ce sondage, la Molasse a été rencontrée sous 10,9 m de Quaternaire, et fait entièrement partie de la série des marnes gypseuses du Chattien.

Il est intéressant de remarquer ici qu'aucun sondage foré dans la plaine n'a atteint la Molasse. Le seul, qui soit suffisamment profond (45,5 m) pour atteindre le substratum rocheux, se situe aux coordonnées 53783/18078. En ce point, sous 41 m de sédiments quaternaires essentiellement sableux, la sonde a rencontré les calcaires glauconieux à passées bitumineuses de l'Hauterivien.

HYDROGÉOLOGIE ET RÉGIME DE LA SOURCE DES BAINS

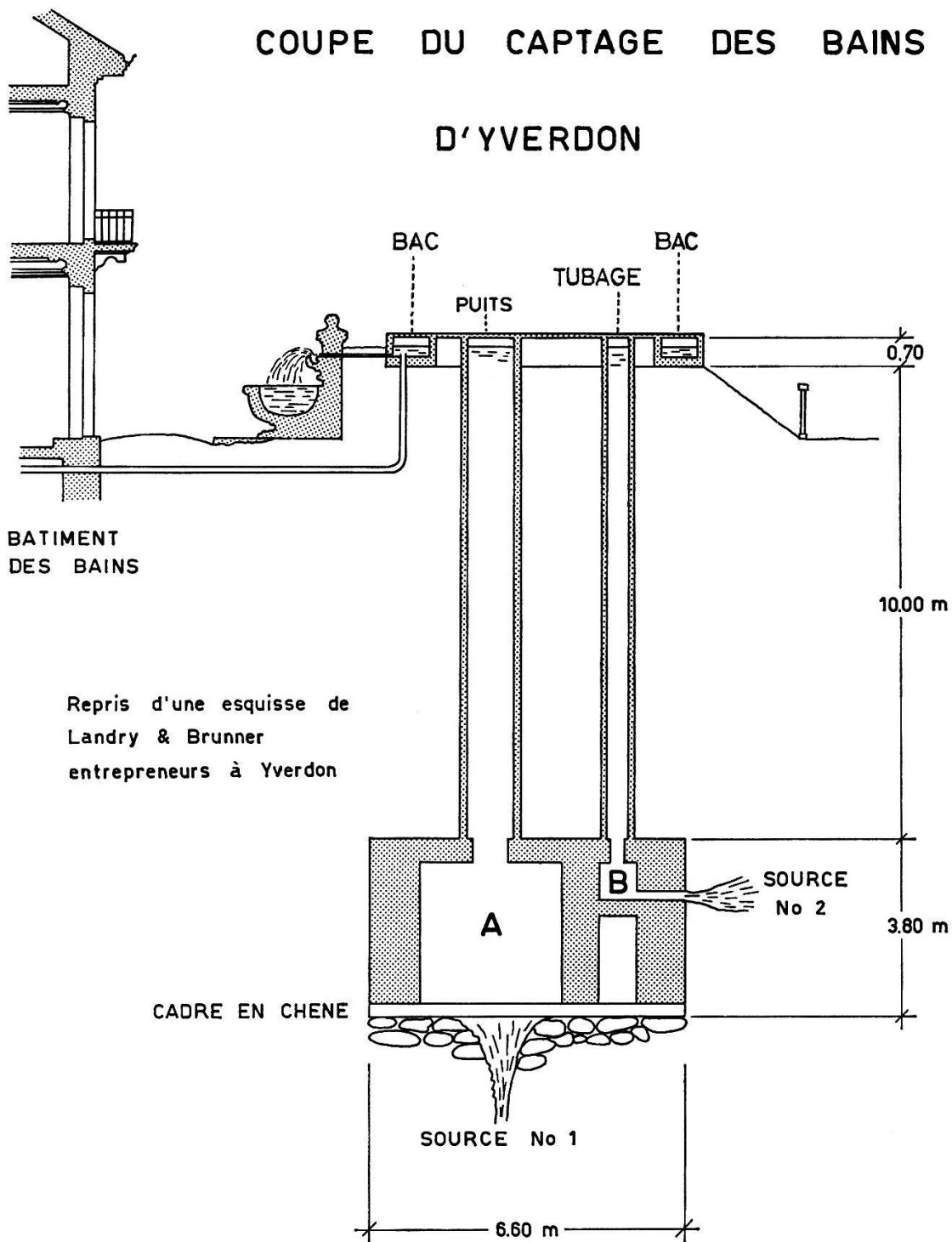
Les renseignements anciens

Avant tous travaux, l'eau thermale sortait naturellement du terrain, dans un creux, approximativement au niveau du sol. Le puits semble avoir été creusé en 1680. En 1828, la margelle fut exhaussée par un mamelon de terre

Figure 14

COUPE DU CAPTAGE DES BAINS

D'YVERDON



glaise, d'environ 2 m au-dessus du niveau du sol, de façon à obtenir un écoulement par gravité à la fontaine et dans les bâtiments. Par la suite, quelques améliorations furent encore apportées au captage. Aux environs de 1914 l'ouvrage fit l'objet d'importantes transformations. Il ne fut plus modifié par la suite.

L'état actuel du captage

Actuellement, le puits s'ouvre dans une enceinte carrée de 4 m de côté, entourée sur tout son périmètre d'un bac quadrilatéral de 1,10 m de large. Cette enceinte correspond à l'ancien puits qui fut remblayé après la pose de trois tubes métalliques et la transformation de la chambre de captage. Le but poursuivi par cette modification était de diminuer la contenance du puits pour empêcher le refroidissement de l'eau.

Ces trois tubes sont les suivants :

Un puits principal formé par un tube métallique de 0,90 m de diamètre et de 8,14 m de longueur.

En face du puits, se trouve un second tube métallique de 0,40 m de diamètre de même longueur que le puits.

Près du tube, on voit encore un piézomètre de 6,8 cm de diamètre intérieur.

Notons que lors des essais, les niveaux de l'eau sont demeurés les mêmes dans le puits et dans le tube, montrant que ces deux ouvrages communiquent facilement en profondeur. Au début, le niveau d'eau dans le piézomètre se comportait différemment. Cela était dû à un colmatage par du limon. Une fois nettoyé, il s'est comporté comme le puits et le tube. Ces trois tubages devraient donc s'ouvrir en profondeur dans une cavité commune.

Le puits, le seul qui soit accessible, débouche à 8,5 m de profondeur dans une chambre bétonnée de base carrée, de 2,3 m de côté et de 2,4 m de hauteur, reposant sur un cadre en chêne.

Dans le fond de la chambre, s'ouvre le captage proprement dit. C'est une cavité rectangulaire de 1,4×1,5 m de côté, coffrée de planches de sapin et remplie jusqu'à 0,5 m du plancher de la chambre par du sable grossier et du gravier. Ce matériel a sans doute été placé dans le captage pour filtrer l'eau. On sait en effet que cette dernière remontait avec elle du limon et du sable.

D'après le plan de 1914 (figure 14), cette chambre de captage n'est pas la seule. C'est le compartiment principal A d'une construction qui en compte deux ou trois. Le compartiment B est beaucoup plus petit (0,8 m de haut par 0,8 m de large). C'est là qu'aboutit le tube. Il s'agit en fait, d'après le document précité, d'un second captage saisissant une venue d'eau latérale, appelée source n° 2.

Au mois de juin 1970, on constatait qu'un orifice de 5 dm² avait été ouvert au burin, au toit de la chambre, à travers la paroi de béton, épaisse de 0,7 m qui sépare les deux compartiments. On comprend dès lors pourquoi les niveaux d'eau dans le puits et le tubage demeuraient exactement les mêmes. Mais il doit y avoir de plus une communication avec le captage principal par l'extérieur de la maçonnerie, car le compartiment B se vide complètement en même temps que la chambre A. Il faut en conclure qu'actuellement la source n° 2, si elle existe toujours, doit mélanger ses eaux à celles de la source principale.

LES ESSAIS DE POMPAGE

Après avoir constaté que toutes les venues d'eau dans l'ouvrage étaient thermales, bien que chimiquement légèrement dissemblables (fig. 15 et tableau I), nous avons procédé au cours de l'été 1970 à une étude des variations des divers paramètres de l'ensemble de ces venues.

