

Étude hydrogéologique de la Haute Mentue

Autor(en): **Badoux, H. / Brodbeck, J.-F. / Lavanchy, Y.**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **16 (1976-1980)**

Heft 2

PDF erstellt am: **11.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-259266>

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 de la Haute Mentue

PAR

H. BADOUX *, J.-F. BRODBECK * et Y. LAVANCHY *

Résumé: Cet article présente les résultats hydrologiques principaux concernant le bassin de la Haute Mentue (Vaud) reposant sur les mesures bimensuelles, effectuées par le Laboratoire d'hydrogéologie de l'Institut de géologie de l'Université de Lausanne de mai 1978 à avril 1979.

1. INTRODUCTION

La Mentue prend sa source dans les forêts du Jorat, quelque 15 km au NE de Lausanne. De là, la rivière coule droit au N pour se jeter à Yvonand dans le lac de Neuchâtel. Elle a été choisie comme bassin-repère par le Service hydrologique fédéral qui lui a consacré une étude générale. Nous avons tenté d'en préciser certains aspects par une étude plus détaillée, mais ne portant que sur la partie supérieure de ce bassin, en amont du limnigraphe de Dommartin (coord. 544/080/166350, alt. 692 m). Ainsi définie, la zone étudiée couvre 1252 ha, dont les 53 % sont occupés par des forêts et le reste (47 %) par des prairies et des cultures (voir pl. I).

Le contrôle hydrologique, qui a duré une année, du 1^{er} mai 1978 au 30 avril 1979, a porté sur les paramètres suivants:

a) Les données pluviométriques utilisées nous ont été fournies par le pluviomètre de Chalet du Villars et jusqu'en novembre 1978 par le pluviographe installé par le Service hydrologique fédéral à proximité du limnigraphe de Dommartin.

Hors de notre bassin, les pluviomètres les plus proches sont ceux d'Echallens, de Thierrens, de Chanéaz et d'Orzens.

b) En plus du débit de la rivière, enregistré par le limnigraphe de Dommartin, nous avons mesuré deux fois par mois les débits en dix points du cours d'eau ou de ses affluents à l'aide du Tauchstab. Ces points de mesure sont marqués R1 à R10 sur la planche I.

* Laboratoire d'hydrogéologie de l'Institut de géologie de l'Université de Lausanne.

c) *Le débit des drainages.* Les prairies et les zones cultivées en pente douce sont assainies par des drainages déversant dans la rivière les eaux qu'ils ont récoltées dans le sous-sol. Les points de mesure de ces drainages sont désignés par la lettre D sur la carte. Ils sont au nombre de 24. Leurs débits furent également mesurés tous les quinze jours.

d) *Les sources.* Elles sont désignées par leurs coordonnées kilométriques et par un numéro à l'intérieur des carrés ainsi délimités. Sur les 74 sources captées dans notre bassin, 46 alimentent les villages de Villars-Tiercelin, de Chardonney et de Montaubion; les 28 autres appartiennent à des communes situées hors de notre bassin: Poliez-Pittet, Echallens, Dommartin et Lausanne. Ce sont donc des eaux qui sont soustraites à la Haute Mentue.

Toutes ces sources figurent sur la planche I. Dix-sept sources ou groupes de sources caractéristiques furent contrôlés tous les quinze jours, d'autres épisodiquement. Les sources de la ville de Lausanne n'ont été jaugées que mensuellement et les valeurs obtenues nous furent régulièrement communiquées par M. REYROUD, chef du secteur Jorat, que nous tenons à remercier ici.

Chaque mesure de débit de la rivière, des drainages ou des sources fut toujours accompagnée de celles de la température, de la résistivité et parfois d'une analyse sommaire de l'eau.

Presque toutes les mesures ont été faites par Y. LAVANCHY et J.-F. BRODBECK et cela vers le 5-6 et le 20-21 de chaque mois, quel que soit le temps.

Le dossier complet contenant toutes ces données est déposé à l'Institut de géologie de l'Université de Lausanne. Le présent rapport ne fait qu'en dégager les résultats essentiels.

Nous avons procédé, bien entendu, au levé géologique du bassin. Ce travail fut complété par un levé géoélectrique détaillé, réalisé par F. ZWAHLEN sous la direction de C. MEYER DE STADELHOFEN, professeur de géophysique à l'Université de Lausanne.

La publication de ce texte a été facilitée par une importante contribution financière de la Fondation Herbette.

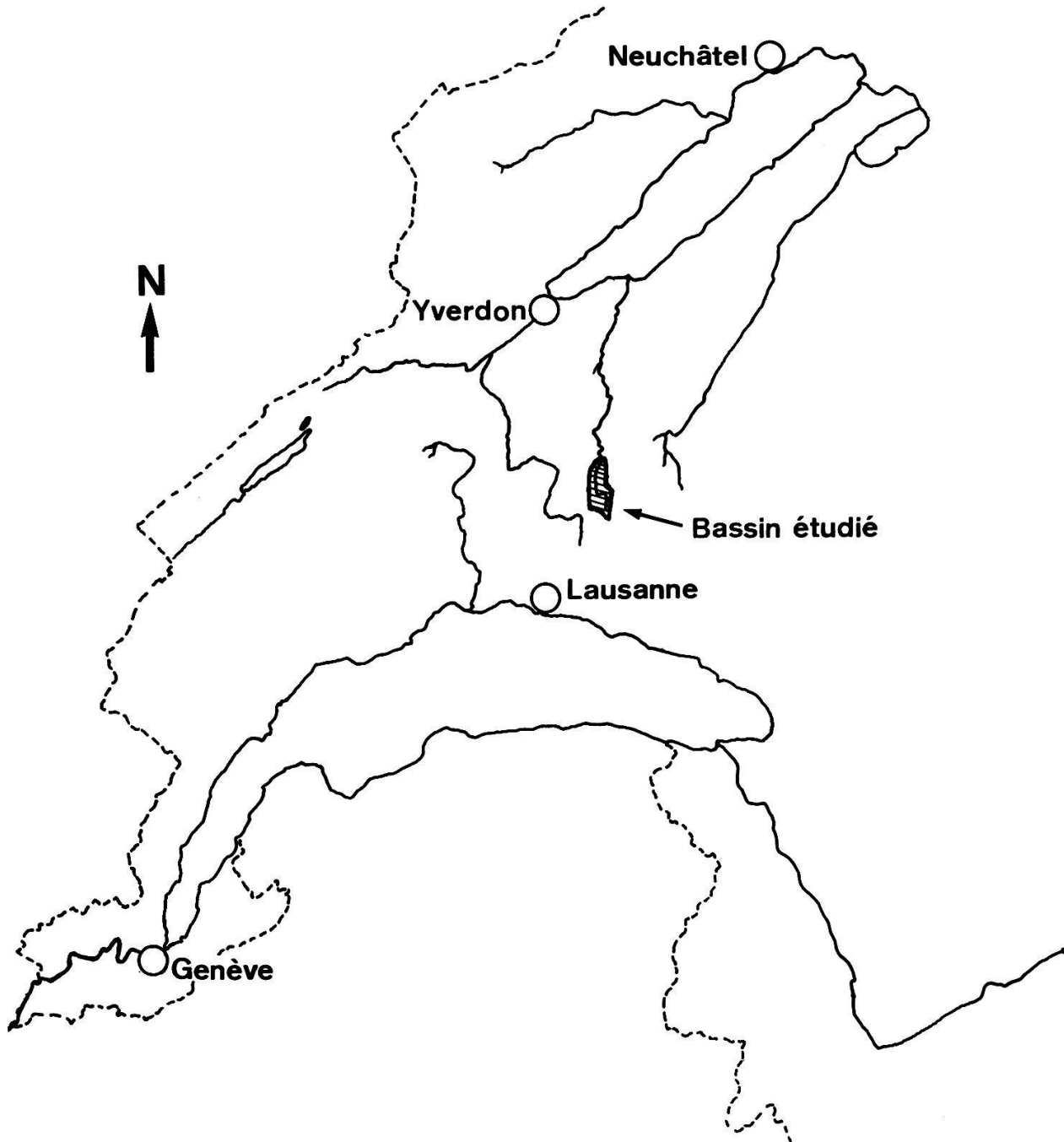
2. GÉOLOGIE SOMMAIRE DE LA RÉGION (PLANCHE II)

Le bassin de la Haute Mentue s'étend au versant septentrional du Jorat. Son point le plus bas est le seuil de Dommartin. De là, le terrain s'élève vers le S jusqu'à plus de 900 m. La forêt domine dans cette zone méridionale, tandis que vers le N, ce sont les prés et les champs cultivés qui l'emportent, (voir planche I).

Les formes de terrain, assez molles, ont été façonnées au Quaternaire par le glacier rhodanien. Dans cette ancienne surface empâtée de moraine,

Situation géographique

Fig. 1



Echelle: 0 10 20 km

la Mentue et ses affluents ont entaillé des cours profonds libérant ainsi de beaux affleurements de Molasse, substratum rocheux de toute la région.

La Molasse comprend ici deux formations appelées par A. BERSIER: *Aquitanien* et *Burdigalien*. A vrai dire, ces dénominations sont incorrectes, car la partie supérieure de cet *Aquitanien* est déjà d'âge burdigalien. Nous avons cependant conservé la nomenclature de A. BERSIER, car elle s'accorde bien avec les propriétés hydrologiques des terrains.

2.1 L'*Aquitanien* est caractérisé par des dépôts cyclothémiques, se traduisant en gros par une alternance de bancs épais de marnes et de grès pouvant atteindre plusieurs mètres. Les marnes, grises vers le bas, prennent des teintes vertes vers le haut de la formation. On en retrouve sous forme de galets mous incorporés dans les grès à la base des cyclothèmes. Vers le sommet de l'*Aquitanien*, où des influences marines commencent à se faire sentir, ces galets peuvent atteindre 10 cm de diamètre; des débris carbonneux les accompagnent.

L'*Aquitanien* détermine les parois sous Montaubion et de bons affleurements dans la Mentue jusqu'à 500 m au NW de Villars-Tiercelin.

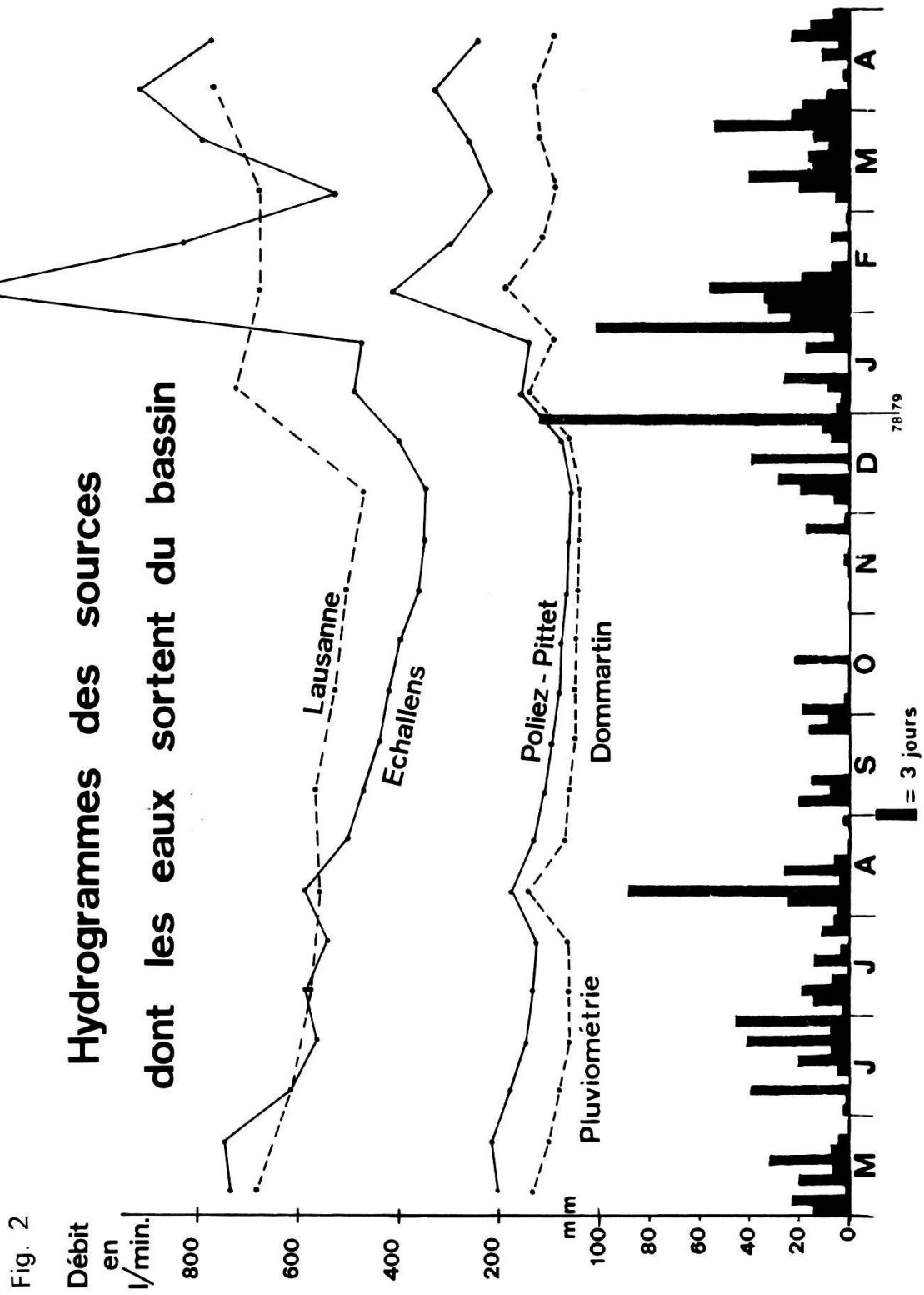
La présence d'épais niveaux marneux rend cette formation très peu perméable.

2.2. Le *Burdigalien* est essentiellement gréseux; les marnes en sont absentes ou réduites à quelques rares intercalations. Les grès verdâtres, à ciment calcaire plus ou moins développé, sont riches en glauconie et présentent divers types de stratification: bancs massifs ou plaquetés, stratifications entrecroisées, ripples de nature diverse, etc.

Le *Burdigalien* forme un ensemble massif irrégulièrement fissuré. Les eaux ne peuvent y circuler, mise à part sa surface altérée, qu'en empruntant les fissures et les joints de stratification.

2.3. La *moraine* couvre de grandes surfaces et, en l'absence d'entailles naturelles ou artificielles, sa nature et partant son comportement hydrologique demeurent difficiles à estimer. Elle présente en effet de grandes variations allant de la moraine de fond argileuse et imperméable à des ensembles sablo-graveleux plus ou moins limoneux et plus ou moins perméables en petit.

L'épaisseur de la couverture morainique semble localement très faible, en particulier dans les zones notées sur notre carte géologique comme «Molasse sous faible couverture». Là où les affleurements et autres indications manquent, nous nous sommes basés sur la morphologie combinée avec le levé géoélectrique (traîné de 9 m) pour délimiter les régions où la moraine domine.



3. HYDROLOGIE

3.1. ETUDE DES DÉBITS

Un examen critique du bassin de la Mentue a permis de sélectionner les points de mesure les plus favorables de la rivière (R1 à R10) et des drainages (D1 à D24) pour nos contrôles bimensuels.

Pour les forts débits, les mesures ont été faites au «Tauchstab», appareil commercialisé par Hydrobios de Kiel, dont la précision avoisine 3 à 5 % de la valeur du débit mesuré.

Les faibles débits ont été mesurés par le temps de remplissage de récipients de capacités adaptées à leur importance.

Dans l'ensemble, l'erreur possible des mesures demeure inférieure à 5 %.

La courbe annuelle des variations pour tous les débits mesurés présente en gros une allure sinusoïdale identique: décroissance de mi-avril ou début de mai jusqu'à un minimum en novembre, puis en décembre les débits recommencent à croître. Le minimum de l'étiage tombe dans les quinze derniers jours de novembre pour tous les jaugeages en rivière et pour les drainages à forts débits. Par contre, pour les sources et le reste des drainages, il est plus tardif: fin de novembre et début de décembre. Quant au débit maximal, il se situe de façon moins précise entre le début de mars et la fin d'avril (1979).

Les écarts de débit entre le minimum et le maximum sont proportionnellement plus accentués pour les débits importants (rivière et gros drainages) que pour les sources et les drainages de moins de 100 l/min.

Sur cette courbe générale se greffent des pics représentant des variations en relation directe avec les précipitations. Leurs amplitudes sont nettement plus grandes pour les jaugeages en rivière que pour ceux des sources et des drainages. Ces variations sont journalières à hebdomadaires et nos mesures faites en période pluvieuse les ont souvent mises en évidence.

Toutes ces variations de débit, quelle que soit leur nature, sont liées directement à la quantité et à la durée des précipitations. Les variations saisonnières le sont indirectement par la recharge des terrains par les pluies hivernales et la fonte des neiges, puis par leur vidange sous l'effet de la gravité et de l'évapotranspiration.

Les variations de courte amplitude sont directement liées aux précipitations. Mais pour préciser cette relation, il est nécessaire de disposer d'enregistrements continus du débit et de la pluviométrie à la même station. Ce fut le cas de la Mentue à Dommartin, équipée d'un limnigraphe et d'un pluviographe de mai 1978 à novembre 1978. De l'examen et de la comparaison des courbes enregistrées se dégagent les règles suivantes:

1. Grande similitude des deux courbes.
2. Décalage constant de la courbe des débits par rapport à celle des précipitations.

3. La durée du décalage des maxima est variable et dans la plupart des cas elle est supérieure à celle qui sépare le début des averses de celui de la petite crue correspondante.
4. En comparant les crues et les précipitations qui les ont provoquées, on remarque que le laps de temps qui les sépare dépend directement du type et de la durée des précipitations.
5. Généralement, une averse orageuse intense mais brève (une à trois heures) s'inscrit au limnigraphe avec un retard d'une demi-heure à une heure. C'est là une valeur moyenne, les décalages mesurés oscillent entre zéro et quatre heures et demie.
6. Une pluie normale se marque au limnigraphe avec un retard plus important (deux à trois heures en moyenne, avec des extrêmes de zéro à six heures et demie). Ces variations dépendent de l'imprégnation du terrain. S'il est déjà gorgé d'eau, les pics des courbes des précipitations et du débit sont pratiquement simultanés. Par contre, s'il est sec, l'écart est bien marqué. Cela explique pourquoi les décalages entre les deux courbes sont plus importants de mai à août que durant les autres mois, car durant cette période, l'assèchement du terrain est facilité par la croissance des végétaux et les hautes températures.
7. En période sèche, pour qu'une pluie se marque sur la courbe de débit, il faut qu'elle totalise au minimum 2 mm; en période humide, 0,5 à 1 mm suffit.

Pour l'évolution du débit des sources et des drainages, nous ne pouvons nous baser que sur des mesures bimensuelles, ce qui rend les rapports débit-pluviométrie plus difficiles à établir.

Comparons les hydrogrammes des drainages et des sources avec ceux de la rivière, par exemple avec celui de R6. On constate une parfaite coïncidence des pics et des creux. Ce résultat tient en partie à la fréquence insuffisante de nos mesures, mais implique des décalages inférieurs à quinze jours.

