AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

Université de Metz

HYDROLOGIE ET KARSTOLOGIE DU BASSIN DU LOISON (WOEVRE SEPTENTRIONALE - LORRAINE)

Patrice GAMEZ

THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE METZ

GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

(sous la direction du professeur F. REITEL)

1992

BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE
LETTRES - METZ -
Nº Inv. 1992 004 L
Cote L/M2 92/2
Loc. MAGASIN

AVANT-PROPOS

Notre projet d'étude des processus hydrologiques et karstologiques de Woëvre septentrionale après avoir été favorablement accueilli par Monsieur le professeur F. Reitel, a toujours reçu le soutien actif du C.E.G.U.M. C'est par l'intermédiaire des recherches menées par le Centre d'Études Géographiques de l'Université de Metz que nous avons pu nouer les contacts indispensables pour mener à bien cette tâche.

Ce travail est lorrain par son objet, il est messin par sa nécessaire logistique. Que Monsieur le professeur F. Reitel, directeur de recherche, qui a contrôlé le premier et assuré la seconde, trouve ici l'expression de notre profonde gratitude.

Des excursions et communications organisées en France et à l'étranger par l'Association Française de Karstologie, nous avons pu tirer une irremplaçable ouverture sur cette science, alors que notre vision préalable était avant tout spéléologique. Nous tenons à remercier tout particulièrement Monsieur le professeur J. Nicod, longtemps président de cette association, qui nous a tout naturellement apporté son expérience et nous a permis d'acquérir de nouvelles méthodes de travail et de réflexion.

Le département de la Meuse a été le champ de nombreux travaux morphologiques réalisés dans le cadre des recherches menées par l'Université de Nancy II. La qualité de ces investigations dirigées par Monsieur le professeur J. C. Bonnefont, ainsi que ses nombreux travaux personnels sur l'axe mosan, ont été pour nous une référence constante. Qu'il trouve ici le témoignage de notre reconnaissance.

C'est un autre nancéien, Monsieur le professeur R. Frécaut aujourd'hui disparu, qui a guidé nos premiers pas en hydrologie. Monsieur J.-F. Zumstein, ingénieur hydrologue à l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse, a assuré la relève de notre formation en ce domaine. Parallèlement, Monsieur S. Van Den Avenne, ingénieur hydrogéologue à la Direction Départementale de l'Agriculture de la Meuse, nous faisait profiter de ses

recherches appliquées et nous ouvrait ses archives. Que tous deux trouvent ici l'expression de notre sincère gratitude.

Le Service Régional d'Aménagement des Eaux de Lorraine nous a aimablement communiqué les résultats hydrométriques des stations de Hanlès-Juvigny et Billy-sous-Mangiennes ; tandis qu'à l'Agence de l'Eau, Monsieur P. Bombarde nous ouvrait ses archives climatologiques et que l'équipe des jaugeurs nous aidait à l'équipement et au rodage du bassin d'investigation de Delut.

Le Laboratoire de Géographie Physique (C.E.G.U.M.) et son encadrement a suivi pas à pas toutes les étapes de ce travail. Nous devons plus particulièrement remercier nos amis J. Corbonnois, F. Gras et M. Sary pour les longues séances passées à patauger dans les argiles grasses de la Woëvre ou les eaux fraîches de la Dalle d'Etain, et les fructueux échanges de vues qui en ont découlé.

Messieurs R. Poinsaint, M. Chaoub et D. François ont rapidement et efficacement repris la charge de la gestion des stations hydrométriques et des analyses de laboratoire.

Figures et illustrations de ce travail ont été réalisées par A. Devos, S. Boutter, M.-P. Testevuide et V. Lignac. Nous les remercions tous pour cette aide précieuse.

Merci également aux spéléologues de l'Union Sportive du Bassin de Longwy, du Groupe Spéléologique des Ardennes, à MM. D. Harmand et J.-P. Beaudoin, pour leur participation aux explorations et aux fastidieuses séances hivernales de prospection et de cartographie de l'endokarst.

Enfin, nous tenons à rendre hommage à la famille Perjean, de Delut, chez qui nous avons toujours trouvé porte ouverte et chaleureux accueil, ainsi qu'à Madame C. Neumann qui a assuré avec compétence, célérité et amabilité la frappe de ce travail.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Depuis 1973, date de sa création, le Laboratoire de Géographie Physique de l'Université de Metz (C.E.G.U.M.) s'est donné comme champ d'investigation le milieu lorrain.

C'est donc tout naturellement que nos premières recherches se sont portées sur l'étude des principaux ensembles géomorphologiques d'une zone de contact entre Woëvre septentrionale et revers Batho-Bajocien de la cuesta de Moselle. Des prospections menées peu auparavant, dans le cadre des activités du Spéléo-Club de Metz, nous y avaient fait découvrir des paysages originaux et entr'apercevoir la complexité des processus morphogénétiques affectant cette zone de contact entre deux milieux lithologiques, l'un argileux, l'autre carbonaté.

Deux circonstances vont orienter insensiblement la recherche dont nous présentons les résultats dans ce travail.

La première a trait à notre rencontre avec le club spéléologique de l'Union Sportive du Bassin de Longwy qui entreprenait à l'époque la prospection et l'exploration du karst Bathonien de la Dalle d'Etain. La rigueur technique et l'ouverture d'esprit de ce club récemment créé allaient nous permettre d'arpenter week-end après week-end les forêts de l'interfluve Loison-Othain, puis des secteurs voisins, et d'aborder enfin l'étude du milieu souterrain.

Nous prenions alors conscience de l'interdépendance entre processus morphogénétiques de surface et souterrains.

La deuxième circonstance tient à la mise en route, par le C.E.G.U.M., en 1976, d'un plan de recherches géographiques sur l'espace lorrain, financé en partie par le Ministère de l'Education Nationale (D.R.E.D.), et aux contacts noués par le Centre avec des organismes tels l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse et le Service Régional d'Aménagement des Eaux de Lorraine. Les contrats d'études appliquées, passés avec ces organismes, allaient orienter durablement la vocation du laboratoire de géographie physique et donner une impulsion nouvelle à notre recherche.

Tout en poursuivant et en élargissant à la Woëvre septentrionale notre champ d'investigation morphologique, nous le complétions d'une dimension hydrologique. L'aide matérielle et technique de l'Agence de l'Eau et de la D.D.A.F. Meuse permettaient de compléter l'équipement hydrométrique du bassin-versant du Loison – réduit à l'époque à la seule station S.R.A.E.L. de Han-lès-Juvigny. Le virage était pris, le C.E.G.U.M. s'équipait à son tour en matériel de terrain et de laboratoire, formait son personnel et nous

permettait d'entreprendre une étude synthétique du bassin-versant du Loison, de ses caractères morphogénétique, hydrologique et karstologique.

Nous avons voulu que, dans sa pratique, notre démarche reste essentiellement géographique. Nous avons privilégié, dans la mesure du possible, l'étude des relations et interactions entre substrat, morphogénèse, climat, écoulements, en intégrant aussi les effets anciens ou actuels de l'action humaine.

La morphogénèse de la Woëvre septentrionale, flanc nord du synclinal de Luxembourg, est dominée par deux grands contrastes lithologiques. A l'ouest, l'ensemble carbonaté oxfordien a donné la cuesta de Meuse dominant la cuvette argileuse de la plaine de Woëvre. A l'est, les argiles calloviennes reposent sur un deuxième ensemble carbonaté, la Dalle d'Etain du Bathonien.

Le développement, unique en Woëvre, d'un réseau hydrographique orthoclinal, rattaché à la Meuse par l'intermédiaire de la Chiers, est dépendant des conditions lithologiques, tectoniques et morphologiques locales. La présence ou l'absence de dépôts quaternaires conditionne, en liaison avec la nature des réservoirs aquifères, la dynamique des écoulements.

Ceux-ci sont également marqués par la présence d'un karst couvert qui conditionne la dynamique de surface, laquelle pèse à son tour sur le développement du karst et détermine des modalités érosives originales.

L'ensemble est placé sous la commande éminente du climat. Il a connu par le passé des modifications radicales dont l'impact sur la morphologie et l'hydrographie se lisent encore dans les paysages. A dominante tempérée océanique, avec toutefois une touche discrète de continentalité et des particularités liées à la disposition des grandes lignes du relief, il conserve aujourd'hui un impact fondamental sur les modalités de l'écoulement et la morphogénèse.

La première partie de ce travail présentera donc l'originalité des facteurs géophysiques de l'écoulement en Woëvre septentrionale : oppositions lithologiques imposées par les grandes phases de l'histoire tectonique de la Lorraine septentrionale, hydrographie restée dépendante du bassin mosan, morphogénèse héritée d'une longue évolution dans laquelle le Quaternaire joue un rôle de tout premier plan.

Nous terminerons cette première partie par une revue des potentialités hydrologiques d'un climat pluviométriquement versatile et thermiquement contrasté.

La mise en exergue des originalités de la Woëvre septentrionale nous permet d'aborder, dans une deuxième partie, l'étude hydrologique du bassin-versant du Loison. Par l'association en un même ensemble

hydrographique de milieux originaux, il paraît représentatif de la Woëvre septentrionale. Les données hydrologiques disponibles permettent d'étudier les caractéristiques du régime du Loison, et en liaison avec les données du complexe physique du bassin-versant, de préciser les modalités de l'écoulement. L'établissement de bilans hydrologiques – pour lesquels des propositions méthodologiques seront faites – permet de quantifier les pertes subies par les apports pluviométriques, et de préciser pour chaque cours d'eau, représentatif d'un milieu de la Woëvre septentrionale, la répartition de son abondance entre écoulement de surface et écoulement souterrain.

Dans la troisième partie de ce travail, nous montrerons que la Woëvre septentrionale a vu se développer plusieurs types de reliefs et circulations hydrologiques karstiques. Nous développerons plus particulièrement l'étude du karst couvert de l'interfluve Loison-Othain, car il présente une formation carbonatée originale qui n'avait pas jusqu'ici retenu l'attention des chercheurs lorrains, contrairement aux calcaires du Bajocien et du Portlandien. Bassin-versant d'investigation représentatif de ce milieu de contact entre Woëvre argileuse et Pays-Haut calcaire, le bassin de Delut servira de support à l'étude hydrodynamique du karst et à l'étude quantitative de l'érosion actuellement assistée par le kart.

Ce travail n'est qu'un jalon dans la connaissance des milieux géographiques lorrains. Entre autres choses, il ne représente probablement pas un modèle de morphogénèse et de dynamique hydrologique transposable à l'ensemble des karst lorrains. Il devra à l'avenir être confronté aux ensembles karstifiés, connus ou moins connus, de la partie nord-orientale du Bassin de Paris : Muschelkalk du piedmont vosgien et du plateau lorrain, Bajocien de la Haye et du Pays-Haut, Oxfordien dont l'étude est à mener, Portlandien du Barrois mieux connu.

PREMIÈRE PARTIE

LE BASSIN DU LOISON DANS LA WOEVRE SEPTENTRIONALE

INTRODUCTION

La Woëvre est une grande dépression modelée par l'érosion dans les argiles tendres du Callovien. Elle est dominée à l'ouest par le talus de la cuesta de Meuse et bornée à l'est par le plateau de revers de la cuesta de Moselle.

Des confins du plateau de Langres aux abords de la dépression pré-ardennaise, elle forme une frontière mouvante entre les deux grandes artères hydrologiques lorraines : la Meuse et la Moselle.

La lutte pluri-millénaire à laquelle se sont livrés ces deux cours d'eau s'est traduite par d'importants remaniements du réseau hydrographique qui ont laissé des traces encore visibles dans le relief régional.

Dans l'histoire des relations mouvementées qu'ont entretenues Meuse et Moselle, la Woëvre septentrionale a conservé jusqu'à ce jour des affinités mosanes, alors que le reste de la Woëvre tombait sous la coupe mosellane.

Dans le chapitre premier nous définirons les limites et les caractéristiques topographiques, lithostratigraphiques et hydrographiques de la Woëvre, puis nous présenterons les grands traits originaux de sa partie septentrionale.

Dans le souci d'éclairer les conditions régissant l'écoulement, nous passerons ensuite en revue les facteurs morphostructuraux et hydrographiques qui font du bassin du Loison – tributaire de la Meuse par l'intermédiaire de la Chiers – un bassin représentatif de la Woëvre septentrionale.

Entre les môles pluviométriques des Hauts-de-Meuse à l'ouest, de l'Ardenne au nord et du Pays-Haut à l'est, la Woëvre septentrionale amorce la grande diagonale sèche de Lorraine qui ne s'interrompt qu'avec le piedmont vosgien.

Nichée entre côte de Meuse et Pays-Haut, la Woëvre septentrionale offre donc de forts contrastes pluviométriques. Sur ces confins occidentaux

de la Lorraine, les premières cuestas offrent une barrière aréologique, frontière aux limites souvent fluctuantes, sur laquelle s'effectue la transition entre la douceur océanique du bassin de Paris et les premières rigueurs continentales du plateau lorrain.

Dans le chapitre second nous aurons donc recours aux données météorologiques annuelles, saisonnières et mensuelles, dont le traitement permettra de préciser les modalités climatiques des écoulements dans le bassin-versant du Loison.

CHAPITRE PREMIER

LE MODELÉ DU SUBSTRATUM ET L'IMPLANTATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

Le bassin du Loison s'inscrit de par ses caractéristiques géographiques dans le cadre plus large de la Woëvre septentrionale.

Le flanc nord du synclinal du Luxembourg a connu une évolution paléogéologique qui introduit d'importantes modifications lithostratigraphiques. Le modelé, induit par les processus érosifs, permet de définir trois types de milieux.

Les Hauts-de-Meuse calcaires, aux sols squelettiques, sont le plus souvent abandonnés à la forêt. L'érosion attaquant ces reliefs a fourni des matériaux que l'on retrouve sur le pied de leurs talus argileux. C'était le Pays-sous-les-Côtes, jadis terre de viticulture et d'arboriculture, aujourd'hui bien souvent abandonné à la friche ou reconverti en prairie.

La dépression de la Woëvre, terre humide aux sols lourds, tardivement défrichée et colonisée, offre, elle aussi de forts contrastes. Les sols argileux, situés à proximité des villages, sont réservés à la prairie, de même que les fonds de vallées dans lesquels l'accumulation de grève calcaire maintient en permanence une nappe d'eau subaffleurante. Les croupes à couverture limoneuse portent parfois des cultures, mais le plus souvent, elles sont, comme les zones essentiellement argileuses, abandonnées à la forêt. Celle-ci occupe l'essentiel du territoire.

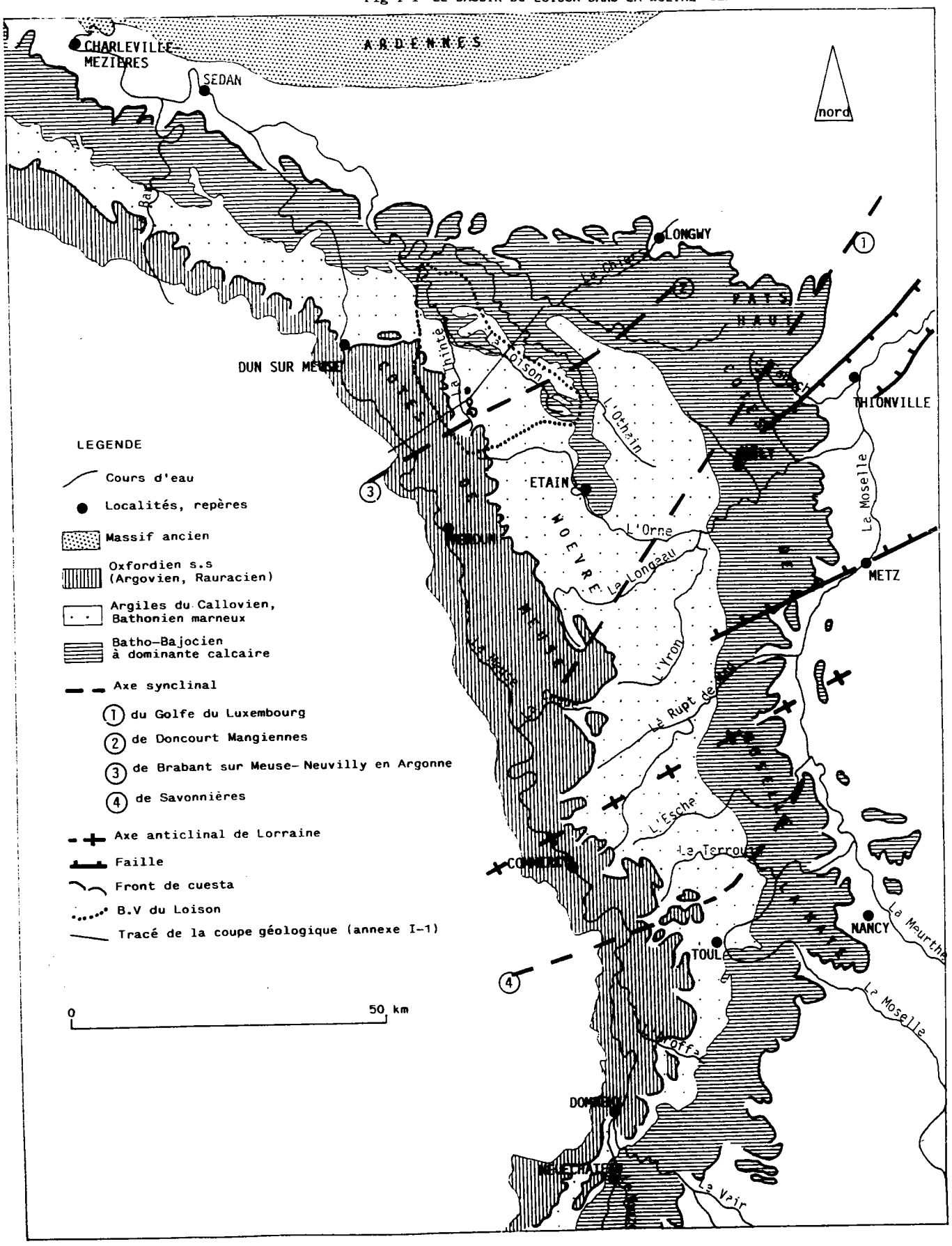
Il faut que réapparaissent les affleurements calcaires, annonçant le revers du Pays-Haut, pour que se développe autour des villages une zone culturale, ceinturée sur les buttes argileuses par la prairie et surtout la forêt.

Les modalités de l'écoulement dépendent beaucoup plus des particularités du substratum et de la morphogénèse que de la couverture végétale, l'extension des forêts caractérisant le bassin du Loison. Ce n'est donc qu'avec l'étude quantitative des processus érosifs actuels que nous aborderons, en troisième partie de ce travail, la description et le rôle de la végétation.

Ces trois milieux fondamentaux, Hauts-de-Meuse, Woëvre et interfluve Loison-Othain doivent une partie de leur originalité à l'évolution du réseau hydrographique soumis à de fortes contraintes hydrogéologiques.

L'alimentation de la Thinte est entièrement dépendante des Hauts-de-Meuse. Celle du Loison est plus complexe car il s'écoule tantôt sur des zones argileuses sur lesquelles les écoulements sont liés directement aux apports pluviométriques, tantôt au contact de blocs calcaires qui sont, selon les modalités de la tectonique, aptes à fournir de l'eau souterraine ou à capter les écoulements de surface.

Fig I-1 LE BASSIN DU LOISON DANS LA WOEVRE SEPTENTRIONALE



I – L'ORIGINALITÉ DE LA WOEVRE SEPTENTRIONALE (carte, figure I-1)

L'unité régionale de Woëvre forme une dépression de direction grossièrement méridienne, sur les confins occidentaux de la Lorraine. Elle est limitée à l'ouest par le talus de la côte ou Hauts-de-Meuse, et à l'est par la remontée du plateau de revers menant au talus de la côte de Moselle.

Plus large dans sa section centrale méridienne, elle se resserre pour disparaître lorsqu'elle prend une orientation SE.-NW. (au nord) ou une orientation NE-SW (au sud).

1. Relief et structure de la Woëvre

Des formes molles et basses, façonnées dans des séries essentiellement argileuses ou marneuses, confèrent à la Woëvre son unité géographique.

a) Caractéristiques topographiques

Le relief de la Woëvre est une masse assez confuse d'échines surbaissées entre 200 et 230 m d'altitude qui s'allongent parfois sur une dizaine de kilomètres en direction de l'est. Le plus souvent, il est formé de simples interfluves étroits, tronçonnés par un réseau hydrographique temporaire qu'il domine de quelques mètres à peine.

Cette étendue, apparemment inorganisée, se prolonge par un ensemble de collines de quelques dizaines de mètres d'altitude relative, avant de passer à un plateau dont l'altitude se relève plus ou moins régulièrement vers l'est et le nord, à 350-400 m d'altitude : la limite topographique orientale de la Woëvre est donc assez floue.

Rien de tel à l'ouest où le talus des côtes de Meuse forme une barrière continue, dominant de 100 à 150 m – parfois un peu plus – la Woëvre.

Ce talus est parfois raide et court, souvent coupé de replats allongés qui rejettent son front à l'ouest. Aussi cette barrière, dont les altitudes fluctuent entre 250 m au nord-ouest et un peu plus de 400 m au sud-ouest, apparaît-elle généralement moins impressionnante que celle de Moselle.

Son plateau de revers est étroit, réduit parfois à 5 km, ne dépassant pas 20 km dans tous les cas. Car, fait majeur, aucun cours d'eau d'importance ne circule au pied de ce talus : la Meuse a entaillé ce revers de Domrémy, au sud, à Dun-sur-Meuse, au nord.

L'ensemble, ainsi décrit, affecte la forme d'un vaste croissant s'étendant sur 200 km environ de Neufchâteau, au sud, à Charleville-

Mézières, au nord-nord-ouest. Lithologie et tectonique expliquent l'essentiel de ces caractéristiques topographiques.

b) contexte lithostratigraphique
(coupe géologique, annexe I-1)

La Woëvre

Elle est comprise entre deux ensembles carbonatés.

Le premier est formé par les Hauts-de-Meuse qui s'étendent principalement en rive droite du fleuve.

Il s'agit de la série attribuée à l'Oxfordien, les subdivisions traditionnelles en Oxfordien, Angovien, Rauracien et Séquanien paraissant toutes théoriques en raison de lacunes faunistiques permettant des attributions certaines. Aussi voit-on fleurir une foule de dénominations de faciès locaux dont le synchronisme n'est pas toujours assuré.

Schématiquement on peut définir trois ensembles qui sont de bas en haut :

- l'Oxfordien inférieur ("Oxfordien") à dominante marno-gréso-siliceuse (les argiles à Chailles) devenant plus franchement calcaire dans la partie supérieure (Oolithe ferrugineuse et ses équivalents latéraux),
- l'Oxfordien moyen qui, sur une base argileuse ou marneuse, développe un puissant ensemble de calcaires renfermant d'importants développements corollaires (Argovo-hauracien)
- l'Oxfordien supérieur (ex-Séquanien) reproduit le même schéma avec une dominante argileuse à la base, calcaire au sommet.

Cette organisation en méga-séquences, à dérive positive (J. Hilly, B. Haguenauer 1979), traduit une succession de pulsations marines de type transgressif.

Le deuxième ensemble carbonaté est formé par la côte de Moselle et son plateau de revers.

Le Bajocien proprement dit n'intéresse que très ponctuellement la région que nous étudions. En revanche, le Bathonien qui le surmonte affecte les confins orientaux de la Woëvre.

Il « marque le début d'une puissante sédimentation vaseuse qui s'étend jusqu'à l'Oxfordien inférieur » (J. Le Roux in notice de la carte géologique de Toul à 1/50.000^{e} - 1984) dont le Bathonien n'est qu'une séquence dite des Marnes à rhynchonelles.

Cette séquence se subdivise de bas en haut :

- en Caillasse à Anabacia (ensemble de calcaires argileux d'aspect conglomératique ou noduleux),
- en Marnes à rhynchonelles inférieures (marne noire ou grise),
- en Caillasse à rhynchonelles (marno-calcaire),
- en Marnes à rhynchonelles supérieures (marne noire ou grise).

Le passage à la séquence des argiles de la Woëvre (Callovien) se fait le plus souvent sans transition.

Les Argiles de la Woëvre présentent sur 150 à 200 m d'épaisseur une masse pratiquement indifférenciée de marnes non indurées à petites intercalations décimétriques calcaro-gréseuses : la Woëvre proprement dite ne se résout donc pas uniquement à la séquence callovienne, mais s'étend vers l'est aux faciès argileux et marneux du Bathonien.

La Woëvre est donc une région naturelle dont la "géométrie variable" est réglée par les variations de faciès du Bathonien et dans une moindre mesure du Bajocien, d'une part, et les variations de faciès de l'Oxfordien d'autre part.

En fait, ces variations de faciès et d'épaisseur des séries lithostratigraphiques ont été contrôlées par les grands traits de l'évolution du bassin de Paris et les particularités de la tectogénèse sur la bordure orientale de ce dernier.

L'histoire sédimentaire de la Lorraine peut ainsi se résumer en deux grandes phases (J. Hilly, B. Haguenauer 1979) :

- une phase continentale jusqu'au début du Trias (Bundsandstein),
- une phase marine qui débute avec l'invasion graduelle de la Lorraine par la Mer Germanique (Muschelkalk).

Du Jurassique à la base du Crétacé, la Lorraine est donc annexée par le Bassin de Paris. Mais « toute la tectonique du revêtement sédimentaire de la Lorraine est étroitement tributaire de son soubassement ancien ».

Trois grandes régions tectoniques se partagent la bordure orientale du Bassin de Paris (J. Le Roux 1980, P. Steiner 1980) :

– La *région nord,* qui correspond au substratum ardennais, est occupée par deux compartiments :

  * le compartiment ardennais sur le flanc nord du Golfe ou synclinal du Luxembourg, peu affecté par la tectonique cassante,

* le compartiment messin sur le flanc sud de ce synclinal. Il est haché de failles N30°E, puis de failles NSO à N60°E parmi lesquelles la Faille de Metz qui amorce la transition avec la région suivante.

– Une *région centrale* formée par le compartiment nancéien, sur le faîte et le flanc sud de l'anticlinal de Lorraine jusqu'à la faille E-O de Vittel, au sud de Neufchâteau. Elle est caractérisée par une abondante fracturation SSE-NNO d'aspect généralement courbe et plusieurs fossés d'effondrement d'axe NE-SO.

– Une *région sud,* dépourvue d'accidents importants et qui échappe au cadre de cette étude (compartiment bourguignon).

Sur la bordure nord de la Woëvre, « on assiste à des "transgressions relatives" toujours tronquées par de petites régressions et des lacunes, traduisant ainsi en terme de faciès de bordure, les petits mouvements positifs du socle ardennais » (Notice de la carte géologique à 1/50.000e Raucourt-et-Flaba, 1982).

D'autre part, cette région fait figure de plate-forme carbonatée stable qui voit se développer une sédimentation caractérisée par des faciès de haute énergie :

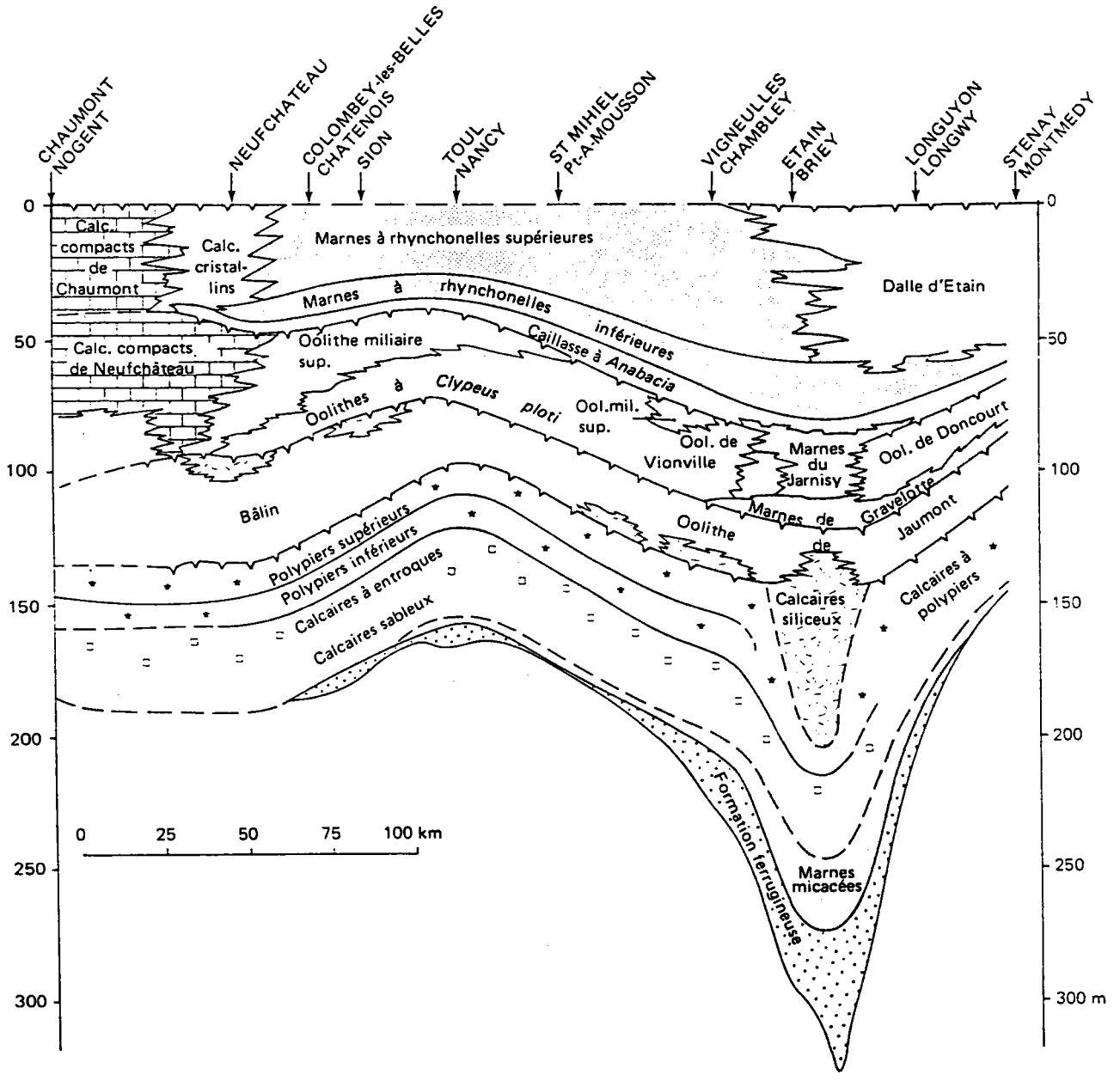
- le Bathonien est essentiellement calcaire,
- la base du Callovien également, comme nous avons pu le constater avec D. Harmand en Forêt de Jaulnay, sur la rive gauche de la Meuse, au niveau de l'inflexion vers l'ouest des auréoles sédimentaires,
- le sommet du Callovien devient calcaro-marneux et passe insensiblement à la gaize oxfordienne. Ce sont des calcaires et marnes silicifiées de 40 m d'épaisseur qui constituent la cuesta de l'Oxfordien inférieur. L'Oxfordien supérieur tronqué donne une deuxième cuesta, moins marquée que la précédente.

En liaison avec la présence du massif ancien, on assiste donc à une réduction importante de la puissance des formations sédimentaires et à leur induration par carbonatation et silicification : la dépression de Woëvre se trouve donc réduite à une bande de terrain étroite qui disparaît au sud-ouest de Charleville-Mézières.

Fig. I-2

Les variations d'épaisseurs du Jurassique moyen le long des affleurements de l'est du bassin de Paris (J.Le Roux).

in Synthèse géologique du bassin de Paris.



La figure I-2 montre que les régions tectoniques centre et sud développent également une importante plate-forme carbonatée qui se traduit :

- par l'envahissement des Marnes à rhynchonelles (Bathonien) par des faciès carbonatés (Calcaires cristallins, puis Calcaires compacts de Chaumont)
- par l'envahissement du Callovien moyen et inférieur (Dalle nacrée) par les calcaires (J. Hilly, B. Haguenauer 1979).

La Woëvre se resserre, là encore, en un mince liseré au pied de la côte de Meuse.

En revanche, l'activité tectonique synsédimentaire du synclinal du Luxembourg se traduit par :

- un épaississement des séries déposées (200 à 250 m pour le Callovien par exemple)
- la prédominance de faciès détritiques terrigènes au Bajocien inférieur et moyen ainsi qu'au Bathonien.

C'est dans cette région que la continuité des faciès du Bathonien au Callovien est la plus significative, et que la Woëvre prend son maximum d'extension (Figure I-1).

Pourtant sur le flanc nord du golfe du Luxembourg s'individualisent des modifications qui déterminent l'originalité de la Woëvre septentrionale.

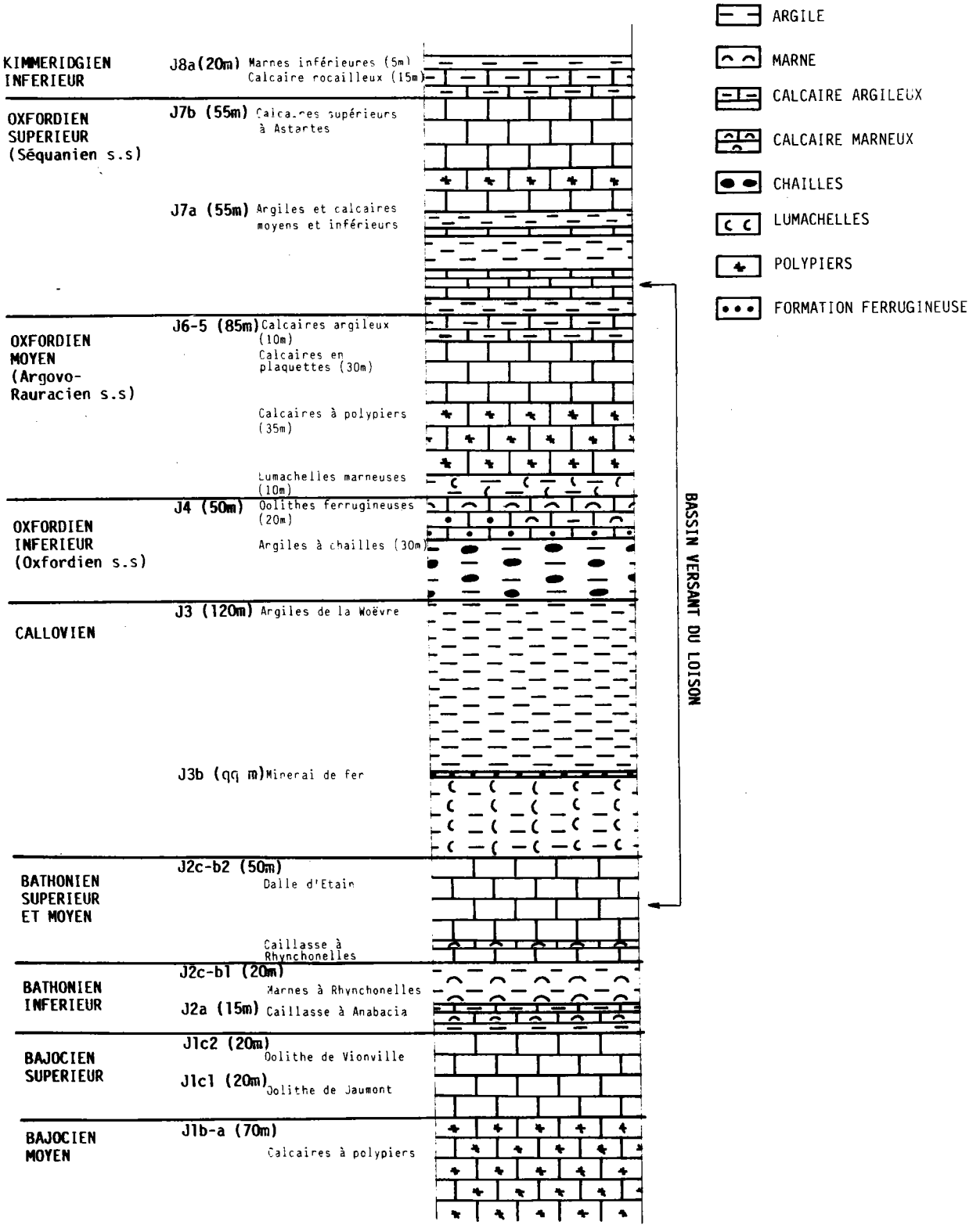
La Woëvre septentrionale

C'est en effet à peu de distance de l'axe du Golfe de Luxembourg, sur son flanc nord qu'apparaissent les premières modifications lithostratigraphiques qui s'épanouirons le long de la bordure ardennaise.

Nous appellerons donc Woëvre septentrionale la région située au pied de l'escarpement Oxfordien, sur le flanc nord du synclinal du Luxembourg. Pour les besoins de l'étude, nous la limitons à la rive droite de la Meuse, nous réservant toutefois de faire référence à des observations ponctuelles sur la rive gauche proximale du fleuve.

L'originalité lithostratigraphique de la Woëvre septentrionale tient en l'existence de trois grands binômes associant un ensemble de roches dures perméables à un ensemble de roches tendres imperméables (Figure I-3 et annexe I-1) :

Figure I-3 : LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA WOEVRE SEPTENTRIONALE



– le *premier binôme* est formé par l'Oxfordien supérieur (ex Séquanien). Il est mis en valeur par l'entaille de la Meuse.

En rive gauche, les calcaires à Astartes (J7b) reposant sur une série à dominante argileuse (partie supérieure de J7a) constituent le versant de la vallée.