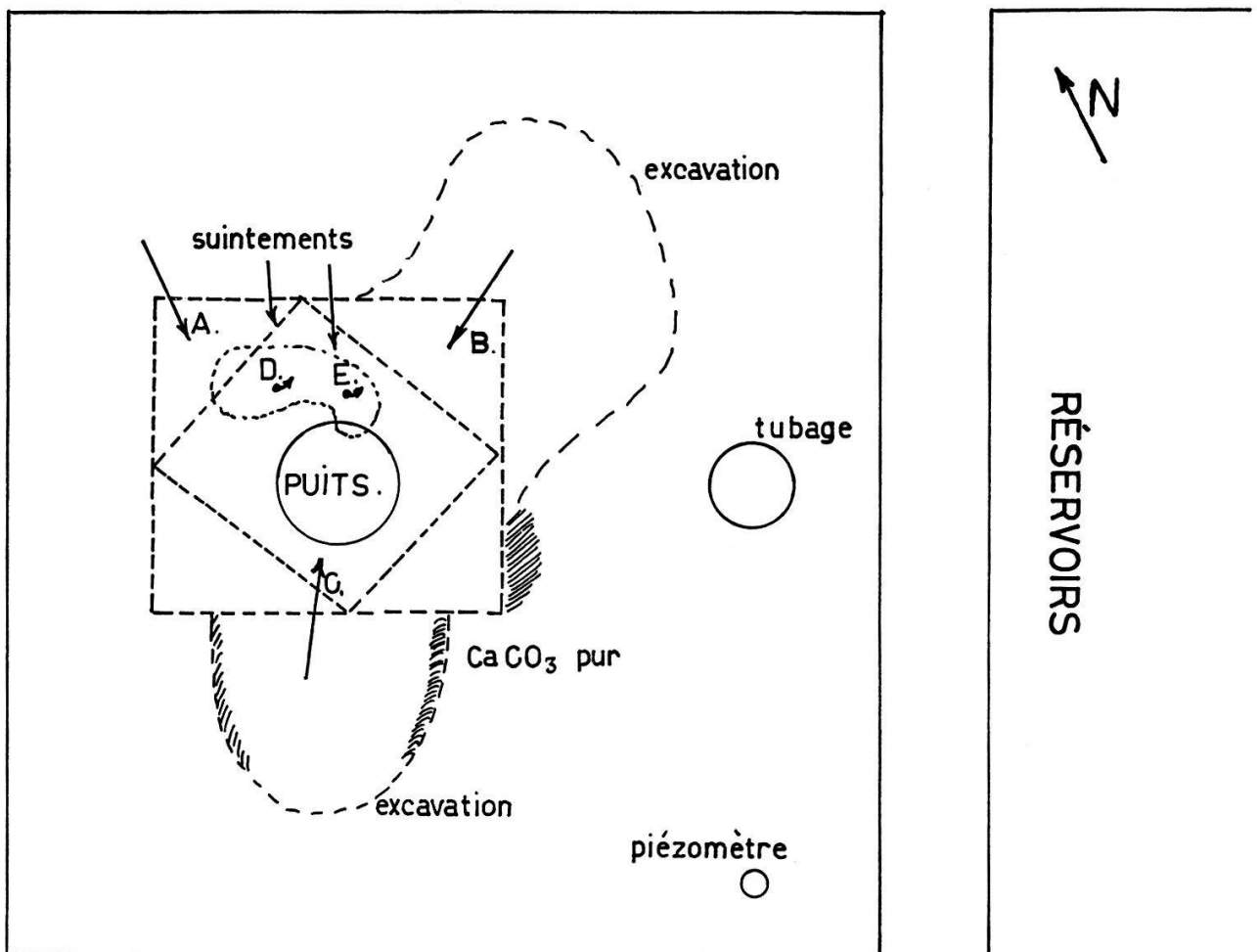
Tableau I

Venues au fond du puits correspondant à la figure 15.

Venue	Température	Résistivité (ohms-cm à 25°)
A	21,2	1830
B	22,5	1770
C	21,1	1910
D	22,6	1710
E	22,4	1725

Mesures du 11 juin 1970.

Figure 15 PIAN DU CAPTAGE



A-E : venues d'eau.

Antérieurement, les rares données sur le débit étaient vagues et souvent contradictoires. En ce qui concerne la température de l'eau, les chiffres sont plus cohérents. Toutes les mesures connues se situent entre 22 et 25 °C.

Les courbes de remontée (voir fig. 16, p. 241)

En été 1970 débutèrent les essais de pompage. Le puits ayant été vidé par une pompe refoulante de sept chevaux, le filtre artificiel du fond fut sommairement décolmaté de façon à créer des conditions favorables aux essais.

Dans un premier temps, nous avons mesuré la vitesse d'élévation de l'eau dans l'ouvrage afin de construire la courbe de remontée du puits. Nous avons ainsi obtenu plusieurs courbes très différentes les unes des autres (fig. 16), montrant une nette instabilité de l'aquifère. Comme on le verra plus loin, le niveau hydrostatique de la nappe se situe à environ 20 m au-dessus du sol, de sorte que seule la partie inférieure de la courbe de remontée nous était accessible.

Aussi est-il impossible de donner une interprétation valable au graphique, tout au plus peut-on émettre l'hypothèse d'une mauvaise perméabilité du milieu ou à la rigueur d'un colmatage des fissures.

Courbe caractéristique du puits (voir fig. 17, p. 242 et 18, p. 243)

Dans la seconde phase des opérations, nous avons procédé à la mesure du débit par abaissements successifs du plan d'eau. On remarquera d'abord une très nette augmentation du débit lorsque croît le rabattement (fig. 17). Les points obtenus se répartissent approximativement selon une droite, ce qui signifie que le débit est proportionnel au rabattement. On remarque ainsi une augmentation journalière d'environ 16 m³ par mètre de rabattement. La dispersion des points sur la figure 17 est due essentiellement au fort rabattement de la nappe qui au point zéro (niveau de la margelle) atteint déjà environ 22 m comme le montre le graphique rabattement relatifs — débits des figures 17 et 18. Cette irrégularité dans les débits aux différents paliers ne permet malheureusement pas de fixer avec exactitude le niveau hydrostatique de la nappe. On peut toutefois le situer approximativement entre 16 et 26 m (fig. 18).

La droite rabattements relatifs — débits spécifiques (fig. 19) caractérise bien une nappe captive.

Essai de stabilisation du débit amélioré (voir fig. 20, p. 245)

Ceci étant acquis, il était intéressant de contrôler la stabilisation du débit par des pompages prolongés à divers niveaux. La pompe fut donc placée à la base du tubage (cote relative — 8,5 m) et le niveau de l'eau maintenu constant par pompage durant un mois. Des mesures de débit tout au long de