Le 17 octobre 1978, une violente averse (20,2 mm) se produisit au cours d'une période sèche. Elle se marquait encore lors du contrôle du 19-20 octobre dans les drainages D7, D9, D11, D13, D16 et D24, ainsi que dans les sources 544/163-6b, 544/163-4b, 544/162-2 et 543/161-1. Le temps de réaction a donc été très court pour les points d'eau cités ci-dessus.

3.2 LES DÉBITS SPÉCIFIQUES (QS)

Nous appelons débit spécifique d'un bassin le débit d'eau qui en sort rapporté à l'unité de surface, ici l'hectare. Il est donc exprimé en litre/minute/hectare (l/min/ha). Il comprend les ruissellements superficiel et hypodermique, les suintements et petites venues, bref toutes les eaux qui passent au point de jaugeage. On y ajoute le débit des sources captées dans le bassin et dont les eaux sont évacuées dans une autre unité hydrologique.

Pour serrer le problème de plus près, le bassin versant de la Haute Mentue a été subdivisé en douze sous-bassins numérotés R1 s.str. à R10, plus D1 et D18. Leur localisation et leurs limites figurent sur la planche I, et leurs principales caractéristiques sur le tableau 1. Précisons que R1 s.str. est égal à R1 (bassin de la Haute Mentue) dont on soustrait R2 plus D1. Quant à R6, il englobe les sous-bassins R7, R8 et R9.

Tableau 1. – Résistivités et débits spécifiques des sous-bassins.

Numéro du sous-bassin	Surface en ha	Débit spécifique en l/min/ha			Résistivité moyenne en ohms.cm
		maximum	minimum	moyen	
R1	1252	157	3,2	19,5	3123
R1 ss	338	139	1,3	20,5	-
R2	288	166	0,8	18,7	3604
R3	152	114	2,8	20,4	3007
R4	29	281	2,6	25,7	5128
R5	12	383	2,1	34,5	4938
R6	197	157	2,4	19,0	4160
R7	38	272	1,9	20,2	4897
R8	16	352	3,8	35,6	4609
R9	61	237	2,0	24,4	5399
R10	62	93	2,5	17,9	4176
D1	119	145	7,6	20,7	2269
D18	56	147	1,8	18,0	2540

Les variations des QS au cours de l'année ont été grandes. Elles résultent en majeure partie du ruissellement, qui fut particulièrement intense en février 1979 lors de la fonte des neiges. Par contre, si l'on examine les QS moyens, on constate que la plupart se groupent autour de la valeur de 20 l/min/ha. Quatre sous-bassins font exception avec des valeurs plus fortes: le R4 (QS moyen 25,7), le R5 (QS moyen 34,5), le R8 (QS moyen 35,6) et le R9 (QS moyen 24,4). Ces quatre sous-bassins sont couverts de forêts, mais ce n'est peut-être pas la cause unique de ces valeurs élevées. Il se peut aussi que les limites topographiques choisies pour délimiter les sous-bassins ne coïncident pas avec les limites hydrologiques. On constate en effet des sortes de compensations d'un sous-bassin à l'autre. Ainsi, si l'on groupe R6 (qui comprend R7, R8 et R9), R4 et R5, on obtient un QS

Planche I

MENTUE

Bassin supérieur :

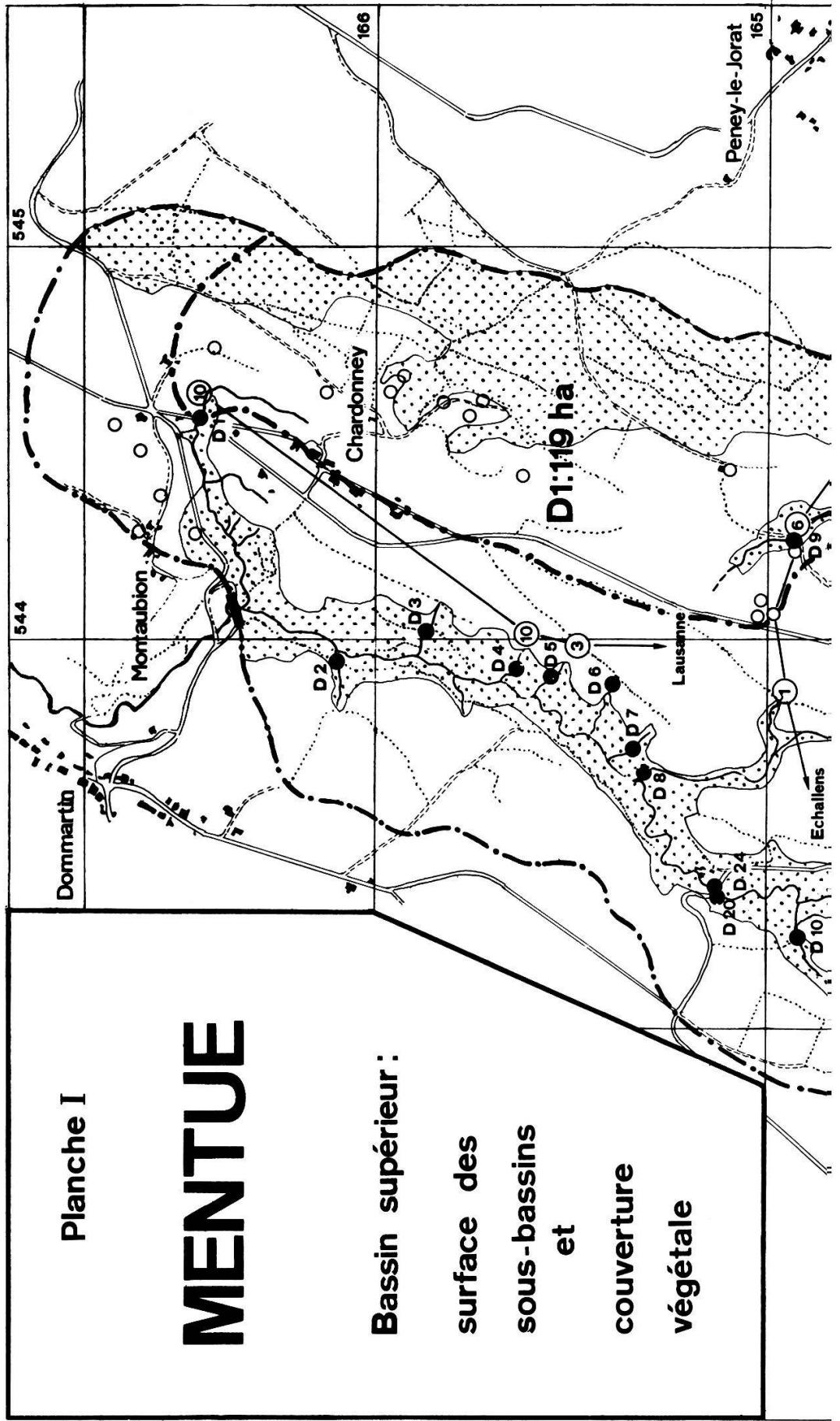
surface des

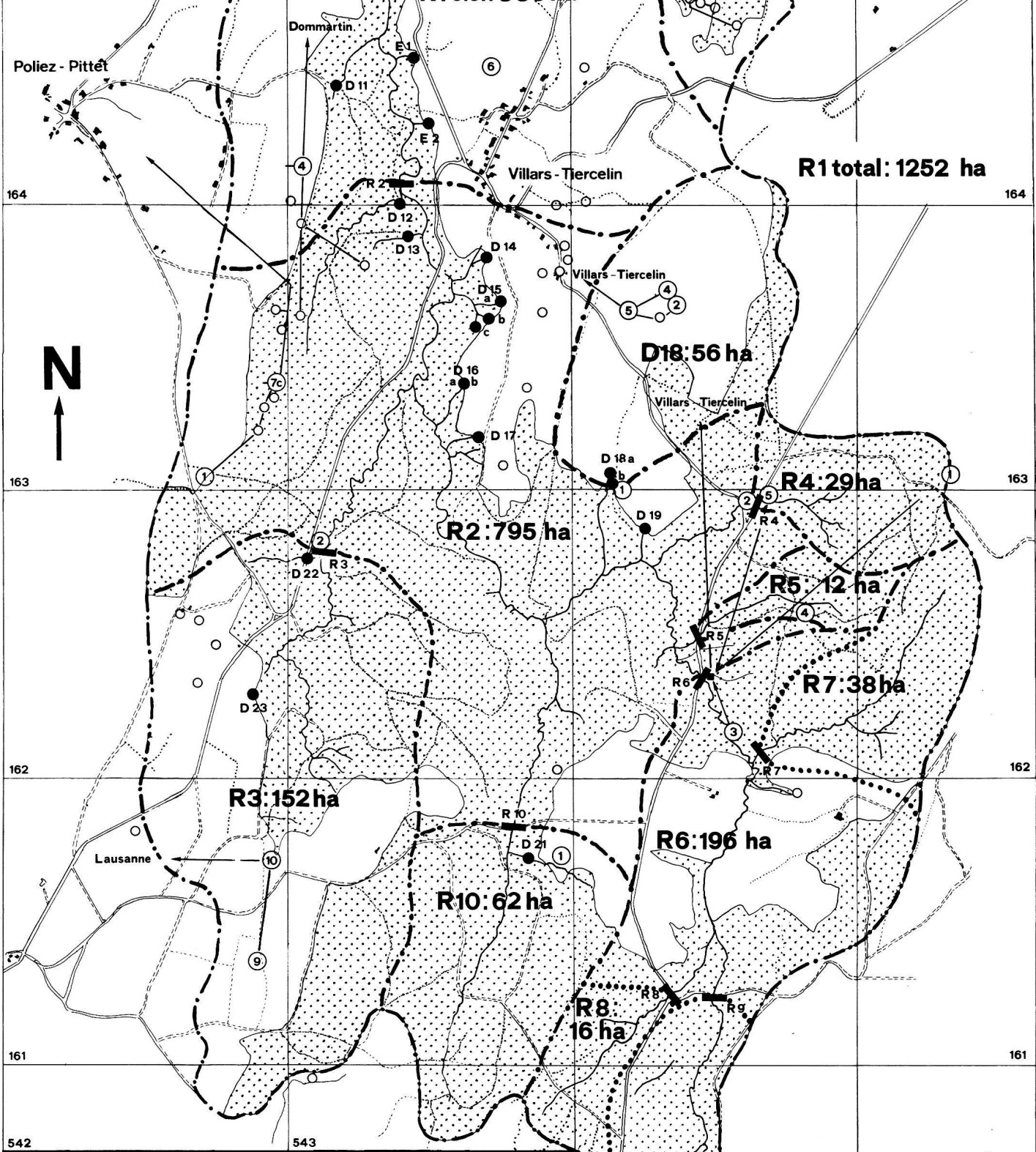
sous-bassins

et

couverture

végétale

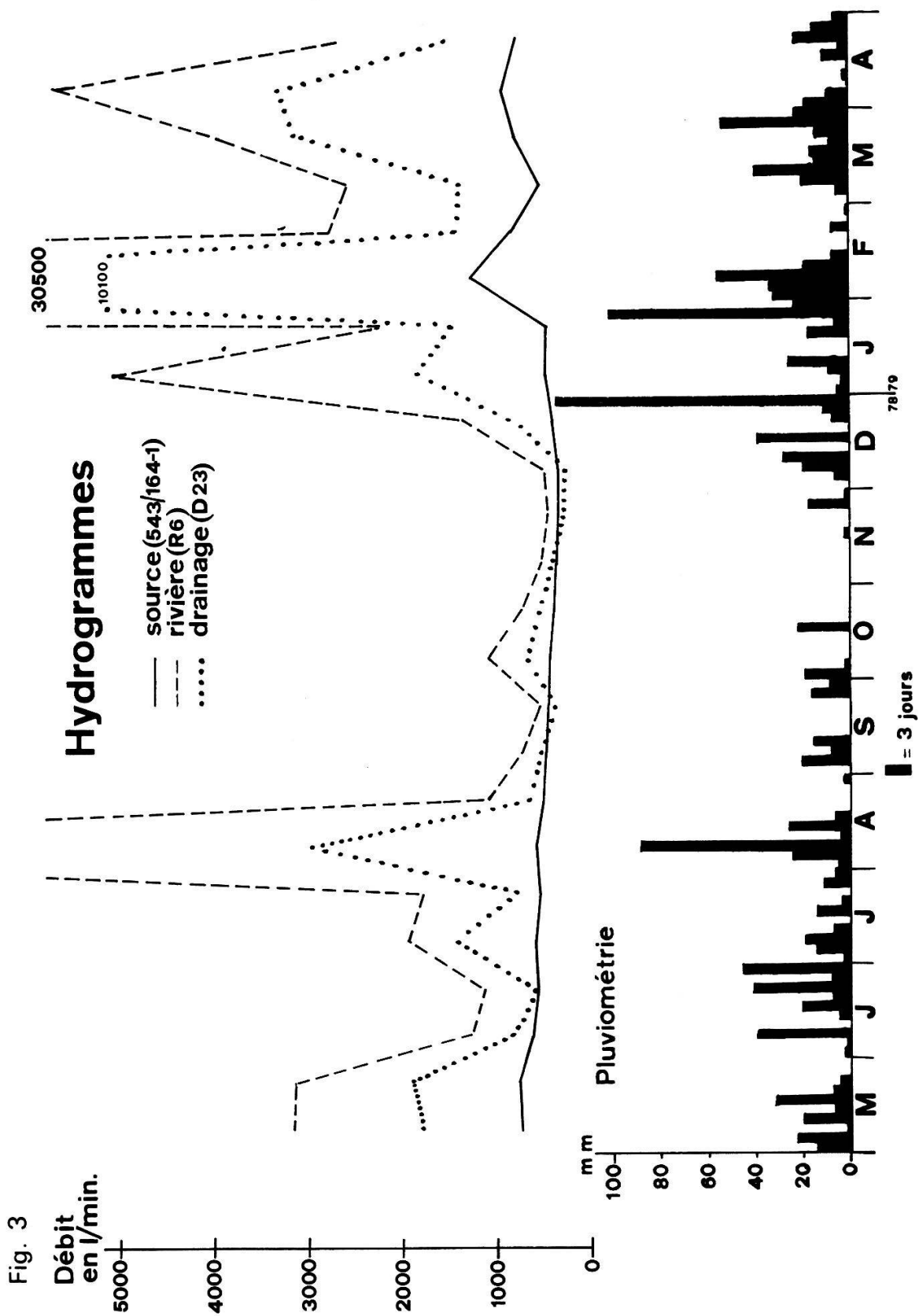




Légende

- sources jaugées régulièrement
- sources non jaugées
- point de jaugeage des drainages
- point de jaugeage des rivières
- limites du bassin et des sous-bassins
- ▨ zones boisées

Echelle: 500 m



de 19,6 l/min/ha; de même en combinant R8 et R9, on obtient un QS de 21,5 l/min/ha. Ces chiffres sont proches des 20 l/min/ha.

D1 présente un QS moyen normal (20,7 l/min/ha), mais son QS minimal est anormalement élevé par rapport aux autres (7,6 l/min/ha). Cela s'explique par la présence dans ce sous-bassin de la grosse source 544/166-10 qui stabilise le débit total.

Les débits spécifiques permettent de calculer facilement la tranche d'eau de ruissellement et d'infiltration pour l'année 1978-79. Pour l'ensemble du bassin, en prenant comme base le QS moyen de R1, on obtient une tranche d'eau de 1204 mm, soit très exactement les 2/3 des précipitations au Chalet du Villars (1550 mm). Les 34% restant correspondent à l'évaporation et à l'augmentation du stock souterrain en fin d'année.

La figure 6 donne pour R1, R6, R10, D1 et D18 (sauf pour la crue de février) les relations entre les débits spécifiques et la résistivité de l'eau. On constate pour chacun de ces points de mesure une baisse simultanée de la résistivité et du débit spécifique; cette baisse est d'autant plus rapide que la résistivité moyenne rappelée ci-dessous est plus élevée:

R10=4176 ohms.cm

R6 =4160 ohms.cm

R1 =3123 ohms.cm

D18=2540 ohms.cm

D1 =2269 ohms.cm

Les résistivités de R6 et R10 qui sont les plus hautes sont les plus variables, étant les plus influencées par le ruissellement. Celles des drainages D1, D18 les plus stables. Celle de R1 a des valeurs et un comportement intermédiaires, dus aux nombreux drainages qui se déversent dans la rivière.

3.3 COURBES DE TARISSEMENT

Du point de vue pluviométrie, 1978 a présenté les caractéristiques suivantes à la station du Chalet du Villars:

Les cinq premiers mois ont été relativement pluvieux; les précipitations mensuelles ont toujours dépassé 100 mm. En juillet, il pleut jusqu'au 11 (79,6 mm); le reste du mois est sec. En août, les précipitations sont abondantes (158,2 mm), dont 80% tombent entre le 1 et le 10; le reste du mois est assez sec. Le mois de septembre ne totalise que 68,2 mm de pluie répartis entre le 5 et le 11 (43,3 mm) et entre le 27 et le 30 (24,9 mm); c'est donc un mois relativement sec. Avec 43,8 mm, octobre l'est encore davantage; les précipitations ont lieu du 3 au 4 avec 21,6 mm et du 17 au 18 avec 22,2 mm. Le mois de novembre est sec; sur ses 21,3 mm, 19,2 tombent entre le 25 et le 28. Décembre marque avec 258,5 mm le début des