En rive droite, l'ensemble plus soulevé (faille ou flexure au droit de la Meuse) a été décapé d'une partie des calcaires à Astartes qui arment toutefois encore certains sommets du plateau des Hauts-de-Meuse. Sur cette rive, le versant de la vallée, plus fuyant, est entrecoupé de replats structuraux dans sa partie inférieure (affleurement des calcaires de la partie inférieure de l'Oxfordien supérieur, J7a, et des calcaires de la partie supérieure de l'Oxfordien moyen, J6-5).

La conservation de cet ensemble lithologique, dans ce secteur septentrional, semble liée à la présence de l'axe synclinal de Brabant-Neuvilly (figure I-1).

– Le *second binôme* est formé par la masse des calcaires de l'Oxfordien moyen reposant sur les épaisses séries à dominante argileuse de l'Oxfordien inférieur et du Callovien. Cet ensemble constitue l'ossature de la Cuesta de Meuse (plateau, talus et dépression).

Sur 80 à 100 m d'épaisseur, l'Oxfordien moyen (J6-5) connaît d'importantes variations de faciès liées à l'existence de deux importants massifs récifaux – massif de Verdun (J. Hilly, R. Haguenauer 1979) et massif de Dun-sur-Meuse – encadrant un couloir interrécifal.

La partie supérieure (plateau et moitié supérieure de la côte) est formée « de calcaires finement oolithiques, parfois sublithographiques ou crayeux comprenant des zones coralligènes plus ou moins développées selon les régions » (notice de la carte géologique 1/50.000^{e} Verdun, 1969). La partie basale est un ensemble hétérogène de faciès récifaux à polypiers, subrécifaux oolithiques et entroquitiques. Dans le couloir interrécifal dominent des faciès un peu plus marneux sans polypiers.

Elle passe au contact avec l'Oxfordien inférieur (J4) et le Callovien (J3) à des faciès multiples marno-calcaires plus ou moins fortement indurés : Oolithe ferrugineuse, calcaires marneux d'Ornes puis, en dessous, terrain à Chailles (moitié inférieure de la côte).

Quant à la puissante masse du Callovien (plaine de la Woëvre), elle est formée d'argiles à texture nettement sableuse incluant des amas diffus ou lamellaires de gypse. Elle est scindée en deux ensembles par une couche de minerai de fer marno-calcaire (J3b) de deux mètres de puissance environ (P. L. Maubeuge 1966) qui n'a pu être cartographiée – incomplètement

d'ailleurs – qu'en Woëvre septentrionale dont elle représente une des grandes originalités. Sous ce Callovien moyen, les argiles inférieures ont environ 35 m de puissance et sont armées par quatre ou cinq bancs indurés lumachelliques, coquilliers, sablo-gréseux ou marneux décimétriques : les "Pierre d'Eau" de la terminologie locale (P. Gamez, M. Sary 1979). Le Callovien supérieur représente encore 60 à 70 m d'argiles sableuses dans lesquelles les indurations semblent plus rares et plus discontinues.

– Le *troisième et dernier binôme* intéresse le Bathonien. Il constitue l'amorce du Plateau du Pays-Haut où s'entaillent l'Othain et la Chiers.

Essentiellement argileux à marneux ailleurs, il voit en Woëvre septentrionale les Marnes à Rhynchonelles supérieures (J2c-b1) se charger rapidement en calcaire. Depuis Etain, l'envahissement gagne vers le nord et l'ouest pour former la Dalle d'Etain (J2c-b2) : calcaires oolithiques à coquilliers, parfois sableux ou spathiques de 30 à 40 m d'épaisseur et peut-être plus encore en rive gauche de la Meuse. Seule, la base reste encore marneuse et argileuse (Caillasse à Anabacia, J2a) sur le Bajocien supérieur calcaire (Oolithes de Vionville et de Jaumont, J1c2 et J1c1).

Au plan lithostratigraphique, la Woëvre septentrionale présente l'originalité d'un milieu de transition entre une zone centrale essentiellement argileuse et marneuse (synclinal du Luxembourg) et des zones distales où la Woëvre disparaît par invasion de séries carbonatées.

En liaison avec des caractéristiques tectoniques régionales, la Woëvre septentrionale présente une originalité fondamentale de par son réseau hydrographique.

2. Hydrographie de la Woëvre

La Woëvre septentrionale combine au plan hydrographique un ensemble de caractéristiques qui, replacées dans l'évolution paléogéographique du bassin de la Meuse et dans l'évolution tectonique de la Lorraine, en font un milieu unique.

a) Hydrographie du bassin de la Meuse lorraine

La figure I-1 montre qu'au cours du Quaternaire, la Meuse a perdu, entre autres, la quasi-totalité des affluents qui lui parvenaient en rive droite, à travers la Woëvre et la côte oxfordienne : tous les entonnoirs de percée cataclinale situés dans l'axe de l'anticlinal lorrain sont aujourd'hui délaissés. Seule la Creuë, ruisseau insignifiant, traverse encore les Hauts-de-Meuse par la trouée de Spada à l'extrémité sud du synclinal de Luxembourg. A l'extrême sud, dans la région de Neufchâteau, le Mouzon et le Vair

empruntent encore la percée cataclinale du fleuve ; l'Aroffe lui apporte également sa contribution à l'amont du Val de l'Ane par lequel le réseau mosan recevait jadis la Moselle.

Mais ces quelques apports actuels ne doivent pas faire illusion :

- car le Mouzon se perd partiellement dans le Bajocien (P.L. Maubeuge 1980),
- car le Vair se perd partiellement dans le Domérien (C. Cammal 1981) puis dans le Bajocien (M. Dumontier 1959),
- car l'Aroffe a déjà perdu l'essentiel de son bassin-versant bajocien au profit de la Moselle (P. Gamez 1985),
- car la Haute-Meuse se détourne progressivement vers la Moselle par un écoulement d'inféro-flux associant sa nappe alluviale aux grouines périglaciaires et aux alluvions siliceuses de la moyenne terrasse de la paléo-Moselle : « le Val de l'Ane représente, de nos jours, le cours de capture en voie de développement de la Meuse par la Moselle » (B. Haguenauer, J. Hilly 1987).

Par contre, « au nord de la trouée de Spada, la cuesta de Meuse (dépourvue de percées cataclinales) a toujours constitué, semble-t-il, un obstacle à l'écoulement des eaux vers l'ouest » (D. Harmand 1989). Nous sommes là sur le flanc nord du synclinal du Luxembourg, compartiment tectonique ardennais.

Un certain nombre d'arguments pris dans le bassin supérieur de l'Orne prouvent toutefois, qu'ici aussi, la Moselle s'est montrée conquérante vis-à-vis de la Meuse.

L'existence d'une armature indurée dans le Callovo-Oxfordien, formant la base de la côte de Meuse, a permis la conservation de quelques niveaux d'entaille anciens. Mais leur rareté et l'absence de dépôts corrélatifs montrent que « jusqu'à une période récente, les processus d'érosion étaient dominants » (P. Géhin, M. Sary 1979).

Inversement, la dépression de Woëvre est caractérisée :

- par l'absence presque totale de formes du Quaternaire ancien, si ce n'est en bordure immédiate de l'Orne,
- par la quasi-absence d'affleurement du Callovien, témoignant de la rareté des formes d'érosion,
- par la présence de trois épandages de matériaux périglaciaires – Q2, Q1a et Q1b – attribués respectivement au Riss II, Würm ancien et récent,

- par l'agencement de ces épandages en une zone d'accumulation amont à matériaux emboîtés, et une zone de transit aval à matériaux étagés.

Les auteurs rapprochent ces caractéristiques morphologiques des caractéristiques hydrographiques du réseau actuel :

- il est anaclinal en direction de l'est,
- il possède des portions de cours amonts orthoclinaux de direction méridienne.

Cet ensemble de faits témoigne de la difficulté rencontrée dans l'évacuation des sédiments vers un niveau de base aujourd'hui lointain (la Moselle) et permet de penser que « l'Orne et ses affluents (Longeau, Yron) devaient former un réseau orthoclinal au pied de la côte de Meuse, comme le sont encore la Thinte et le Loison dans la Woëvre septentrionale ». Le démembrement de ce paléo-réseau serait attribuable au Riss II.

Sur le flanc nord du synclinal du Luxembourg, le bassin-versant actuel du Loison serait l'unique témoin atrophié d'un drainage orthoclinal de la Woëvre.

Si l'étude morphologique met les faits en évidence, c'est l'étude tectonique qui en révèle le moteur.

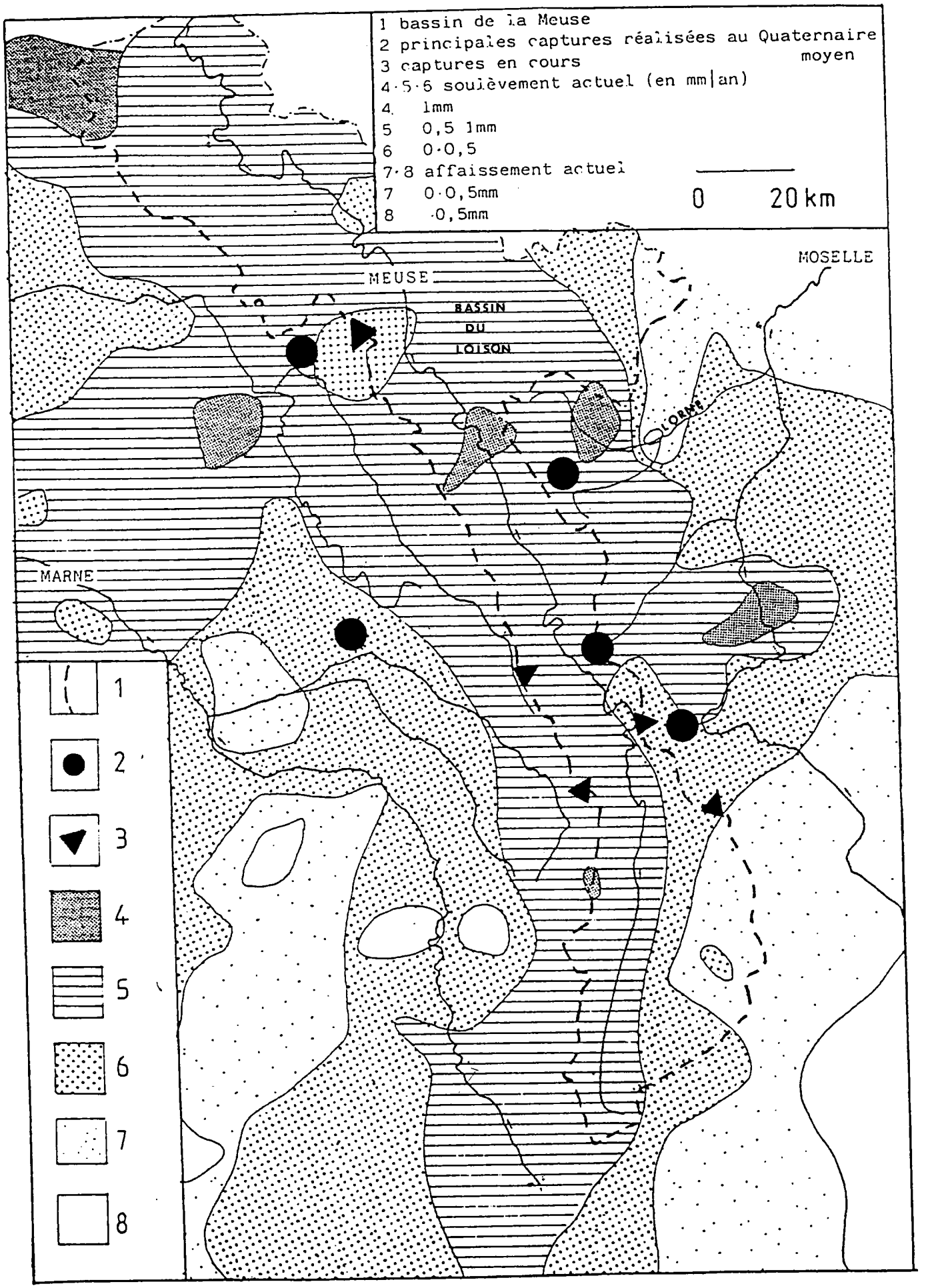
b) Rôle de la tectonique dans le démembrement du bassin de la Meuse

Depuis la fin du Secondaire, la Lorraine vit une phase d'évolution continentale ; le Bassin de Paris, sur la marge orientale duquel se situe la région mosane, décline, alors que s'individualise en son centre et à sa droite un Bassin continental Rhénan (B. Haguenauer, J. Hilly 1987).

L'affirmation de cette nouvelle phase de continentalisation se traduit :

- par un bombement thermique générant un vaste plan incliné SE-NO sur lequel s'installent le réseau hydrographique lorrain d'axe méridien (Meuse, Moselle, Meurthe...) et la surface d'érosion oligo-miocène (J. Tricart 1952),
- par le soulèvement de l'Ardenne et de ses confins méridionaux jusqu'aux Hauts-de-Meuse (J. Fourniguet, C. Weber 1979),
- par la subsidence du fossé alsacien (Eocène-Oligocène) puis du bassin de Mayence (Néogène).

Fig.I-4 RELATION ENTRE LES CAPTURES ET LE SOULEVEMENT ACTUEL DU BASSIN DE LA MEUSE (d'après FOURNIGUET, 1979, in D.HARMAND,1989, adapté).



La figure I-4 montre que l'individualisation d'un bassin continental rhénan :

- entraîne une dégradation altitudinale des hauts bassins de la Seine à ceux de la Meuse et du Rhin (par la Moselle),
- provoque du Quaternaire à l'actuel une suite de captures dans lesquelles les processus d'écoulement souterrain – karstique en particulier – jouent un rôle majeur.

D'après D. Harmand (1989), cet enchaînement de captures serait plus récent à l'ouest de la Meuse, plus ancien à l'est ; plus avancé du synclinal du Luxembourg au synclinal de Savonnières qu'au sud de ce dernier ; pratiquement nul en Woëvre septentrionale où « le bassin-versant de la Chiers représente les vestiges d'un paléo-bassin démantelé dans sa partie méridionale au quaternaire ».

c) Originalité du réseau hydrographique en Woëvre septentrionale

Nous pensons que le maintien d'un réseau d'alimentation mosan en Woëvre septentrionale et dans son prolongement occidental en rive gauche du fleuve serait dû à une conjonction de facteurs favorables.

Pour ne prendre que le cas de la Chiers, dont dépend le Loison, il est clair que l'inadaptation lithologique de la plus grande partie de son cours ne représente qu'un aspect d'une réalité plus complexe.

A l'amont de la confluence avec la Crusnes on peut envisager une pré-adaptation (P. de Béthune 1964) du cours sur les faciès tendres des Marnes à Rhynchonelles garnissant encore à peu de distance l'axe du synclinal Doncourt-Mangiennes. Indépendamment de son adaptation au pendage général NE-SO, il est patent que la quasi-rectitude de son tracé souligne l'influence de déformations, car « l'absence de pointement du Lias à Viviers-sur-Chiers ne peut s'expliquer que par des complications locales des courbes de niveau géologiques. Il est possible que des failles aient échappé à l'observation » (notice de la carte géologique 1/50.000^{e} Longuyon-Gorcy, 1969).

Cette adaptation se déduit ensuite de façon certaine des affleurements de couches-repères de part et d'autre de sa vallée : l'existence d'un palier de flexure lui permet de couler alors à contre-pendage jusqu'à ce qu'elle atteigne les couches tendres du Lias à proximité d'entonnoirs de percées cataclinaux (le Ton, la Thonne...).

La Chiers profite ensuite de « l'axe de soulèvement jurassique de Montmédy » expliquant amincissements et biseautages des séries sédimentaires résistantes. Elle rejoint ensuite la Meuse par la dépression pré-ardennaise creusée dans les faciès tendres du Lias.

Signalons pour terminer que son haut-bassin apparaît verrouillé par le fossé tectonique de Thionville qui éloigne le danger mosellan vers le nord-est, ainsi que par la conservation d'un môle résistant de Bajocien au passage du Golfe du Luxembourg (Pays-Haut).

Le réseau orthoclinal des Hauts-de-Meuse (Loison et dans une moindre mesure l'Othain) aurait profité de la permanence de ce niveau de base proche, qui lui aurait permis de maintenir un écoulement méridien sur le flanc nord du synclinal du Luxembourg. L'entaille de la Dalle d'Etain aquifère soutenant ensuite ces écoulements.

CONCLUSION

La Woëvre septentrionale apparaît donc aux confins occidentaux de la Lorraine comme un milieu original, reflet d'une évolution liée à l'histoire lithostratigraphique et tectonique du Bassin de Paris, puis du bassin continental lorrain.

Il en résulte le maintient d'un réseau hydrographique orthoclinal relictuel unique en Lorraine, ayant échappé pour l'essentiel aux captures subies par la majorité des affluents de rive droite de la Meuse.

L'organisation des séquences lithologiques permet d'opposer trois grands ensembles de reliefs, Hauts-de-Meuse, Woëvre et interfluve Loison-Othain assurant la transition avec le revers bajocien (Pays-Haut). Les contrastes de perméabilité et d'imperméabilité, multipliés par les caractéristiques faciologiques, permettant, nous le verrons, le développement de karsts.

Par sa situation, par ses caractéristiques lithostratigraphiques, tectoniques, géomorphologiques et hydrographiques, le bassin-versant du Loison paraît représentatif de la Woëvre septentrionale.

II – LE BASSIN DU LOISON

La structure de la Woëvre septentrionale a permis de définir trois ensembles de reliefs, les Hauts-de-Meuse, la Woëvre et l'interfluve Loison-Othain. Chacun de ces trois milieux se caractérise par un modelé et une hydrographie originaux (cf. coupe et carte géologiques, annexes I-1 et I-2).

1. Les Hauts-de-Meuse

Ils constituent un relief de côte imposant développé dans la puissante masse oxfordienne (200 à 250 m) essentiellement calcaire. L'élaboration de ce relief ne peut être appréhendée que partiellement. Il apparaît cependant que son évolution est étroitement liée à l'organisation des écoulements souterrains.

a) La surface "fondamentale" et son entaille

Les sommets des Hauts-de-Meuse « représentent souvent, pour les plus élevés d'entre-eux, les témoins des plus vieilles topographies, antérieures au creusement des grandes dépressions et à la mise en valeur des cuestas » (J. C. Bonnefont 1983).

Ils correspondent à la surface fondamentale – oligo-miocène pour J. Tricart (1952) – qui a été basculée à la fois vers l'ouest et le nord par le relèvement des Vosges, ce qui explique que de 450 m d'altitude approximative dans la région de Neufchâteau elle n'ait plus que 380-390 m en Woëvre septentrionale.

C'est sur ce vaste plan incliné que s'installe le réseau hydrographique selon une direction aujourd'hui encore matérialisée par les grandes artères lorraines, Meuse et Moselle.

Il est non moins certain que cette surface a subi les contre-coups du relèvement quaternaire de l'Ardenne toute proche et que, dans le bassin du Loison, les sommets de la cuesta oxfordienne n'en représentent plus qu'un témoin déformé et dégradé.

Trois constatations appuient cette affirmation (annexe I-2) :

- la dissection puis la disparition des lambeaux de "Séquanien" au nord de Damvillers sur un probable axe de relèvement des couches à l'approche de l'Ardenne, alors qu'ils sont continus en rive gauche de la Meuse ; ils s'y situent une cinquantaine de mètres en contre-bas de la surface infra-crétacée dont

l'exhumation est postérieure à l'établissement de la surface fondamentale,

- la présence d'un dépôt non carbonaté (grès ferrugineux) que D. Harmand, qui le redécouvrait, comme nous-mêmes après Buvignier (1852), a baptisé "Formations résiduelles du plateau de Sivry-sur-Meuse. Situés sur un replat "Argovo-Rauracien", à proximité des derniers affleurements de "Séquanien", ils sont restés piégés pour partie dans deux rondvaux dominant les entonnoirs anaclinaux d'Ecurey et Bréhéville. Puis ils ont été épandus sur les glacis de la Woëvre, où ils sont portés, à tort, comme Pierre de Stonne, par la carte géologique Stenay,
- la présence à l'est du bassin-versant du Loison de cette Pierre de Stonne, faiblement associée dans la région de Brandeville-Bréhéville aux grès ferrugineux. Elle représente d'après Tricart « des débris des formations d'altération de la surface oligo-miocène... Les sommets autour desquels on les trouve sont dérivés de la surface que la Pierre de Stonne jalonnait ». Son élaboration se situerait d'après L. Voisin (s.d.) dans « une vaste période de probabilité chronologique allant du Thanétien supérieur au Burdigalien » : elle daterait donc bien la surface oligo-miocène. Toujours d'après cet auteur, la restitution des paysages associés à la formation de cet éluvium donnerait une zone de piedmont, de ralentissement des écoulements en milieu aride ou semi-aride « permettant les précipitations siliceuses dans les horizons concernés par l'évaporation au détriment des nappes ». Des climats postérieurement plus humides auraient donc permis l'entaille de la surface fondamentale et le dégagement de la cuesta.

Les étapes de ce dégagement ne peuvent être retracées avec précision, faute d'indices suffisants. Si l'on retrouve sur le talus plusieurs replats, ceux-ci semblent liés aux particularités de la structure.

Indépendamment des petits replats liés sur les sommets aux zones calcaires et lumachelliques du "Séquanien", on note la présence de cinq replats :

- le premier correspond au contact des argiles de base du "Séquanien" sur les Calcaires en plaquettes,
- les deux suivants sont liés au développement variable des zones coralliennes de "l'Argovo-Rauracien". Présentes vers le sommet du "Rauracien", elles donnent un premier replat vers 340-350 m d'altitude (figure I-5b) ; absentes, c'est la nature du faciès (oolithique ou crayeux, à nodules silicieux ou pas) des Calcaires en

plaquettes qui donne de petits ressauts sur le glacis menant au deuxième replat corallien (figure I-5a), vers 300-320 m d'altitude,

- le quatrième replat ne se développe que lorsqu'il existe, au sommet des argiles à Chailles, le faciès de l'Oolithe ferrugineuse (figure I-5b). Sinon, c'est la base des argiles à Chailles qui fait figure (grâce à ses intercalations de calcaires gréseux silicifiés) d'horizons résistants sur les argiles plus tendres du Callovien. C'est le cinquième replat qui raccorde le pied du talus à la dépression callovienne.

Quelques replats de l'Oolithe ferrugineuse portent des dépôts de grève (figure I-5b) corrélatifs de processus érosifs de type périglaciaire. Qu'elles aient été préservées sur les éperons séparant les entailles anaclinales permettrait d'en faire des témoins datables du dégagement de la cuesta. Il serait tentant d'y voir – compte tenu de leur altitude relative de +50-60 m par rapport à la Thinte – des grèves du Quaternaire ancien (J. C. Bonnefont 1975a) ; mais :

- elles semblent d'abord liées à des replats structuraux,
- le Riss et le Würm ont pu générer ce type de dépôt (J. C. Bonnefont 1975b),
- il est impossible, compte tenu des conditions de gisement, de savoir si elles donnent des éboulis ordonnés ou non, s'il existe en leur sein des zones d'encroûtement ou des horizons d'altération, paléosols bruns ou rubéfiés interglaciaires ou interstadiaires, qui seraient éventuellement cryoturbés.

Il est toutefois possible que ces niveaux structuraux aient pu servir de palier dans l'enfoncement du réseau hydrographique dégageant la cuesta, comme tendraient à le démontrer les deux rondvaux d'Ecurey (figures I-6a-b).

Il s'agit de formes caractéristiques d'une érosion latérale prédominante : hémicycles qui se ressèrent à l'aval et se prolongent par un étroit ravin qui dissèque les calcaires du talus avant de s'élargir en entonnoir dans les faciès plus tendres de l'"Oxfordien" et du Callovien. Le ruisseau Le Harbon naît dans le tiers inférieur de cette gorge de raccordement et vidange l'aquifère oxfordien au contact de l'Oolithe ferrugineuse. Le plancher des rondvaux est bloqué sur les calcaires coralliens du "Rauracien" à 325-330 m d'altitude ; il est dominé par des sommets "séquaniens" en partie réduits par l'érosion à 388 m d'altitude ; il n'est plus parcouru que

par un ruissellement épisodique. Il existe donc bien des traces d'entailles que la surface oligo-miocène dégradée domine d'une cinquantaine de mètres.

Il est tentant de rapprocher ces entailles tapissées de grès ferrugineux du niveau de terrasse n 7 (très haute terrasse inférieure) défini par D. Harmand pour la vallée de la Meuse :

- même altitude relative (+ 130 m par rapport à la Thinte),
- faible encaissement dans les plateaux de l'Oxfordien,
- formes aujourd'hui figées dans lesquelles il ne semble pas rester d'apport vosgien.

Elles témoignent de l'ancienneté du réseau hydrographique anaclinal ayant impulsé le processus de dégagement de la cuesta.

En dépit de l'importante couche tendre qui forme son soubassement, la côte oxfordienne de Woëvre septentrionale ne semble pas avoir fortement reculé (figure I-1) :

- depuis la haute vallée du Longeau, le tracé du talus, bien que festonné d'entailles anaclinales, est pratiquement rectiligne jusqu'à l'inflexion de Dun-sur-Meuse, alors qu'il sinue plus amplement et présente des buttes-témoins et des entonnoirs de percées cataclinales plus au sud,
- les buttes-témoins de Damvillers sont à deux kilomètres du talus (annexe I-2) et les Jumelles d'Ornes, en limite sud du bassin-versant, sont encore rattachées par un pédoncule "oxfordien" à la cuesta.

Un complexe de facteurs permet d'expliquer ce recul modeste sur le flanc nord du synclinal de Luxembourg.

L'épaisseur de la couche tendre formant le soubassement de la cuesta et l'existence d'un réseau hydrographique orthoclinal devraient garantir un recul rapide de la cuesta.

Mais en contrepartie :

- les Argiles à Chailles sont indurées et forment souvent un replat au pied du talus,
- les Argiles de la Woëvre sont moins épaisses que plus au sud, et la série bathonienne est elle-même indurée (Dalle d'Etain),
- le développement des faciès coralliens assure localement une armature aux séries calcaires oxfordiennes,

COUPES MORPHOSTRUCTURALES DU FRONT DE COTE DE MEUSE

(bassin du Loison)

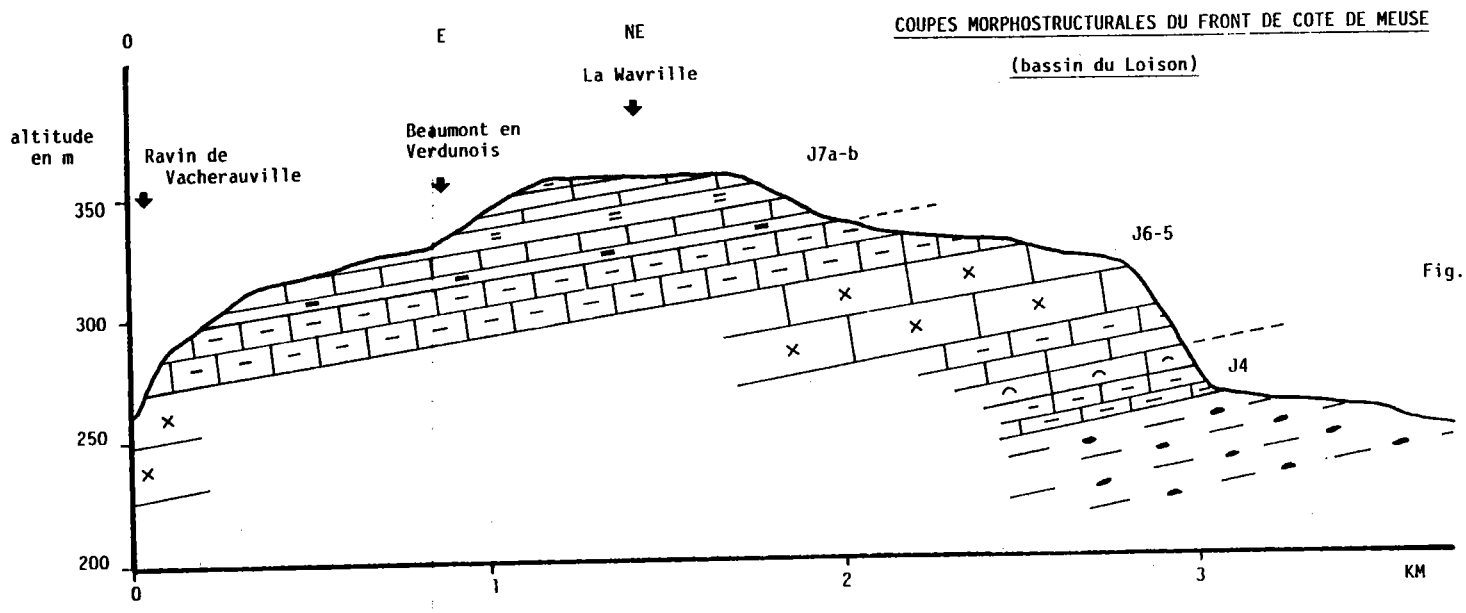


Fig.I-5a

Légende: Cf. Fig.I-3 Lithostratigraphie de la Woëvre septentrionale

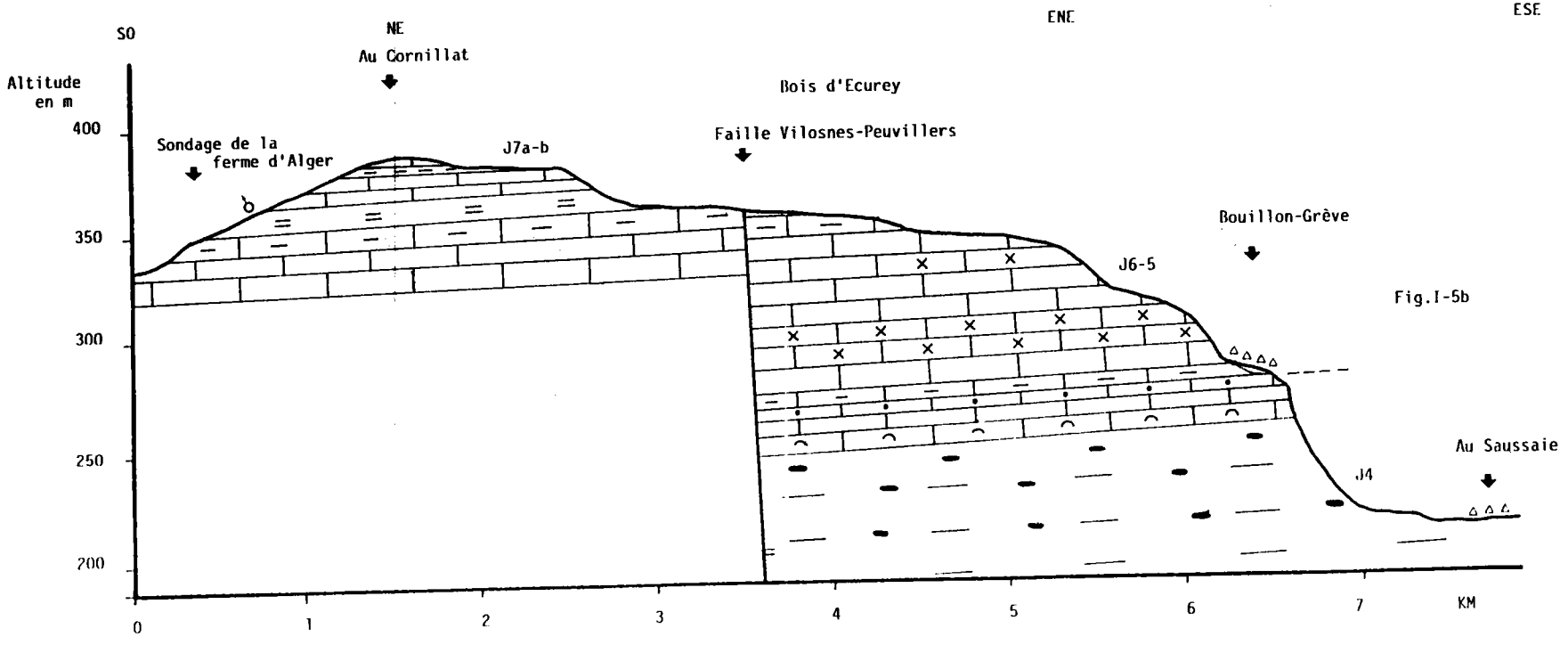


Fig.I-5b

Figure I-6a : RONDVAUX ET EPANDAGES DE L'ENTONNOIR ANACLINAL D'ECUREY EN VERDUNOIS

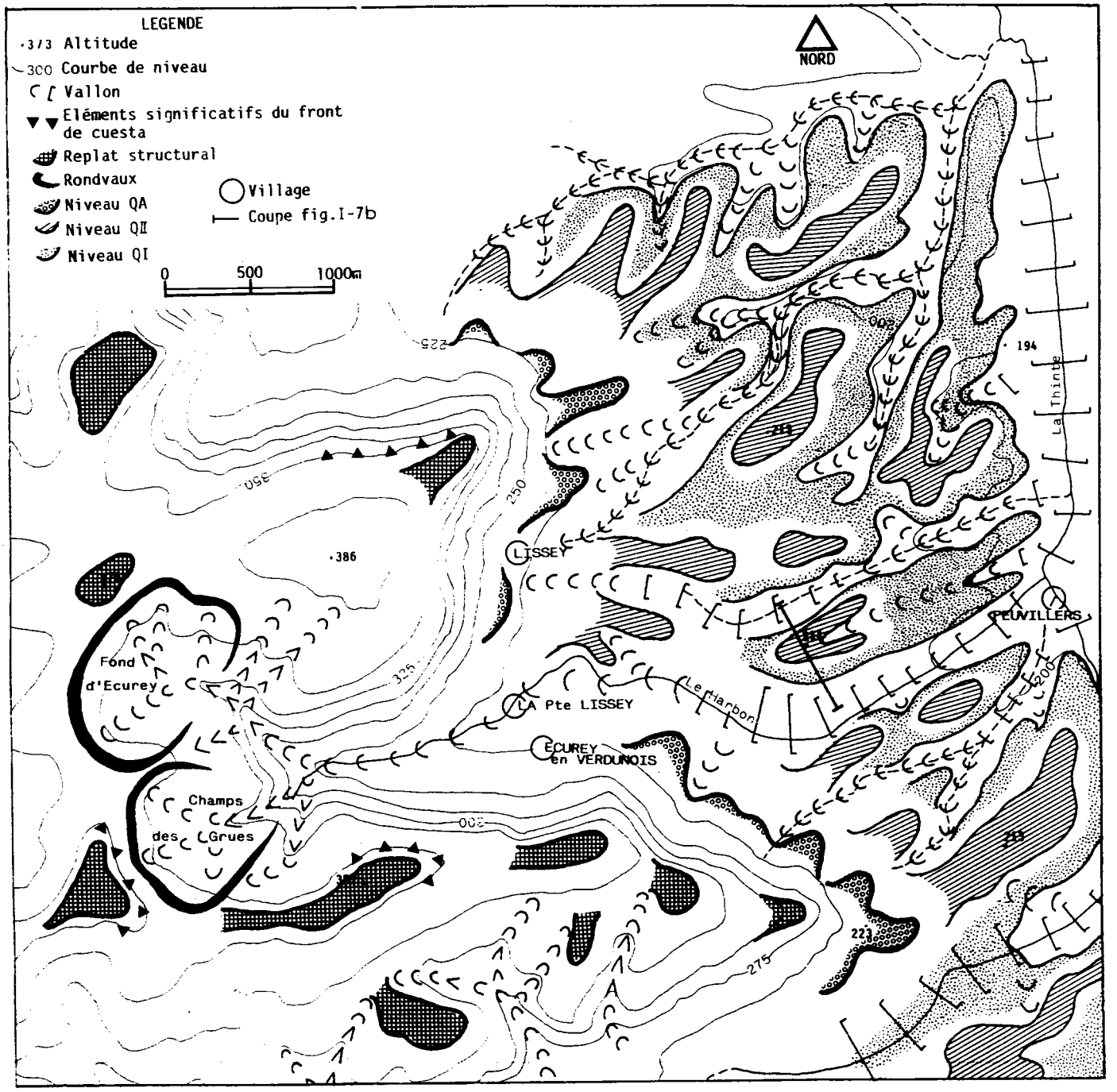
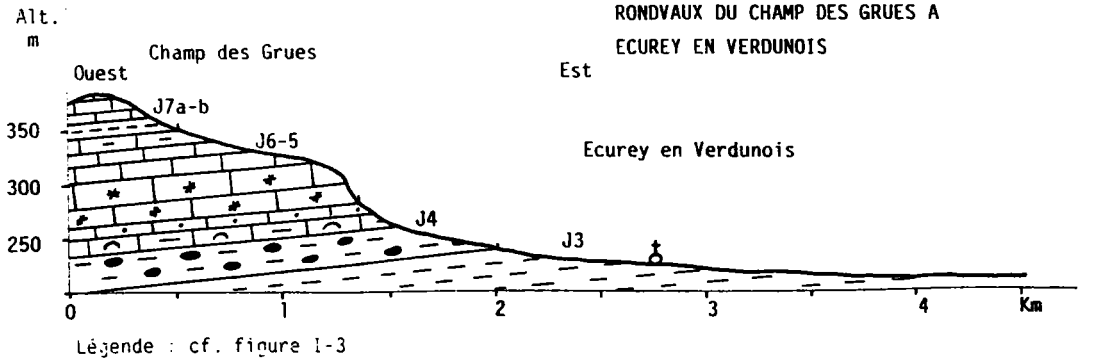


Figure I-6b : COUPE DU FRONT DE CUESTA DU RONDVAUX DU CHAMP DES GRUES A ECUREY EN VERDUNOIS



Légende : cf. figure I-3

- l'ondulation synclinale de Mangiennes, relayée par celle de Brabant-sur-Meuse, a pu offrir une situation d'abri relatif vis-à-vis de l'érosion,
- et le réseau orthoclinal a été décapité (Orne). A l'exception de la Thinte, il coule très en avant de la cuesta, au contact du Bathonien (Loison, Othain).