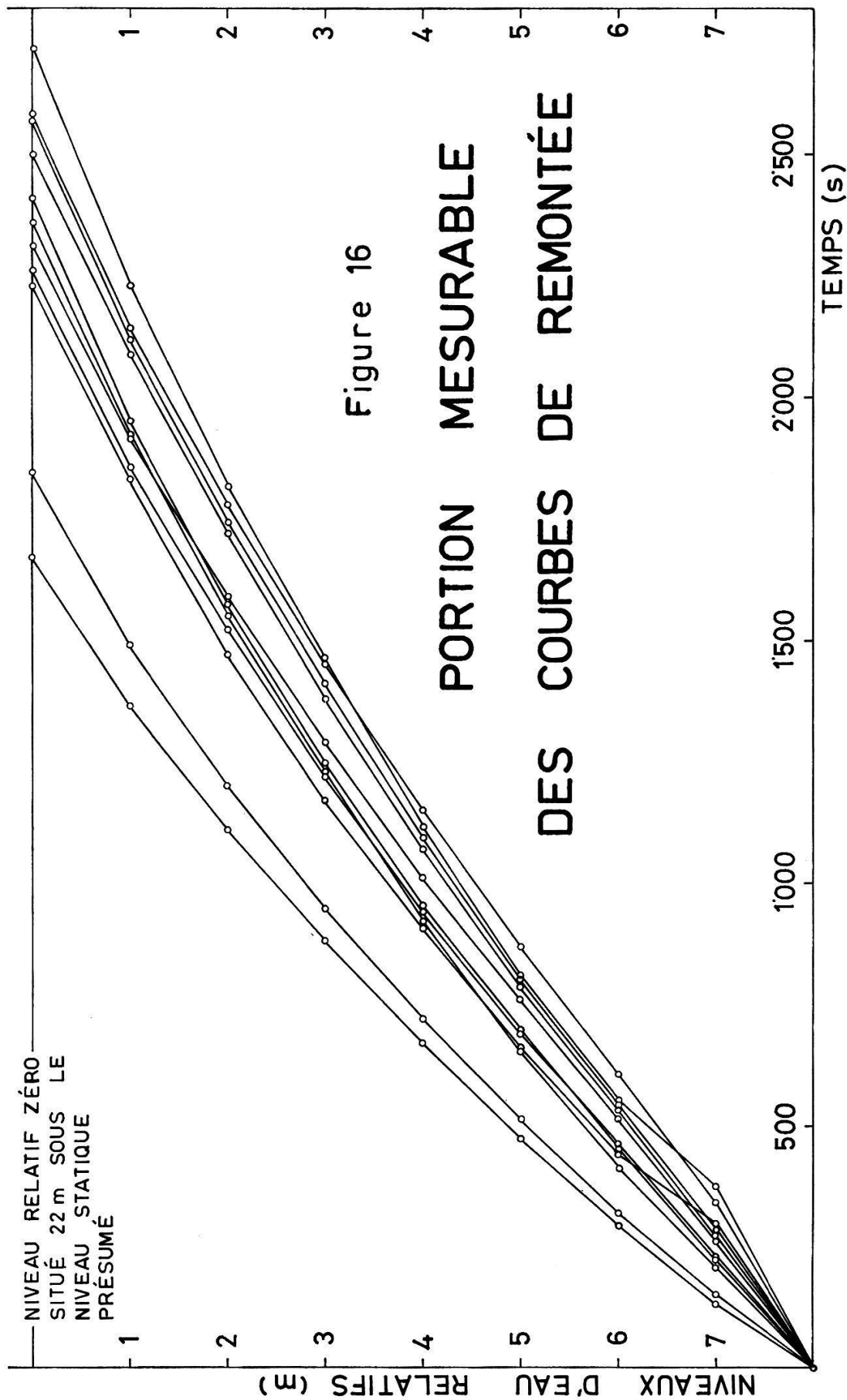


Figure 16

PORTION MESURABLE
DES COURBES DE REMONTÉE

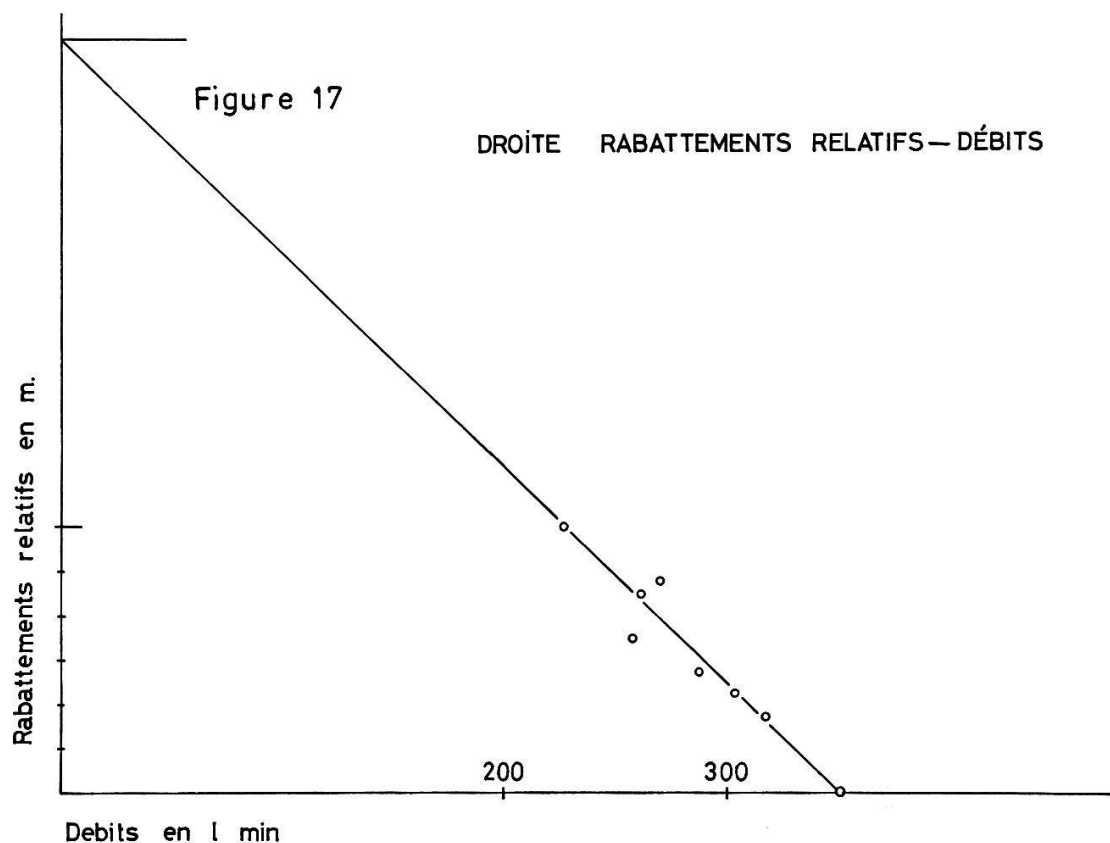
cette période ont montré une nette instabilité de la source. La quantité d'eau prélevée dans le temps diminuait tout au long de la période de pompage (fig. 20). La baisse de débit fut en moyenne de $53 \text{ m}^3/\text{mois}$ pendant le pompage en 1970, alors qu'après les arrêts de pompage, aux périodes correspondantes, elle fut de : $8 \text{ m}^3/\text{mois}$ en 1971, de $4 \text{ m}^3/\text{mois}$ en 1972 et de $6 \text{ m}^3/\text{mois}$ en 1973.

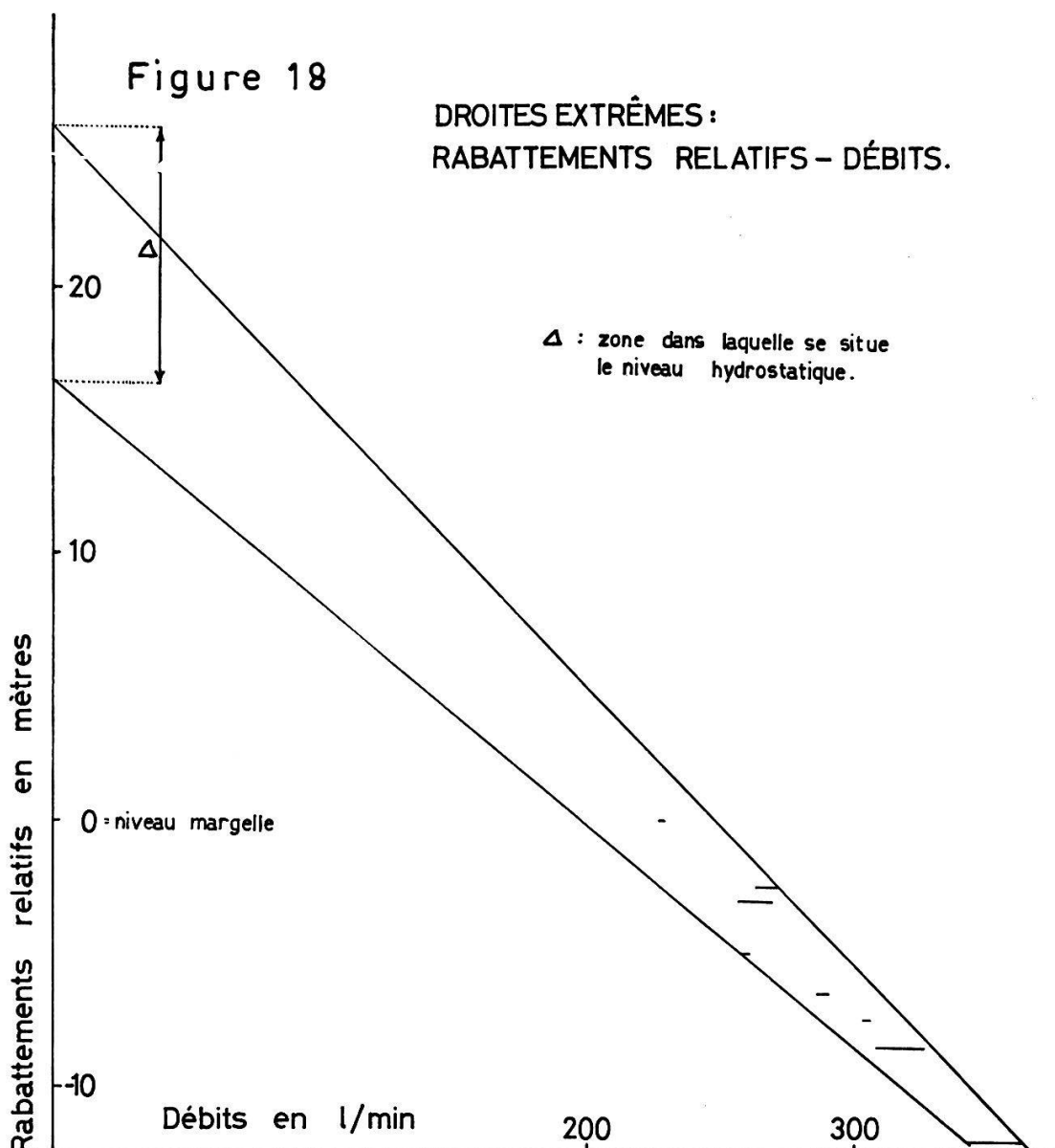
Ainsi les quantités d'eau supplémentaires prélevées ne se faisaient pas sur l'apport d'eau, mais au contraire sur les réserves souterraines. La courbe de la figure 20 montre qu'à la longue, on aurait atteint le débit normal du puits sans rabattement. Un approfondissement de quelques mètres du captage n'apporterait de ce fait pas d'augmentation notable du débit.

Variations du régime des eaux dans le temps (voir fig. 21, p. 246)

Il ne restait plus dès lors qu'à étudier le comportement de la source des Bains au cours du temps, c'est-à-dire les variations de son débit, de sa température et de la résistivité de l'eau. Les mesures furent faites tous les 15 jours en 1970 et 1971, puis mensuellement en 1972 et 1973 et reportées sur un graphique. Y figurent également les précipitations bimensuelles à Yverdon, ainsi que les journées où il y est tombé plus de 10 cm d'eau. Les pluies faibles n'ont pas été reportées, car elles ne participent guère à l'alimentation de la source.

Les débits ont été mesurés aux deux fontaines qui sont les seuls exutoires de la source. Les débits sont donnés en mètres cubes par jour.





De la figure 21 se dégagent les conclusions suivantes :

1. Les variations de la température de l'eau sont faibles, entre 22 et 24°C. Les baisses se produisent lorsque le débit augmente, ce qui doit correspondre à d'importants apports d'eau froide dans l'impluvium.

2. La résistivité, qui est fonction de la minéralisation de l'eau, varie entre 1600 et 2000 ohms-cm. Les basses résistivités caractérisent les eaux bien minéralisées donc ayant séjourné en profondeur au contact des roches. Les hautes résistivités par contre sont l'apanage de celles qui ont circulé rapidement dans le réseau souterrain.