Fig. 4

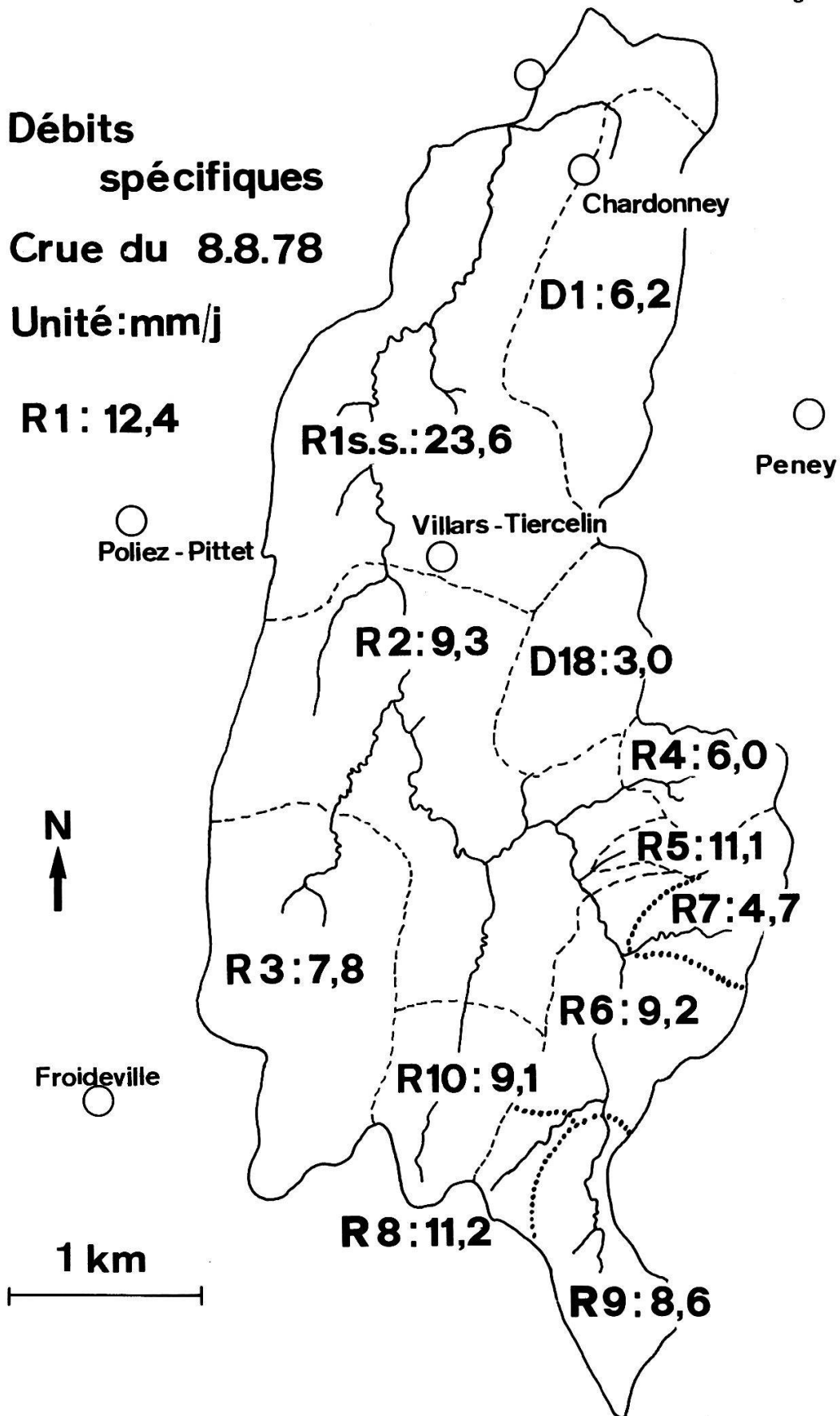


Fig. 5

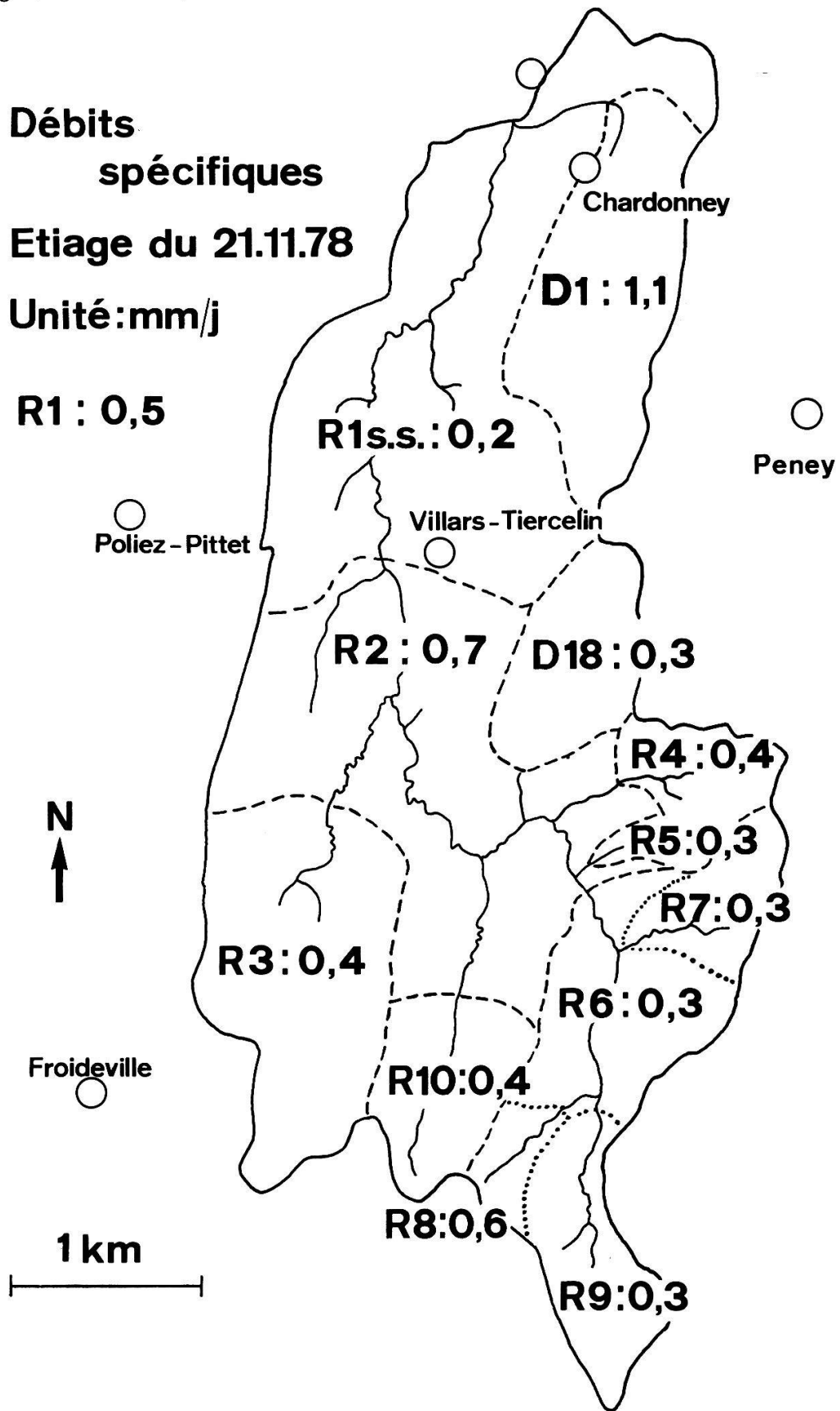
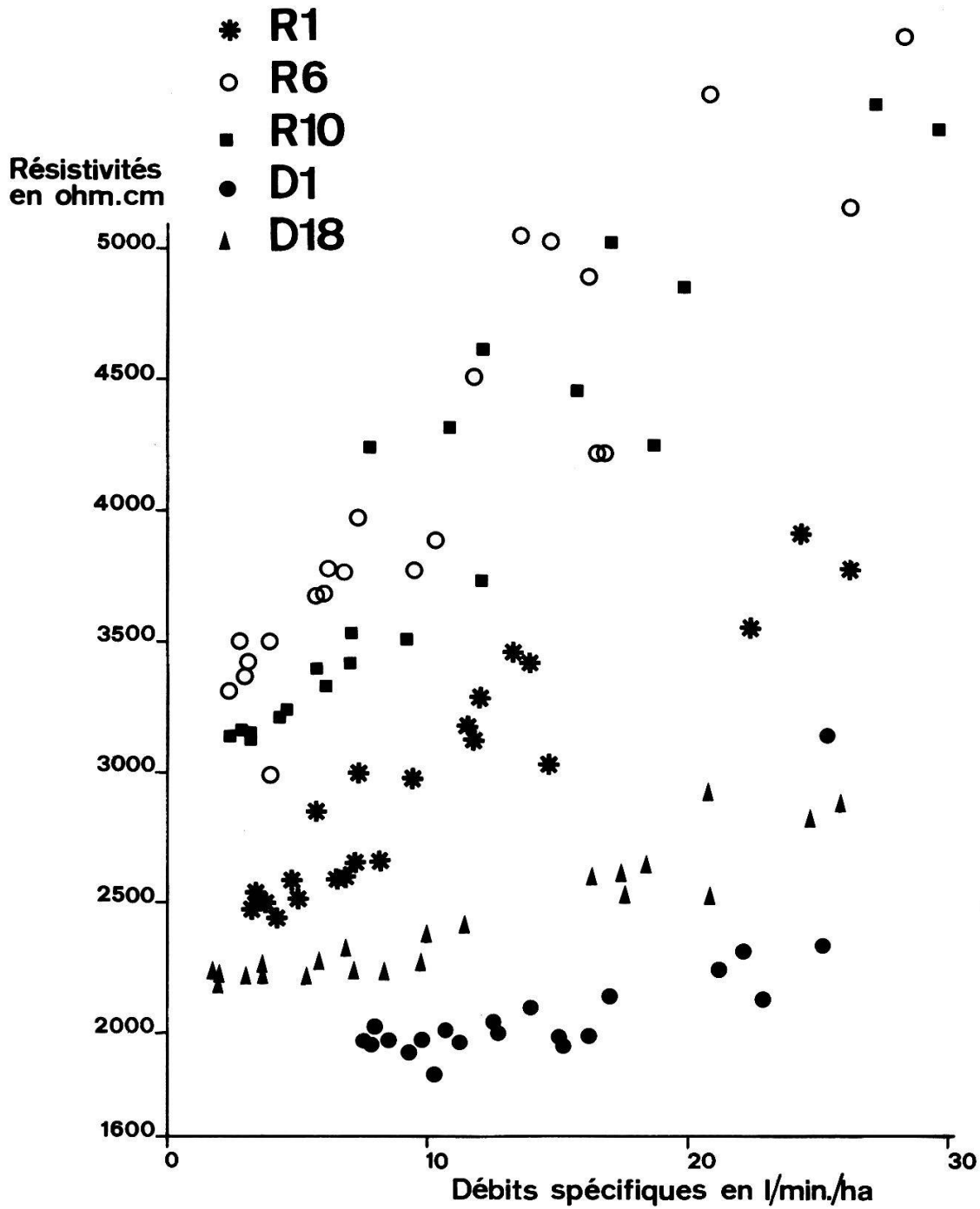


Fig. 6



Rapports entre les débits spécifiques et la résistivité des eaux

précipitations hivernales, sous forme de pluie et de neige, dès le 11 du mois; il y a eu quelques pluies antérieurement, 6,2 mm le 4 et 19,5 mm le 8.

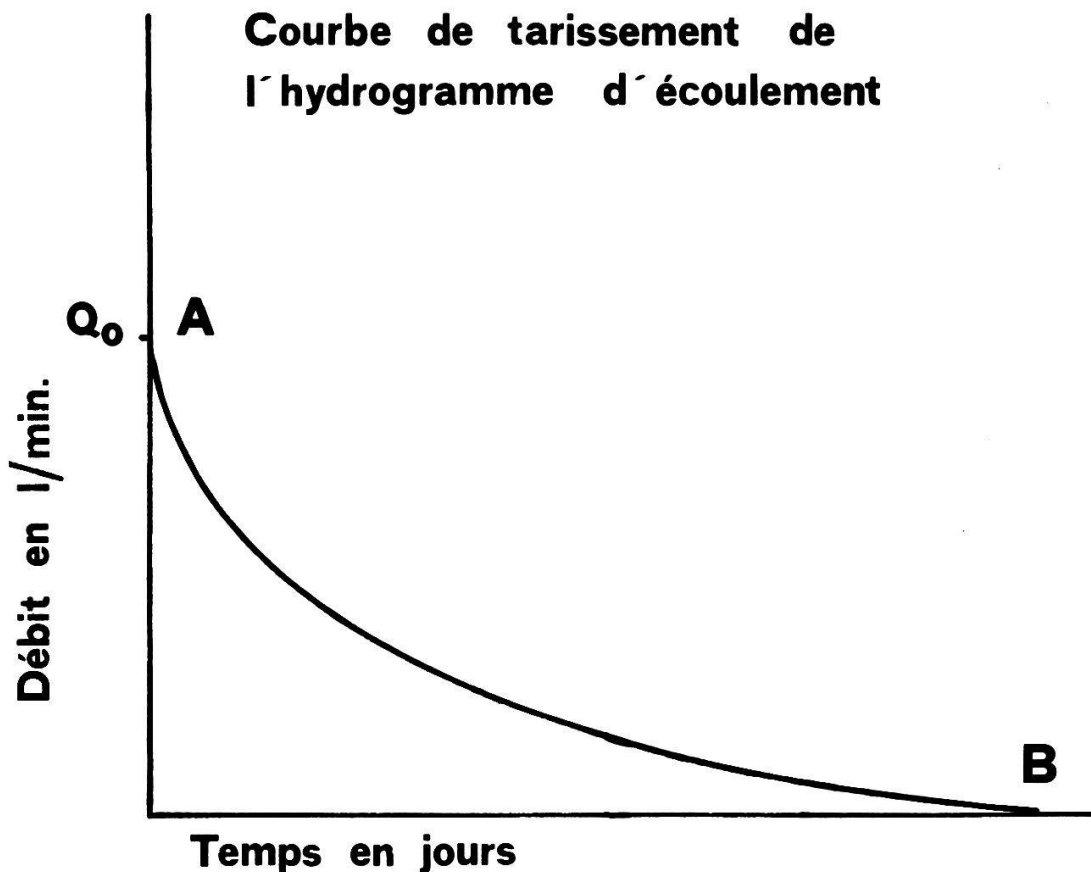
Les hydrogrammes se rapportant à cette période sont caractéristiques d'une période de décrue, aussi bien pour les sources que pour les drainages ou les jaugeages en rivière, avec une recharge au début d'août, suivie d'une vidange jusqu'au début de décembre. Cette vidange n'est pas régulière partout, on observe fréquemment une faible recharge au début du mois d'octobre.

3.3.1 Rappel théorique

En période de non-réalimentation, l'hydrogramme est représentatif de la vidange de l'aquifère, (fig. 7).

L'origine A correspond au début du tarissement (débit Q_0), et la fin B au tarissement complet.

Fig. 7



Plusieurs formules mathématiques ont été proposées pour exprimer cette courbe. Nous avons adopté celle de Maillet, qui est la suivante:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

Q_t est le débit à l'instant t , exprimé en l/min, dans cette étude.

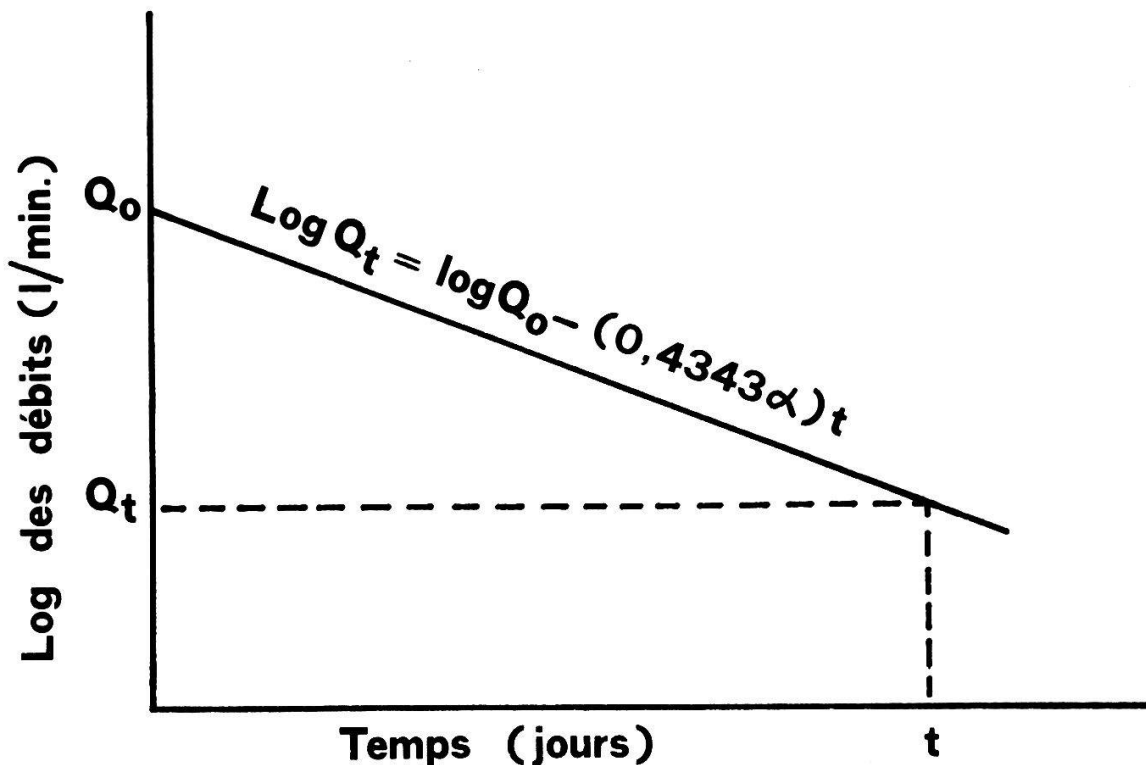
Q_0 est le débit correspondant au début du tarissement, $e=2,718$, la base des logarithmes népériens, α est le coefficient de tarissement, t est le temps en jours écoulé depuis le début du tarissement.

Cette formule peut s'écrire:

$$\begin{aligned} \log Q_t &= \log Q_0 - (\alpha \log e) t \\ \log e &= 0,4343 \\ \log Q_t &= \log Q_0 - 0,4343 \cdot \alpha \cdot t \end{aligned}$$

C'est l'équation d'une droite dans un graphique portant en ordonnées le logarithme des débits. Elle est facile à construire, il suffit de connaître le débit Q_0 et le temps nécessaire pour arriver à un débit Q_t afin de déterminer le coefficient de tarissement représentatif de la vidange du réservoir.

Représentation graphique de la courbe de tarissement: droite représentative de la fonction $\log Q = f(t)$ Fig. 8



Il n'a pas de signification hydrologique précise, mais semble lié à la porosité, à la perméabilité du milieu et au volume des réserves. Plus le coefficient α est élevé, plus la vidange est rapide.

Par intégration, la formule de Maillet permet également de déterminer la quantité d'eau stockée à l'instant t_0 :

$$W = \frac{Q_0}{\alpha}$$

Comme le temps est évalué en jours dans la formule, et que dans notre étude, le débit est exprimé en l/min, il faut modifier la formule de la manière suivante, pour obtenir le volume stocké en mètres cubes.

$$W \text{ (m}^3\text{)} = \frac{Q_0 \cdot 1440}{\alpha \cdot 1000} = \frac{Q_0}{\alpha} \cdot 1,44$$

3.3.2. Allure générale des courbes de décrue

Pour tous les points de jaugeage, nous avons établi pendant la période d'étiage, du 8 août au début de décembre, en plus des hydrogrammes, les courbes de tarissement, où figurent en ordonnées les logarithmes des débits. Les figures 9, 10 et 11 représentent les courbes de tarissement de R1 et des sources 542/163-1 «Mises Brûlées» et 544/162-5 «Mottex». Nous avons choisi là des courbes qui illustrent bien notre propos, mais elles ne sont pas toutes aussi nettes, et parfois même il n'a pas été possible de les établir. Les caractéristiques de toutes les courbes établies sont données dans le tableau 2.

De manière générale, que ce soit pour les sources, les drainages ou les jaugeages en rivière, la courbe de décrue a l'allure illustrée par la figure 12.

La fin de la décrue, c'est-à-dire le tarissement proprement dit, est caractérisée par la droite 2, qui permet d'établir le coefficient α_2 dit «de tarissement».