Conditions lithologiques et hydrologiques expliquent donc pour l'essentiel la faiblesse du recul des Hauts-de-Meuse dans le bassin du Loison.

b) Le rôle de l'aquifère oxfordien

Il convient maintenant de préciser les caractéristiques hydrogéologiques des calcaires oxfordiens.

Le rôle prééminent de cette masse carbonatée a déjà été démontré : « c'est un immense réservoir d'eau souterraine qui alimente directement la Meuse en étiage » (J. F. Zumstein 1976), faisant passer son débit spécifique de 1,4 à 2,4 l/s/km^2 entre Saint-Mihiel et Stenay (A. Mentré-Hildenbrand 1986). Des nuances doivent toutefois être apportées.

Sur le versant oriental de la cuesta, en amont-pendage, de profondes entailles anaclinales, drainées par des ruisseaux issus de l'Oxfordien basal, caractérisent la Thinte : il s'agit d'émergences d'une nappe de trop-plein issues de l'Oolithe ferrugineuse.

En revanche, sur le versant occidental mosan d'aval-pendage – excepté lorsque le virage de l'auréole jurassique permet l'affleurement de cette oolithe (Dun-sur-Meuse) – aucun cours d'eau ne draine les calcaires "argovo-rauraciens". Le phénomène est bien connu des hydrologues qui ont toujours admis que « des relations hydrauliques existent entre la nappe de ces terrains et la nappe des alluvions, elle-même en équilibre avec la rivière » (E. Gille 1985). D'où l'idée qu'un karst oxfordien alimenterait la Meuse par des émergences sous-alluviales.

Pourtant, des grands massifs calcaires lorrains, cet étiage fait figure de parent pauvre de la karstologie, à l'exception de la région de Neufchâteau (P. Gamez 1985).

En dépit d'une intensification de la prospection du massif, seules quelques paléo-formes mineures ont été repérées (D. Harmand 1989 ; J. P. Beaudoin 1989 ; inédits sur les carrières des régions de Commercy et Verdun).

La même opposition dans le drainage des versants affecte les marno-calcaires du "Séquanien" couronnant la cuesta : si les sources se déversent en grand nombre en aval-pendage, leur nombre est restreint en amont-

pendage ; dans tous les cas elles se perdent immédiatement de façon diffuse au sommet du "Rauracien"

Il apparaît donc à l'évidence que le massif oxfordien de rive droite de la Meuse est diversement diaclasé, fissuré, mais probablement peu karstifié.

L'exploitation des forages d'essais en recherche d'eau montre en effet :

- que transmissivité et perméabilité des calcaires "argovo-rauraciens", sont meilleures sous couvert alluvial en fond de vallée mosane ($T = 1{,}5.10^{-2}$ m^2/s ; $K = 1{,}8.10^{-3}$ m/s ; J. Ricour 1976),
- qu'elles baissent sur les Hauts-de-Meuse ($T = 1{,}5.10^{-3}$ m^2/s ; $K = 10.^{-5}$ m/s ; documents inédits D.D.A.F. Meuse),
- que la plus grande partie des calcaires traversés depuis le faîte de la cuesta est dénoyé (90 m de calcaires au sondage de Fleury-devant-Douaumont à la latitude d'Etain).

Sous les alluvions du val de Meuse, les phénomènes de détente mécanique de la roche pourraient expliquer une plus grande fréquence des lithoclases ; mais la traversée d'une énorme masse carbonatée ne donnerait que des eaux trop peu agressives pour développer un véritable karst.

Mais l'argument essentiel tient au fait qu'il est difficile d'appliquer à l'Oxfordien le modèle de karst couvert qui semble être la norme en Lorraine (P. Gamez - M. Sary 1979, A. Durup de Baleine 1989, J. P. Beaudoin 1989). Le relèvement quaternaire de l'Ardenne, favorisant la dégradation de la surface oligo-miocène, et la surimposition de la Meuse dans le massif oxfordien auraient ainsi privé la cuesta d'une couverture imperméable susceptible de concentrer des écoulements aériens agressifs et de générer un karst d'importance. Sauf peut-être lorsque le réseau hydrographique entaillait à peine le "Rauracien".

Un indice est fourni par D. Harmand (1992) qui signale un remplissage « à 6 km à l'ouest de Dun-sur-Meuse, dans les Bois de Nouard et de Tailly, sur le front de la côte de Meuse à 275-280 m, + 100-105 m », piégé dans deux dépressions circulaires d'origine karstique ; cette formation possédant des affinités avec des dépôts wealdiens remaniés, issus du bassin de la Chiers.

Si les interprétations étaient vérifiées, il conviendrait de réexaminer les rondvaux d'Ecurey sous l'angle d'un héritage karstique datant du Quaternaire ancien, et admettre qu'au Quaternaire récent le karst n'a pu continuer à se développer. Le problème sera repris dans la troisième partie de ce travail.

Enfin, on ne peut s'empêcher d'appliquer à l'"argovo-Rauracien"/"Oxfordien", le modèle hydrogéologique du "Séquanien"/ "Rauracien" *(supra)*.

Dans ce cas, il faudrait admettre que l'impluvium formé par les replats carbonatés du talus alimenterait préférentiellement la Meuse au détriment de la Thinte :

- le bassin de la Meuse serait donc souterrainement conquérant en rive droite, comme il l'est déjà en rive gauche *(supra)*,
- le fleuve devrait l'augmentation spectaculaire de ses débits spécifiques, non pas aux caractéristiques hydrogéologiques de l'aquifère Oxfordien, mais au fait qu'il empiète sur le bassin-versant topographique du Loison via la Thinte,
- les mêmes causes produisant les mêmes effets, il faudrait redéfinir les limites des bassins-versants de l'interfluve Meuse-Woëvre depuis Domrémy !

Les Hauts-de-Meuse dans le bassin-versant du Loison se caractérisent par un modelé d'entaille ancien et fortement lié aux conditions imposées par la structure.

Leur talus est profondément incisé et échancré par un réseau hydrographique anaclinal qui témoigne :

- d'un recul de la ligne d'émergences vers l'ouest,
- du pouvoir attractif qu'exerce localement la Meuse, au travers d'une mince paroi calcaire qui n'assure pas un rôle d'écran sur le flanc occidental de la Woëvre septentrionale.

Les éperons, qui s'avancent aujourd'hui entre chaque entonnoir anaclinal, sont témoins de l'ancien tracé de la cuesta. Ils n'évoluent plus actuellement, car ils sont déconnectés de la nappe d'eau oxfordienne. En ce sens ils prouvent le faible recul subi par la cuesta.

Si cette évolution régressive, très ponctuellement localisée, se poursuivait, on assisterait à un assèchement du val de Thinte ou à une modification du sens des écoulements aériens : les entonnoirs aujourd'hui anaclinaux deviendraient des entonnoirs cataclinaux et la Meuse réaliserait ainsi la capture d'un de ses affluents. Avant d'étudier la dépression orthoclinale, signalons simplement que cette hypothèse mériterait que soient réexaminées les percées cataclinales du centre et du sud du massif des Hauts-de-Meuse.

Fig.I-7a PROFIL EN LONG DE LA THINTE

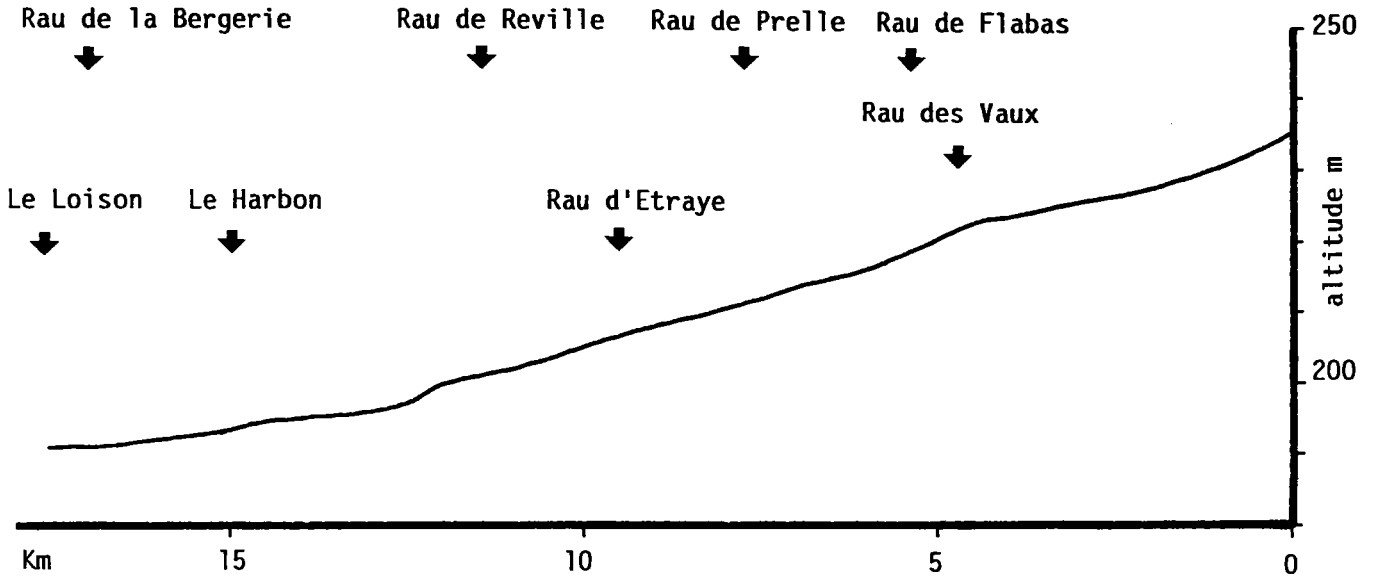
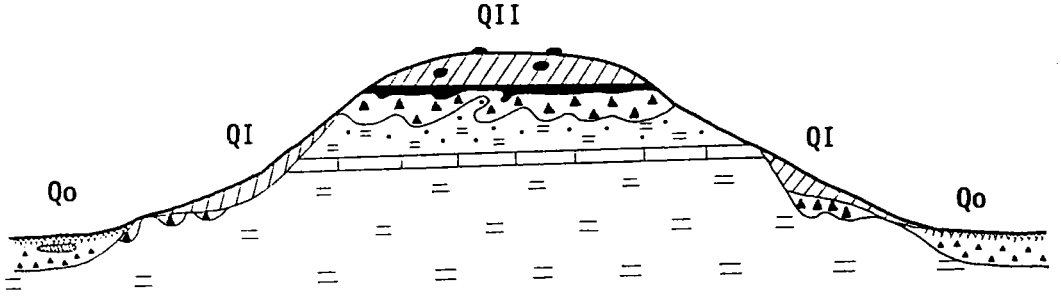


Fig.I-7b

COUPE TRANSVERSALE D'UN SYSTEME DE BAS GLACIS DE LA VALLEE DE LA THINTE
(entonnoir anaclinal d'Ecurey-en-Verdunois)



= argile callovienne
banc calcaro-gréseux (Pierre d'eau)
▲ grève légèrement ocrée
argile rubéfiée à tests siliceux
limons
▲ grève blanche
horizon humifère d'aspect tourbeux
..... calcins
● grès ferrugineux

2. La Woëvre dans le bassin du Loison

S'étendant au pied de la côte de Meuse, la Woëvre forme une dépression structurale, développée par le réseau hydrographique, dans les argiles tendres du Callovien. C'est ce réseau qui la structure en deux ensembles distincts :

- le bassin de la Thinte s'étendant au pied de la cuesta,
- le bassin du Loison plus lié au contact avec le revers Batho-Bajocien.

a. La Thinte

Elle est intrinsèquement liée aux calcaires oxfordiens :

- qu'elle a entaillés de sa source à Damvillers, isolant sur sa rive droite un ensemble de buttes-témoins (annexe I-2),
- qui lui fournissent, essentiellement en rive gauche, un réseau de petits affluents,
- qui ont encombré son cours de dépôts de grève.

Le bassin-versant de la Thinte apparaît donc morphologiquement comme une zone d'accumulation des sédiments périglaciaires fournis par l'Oxfordien.

La Thinte a donc été un agent de dégagement de la cuesta. Quelques éléments permettent, en dehors de toute datation absolue, de dégager quelques étapes récentes de la formation du modelé.

Le profil en long de la rivière (fig. I-7a) est de type convexo-concave et présente trois tronçons nettement séparés par des ruptures de pente dues à des entailles de la nappe des grèves : un bassin supérieur suivi par un long couloir mène, au delà du Ruisseau de Réville, à un bassin aval large et raccordé par les affluents aux grandes entailles de la cuesta.

Ce profil montre que la grève, qui s'est étalée en grands épandages à la sortie des entonnoirs, n'a guère été évacuée dans son ensemble, et que l'érosion régressive, à partir d'un niveau de base peu actif (Chiers-Meuse), n'a pour l'instant entamé ces accumulations que tout à fait à l'aval.

Les niveaux morphologiques qui s'établissent depuis le pied du talus jusqu'au fond du val de Thinte sont donc topographiquement peu marqués.

* *Les différents niveaux*

Les *plus hauts niveaux* (Q1 - figure I-6a) repérables soulignent le pied du talus vers 225-230 m d'altitude absolue (30-35 m d'altitude relative). Il ne forment plus que des lambeaux préservés en partie aux pointes des éperons, et à leur proximité, sur les flancs des entonnoirs. Leur soubassement correspond à la partie inférieure, encore indurée, des argiles à Chailles.

Il ne portent qu'un sol mince argileux, décarbonaté et à tests silicieux. Quelques calcins témoignent de l'existence d'un ancien recouvrement carbonaté lors d'une phase froide. Se sont des restes d'un glacis sur marne, aujourd'hui débarrassé de son ancienne couverture.

Il domine d'une quinzaine de mètres la dépression dans laquelle l'observation des coupes offertes par la réalisation d'une conduite de gaz (1979) nous permet de reconstituer le profil-type des bas niveaux formés par l'entaille des épandages anaclinaux.

Les *bas niveaux* (Fi. I-6a et Fig. I-7b) se caractérisent par une accumulation de grève recouverte de limon.

Le *niveau supérieur* (QII) est parfois soutenu par une intercalation calcaro-gréseuse (Pierre d'eau) surmontée par quelques décimètres d'argile callovienne sableuse en place. A sa partie supérieure, celle-ci présente une accumulation de petites concrétions carbonatées (millimétriques à centimétriques) aux formes très contournées. Il s'agit vraisemblablement de concrétionnements dus au gel. Sur la surface ravinée de ces argiles, repose une strate (d'ordre généralement métrique à pluri-métrique) de grève calcaire faiblement émoussée, enrobée assez souvent d'un encroûtement pulvérulent blanc carbonaté, et emballée dans une matrice limono-argileuse plus ou moins abondante.

Cette strate est fréquemment injectée dans l'horizon supérieur (centimétrique à décimétrique) parfois discontinu, et formé d'un sédiment très argileux, décarbonaté, comportant de nombreux tests siliceux fragmentés, provenant selon toute vraisemblance des argiles à Chailles. Le tout est coiffé par un dépôt limoneux de 1 à 3 m d'épaisseur, décarbonaté, sauf vers le bas lorsqu'il est au contact avec les grèves.

Ce niveau (QII) domine les fonds de talweg de quelques mètres seulement et la Thinte de 10-12 m ; il est souvent tronçonné en éléments indépendants par de petites entailles de flanc. Il est mieux conservé sur les flancs des entonnoirs anaclinaux et dans le prolongement des éperons marquant l'ancien tracé de la cuesta. Dans l'axe de ces entonnoirs, il est effacé par le réseau hydrographique anaclinal.

Il surmonte un *niveau moyen* (QI) de moins en moins marqué à l'amont du réseau anaclinal, et dominant la Thinte de 5 à 7 m. Il est

caractérisé par la présence de poches discontinues ou tronquées de grèves alluviales emballées dans un sédiment hétérogène, limono-argileux grisâtre à ocre ou rouge, contenant les tests silicieux déjà repérés. Il est abondamment colluvionné de limons et argiles sur les versants exposés au sud, plus faiblement – et donc mieux marqué – sur les versants exposés au nord.

Ce niveau (QI) se raccorde insensiblement aux talwegs (sud) ou les domine d'un mètre ou deux (nord).

Ces talwegs constituent le *niveau inférieur* (Qo) qui comporte un horizon humifère argileux de 30 à 50 cm, parfois tombeux surtout dans le haut bassin de la Thinte, recouvrant une strate limoneuse plus épaisse (1 à 3 m), renfermant des horizons lenticullaires humifères. En dessous, vient une grève de couleur claire emballée dans une formation limono-argileuse, qui entaille le plancher Callovien.

* *Interprétation géomorphologique*

On ne peut pas confirmer l'existence de niveaux du Quaternaire ancien, faute de dépôts corrélatifs significatifs. Seuls certains replats, pour la plupart à caractère structural, semblent correspondre à d'anciens niveaux d'entaille.

Le *niveau le plus élevé* (QA), où subsistent quelques traces d'altération périglaciaire (calcins soulignant une limite de dégel en profondeur ?), peut être attribué au Quaternaire moyen, sans plus de précision. Il ne doit sa conservation qu'à sa position excentrée par rapport à l'axe des entonnoirs, et à la faiblesse actuelle des circulations souterraines dans les niveaux carbonatés et siliceux des argiles à chailles. C'est à lui, que se raccordent, encore aujourd'hui, quelques ruisselets temporaires dont les têtes n'atteignent pas le talus.

Les *bas-niveaux* (QII, QI, QO), conservent des matériaux de recouvrement similaires avec une stratification sensiblement identique. Ces niveaux matérialisent certainement trois étapes, du Quaternaire récent, caractérisées par une évolution cyclique comparable.

On peut essayer de définir les phases essentielles de cette évolution cyclique de la manière suivante :

- après une première phase, qui voit les argiles colloviennes décapées au cours d'une dégradation climatique (forts contrastes pluviométriques), intervient une phase où le climat devient de plus en plus froid, avec pour conséquence le développement des processus de gélifraction qui s'exercent sur les versants dominants essentiellement calcaires. Ces phases correspondraient à une période anaglaciaire ;

- après une période de stabilisation (pléniglaciaire froid et sec) lors de laquelle on assiste au développement des dépôts éoliens, s'amorce une phase de dégel et de pluviométrie croissants qui déclenchent une déstabilisation des matériaux sur les versants et leur transport en masse. Ces matériaux (gélifracts à matrice limono-argileuse plus ou moins abondante) vont fossiliser le modèle précédemment décapé, en pied de talus, dans les argiles calloviennes (période cataglaciaire) ;
- suit alors, une phase humide, de plus en plus chaude, lors de laquelle les processus de la pédogénèse prennent l'ascendant sur ceux de la morphogénèse (phase de transition vers l'interglaciaire). Une dernière phase, caractérisée par un climat à tendance plus sèche (baisse des nappes phréatiques et écoulements contrastés), voit les processus d'érosion linéaires s'amplifier, avec pour conséquence l'entaille du niveau qui sera désormais perché.

Un nouveau cycle va alors s'amorcer, avec développement d'un niveau inférieur et réduction du niveau supérieur. Mais, c'est également au cours de ce cycle, que les dépôts de grève du niveau perché vont être fossilisés par des limons éoliens. Ce niveau subira également des remaniements plus ou moins prononcés (cryoturbation des gélifracts, décapage des limons, colluvionnement sur les versants d'entaille, percolation des carbonates...), mais généralement il conservera une forme de glacis-terrasse caractéristique de ces épandages de grève en pied de cuesta. Seul le niveau Qo est encore peu entaillé, et les limons qui recouvrent la grève sont essentiellement des limons de débordement liés aux inondations holocènes et actuelles très fréquentes (nappe phréatique encore bien alimentée).

Ainsi, en l'absence d'éléments permettant une datation absolue de ces niveaux, celle que nous proposons est déduite par analogie avec les études régionales antérieures (J. C. Bonnefont, 1975a - P. Gehin, M. Sary, 1979).

L'absence, ou la quasi-absence, de recul du front de côte dans le bassin du Loison, nous indique que les épandages seraient à rapporter au Quaternaire récent : « le recul des cuestas... [est] une œuvre de longue haleine, qui a dû prendre une grande partie du Quaternaire ancien, et a dû se faire sous un climat plus humique que... le Quaternaire moyen et le Quaternaire récent. En effet, sous les climats froids du Risse et du Würm, les cuestas calcaires se sont surtout émoussées sur place, sans vraiment reculer, tandis que des systèmes de glacis s'étendaient à leur pied » (J. C. Bonnefont, 1975a).

Ainsi, le niveau QA serait un élément résiduel d'une période rissienne, alors que les niveaux QII, QI et Qo constitueraient trois étapes de l'époque wurmienne.

La différence essentielle avec le haut bassin-versant de l'Orne (P. Gehin - M. Sary 1979) tient au fait que jusqu'au Riss, les conditions d'évacuation des matériaux ont été acceptables, car le réseau orthoclinal était, à cette époque, plus développé qu'il ne l'est aujourd'hui, et les entonnoirs anaclinaux devaient déjà être larges mais peu profonds. Ce qui signifie que la nappe oxfordienne stationnait encore à proximité immédiate du talus.

Avec le décapitage de la tête du réseau orthoclinal, et l'enfoncement de la Meuse, l'entraînement longitudinal des accumulations a été pour ainsi dire bloqué, tandis que le réseau anaclinal reculait linéairement au fond des entonnoirs pour suivre le "glissement" de la nappe oxfordienne vers l'ouest. La conjonction de ces deux facteurs a été préjudiciable à l'évacuation des matériaux accumulés.

* *Conséquences hydrologiques*

Cette évolution conditionne les caractéristiques hydrologiques régnant en pied de cuesta.

L'alimentation de la Thinte par son réseau anaclinal se fait, nous l'avons vu, de manière de plus en plus parcimonieuse du fait :

- de la dégradation des affleurements sommitaux de "Séquanien". Rares sont les entonnoirs anaclinaux parcourus en leur amont par un écoulement pérenne ;
- du glissement de la nappe oxfordienne vers l'ouest qui assèche quelques entailles (secteur de Moirey-Crépion en particulier) ou ne permet plus, aux vallons situés à la pointe des éperons de la cuesta, que la récupération de suintements provenant de bancs indurés des Argiles à Chailles.

Dans la dépression proprement dite, les épandages de grève reposant sur les glacis du callovien jouent le rôle de réservoir indigent et perché, qui alimente les flancs d'entailles de manière diffuse ou par des sourciers le plus souvent temporaires. L'accumulation de la couverture limoneuse susjacente y développe des profils du type pélosols dont le drainage fournit, par ressuyage, l'aspect louche si caractéristique du cours d'eau. Enfin, les fonds de vallons et le val de Thinte renferment dans l'épandage de grèves une nappe permanente qui sert de réservoir-relais aux apports oxfordiens.

Des mesures de porosité effectuées par nous-mêmes ou relevées dans la littérature régionale (M. Barrès 1969, J. R. Daum, J. Missey, R. Henturger, S. Van Den Avenne 1978) montrent que si cette nappe est relativement peu capacitive de par sa faible épaisseur elle est très transmissive (K de 2.10^{-3} à $2,2 .10^{-3}$ m/s) et poreuse (7,5 à 9,5 %).

Son rôle sera précisé dans la deuxième partie de ce travail.

Quoique raccordé directement au Loison, le ruisseau du Braconrupt, qui draine les deux grandes entailles de Bréhéville et de Brandeville, présente les mêmes particularités morphologiques et hydrologiques que le bassin de la Thinte. L'évacuation des matériaux graveleux y a été également entravée. Il forme actuellement un véritable bassin intra-argileux qui se resserre à l'aval dans la traversée des horizons à armature indurée du Callovien moyen et inférieur, avant la confluence avec le Loison.

b) Le Loison

Par comparaison avec la Thinte, sa singularité tient :

- au fait qu'il s'est éloigné du front de cuesta pour couler en partie sur des affleurements de calcaires bathoniens, au contact de l'interfluve Loison-Othain,
- au fait qu'il tire l'essentiel de son alimentation de ces mêmes calcaires (son affluent l'Azannes excepté),
- au fait qu'il est pratiquement dépourvu d'épandages de grèves, et que les niveaux repérables ont été mieux mis en valeur par le réseau d'entaille.

Azannes exceptée, il est caractérisé par l'indigence de ses apports de rive gauche, jusqu'à la confluence avec la Thinte (annexe I-3). Ceux-ci sont réduits à des ruisseaux temporaires qui proviennent des buttes-témoins. Ce réservoir réduit ne donne plus que quelques sources indigentes sur la base imperméable de l'Oxfordien calcaire, et ces écoulements se perdent en général rapidement dans le faible matelas de grèves qui tapisse médiocrement les vallons.

Ici, l'argile est présente sous les limons, c'est le domaine humide réservé à la forêt et aux prairies.

L'organisation actuelle du réseau hydrographique suggère une modification des écoulements.

La comparaison des annexes I-2 et I-3 montre que le niveau du Callovien moyen induré par la strate à minerai de fer (J3b) longe la rive

gauche du Loison, lui-même bloqué sur sa rive droite par la flexure de son interfluve avec l'Othain.

A l'amont de Mangiennes, l'Azannes encore alimentée par le front de côte a conservé un cours strictement cataclinal. C'est encore le cas des deux ruisseaux temporaires (Noue Coulon et Ruisseau du Pré) qui jusqu'à Villers-les-Mangiennes ont réussi à entailler le Callovien moyen ; probablement parce qu'ils étaient alimentés il y a encore peu par les buttes-témoins les plus massives et donc les plus aquifères (buttes de Chaumont-Devant-Damvillers et Romagne-sous-les-Côtes).

Vers le nord-ouest, les petits ruisseaux, qui naissent encore au pied des buttes les plus réduites par l'érosion, prennent rapidement une direction orthoclinale pour former la Brévonte qui ne rejoint le Loison qu'entre Dombras et Vittonville, et n'ont visiblement pas entaillé le niveau le plus septentrional de Callovien moyen.

Tout porte à croire :

- que ce dernier, quoique structural, traduit un palier dans l'enfoncement du réseau hydrographique, à 20-25 m au-dessus du Loison,
- qu'il représente la base indurée sur laquelle venait mourir le glacis de pied des buttes-témoins.

On peut alors envisager qu'à la suite de l'entaille de la Thinte sur le revers de la cuesta, les conditions d'alimentation hydrologiques se sont modifiées :

- le réseau anaclinal n'a plus été capable d'entailler le Callovien moyen et s'est inscrit dans les faciès plus tendres du Callovien supérieur, en un réseau orthoclinal,
- seule l'Azannes a conservé son cours anaclinal.

Cette réorganisation serait donc récente, car elle suppose qu'avant le détournement du réseau hydrographique de l'avant-côte, le Loison était une rivière suffisamment puissante pour permettre l'évacuation des grèves encombrant les glacis au pied des actuelles buttes-témoins ; ce qu'il ne devait qu'à une plus grande extension de son bassin-versant.

Or, si le Loison a bien été privé des apports de la haute Orne au cours du Riss (P. Géhin - M. Sary 1979), il faut nécessairement que les glacis d'avant-côte aient été nettoyés des grèves au plus tard à cette époque.

Le raisonnement nous entraîne à accepter l'idée que la Thinte ne s'est significativement enfoncée dans les Calcaires oxfordiens que pendant l'interglaciaire Mindel/Riss ou au plus tard lors d'un interstade rissien.

Cette partie du bassin-versant du Loison apparaît plus imperméable que celui de la Thinte :

- par la quasi-absence d'épandages graveleux
- par l'affleurement plus fréquent des argiles calloviennes
- par le développement de sols à gley ou pseudo-gley dans les limons würmiens de recouvrement.

La fourniture d'eau au Loison y est essentiellement tributaire de la pluviométrie (ruissellement hivernal) ; elle peut être tout de même prolongée par le ressuyage des argiles à texture sableuse qui prend la forme de sourcins liés aux niveaux de "Pierres d'eau". Cette zone, à hydromorphie très poussée, comportait jadis de nombreux étangs. Mais en saison sèche, cette couverture très argileuse voit se développer un réseau dense et profond de fentes de retrait.

Dans son cours callovien, le Loison apparaît donc comme l'héritage d'un ancien réseau orthoclinal plus développé vers le sud qu'actuellement, et comme l'héritage d'un ancien réseau anaclinal, encore alimenté de façon satisfaisante par la cuesta oxfordienne avant sa dissection par la Thinte.

Un exemple nous en est fourni par l'Azannes qui l'alimente encore à partir de la cuesta, ainsi que la Thinte et le Braconrupt.

Vers le nord par contre, l'inflexion de la cuesta vers l'ouest le prive de tout apport de surface provenant de l'interfluve avec la Meuse. Le ruisseau de Daridelle, qui conflue avec le Braconrupt tout à l'aval de ce dernier (annexe I-3), ne lui apporte des eaux qu'en saison humide : le massif argileux de la forêt de Woëvre n'est pas un château d'eau. Il en va tout autrement de l'interfluve avec l'Othain.

3. L'interfluve Loison-Othain

Cet interfluve constitue une zone de transition entre la plaine argileuse de la Woëvre et le plateau calcaire du Pays-Haut. Pour l'ensemble de la Woëvre, cette transition se fait généralement de manière progressive, par l'intermédiaire de formes fuyantes développées dans les marno-calcaires du Bathonien. Par contre, en Woëvre septentrionale, les contrastes lithologiques sont plus accusés (Dalle d'Etain bathonienne surmontée par les

argiles de la Woëvre) et la tectonique y est complexe. Il en résulte un relief plus diversifié et des écoulements spécifiques, liés à une morphogénèse sous influence karstique.

a) Contrastes lithologiques et compartimentage tectonique

Les caractéristiques de l'interfluve Loison-Othain sont tout d'abord tributaires de la structure (annexe I-2) caractérisée par :

- une flexure guidant le Loison sur son palier inférieur,
- permettant le dégagement et l'affleurement de la dalle calcaire bathonienne d'Etain sur son palier supérieur,
- une tectonique complexe de blocs faillés et basculés,
- un contraste lithologique entre argiles calloviennes, en position dominante, et calcaires bathoniens sous-jacents

Au nord-est, la surface structurale de la Dalle d'Etain offre un paysage de plateau qui est l'amorce du Pays-Haut (annexe I-2). Au niveau de l'interfluve cette dalle disparaît sous les lambeaux d'argiles de la Woëvre façonnés en une série de collines. Sur 60 m d'épaisseur au maximum, ces argiles paraissent plus sableuses et gypsifères qu'ailleurs. Et surtout, les trente premiers mètres montrent, sous la strate minéralisée et indurée du Callovien moyen, quatre niveaux décimétriques lumachelliques, calcaro-gréseux ou marneux qui arment des strates argileuses de 10 à 20 m de puissance. Sous-jacente, la Dalle d'Etain forme le soubassement de cette région.

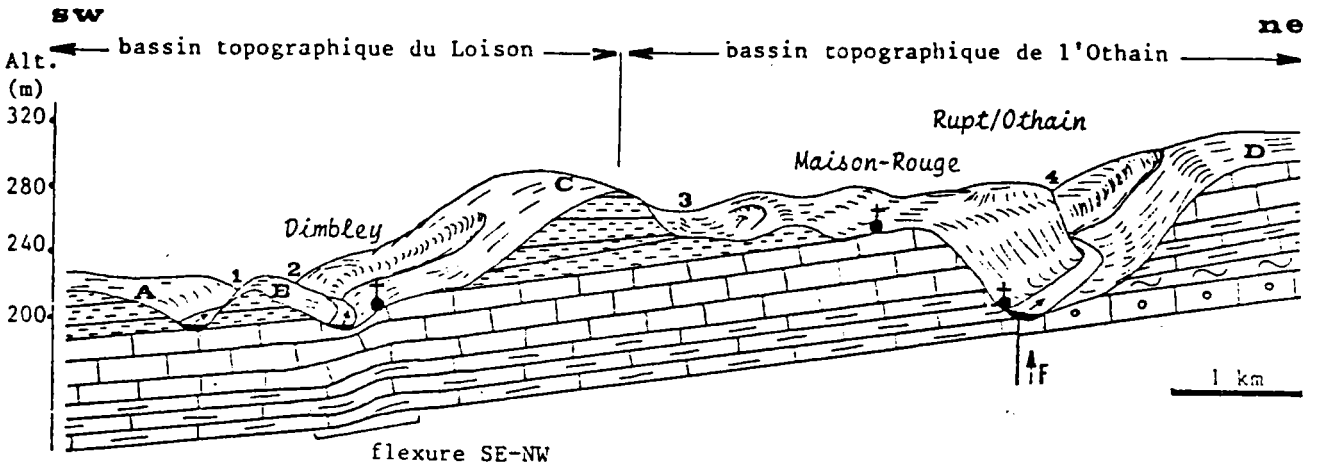
Si elle ne possède que 15 m d'épaisseur à la limite sud du bassin du Loison, elle s'épaissit vers le nord-ouest, où elle passe à 43 m au sondage de Jametz, et peut-être 60 m en rive gauche de la Meuse.

Formée par un calcaire oolithique coquillier à cristallin, sa teneur en carbonate de calcium est forte (85 à 99 %), de même que sa porosité efficace (3 à 10 %). Matériau compétent, elle est fortement diaclasée et fracturée.

L'étude des cartes géologiques est décevante de ce point de vue. C'est par le recours à des relevés morphologiques et géologiques de terrain (P. Gamez - M. Sary 1979) que nous avons été amenés à proposer ou supposer l'existence de cette fracturation. Depuis, des forages de recherche d'eau (S. Van den Avenne 1983, 1985, 1988) et des prospections géophysiques (Hentinger, Missey, Ricour 1977 ; Missey, Maiaux 1983 ; Babot 1985, 186) ont confirmé ou précisé l'essentiel de ces acquis.

Fig.I-8a

COUPE MORPHOSTRUCTURALE
(transversale à l'interfluve Loison-Othain)



Relief :
dépressions

1 vallée de la Brévonte
2 vallée du Loison
3 Fond de Peu
4 vallée de l'Othain

collines

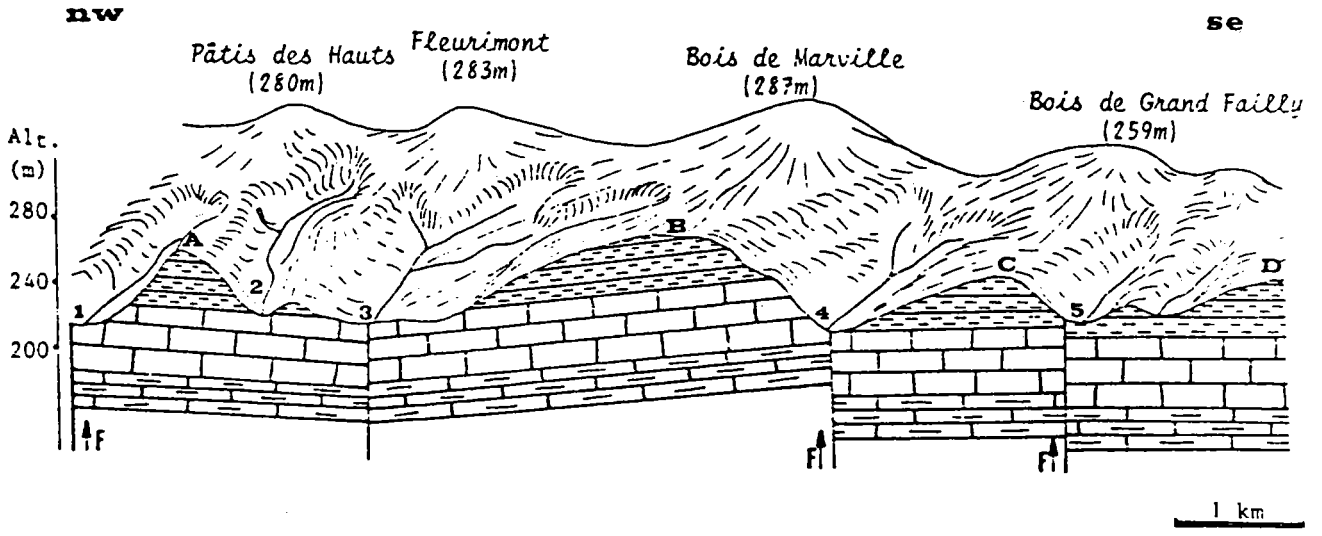
A la Haute Batty (218m)
B les Feuillettes (215m)
C le Petit Bois (281m)
D les Œuillons (300m)

Géologie :

- Callovien
- Bathonien sup.
- Bathonien moy.
- Bathonien inf.
- Bajocien sup.

Fig.I-8b

COUPE MORPHOSTRUCTURALE
(parallèle à l'interfluve Loison-Othain - côté Loison)



Relief :
dépressions

1 les Rouges Terres
2 Croix des Vaux
3 Croix Mathias
4 la Goulette
5 Parjondevaux

collines

A Bois Brûlé (260m)
B la Ronchette (260m)
C Bois Morimont (240m)
D Bois Parjondevaux (240m)

Géologie :

- Callovien
- Bathonien sup.
- Bathonien moy.