3. Le graphique présente un caractère cyclique très net, les mêmes phénomènes se reproduisant chaque année. Il nous suffira donc d'en décrire une, c'est ce que nous ferons.

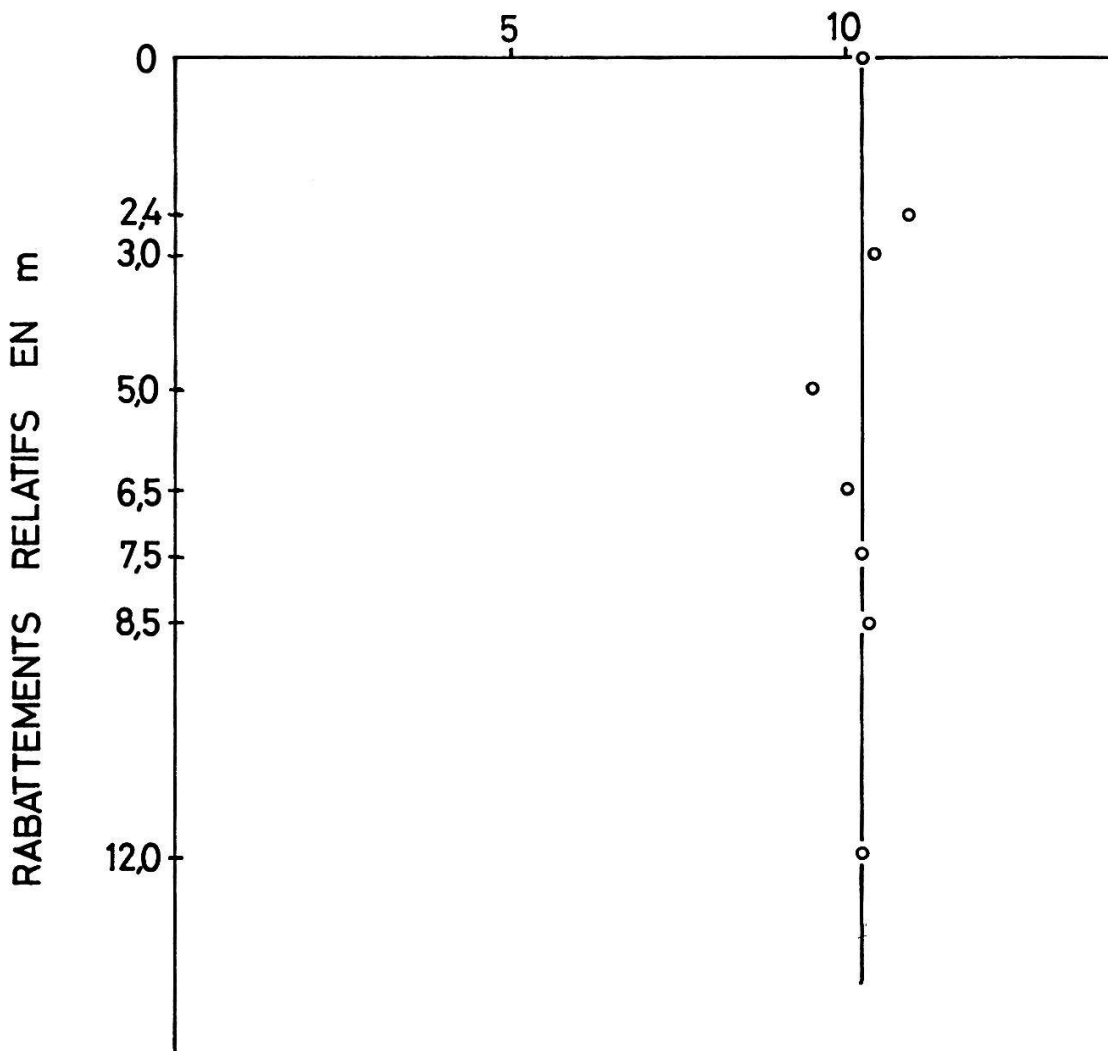
Nous avons choisi comme exemple l'année hydrologique s'étendant de l'automne 1971 à l'hiver 1972 (voir fig. 21). Les autres années sont semblables.

Les pluies des mois de juillet à octobre 1971 demeurent sans effet sur le débit qui baisse régulièrement. Les fortes pluies de novembre provoquent, avec un décalage d'un mois environ, la pointe de décembre. La forte alimentation de novembre résulte d'une forte baisse de l'évapotranspiration (température basse, végétation dormante).

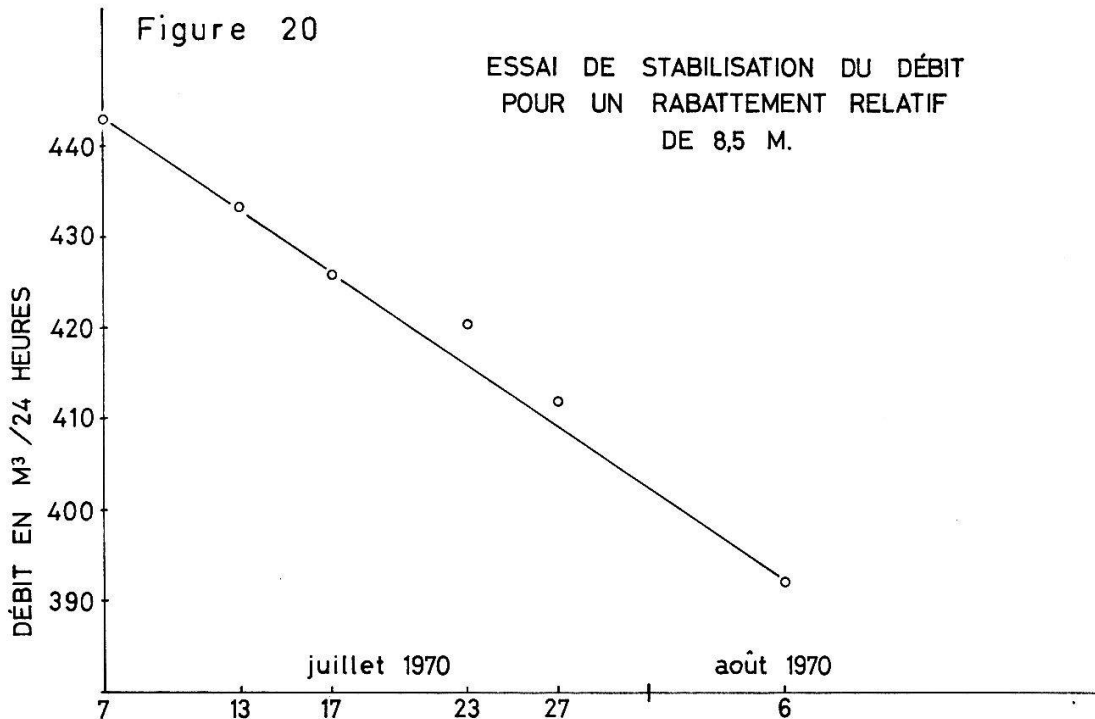
La courbe des débits reprend ensuite sa descente, ce qui résulte de la vidange partielle des réserves souterraines non réalimentées, les précipitations étant stockées sous forme de neige sur le bassin d'alimentation. Au début du printemps la fonte des neiges sur le Jura entraîne une amélioration du débit et simultanément une augmentation de la résistivité de l'eau et une baisse de sa température.

Figure 19

DÉBITS SPÉCIFIQUES EN l/min/m



DROITE RABATTEMENTS - DÉBITS SPÉCIFIQUES
(niveau hydrostatique = 22 mètres.)