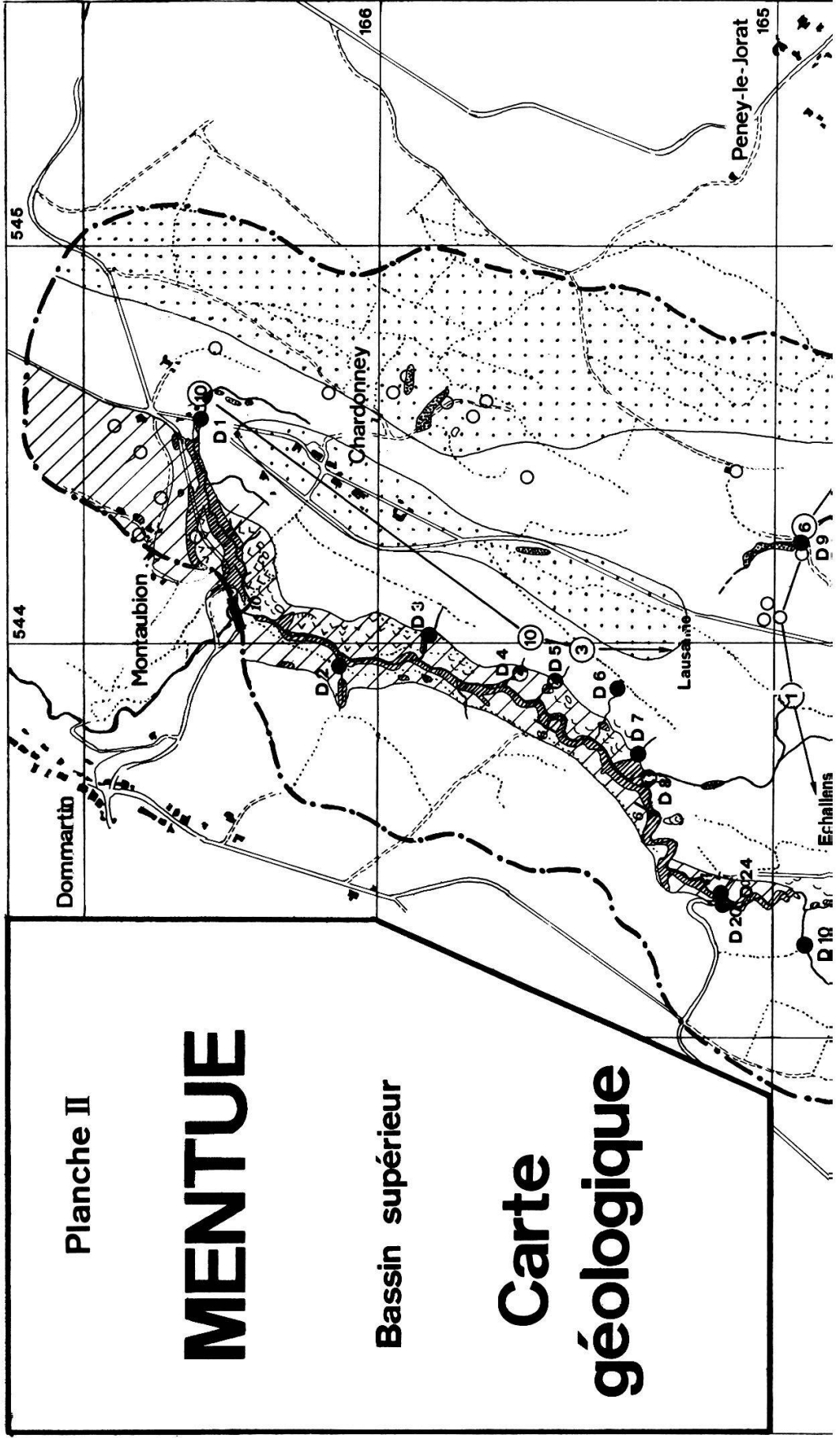
Le début de la courbe de décrue représente, pour les jaugeages en rivière et pour certains drainages, les ruissellements superficiel et hypodermique. Pour les sources et quelques drainages, en revanche, le ruissellement n'intervient pas. Seul existe un écoulement profond dont on doit tenir compte pour calculer les réserves du 8 août. Nous avons donc calculé α_2 , puis soustrait de la courbe 1 les débits correspondant à la prolongée de la droite 2. Ainsi se trouve défini un autre écoulement, 2-1, correspondant uniquement à la partie courbe de la décrue, et caractérisé par son coefficient α_1 . Le calcul des réserves totales peut se faire en additionnant les

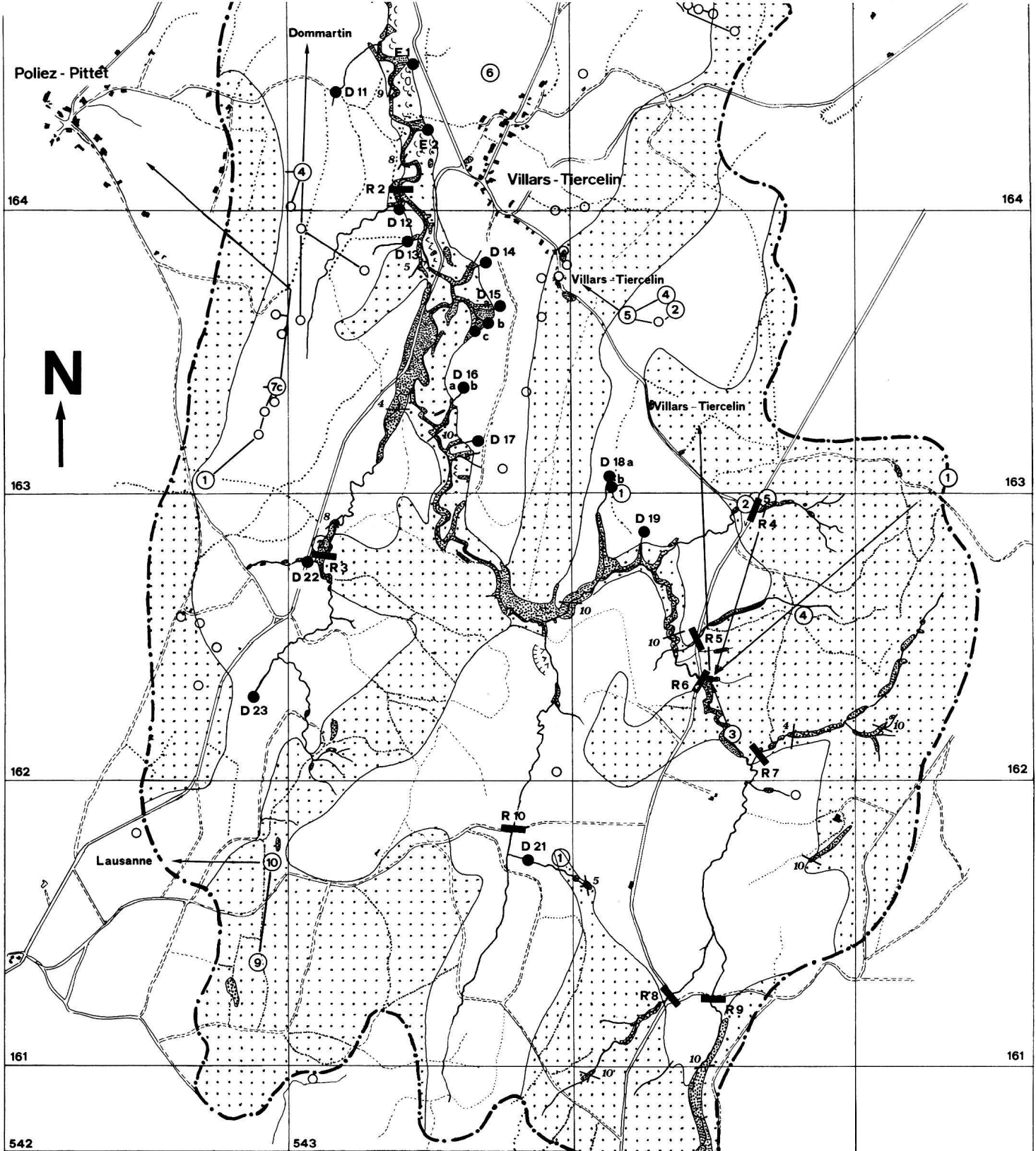
Planche II

MENTUE










Bassin supérieur

Carte géologique





Légende

-  Grès et marnes : « Aquitaniens »
-  Grès massifs ou lités : « Burdigaliens »
-  Relief rocheux sous faible couverture morainique
-  Moraine
-  Glissement avec niche d'arrachement
-  Tassement
-  Direction et pendage des couches
-  Source
-  Point de jaugeage

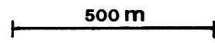
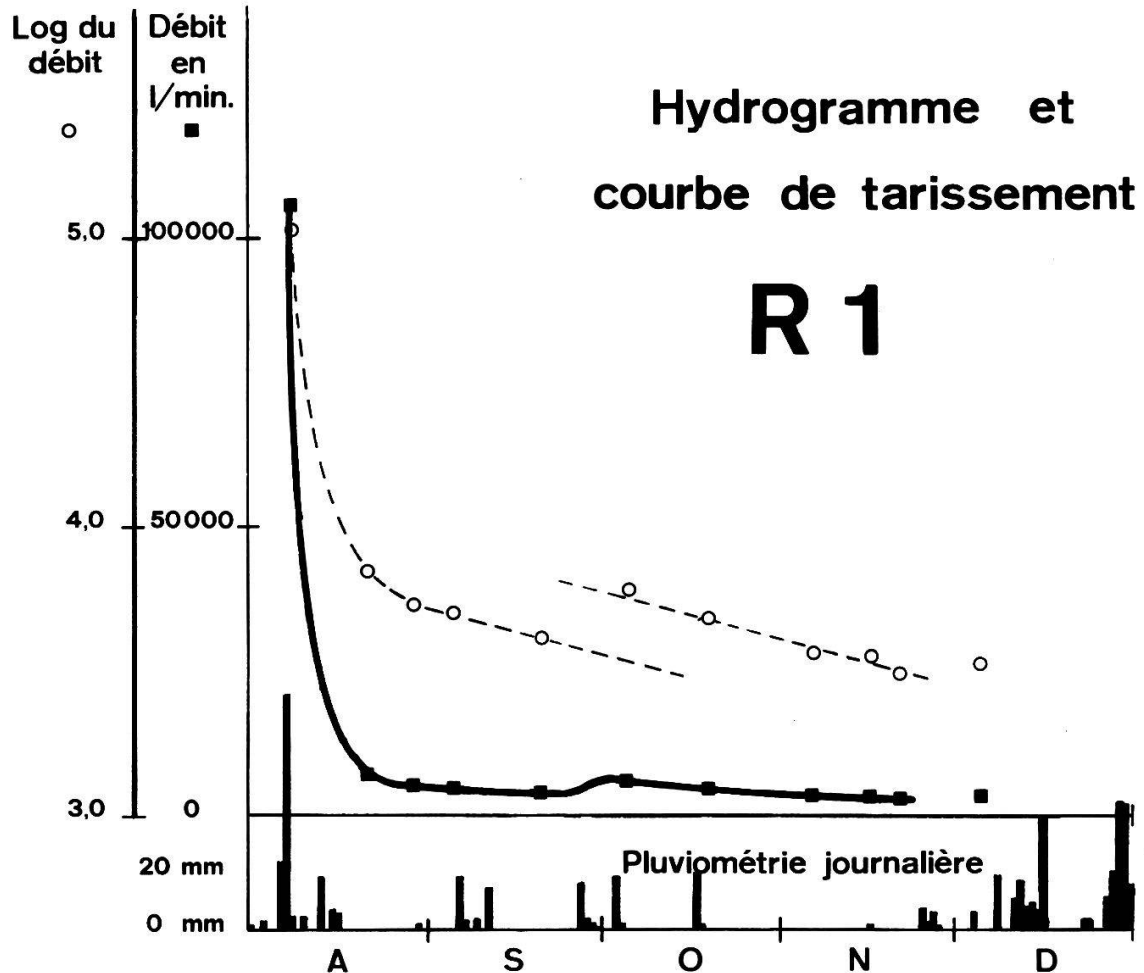
Echelle:  500 m

Tableau 2.1. – Coefficients de tarissement et réserves au 8 août.

Sources	Nb de droites	α_1	α_2	Réserves au 8 août en m ³	Recharge au 5 octobre
<u>544/163 - 1</u>	2	0,0699	0,0115	8100	oui
542/163 - 7 a	2	0,1178	0,0032	25500	oui
<u>b</u>	2	0,1665	0,0141	9400	oui
<u>c</u>	1	--	0,0301	780	?
<u>543/161 - 1</u>	2	0,1054	0,0034	10200	oui
<u>543/162 - 2</u>	1	--	0,0166	235	oui
543/164 - 1	2	0,2905	0,0050	160400	oui
<u>543/164 - 4 sup.</u>	2	0,1593	0,0075	1950	oui
<u>moy.</u>	2	0,1664	0,0030	18700	oui
<u>inf.</u>	2	0,2055	0,0043	9400	oui
543/164 - 6	1	--	0,0072	530	?
<u>544/162 - 2</u>	2	0,1188	0,0116	750	oui
<u>544/162 - 3 a</u>	2	0,0849	0,0053	1440	oui
<u>b</u>	2	0,3531	0,0041	26700	oui
<u>544/162 - 4</u>	2	?	0,0102	1640	oui
<u>544/162 - 5</u>	2	0,0771	0,0077	7900	non
544/163 - 1	2	0,0882	0,0102	9200	oui
544/163 - 2		courbe ininterprétable			
544/163 - 4 a	2	0,0781	0,0076	7100	oui
b	2	?	0,0057	1050	oui
544/163 - 5 2-3	2	0,0467	0,0064	18400	oui
544/164 - 6 a	2	0,0969	0,0167	520	non
b	2	0,0507	0,0032	17400	oui
<u>545/163 - 1</u>	2	0,0828	0,0111	3400	oui
<u>D 17</u>	2	0,1493	0,0085	15900	oui

Les sources dont le réservoir est molassique sont soulignées. Parmi ces sources figure celle du Vuarno bien qu'elle soit du type mixte.

Fig. 9



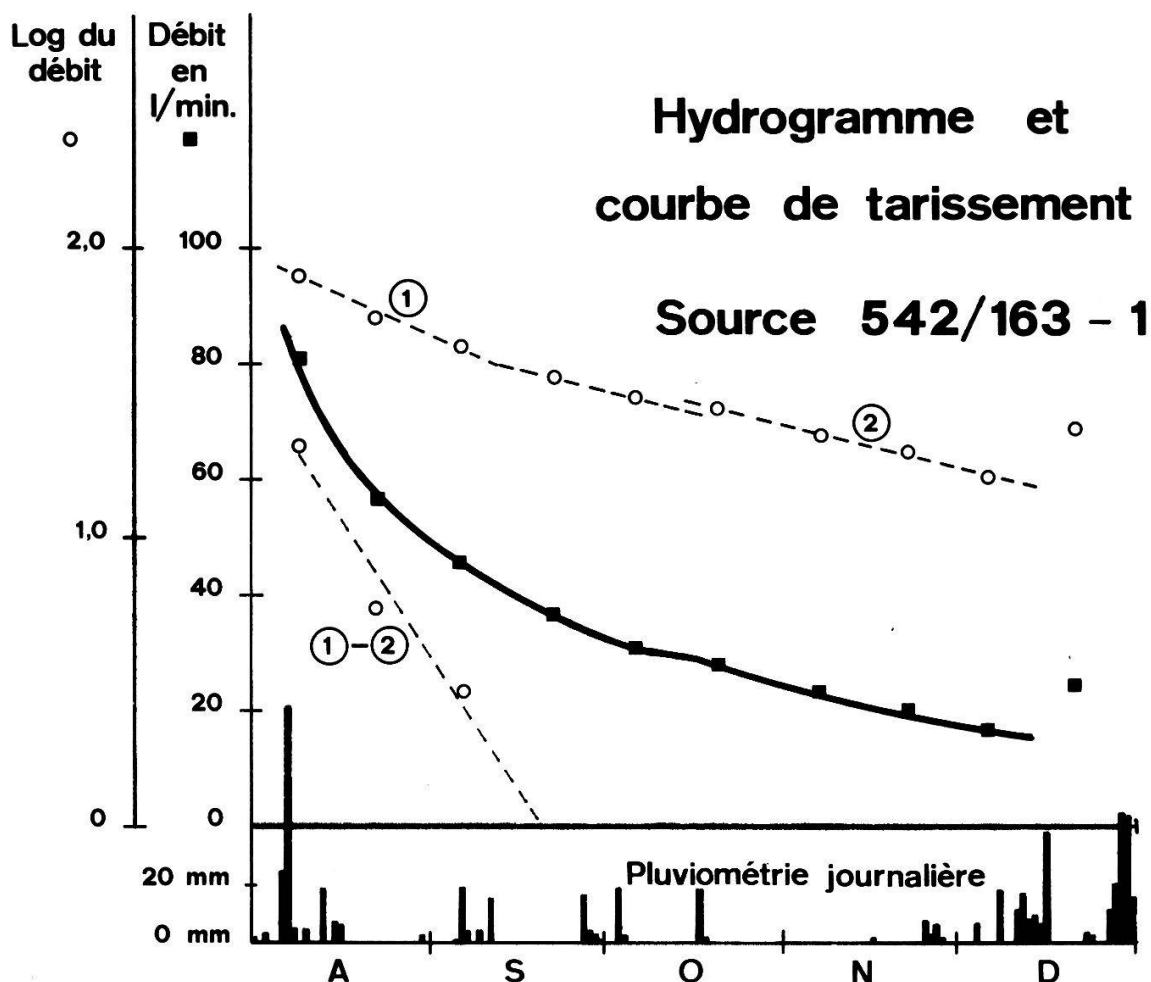
réserves propres à chaque type d'écoulement. Les chiffres obtenus ne donnent que l'ordre de grandeur des réserves.

Une autre technique de calcul consiste à assimiler la partie courbe 1 à une droite, avec un coefficient α_1 apparent lié à l'existence simultanée de deux types d'écoulement. Le point d'intersection des deux droites correspond au temps t_c et au débit Q_c «débit charnière». Au moment t_c le tarissement succède à l'écoulement «double». Le calcul des réserves emmagasinées au temps t_o , origine de la décrue, se fait par un développement de la formule déjà citée:

$$W(t)_o = \frac{(Q_a - Q_c) \cdot 1,44}{\alpha_1 \text{ app.}} + \frac{Q_c \cdot 1,44}{\alpha_2}$$

Mises Brûlées

Fig. 10



Pour déterminer les réserves à un temps t plus grand que t_c , en fin de tarissement par exemple, on n'utilise que la deuxième partie de la formule, Q_t remplaçant Q_c .