D'une manière générale, d'autres accidents ont pu nous échapper que révèlent par exemple l'affleurement du bloc Bathonien de Billy-sous-Mangiennes ou le cours méridien du Loison en ce secteur. Mais l'imprécision des levers géologiques et des coupures stratigraphiques adoptées par les auteurs des différentes cartes concernant le bassin ne permettent pas de résoudre tous les problèmes rencontrés.

Schématiquement, cette fracturation est de trois ordres (figures I-8a-b) :

- une importante flexure S.E-N.O. guide le cours amont du Loison ; elle se déduit des altitudes d'affleurement du Callovien moyen (J3b) ; elle possède sa réplique sous forme de faille de même orientation le long de la vallée de l'Othain, et probablement sous la forme d'une autre flexure correspondant au cours amont de la Thinte et aux Hauts-de-Meuse. Le manque de sondages et les désaccords stratigraphiques des auteurs de quatre cartes géologiques intéressant cette dernière région nous ont empêché de trancher ;
- une série de fractures d'orientation N.E.-S.O. qui délimitent des blocs basculés latéralement vers le NO au sud de Delut et en sens opposé au nord du village. Il en résulte une modification locale du pendage général des couches. Cette orientation est parallèle à l'axe synclinal de Mangiennes que relaie le synclinal de Brabant ;
- une micro-fracturation N-S franche et NNE-SSO mise en évidence par des études en sous-sol et qui serait à rapprocher de l'activité du rift rhénan (B. Haguenauer, J. Hilly 1987).

Contrastes lithologiques et compartimentage tectonique de l'interfluve Loison-Othain ne sont pas sans conséquences sur l'écoulement de l'eau, l'évolution du relief et en particulier le développement du karst.

b) Comportement hydrique du substratum

L'écoulement de l'eau est prioritairement placé sous la dépendance du comportement hydrique du substratum.

Sur les argiles, l'infiltration de l'eau est rendue possible par les nombreuses fentes de dessiccation qui les lézardent au cours de l'été.

Cette eau diffuse lentement dans cette texture sableuse où elle rencontre les intercalations calcaro-gréseuses qui lardent les argiles et y font office de drains. La réalité de cette circulation est prouvée par les lignes de sourcins et les abreuvoirs qui se rencontrent sur les versants et les replats des collines

de l'interfluve, ainsi que par les chenaux de corrosion et les agrégats gypsifères que l'on observe à la face inférieure de certaines "Pierres d'eau".

C'est donc bien une situation paradoxale que celle de cette masse callovienne réputée imperméable et qui se comporte – modestement – en une série de réservoirs superposés se vidangeant grâce aux intercalations carbonatées. Cet ensemble forme une véritable compresse humide sur le calcaire sous-jacent. Elle est pourtant imperméable lorsqu'elle est gorgée d'eau et favorise en hiver la concentration et le ruissellement direct des précipitations et des sourcins au niveau des Pierres d'eau.

Sous couvert forestier, ce ruissellement incise les argiles en ravins étroits de 1 à 7 m de profondeur.

Sous prairie on ne note que l'existence de quelques griffes d'érosion apparaissant là où le tapis herbacé a été fragilisé (anthropisme), car cette eau circule selon trois modes principaux :

- en nappe diffuse dans l'horizon humifère,
- dans les limons qui recouvrent sporadiquement l'argile,
- à l'interface sol-roche mère.

Cette circulation de type hypodermique sur les versants argileux favorise les mouvements de masse. Ceux-ci déstabilisent de manière chronique certains versants, ce qui modifie la cohésion des horizons superficiels, améliore sa perméabilité : les transports plastiques s'en trouvent favorisés, et le temps de ressuyage du manteau se trouve allongé ; la compresse humide est ainsi efficace pendant une bonne partie de l'année.

En général ces écoulements ne dépassent pas le pied des buttes argileuses car ils sont interceptés par la Dalle d'Etain (micro-fissuration et karst). En revanche, dans les secteurs où la Dalle n'affleure pas (axe du synclinal de Mangiennes) cette eau se concentre en entailles qui rejoignent temporairement le Loison.

Lorsque cette dalle affleure, elle est entaillée en longs glacis de revers, en rive droite, de Remoiville à Han-lès-Juvigny, à Billy-sous-Mangiennes ou au pied des buttes argileuses dans les fenêtres ouvertes à travers l'argile par l'érosion (Jametz, Delut, Dombras, boutonnière de Loison) (annexe I-2).

De manière générale, les écoulements sur la Dalle d'Etain ne fonctionnent qu'épisodiquement lors des périodes de fortes précipitations. Leur genèse dépend alors de l'état de saturation plus ou moins prononcé des ouvertures karstiques qui se trouvent à l'amont des vallons, au pied des rondvaux échancrant les collines argileuses. L'étude détaillée du karst faisant l'objet de la troisième partie de ce travail, la complexité de ce mode d'écoulement sera décrite.

Il apparaît donc que les périodes d'écoulement sur l'interfluve Loison-Othain dépendent surtout des conditions climatiques, tandis que les modes d'écoulement sont fonction du comportement du substratum et des processus actuels de la morphogénèse (colmatage ou ouverture des pertes d'eau et fissures).

L'organisation du réseau hydrographique dépend de la double commande tectonique et hydrogéologique.

Nous avons vu qu'une flexure et une faille guidaient les deux cours d'eau encadrant l'interfluve. Mais la commande tectonique est également révélée par la présence de méandres caractérisant essentiellement les portions du cours sur la Dalle d'Etain, depuis Pillon pour l'Othain, plus épisodiquement pour le Loison, sauf à partir de Jametz où il entaille le Batho-Bajocien jusqu'à la confluence avec la Chiers.

Ces méandres reproduisent généralement les trois grands axes de la tectonique ; NE-SO, NNE-SSO et NS, certains étant guidés par des failles reconnues : à Rupt-sur-Othain, Saint-Laurent-sur-Othain...

On n'observait rien de tel pour la Thinte :

- parce qu'elle est complètement déconnectée du substrat Callovien par un épais manteau de grèves,
- parce qu'il est probable que la tectonique cassante héritée pour l'essentiel des mouvements du socle anté-jurassique n'a pu se répercuter à travers l'imposante masse callovienne incompétente. La lecture des cartes géologiques couvrant l'affleurement oxfordien est de ce point de vue très éclairante : par opposition aux revers Bajociens, les Hauts-de-Meuse paraissent pratiquement vierges de toute fracturation d'importance. Seule, peut être, la faille passant par Dombras pourrait se relier à la faille Vilosnes-Ecurey au SO et à l'une des failles de Longuyon au NE. Il n'en demeure pas moins vrai que l'aspect "en éventail" des entonnoirs anaclinaux de la cuesta suggère, pour le moins, l'existence de régimes de contraintes complexes.

Même lorsque la couverture argileuse n'a pas été décapée totalement, les vallons affluents du Loison en rive droite enregistrent la marque de la tectonique : vallon de Parfondevaux sur la faille de Merles, vallon à Leyvaux sur la faille de Villers ou vallon de Melnevaux sur le synclinal de Mangiennes. Il est vrai que sur cet interfluve l'épaisseur des argiles est souvent réduite à 30-40 m.

L'amplitude de ces vallons cataclinaux témoigne d'une morphogénèse différente de l'actuelle ; car aujourd'hui une grande part de ce réseau n'est

plus fonctionnelle (hormis fortes précipitations hivernales) et une autre part est captée par la Dalle d'Etain et son karst.

Il est certain que lors des fluctuations climatiques quaternaires, le ruissellement sur sol gelé et la gélifluxion devaient être plus actifs lors des périodes froides, le ruissellement et la solifluxion plus importants lors des phases humides alimentant mieux les nappes souterraines.

Ces dernières sont également un des éléments explicatifs du réseau hydrographique. Elles affectent la Dalle d'Etain poreuse et fissurée sur un mur formé par les Marnes à rhynchonelles inférieures ou la caillasse à anabacia.

Les particularités d'affleurement de cette dalle – liées à la tectonique – conditionnent les particularités de cette nappe bathonienne, libre ou captive.

Des coupes schématiques en travers de l'interfluve (figure I-9a) montrent que la nappe est libre de la vallée de l'Othain jusqu'à Delut. Dans cette zone, les calcaires sont affleurants, le recouvrement étant particulièrement étroit : cette nappe qui occupe entre 10 et 20 m de formation hydrogéologique se vidange en amont pendage par trop-plein vers l'Othain qui a entaillé la totalité de la dalle (Source de Crédon) ; vers l'aval-pendage elle se déverse côté Loison (source de la Damusse), son émergence étant facilitée par le recoupement de la surface piézométrique par la surface topographique (flexure). C'est donc une source de déversement et de dépression.

Cette flexure est une limite originale, car sur son palier inférieur, l'accélération du pendage permet l'enfouissement de la Dalle d'Etain sous les argiles calloviennes. Cette discontinuité fait office de mur hydraulique en amont duquel l'écoulement de la nappe libre est complètement bloqué. Ce dispositif se reproduit à Jametz, Dimbley (écart de Dombras), Billy-sous-Mangiennes et Loison.

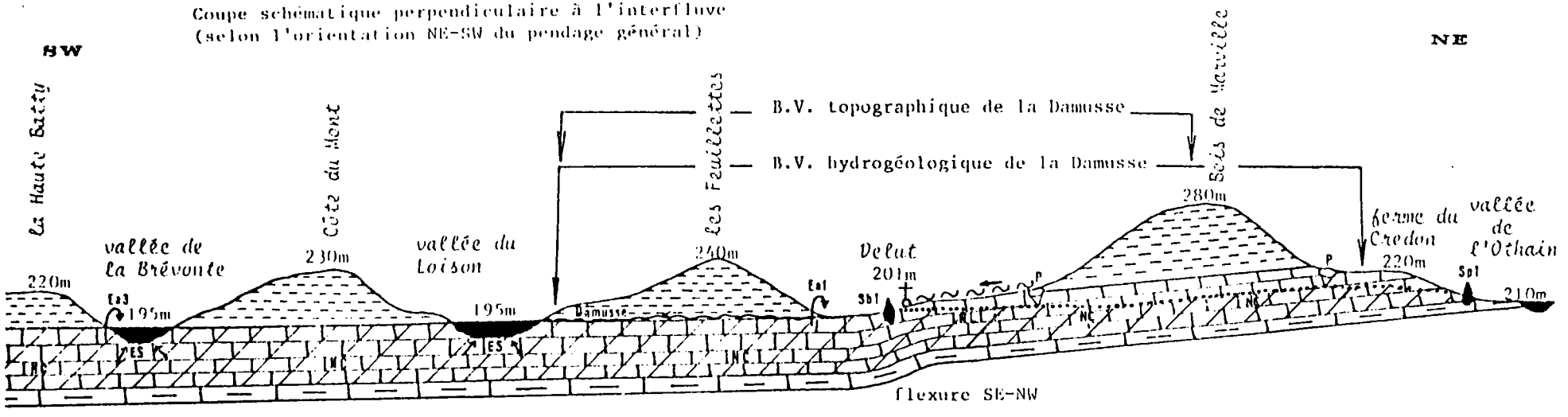
L'existence d'une forte fissuration et de pertes d'eau en surface, montre que cette nappe libre comporte une zone non saturée de 15 à 20 m d'épaisseur affectée par le karst qui contribue ainsi à son alimentation et à sa vidange (cf. troisième partie). Dès que le recouvrement argileux coiffe de manière plus continue la Dalle d'Etain, la nappe d'eau devient captive.

Si le recouvrement argileux est inférieur à 10 m (versant de vallée du Loison au pied de butte argileuse) la nappe captive favorisée par une charge hydraulique suffisante et une fissuration (karstifiée ou non) peut émerger en effluence sous-alluviale (vallée de la Brévonte ?) ou en source artésienne : cas de la Cuve près de Dombras, du Mircoussin près de Delut, de la Fontaine de Fer sur la Brévonte.

Fig.I-9a

LES NAPPES ET LES EMERGENCES DE L'INTERFLUVE LOISON-OTHAIN

Coupe schématique perpendiculaire à l'interfluve
(selon l'orientation NE-SW du pendage général)

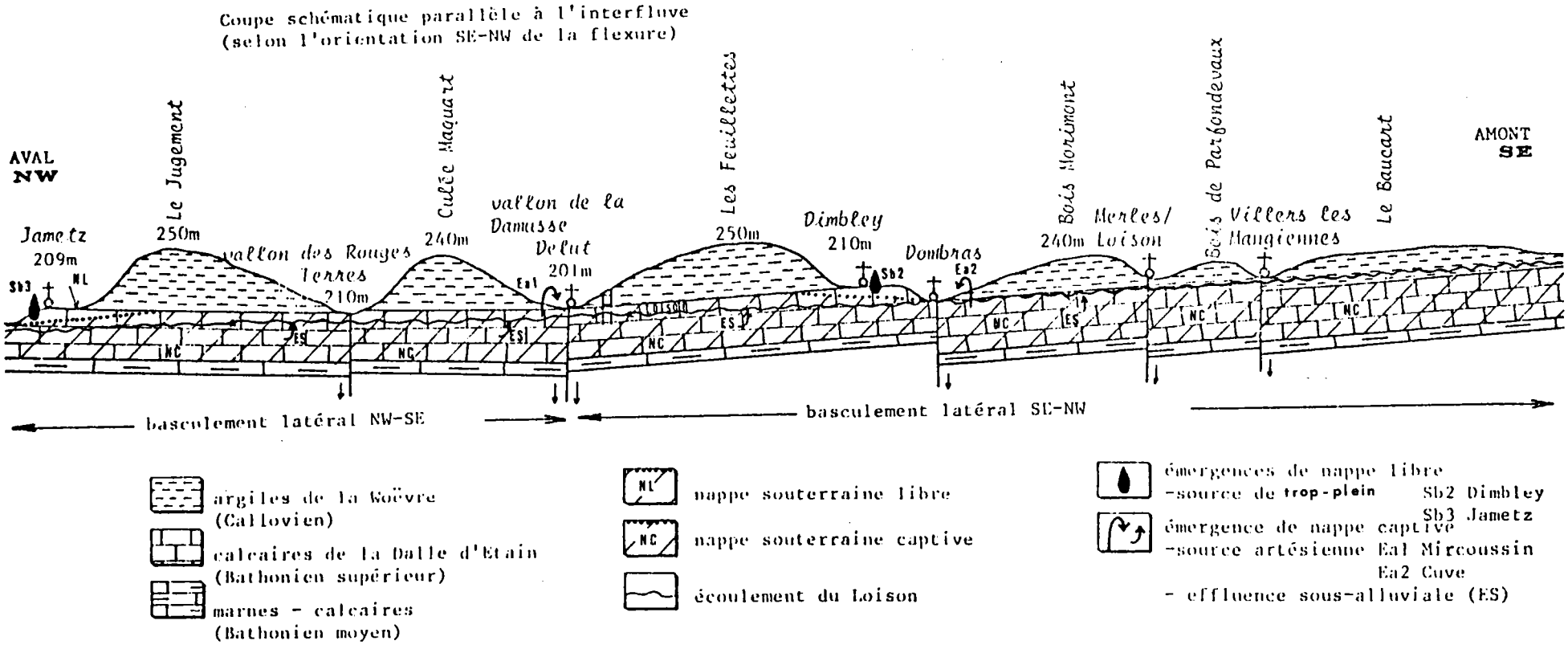


- argiles de la Woëvre (Callovien)
- calcaires de la Dalle d'Etain (Bathonien supérieur)
- marnes - calcaires (Bathonien moyen)
- NL : nappe souterraine libre
- NC : nappe souterraine captive
- écoulement pérenne de la Damusse
- écoulement temporaire de la Damusse
- émergences de nappe libre
  - source de trop plein (Sp1 Credon)
  - source de déversement (Sb1 Damusse)
- émergence de nappe captive
  - source artésienne Ea1 Mircoussin, Ea3 Font.de Fer
  - effluence sous-alluviale (ES)
- perte karstique

(P.GAMEZ,M.SARY- MOSELLA, TOME IX, N°1, JANVIER-MARS 1979).

LES NAPPES ET LES EMERGENCES DE L'INTERFLUVE LOISON-OTHAIN

Fig.I-9b



(P.GAMEZ, M.SARY- MOSELLA, TOME IX, N°1, JANVIER-MARS 1979).

La tectonique de basculement affectant l'interfluve Loison-Othain introduit des perturbations dans les écoulements (figure I-9b).

Dans certains cas, le basculement latéral a facilité l'érosion de la couverture argileuse (côté soulevé), mettant la Dalle d'Etain à l'affleurement avec pour conséquences :

- de rendre la nappe d'eau libre,
- de permettre son entaille par le Loison ; ce qui favorise son déversement dans le Loison au détriment de l'Othain, ou plus au nord de la Chiers,
- ou de dévier son sens d'écoulement vers l'aval de ce pendage secondaire.

Dans ce dernier cas, les conséquences peuvent être antinomiques :

- la surface piézométrique est sub-affleurante et alimente le Loison,
- la surface piézométrique est reportée en profondeur (amont-pendage du basculement) et le Loison peut se perdre lorsqu'il entame la lèvre surélevée.

Lorsque la nappe reste captive, l'amincissement de la couverture callovienne à proximité des failles favorise, en aval-pendage du basculement, l'émergence par artésianisme.

L'étude du réseau hydrographique et des circulations hydrogéologiques montrent que l'influence du quadrillage tectonique est fondamentale pour leur compréhension, même si les déformations sont de faible ampleur. Cette tectogénèse fait de l'interfluve Loison-Othain une limite hydrogéologique originale avec côté Othain une nappe essentiellement libre, et côté Loison une nappe principalement captive. Seules des fenêtres ouvertes à travers l'écran argileux par une morphogénèse assistée par la tectogénèse la rendent libre et peuvent expliquer la localisation des émergences et l'existence du karst. Celui-ci s'inscrivant dans un modelé particulier, morphogénèse et karstogénèse de l'interfluve Loison-Othain feront l'objet d'une étude spéciale dans la troisième partie de ce travail.

Conclusion

Le bassin-versant du Loison en Woëvre septentrionale apparaît donc comme un ensemble tout à fait original dans le contexte de la Woëvre lorraine.

Il a conservé, phénomène unique dans la dépression callovienne, un réseau hydrographique orthoclinal au pied des Hauts-de-Meuse. Si dans le reste de la Woëvre l'hydrographie est marquée par l'influence d'une Moselle conquérante, il est resté rattaché au réseau mosan par l'intermédiaire de la Chiers. Seule sa tête (Orne et affluents de son actuel haut-bassin) a été capturée probablement au début du quaternaire récent.

La tectonique, s'exerçant du Trias au Secondaire, a commandé la distribution des faciès lithologiques. Le bassin se trouve donc aujourd'hui encadré par deux formations carbonatées aquifères qui nourrissent les écoulements.

Ces séquences lithologiques, tranchées par la surface d'érosion "fondamentale", ont été modelées par une morphogénèse quaternaire très active, assistée par une tectonique non stabilisée, qui confère au bassin du Loison un espace hydrographique unique associant trois milieux très différents : la cuesta oxfordienne des Hauts-de-Meuse, la dépression callovienne de Woëvre et la transition vers le plateau bajocien du Pays-Haut (Interfluve Loison-Othain).

CONCLUSION DU CHAPITRE PREMIER

Le réseau hydrographique orthoclinal du Loison est resté dépendant de la Meuse par l'intermédiaire de la Chiers. Un complexe de facteurs physiques rend compte de cette immunité qui est sa grande originalité.

Des conditions lithologiques particulières ont fait que pendant tout le Quaternaire ancien – et plus modestement jusqu'à aujourd'hui – les Hauts-de-Meuse se sont comportés en réservoir aquifère de bonne facture. Le faciès Dalle d'Etain du Bathonien a lui aussi apporté son soutien aux écoulements. Ces conditions lithologiques expliquent que soient associées en un bassin unique trois milieux différenciés.

La cuesta oxfordienne, qui semble avoir peu reculé, associe formes structurales et modelé hérité. Elle évolue actuellement en paroi poreuse et sa ligne de crête ne fait déjà plus fonction semble-t-il, de limite hydrographique. En ce sens, le réseau qui lui est associé a peut-être déjà amorcé sa phase de décrépitude préparée depuis la fin du Jurassique par l'individualisation d'un bassin continental lorrain centré sur le Rhin.

La dépression orthoclinale offre un modelé d'entaille particulier qui peut être scindé en deux sous-ensembles.

Le bassin-versant de la Thinte est caractérisé par la conservation d'accumulations quaternaires qu'un niveau de base faiblement actif et une évolution hydrogéologique originale des calcaires oxfordiens n'ont pas permis d'évacuer. L'hydrologie de la rivière sera fortement conditionnée par ce matelas poreux et transmissif : les grèves sont le siège d'une nappe d'eau souterraine qui sert de relais à l'aquifère oxfordien et récupère les suintements provenant du Callovien.

Le Loison a, quant à lui, développé une grande partie de son bassin au large de la cuesta. En ce sens, il serait plus représentatif de la dépression argileuse, car les conditions d'entaille ont, semble-t-il, été meilleures que pour la Thinte : le substratum argileux y affleure plus fréquemment, les accumulations quaternaires y sont indigentes.

Mais il a subi les conséquences négatives du tronçonnement d'une fraction de l'aquifère oxfordien par l'entaille de la Thinte : son alimentation est devenue indigente en rive gauche, au pied des buttes-témoins, et seule l'Azannes lui apporte encore un maigre soutien depuis les Hauts-de-Meuse. Il a probablement vu la capture de son ancien réseau amont qui devait s'étendre plus au sud qu'aujourd'hui, dans le haut-bassin de l'Orne.

Ce n'est qu'aux particularités de la tectonique et de la lithologie du troisième grand milieu de son bassin – qu'il serre de près – que le Loison doit son maintien.

L'interfluve Loison-Othain est en effet original par sa tectonique cassante et souple qui conditionne l'affleurement de la Dalle d'Etain et son comportement hydrogéologique. Le quadrillage tectonique serré donne par un jeu complexe de bascule des blocs calcaires, des émergences caractérisant une nappe d'eau souterraine tantôt libre, tantôt captive.

Une importante flexure assujettit la rivière sur la ligne de contact avec le Bathonien dont il reçoit plus ou moins régulièrement les apports souterrains.

Le déversement de plus en plus prononcé d'une nappe d'eau que le Loison entaille progressivement sur le flanc nord du synclinal du Luxembourg, fait qu'il reste un cours d'eau pérenne orthoclinal en milieu argileux dominant.

CHAPITRE SECOND

LE CLIMAT DU BASSIN DU LOISON

L'étude des écoulements et de leurs modalités, l'esquisse d'un bilan hydrologique du bassin-versant, nécessitent le recours aux données météorologiques, et à leur traitement statistique. Ces données ne sont que l'outil privilégié permettant d'aborder l'étude hydrologique, non une fin en soi, et lui sont subordonnées. C'est pourquoi notre démarche a donc consisté tout d'abord en la définition du cadre chronologique de l'étude hydrologique.

Nous rangeant à l'avis de M. Dachary (1974) selon laquelle « si l'on tient compte du tâtonnement de l'installation, du rodage des observateurs et des appareils, du délai requis pour établir la courbe de tarage... » des séries longues d'une vingtaine d'années à peine «...ne suffisent donc pas pour apprécier et prévoir correctement l'abondance moyenne fluviale », nous étions condamnés à prendre en considération la totalité de la documentation hydrologique existante.

La station hydrométrique de Han-lès-Juvigny ayant été créée le 26 août 1969, le principe d'un découpage en année hydrologique moyenne de septembre à octobre permettait :

- de couvrir un champ d'investigations hydrologiques maximal de 20 années (octobre 1969 à septembre 1989)
- de procéder à un découpage saisonnier moyen en :
  * période d'abondance hivernale d'octobre à avril
  * période de maigres estivaux de mai à septembre
- de faciliter l'étude des interrelations hydro-climatologiques par un cadre temporel commun sur lequel nous nous réservions toutefois un droit d'amendement au gré des nécessités de la recherche.

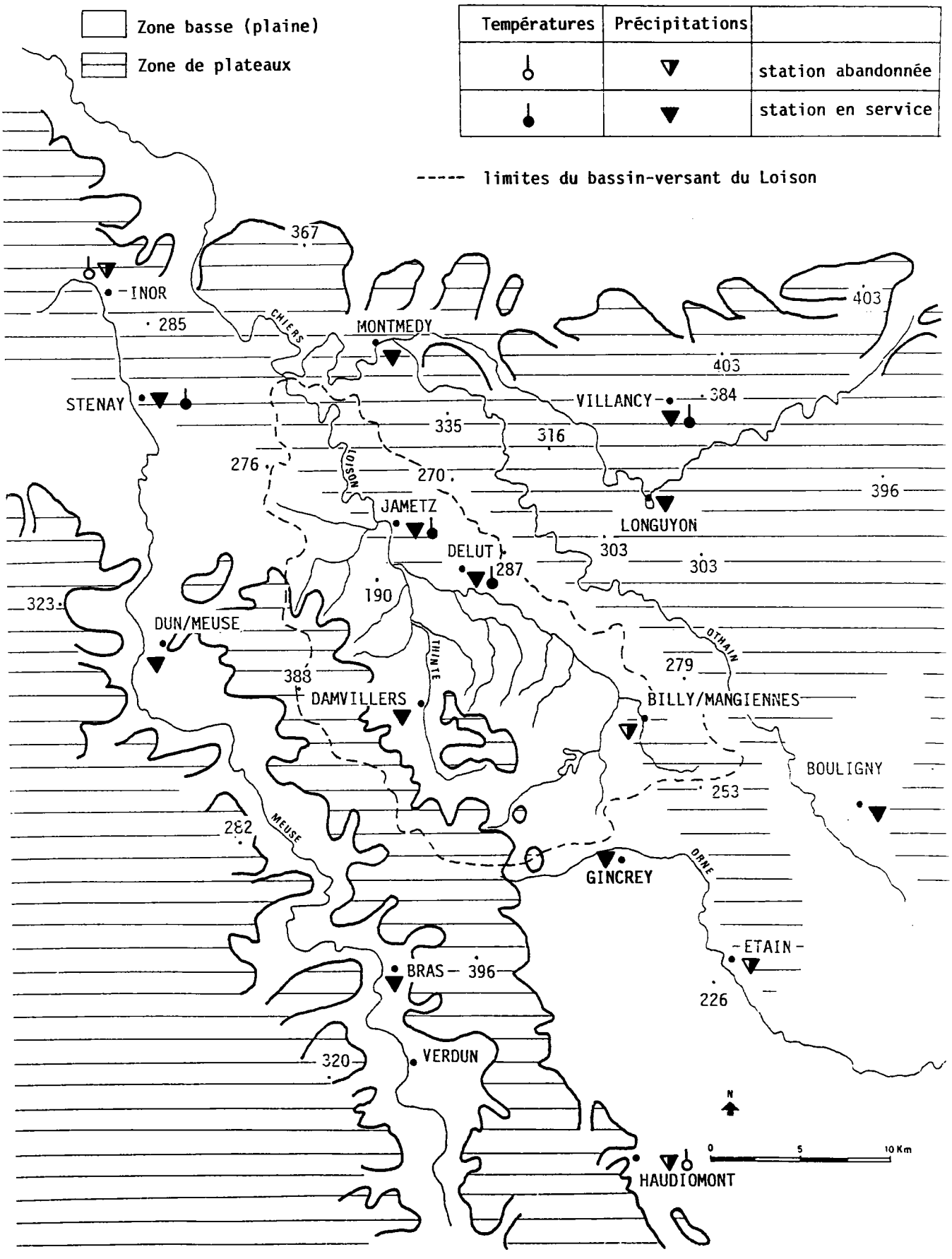
Mais « les climats de la France connaiss(ant) une indiscutable mobilité marquée du sceau de la diversité » (P. Pagney 1988), il était indispensable de caler la période étudiée sur une normale de référence.

« La notion de normale, fort simple en apparence, se révèle à l'analyse comme un concept complexe, tout à fait théorique » (R. Arlery – H. Grisollet – B. Guilmet 1973). Seules des raisons pratiques amènent généralement à considérer comme normale une période de 30 années ; une définition internationale des bornes de ces périodes trentenaires conduisant au concept de normale standard, dont l'insuffisance n'a pas échappé à de nombreux auteurs (Arlery et *alii,* Dachary, *op. cit.).*

Concernant le bassin-versant du Loison, les contraintes d'équipement nous ont dicté le compromis suivant :

Fig.I-10

L'EQUIPEMENT THERMO-PLUVIOMETRIQUE DU BASSIN-VERSANT DU LOISON ET DE SES ENVIRONS IMMEDIATS



- définition d'une normale standard (1950-51 à 1979-80) à partir des données pluviométriques du seul poste de longue durée implanté dans le bassin-versant du Loison (Damvillers)
- définition d'une série dite hydrologique (1969-70 à 1988-89) correspondant à la période de fonctionnement de la station hydrométrique de Han-lès-Juvigny.

La norme pluviométrique étant sinon connue du moins approchée, nous avons pu, après vérification et optimalisation éventuelle des données de postes locaux, calculer la pluie moyenne correspondant à la totalité ou à une partie quelconque du bassin-versant.

Concernant la thermométrie, notre choix encore plus limité s'est porté sur la station de Jametz qui n'a pu fournir qu'une série de 20 années correspondant à la série hydrologique.

Tous ces choix ont nécessité une critique préalable des données, et les résultats présentés n'ont été acquis qu'à la suite d'un travail d'homogénéisation, de comblement des lacunes, et d'éventuelles extensions de séries.

I - LA CRITIQUE ET LE CHOIX DES DONNÉES

Cette critique est d'autant plus nécessaire que les stations fournissent des données plus ou moins fiables du fait d'une multitude de contraintes (choix du site, fonctionnement des appareils, rigueur de l'observateur,...). Cette critique doit aboutir à une sélection raisonnée de stations de références à partir desquelles il sera possible de saisir les traits essentiels du climat du bassin.

1. Équipement du bassin

Si la densité des stations disponibles est bonne, leur répartition géographique est par contre médiocre (figure I-10).

En effet, le bassin-versant du Loison est ceinturé ou couvert par 15 stations englobant une aire d'environ 1 200 km^2, soit une station pour 80 km^2 en moyenne.

Malheureusement, leur répartition n'apparaît ni homogène, ni a priori représentative des grandes unités du milieu physique du bassin-versant.

On observe en effet une forte opposition entre les flancs ouest et sud bien représentés par 7 stations (Inor, Stenay, Dun-sur-Meuse, Bras-sur-Meuse, Gincrey, Étain, Haudiomont), et le flanc est pour lequel, entre

Montmédy au nord-est et Bouligny au sud-est, ne sont disponibles que les stations jumelles de Longuyon-ville et Longuyon-villancy.

La première citée, encaissée au fond de la gorge de la Chiers (altitude : 212 m) est à 9 km des limites du bassin-versant, la seconde couvre le revers de la cuesta bajocienne (altitude : 340 m), mais à 12,5 km de la bordure orientale du bassin-versant.

Quant à l'impluvium du Loison, il n'est équipé que de 4 stations – Damvillers, Jametz, Delut, Billy-sous-Mangiennes – soit une pour 87 km^2 ; chiffre acceptable si ce n'était que trois d'entre elles se situent dans un mouchoir de poche couvrant 4 % de la partie médiane du bassin-versant. Si l'on ajoute que la barrière des Hauts-de-Meuse, relief régional majeur perpendiculaire aux vents dominants, n'est dotée d'aucune station de mesure, l'on aura ainsi une première idée de la médiocrité de l'équipement climatologique.

Le tableau se dégage encore à l'examen de la figure I-11 qui fait apparaître une majorité de séries pluviométriques courtes et lacunaires.

Une seule station du bassin-versant est apte à fournir une série normale standard (au sens défini en supra) : Damvillers. Bras-sur-Meuse, Longuyon-ville et Montmédy nécessitent un comblement de lacunes plus ou moins nombreuses.

Quant aux autres stations elles ne sont en général entrées en service qu'au cours des 20 dernières années, et ne présentent donc que de courtes séries (Bouligny, Delut, Gincrey, Jametz, Longuyon-Villancy, Dun-sur-Meuse).

Nombreuses enfin sont celles qui ont été abandonnées (Inor, Étain, Billy-sous-Mangiennes) ou réactivées après une interruption d'exploitation plus ou moins longue : Stenay, Haudiomont.

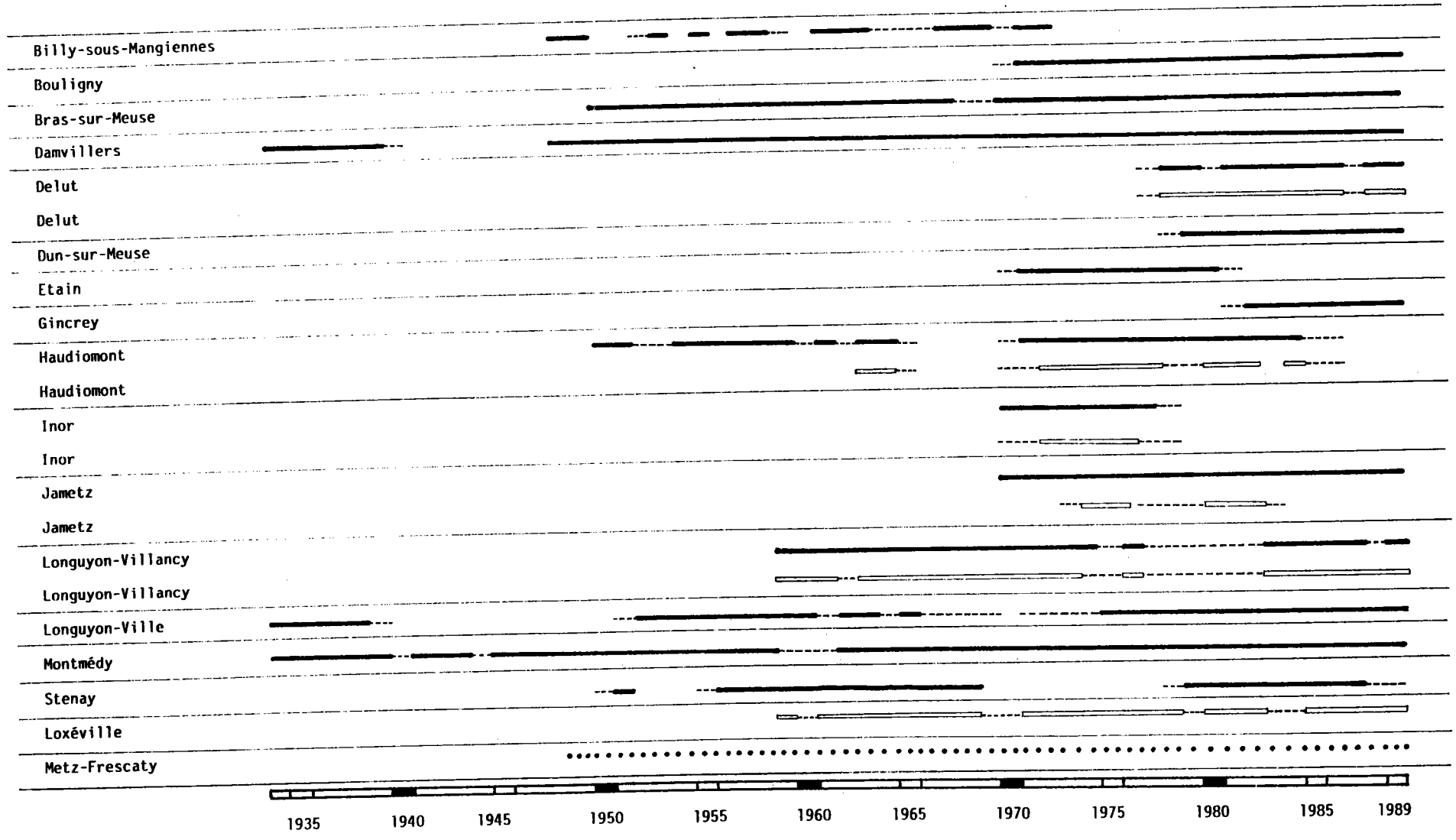
A ce bilan d'équipement pluviométrique médiocre, il convient d'ajouter un constat de déficience du réseau d'observations thermométriques.

Nous ne disposons en effet dans le bassin-versant du Loison que de séries récentes, courtes et lacunaires :

- Delut : poste créé en novembre 1977 par le CEGUM
- Jametz : station crée par la DDA Meuse en janvier 1969, reprise en 1973 par la Météorologie Nationale puis par le Centre Départemental de Météorologie de la Meuse.

Hors bassin-versant, l'on recense les stations (toutes plus ou moins lacunaires) d'Inor, Stenay, Longuyon-Villancy, Stenay et Haudiomont. Enfin, l'absence de station synoptique nous prive de données importantes telles qu'hygrométrie de l'air, force et direction du vent, insolation.

Fig.I-11 ETAT DES DONNEES CLIMATOLOGIQUES (PLUVIOMETRIE,INSOLATION)



Année	complète	lacunaire
Précipitations	———	- - - - - -
Températures	▭	- - - - - - -
Insolation	•••••••••	

Aussi notre démarche a-t-elle été la suivante.

Concernant les précipitations, dans le bassin du Loison, le choix des stations a été dicté par les possibilités de comblement des lacunes et d'extension des séries. Il a donc été nécessaire de procéder préalablement à une vérification de la qualité des données, même fragmentaires ou issues de séries courtes.