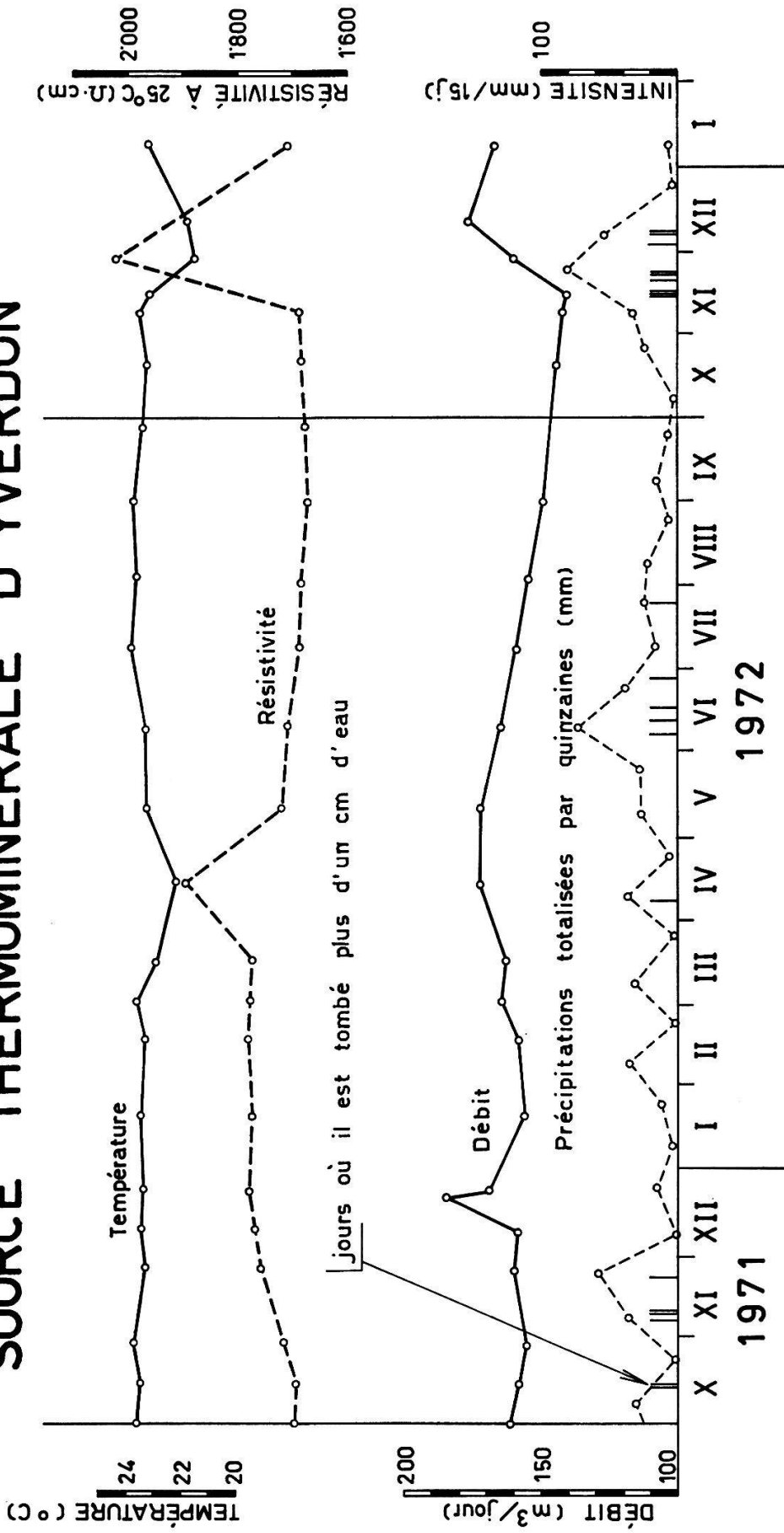
Puis la courbe du débit reprend une descente régulière jusqu'à fin novembre où, à nouveau, s'amorce la pointe de décembre accompagnée d'une augmentation de la résistivité et d'une baisse de la température.

On peut donc schématiser le cycle annuel de la source comme suit : de la mi-décembre à mars, les précipitations sont stockées sous forme de neige et les infiltrations faibles ; le débit de la source baisse graduellement ; la température de l'eau et sa minéralisation augmentent ou demeurent élevées. Au printemps (avril-début juin), c'est la fonte de la neige, l'infiltration devient importante, on remarque une augmentation du débit et de la résistivité et une diminution de la température de l'eau de 1 à 2°. De juillet à fin octobre, le débit baisse à nouveau régulièrement (d'environ 20 à 40 m³ par mois) malgré les pluies. Cela indique que l'évaporation renvoie à l'atmosphère la majeure partie des précipitations. L'infiltration est négligeable.

En novembre, l'évapotranspiration est fortement réduite, les pluies abondantes à cette époque vont donc s'infiltrer facilement provoquant une augmentation du débit de 20 à 40 m³/jour. Ce maximum se trouve décalé d'environ un mois par rapport aux précipitations, cependant que les variations de la température et de la résistivité de l'eau se font sentir très tôt, montrant que le front de l'infiltration atteint rapidement la source, alors que le gros de la masse d'eau, circulant plus lentement a le temps de se réchauffer et de se minéraliser en profondeur au contact des roches, avant de resurgir à la source. Ces observations indiquent très nettement que l'impluvium se situe quelque part dans le Jura.

Bien qu'il faille de nombreuses années d'observations pour déterminer les variations annuelles d'une source, et que nous n'en ayons actuellement que

Figure 21
SOURCE THERMOMINERALE D'YVERDON



trois, il semble déjà qu'une relation entre les précipitations annuelles et le débit annuel (fig. 21) se dessine.

Considérant les années hydrologiques, on trouve pour 1970-1971 un débit annuel de 71 200 m³ et une somme des précipitations annuelles de 769,2 mm à Yverdon, pour 1971-1972 un débit annuel de 58 901 m³ et une somme des précipitations annuelles de 510,2 mm et pour 1972-1973 respectivement 58 714 m³ et 727,7 mm. Si les débits étaient proportionnels à la somme des précipitations, en prenant comme base les données de 1970-1971, on devrait avoir pour un débit de 58 901 m³ environ 630 mm de précipitations. C'est à peu près la moyenne des deux dernières années (619 mm). Les écarts proviennent de l'importance variable de l'évaporation. On remarque que la somme des précipitations annuelles varie très fortement d'une année à l'autre. Pour la station d'Yverdon, on passe d'un minimum de 559 mm à un maximum de 1173 mm durant les 23 dernières années, avec une moyenne de 917 mm.

On voit ainsi que l'année 1970 avec 976 mm dépasse un peu la moyenne, 1971 est nettement inférieure (715 mm) et 1972 avec 559 seulement marque le minimum des 23 dernières années.

Les débits de la source pour les années 1972 et 1973 doivent donc être considérés comme des minima avec des moyennes annuelles de 112 l/min et des fluctuations allant de 100 à 127 l/min.

On peut dès lors émettre par extrapolation l'hypothèse que lors des très fortes pluies, le débit de la source devrait dépasser 200 l/min.

COMPOSANTS PHYSIO-CHIMIQUES DE L'EAU

Deux analyses chimiques complètes de l'eau de la source des Bains, pourtant effectuées à des époques différentes, ne montrent que des variations mineures (tableau II).

Les différences sont dues probablement aux méthodes analytiques utilisées. Cette stabilité est à rechercher dans l'origine profonde de l'eau.

En plus des ions exprimés dans l'analyse, l'eau contient des gaz dissous : l'hydrogène sulfuré (6 mg/l) le gaz carbonique (39,6 mg/l) et beaucoup d'azote.

Ainsi, son chimisme range cette source parmi les eaux thermales sulfureuses, iodurées, bicarbonatées et chlorurées sodiques, bicarbonatées calciques et magnésiennes (analyse de 1963).

L'oxydabilité de l'eau (3,30 mg/l) est une donnée très importante. Elle est due à la présence de matières organiques, substances indispensables pour que les colonies bactériennes de barégine puissent élaborer de l'hydrogène sulfuré au détriment d'une partie des sulfates dissous dans l'eau. Ces bactéries enrichissent ainsi leur protoplasme de grains de soufre colloïdal. L'eau devient très pauvre en sulfate de chaux.

Au fond du puits, lors de sa vidange, on a trouvé un enduit blanc épais d'environ 1 cm de carbonate de calcium pur. Son origine est à rechercher dans l'action des bactéries sur le sulfate de calcium dissous dans l'eau.

Tableau II

Analyses chimiques comparatives.

	<i>Années</i>	
	1882	1963
NH ₄ ⁺	—	0,17
Li ⁺	0,011	0,45
Na ⁺	54,14	43,00
K ⁺	2,47	2,05
Ca ⁺⁺	31,4	38,10
Mg ⁺⁺	17,8	20,70
Sr ⁺⁺	1,46	1,12
Fe ⁺⁺	0,47	0,10
Al ⁺⁺⁺	—	0,05
Cl ⁻	59,57	60,90
I ⁻	0,009	1,03
SO ₄ ⁻	5,61	11,69
HPO ₄ ⁻	0,63	0,16
NO ₃ ⁻	—	0,19
HCO ₃ ⁻	214,78	220,22
H ₂ SiO ₃	19,96	17,54
HS ⁻	5,16	—
Total :	413,46	418,30

La source des Bains possède une minéralisation qui lui est propre, différant des autres venues d'eau de la région issues de la Molasse ou des calcaires (fig. 22). Cette comparaison est surtout très frappante avec la source froide de La Prairie (Arkina), située en Molasse chattienne, à quelques 300 m au NNE (voir plan de situation).