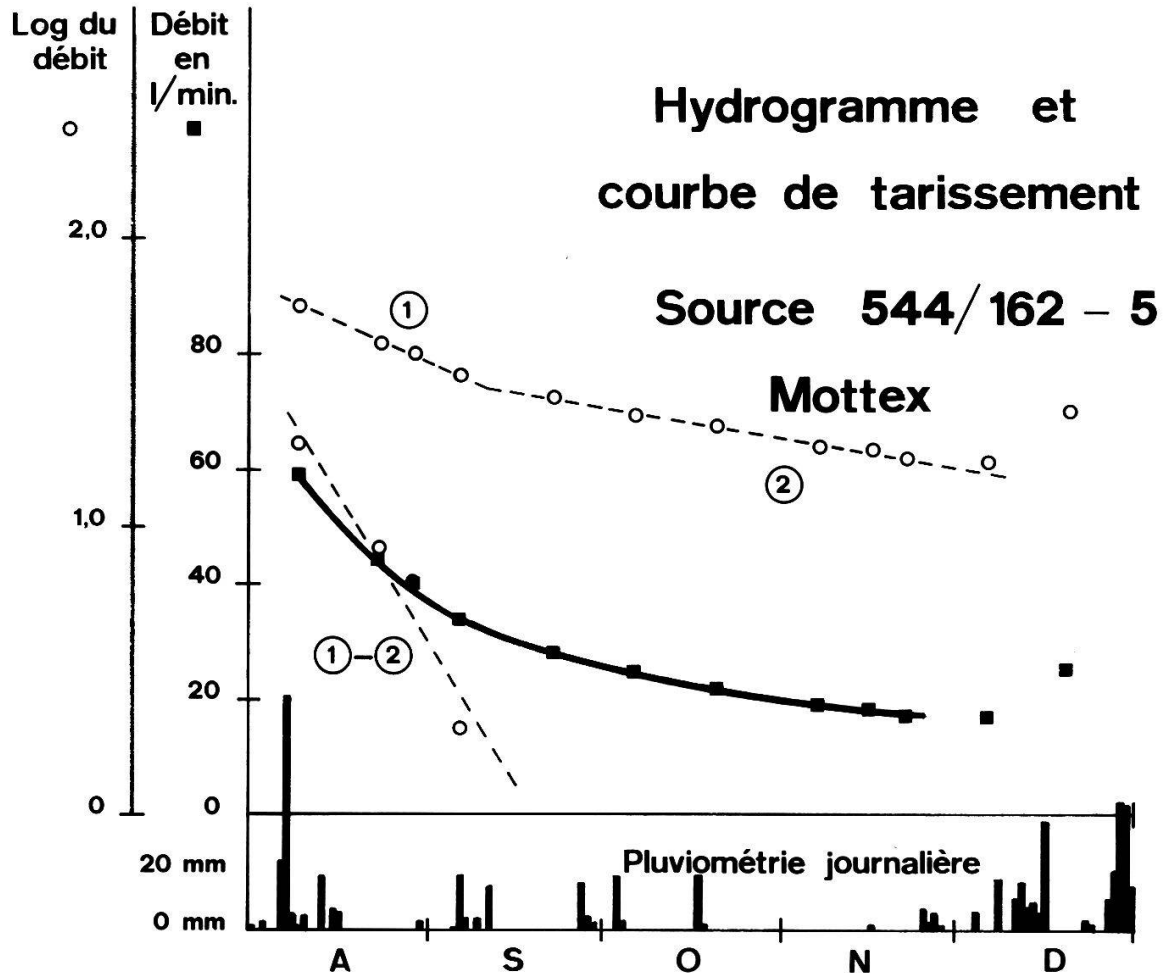
C'est cette dernière méthode que nous avons utilisée pour calculer les réserves des sources du tableau 2. Les deux méthodes de calculs donnent des résultats semblables à 2% près, ce qui est négligeable si on admet une imprécision de l'ordre de 10% dans le calcul des réserves.

Examinons les courbes de tarissement par catégories:

3.3.3. Les sources

Cette catégorie comprend les diverses sources et D17, alimenté vraisemblablement par une source d'origine molassique. Les sources du réseau de

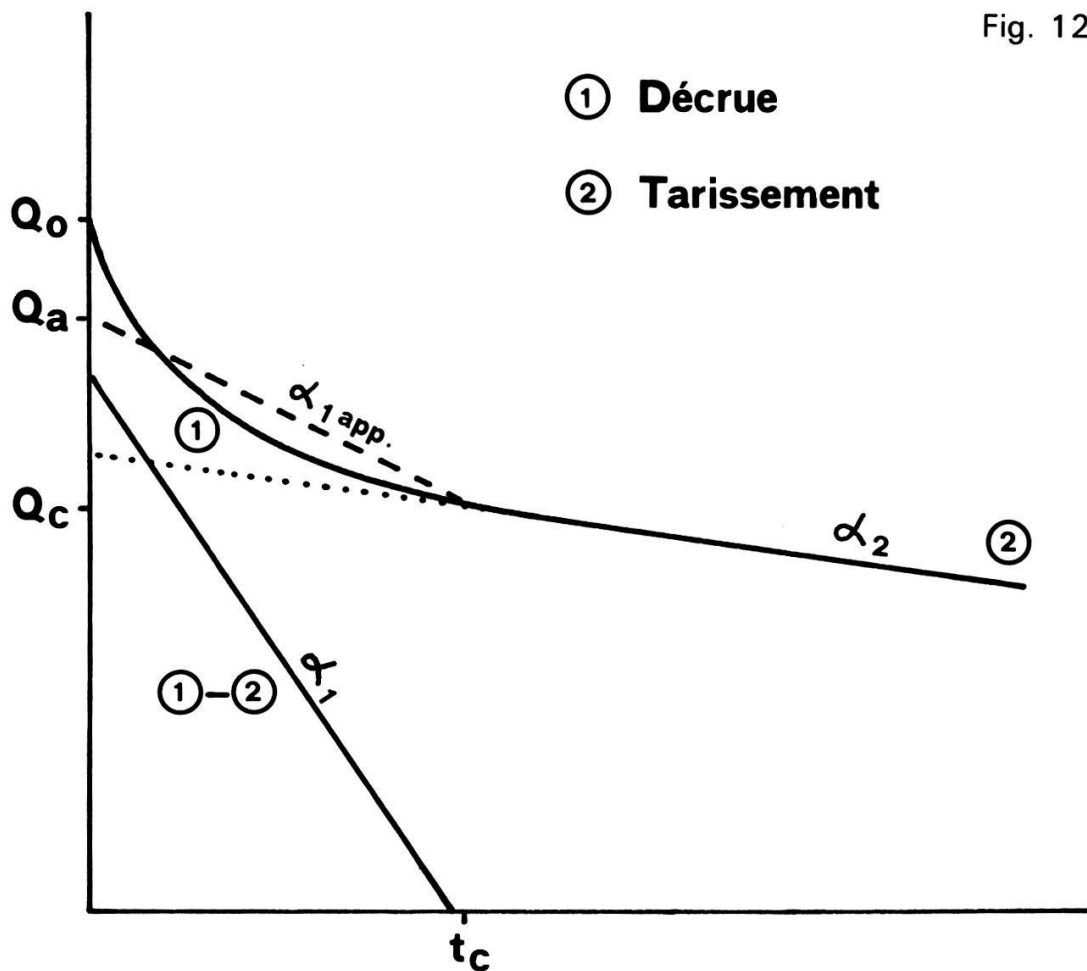
Fig. 11



Lausanne n'ont pas été jaugées assez souvent (une fois par mois) pour permettre un calcul valable des coefficients de tarissement. Ils ont été néanmoins calculés afin de connaître l'ordre de grandeur de leurs réserves.

Dans la plupart des cas, 21 sur 24, la courbe de tarissement peut être ramenée à deux droites, de coefficients α_1 et α_2 , α_1 app. ne servant qu'au calcul des réserves. Cette subdivision en deux droites se remarque quelle que soit la nature du réservoir de ces sources, molassique ou morainique. Font exception trois petites sources superficielles, qui ne montrent qu'une seule droite.

Pour les sources en Molasse, α_1 varie entre 0,3531 et 0,0699, α_2 entre 0,0141 et 0,0030. La présence de deux droites peut être interceptée de deux façons: elle peut correspondre à la vidange de deux réservoirs non communicants (par exemple deux bras de captage), l'un tarissant plus vite que l'autre, ou à un réservoir hétérogène présentant deux types de circulation.



Décomposition de la courbe de décrue

Par exemple, interviendrait d'abord la vidange rapide des fissures, accompagnée et suivie de celle, plus lente, des microfissures, de la Molasse altérée, voire de la moraine sus-jacente. Cette dernière explication nous paraît géologiquement plus plausible.

Les sources qui s'alimentent dans la moraine ont un α_1 compris entre 0,2905 et 0,0467, et α_2 entre 0,0162 et 0,0032. La source 544/163-1 «Vuar-no», de type mixte, moraine et molasse, a été classée dans cette catégorie. Comme en Molasse, on peut invoquer l'existence soit de deux réservoirs différents, l'un tarissant plus vite que l'autre, soit d'un seul réservoir avec deux types de circulation. Les coefficients α_1 étant plus élevés que α_2 , la deuxième hypothèse doit être préférée. La première partie de la courbe pourrait correspondre à une vidange des discontinuités entre les blocs ou d'un lit plus perméable; la deuxième, définie par α_2 , à une vidange plus lente de la matrice plus ou moins sableuse de la moraine.

Quant aux sources n'ayant qu'une seule droite de tarissement, elles s'alimentent dans un seul terrain homogène.

3.3.4. *Les drainages*

Sont étudiés ci-après D2 à D6, D14 à D16, D18 à D20, D24, dont le jaugeage s'effectue à la sortie du collecteur, par opposition aux autres D, qui peuvent être assimilés à des ruisseaux. Bien que le ruissellement n'intervienne pas, les débits de crue doivent être considérés avec prudence, les drainages étant destinés à évacuer rapidement les eaux.

Comme les sources, tous les drainages, sauf D24, ont une courbe de décrue complexe: la première partie est une courbe, le tarissement est représenté par une droite. Le coefficient α_2 varie entre 0,462 et 0,0030; D15 c et D19 ne sont pas interprétables. Bien que tous les drainages, même s'ils reposent sur la Molasse, s'alimentent dans la moraine, l'interprétation de leurs courbes est plus délicate que celle des sources en moraine. On ne sait pas dans quelle mesure la partie courbe de la décrue correspond à la vidange d'un niveau plus perméable de la moraine, ou si elle représente l'évacuation rapide d'eaux de crue sous l'influence des drains. Pour le calcul des réserves, nous n'avons donc tenu compte que de la partie rectiligne de la courbe; seul α_2 a été déterminé, correspondant à l'écoulement profond.

3.3.5. *Les jaugeages en rivière*

En font partie, en plus des jaugeages R en Mentue, D1, D7 à D13, D21 à D23. La première partie de la courbe de décrue représente les ruissellements superficiel et hypodermique; la deuxième, rectiligne, le tarissement. Cette dernière est représentative de l'écoulement profond, et c'est sur son coefficient de tarissement α_2 que repose le calcul des réserves. Les coefficients α_2 varient entre 0,0390 et 0,0030. D13 et D21 ne sont pas interprétables.

3.3.6. *Calcul des réserves au 8 août*

Dans la quasi-totalité des courbes de décrue, on peut distinguer deux parties: la première, courbe, représente le ruissellement ou trahit l'existence d'un réservoir composite; la deuxième, la droite de tarissement qui représente l'écoulement profond.

C'est donc à une évaluation de cet écoulement profond que nous avons procédé pour estimer les réserves des drainages et des jaugeages en rivière (voir tableau 2). Les réserves estimées à R1 totalisent environ 840 000 m³, tandis que celles de R4 à R10 varient de 8000 à 97 000 m³. Les drainages ont des réserves très variables, allant de 200 (D7) à 190 000 m³ (D23).

Comme nous l'avons mentionné, le calcul des réserves des sources a nécessité l'interprétation de la totalité de la courbe de décrue, en utilisant

le coefficient $\alpha_{1 \text{ app}}$. Les réserves des sources alimentant le réseau Echallens atteignent 160 000 m³, cinq sources ont des réserves inférieures à 1000 m³. Le tableau 2 résume les réserves calculées au début de la décrue.

Les réserves des sources du réseau Lausanne, calculées sur la base des chiffres transmis par la ville, figurent dans le tableau 5. Il faut noter les réserves très élevées de la source 544/166-10, qui atteignent 697 000 m³.

3.3.7. Recharge au mois d'octobre 1978

L'examen des hydrogrammes montre que les pluies de fin septembre – début octobre ont provoqué une recharge des aquifères. Cette réalimentation n'a pas été générale et le tableau 2 résume les observations faites à ce sujet. La source 544/162-5, figure 11, présente un cas certain où cette réalimentation ne s'est pas faite.

Le volume de la recharge, estimé en date du 5 octobre, a été calculé pour les principaux points de jaugeage et figure dans les tableaux 2 et 3. Cette recharge est faible dans les sources, généralement inférieure à 10% des réserves. Elle est plus marquée aux points de jaugeage en rivière, où le rapport recharge/réserves est en moyenne voisin de 17%.

3.3.8. Réserves et recharge des sous-bassins

Le calcul des réserves et de la recharge des différents bassins est résumé dans le tableau 4. C'est ainsi que le bassin R1 avait des réserves estimées au 8 août à 1826000 m³ et une recharge en octobre de 260000 m³. Le sous-bassin D1 mérite une mention particulière. Les réserves calculées d'après le débit du drainage au point D1 se montent à 81000 m³. Mais il y a de plus de grosses sources appartenant aux communes de Lausanne et d'Echallens qui sortent du bassin et dont les réserves semblent considérables. Les sources d'Echallens que nous avons jaugées bimensuellement possèdent une réserve calculée de 160000 m³, volume qu'il paraît difficile de loger dans le bassin topographique de ce groupe de sources. L'alignement de ces dernières suggère qu'elles sont liées à une faille SE-NW qui peut facilement drainer des eaux tombées à l'E de notre bassin.

La source 544/166-10 «Perrevuit» a été jaugée mensuellement par son propriétaire, la commune de Lausanne. Elle aurait eu en 1978 un débit moyen de 390 l/min et de faibles variations mensuelles, comme les années précédentes, d'ailleurs. En calculant selon la même méthode, on obtient un coefficient de tarissement très faible, donc de très grandes réserves, de l'ordre de 700000 m³ que l'on est bien en peine de loger dans le sous-bassin D1. Cette source est, de plus, très proche du contact Aquitaniens-Burdigaliens. Il y a donc certainement un apport important venant de l'extérieur, sans qu'on puisse préciser davantage.

Tableau 2.2. – Coefficients de tarissement, réserves au 8 août et recharge au 5 octobre.

Point de jaugeage	α_2	Réserves au 8 août en m ³	Recharge au 5 octobre en m ³
R1	0,0122	836000 *	260400
R2	0,0139	531000 *	214900
R3	0,0194	166000 *	46200
R4	0,0080	21200 *	1980
R5	0,0134	7800 *	2030
R6	0,0166	97000 *	41300
R7	0,0083	19500 *	3500
R8	0,0046	30000 *	2700
R9	0,0152	42000 *	9900
R10	0,0169	35500 *	16300
D1	0,0113	81000 *	6250
D2	0,0230	2120	oui, indéterm.
D3	0,0112	1070	oui
D4	0,0065	1280	non
D5	0,0052	1130	oui
D6	0,0192	1840	non
D7	0,0399	200	oui
D8	0,0044	48000	oui
D9	0,0030	19600	oui
D10	0,0643	1970	non

* Ces réserves ont été calculées sur la base des débits observés au point de jaugeage. Ce ne sont donc pas les réserves du sous-bassin correspondant.

Le volume de la recharge en octobre permet d'évaluer le rapport infiltration/précipitation, en estimant le volume de la pluviométrie correspondante, ce que nous avons fait en tenant compte des données des pluviomètres de Dommartin et du Chalet du Villars. Pour l'ensemble du bassin, ce rapport est estimé à 50%. Pour les sous-bassins R4 à R9, ce rapport est plus

Tableau 2.3. – Coefficients de tarissement, réserves au 8 août et recharge au 5 octobre, suite.

Point de jaugeage	α_2	Réserves au 8 août en m ³	Recharge au 5 octobre en m ³
D11	0,0211	9000	oui, indéterm.
D12	0,0109	19100	oui
D13	courbe ininterprétable		
D14	0,0138	10000	oui
D15 a	0,0101	680	oui
b	0,0265	800	oui
c	courbe ininterprétable		
D16 a	0,0462	460	oui
b	0,0068	8600	oui
D18	0,0221	14300*	1500
D19	courbe ininterprétable		
D20	0,0133	6000	oui
D21	courbe ininterprétable		
D22	0,0039	7900	oui
D23	0,0066	190000	oui
D24	0,0950	370	oui

faible, il s'élève à 64% pour R2. Il n'a pas été possible d'établir des relations nettes entre ce rapport et la couverture végétale, la morphologie ou la géologie des sous-bassins. Une telle évaluation n'a pu être faite pour la crue intervenue à début août.

3.3.9. Réserves des sources au 1^{er} décembre 1978

Nous avons estimé les réserves des sources en fin d'étiage, au 1^{er} décembre, en tenant compte ou non de la recharge qui s'est effectuée en octobre. Les résultats obtenus figurent dans le tableau 3.

3.3.10. Conclusions

La détermination des coefficients de tarissement, quoique parfois imprécise, nous a permis de nous faire une idée des différents types d'écoulements observés dans le bassin. Les débits étant exprimés par leur

Tableau 3. – Réserves des sources, évaluation de la recharge au 5 octobre et réserves au 1^{er} décembre, avec ou sans recharge.

Source	Réserves au 8 août m ³	Réserves au 1 décembre		Recharge au 5 octobre en m ³
		sans rech. en m ³	avec rech. en m ³	
542/163 - 1	8100	2030	2230	370
542/163 - 7 a	25500	17300	17900	740
P b	9400	1820	1970	390
c	780	0	0	?
543/161 - 1	10210	6600	6900	380
543/162 - 2	235	36	42	16
543/164 - 1 E	160400	87000	92000	5500
543/144 - 4 sup.	1950	780	890	180
D moy.	18700	12600	13500	1090
inf.	9400	5600	6300	970
543/164 - 6	530	220?		?
544/162 - 2	750	150	200	93
544/162 - 3 a	1440	720	840	170
V b	26700	16400	18400	2520
544/162 - 4	1640	490	600	180
544/162 - 5 V	7900	3000	3000	0
544/163 - 1	9200	2290	2400	200
544/163 - 4 a	7100	2680	2800	300
V b	1050	530	610	110
544/163 - 5 2-3 V	18400	7900	9800	2950
544/164 - 6 a	520	56	56	0
b	17400	11700	12250	660
545/163 - 1	3430	760	820	110
D 17	15900	5360	6000	860

P = Réseau alimentant Poliez-Pittet
V = Réseau Villars-Tiercelin

D = Réseau Dommartin
E = Réseau Echallens

Faute de mesures suffisantes, les sources de Lausanne ne figurent pas ici.

Tableau 4. – Réserves au 8 août et recharge au 5 octobre des différents sous-bassins, compte tenu des sources qui s'y trouvent.

Bassin	Réserves 8 août en m ³	Recharge 5 octobre en m ³	Pluvio- métrie en mm	Volume pluvio. en m ³	Rapport Infiltr./ Précipit.
R 1	1826000	269000	42,85 1)	536480	50 %
R 2	655000	218000	42,85	340660	64 %
R 3	196000	46200	46,5 2)	70680	65 %
R 4	33300	2200	46,5	13490	16 %
R 5	7800	2030	46,5	5580	36 %
R 6	125000	44000	46,5	91140	48 %
R 7	19500	3500	46,5	17670	20 %
R 8	29900	2700	46,5	7440	36 %
R 9	41800	9900	46,5	28370	35 %
R 10	35500	16300	46,5	28830	57 %
D 1	938000	11800*	42,85	50990	23 %
D 18	50100	5100	42,85	24000	21 %

1) Moyenne de la pluviométrie entre Dommartin et Chalet du Villars.

2) Pluviométrie au Chalet du Villars.

* Valeur estimée sans tenir compte de la recharge des sources de Lausanne, incalculable.

Tableau 5. – Réserves des sources de Lausanne, évaluées au 8 août.