2. Critique et homogénéisation des séries pluviométriques

De nombreux travaux parmi lesquels nous citerons ceux de R. Dion (1972), J. Rahal (1979) et plus récemment A. Mentré-Hildenbrand (1986) ayant passé au crible de la critique un certain nombre des stations précitées (Bouligny, Bras-sur-Meuse, Damvillers, Étain, Haudiomont, Inor, Longuyon-ville et Montmédy), cela nous a épargné toute redondance.

Notre travail de critique a porté sur les seules stations non abordées par ces auteurs et qui présentaient un réel intérêt dans le cadre de notre étude.

a) Critique des données par la méthode des doubles-cumuls

Pour ce faire, nous avons utilisé la méthode des doubles-cumuls (P. Dubreuil 1974) qui consiste à comparer graphiquement les totaux annuels cumulés de deux postes proches et supposés appartenir à une même région climatique. En cas de liaison linéaire, l'on peut conclure à l'homogénéité des séries ; par contre, une ou plusieurs cassures laissent présager un manque d'homogénéité dont les causes peuvent être multiples : modifications des caractéristiques instrumentales et environnementales... Il est alors possible de comparer la série testée avec deux stations, afin de vérifier la pérennité de la cassure, et d'y remédier par application d'un coefficient correcteur égal au rapport des pentes m (pente de la période de fonctionnement harmonique) et m' (pente de la période de fonctionnement disharmonique).

Par exemple, la figure I-12a montre que la droite de liaison tracée au moindre écart, à l'œil, entre les postes de Bras-sur-Meuse et Damvillers, ne montre aucune cassure significative. Ces deux postes peuvent donc être considérés comme ne présentant pas d'erreur systématique rendant l'échantillon hétérogène. Ils pourront donc servir de références – ou postes de base – lors de comparaisons ultérieures avec d'autres postes.

Par contre, la figure I-12b montre – en accord avec la critique effectuée par A. Mentré-Hildenbrand – que la station de Montmédy comparée à celle

de Damvillers, surestime les totaux pluviométriques annuels de 1957 à 1964. Le rapport des pentes $\frac{m'}{m}$ donne 0,859 ; c'est la valeur du coefficient multiplicateur par lequel seront corrigées ces valeurs fautives.

Parmi les 14 postes susceptibles d'être retenus dans cette étude, 7 d'entre eux ont dû subir au moins une correction de valeurs dont les paramètres sont donnés dans le tableau I-1.

Poste pluviométrique	Période corrigée	Station de référence	Coefficient correcteur
Stenay	1979-1987	Damvillers	1,1
Jametz	1973-1978		0,908
Bouligny	1984-1988		1,19
Etain	1971-1974		1,14
Montmédy	1957-1963		0,859
Longuyon Villancy	1971-1973		1,29
	1984-1987		1,17
Haudiomont	1982-1984		0,85

Tableau I-1 : coefficients correcteurs des doubles cumuls

Bien que nous n'ayons pas tenté de connaître les raisons de disfonctionnement de ces postes, constatons tout de même que dans de nombreux cas, ce sont les années récentes, préludant souvent à l'abandon temporaire ou définitif du poste, qui ont dû faire l'objet d'une homogénéisation (annexe I-4).

Signalons enfin que seuls d'eux d'entre eux n'ont pu être retenus : Billy-sous-Mangiennes en raison de son fonctionnement par trop discontinu et du nombre trop élevé de cassures rencontré, et Inor en raison de la brièveté de sa série.

Cette même méthode nous a permis de vérifier que la station de Gincrey remplaçait parfaitement la station d'Étain abandonnée en 1981 : aucune modification de pente n'apparaissant lorsque l'on raccorde les données de ces deux stations géographiquement très proches, dans un double-cumul avec Damvillers (annexe I-4).

Fig.I-12a DOUBLE CUMUL DES PRECIPITATIONS ANNUELLES DES STATIONS DE DAMVILLERS ET BRAS/MEUSE

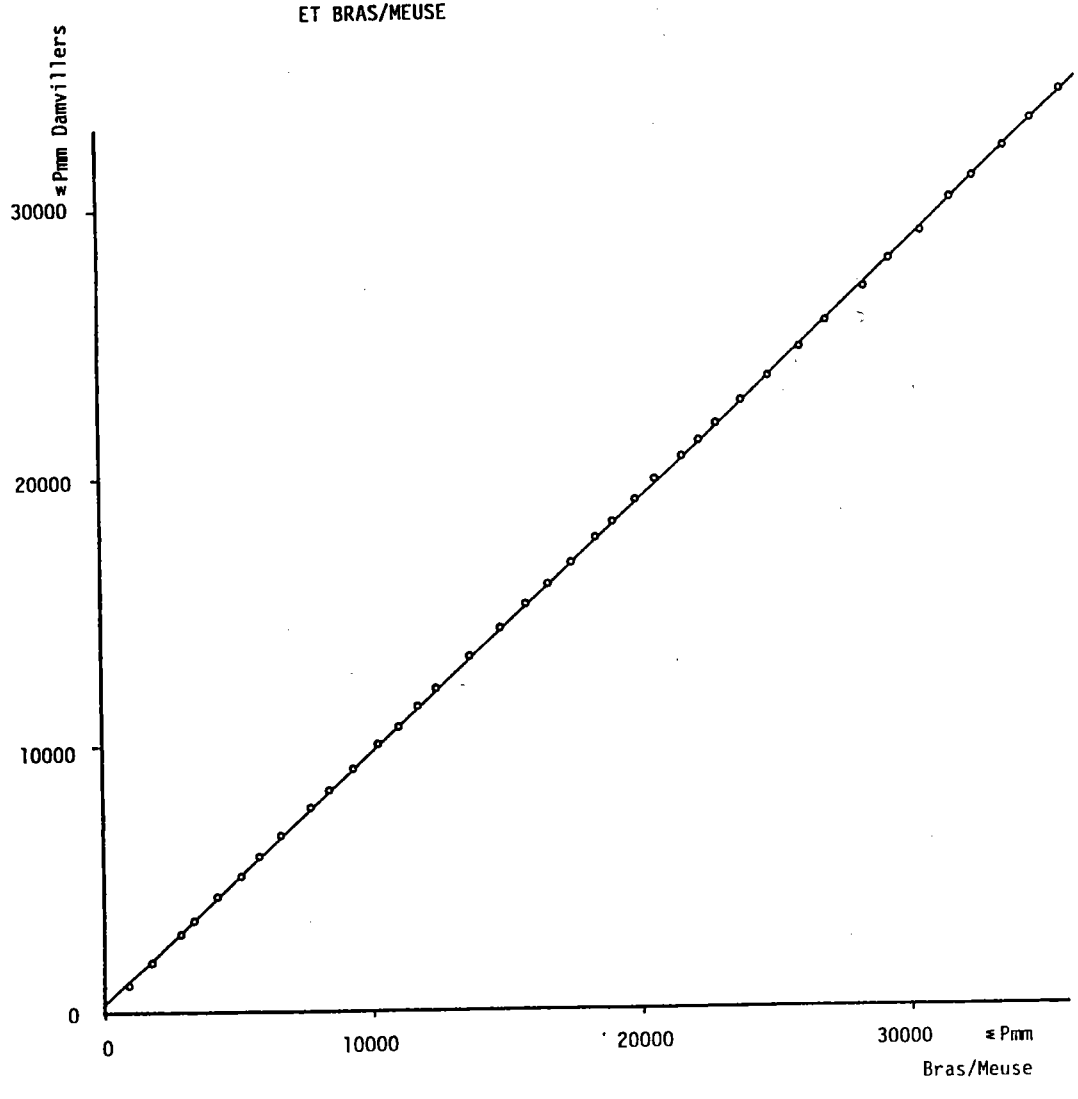
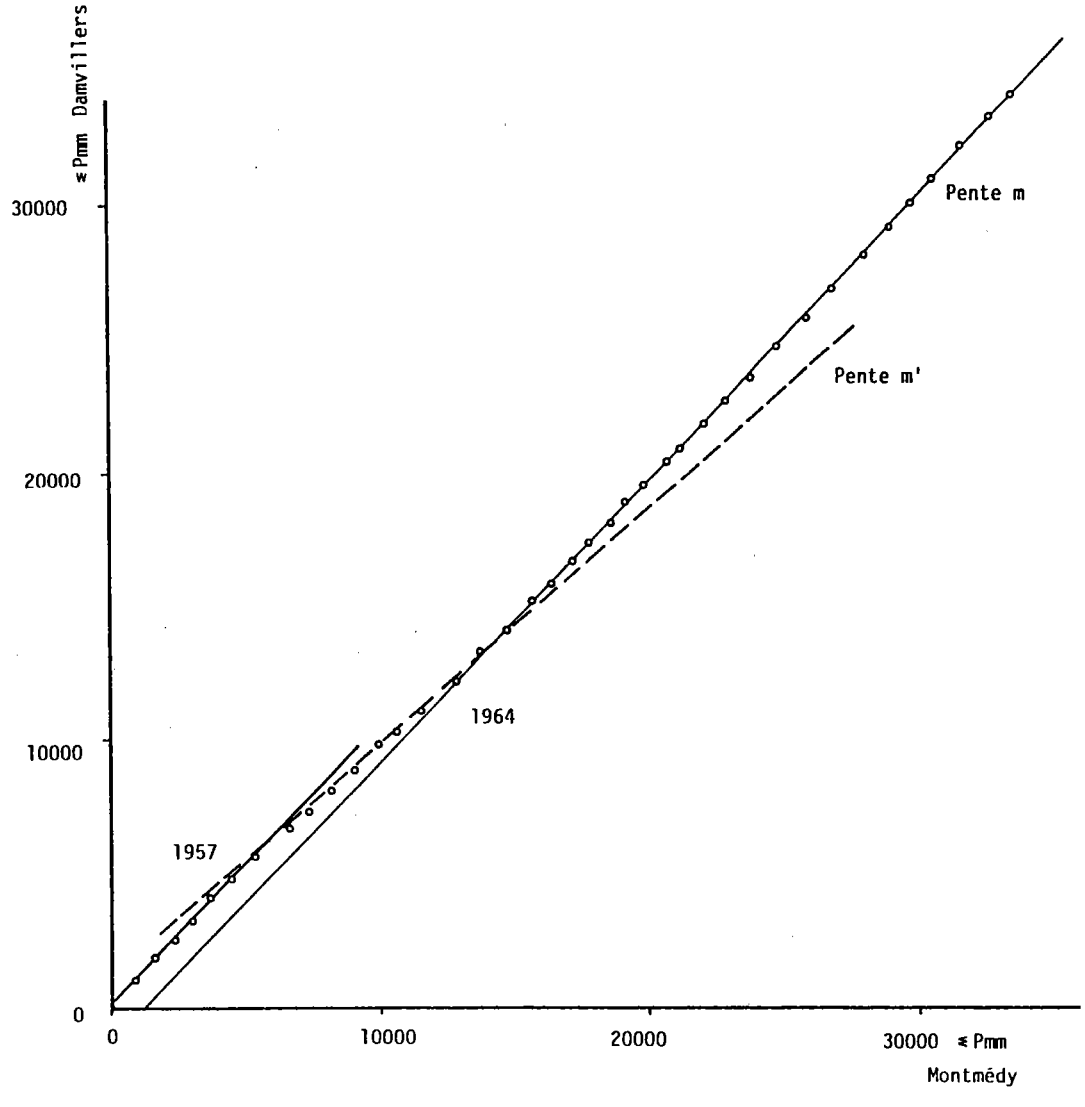


Fig.I-12b DOUBLE CUMUL DES PRECIPITATIONS ANNUELLES DES STATIONS DE DAMVILLERS ET MONTMEDY



b) Comblement des lacunes et extension des séries

Pour le comblement des lacunes et l'extension des séries trop courtes, nous avons utilisé la technique de la régression linéaire. On trouvera justification de la méthode et détail des procédures de calcul dans les manuels désormais classiques (Roche 1963, Dubreuil 1974).

Le nombre élevé des stations à série récente et courte nous a conduit à ne pas tenter d'extension généralisée à la période 1950-51/1979-80.

Certaines stations présentant quelques lacunes mensuelles isolées en certaines années (Stenay, Longuyon-ville, Haudiomont, Bras-sur-Meuse) avaient déjà fait l'objet d'opérations de comblement par les soins de l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse. *(Cf.* : son fichier climatologique). L'expérience et les moyens de calcul dont dispose ce service spécialisé nous ont enclin à reprendre in extenso ces valeurs : les années concernées ne présentant pas d'anomalie perceptible lors du contrôle d'homogénéisation.

Seule la station CEGUM de Delut – parce que faisant l'objet d'une étude hydrologique particulière – a bénéficié d'un traitement de lacunes mois par mois pour la période 1978 à 1989.

L'annexe I-5 donne les paramètres des régressions réalisées entre ce poste et celui de Jametz. Pour les autres postes, le comblement des lacunes pluri-mensuelles ou annuelles ainsi que l'extension des séries trop courtes s'est fait uniquement au pas de temps annuel et saisonnier, par confrontation de couples de stations choisis pour :

- leur proximité géographique assurant, en théorie, une bonne identité de comportement des variations climatiques,
- la qualité de la régression linéaire obtenue, mesurée par le coefficient de rebroussement.

Ces opérations n'ont porté que sur la période 1969-70 à 1988-89, correspondant au fonctionnement de la station hydrologique de Han-lès-Juvigny.

Justification des comblements de lacunes à l'échelle annuelle et des extensions de séries sont donnés en annexe I-6.

Au terme de ce travail critique sur les précipitations, nous retiendrons :

- le rejet de stations à séries trop courtes et situées hors limites du bassin-versant (Inor) ou trop marquées par les particularités de leur environnement (comme Longuyon-ville trop encaissée en fond de vallée de la Chiers) ;
- la non extension des séries à la période 1950-51 à 1979-80, le nombre de postes non retouchés étant trop faible pour estimer la précipitation normale-standard du bassin

- l'excellente tenue du poste de Damvillers, sis dans les limites du bassin-versant. C'est à travers son étude que seront définies les tendances lourdes de la pluviométrie locale.
- l'absence cruelle de station de mesure sur les Hauts-de-Meuse. Nous formulons d'ores et déjà le souhait d'une prompte implantation qui rendrait d'éminents services à la recherche climatologique régionale. Des structures d'accueil à présence humaine permanente existent sur ces sommets à 388 et 373 m d'altitude (stations de télécom-munications militaire du Cornillat à Haraumont, et civile du Moulin à vent à Bréhéville).

Au total, ce sont 11 postes qui ont été retenus pour caractériser les modalités spatiales de la pluviométrie pour la période 1969-70 à 1988-89, dont trois – Damvillers, Jametz, Delut – sont situés dans le bassin-versant.

3. Critique des séries thermométriques

Le panel des postes thermométriques déjà très réduit, a littéralement fondu sous l'effet de la critique à laquelle nous l'avons soumis.

Ont été en effet rejetées les stations suivantes :

* Inor : série trop courte, lacunaire, sise hors bassin.
* Longuyon-Villancy : série plus longue, mais lacunaire et de surcroît site de plateau élevé (340 m) sur le revers de la cuesta bajocienne.
* Haudiomont : quoique retenu fréquemment par des services tels BRGM et DDA pour deş études régionales d'ETP (par exemple J. Ricour et F. Mathieu 1978), ce poste lacunaire et abandonné en 1987 était éloigné des limites sud du bassin étudié (18 km).
* Delut : station lacunaire et d'instabilité chronique (figure I-13a-b).

Force nous a été de ne retenir que la station de Jametz (figure I-4), élevée faute de mieux au rang de station représentative du bassin-versant du Loison.

Nous en avons toutefois comparé les données à celles de la station de Loxéville qui fait figure aujourd'hui de station de référence pour le département de la Meuse. Ce qu'elle doit à une gestion rigoureuse et à la multiplicité de ses équipements (thermomètre à minima et maxima, thermomètre à fronde) relevés plusieurs fois par jour.

Fig.I-13a

COMPARAISON DES TEMPERATURES MOYENNES ANNUELLES AUX POSTES DE JAMETZ ET DELUT

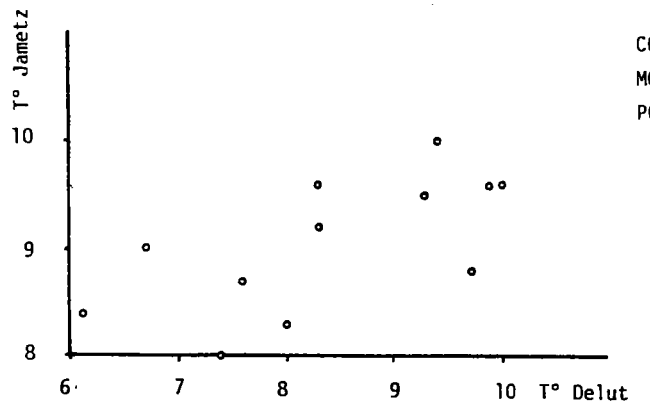
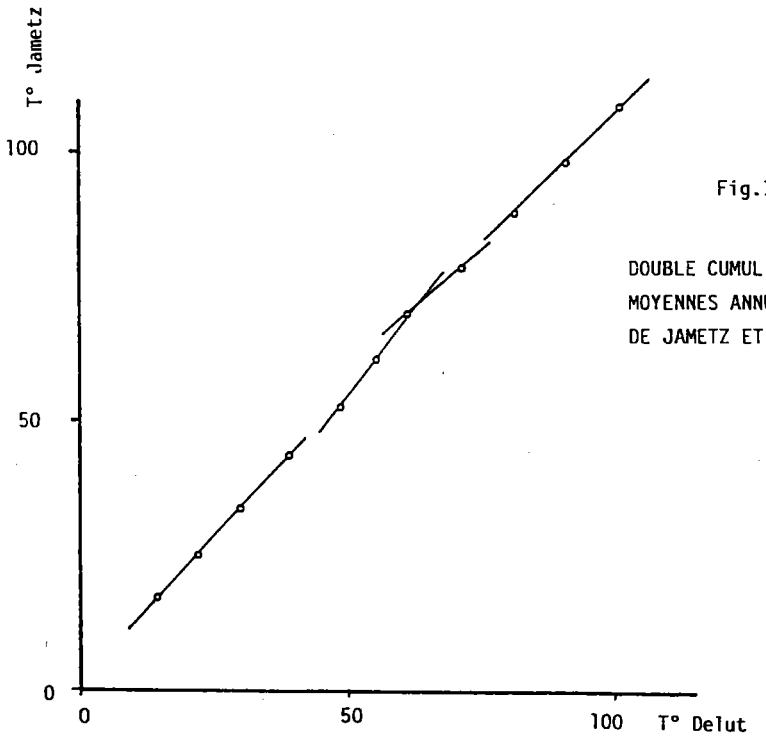


Fig.I-13b

DOUBLE CUMUL DES TEMPERATURES MOYENNES ANNUELLES AUX POSTES DE JAMETZ ET DELUT



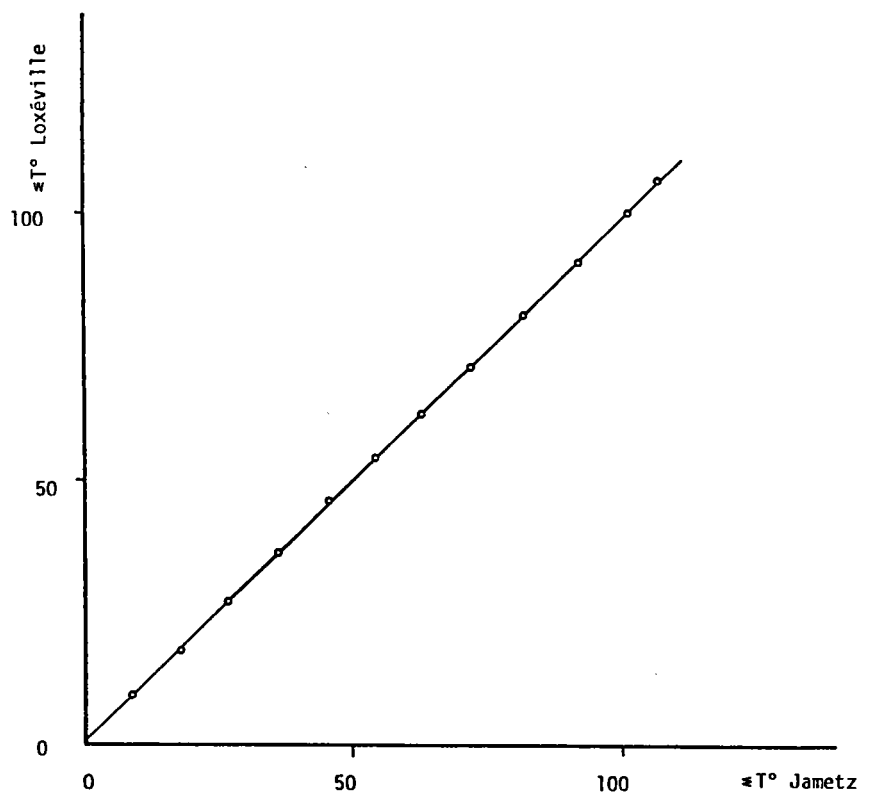


Fig.I-14: DOUBLE CUMUL DES TEMPERATURES MOYENNES ANNUELLES AUX STATIONS DE LOXEVILLE ET JAMETZ

La figure I-14 montre l'évolution similaire des températures moyennes annuelles aux deux postes.

Nous donnons en annexe I-7a l'apparat critique des opérations de comblement de lacunes et d'extension mois par mois de la série des températures de Jametz à l'aide de celles de Loxéville.

Les températures moyennes mensuelles de Jametz, valeurs mesurées, corrigées et reconstituées sont données en annexe I-7b.

CONCLUSION

Au terme de ce contrôle de qualité des données climatiques, le bilan dressé peut paraître bien médiocre.

Même si l'étude pluviométrique peut s'appuyer sur un assez grand nombre de postes – eu égard à la petite taille du bassin-versant étudié – elle souffrira :

- de l'instabilité du réseau de mesure marqué au fil des années par des interruptions, des abandons, des déplacements,
- de sa jeunesse,
- de son implantation répondant plus semble-t-il à la commodité de la gestion qu'au souci de couvrir des milieux géographiques déterminés.

Concernant les températures, le caractère squelettique de l'information nous prive de toute possibilité d'étude des nuances locales liées en particulier aux effets de relief (exposition, altitude).

Si nous y ajoutons l'absence de poste synoptique pourvoyeur de données fondamentales telles que l'insolation, l'hygrométrie de l'air, la force et la direction des vents, une notion aussi fondamentale en hydrologie que l'évapotranspiration ne pourra être qu'insuffisamment cernée.

Tel quel pourtant, le réseau existant devrait permettre de saisir les principales caractéristiques de ce secteur du nord-meusien. Réitérons néanmoins le vœu que le potentiel existant soit à cours terme bonifié par :

- une réflexion approfondie sur la finalité des postes, aboutissant à la constitution d'un maillage dont ne serait pas exclues les préoccupa-tions naturalistes,
- une standardisation et une automatisation des observations,
- une implantation de station synoptique sur un poste de "longue durée" existant.

II – LES PRÉCIPITATIONS DANS LE BASSIN DU LOISON

L'étude de la pluviométrie est fondamentale en hydrologie « parce que dans les mêmes conditions de température, c'est d'elle avant tout que dépend la puissance moyenne des cours d'eau » (M. Pardé 1933).

C'est pourquoi dans un premier temps nous avons cherché à établir un bilan pluviométrique du bassin-versant du Loison correspondant à la période de fonctionnement de la station hydrométrique de Han-lès-Juvigny : 1969-70 à 1988-89. Ce bilan devant préciser la répartition spatiale et la force moyenne des abats, prélude à l'étude de leurs variations.

1. Répartition spatiale des précipitations

La détermination de la répartition spatiale des précipitations est toujours une opération délicate qui nécessite une critique des méthodes utilisées. Cette répartition doit être conforme aux connaissances du climat régional. Elle permet alors une détermination vraisemblable des lames d'eau précipitées sur le bassin-versant.

a) Choix de la méthode

Trois méthodes s'offrent à nous : méthodes classiques des isohyètes et de Thiessen (Roche 1963), et modèle pluviométrique mis au point par A. Mentré-Hildenbrand (1986) dans le cadre du bassin Lorrain de la Meuse.

Ce modèle repose sur l'étude des « relations mathématiques entre les modules pluviométriques connus et les différents éléments explicatifs des variations spatiales de la pluviométrie » aboutissant au calcul des précipitations en un point quelconque d'un bassin-versant donné.

Comme tout modèle mathématique, celui-ci ne retient que des paramètres assez aisément quantifiables tels qu'altitude lissée, longitude et latitude. Ces trois éléments étant sensé synthétiser l'influence générale – passive et active – du relief sur les masses d'air :

- altitude qui renforce l'instabilité et l'ascendance de l'air, entraînant une recrudescence des précipitations,
- longitude et latitude. Le premier rendant compte des phénomènes de dégradation ou d'agradation des masses d'air maritimes « dont les influences au niveau du climat de la région restent fondamentales » aussi que le « rôle de l'exposition méridienne des grands ensembles de reliefs ».

Compte tenu de la pauvreté du bassin-versant en postes pluviométriques, et de sa faible extension longitudinale et latitudinale, cette

méthode de traitement mathématique supposant des échantillons de populations les plus grands possibles, n'était pas applicable ici.

Mais en raison des insuffisances de notre documentation concernant plus particulièrement les caractéristiques pluviométriques des Hauts-de-Meuse, il nous a paru intéressant d'utiliser le type de traitement mis en œuvre par l'auteur à propos de l'attitude lissée.

Apports de l'altitude lissée à la connaissance des effets orographiques sur les précipitations

La notion d'altitude lissée jouit depuis quelques années d'une grande vogue en hydrologie (J. C. Scherer 1977) comme en témoignent les nombreuses variantes rencontrées chez les auteurs qui se sont essayés à son application.

Celle utilisée par A. Mentré-Hildenbrand est reprise de J. P. Laborde (1982).

Elle consiste à couvrir la zone étudiée d'un maillage de 5 km de côté. On mesure l'altitude réelle moyenne des 4 diagonales et perpendiculaires joignant 8 points de la maille les uns aux autres. L'altitude lissée est assimilée à la plus forte des 4 altitudes moyennes et de l'altitude du centre de la maille.

Quelques correctifs sont appliqués – avec succès semble-t-il – à cette méthode :

- en constituant un maillage propre centré sur chaque poste pluviométrique étudié,
- en ne retenant que l'altitude maximale du relief auquel se trouve adossé la station (cas de Damvillers au pied du front des Hauts de Meuse)
- en ne tenant compte que de l'altitude réelle d'un poste situé en pied de revers de cuesta (cas de Mouzon et Inor, à proximité de Stenay).

Ces libertés prises avec la rigueur méthodologique pourront paraître hérétiques au statisticien ; elles traduisent le souci du naturaliste de coller au plus près à la réalité du terrain, sans se priver pour autant des apports de l'outil mathématique.

Nous avons appliqué cette démarche à l'étude des postes pluviométriques retenus pour caractériser la période 1969-70 à 1988-89.

Le tableau I-2 donne les altitudes réelles et lissées retenues.

Poste pluviométrique		Altitude réelle (m)	Altitude lissée (m)
Bras-sur-Meuse	BR	206	330
Bouligny	BO	250	255
Damvillers	DA	206	300
Delut	DE	203	237
Dun-sur-Meuse	DU	175	218
Gincrey	G	220	220
Haudiomont	H	268	290
Jametz	J	200	256
Longuyon-Villancy	LV	340	355
Montmédy	MO	199	270
Stenay	ST	165	193

Tableau I-2 : Altitudes réelles et lissées des postes pluviométriques

Les figures de l'annexe I-8 présentent les résultats des corrélations linéaires altitude lissée / précipitations moyennes annuelles (octobre-septembre), hivernales (octobre-avril) et estivales (mai-septembre).

Le tableau I-3 présente les valeurs des précipitations estimées et mesurées. Globalement, les régressions effectuées sont d'excellente qualité, si l'on considère que les précipitations réelles sont généralement connues à 2 ou 5 % près (M. Dachary 1974), et que nos stations ont pratiquement toutes subi des opérations d'extension et de comblement de lacunes :

- les coefficients de rebroussement sont compris entre 0,94 et 0,99
- l'estimation des précipitations se fait en général à ± 2 % près ; ± 5 % dans les cas moins favorables ; - 9 % au pire pour une seule station.

Le relief semble bien – dans un espace aussi restreint que le bassin-versant du Loison – jouer un rôle prééminant dans la distribution spatiale des précipitations ; il le fait selon des modalités variées.

La seule station qui puisse effectivement se targuer d'un réel effet d'altitude (tout autant réelle que lissée) est Longuyon-Villancy.

Les stations de basse altitude réelle enchassées dans les reliefs environnants leur conférant une forte altitude lissée, profitent également de précipitations abondantes : Bras-sur-Meuse, Damvillers, Montmédy.

1969-70 à 1988-89	P annuelle mm			P. hivernale mm			P. estivale mm		
Station	mesurée	calculée	écart %	mesurée	calculée	écart %	mesurée	calculée	écart %
Bras-sur-Meuse	980	975	-0,5	610	594	-2,6	370	375	+1,3
Bouligny	849	838	-1,2	508	516	+1,5	341	327	-4,1
Damvillers	910	920	+1,0	563	563	0	347	356	+2,5
Delut	814	806	-0,9	501	497	-0,8	313	316	+0,9
Dun-sur-Meuse	766	771	+0,6	472	477	+1,0	294	303	+3,0
Gincrey	818	775	-5,1	499	479	-4,0	319	305	-4,3
Haudiomont	853	862	+1,0	518	529	+2,1	335	349	+4,1
Jamets	842	840	-0,2	512	517	+0,9	329	328	-0,3
Longuyon-Villancy	1022	1020	-0,2	617	621	+0,6	405	391	-3,4
Montmedy	866	866	+0,1	528	531	+0,5	337	337	0
Stenay	766	726	-5,2	450	451	+0,2	316	288	-8,8

Tableau I-3 : Estimation des précipitations moyennes annuelles, hivernales et estivales en fonction de l'altitude lissée des postes.

Plus qu'un simple effet d'altitude, il faut y voir les conséquences de la rugosité du relief sur l'ascendance et l'agradation des masses d'air, générant une forte instabilité. Dans ce contexte, les sites de vallée étroite et encaissée (Meuse, Thinte, Chiers) n'offrent aucun effet d'abri.

A contrario, la diminution de cet effet de rugosité entraîne une baisse sensible des abats. C'est le cas semble-t-il pour la station de Dun-sur-Meuse située sur une latitude où les grands reliefs monoclinaux situés à l'ouest disparaissent (cuesta de la Gaize et de l'Oxfordien supérieur) ou s'abaissent sensiblement (cuesta de l'Oxfordien moyen).

Une seule station semble trouver en pied de cuesta un véritable effet d'abri. C'est Haudiomont qui contrairement aux stations précitées, s'ouvre largement sur la dépression subséquente de Woëvre : dans ce cas l'altitude réelle de la station prime sur l'altitude lissée prenant en compte les plus hauts sommets auxquels elle s'adosse.

Nous nous trouvons d'ailleurs là au cœur du Pays-sous-les-Côtes dont l'abri climatique connu ancestralement a permis la renaissance de la viticulture et de l'arboriculture meusiennes (E. Millet 1935 – E. Leoutre s.d.).

Cet effet d'abri se prolonge par un véritable effet d'ombre qui profite aux basses stations de la dépression de Woëvre quelque peu éloignées des Hauts-de-Meuse : Delut (7 km), Jametz (6,5 km), Gincrey (5 km).

Dès que la distance à l'obstacle orographique s'allonge et que l'altitude réelle ou lissée augmente, on constate un renforcement des précipitations : cas de Bouligny situé à 220 m d'altitude et à 20 km à l'est des Hauts-de-Meuse, sur l'amorce du revers bajocien.

Stenay représente un dernier cas de figure.

Aux effets réducteurs de la basse altitude, en fond de vallée large et peu encaissée, cette station ne profite plus de l'effet de rugosité des reliefs monoclinaux qui ont soit disparu (cf. Dun-sur-Meuse) soit pris une orientation grossièrement ouest-est.

Il apparaît en conclusion que l'effet d'altitude n'existe pas à proprement parler dans le bassin du Loison. Il s'agit plus certainement d'un ensemble d'effets combinés (abri, ombre, rugosité) générés par les interactions entre environnement orographique et circulation atmosphérique.

C'est l'étude de cette dernière que nous allons maintenant aborder.

b) Influence des masses d'air et du relief sur la répartition et l'importance des précipitations

L'absence de poste synoptique dans la région concernée par cette étude nous force à recourir aux études générales de P. Pédelaborde (1957) ou plus régionales de F. Shamsi (1968) et I. Roussel-Trautsolt (1971).

Masses d'air et types de temps

La partie orientale du Bassin Parisien y est caractérisée comme un carrefour d'influences :

- l'absence de fort relief à l'Ouest, favorise l'invasion des influences océaniques
- sa position marquée à l'intérieur des terres, la soumet également aux influences continentales
- le balancement saisonnier des zones climatiques favorise tour à tour les influences méridionales et septentrionales.

Il résulte de cette confrontation permanente une double circulation, zonale et méridienne, propre à engendrer une succession rapide de types de temps variés, parmi lesquels P. Pedelaborde distingue en année dynamique moyenne :

- 29 % de types de temps anticycloniques continentaux
- 13 % de types de temps anticycloniques océaniques
- 58 % de types de temps cycloniques.

Si l'on étudie maintenant les trajectoires des masses d'air formant ces types de temps, il est possible de définir trois grands secteurs. Le secteur d'Ouest à Sud apparaît comme très pluviogène. C'est particulièrement le cas en hiver, lorsque les hautes pressions méditerranéennes repoussées vers le Sud et les hautes pressions continentales vers l'est, le champ reste libre pour le flux zonal d'Ouest. De même, en été, le blocage des hautes pressions méditerranéennes sur les marges méridionales de la Lorraine, favorise le passage des flux perturbés d'Ouest. En revanche, cette cyclogénèse méditerranéenne se renforce au printemps et en automne, en exploitant au mieux les contrastes thermiques qui favorisent l'affaissement des advections d'air froid et engendrent une véritable cyclogénèse de Sud-Ouest.

Le secteur Nord-Ouest à Nord-Est apparaît relativement plus sec. Mais en été, la remontée saisonnière du flux d'Ouest permet l'existence de circulations perturbées très septentrionales et de direction franchement méridienne. En hiver et surtout au printemps, des décharges polaires peuvent soit donner naissance à des perturbations de Nord-Ouest, soit guider des perturbations souvent occluses de Nord-Nord-Est.

Le secteur Nord-Est à Sud-Est est franchement sec, car correspondant à des circulations anticycloniques. Seul le secteur Est-Sud-Est à Sud-Sud-Est se caractérise, surtout en été et en automne, par quelques précipitations liées à une circulation anticyclonique ou perturbée d'origine méditerranéenne.

Enfin, il convient d'ajouter que les périodes de temps calme sont l'une des marques climatiques de la Lorraine, représentant environ 20 % des types de temps d'une année moyenne en hiver et été, un peu moins lors des intersaisons. Brumes et brouillards qui en découlent, peuvent avoir trois origines principales. La première est dûe à la continentalisation des masses d'air maritime, dont la base se stabilise en hiver au contact du sol froid. La deuxième correspond à une situation de marais barométrique fréquente en intersaison, lorsque la Lorraine est comprise entre l'anticylone océanique, l'anticyclone continental et des flux dépressionnaires de Sud et de Nord. La troisième correspond à une absence de gradient de pression, due à la présence d'un anticyclone sur l'Est de la France, éventuellement renforcé par une goutte chaude en altitude.

En résumé, quatre faits sont à retenir :

- la prédominance des types de temps humides de secteur Sud à Ouest,
- la sécheresse toute relative du secteur Nord-Ouest à Nord-Est,
- la sécheresse fréquente des types de temps de Nord-Est à Sud-Est,
- la fréquence des calmes anticycloniques océaniques et continentaux, fermés sur la région même, en général à partir d'air océanique.

Il convient maintenant de confronter ces données aux traits généraux du relief formant l'environnement du bassin-versant du Loison.

Masses d'air et relief

Entre Champagne et Lorraine, Massif Ardennais et Bassin Parisien apparaissent deux grandes orientations du relief :

- grossièrement méridiennes pour les cuesta des confins champeno-lorrains, la vallée de la Meuse et la dépression de Woëvre,
- grossièrement latitudinale pour le rebord ardennais, sa dépression périphérique, les cuesta de Moselle (à partir de Longwy), de Meuse (à partir de Jametz/Dun-sur-Meuse) et la Woëvre.

Si l'obstacle ardennais se maintient constamment au Nord, il n'en va pas de même pour l'auréole sédimentaire. L'on constate :

- l'amenuisement des bannières topographiques séparant le bassin-versant du Loison, du domaine champenois. Du Sud vers le Nord baissent les altitudes des cuestas d'Argonne (latitude de Bras-sur-

Meuse/Damvillers) puis des Bars (latitude de Jametz/Dun) au point que ces reliefs disparaissent en tant qu'obstacles à la latitude Nord du bassin du Loison.

- l'abaissement des altitudes de la cuesta de Meuse, en rive gauche du fleuve (latitude de Dun-sur-Meuse).

Sans vouloir exagérer le contre-coup de ces obstacles modestes sur la trajectoire et la nature des masses d'air, il peut raisonnablement être envisagé quelques hypothèses :

- la canalisation des influences à tendance sèche de secteur Sud-Est par la gouttière de la Woëvre, et la stagnation renforcée des anticyclones continentaux de type indigène. J. Corbonnois (1981) évoque le même phénomène en comparant les données météorologiques de la station de Metz-Frescaty (pied de cuesta) et de trois postes du front de l'avant-côte de Moselle à Vezon.
- l'extension du phénomène en rive gauche de la Meuse à travers l'interfluve Loison-Meuse (région de Jametz, Dun-sur-Meuse).