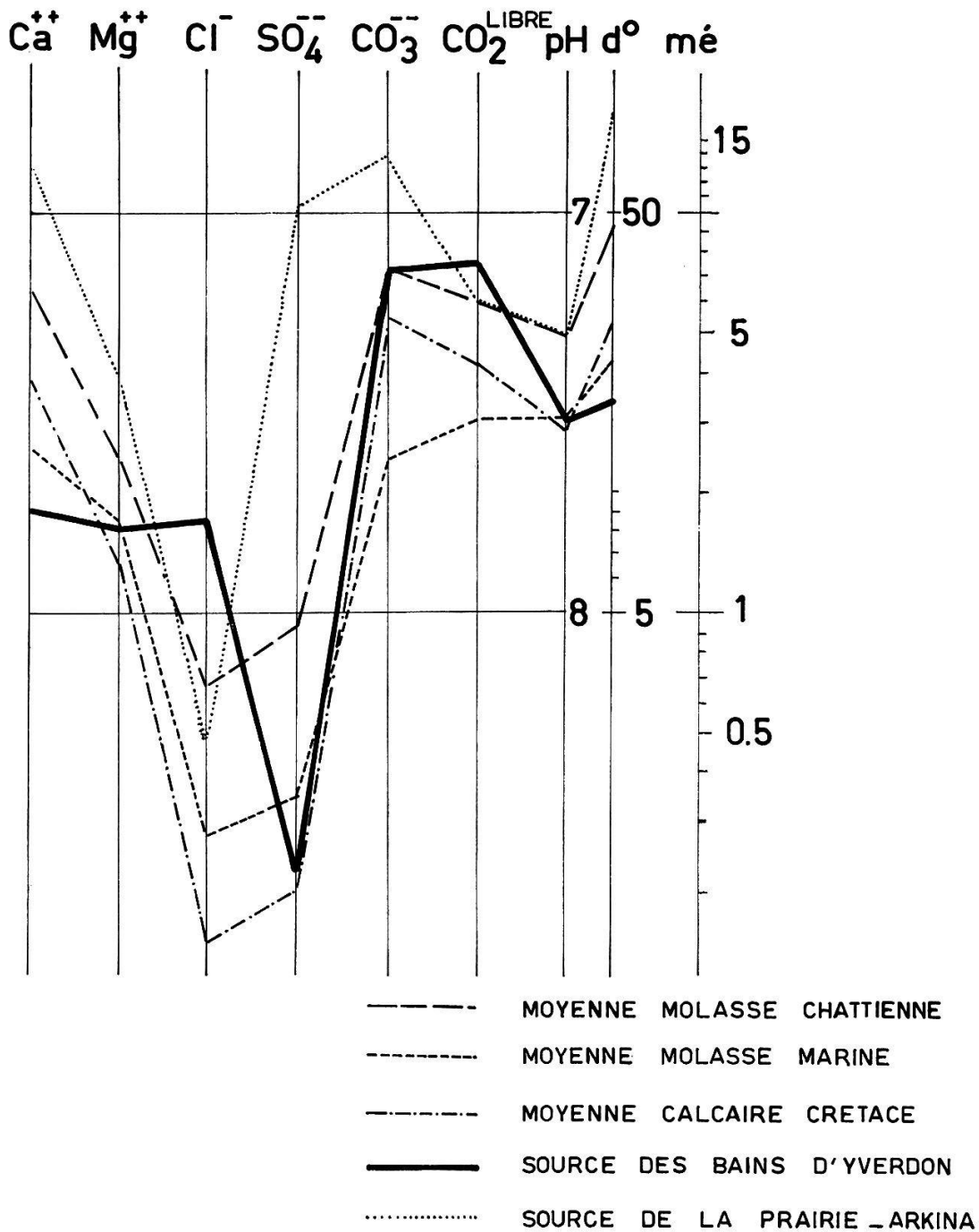
L'eau de la source des Bains a traversé diverses formations géologiques où elle s'est chargée en éléments chimiques. Elle a acquis ainsi son carbonate de chaux dans les calcaires, son carbonate de magnésium dans les dolomies du Portlandien, son fer dans le Sidérolithique, son sulfate de calcium dans la Molasse et éventuellement dans le Purbeckien et son chlorure de sodium dans le Trias ou dans les évaporites du Purbeckien ? L'origine de cette eau serait donc très profonde. Sa thermalité permet de situer la base du thermosiphon à environ 400 m sous le niveau du sol. La nature de ses éléments semble toutefois requérir une profondeur encore plus importante.

Origine de l'eau

Il s'agit d'une eau d'origine géothermale représentant la résurgence d'un circuit souterrain alimenté par l'infiltration de l'eau de pluie ou de la fonte des neiges sur la chaîne du Jura. Remarquons ici la présence de sources légèrement thermales au pied NE du Mont Chamblon, au lieu dit « Cosseaux ».

Figure 22

COMPARAISON DES EAUX DE LA SOURCE
DES BAINS ET DES EAUX ISSUES DE
LA MOLASSE OU DES CALCAIRES.



Dans cette zone formée de Crétacé inférieur, riche en venues d'eau de type vauclusien (fortes variations de débit au cours de l'année), on remarque particulièrement la présence de deux sources captées ayant des températures comprises entre 13 et 14° centigrades, alors que les autres venues de la région ont des températures comprises entre 9 et 10° au même moment.

On peut se demander si les filons thermaux ne se dispersent pas localement le long d'un accident tectonique important. La source des Bains ne serait alors que l'un des bras du filon thermal, l'autre ou les autres bras allant se perdre dans les sources froides du « Cosseaux ».

LA SOURCE DES BAINS DE SAXON, par H. BADOUX

INTRODUCTION

La source thermominérale de Saxon est captée au pied du versant (cote 466 m) 400 m environ au S de la gare de Saxon.

Comme toutes les sources chaudes, celle de Saxon était déjà connue des anciens, mais ce ne fut que vers 1830 que débuta son exploitation commerciale et médicale sous l'impulsion du Dr Maurice Claivaz de Martigny. Les débuts furent modestes, mais l'entreprise prit un grand essor dès 1842 grâce à l'ouverture d'un casino devenu rapidement célèbre dans toute l'Europe. Cela ne dura guère car, conformément à la Constitution de 1874, le casino dut fermer ses portes amorçant le déclin de la station balnéaire qui fut complètement abandonnée dès 1940.

La présente étude géologique a été faite à la demande du bureau d'ingénieurs A. Chassot, P. Cevey et A. Tatsis chargé de reprendre le problème de l'utilisation de la source.

LE CAPTAGE

L'eau thermale sourd au fond d'un puits carré de 6 m de profondeur, directement d'une fissure du rocher dirigée E-W.

En période de crue, l'eau s'écoule à l'extérieur. Lors des étiages, et en particulier durant l'été 1971 qui fut très sec, le niveau de l'eau descend au-dessous de l'exutoire. C'est la preuve que la nappe se vide souterrainement vers l'W dans les alluvions de la plaine du Rhône.

SITUATION GÉOLOGIQUE

700 m environ à l'W de Saxon, le massif du Mont Blanc, auquel appartient le Mont Chemin, s'envoie et disparaît en profondeur. Il est flanqué au SE d'une série sédimentaire qui plonge assez régulièrement de 40° à 60° vers 100° à 120° (ESE). Sa base constitue la couverture écaillée du massif cristallin. Elle contient la nappe hétérogène où s'alimente la source des Bains de Saxon.

Sur cette zone basale, épaisse de 400 à 600 m, reposent les racines de l'Helvétique supérieur et de l'Ultrahelvétique. Elles sont représentées par un faisceau

d'écailles dont les terrains vont du Trias au Malm et où les schistes argileux de l'Aalénien jouent un rôle important. Ces derniers confèrent à cet ensemble supérieur une certaine imperméabilité. Ainsi l'aquifère de la source se trouve isolé entre le massif et cette couverture imperméable.

L'aquifère comprend des terrains variés. A sa base, le toit plus ou moins fissuré du massif cristallin avec ses gneiss et ses micaschistes recoupés de filons de granite, de microgranite et de fluorine. Dessus vient le Trias qui débute par des quartzites feldspathiques, puis viennent des calcaires dolomitiques, des cornieules, des gypses et des argilites. Le Lias est très réduit ; s'y succèdent des calcaires lités à patine claire (Hettangien — Sinémurien), des calcaires gréseux bruns (Lotharingien) et des calcaires plaquetés plus ou moins argileux. Il se termine par un peu de schistes argileux sombres (Lias sup.-Aalénien ?). Enfin la série se clôt par des calcschistes encadrant de grosses lentilles de calcaire bleuté attribué au Malm.

Cette zone affleure sur une bande de 0,6 à 2 km de large qui, de Saxon, coupe obliquement le versant, passe au col des Planches, puis redescend sur la Dranse qu'elle traverse (cote 700 m) entre la mine des Trapistes et Sembrancher. Elle se poursuit au-delà au flanc du Catogne.

La zone d'alimentation de la nappe doit s'étendre jusqu'à la Dranse soit sur environ 8 km. Si l'on admet une infiltration annuelle de 20 cm d'eau météorologique (pluie et neige) et une largeur de 1 km pour l'aquifère, on obtient un débit sourcier de 3100 l/min environ. Bien qu'il ne s'agisse que d'un ordre de grandeur, cette approximation grossière montre néanmoins que la zone d'alimentation définie ci-dessus justifie largement les débits mesurés à la source.

CHIMISME DE L'EAU

L'eau de la source a fait l'objet d'une analyse complète par le professeur OTTO HÖGL sur un échantillon prélevé le 20. 12. 1971. Nous en reproduisons ci-dessous les principaux résultats avec quelques remarques sur la provenance de certains des sels que l'eau contient. Les quantités ci-dessous sont exprimées en mg/l ; on lira sur la figure 23 le nombre de milliéquivalents correspondants.

Résidu sec 582 mg/l.

	mg/l
NH ₄ ⁺	< 0,01
Li ⁺	0,30
Na ⁺	23,0
K ⁺	2,5
Mg ⁺⁺	37,0
Ca ⁺⁺	118,4
Sr ⁺⁺	1,7
Fe ⁺⁺	0,21

Dureté totale 45° français, temporaire 24°7.

	mg/l
F ⁻	1,52
Cl ⁻	14.
Br ⁻	0,20
I	0,10
NO ₃ ⁻	1,3
HCO ₃ ⁻	302.
SO ₄ ⁻⁻	215.
HPO ₄ ⁻⁻	0,10

Traces de : Cu⁺⁺ (0,001), Zn⁺⁺ (< 0,05), Pb⁺⁺ (0,003), Al⁺⁺⁺ (0,025), HAsO₄⁻ (< 0,001), MoO₄⁻ (0,0033), VO₃⁻ (0,0005).