544/166 - 10	696600 m ³	La source 542/161 - 7, captée hors du bassin, y est actuel- lement déviée.
544/165 - 10	10100 m ³	
543/165 - 3	27100 m ³	
542/161 - 10	35800 m ³	
542/161 - 7	6100 m ³	

logarithme, l'écoulement profond est caractérisé par une droite, dite «de tarissement», précédée par une courbe illustrant les ruissellements superficiel et hypodermique. Pour les sources, par contre, où les ruissellements n'interviennent pas, un écoulement plus complexe doit être envisagé. La présence de deux coefficients de tarissement, α_1 et α_2 , passablement différents l'un de l'autre, doit vraisemblablement être interprétée comme la manifestation de deux types de circulations dans un seul réservoir, comme expliqué plus haut.

La précision de ces coefficients de tarissement est suffisante pour estimer les réserves en eau des différents sous-bassins. Appliqués aux sources alimentant des réseaux communaux, ces coefficients permettent une certaine prévision des débits en cas de sécheresse.

Les courbes de tarissement sont d'autant plus précises qu'elles reposent sur un plus grand nombre de mesures, et c'est peut-être là une limite de notre étude, mais encore faut-il qu'il se produise une période d'étiage suffisamment longue. Grâce à une période sèche inhabituellement longue en automne, cette dernière condition essentielle s'est trouvée réalisée en 1978.

3.4. LA TEMPÉRATURE DES EAUX

Mise à part la variation saisonnière commune à tous les points de jaugeage, on observe des différences notoires entre le comportement thermique des sources et celui des drainages, et de la rivière.

3.4.1. Les sources présentent une *variation saisonnière* d'amplitude relativement faible. Elle est en moyenne de 5° avec un minimum de 2,5° pour la source 544/162-5 et un maximum de 7,8° pour la source 543/164-4 sup. Conformément à la théorie, cette amplitude diminue avec la profondeur du captage.

La température maximale de l'eau s'observe de fin août à fin septembre, le minimum généralement du début de février au début d'avril. Les températures extrêmes observées ont été de 2° et de 12°. La température moyenne la plus faible s'établit à 6,1° et la plus forte à 9°.

La température moyenne pour l'ensemble des sources est de 7,4°, pratiquement la même que la température moyenne de l'air qui serait, d'après PRIMAULT (1972), d'environ 7,3° pour notre région. Notons encore la régularité de la courbe saisonnière des sources qui ne s'écarte jamais de plus de 1° de la courbe idéale.

Sur la figure 13, les températures moyennes des sources sont confrontées à l'altitude de ces dernières, à l'orientation du versant où elles se trouvent et à sa couverture végétale. Malgré la dispersion des points, trois conclusions s'en dégagent:

1. La température moyenne des sources en forêt est plus basse que celle des sources en prairie, 6,2° à 7,5° contre 7° à 9°. La différence est de l'ordre de 1°; elle se comprend aisément.
2. On observe aussi une baisse de la température moyenne des sources lorsque leur altitude augmente. Il s'agit d'une tendance que l'on ne saurait chiffrer, vu la dispersion des points.

3. En ce qui concerne l'orientation du versant où se trouve la source, aucune influence ne semble se manifester sur la température des sources.

3.4.2. *Les températures des drainages et de la rivière* varient plus fortement que celles des sources; certains drainages occupant à ce point de vue une position intermédiaire entre la rivière et les sources. Les variations au cours de l'année sont fortes et, surtout, les courbes obtenues beaucoup plus irrégulières, les eaux réagissant à des changements de la température de l'air sans effet sur la profondeur du sous-sol. On trouvera sur la figure 14 les courbes des températures de la rivière au seuil R1, du drainage D1 et de la source des «Mises Brûlées» 542/163-1, qui se passe de commentaires.

Les températures moyennes annuelles des drainages et de la rivière en divers points se situent entre 5,9° et 9°, avec une moyenne générale de 7,1°, donc très voisine de celle des sources.

3.5. LA MINÉRALISATION DES EAUX

A chaque point de contrôle, lors de la mesure de débit, un échantillon d'eau a été prélevé et sa résistivité mesurée en laboratoire. Cette dernière exprimée en ohms.cm à la température de 25° nous renseigne sur la minéralisation globale de l'eau. Un graphique établi expérimentalement pour les eaux de l'Aquitainien et du Burdigalien permet de passer de la résistivité à la dureté totale.

Les variations de la résistivité de l'eau à un point de contrôle au cours de l'année et les comparaisons d'un point à l'autre fournissent d'utiles renseignements sur l'hydrologie de la région.

3.5.1. *Minéralisation de l'eau des sources*

Quelques données relatives aux sources régulièrement jaugées sont réunies dans le tableau 6, qui appelle les commentaires suivants:

L'altitude ne semble jouer aucun rôle dans la minéralisation des eaux. Par contre, l'influence de la couverture végétale paraît importante; la résistivité des sources en forêt est beaucoup plus forte que celle des sources captées en prairie. Mais il ne faut pas se hâter de conclure. En effet, les forêts occupent souvent les zones où la Molasse burdigalienne est sub-affleurante, tandis que les cultures et les prairies ont été généralement établies sur les zones morainiques. Il se peut donc que la minéralisation de l'eau dépende moins de la couverture végétale que de la nature lithologique du sous-sol, donc du mode de circulation souterraine.

Tableau 6. – Résistivités des sources régulièrement jaugées.

Coord. et numéro de la source	Débit en l/min		altid. mètres	Situation en		Résistivités de l'eau en ohms.cm	
	moyen	étiage		forêt	prés	moyenne	variations
543/162 - 2	2,1	0,5	800	x		2601	405
544/162 - 2	18,5	1,5	867	x		3163	3075
544/162 - 3a	7,0	3,0	846	x		3029	920
544/162 - 3b	87,0	53,0	846	x		3194	545
544/162 - 4	12,2	4,0	890	x		5930	1040
544/162 - 5	47,7	16,8	868	x		3342	385
545/163 - 1	85,0	18,0	906	x		4077	2635
542/163 - 1	72,4	16,2	822		x	2592	370
543/161 - 1	32,1	16,2	858		x	3045	325
543/164 - 6	2,7	1,0	785		x	1645	375
544/163 - 1	42,2	6,0	850		x	2179	750
544/163 - 2	61,7	0	860		x	1860	310
544/163 - 4a	64,2	14,4	857		x	2354	370
544/163 - 4b	5,6	2,6	857		x	2187	375
544/163 - 5	200,0	52,2	860		x	2168	475
544/163 - 6a	11,4	0,6	815		x	2072	405
544/163 - 6b	44,4	25,8	815		x	2029	455
Réseaux de							
Echallens	596,0	348,0			X	2066	475
Dommartin	96,0	51,0			X	2368	455
Poliez-Pit.	171,0	58,0			X	2686	545
Lausanne	674,0	490,0					
					x		

Total = 2333 1179
 l/min l/min

Dans un sous-sol morainique, les eaux circulent lentement, les surfaces de contact eau – phase minérale sont grandes, ce qui facilite les mises en solution et diminue la résistivité de l'eau.

Par contre, lors d'une circulation essentiellement fissurale – cas du Burdigalien – la vitesse plus grande et les surfaces de contact réduites entraînent une minéralisation plus faible, d'où une résistivité plus élevée de l'eau.

Il y a quelques exceptions à la règle énoncée ci-dessus. Elles s'expliquent parfois par les conditions locales du captage. Par exemple, la source en prairie de Chalet du Villars (543/161-1) a plus de 3000 ohms.cm de résistivité moyenne. Elle se rapproche chimiquement des sources en forêt.

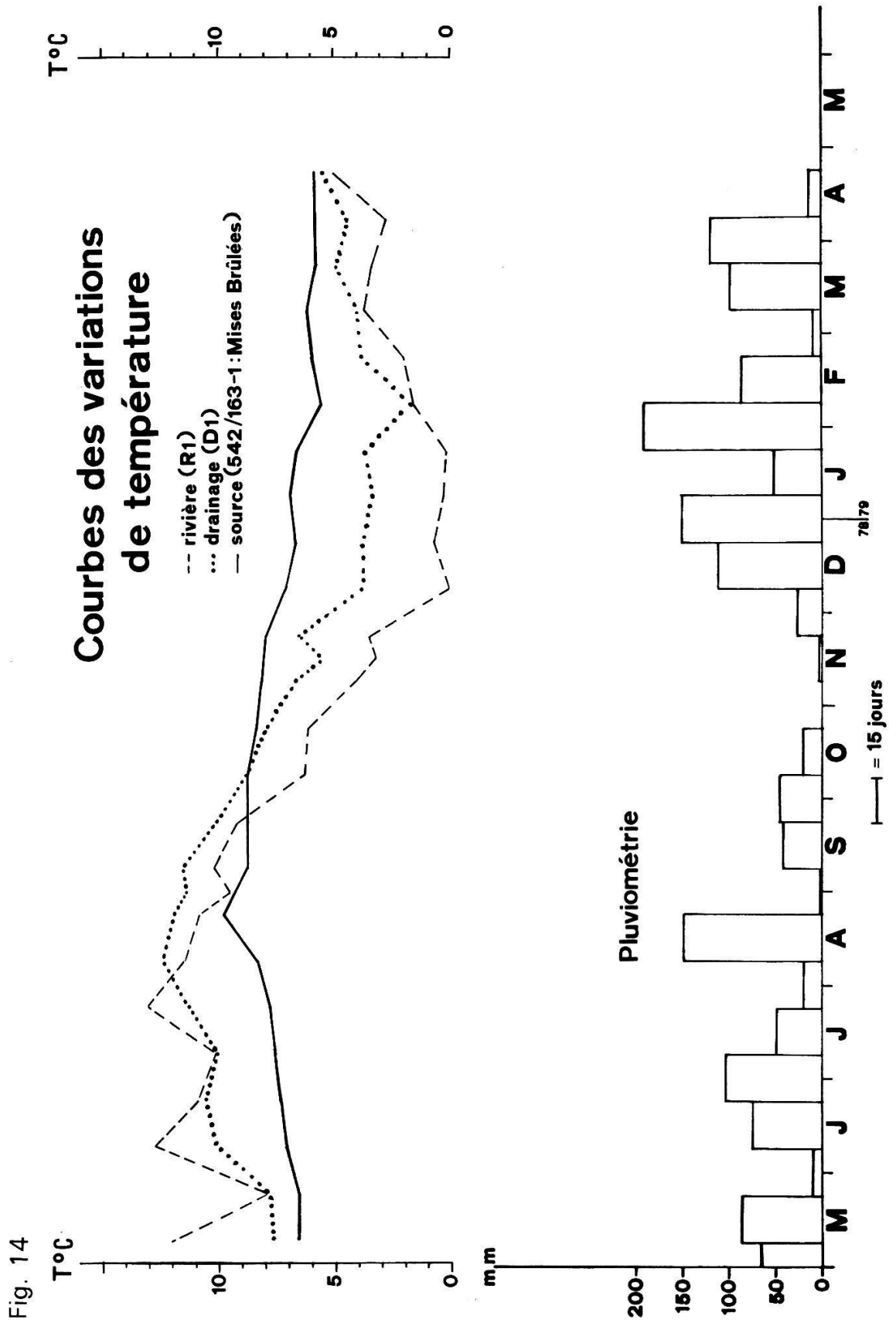


Fig. 14

Les mesures géoélectriques et de petits sondages ont prouvé que les grès burdigaliens étaient subaffleurements autour du captage. Ce cas confirme que la nature du sous-sol est plus importante que la couverture végétale comme facteur de minéralisation.

Abordons maintenant les variations de résistivité de l'eau des sources au cours de l'année 1978-79. L'amplitude des variations demeure faible pour les sources en prairie (300 à 500 ohms.cm) et varie peu d'une source à l'autre. En forêt, elle est plus forte et surtout très variable (400 à 3000 ohms.cm) d'une source à l'autre. Ces différences reflètent probablement la répartition irrégulière et l'ouverture variée des fissures du Burdigalien.

Nous avons établi pour chaque source régulièrement jaugée un graphique où figurent son débit, sa résistivité et sa température ainsi que les précipitations à Chalet du Villars au cours de l'année. Nous n'en présentons ici que quelques exemples autour desquels s'ordonnent toutes les autres sources. La figure 15 présente deux sources: l'une en forêt – celle du Mottex (544/162-2), l'autre en prairie – celle du Vuarno (544/163-1). On voit que, en gros, les courbes de la résistivité suivent les mêmes mouvements que celles du débit, ce qui s'explique aisément. En effet, l'augmentation du débit provient d'une forte infiltration d'eau météorique. Cette dernière, très peu minéralisée, se mélangeant à l'eau souterraine, en augmente la résistivité. La plupart des sources se conforment à ce modèle. Il y a de rares exceptions, par exemple la source du Mottex (545/163-1) et celle des «Mises Brûlées» (542/163-1) de la figure 16 dont la résistivité baisse lorsque le débit augmente. Ce comportement est difficile à comprendre.

3.5.2. *Minéralisation de l'eau des drainages*

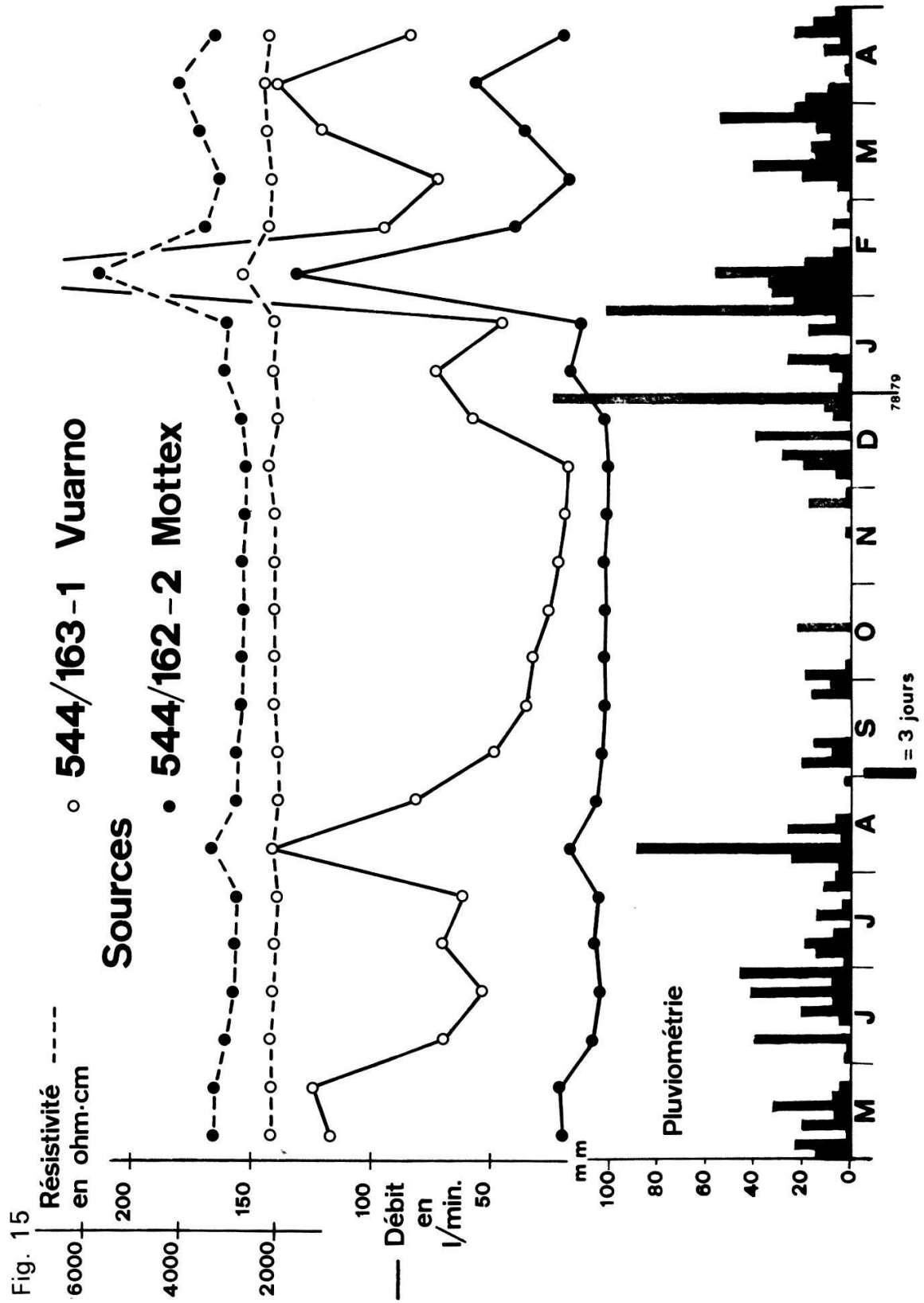
Nous avons établi pour les drainages le tableau 7, du même type que le précédent.

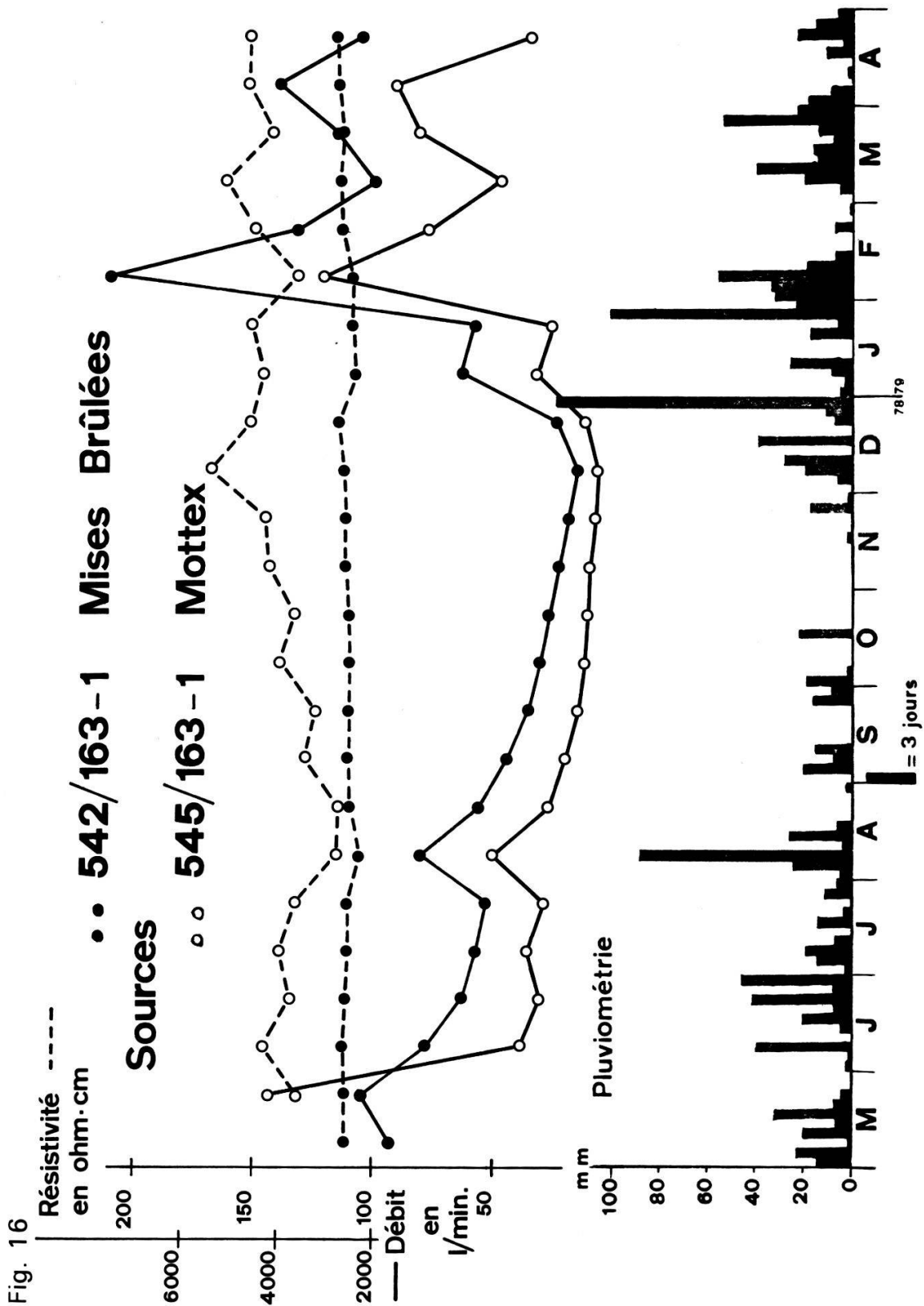
On constate que les résistivités mesurées sont semblables à celles des sources en prairie. Cela ne saurait surprendre puisque les eaux de ces sources et de ces drainages proviennent des mêmes terrains morainiques.