L'effet propre des cuestas paraît plus délicat à définir. Il pourrait se traduire de deux façons au moins :

- par la disposition générale du relief de l'est du bassin de Paris en amphithéâtre tourné vers l'ouest. Ce qui favorise la convergence des flux pluviogènes, leur ascension et par conséquent leur instabilité. C'est le seul véritable effet d'altitude repéré à Longuyon-Villancy.
- par le nombre variable des obstacles en creux ou en relief offert aux flux pluviogènes de secteur sud à ouest. Selon les cas, il y aurait dégradation ou agradation du caractère pluviogène de la masse d'air, d'où diminution (Stenay, Dun-sur-Meuse) ou augmentation des abats (Bras-sur-Meuse, Damvillers, Montmédy). C'est l'effet de rugosité, qui dans certains cas peut engendrer les effets d'abri et d'ombre.

En fonction des caractéristiques physiques (température, hygrométrie) de la masse d'air indigène piégée dans la dépression de Woëvre, et de la masse d'air allogène plus ou moins rejetée en altitude par la cuesta, l'on se retrouve soit en réelle situation d'abri avec un effet d'ombre étendu, soit en situation d'instabilité génératrice d'abats.

Il apparaît que les interactions entre masses d'air et relief sont complexes et relèvent d'une étude de type micro-climatique. Le sous-

équipement du bassin-versant du Loison et de ses abords ne nous permet qu'une formulation d'hypothèses restreintes et à caractère très général.

Quelques points semblent néanmoins acquis.

C'est le jeu des masses d'air qui conditionne les caractéristiques fondamentales de la pluviométrie.

Le relief module cette base régionale sans qu'il soit possible d'aller jusqu'à l'affirmation de l'existence d'un véritable gradient altitudinal.

Trop modeste par son élévation, le relief n'offre pas de réel obstacle aux masses d'air.

C'est plus par :

- son orientation vis-à-vis des flux (perturbés ou non) qu'il canalise,
- les conditions variables de renforcement du caractère d'instabilité des masses d'air qu'il crée dans l'environnement physique proximal d'un poste,

que le relief apparaît comme élément majeur d'une différentiation spatiale des apports pluviométriques.

c) Distribution spatiale des précipitations dans le bassin-versant : les cartes d'isohyètes

Nous avons tenu compte pour le tracé des cartes d'isohyètes (Roche 1963) des enseignements apportés par l'étude des relations entre précipitation et altitude.

La figure I-15 donne l'allure probable des isohyètes dans le bassin-versant du Loison en année pluviométrique moyenne pour la période 1969-70 à 1988-89.

Le premier fait marquant est l'alignement grossier des isoplètes sur les courbes de niveau. L'influence du relief sur la distribution des précipitations est patente, mais elle se marque différentiellement.

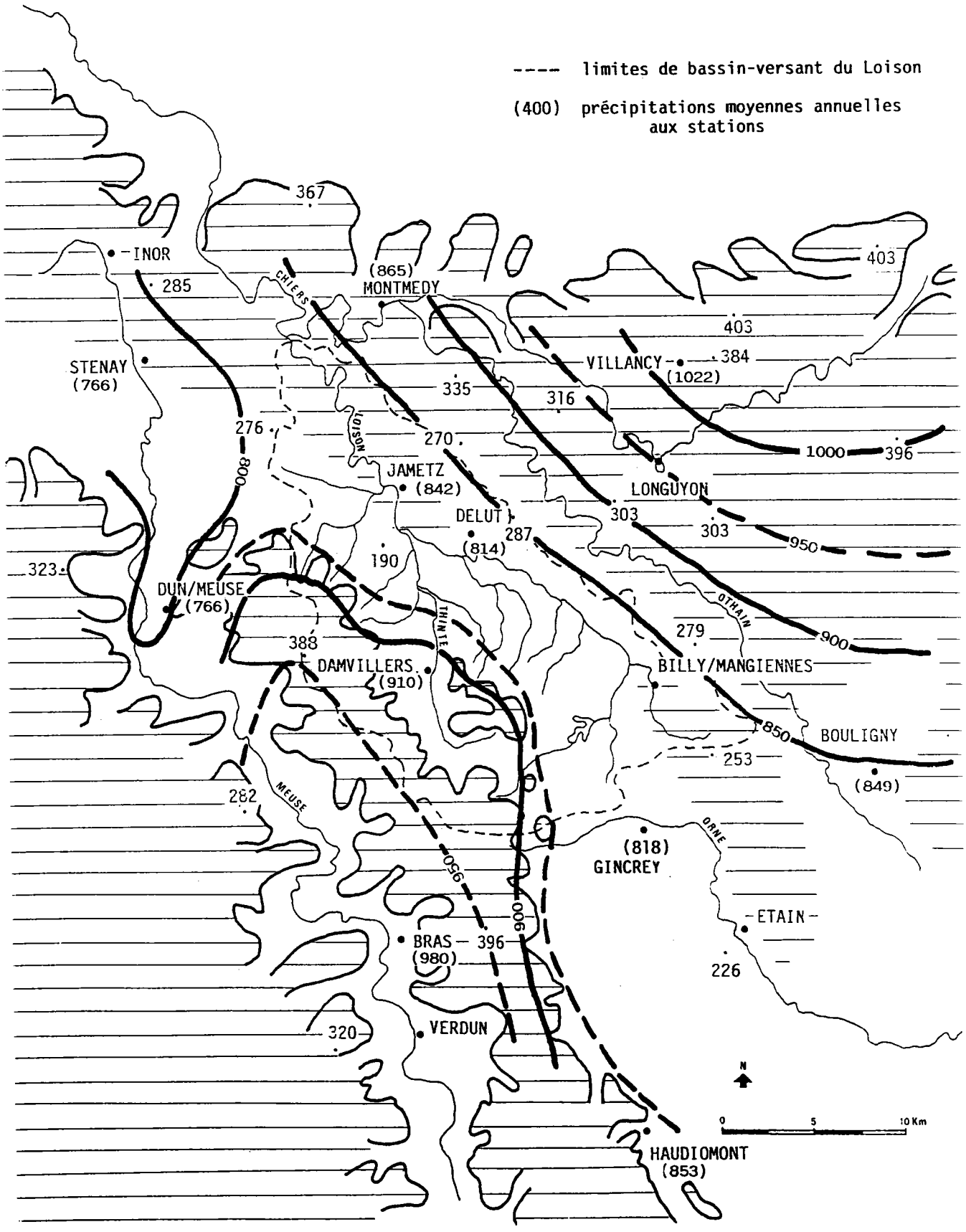
Entre deux môles pluviométriques (Hauts-de-Meuse et Pays-Haut), la Woëvre forme une diagonale sèche.

Elle le doit :

- à l'effet d'abri de la cuesta de l'Oxfordien moyen sur laquelle les isohyètes passent rapidement de 900 à 950 mm sur le talus,
- à l'effet d'ombre qui prolonge cet effet d'abri jusqu'à l'axe de la vallée du Loison sur lequel doivent se distribuer les plus faibles précipitations (entre 800 et 850 mm).

Fig.I-15

CARTE DES ISOHYETES MOYENNES ANNUELLES
(1969-70 à 1988-89)



Cet effet d'ombre disparaît avec les petits reliefs collinaires de l'interfluve Loison-Othain qui amorcent en rive droite du Loison le plateau de revers bajocien.

Les deux môles pluviométriques montrent une nette dissymétrie :

- les précipitations augmentent régulièrement sur le vaste plan incliné du revers bajocien qui semble donc affecté d'un réel effet d'altitude (consécutif à une agradation des flux perturbés ?)
- à l'opposé la distribution plus irrégulière des altitudes et le découpage d'ensemble des massifs oxfordiens favorisent des effets variables de rugosité, entraînant une distribution spatialement plus anarchique des précipitations.

Cette dichotomie pluviométrique ne peut être sans effets hydrologiques sur le Loison et ses affluents, compte tenu déjà de l'amplitude des abats pluviométriques : 950 à 800 mm, la différence est importante, pour un espace réduit de 348 km. Mais aussi et surtout parce que ces précipitations augmentent légèrement de l'amont vers l'aval et que les affluents (ceux de rive gauche surtout, Thinte et Azanne) seront mieux alimentés que le cours principal. L'on peut se demander dans ces conditions :

- dans quelle mesure la station hydrométrique de Han-lès-Juvigny est représentative du cours d'eau principal ?
- dans quelle mesure le Loison est-il un cours d'eau caractéristique du milieu spécifique qu'est la Woëvre ?

Sans être modifiée dans ses grandes lignes, la situation moyenne hivernale présente quelques petites retouches (figure I-16) :

- écart moins important entre abats pluviométriques affectant le bassin du Loison (600-500 mm),
- accentuation des effets du relief sur la distribution des précipitations. Les isohyètes se calent plus précisément sur les grands axes du relief : orientation grossièrement méridienne au sud de la Woëvre, orientation nettement plus ouest-est sur le plateau bajocien et la Woëvre de Stenay,
- secteur assurant ce changement de direction des lignes du relief, le bassin du Loison fait figure de col pluviométrique entre les zones déficitaires de Stenay et Gincrey.

Ces retouches pourraient être consécutives à un renforcement des influences atmosphériques de secteur ouest au sens large lors de la saison hivernale.

Fig.I-16 CARTE DES ISOHYETES MOYENNES HIVERNALES
(1969-70 à 1988-89)

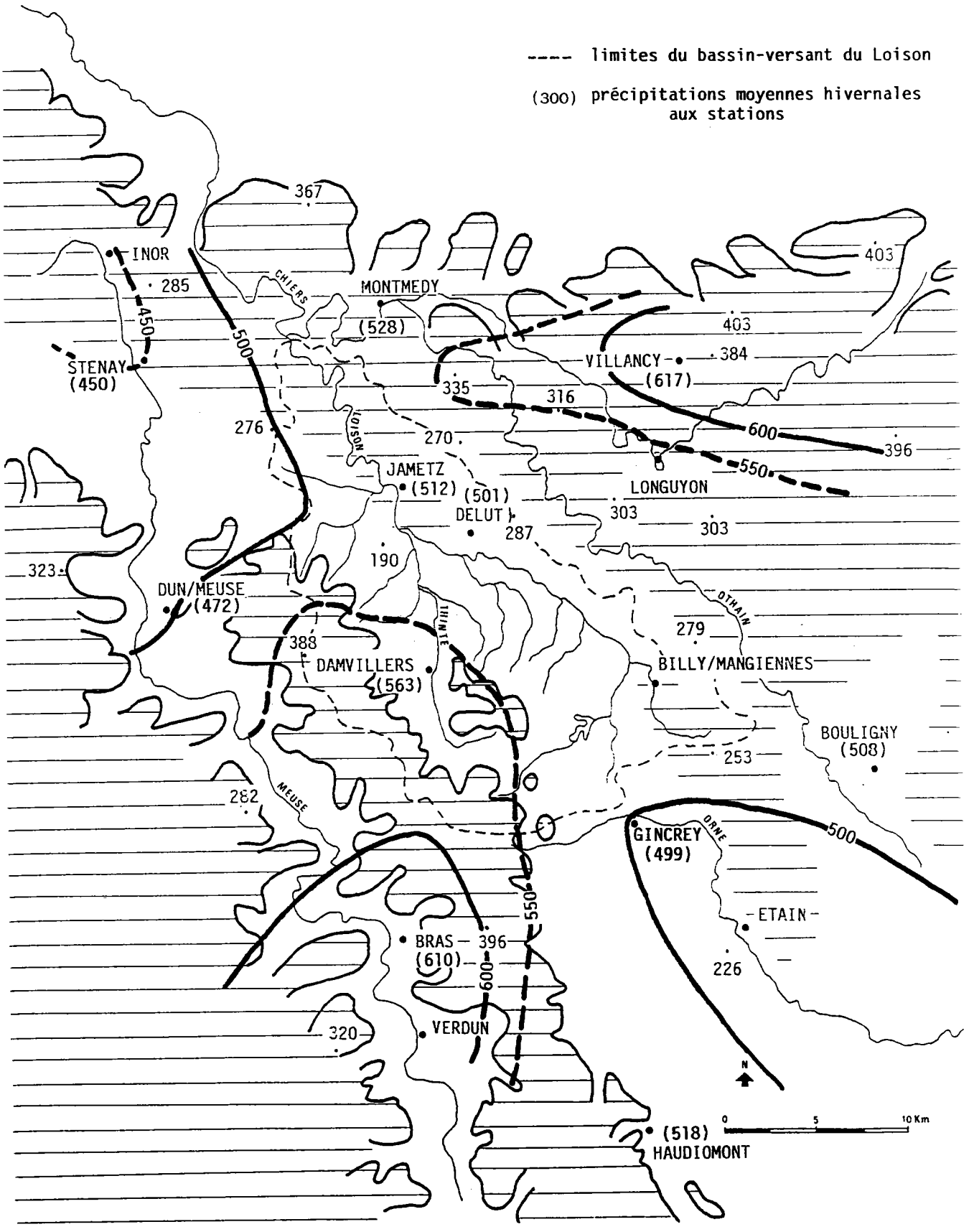
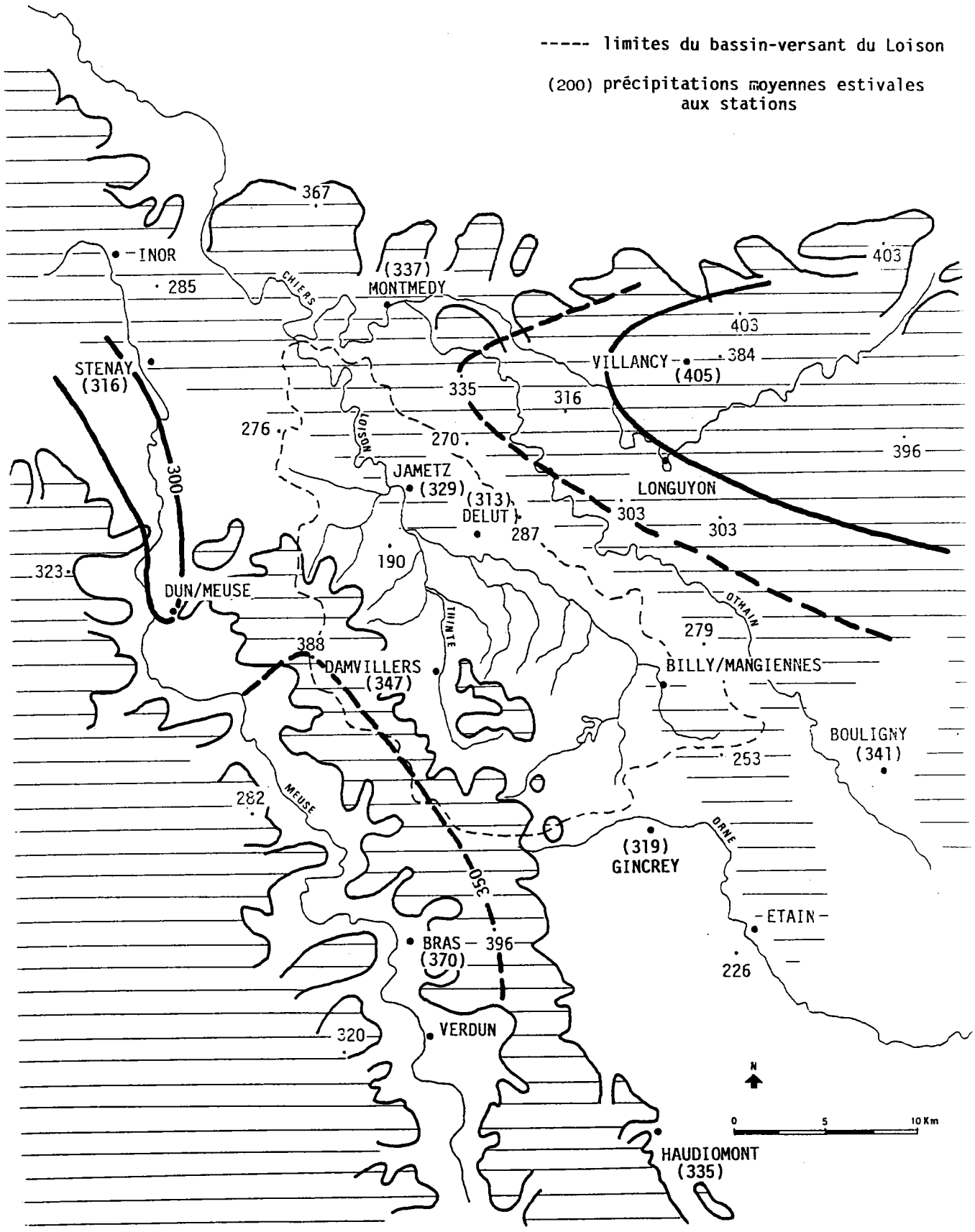


Fig.I-17

CARTE DES ISOHYETES MOYENNES ESTIVALES
(1969-70 à 1988-89)



En été moyen (figure I-17) l'écart de précipitations s'abaisse encore (350-300 mm), les effets d'abri et d'ombre du massif oxfordien gagnant en ampleur.

On peut y voir trois effets :

- l'affaiblissement des apports pluviogènes de secteur ouest,
- la canalisation le long de la dépression de Woëvre des influences méridionales de secteur sud-sud-est
- une plus grande fréquence du piégeage de l'air indigène, généralement stable (marais barométrique) pour la Woëvre.

L'établissement de ces cartes d'isohyètes nous a confirmé le rôle à la fois majeur et varié du relief dans la répartition spatiale des précipitations.

Il nous a également montré que la station de Damvillers – la plus humide en moyenne du bassin du Loison – caractérisait mieux le massif des Hauts-de-Meuse, que la dépression de Woëvre.

Mais seule station de longue durée relative du bassin-versant, nous la retiendrons néanmoins pour l'étude des caractéristiques pluviométriques de cet espace pour la période normale-standard (1950-51 à 1988-89) et la période hydrologique (1969-70 à 1988-89).

Enfin, cette réalisation cartographique va nous permettre d'évaluer les lames d'eau moyennes précipitées dans le bassin-versant, élément indispensable à l'étude hydrologique qui suivra.

d) Valeurs des lames d'eau précipitées sur le bassin-versant

Le planimétrage des surfaces inter-isohyètes permet de définir la valeur des apports pluviométriques fournis au bassin-versant du Loison pour la période 1969-70 à 1988-89. Le tableau I-4 ci-dessous regroupe les résultats obtenus par cette technique. Aucune station n'apparaissant représentative des abats moyens du bassin-versant, nous proposons quelques combinaisons de moyennes arithmétiques qui nous permettront de déterminer les abats moyens annuels et saisonniers.

1969-70 à 1988-89	Année moyenne (mm)	Hiver moyen (mm)	Été moyen (mm)	Total hiver + été (mm)
planimétrage des surfaces inter-isoyhètes	856	536	330	866
Moyenne arithmétique Damvillers, Jametz, Delut.	855	525	329	854
Moyenne arithmétique Damvillers, Jametz, Montmédy	872	534	337	871
Moyenne arithmétique Jametz, Delut.	828	506	321	827

Tableau I-4 : Lames précipitées annuelles et saisonnières dans le bassin versant du Loison (1969-70 à 1988-89)

Quelques remarques s'imposent en préalable.

Nous avons d'emblée éliminé le mode de calcul de la précipitation moyenne par la méthode de Thiessen parce qu'elle « ne tient... compte que de la distribution spatiale en plan des stations » (Roche 1963) et ne rend pas bien compte, entre autres, des effets du relief si importants ici.

Ce qui ne signifie pas pour autant que la méthode des isohyètes soit irréprochable, celles-ci n'étant tracées qu'« avec le maximum de vraisemblance, compte tenu de ce que l'on sait de la région ».

Les écarts, même faibles, que l'on trouve entre résultat annuel et somme des résultats saisonniers en témoigne. Enfin, et quel que soit le degré de vraisemblance auquel on puisse prétendre en appliquant telle ou telle méthode, le calcul de la précipitation estivale paraît a priori le plus délicat, compte-tenu de son caractère orageux brutal et souvent très local : comme en fait foi sur la carte I-17 la quasi-absence d'isohyètes dans le bassin du Loison.

Aussi avons-nous arrêté notre choix sur :

- la moyenne arithmétique des précipitations de Damvillers, Jametz et Delut, représentative des apports moyens-annuels du bassin-versant, soit 855 mm (écart de - 0,1 % avec le résultat du planimétrage)
- la moyenne arithmétique des précipitations de Damvillers et Montmédy, représentative des apports moyens hivernaux, soit 534 mm (écart de - 0,3 % avec le résultat du planimétrage).

La différence entre ces deux chiffres nous donnant la pluie moyenne estivale, 321 mm ; ce chiffre étant égal à la moyenne des abats de Jametz (329 mm) et Delut (313 mm).

La définition des abats moyens correspondant aux sous-bassins-versants équipés ou non d'une station hydrométrique a nécessité une approche différente.

Nous ne pouvions en effet utiliser la technique du planimétrage inter-isohyète sur des surfaces parfois très réduites – comme le bassin-versant du ruisseau du Moulin à Delut (11,5 km^2) – sans risque.

Aussi avons-nous, après examen des cartes réalisées, opté pour les choix suivants résumés dans le tableau I-5.

Sous-bassin versant	Précipitations moyennes	Critères de sélection
Loison-aval	Moyenne Montmédy, Jametz	Stations encadrant cet impluvium
Loison médian	Moyenne Damvillers, Delut, Gincrey	Prise en compte de l'alimentation des affluents de rive gauche par le môle pluviométrique des Hauts de Meuse Forte extension de ce sous-bassin versant dans la diagonale sèche de Woëvre
Loison amont	Gincrey	Proximité des stations hydrométrique et pluviométrique Milieu unique (Woëvre)
Thinte	Moyenne Damvillers, Jametz	Affluent participant à égalité aux deux milieux représentés par les postes pluviométriques
Ruisseau du Moulin	Delut	Petit bassin versant couvert par ce poste météorologique

Tableau I-5 : Calcul des précipitations moyennes des sous-bassins-versants

Les valeurs des lames d'eau annuelles précipitées dans le bassin-versant du Loison forment le premier grand volet documentaire sur lequel s'appuyera l'étude hydrologique. Ces éléments chiffrés sont donnés en annexe I-9.

2. Irrégularité des précipitations

Les précipitations, par leur abondance annuelle, déterminent prioritairement l'abondance fluviale. Par leur répartition mensuelle et saisonnière, elles caractérisent les régimes hydrologiques et hydrogéologiques. Par leurs totaux journaliers et plus particulièrement les forts abats, elles peuvent générer les crues. Par leur absence, elles déterminent la plus ou moins grande sévérité des étiages.

Combinées aux autres paramètres aggravants ou temporisateurs du climat (insolation, température, évapotranspiration) elles expliquent la variabilité des débits, le type et la densité du couvert végétal, et finalement la plus ou moins grande sensibilité de la lithosphère à l'érosion.

a) Comparaison des différentes séries pluviométriques

Rappelons les limites temporelles de cette étude :

- une série normale-standard de 30 ans : 1950-51 à 1979-80
- une série dite hydrologique de 1969-70 à 1988-89
- un découpage annuel et saisonnier en :
  * année moyenne d'octobre à septembre
  * hiver moyen d'octobre à avril
  * été moyen de mai à septembre

Ce dernier découpage généralement utilisé dans les études hydrologiques menées en Lorraine, sera précisé et justifié dans la suite de ce travail.

Précisons ensuite que cette étude des caractéristiques générales du climat régnant sur le bassin du Loison se fait sur la base des données fournies par la station de Damvillers.

Précipitations annuelles

La série normale standard donne à l'année pluviométrique une valeur de 821 mm (tableau I-6) ci-après :

	P. mm annuelle	écart à la normale (%) annuelle	P. mm hivernale	écart à la normale (%) hivernale	P. mm estivale	écart à la normale estivale (%)
1950-51 à 1979-80	821		493		328	
1969-70 à 1988-89	910	+ 10,8	563	+ 14,1	347	+ 5,7
1975-76	440	- 46,4	271	- 45,0	169	- 48,4
1982-83	1232	+ 50	835	+ 69,3	397	+ 21,0

Tableau I-6 : Valeurs pluviométriques annuelles et saisonnières à la station de Damvillers

Si l'on assimile toute année dont la pluviométrie est comprise entre les bornes de l'intervalle de confiance à 95 % ($IC_{95} = 1{,}96 \frac{G}{N}$) comme médiocre, on recense pour la période de référence une distribution relativement homogène de 11 années médiocres, 10 années sèches et 9 années humides. Homogénéité corroborée par un faible coefficient de variation – ou rapport de l'écart-type à la moyenne des données (CV = 0,18).

Par comparaison, la série hydrologique paraît plus humide et plus contrastée :

- la précipitation moyenne annuelle passe à 910 mm
- on ne recense que 4 années médiocres pour 4 années sèches et 12 années humides
- y trouvent place les deux années d'extrêmes pluviométriques, 1975-76 et 1982-83.

En conséquence de quoi, le coefficient de variabilité passe à 0,22.

Il ressort du caractère ambivalent de cette série hydrologique une organisation générale en deux phases distinctes (figure I-18) :

- de 1969-70 à 1975-76 domine une succession d'années moyennes à sèches, conférant à cette première phase une moyenne globale annuelle de 718 mm, inférieure de 12 % à la normale-standard.
- de 1976-77 à 1988-89 dominent les années humides donnant à cette deuxième phase une moyenne globale annuelle de 1014 mm, supérieure de 23 % à la normale standard.

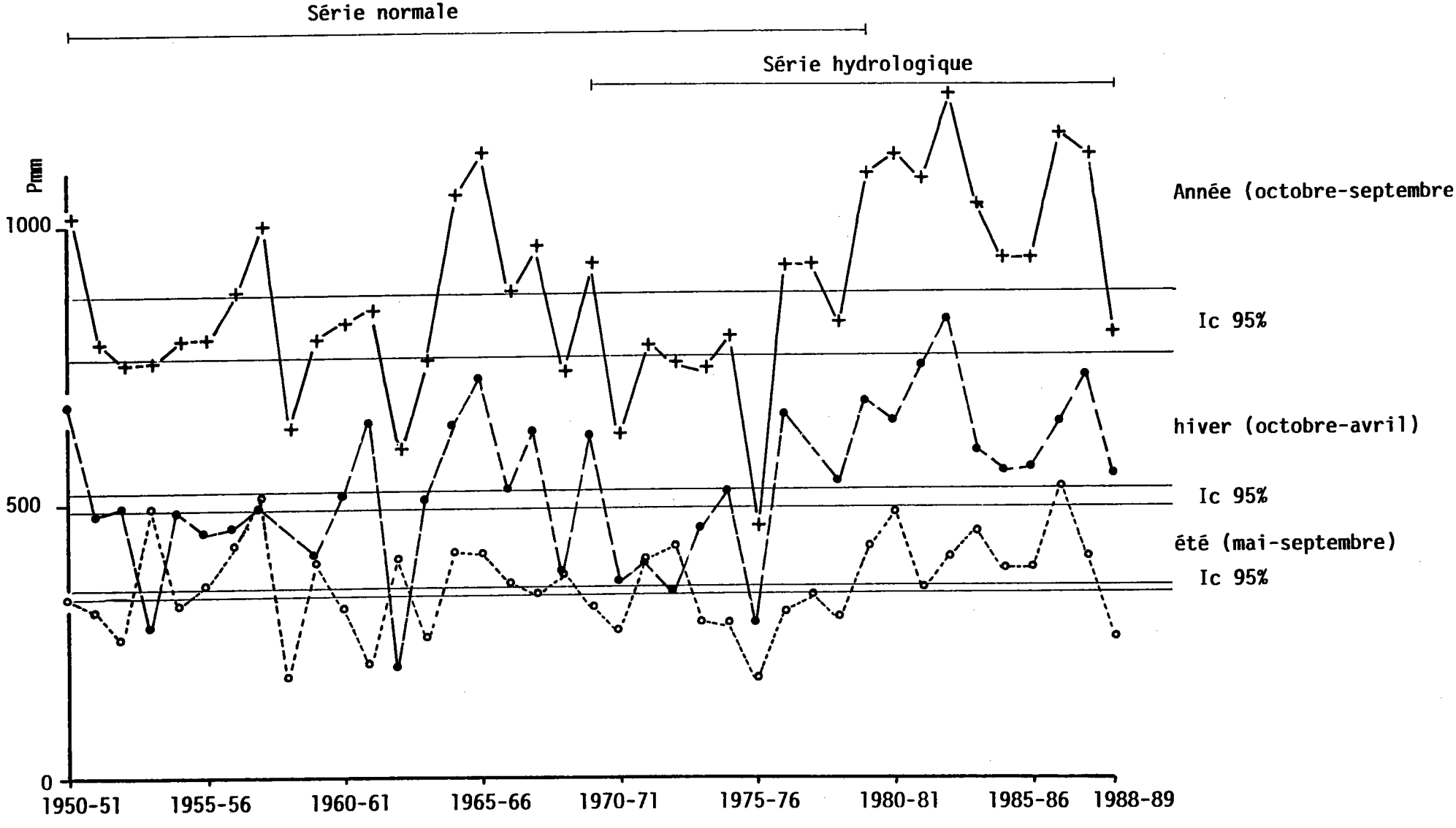


Fig.I-18 EVOLUTION DES PRECIPITATIONS ANNUELLES ET SAISONNIERES A DAMVILLERS (1950-51 à 1988-89)

Cette première analyse montre une caractéristique fondamentale du climat local : son irrégularité.

On est alors en droit de se demander quel est le degré de confiance que l'on peut accorder dans ces conditions aux normales pluviométriques trentenaires ?

La réponse semble s'imposer d'elle-même : c'est la prudence, car « les normales de trente ans sont... certainement très insuffisantes pour caractériser les pluies » (M. Dachary 1974), excepté si une station en présente plusieurs, ce qui n'est pas le cas dans le bassin du Loison.

Mais en vertu de l'adage qui veut qu'à toute chose malheur est bon, acceptons l'augure que de cette juxtaposition d'années très tranchées naîtront des gammes variées de situations hydrologiques.

Précipitations saisonnières

L'écart relatif entre précipitations hivernales et précipitations estivales reste pratiquement constant quelles que soient les années ou séries d'années considérées, indice d'une homogénéité de fond du régime climatique. Compte-tenu de sa courte durée (5 mois), l'été n'apparaît pas comme une saison véritablement sèche, puisqu'il représente bon-an, mal-an, entre 30 et 40 % des abats annuels.

Nous pouvons d'ores et déjà en conclure que :

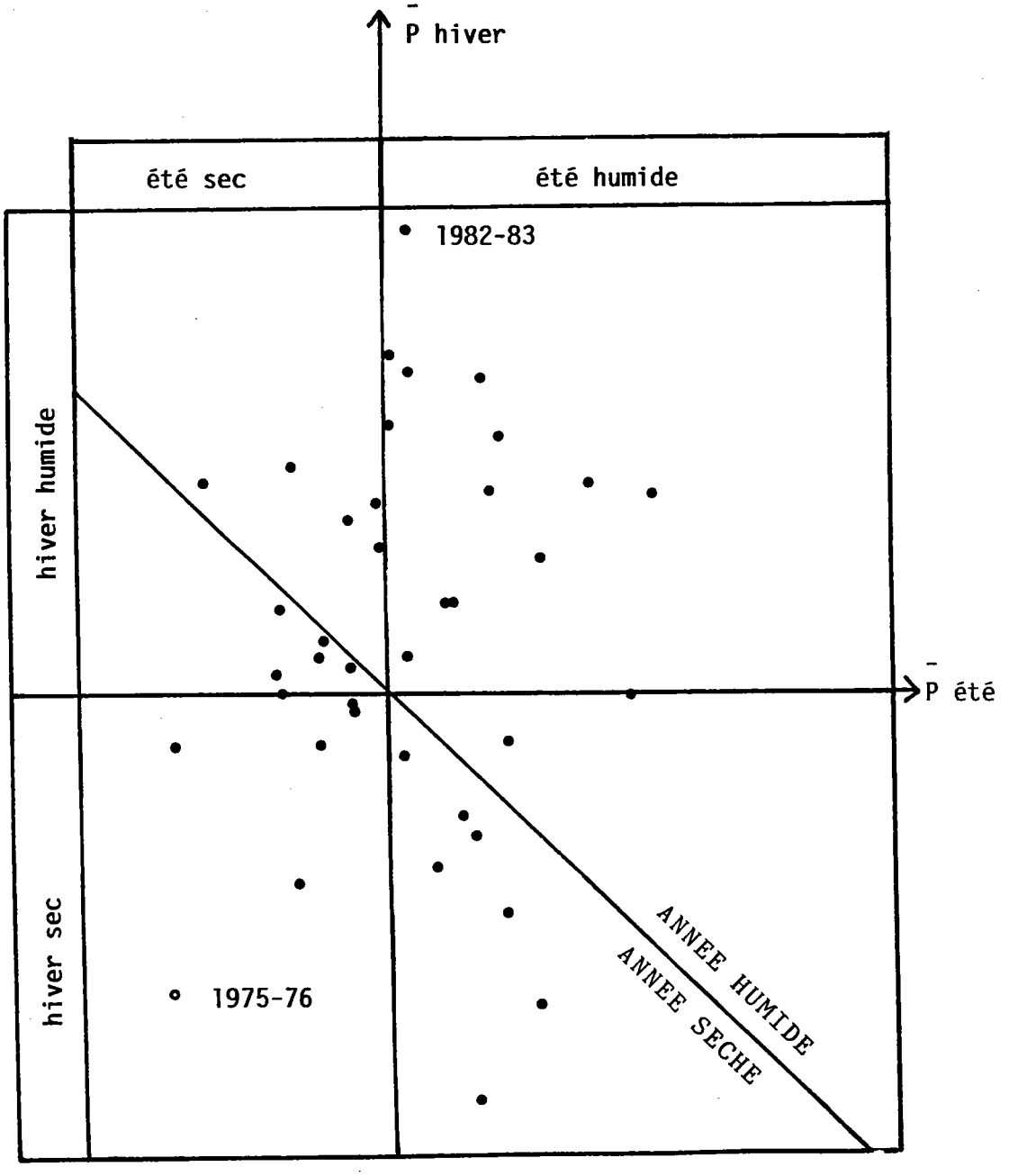
- le type de régime pluviométrique qui en découlera restera potentiellement actif en toute saison, que ce soit pour l'alimentation des écoulements ou pour l'activation des processus érosifs,
- les différences d'état hydrologique des cours d'eau seront tout autant dépendants des apports pluviométriques que d'autres facteurs tels que température, évapotranspiration, aptitude du substrat à la rétention ou à la restitution de ces mêmes apports.

C'est donc principalement en fonction de sa longueur (7 mois) que l'hiver détermine le plus souvent le caractère déficitaire ou excédentaire d'une année particulière. La figure I-19 démontre en effet que :

- l'année sera à tendance humide dans 90 % des cas si l'hiver l'était,
- l'année sera à tendance sèche dans 75 % des cas si l'hiver l'était.

Ces caractéristiques se retrouvent à des degrés variables en années extrêmes.

Fig.I-19 TYPE D'ANNEE PLUVIOMETRIQUE EN FONCTION DES ABATS HIVERNAUX ET ESTIVAUX (1950-51 à 1988-89)



Deux années extrêmes : 1975-76 et 1982-83

Les chiffres (tableau I-6) parlent d'eux-mêmes : avec 440 mm et 1232 mm, 1975-76 et 1982-83 sont bien deux années extrêmes pluviométriques. Sur le plan synoptique, elles présentent des situations radicalement différentes.

L'année 1975-76 est caractérisée depuis novembre 1975 et durant le printemps 1976 par la remontée durable des hautes pressions subtropicales qui entrent en phase lors de l'été 1976 avec des anticyclones chauds de surface, créant ainsi une situation anticyclonique mixte exceptionnelle (I. Roussel-Trautsolt 1979). Les types de temps cycloniques qui avaient dominé en court intermède en janvier 1975, ne reprendront qu'en septembre 1976.

Les conséquences en sont pour le bassin du Loison un effondrement des précipitations :

- l'écart à la normale annuelle atteint 46 %
- l'hiver et l'été sont tout autant affectés, les écarts aux normales saisonnières se situant respectivement à - 45 et 48 %.

L'année 1982-83 est au contraire marquée par la répétition de types de temps cycloniques d'origines variées.

Dès décembre 1982, c'est une dépression centrée sur la Mer du Nord qui établit un courant perturbé océanique de nord-ouest. En avril, on remarque plus particulièrement l'alternance de fronts froids et de fronts chauds liés à la forte activité du flux zonal d'ouest, balançant entre le nord et le sud de la Lorraine (P. Paul – I. Roussel,1985).

L'hiver reçoit en conséquence des apports non seulement supérieurs de 69 % à la norme saisonnière, mais également de peu supérieurs en valeur absolue à la norme annuelle, soit 835 mm.

Le début de l'été n'est pas en reste, puisqu'en mai c'est une clyclogénèse née d'une coulée polaire sur la Méditerranée occidentale qui s'installe sur l'Europe centrale où elle surmonte un courant frais de nord à nord-ouest. Ce retour d'est durable bloque la circulation zonale avec pour conséquence des précipitations abondantes. Mais comme la suite de l'été est dominée par des types de temps plus stables, la précipitation saisonnière ne s'écarte qu'assez modestement de la norme : + 21 %.

C'est donc, on le voit, la variété des types de temps qui confère au climat local ses deux caractéristiques de base :

- un régime assez tamponné à deux saisons presqu'également humides

– une grande irrégularité dans la force des abats, tant annuels que saisonniers.