Substances non ionisées	$H_2SiO_3 = 16,2$ mg/l
	$H_3BO_3 = 7,0$
	$CO_2 = 41,0$
	$O_2 = 1,2$

C'est donc une eau thermale hydrocarbonatée et sulfatée calcique et magnésienne, *fluorée* avec des teneurs légèrement élevées en sodium, iode, acide métasilicique et acide borique.

Une partie de ces substances peut provenir de l'altération des roches cristallines et des filons qui les traversent. Ce sont : le potassium, le fluor, le cuivre, le zinc, le plomb, l'arsenic, le molybdène et l'acide métasilicique.

Une seconde partie provient de la dissolution des roches triasiques : le magnésium et le bore qui lui est souvent lié, le sodium, le chlore, le brome, l'iode, le sulfate et une partie du calcium.

La faible teneur en oxygène indique une eau de profondeur.

La composition de l'eau s'accorde donc bien avec la nature de l'aquifère.

LA TEMPÉRATURE DE L'EAU

La température de l'eau mesurée à la sortie du tuyau de refoulement de la pompe a été de 24° à $24,3^\circ$ ce qui correspond, d'après nos observations à $24,6$ à 25° au griffon. Durant l'essai de stabilité de juillet et août 1971, elle s'est élevée graduellement jusqu'à $24,9^\circ$, soit à plus de 25° au griffon. La thermalité est donc de 14° au minimum.

Sous la région du col des Planches, en prenant un degré géothermique de 30 à 40 m, la nappe devrait avoir à sa surface une température de $(5 + 1000 : 35)^\circ = 30$ à 35° . De là, l'eau s'écoulant vers la source se refroidit un peu en traversant les zones plus proches de la surface et partant plus froides. La constance des conditions souterraines et le grand développement du réseau hydrique expliquent la température élevée et régulière de la source.

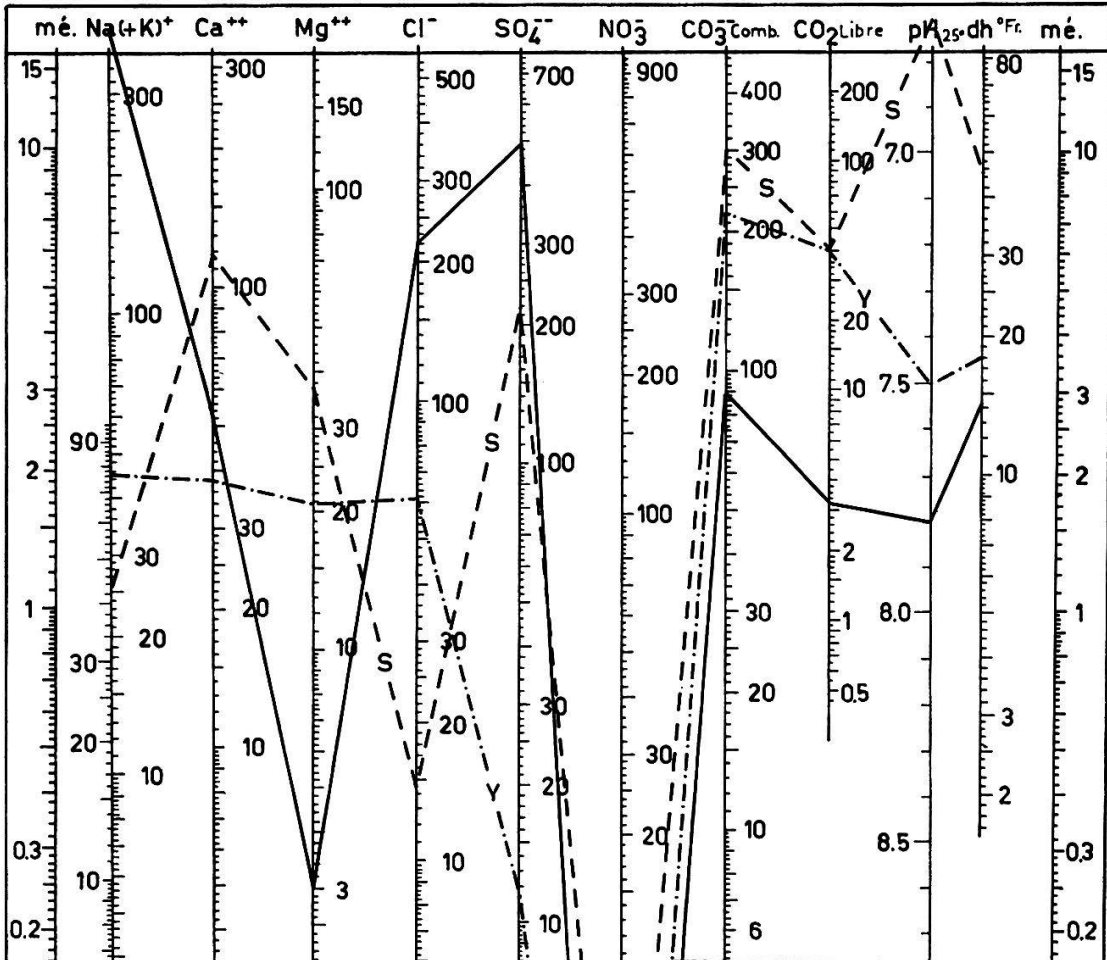
DÉBIT PAR POMPAGE

1. *Etablissement de la courbe caractéristique du puits* (fig. 24)

Du 15 au 21 juin 1971, quatre mesures de débit stabilisé ont été effectuées avec des rabattements croissants. Chaque essai a duré deux jours. Les résultats obtenus ont été les suivants :

1 ^{er} rabattement	0,62 m,	débit	400 l/min
2 ^e	»	1,95 m,	» 1200 l/min
3 ^e	»	3,68 m,	» 2130 l/min
4 ^e	»	4,62 m,	» 2530 l/min

DIAGRAMME D'ANALYSES	COMPARAISON DES EAUX DE
Teneurs en mg/l	LAVEY (L), SAXON (S) ET YVERDON (Y)

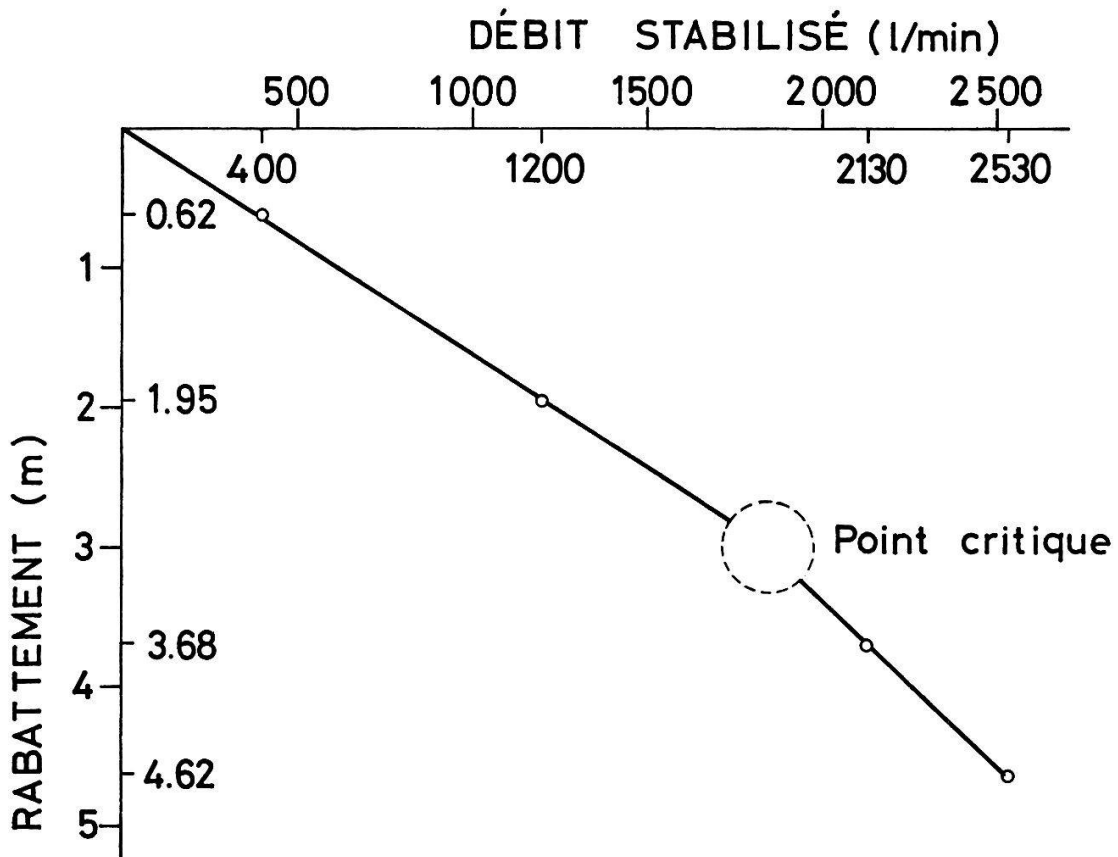


DATE	RESIDU SEC EN mg/l	K ₂₅ [°] 10 ⁻⁶ mhos	T.eau °C	FIGURES
L 28.08.73	1270	1720	62.0	---
S 20.12.71	582	740	23.2	---
Y 12.62	336	584	24.2	---

OBSERVATIONS			
	L	S	Y
F ⁻ (mg/l)	6.70	1.52	0.83
Br ⁻ (mg/l)	1.60	0.20	
I ⁻ (mg/l)	0.35	0.10	1.03
Li ⁻ (mg/l)	3.2	0.30	0.45
GAZ DISSOUS			
	L	S	Y
CO ₂ (mg/l)	<5	41	39.6
H ₂ S (mg/l)	4.0	0	6.0
O ₂ (mg/l)	0	1.2	0

Figure 23

Figure 24
 COURBE CARACTERISTIQUE DE LA
 SOURCE DE SAXON



On voit sur la figure 24 que le débit critique, soit le point où s'amorce le dénoyage, doit se situer vers un débit de 1500 à 1600 l/min, ce qui correspond à un rabattement de 2,75 m, soit à 4,88 m au-dessous du sommet du puits.