Trois drainages – D12, D13 et D21 – font exception avec des résistivités moyennes dépassant 3000 ohms.cm. Les deux premiers drainent de la forêt et le dernier une zone où le grès burdigalien affleure. Ils ont donc des résistivités conformes à celles des sources fissurales en forêt.

Les variations de résistivité de l'eau des drainages sont beaucoup plus fortes que celles des sources.

Avant l'établissement d'un drainage, les eaux qui circulent lentement dans la moraine y constituent une réserve souterraine ayant un effet stabilisateur sur le débit et la résistivité de l'eau. Le drainage modifie ces conditions; lors de la fonte des neiges ou de fortes pluies, une partie de l'eau qui





pénètre dans le sol gagne rapidement les drains, qui les évacuent immédiatement. La réserve souterraine se trouve de la sorte diminuée, ainsi que son effet stabilisateur.

L'amplitude des variations de la résistivité diffère beaucoup d'un drainage à l'autre. Elle dépend surtout du rayon d'action du drainage et de l'état des canalisations.

Pour préciser si le chimisme des eaux provenant des zones de prairie ou de forêt présentait des différences notoires, deux échantillons ont été prélevés le 8 mai 1979, puis analysés par le Laboratoire cantonal que nous remercions de sa complaisance. Le premier provient du drainage D14 A (résistivité 1980 ohms.cm), le second du point de contrôle R9 (résistivité 5682 ohms.cm). Si l'on considère la proportion des divers constituants et non leur quantité absolue, on constate qu'elle est la même dans les deux échantillons, à part quelques très minimes différences – un peu plus de NO_3 pour le D15 A, et un peu plus de Mg, de NH_4 et de SO_4 pour le R9. Il n'y a donc pas de différences entre les eaux de prairie et de forêt, si ce n'est une plus forte dilution de ces dernières.

3.5.3. Minéralisation de l'eau de la rivière

Des échantillons d'eau ont été prélevés deux fois par mois en dix points – R1 à R10 de la rivière – et leur résistivité mesurée en laboratoire. Ces mesures figurent sur des graphiques avec la pluviométrie, le débit et la température de l'eau, ainsi que sur des cartes schématiques. Ces documents sont inclus dans le dossier complet déposé à l'Institut de géologie de l'Université de Lausanne.

Le tableau 8 ci-joint montre que les résistivités moyennes des eaux de la rivière sont nettement plus élevées que celles des drainages (3123 à 5400 ohms.cm contre 1954 à 3370 ohms.cm). D'autre part, les fluctuations des résistivités de la Haute Mentue au cours de l'année furent beaucoup plus fortes (dépassant dans certains cas 8500 ohms.cm) que celles des drainages.

Cette forte variabilité et les hautes résistivités de l'eau sont dues au ruissellement. Ainsi, lors de la crue de février 1979, les résistivités de la rivière atteignirent 10 000 à 12 000 ohms. cm dans la partie haute et boisée du bassin. Dans ce cas, le cours d'eau ne véhiculait pratiquement que de l'eau de pluie et de fonte des neiges.

Examinons les graphiques 19, 20 et 21. On constate toujours une décroissance de la résistivité de l'amont vers l'aval. La figure 21 en donne quelques exemples pour divers débits de la rivière. Cette décroissance est moins rapide pour les faibles débits que pour ceux de crues. Quelles sont les causes de ce phénomène? Deux explications viennent à l'esprit. On

Tableau 7. – Débits et résistivités des drainages.

Drainage n°	Débit moyen l/min	Etiage en l/min	Amplitudes variation de débit en l/min	Résistivités moyennes en ohms.cm	Amplitudes des variations des résistivités en ohms.cm
D1	1588	210	14490	2269	1315
D2	152	4	1843	2078	4415
D3	47	3	651	2044	3975
D4	22	3	189	1968	2065
D5	42	2	737	2188	5330
D6	45	0	323	2179	2585
D7	35	0	508	2116	1880
D8	658	93	6061	2390	3405
D9	150	30	662	2204	2525
D10	99	0	600	2383	2045
D11	487	22	3749	2550	2430
D12	717	70	8960	3359	6000
D13	89	4	781	3473	5590
D14	400	21	3000	--	--
D15a	12	2	68	1954	990
D15b	45	1	399	2153	1265
D15c	18	0	100	2775	3895
D16a	39	0	369	2523	2445
D16b	70	22	393	2303	2185
D17	136	39	469	2641	1275
D18	719	23	7277	2540	2775
D19	50	0	400	2248	1955
D20	93	13	541	2189	1330
D21	196	20	1749	3769	5840
D22	149	14	955	2732	2480
D23	1583	263	9745	2889	2525
D24	37	0	420	2699	2005
total	7678	859			

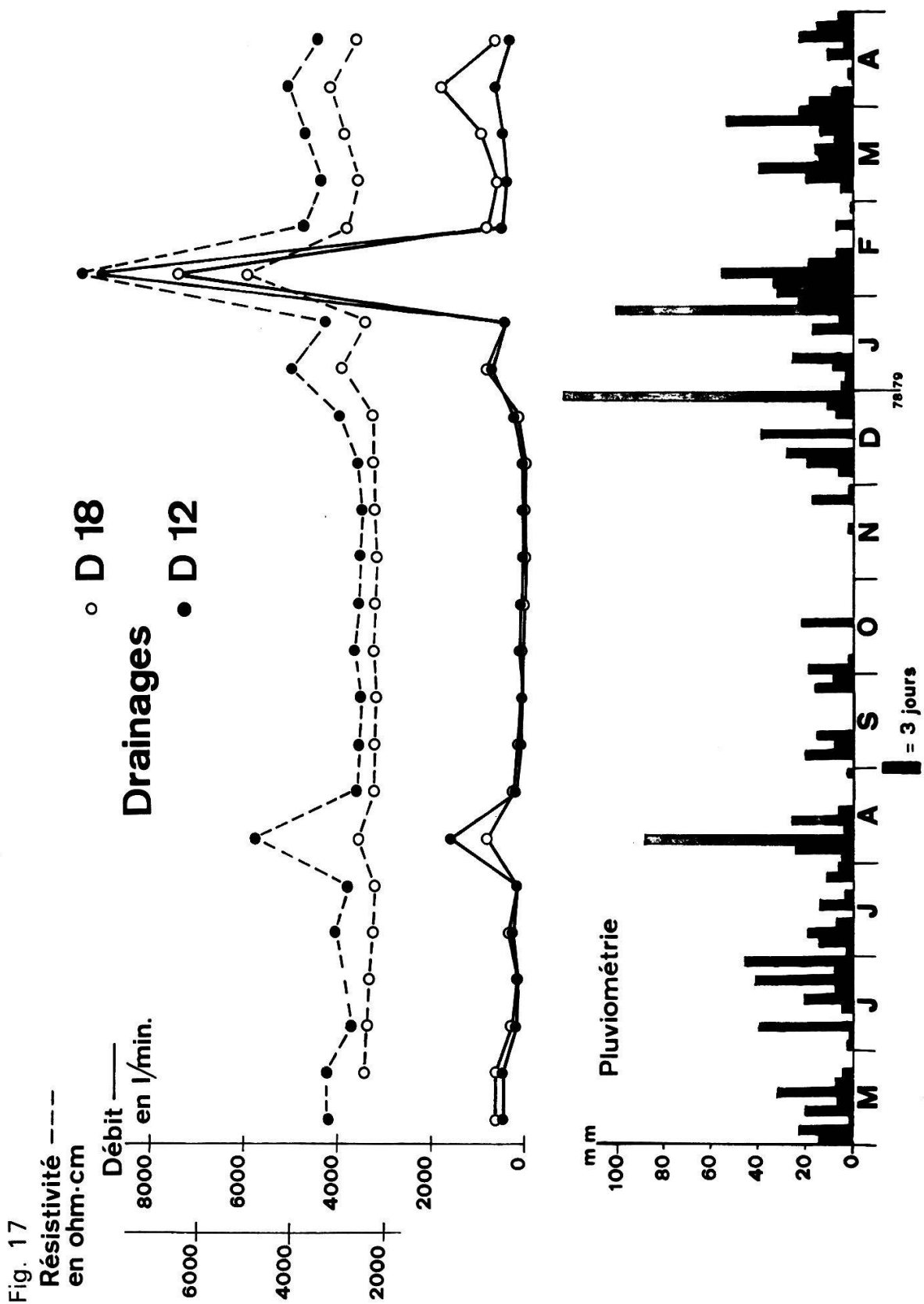
Tableau 8. – Débits et résistivités de la rivière.

Point de jaugeage	Débit en l/min		Résistivité de l'eau	
	moyen	étiage	moyenne	variations
R1	22930	3300	3123 Ω .cm	4190 Ω .cm
R2	14300	2300	3604 "	5760 "
R3	3000	369	3007 "	2645 "
R4	602	52	5128 "	8740 "
R5	414	25	4938 "	6475 "
R6	3627	454	4160 "	8365 "
R7	766	71	4897 "	7220 "
R8	570	61	4609 "	8145 "
R9	1488	120	5399 "	7655 "
R10	1109	156	4176 "	4690 "

pense, d'une part, à la mise en solution des substances libérées par l'érosion du lit de la rivière et, d'autre part, aux apports d'eaux plus minéralisées en provenance des drainages. Les calculs montrent que ces derniers ne suffisent pas toujours. Par exemple, dans le segment R1-R2, le débit des drainages lors des crues ne représente que le 50% de la différence R1 moins R2. Le volume d'eau manquant est fourni par le ruissellement direct ou hypodermique qui donne naissance à des suintements diffus et de petites venues le long des berges. En période d'étiage, cette différence tombe à 3%, le ruissellement est nul et les causes invoquées ci-dessus paraissent suffisantes. Ces remarques soulignent une fois de plus le rôle important joué par les phénomènes complexes et discontinus du ruissellement.

3.5.4. Dureté totale, Tac et pH de l'eau de la rivière

En trois de nos points de contrôle de la Mentue – R1, R2 et R6 – des échantillons de 1 l d'eau furent prélevés bimensuellement et on en détermina en laboratoire le pH, le Tac (titre alcalimétrique complet) et la dureté totale.



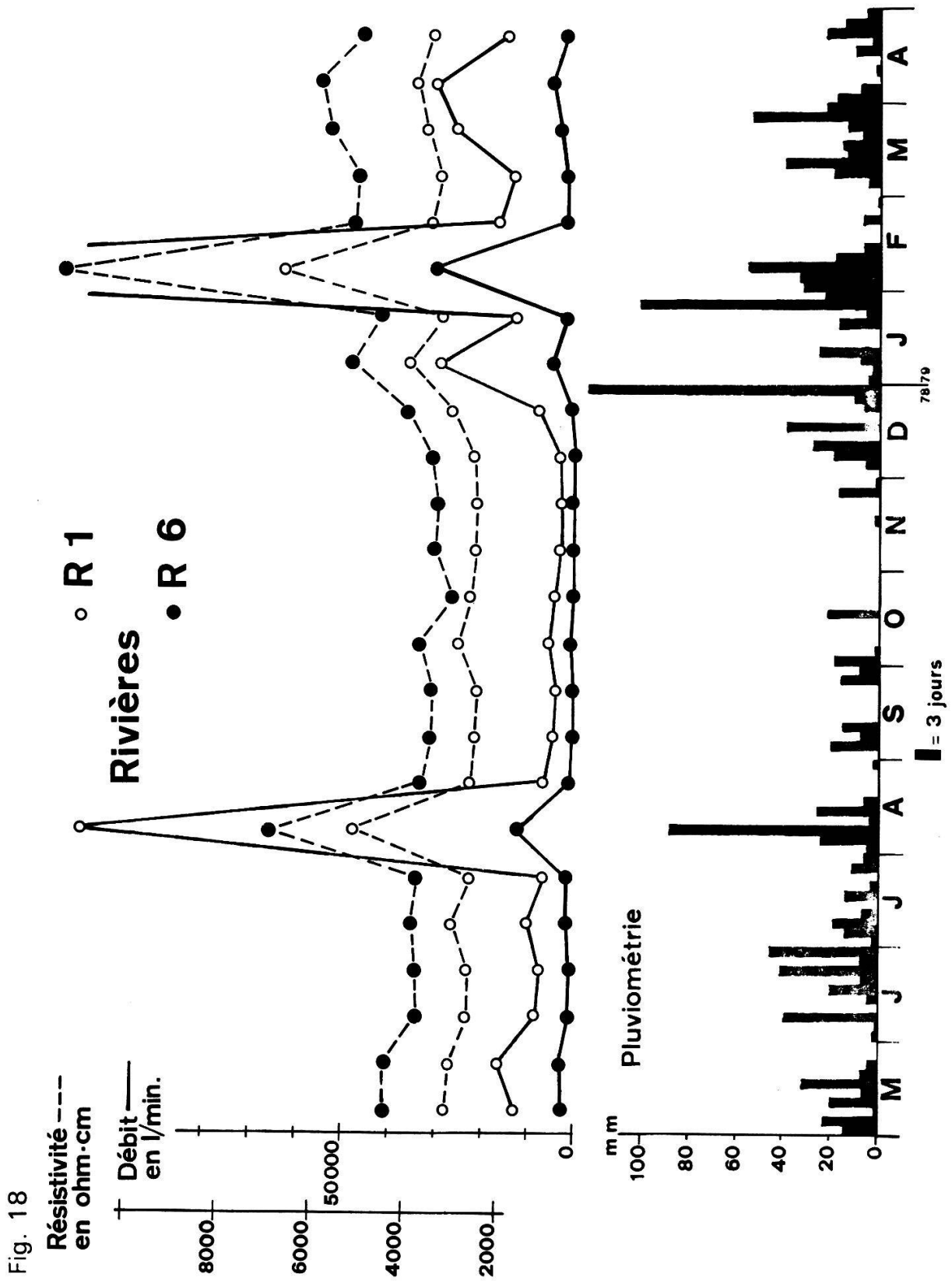


Fig. 19

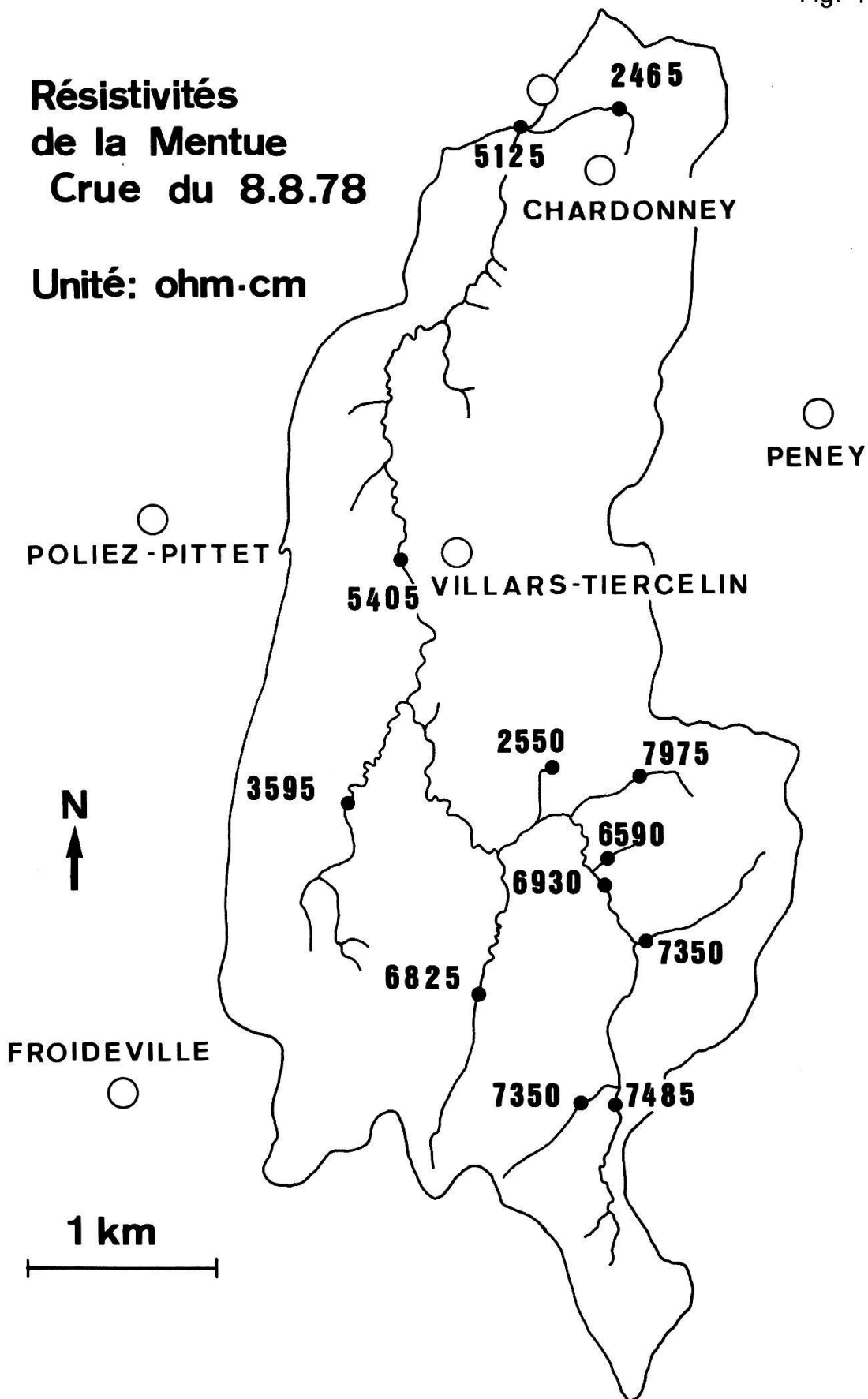
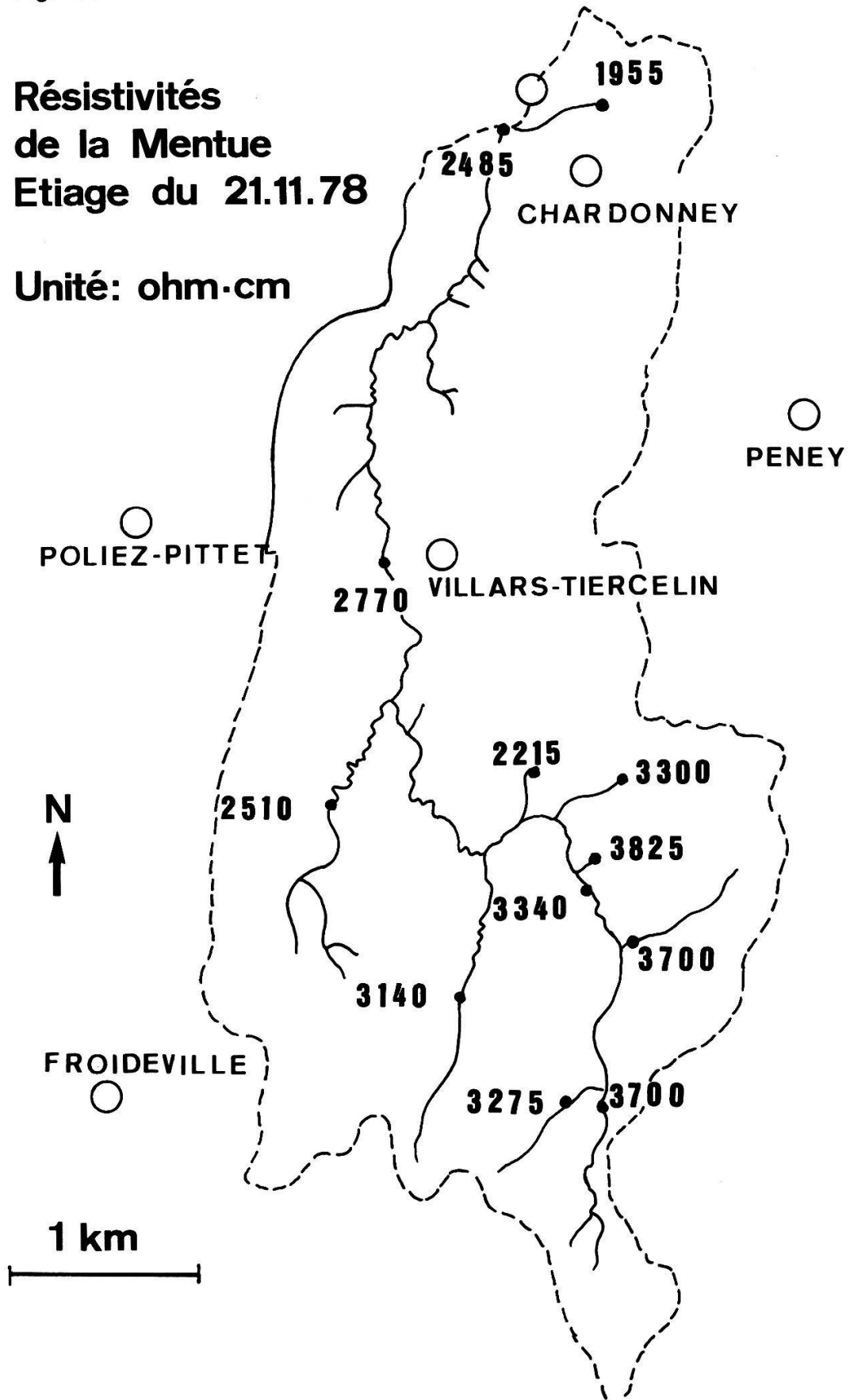