La troisième caractéristique, le relief, n'intervenant nous l'avons vu que par les « effets d'obstacle et d'abri s'exerçant en fonction de la direction du courant perturbé » (P. Pedelaborde 1957) et non d'un simple effet d'altitude. Le caractère irrégulier de la pluviométrie est précisé dans l'étude fréquentielle qui suit.

b) Répartition fréquentielle des précipitations annuelles et saisonnières

La loi normale, dite également de Gauss, apparaît comme la mieux adaptée à l'étude de la distribution des précipitations annuelles des régions tempérées océaniques (P. Dubreuil 1974 auquel nous renvoyons pour les détails maintenant classiques de mise en application à la méthode).

La Lorraine ne déroge pas à cette règle (A. Mentré-Hildenbrand 1986), y compris pour les valeurs saisonnières, comme le prouve la figure I-20.

La faible valeur des coefficients de variation en série normale-standard augurait d'ailleurs de cette présomption de normalité des échantillons : CVannée = 0,18 CV hiver = 0,27 CV été = 0,25

Le tableau I-7 présente les principales valeurs caractéristiques.

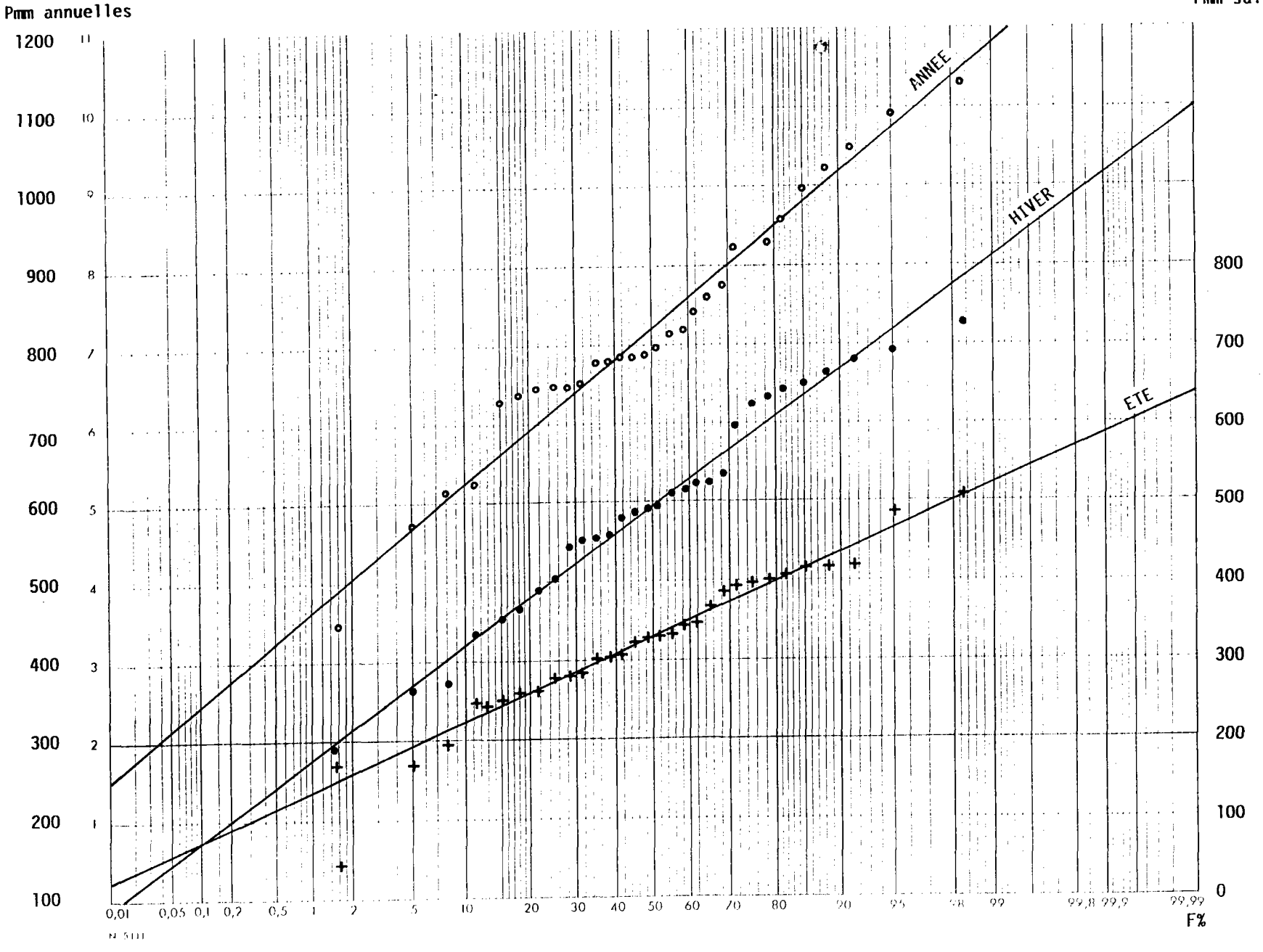
	Phase sèche						Phase humide				
Récurrence théorique	100	50	20	10	5	Normales 1950-51 à 1979-80	5	10	20	50	100
Année mm	466	508	570	626	693	822	950	1018	1074	1136	1177
Hiver mm	177	214	269	319	379	494	608	669	718	774	811
Été mm	133	156	190	220	257	328	399	435	466	500	523

Tableau I-7 : Précipitations fréquentielles annuelles et saisonnières à la station de Damvillers (1950-51 à 1979-80)

Ce tableau montre que la valeur de la précipitation annuelle atteinte ou dépassée en 10, 50 et 100 ans en phase humide, est respectivement 1,23-1,38 et 1,43 fois plus élevé que la normale pluviométrique 1950-51 à 1979-80.

En phase sèche, les écarts se creusent encore, les valeurs précitées étant 1,31-1,62 et 1,76 fois plus élevées que la normale-standard.

Fig.I-20 AJUSTEMENT DES PRECIPITATIONS ANNUELLES ET SAISONNIERES DE DAMVILLERS (1950-51 A 1979-80) A UNE LOI DE GAUSS



Ce déséquilibre entre phase sèche et humide se creuse encore en été et en hiver. Pour ne retenir que les valeurs des fréquences décennales, on trouve :

- 1,32 en été humide – 1,49 en été sec
- 1,35 en hiver humide – 1,55 en hiver sec.

En conséquence de quoi les durées de retour théoriques obtenues pour les années extrêmes, 1975-76 et 1982-83, seraient respectivement de l'ordre de 175 et 250 ans ; valeurs qui s'écartent de l'ordre plus ou moins cinquantennal attribué généralement à ces deux épisodes.

Cette singularité des résultats obtenus nous semble résulter d'un concours de quatre circonstances dont les trois premières sont d'ordre méthodologique.

La *première* tient au fait que travaillant sur une série trentenaire, nous sommes en limite de fiabilité de la méthode, car « la prudence exige que l'on ne recherche pas un quantile dont la probabilité d'apparition corresponde à une période de retour supérieure au triple de la longueur de l'échantillon » (P. Dubreuil 1974).

La *deuxième* tient au découpage en année d'octobre à avril adapté dans cette étude. Travaillant en années civiles sur la série 1950-1980, A. Mentré-Hildenbrand calcule pour la pluviométrie centennale de Damvillers des abats de 1201 mm en année humide et 431 mm en année sèche. Tout en restant du même ordre de grandeur que les nôtres, ces chiffres n'en sont pas moins dissemblables.

La *troisième* circonstance recoupe partiellement les deux premières et rejoint les réserves que nous émettions à propos de la représentativité des séries pluviométriques de 30 années *(cf. supra)*. L'ajustement de la totalité des précipitations annuelles mesurées de 1948-49 (année de réactivation du poste après l'intermède de la seconde guerre mondiale) à 1988-89, soit 40 ans donne des résultats plus proches de ceux communément admis :

- durée de retour d'ordre quarantenaire en 1982-83
- durée de retour d'ordre nonagénaire en 1975-76

La *quatrième* circonstance nous ramène à la réalité du terrain, et nous semble attribuable à l'effet relief subi par la station de Damvillers et une bonne partie du bassin-versant du Loison. En année humide, lorsque dominent les circulations de secteur ouest l'effet d'abri de la cuesta est limité. C'est au contraire l'effet de rugosité des reliefs environnant la station (cuesta et buttes-témoin ici) qui favorise l'instabilité des masses d'air, renforce leur caractère pluviogène et provoque des rabattements le long des versants sous le vent. C'est donc bien la multiplication des obstacles orographiques qui augmente la pluviosité comme l'avait déjà constaté

J. Corbonnois (1981) : par flux d'ouest de vitesse supérieure à 4,5 m/s, l'effet d'abri est plus net en pied d'avant-côte (Vezon). Par contre, en année sèche, le relief accroît la diminution des abats (c'est l'effet d'abri proprement dit) et ce jusqu'à quelques kilomètres du front de côte : c'est l'effet d'ombre.

L'effet relief est doublement perturbateur et cette ambivalence se traduit notamment par des anomalies aux fréquences élevées dans la distribution des précipitations. Même si un allongement de la série testée permet d'y remédier dans une certaine mesure, il semble acquis à travers l'exemple testé que l'on doive respecter la spécificité de ces milieux traditionnellement qualifiés d'abri : l'accentuation des caractères d'abondance et d'indigence.

2. Régime pluviométrique

La répartition mensuelle des précipitations dans l'année et ses variations conditionnent pour partie l'écoulement saisonnier, et en conséquence le régime des flux hydriques aériens et souterrains

a) Régime pluviométrique annuel

La Figure I-21 montre que d'une série pluviométrique à l'autre, le régime de répartition des précipitations est reconduit dans ses grandes lignes, les différences portant principalement sur l'ordre de grandeur des moyennes mensuelles.

La série normale standard confirme ses caractères de moindre humidité et de plus grande homogénéité :

- la moyenne intermensuelle se place à 68 mm contre 76 en série hydrologique
- le rapport des modules intermensuels extrêmes est de 1,59 contre 1,73 en série hydrologique
- quatre mois seulement paraissent franchement excédentaires, contre 5 en série hydrologique.

Toujours en se référant à la série normale, il apparaît que le régime annuel des précipitations est du type « à deux maxima peu marqués, le principal en saison froide, le secondaire en été » (R. Dion, *in* R. Frécaut 1983). La terminologie bimodale utilisée jusqu'ici trouve un début de justification, sans qu'il soit encore possible de borner avec précision ces deux saisons de base.

Fig.I-21

Régimes pluviométriques à la station de Damvillers (1950-51 à 1979-80 et 1969-70 à 1988-89)

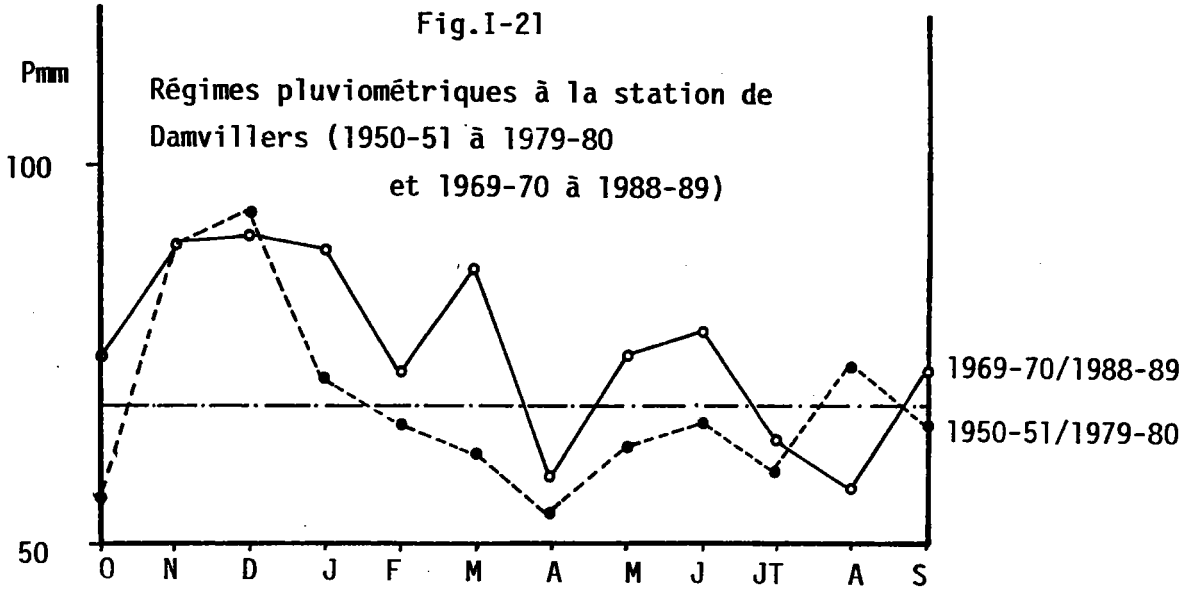
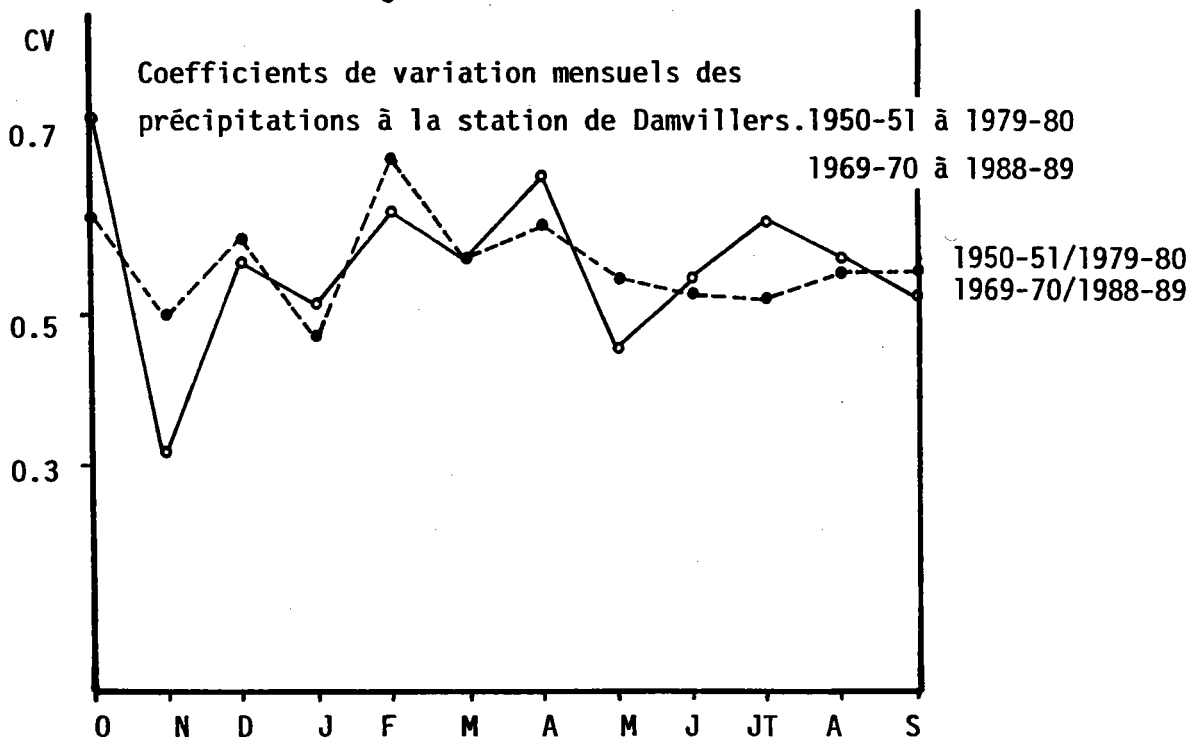


Fig.I-22

Coefficients de variation mensuels des précipitations à la station de Damvillers. 1950-51 à 1979-80
1969-70 à 1988-89



Constatons néanmoins qu'avril et octobre font figure de mois-charnières.

Le premier conclut la régression des précipitations hivernales depuis le maximum de décembre, le second met un terme au maximum secondaire d'été culminant en août-septembre.

La série hydrologique, en dehors de son caractère plus humide, trahit une certaine mobilité du régime pluviométrique par :

- un élargissement du maximum hivernal à octobre, février et mars
- un renforcement des abats du maximum secondaire en mai et juin principalement
- le déplacement de la récession estivale d'octobre à août.

Ce régime complexe et mobile milite « sans ambiguïté dans le sens de la notion de carrefour climatique » applicable à la Lorraine septentrionale (P. Pagney 1975 et 1988), caractérisée par un régime océanique à forte influence continentale.

C'est qu'avec 60 % de temps cycloniques et 10 % d'anticyclones d'origine océanique, l'influence maritime est largement majoritaire sur les confins orientaux du Bassin Parisien ; les 30 % restant correspondant aux types de temps anticycloniques continentaux.

En hiver, les circulations cycloniques de nord-ouest à sud-ouest dominantes, apportent les précipitations. L'hiver est donc bien une saison marquée par l'océanité. Un temps de secteur ouest ne s'appliquant sur une région donnée que de 1 à 3 jours, en général il en découle cette variabilité déjà constatée, qui est une caractéristique fondamentale du temps océanique.

En été, si les circulations anticycloniques et cycloniques d'origine maritime dominent également, elles sont confrontées aux types de temps anticycloniques continentaux qui apportent la chaleur estivale. L'influence océanique fournit les masses d'air humides et "fraîches", que le continent "chaud" et rugueux rendra instables et donc pluviogènes : « l'océanité [est], sans paradoxe, le support de l'effet de continentalité » (P. Pagney 1975). C'est ce qui confère au régime pluviométrique local son caractère subtil et ambigu de transition, et, par là, toute sa versatilité.

b) Variabilité des précipitations mensuelles

L'étude des coefficients de variation mensuels (figure I-22) confirme les caractères de variabilité et de mobilité du régime.

C'est en série hydrologique que la variabilité mensuelle est la plus forte, sans paraître toutefois extrême : aucun mois n'atteint un coefficient égal à 1.

Plus particulièrement en série hydrologique, octobre et avril confirment leur caractère de mois-charnières avec les plus forts coefficients de variation mensuels : instabilité liée au balancement des masses d'air polaires et subtropicales.

En avril on assiste en effet à la domination tantôt des masses d'air froides "hivernales" en retrait, tantôt des masses d'air chaudes "estivales" en progression.

En octobre, c'est le balancement saisonnier du front polaire qui par sa position permet ou non l'arrivée sur nos régions des perturbations d'ouest.

A l'inverse, avec des coefficients de variation mensuels nettement plus faibles – tant en série normale qu'en série hydrologique – novembre et mai confirment leur caractère de mois régulièrement hivernal pour l'un, estival pour l'autre.

Les bornes saisonnières déduites de l'étude du régime général des précipitations tournent donc autour des deux mois d'octobre à avril ; leur rattachement à l'une ou l'autre des deux saisons ne pouvant encore être précisé.

c) Extrêmes pluviométriques mensuels

Les valeurs pluviométriques mensuelles extrêmes sont reportées dans le tableau suivant :

1950-51 à 1979-80	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S
maximum mensuel mm	134	172	230	141	187	156	118	187	134	128	159	138
minimum mensuel mm	2	17	4	2	0	2	4	26	0	14	7	0
1969-70 à 1988-89												
maximum mensuel mm	213	135	193	197	187	182	157	176	144	170	166	191
minimum mensuel mm	2	17	19	41	6	4	14	32	8	14	7	26

Tableau I-8 : Précipitations mensuelles extrêmes à Damvillers.
Séries 1950-51 à 1979-80 et 1969-70 à 1988-89

On constate à la lecture du tableau que les écarts pluviométriques pour un même mois sont dans l'ensemble élevés, la sécheresse absolue n'étant pas un phénomène rare. Les nuances repérables sont données pour ce qu'elles valent, compte tenu de l'inégalité des séries comparées : 30 ans pour la série normale, 20 ans pour la série hydrologique.

Retenons néanmoins que :

- ces forts écarts traduisent bien la double influence du relief sur les abats
- la série hydrologique confirme par ses maxima généralement plus élevés son fort caractère pluviogène
- quatre mois toutefois (octobre, novembre, juillet et août) lui doivent les minima observés depuis 1950-51.

En nous référant à la seule série hydrologique, il en découle au moins trois grands types de conséquences probables sur les écoulements.

Quelles que soient les contraintes imposées par les autres paramètres conditionnant le régime hydrologique, la probabilité d'enregistrer des crues en tout mois de l'année, et a fortiori en toute saison, doit être tenue pour une certitude, même si les maxima d'été sont en général plus faibles que ceux d'hiver : de l'ordre respectivement de 150-180 mm contre 180-210 mm.

Si l'on doit s'attendre en principe au synchronisme hiver pluviométrique/hautes eaux – été pluviométrique/basses eaux, ces dernières pourront se présenter en n'importe quel mois d'hiver : les minima mesurés en témoignent.

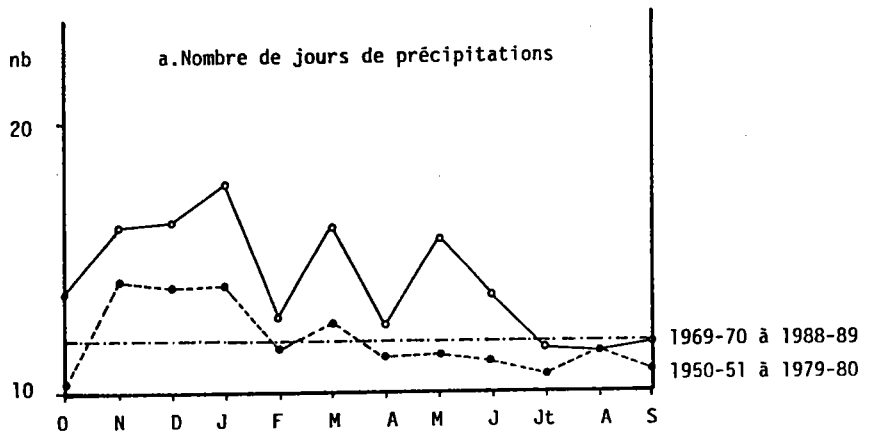
Enfin, la quasi-absence de précipitations lors de certains mois (octobre, février, mars, juin, août) doit permettre lors d'années exceptionnelles :

- l'extension de la période de basses eaux, voire d'étiage, aux premiers mois d'hiver (octobre-novembre-décembre)
- l'existence de basses eaux, voire d'étiages, au cœur de l'hiver (février)
- le placement de l'étiage estival en n'importe quel mois d'été, de juin à septembre.

Cette variabilité du climat local ressort bien à des degrés divers de l'étude du nombre de jours de précipitations solides et liquides, ainsi que de leur intensité en 24 heures.

Fig.I-23

Nombre de jours de précipitations à Damvillers
Séries 1950-51 à 1979-80 et
1969-70 à 1988-89



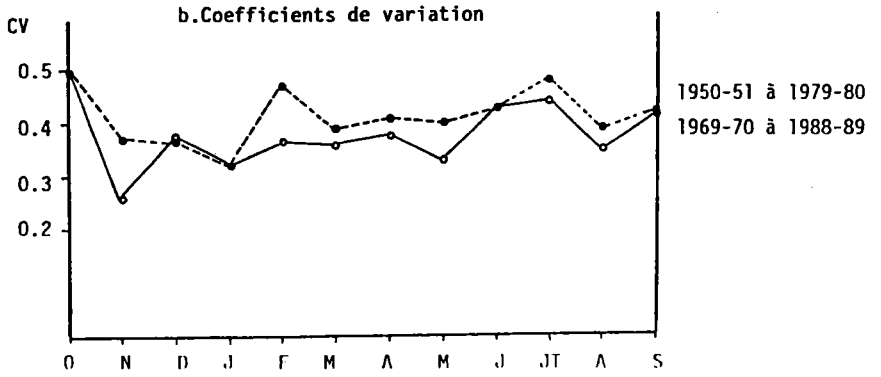
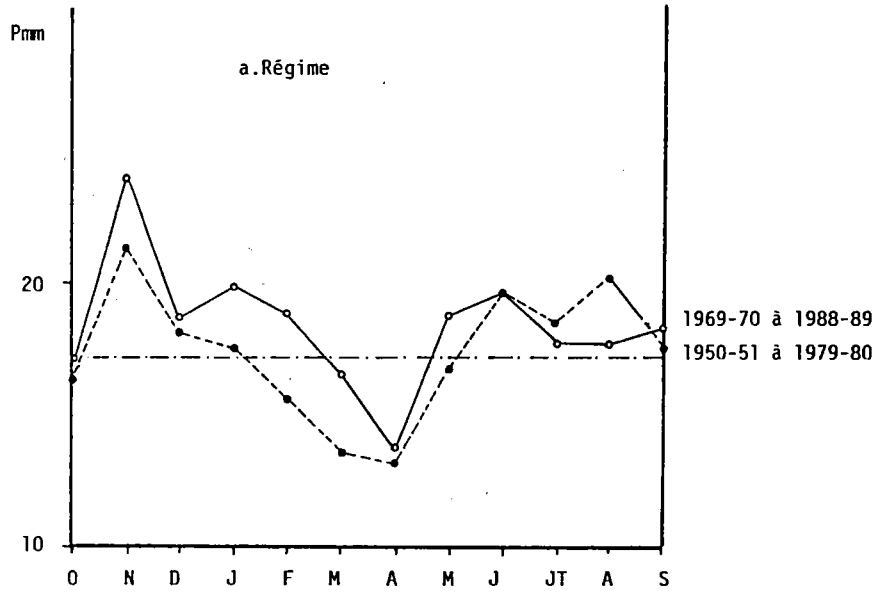
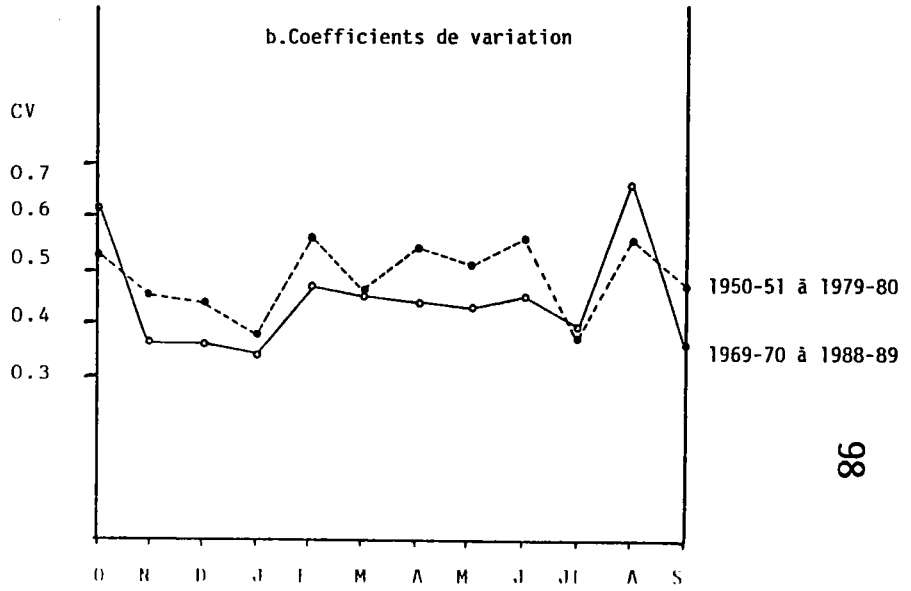


Fig.I-24

Précipitations maximales en 24 heures à Damvillers
Séries 1950-51 à 1979-80 et 1969-70 à 1988-89.





d) Durée et intensité des précipitations. La neige

En série normale, la moyenne interannuelle des jours de précipitations est de 143, les extrêmes ayant été enregistrés en 1958-59 (103 jours) et 1979-80 (190 jours).

La répartition fait preuve d'une grande régularité (figure I-23a), les moyennes mensuelles variant de 10 à 14 jours, et les coefficients de variation mensuels entre 0,32 et 0,52 (figure I-23b).

Elle fait apparaître un découpage saisonnier de novembre à mars (précipitations plus fréquentes) et d'avril à octobre.

Ce schéma est sérieusement modifié en série hydrologique qui affirme son caractère plus humide et moins instable. La moyenne interannuelle passe à 169 jours, les extrêmes étant également en hausse : 111 jours en 1975-76 et 217 jours en 1987-88. La valeur plus forte et l'amplitude plus faible des coefficients de variation mensuels confirment le caractère de cette série.

Plus convaincante encore se trouve être l'étude des abats journaliers en 24 heures, caractérisant d'une certaine façon l'intensité des précipitations et donc leur aptitude au ruissellement, à l'érosion et au déclenchement de crues brutales.

D'une façon générale, les abats-records peuvent paraître d'une modestie affligeante en regard de ceux que l'on connaît par exemple lors des averses cévenoles (M. Pardé 1933). De l'ordre de 30 à 50 mm en 24 heures essentiellement en août, juin et novembre, ils reflètent tout autant la distribution saisonnière des précipitations que leur caractère agressif.

Tant en séries normales qu'hydrologiques on peut opérer un découpage simple en hiver et été pluviométrique (figure I-24a).

En hiver pluviométrique (octobre à avril), l'intensité maximale journalière des précipitations culmine en novembre et diminue plus ou moins régulièrement jusqu'au minimum d'avril.

En été pluviométrique (mai à septembre) on assiste à un renforcement des abats journaliers qui culmine avec le maximum secondaire d'août.

Les coefficients de variation mensuels (figure I-24b) permettent de préciser quelques caractéristiques pluviométriques.

La conjonction d'intensité et de variabilité fortes des précipitations de juin et août dénote leur caractère orageux ; cette instabilité aérologique étant liée nous l'avons vu au conflit entre masses d'air chaud indigène piégé dans les grandes dépressions (Woëvre) et l'air plus frais d'origine maritime circulant librement en altitude. C'est donc l'océanité dominante du climat qui fournit au continent les masses d'air dont l'instabilité sera générée par les effets du relief. Le tout donnant naissance à la culmination pluviométrique secondaire estivale.

Le mois d'octobre accentue son caractère de charnière saisonnière, avec des coefficients de variation élevés montrant une forte amplitude d'une série à l'autre. Il le doit essentiellement à « la persistance des hautes pressions subtropicales à une latitude plus typique de l'été ou, au contraire, (à) l'importance des coulées polaires d'air froid qui engendrent des perturbations très pluvieuses » (A. Mentré-Hildenbrand).

Plus que la répartition des hauteurs d'eaux mensuelles, ce sont les effets conjugués des types de temps et du relief qui confèrent aux précipitations des caractéristiques saisonnières différentes.

Contraste saisonnier que l'on retrouve dans l'étude des *précipitations nivales.*

En raison de la faiblesse de la série statistique disponible et du manque total d'information relative à la durée du manteau neigeux, l'étude du phénomène nival sera limitée à la série hydrologique 1969-70 à 1988-89 (tableau I-9).

1969-70 à 1988-89	N	D	J	F	M	A	M	Année
Nombre de jours de précipitations neigeuses	1,3	2,6	4,8	2,9	1,8	1,2	0,1	15
Part dans la précipitation mensuelle (en %)	4,3	8,3	15,4	10,2	5,8	4,0		
Plus grand nombre de jours de précipitations neigeuses	12	7	13	6	7	5	3	37

Tableau I-9 : Précipitations neigeuses à Damvillers (1969-70 à 1988-89)

Sans être marginal, le phénomène nival paraît très secondaire. Il n'intervient en effet qu'une quinzaine de jours par an en moyenne, les extrêmes variant de 3 jours de précipitations neigeuses (en partie ou totalité) en 1981-82 à 37 jours en 1985-86.

Ces précipitations neigeuses sont présentes de novembre à avril et n'ont été rencontrées qu'une seule fois (3 jours) en mai 1978 : avril semble donc pouvoir être considéré comme le dernier des mois d'hiver pluviométrique.

Ce sont les mois de janvier-février-décembre qui sont en moyenne les plus affectés par les chutes de neige dont les conséquences sur les écoulements seront à la hauteur des modestes parts de précipitations qu'elles représentent.

Pourtant, s'il faut en croire une étude relative aux chutes de neige à Nancy de 1881 à 1983 (I. Roussel 1983), les années récentes seraient marquées par une intensification de chutes de neige liée au renforcement des circulations océaniques d'ouest en saison hivernale.

CONCLUSION

En dépit du caractère récent et souvent lacunaire de la documentation, il est possible de dégager les grandes tendances de la pluviométrie dans le bassin-versant du Loison.

Avec une précipitation moyenne annuelle de 855 mm en série hydrologique – pourtant plus humide que la série normale 1950-51 à 1979-80 – le bassin-versant du Loison appartient à la vaste "diagonale sèche" de Lorraine qui s'étend de la vallée de la Meuse à la région messine. Pourtant cette faible pluviométrie d'ensemble recèle de forts contrastes locaux liés à la dynamique des masses d'air dominantes de secteur ouest et aux effets d'un relief d'orientation méridienne.

La rugosité du relief accroît le caractère pluviogène des masses d'air : les Hauts-de-Meuse et le Pays-sous-les-Côtes apparaissent alors comme un môle pluviométrique, tandis que le centre de la dépression de Woëvre profite d'un réel effet d'ombre.

Mais avec un amoindrissement des influences de secteur ouest, l'effet d'abri se renforce sous les côtes, l'effet d'ombre s'étend en Woëvre, et l'on assiste à une chute importante des précipitations.

Il en découle de forts contrastes conférant au climat local un caractère d'irrégularité marquée. Irrégularité interannuelle avec la juxtaposition d'une séquence à tendance sèche dont l'année 1975-76 marque le point d'orgue, et d'une séquence humide dont l'année 1982-83 forme le cœur et le sommet. Irrégularité mensuelle à travers laquelle toutefois se dessine une organisation saisonnière.

L'hiver pluviométrique qui s'étend en général d'octobre-novembre à avril-mai, est marqué par la domination non exclusive des types de temps océaniques, pourvoyeurs de précipitations principalement liquides, dont la force, la durée et l'intensité sont néanmoins marquées du sceau de l'irrégularité. C'est la saison humide par excellence.

L'été plus court, conjuguant les effets de la continentalité et de l'océanité, est marqué par une reprise secondaire des précipitations de forme nettement orageuse. Il ne présente pas de véritable répit dans les apports.

Le régime pluviométrique correspond donc à un climat de transition entre un océanisme dominant en toute saison et une continentalité plus présente en été.

C'est à cette confrontation dynamique de masses d'air différentes, arbitrée par le relief, que la pluivométrie du bassin du Loison doit ses caractéristiques de fond.

Ce type de régime pluviométrique apparaît par ses contrastes potentiellement actif en toute année et toute saison, tant pour la réalisation d'extrêmes hydrologiques, que pour l'activation des processus érosifs.

III – LES DONNÉES THERMIQUES ET LE BILAN HYDRIQUE

Le bilan hydrique d'un bassin-versant prend en compte les précipitations et l'évaporation, abstraction faite des écoulements et des éventuelles réserves souterraines. Or l'évaporation découle de la plus ou moins grande capacité de l'atmosphère à absorber la vapeur d'eau, donc de l'énergie due à la radiation solaire et à la température de l'air.

1. Insolation et température

Réglée par le cycle cosmique, la première imprime à la seconde une régularité que ne possédaient pas les précipitations. Nous verrons toutefois que la dynamique atmosphérique introduit une variabilité non négligeable qui se répercute nécessairement sur le découpage et les caractéristiques saisonniers.

a) Insolation

Mesurée à la station de Metz-Frescaty, la moyenne annuelle d'ensoleillement pour la série 1950-51 à 1979-80 est de 1546 heures (figure I-25).

La série hydrologique est nettement plus ensoleillée (1634 h), en particulier lors de la séquence pluviométrique sèche de 1970-70 à 1975-76. Cette dernière année représentant le maximum d'insolation mesurée (1977 h), le minimum l'ayant été en 1953-54 (1146 h) : les contrastes annuels sont donc forts.