2. Courbe rabattement/débit spécifique

On obtient le débit spécifique en divisant le débit par le rabattement correspondant. Pour les trois paliers supérieurs, on obtient : 645 l/min, 615 l/min et 580 l/min. Ces trois valeurs se placent (voir fig. 25) sur une droite montrant une diminution régulière du débit spécifique lorsque croît le rabattement. Ce dispositif est caractéristique des nappes libres.

3. Courbe de remontée (fig. 26)

La figure 26 montre comment se fait le remplissage du puits en fonction du temps. Le niveau avait été abaissé de 2,35 à 6,55 m au-dessous de la margelle, soit de 4,20 m. Au début de l'opération, le niveau remonte rapidement (3 m

SOURCE DE SAXON

COURBE DÉBIT SPÉCIFIQUE - RABATTEMENT

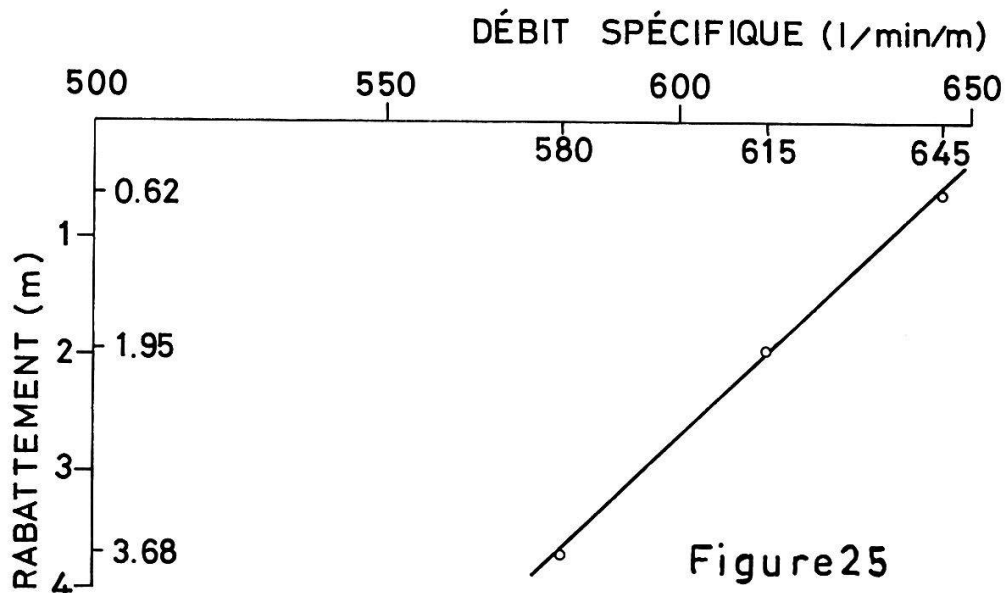
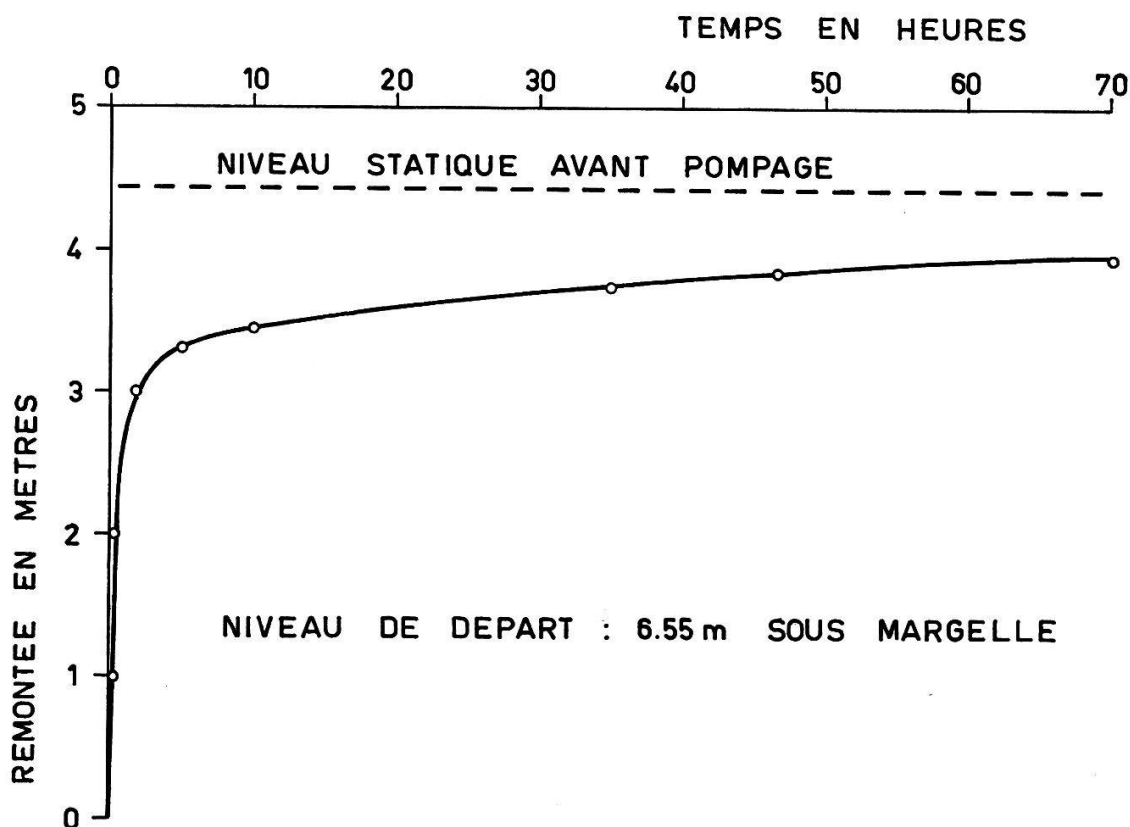


Figure 26
COURBE DE REMONTEE (31.08 - 3.09.71)



en 2 heures), puis la montée se ralentit brutalement pour devenir très lente dès la cinquième heure. Cela démontre que l'aquifère a une très forte perméabilité et un très important rayon d'influence. Ces deux coefficients varient toujours simultanément et dans le même sens.

4. *Essai de stabilité du débit amélioré*

Le but de cet essai était de contrôler les réserves de l'aquifère. Pour ce faire le puits fut mis en pompage pendant deux mois (du 1^{er} juillet au 26 août 1971) sous un rabattement de 2,05 m (soit 4,40 m sous la margelle). Après la baisse du début, le débit atteignit 1230 l/min le 28 juillet, puis dès le 40^e jour 1225 l/min, valeur qui se maintint jusqu'à la fin de l'essai. Cela montre que la nappe contient une réserve d'eau considérable, car durant cette période aucune réalimentation n'eut lieu.

Pendant cet essai de longue durée, la température de l'eau s'éleva lentement de 24° à 24,9° avec l'accroissement du rayon d'influence.

* * *

L'ensemble des essais s'accorde parfaitement avec les données géologiques, le chimisme et la température de l'eau. La source des bains de Saxon est l'exutoire d'une nappe libre hétérogène contenue dans des roches en partie carbonatées fortement fissurées et dont une partie de l'eau se perd souterrainement dans les alluvions de la plaine.

BIBLIOGRAPHIE

- J. CADISCH. 1939. — *Mineral- und Heilquellen der Schweiz*. Zimmermann & C^{1e}, Berne.
- A. FALCONNIER. 1952. — Source thermale de Lavey-les-Bains. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 65, 245.
- E. GAGNEBIN. 1938. — *Etude géologique de la source thermale de Lavey-les-Bains (Vaud)*. Rapport inédit.
- M. LUGEON et N. OULIANOFF. 1930. — L'alluvion du Rhône valaisan. Essai de détermination de l'épaisseur par méthode électrique. *Bull. Lab. géol. Univ. Lausanne*, n° 64.
- M. LUGEON. 1937. — Atlas géologique suisse, f. 10 Saxon-Morcles avec notice. *Com. géol. suisse S.H.S.N.*
- A. MERMOUD. 1883. — *Les bains d'Yverdon*.
- H. OLLOZ. 1840. — *Notice sur les eaux minérales d'Yverdon*. Lausanne.
- E. RENEVIER. 1869. — Coupes géologiques des deux flancs du bassin d'Yverdon. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, 10, 265.
- H. SCHARDT. 1899. — Les sources du Mont-de-Chamblon. *Bull. Soc. neuch. Sc. T.* 26, 213-220.
- J. J. U. WAGNER. 1970. — Elaboration d'une carte d'anomalie de Bouguer, vallée du Rhône. *Mat. Carte géol. suisse, sér. Géophysique*, n° 9.