Fig. 20

**Résistivités
de la Mentue
Etiage du 21.11.78**

Unité: ohm·cm



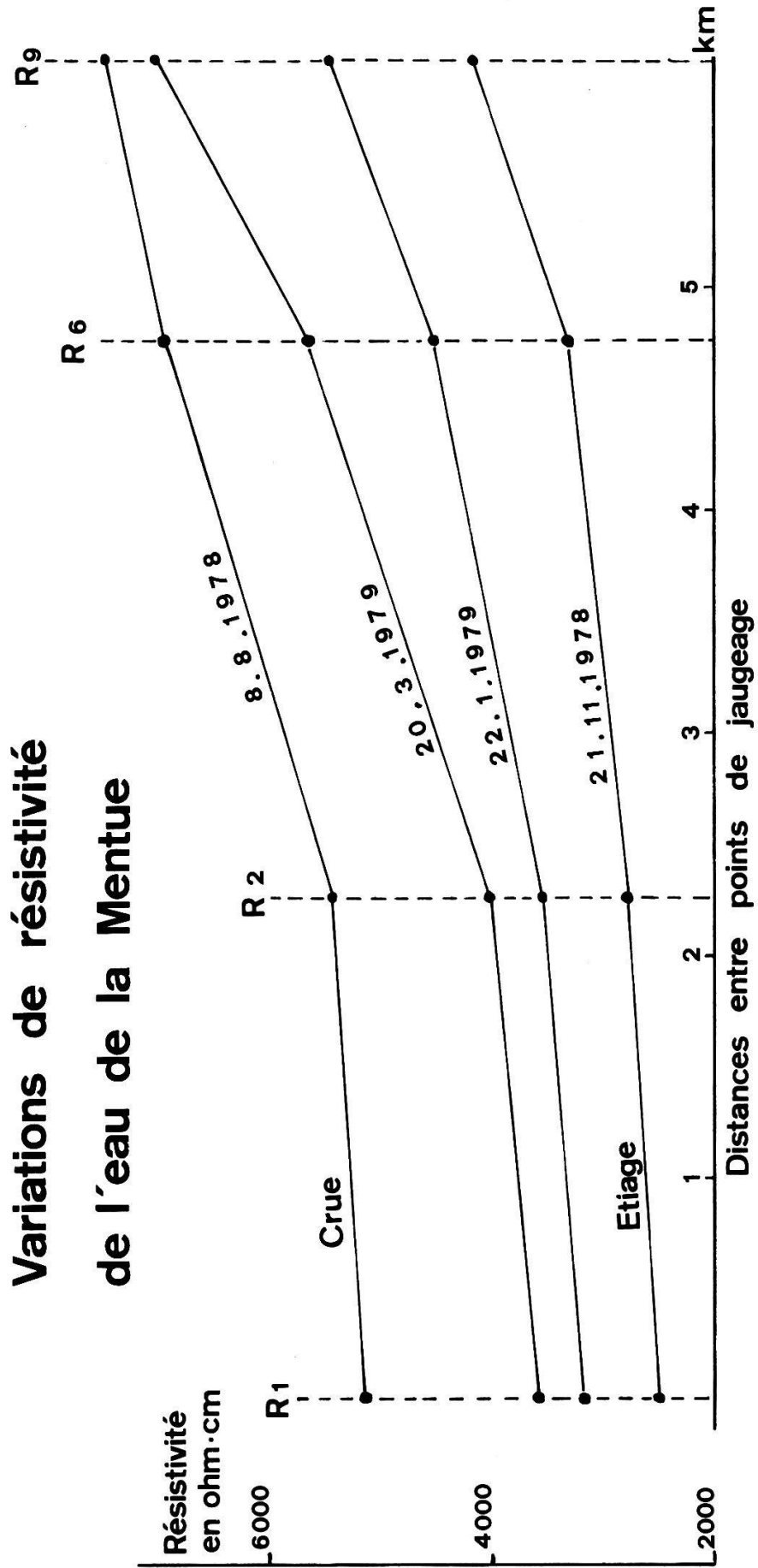


Fig. 21

Le calcul de la dureté totale est déduit de la résistivité.

Le Tac, titre alcalimétrique complet ou dureté carbonatée, a été déterminé par la méthode potentiométrique.

Ces deux facteurs sont exprimés en degrés français (° f.). En moyenne, le Tac équivaut dans notre cas aux 80% environ de la dureté totale.

Sur la figure 22, on a groupé les courbes de variations du pH, du Tac et de la charge dissoute en kilo par minute aux points de jaugeage susmentionnés durant l'année 1978-79. Les courbes concernant ce dernier facteur sont en tous points semblables à celles du débit de R1 ou de R6 de la figure 18.

L'examen de la figure 22 suggère les remarques suivantes:

1. Le Tac augmente de l'amont vers l'aval où la rivière reçoit une quantité grandissante d'eaux minéralisées provenant des drainages et autres eaux du sous-sol. Entre R6 et R1 cette augmentation est en gros de 5° f., soit d'environ 1° f. par kilomètre de cours.
2. Il varie en sens inverse de la charge dissoute en kg/min, donc du débit. En effet, l'abondance des eaux de ruissellement peu minéralisées provoque une baisse de la teneur en carbonate de l'eau.
3. A l'aide de la dureté totale et du débit, on peut calculer la charge dissoute minimale véhiculée par la rivière. Elle varie avec la dureté pour une faible part, mais surtout avec le débit.

L'augmentation de la charge entre R6 et R2 est pratiquement égale à celle entre R2 et R1 (1,13 et 1,16 kg/min) et cela malgré la différence des surfaces concernées. Rapporté au km², on obtient pour les substances en solution:

190 kg/jour/km² pour R6
270 kg/jour/km² entre R6 et R2
370 kg/jour/km² entre R2 et R1

Il y a donc une augmentation de l'érosion chimique d'amont vers l'aval. Elle est due à la plus grande fréquence des drainages dans cette direction.

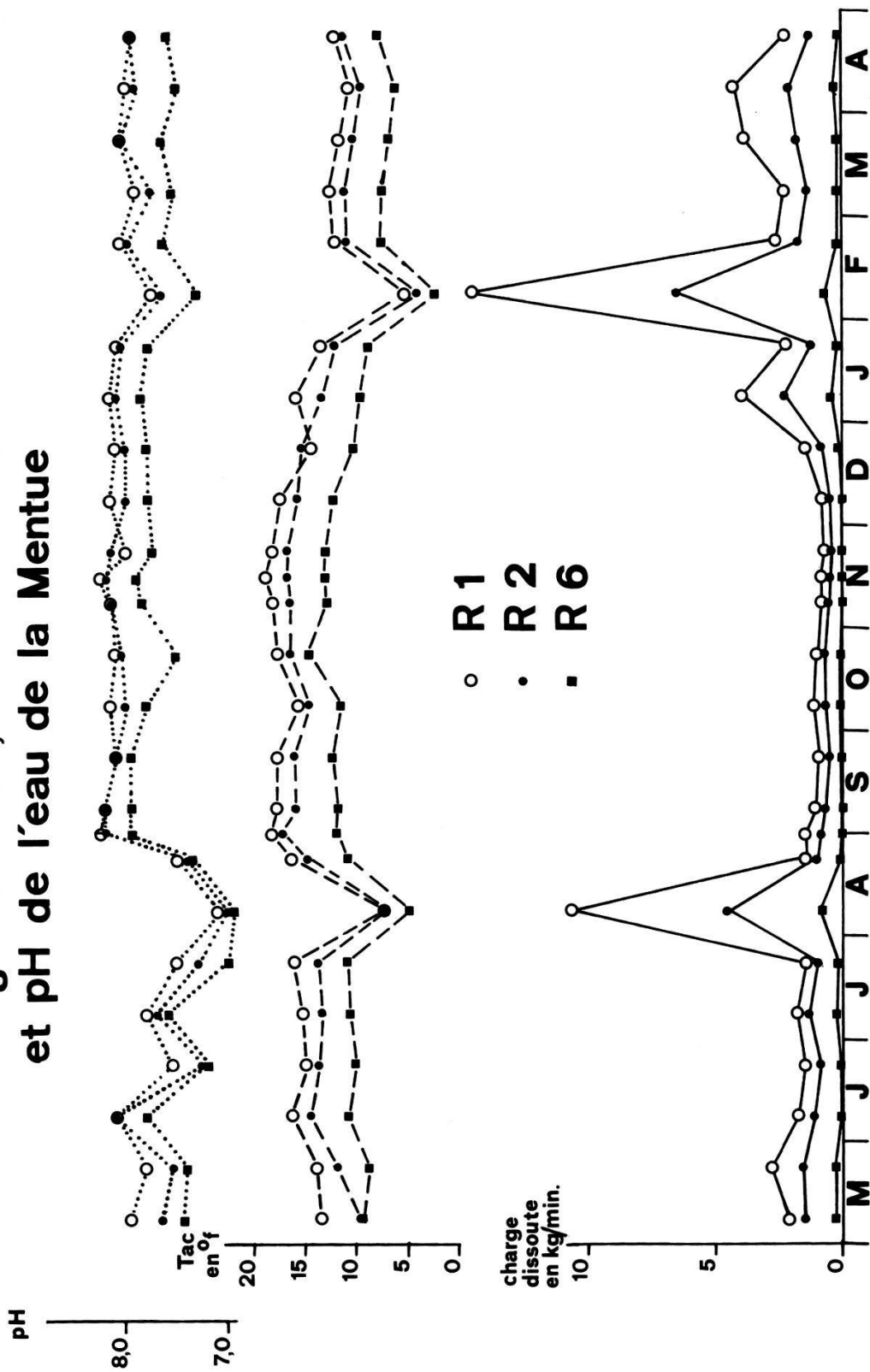
Pour l'ensemble du bassin de la Haute Mentue, la perte en substances dissoutes a atteint cette année un minimum de 300 kg par km² et par jour, soit environ 110 t par km² pour toute l'année.

4. Le pH varie dans le même sens que la dureté; il augmente d'amont vers l'aval de R6 à R1 d'une valeur comprise entre 0,2 et 0,5.

D'autre part, il varie pour la même station sous l'influence de deux facteurs: la baisse de température, qui facilite la mise en solution du CO₂, et l'abondance du ruissellement dont les eaux acides n'ont pas été tamponnées par un séjour souterrain.

Charge dissoute, dureté carbonatée et pH de l'eau de la Mentue

Fig. 22



4. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La présente étude du bassin de la Haute Mentue (1252 ha), bien que limitée dans le temps, a apporté quelques résultats intéressants, probablement applicables à d'autres petits bassins molassiques de même orientation. Elle couvre la période du 1^{er} mai 1978 au 30 avril 1979.

L'étude a montré l'importance réelle du ruissellement sur le comportement de la rivière: réaction rapide du débit aux précipitations (zéro à six heures); forte diminution de la teneur en matières minérales dissoutes, du Tac et du pH lors des crues; en ce qui concerne les valeurs moyennes de l'année: augmentation de la dureté totale de l'eau, de son Tac et de son pH d'amont en aval. Le transport moyen de matières minérales dissoutes atteint environ 110 t/km²/an pour un débit spécifique moyen de 20 l/min/ha. Les sources de la région, bien que superficielles, réagissent assez rapidement aux précipitations, ce que prouve le parallélisme des hydrogrammes de la rivière, des drainages et des sources. Pour ces dernières, la variabilité de tous les paramètres mesurés demeure faible à cause de l'effet stabilisateur des nappes qui les alimentent. Les sources molassiques diffèrent de celles provenant de la moraine. Celles qui sont captées dans les zones à Molasse subaffleurante, souvent boisées, sont caractérisées par une température moyenne inférieure de 1° à celle des sources morainiques; elles ont des résistivités plus fortes et plus variables. La nature du réservoir de la source qui règle le mode de circulation de l'eau souterraine est donc un facteur essentiel.

De mai 1978 à avril 1979, il est tombé 1550 mm de précipitations au Chalet du Villars, alors que PRIMAULT admet une moyenne d'environ 1130 mm pour cette région. Nos mesures permettent d'évaluer les composantes – infiltration et ruissellement – du bilan. Elles totalisent 406 et 618 mm, soit 26 et 40% des précipitations. Le déficit d'écoulement s'élève donc à 526 mm ou 34% des précipitations. Il comprend l'évapotranspiration et l'eau que le terrain n'a pas eu le temps de restituer à la rivière. En effet, les précipitations ont été, cette année, supérieures à la normale, d'où une augmentation des réserves souterraines. Nous en tenons pour preuve le fait que les grandes sources débitent plus à fin avril 1979 qu'en mai 1978. Cette différence ne peut être chiffrée, mais on peut être certain que l'évapotranspiration a été inférieure à 526 mm.

Le calcul de l'évaporation potentielle selon la formule de Turc donne une valeur de 483 mm pour une température de 7,4°. Ce chiffre est tout à fait compatible avec nos résultats.

Cette étude aurait abouti à des résultats plus précis si elle avait été poursuivie sur quelques années et si le bassin de la Haute Mentue avait été équipé de plusieurs pluviomètres, ou mieux, pluviographes, mais telle qu'elle est, nous espérons qu'elle contribuera à une meilleure compréhension de l'hydrologie en pays molassique.

5. BIBLIOGRAPHIE

- BERSIER A. (1938). – Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. *Bull. Labo. géol. Univ. Laus. n° 63*.
- (1952). – Carte et notice explicative feuille Jorat 1:25 000. *Atlas géol. Suisse*.
- CASTANY, G. (1962). – Traité pratique des eaux souterraines, Dunod, Paris.
- (1969). – Prospection et exploitation des eaux souterraines, Dunod, Paris.
- LUGEON, J. (1928). – Précipitations atmosphériques, écoulement et hydroélectricité. *Publ. Inst. féd. météo. et de l'Ass. suisse pour l'aménagement des eaux*. Fasc. 16. La Baconnière, Neuchâtel.
- PRIMAULT, B. (1972). – Etude méso-climatique du Canton de Vaud. *Office cantonal vaudois de l'urbanisme*, Lausanne.

TABLE DES MATIÈRES

1.	INTRODUCTION	41
2.	GÉOLOGIE SOMMAIRE DE LA RÉGION	42
2.1	<i>AQUITANIEN</i>	44
2.2	<i>BURDIGALIEN</i>	44
2.3	<i>MORAINÉ</i>	44
3.	HYDROLOGIE	46
3.1	<i>ÉTUDE DES DÉBITS</i>	46
3.2	<i>LES DÉBITS SPÉCIFIQUES</i>	47
3.3	<i>COURBES DE TARISSEMENT</i>	50
3.3.1	<i>Rappel théorique</i>	54
3.3.2	<i>Allure générale des courbes de décrue</i>	56
3.3.3	<i>Les sources</i>	59
3.3.4	<i>Les drainages</i>	62
3.3.5	<i>Les jaugeages en rivière</i>	62
3.3.6	<i>Calcul des réserves au 8 août</i>	62
3.3.7	<i>Recharge au mois d'octobre 1978</i>	63
3.3.8	<i>Réserves et recharge des sous-bassins</i>	63
3.3.9	<i>Réserves des sources au 1^{er} décembre 1978</i>	65
3.3.10	<i>Conclusions</i>	65
3.4	<i>LA TEMPÉRATURE DES EAUX</i>	68
3.4.1	<i>Les sources</i>	68
3.4.2	<i>Les drainages et la rivière</i>	70
3.5	<i>LA MINÉRALISATION DES EAUX</i>	70
3.5.1	<i>Minéralisation de l'eau des sources</i>	70
3.5.2	<i>Minéralisation de l'eau des drainages</i>	73
3.5.3	<i>Minéralisation de l'eau de la rivière</i>	76
3.5.4	<i>Dureté totale, Tac et pH de l'eau de la rivière</i>	78
4.	CONCLUSIONS GÉNÉRALES	86
5.	BIBLIOGRAPHIE	87