Fig.I-25 Valeurs annuelles de l'ensoleillement à Metz-Frescaty
1950-51 à 1988-89
(en heures)

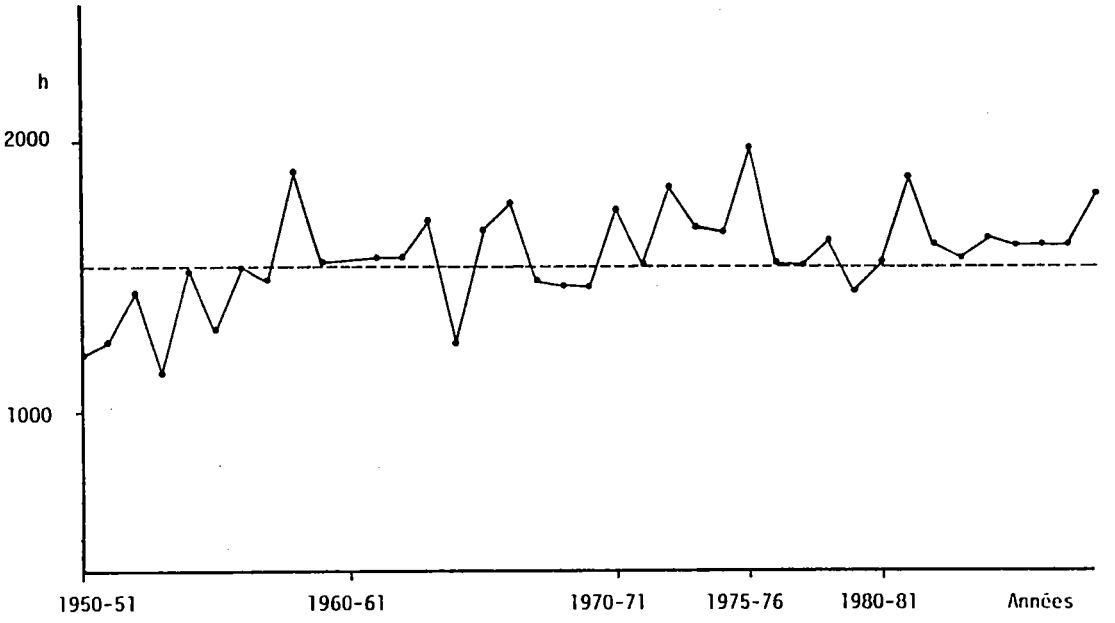
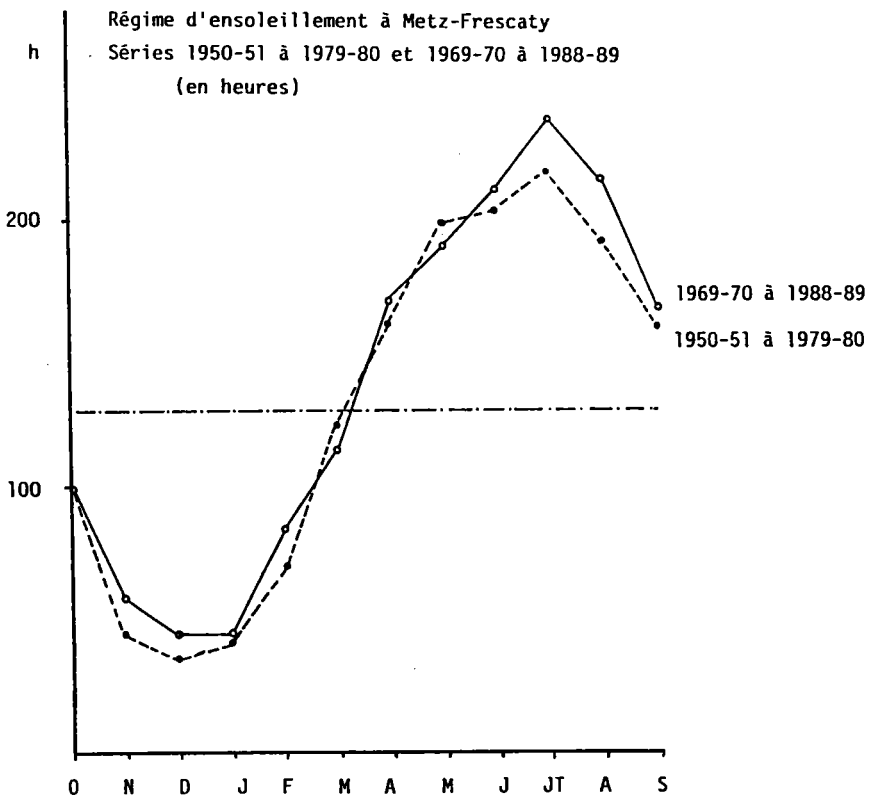


Fig.I-26



Tant en série normale qu'en série hydrologique, le régime d'ensoleillement oppose très nettement une saison de faible ensoleillement (octobre à mars) et une saison de fort ensoleillement (d'avril à septembre) (figure I-26). L'insolation moyenne annuelle dépend fortement des caractéristiques de cette dernière période qui fournit un peu plus de 70 % de l'ensemble.

Les minima sont enregistrés en décembre et janvier, le maximum se plaçant en juillet, suivi de juin ou d'août selon les séries. La série hydrologique présente par rapport à la série normale un renforcement de l'ensoleillement de novembre à février, et surtout en juin-juillet-août, septembre dans une moindre mesure. Seul, octobre conserve des caractéristiques constantes et nettes de premier mois d'hiver radiatif.

Les processus radiatifs déterminant pour partie les aptitudes de l'atmosphère et de la biosphère à évapotranspirer – et donc à éventuellement entraver les processus d'érosion et d'écoulement – le rapprochement des figures I-26 et I-21 appelle quelques remarques.

Quoique fort variables, les précipitations d'octobre devraient profiter du caractère hivernal marqué de l'ensoleillement : diminutions de l'activité végétale et de l'évaporation devraient peu ou prou favoriser la reprise des écoulements. Ensuite, ceux-ci devraient se renforcer avec la conjonction de précipitations plus fortes et d'une radiation plus faible, au moins jusqu'en mars.

A l'opposé, septembre paraît – en vertu de son fort ensoleillement et de la médiocrité de ses précipitations – figurer le dernier mois de l'été ordinaire : les bornes extrêmes d'un cycle annuel moyen semblent se préciser, la fixation du passage de l'hiver à l'été restant encore problématique.

Enfin, lors du maximum pluviométrique secondaire d'été, les apports radiatifs sont largement excédentaires : les conditions d'une forte évapotranspiration sont alors réunies.

En dépit d'une forte variabilité des paramètres climatiques étudiés – auxquels nous allons ajouter les températures – le régime hydrologique devrait s'en ressentir.

Fig.I-27

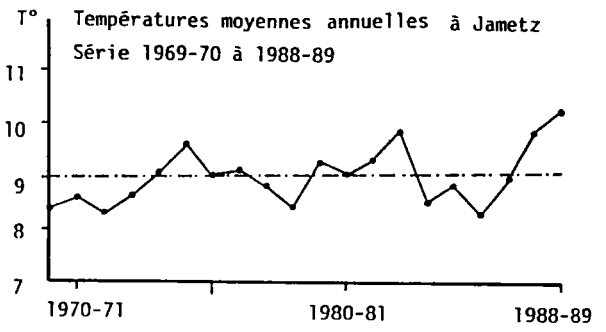
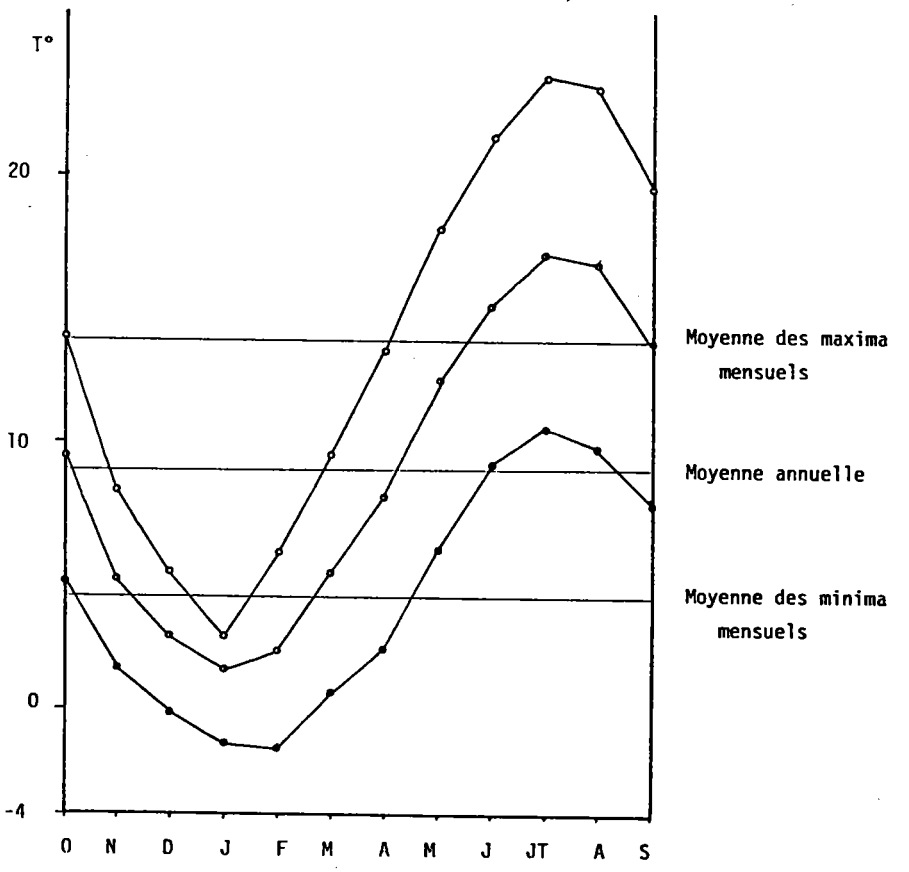


Fig.I-28 TEMPERATURES MENSUELLES MOYENNES MINIMALES ET MAXIMALES A JAMETZ (1969-70 à 1988-89)



	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Année
Températures minimales	4,9	1,5	- 0,1	- 1,2	- 1,5	0,7	2,2	6,2	9,1	10,5	9,9	7,8	4,2
CV	0,43	1,02	14,5	2,0	1,31	3,14	0,59	0,23	0,11	0,13	0,11	0,21	1,0
Températures maximales	14,0	8,2	5,1	3,8	5,7	9,5	13,4	18,2	21,4	23,7	23,3	19,7	13,8
CV	0,11	0,17	0,37	0,83	0,39	0,21	0,12	0,1	0,08	0,09	0,06	0,08	0,5
Températures moyennes	9,4	4,9	2,6	1,3	2,1	5,1	7,9	12,2	15,2	17,1	16,7	13,7	9,0
CV	0,15	0,28	0,78	1,9	1,22	0,37	0,11	0,1	0,06	0,08	0,06	0,11	0,06
Amplitude thermique	5,6	5,9	8,1	9,5	10,8	6,9	3,2	4,4	3,5	6,0	3,6	6,2	15,8

Tableau I-10 : Températures mensuelles minimales, maximales et moyennes ; coefficients de variation et amplitude thermique. Station de Jametz (1969-70 à 1988-89).

b) Température

Rappelons que nous ne disposons de données thermiques que pour la série 1969-70 à 1988-89, et ce au prix d'opérations d'homogénéisation, d'extension et de comblement de lacunes : l'étude qui va suivre sera donc réduite à l'essentiel. Si tant est que la station de Jametz (200 m d'altitude) soit représentative du bassin-versant du Loison, on peut admettre que la température moyenne annuelle s'établit à 9°, les extrêmes ayant été de 8°2 en 1985-86 et de 10°2 en 1988-89 (figure I-27).

Avec un coefficient de variation de 0,06, la série des 20 années étudiées ne montre guère de grandes variations. Il en va autrement des températures mensuelles (Tableau I-10).

Le régime thermique révèle l'existence de 2 saisons aux caractéristiques nettement tranchées (figure I-28).

Une *saison à tendance chaude,* de mai à septembre dont nous résumons les caractéristiques principales. Les températures moyennes mensuelles sont nettement et régulièrement supérieures à 10°. Le maximum se place en juillet (17°1), suivi par août (16°7).

Les moyennes des minima sont supérieures à 5°, les moyennes des maxima tournent autour de 20° (18,2 à 23,7). Les coefficients de variation des unes et des autres prouvent, par leur faiblesse relative, l'homogénéité interannuelle de ces caractéristiques estivales.

La statistique des jours dits d'été – température maximale égale ou supérieure à 25° (R. Frécaut 1967), corrobore ces limites saisonnières (Tableau I-11).

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S
Jours d'été							*	2	5	8	7	2
Jours de gelée	*	5,3	8,4	13,0	11,3	2,0	1					
Jours sans dégel		1,7	3,5	8,3	4,3	*						

* présence épisodique

Tableau I-11 : jours d'été, de gelée, sans dégel, à Jametz (moyennes 1973 à 1989)

Même si les données de ce tableau doivent être considérées comme un simple sondage – la représentativité de la série utilisée ne pouvant être démontrée en raison du caractère médiocre de la documentation thermique – elles indiquent que de mai à septembre sont annuellement

réalisées des conditions optimales d'une réduction sévère des écoulements : évapotranspiration maximale et précipitations réduites (R. Frécaut 1972).

Les courbes ombrothermiques des années 1975-76 – sèche – et 1981-82 – humide – prouvent d'ailleurs qu'en tout type d'année, les conditions d'une sécheresse physiologique sont approchées ou réalisées en un ou plusieurs mois (figure I-29).

La *saison froide court* d'octobre à avril.

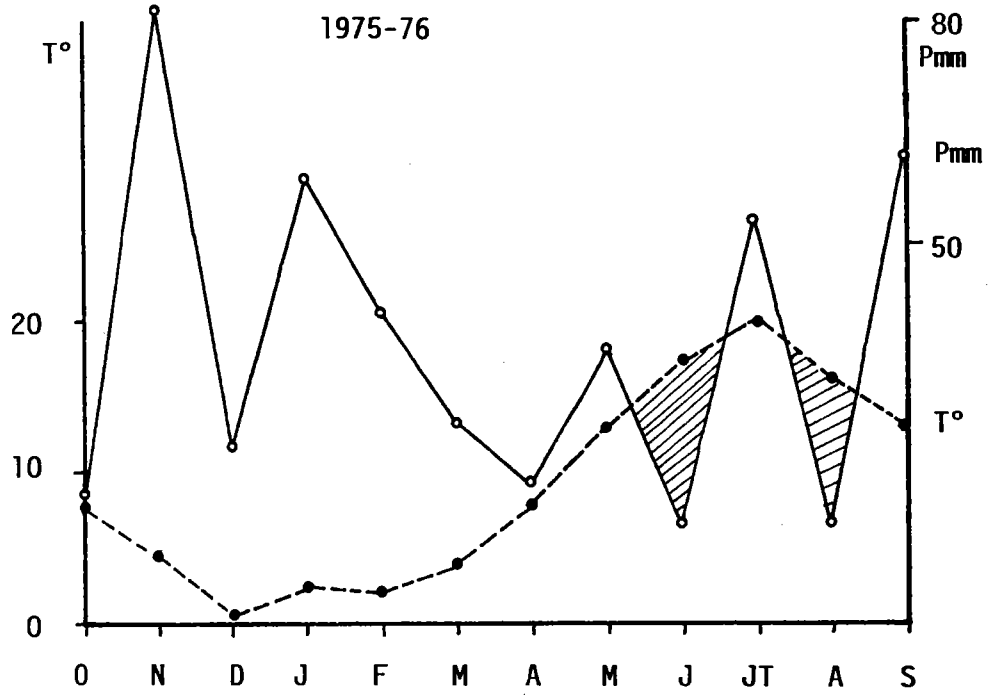
Les températures moyennes mensuelles sont inférieures à 10°, le minimum se plaçant en janvier (1°3) suivi par février (2°1) puis décembre (2°6) : par leur relative modestie, elles signalent le caractère océanique dominant de cette saison.

Les moyennes maximales restent inférieures à 15°, alors que les minimales sont négatives de décembre à février.

Remarquons que minima radiatifs et thermiques ne coïncident pas, les températures étant les plus faibles en janvier (température moyenne) et février (températures minimales), alors qu'insolation et durée astronomique du jour sont au plus bas en décembre : les facteurs cosmiques sont contrecarrés par la dynamique atmosphérique. En janvier, la succession rapide d'anticylones continentaux et de perturbations océaniques se fait pourvoyeuse de froid "continental" et d'humidité "océanique". En février, l'atténuation du contraste thermique entre océan et continent permet l'extension sur l'Europe occidentale de l'anticyclone d'Europe centrale, et favorise la continentalisation et la stabilisation des perturbations d'ouest (P. Pedelaborde 1957). Cette situation synoptique entraîne la réalisation fréquente de types de temps clairs, secs et très froids : par sa rémission pluviométrique et l'apparition de minima thermiques, février paraît le plus "continental" des mois d'hiver.

En moyenne pourtant – avec toutes les réserves émises précédemment – c'est janvier qui présente le plus grand nombre de jours de gelée (température moyenne $\leq 0°$ – tableau I-11).

Ceux-ci sont présents épisodiquement à partir d'octobre, régulièrement ensuite jusqu'en avril : cette période correspond bien à la saison froide, même si le thermomètre descend quelques heures encore sous 0° en mai (les « Saints de glace »). Ces jours de gelée résultent principalement d'un déséquilibre entre minimales et maximales journalières : la réalisation de cycles de gel-dégel parfois pluri-quotidiens leur confère un impact essentiellement morphologique et biologique.



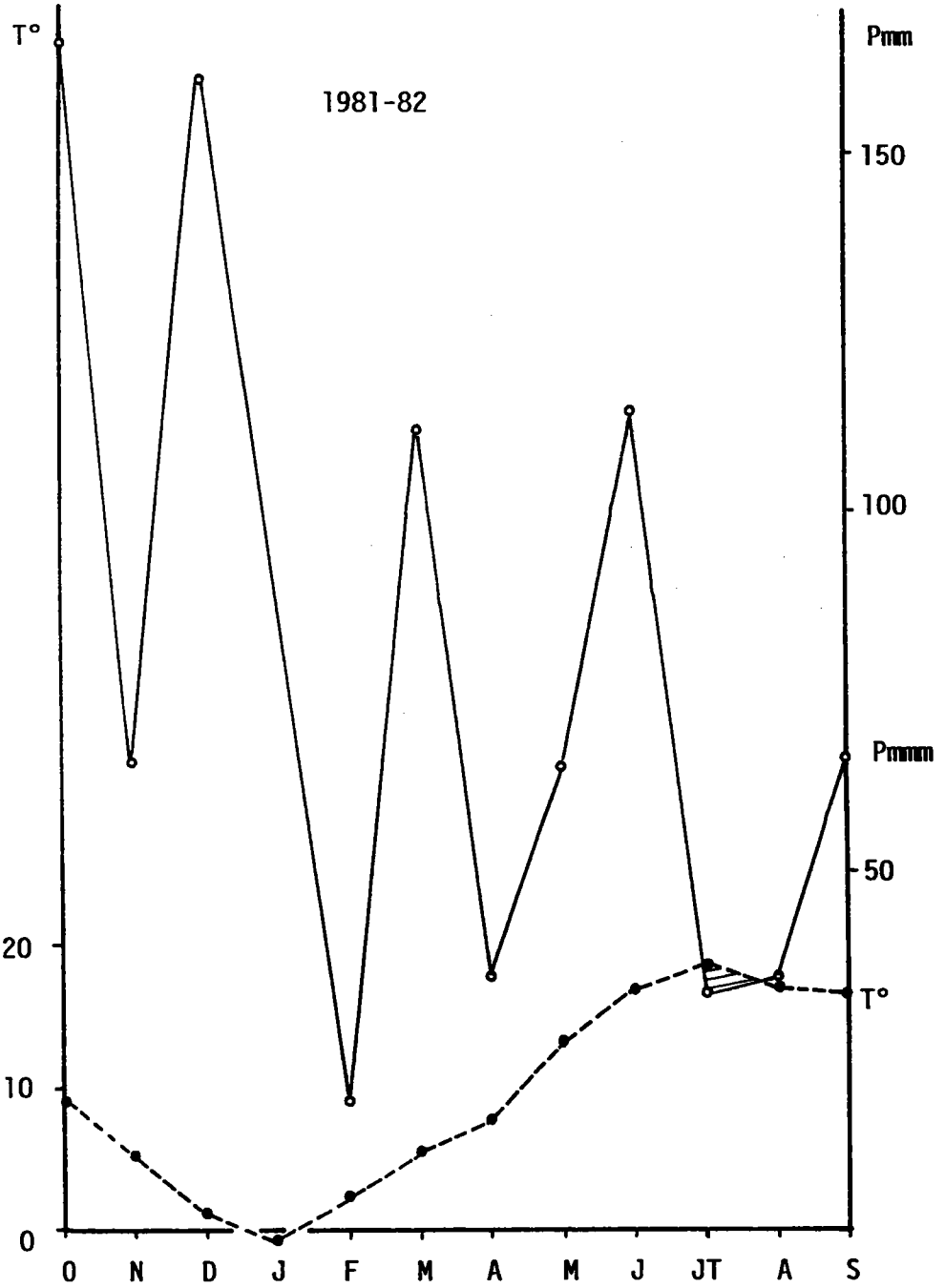


Fig.I-29

COURBES OMBROTHERMIQUES
DU BASSIN DU LOISON
POUR LES ANNEES
1975-76 et 1981-82

Par contre, les jours sans dégel ont une action plus directe en hydrologie, car ils peuvent stopper l'infiltration (gel du sol) et favoriser la baisse des écoulements (capitalisation glacielle). Tel fut le cas le 31 décembre 1978, lorsqu'à des pluies abondantes et un temps doux, succéda brutalement un froid vif et sec qui entraîna le blocage immédiat du thermographe de Jametz puis un englacement – total pour le Loison, partiel pour la Thinte – du 1er au 9 janvier 1979.

Que ce soit par la force de l'amplitude thermique moyenne annuelle (15°8), par la présence régulière – quoique à des degrés divers – du gel d'octobre à avril, ou par la présence de jours d'été de mai à septembre, le régime thermique du bassin-versant du Loison traduit une réelle continentalisation d'un fond climatique océanique.

Il s'agit donc bien d'un climat de transition dont la caractéristique première est d'être « capricieux et versatile » selon l'expression de R. Dion *(op. cit.* 1983). Ce qui entraîne au plan hydrologique deux conséquences principales :

- probabilité forte de voir se réaliser des maigres hivernaux par la conjonction du gel et de l'amoindrissement possible des précipitations
- probabilité encore plus forte d'une réalisation de maigres estivaux par la combinaison de la versatilité pluviométrique, des fortes températures et de leur corollaire l'évapotranspiration.

C'est donc par l'établissement d'un bilan hydrique que nous conclurons cette étude des caractéristiques climatiques du bassin-versant du Loison.

3. Evapotranspiration et bilan hydrique du bassin-versant

En ne retenant que deux paramètres climatiques – apports par précipitations et pertes par évapotranspiration – il est possible d'arrêter synthétiquement le cadre saisonnier conditionnant les phénomènes hydrologiques et de fixer l'ordre de grandeur théorique des écoulements.

a) Méthodes et formules utilisées

Les méthodes utilisées reproduisent des schémas très proches et font appel à quelques notions que nous commencerons par définir, ainsi qu'à des formules théoriques que nous rappellerons. Cet exposé thématique conservera volontairement un profil bas : il n'entre pas dans notre propos immédiat de critiquer schémas, définitions et formules ; cela se fera si besoin est dans l'étude hydrologique.

Rappelons donc préalablement que :

- l'évapotranspiration potentielle, ETP, représente la quantité d'eau qui serait évapotranspirée si les apports et les réserves en eau étaient suffisants pour compenser les pertes dues aux facteurs physiques (pouvoir évaporant de l'atmosphère), hydrogéologiques (état de la surface évaporante du sol) et physiologiques (nature et état de la végétation)
- l'évapotranspiration réelle, ETR, « est la somme de toutes les pertes par transformation de l'eau en vapeur, quel que soit le facteur mis en jeu » (G. Castany 1967)
- la demande hydrique, DH, correspond au complément hydrique nécessaire éventuellement pour satisfaire l'ETP : DH = ETP - P
- le surplus hydrique, SH, correspond à la fraction des apports disponibles pour l'écoulement et la mise en réserve : SH = P - ETP > O
- la réserve utile RU représente la quantité d'eau disponible en subsurface et mobilisable pour l'évapotranspiration. Tandis que la réserve hydrologique RH est la fraction des apports donnant lieu à un écoulement en dehors de toute précipitation.

Dans ses grandes lignes, la démarche présidant à l'établissement du bilan hydrique présuppose :

- l'existence d'un hiver hydro-climatique caractérisé par la reprise d'écoulements et la constitution de réserves. Les précipitations sont supérieures à ETP qui est donc satisfaite. En raison de l'abaissement des températures et de l'arrêt de la transpiration végétale on pose ETP = ETR. Cette égalité est maintenue en cas d'insuffisance momentanée des précipitations, par un prélèvement dans la réserve utile supposée capable de satisfaire cette demande exceptionnelle.
- l'existence d'un été hydro-climatique caractérisé par l'élévation des températures et la reprise de l'activité végétale. La demande d'évaporation est supérieure aux apports : ETP > P. En dehors de mois exceptionnellement humides, on admet alors que la totalité des précipitations est évapotranspirée, et que la demande hydrique est satisfaite par la réserve utile : ETR = ETP = P + RU. En cas d'épuisement de RU, l'évapotranspiration se confond avec les apports : ETR = P. En général donc il n'y a plus de surplus hydrique profitable aux écoulements. Ceux-ci résultent uniquement du destockage des réserves hydrologiques hivernales.

Parmi les nombreuses formules empiriques permettant d'évaluer ETP et ETR, nous avons retenu pour leur classicisme et leur mise en œuvre simple, les formules d'ETP mensuelle de Thornthwaite (modifiée par L. Serra), ainsi que les formules d'ETR annuelle de L. Turc et A. Coutagne.

La formule de Thornthwaite ramène les nombreux facteurs de l'ETP à une relation générale du type ETP = f (T). Soit :

$$\text{ETP mensuelle (mm)} = 1{,}6 \left(10 \frac{T}{I}\right)^{\alpha} K \text{ où :}$$

T = température moyenne d'un mois

I = somme des indices mensuels i de l'année, avec

$i = 0{,}09\ T^{1,5}$

$\alpha = \frac{1.6}{100}\ I + 0{,}5$

K coefficient correcteur mensuel en fonction de la latitude.

Les formules de Turc et Coutagne permettent le calcul de l'évapotranspiration réelle en fonction de la température et des précipitations.

$$\text{ETR annuelle Turc (mm)} = \frac{P}{\sqrt{0.9 + P^2/L^2}}$$

avec :

P = précipitation annuelle en mm

T = température moyenne annuelle en degré Celsius

$L = 300 + 25\ T + 0{,}05\ T^3$

ETR annuelle Coutagne (m) : $P - \lambda P2$

avec :

$\lambda = \frac{1}{0.8 + 0.14T}$

P = précipitation annuelle en m

b) Application au bassin du Loison

La figure I-30 donne les valeurs annuelles d'ETP et ETR calculées pour le bassin du Loison (station hydrométrique de Han-lès-Juvigny) de 1969-70 à 1988-89. On en trouvera le détail en annexe I-10.

A l'évidence, la formule de Thornthwaite :

- reflète principalement la thermométrie annuelle, et plus particulièrement la force des températures estivales,
- gomme les écarts auxquels on pourrait légitimement s'attendre étant donné la variabilité intrinsèque des paramètres climatiques ou physiologiques générant l'évapotranspiration,
- surestime d'environ 30 % le phénomène par rapport aux deux autres formules.

Les formules de Turc et Coutagne :

- montrent un quasi parallélisme d'évolution, et des variations d'amplitudes affranchies du seul critère thermique,
- rendent bien compte de la bivalence pluviométrique de la série 1969-70 à 1988-89, sèche jusqu'en 1975-76, humide ensuite ;
- signalent, plus fidèlement semble-t-il, par l'amplitude de leurs variations les années lors desquelles la demande évapotranspiratoire ne sera que partiellement satisfaite faute d'apports et de réserves utilisables ;
- présentent un écart de 3 % environ, celle de Turc donnant une ETR de 469 mm contre 484 pour celle de Coutagne.

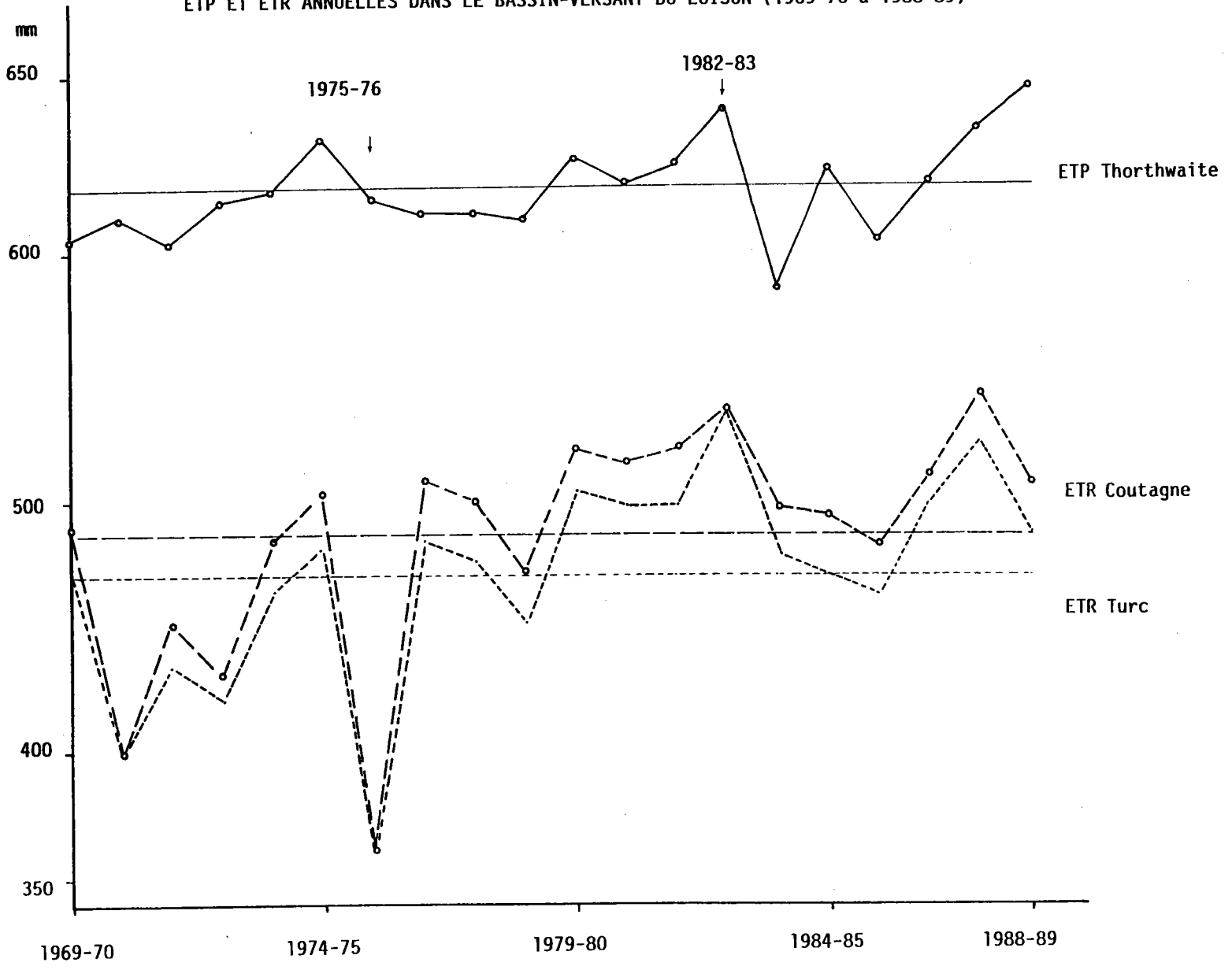
Le tableau I-12 résume les principales données du bilan hydrique qu'il est possible d'établir.

En nous basant sur les rapports entre précipitation et évapotranspiration, on constate que *d'octobre à avril* se dégage un surplus hydrique de 384 mm mis à la disposition des écoulements et permettant de poser qu'ETR = ETP : 150 mm.

Nous sommes donc bien dans les limites de l'hiver climatique qui devrait correspondre peu ou prou à l'hiver hydrologique : période de hautes eaux ordinaires et de crues, favorable aux processus d'érosion. mais étant donné l'irrégularité pluviométrique et la relative faiblesse de ce surplus en octobre et avril, ce cadre chronologique moyen a de fortes chances de varier en années particulières.

Fig.I-30

ETP ET ETR ANNUELLES DANS LE BASSIN-VERSANT DU LOISON (1969-70 à 1988-89)



	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Hiver	Été	Année
Pmm	73,5	85,9	82,8	80,6	67,8	84,9	58,7	71,2	74,2	62,8	52,6	60,0	534	321	855
ETPmm	42,7	17,6	8,6	6,0	7,4	23,8	43,7	80,1	102,4	116,5	103,6	72,2	150	474	625
ETRmm	42,7	17,6	8,6	6,0	7,4	23,8	43,7						150		
Surplus hydrique mm SH = P-ETP	30,8	68,3	74,2	74,6	60,4	61,1	15,0						384		
Demande hydrique mm DH = ETP - P								8,9	28,2	53,7	51,0	12,2		154	

Tableau I-12 : Bilan hydrique du bassin-versant du Loison (1969-70 à 1988-89)

De *mai à septembre,* la situation se modifie : au surplus fait place une demande hydrique de 154 mm. Cet été climatique devrait en conséquence correspondre à l'été hydrologique, saison de basses eaux ordinaires et d'étiages plus ou moins prononcés. Avec là encore des possibilités d'extension ou de raccourcissement ; pour peu par exemple qu'un régime de courant perturbé d'ouest installe durablement son lot de précipitations, de fraîcheur océanique et de nébulosité, ce déficit hydrique pourrait – plus particulièrement lorsqu'il est faible en mai et septembre – se transformer en excédent au profit de l'écoulement et de l'érosion.

Ce type de bilan montre ainsi une partie de sa faiblesse.

Le dernier point en suspend concerne l'ordre de grandeur attribuable à l'ETR estivale.

En l'absence d'évaluation de la réserve utile nous en sommes réduits à estimer $ETR_{été}$ par $ETR_{année}$.

ETR_{hiver} ayant été fixée à 150 mm, nous aurions donc :

$ETR_{été} = ETR_{année} - ETP_{hiver} =$

* pour Turc : 319 mm

* pour Coutagne : 334 mm

Ces deux valeurs proches montrent combien ETP estivale paraît surestimée (475 mm).

Une deuxième possibilité d'évaluation repose sur l'utilisation directe des termes du bilan hydrique (tableau I-12) grâce auxquels nous pouvons poser :

$$ETR_{été} = P_{année} - (\text{surplus hydrique hivernal} + ETP_{hiver})$$

soit : 855 - (384 + 150) = 321 mm

Le résultat est très proche de l'évaluation obtenue à l'aide de la formule de Turc.

L'évapotranspiration réelle moyenne annuelle serait donc de l'ordre de 470 mm, chiffre très proche nous le verrons du déficit d'écoulement, soit 490 mm ; le surplus hydrique calculé (384 mm) paraît lui aussi très proche de la lame moyenne annuelle écoulée, soit 370 mm.

CONCLUSION

Nonobstant le caractère théorique d'un tel bilan, les chiffres obtenus présentent une certaine cohérence. Il conviendra de vérifier que la versatilité du climat ne les remette pas fondamentalement en cause. De même qu'elle ne fasse pas voler en éclats le cadre climato-hydrologique utilisé, fiction dont l'aspect réducteur mais pratique rend plus aisée l'approche des nombreux facteurs agissant en interrelation pour former le milieu physique du bassin-versant du Loison.

Cette approche des phénomènes thermiques péche par insuffisance quantitative et qualitative des données. Nous formons le vœu de voir les services compétents en la matière doter la station de Jametz et celle qu'il conviendrait d'implanter sur les Hauts-de-Meuse, d'un matériel fiable. Seraient ainsi couverts les deux grands milieux orographiques qui confèrent à ce secteur de la Lorraine septentrionale son unité et son originalité physique.

CONCLUSION DU CHAPITRE SECOND

Le bassin du Loison connaît deux saisons aux caractéristiques nettement tranchées.

D'octobre à avril, l'hiver apparaît pluvieux et froid ; l'évapotranspiration est réduite, la neige rare et peu durable. Toutes les conditions sont favorables à la reconstitution des réserves hydriques souterraines, au renforcement des écoulements de surface, et à l'activation des processus érosifs.

En été, de mai à septembre, les précipitations diminuent sans être négligeables. Mais la hausse des températures entraîne une exaltation de la demande évaporatoire qui ne peut être satisfaite par les apports. Toutes ces conditions sont favorables à la sollicitation des réserves hydriques souterraines et à la réalisation d'étiages.

Le climat est non seulement contrasté dans le temps, mais aussi dans l'espace.

La dépression de Woëvre dans laquelle s'inscrit l'essentiel du bassin du Loison jouit d'un effet d'abri relatif sous le vent des Hauts-de-Meuse. En revanche, les reliefs bordés se comportent en môles pluviométriques qui devraient favoriser l'alimentation des affluents de rive gauche et droite du Loison. Mais il s'agit là beaucoup plus d'une fiction statistique que d'une réalité vécue. Car l'étude des années 1969-70 à 1988-89 montre que caprice et versatilité caractérisent le climat local. Dans la durée tout d'abord, puisque l'on passe d'une série d'années sèches (1969-1976) à une série d'années humides (1977 à 1989). Versatilité d'une année à l'autre également : de 440 mm en 1975-76 à 1232 mm en 1982-83, les extrêmes pluviométriques caractérisent la période étudiée.

Mais c'est surtout dans la courte durée, d'un mois sur l'autre, que s'inscrit le caractère d'instabilité quasi chronique du climat : tel mois habituellement déficitaire verra bientôt des abats records ; tel mois habituellement excédentaire, sera déficitaire au point même de n'enregistrer

aucune précipitation. C'est dire que la tendance générale d'une année – excédentaire ou déficitaire – s'accommode bien souvent de mois ou séries de mois qui lui seront antinomiques : par exemple l'année 1982-83 exceptionnellement humide en dépit de juillet-août secs.

On conçoit qu'il ne peut en résulter qu'une forte variabilité du régime hydrologique et une tout aussi forte potentialité d'agressivité érosive. « Le choix délicat de l'année hydrologique » selon l'expression de R. Frécaut s'impose donc sans grande difficulté dans le bassin-versant du Loison. Si des hésitations pouvaient apparaître dans le bornage des années et saisons pluviométriques, thermiques ou radiatives, l'établissement du bilan hydrique permet de lever toute ambiguïté. Il confirme le découpage adopté en année moyenne d'octobre à septembre, avec une saison froide et humide d'octobre à avril, et une saison chaude et légèrement moins humide de mai à septembre. C'est ce cadre temporel qui nous servira lors de l'étude hydrologique du Loison.

CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE

L'évolution paléogéologique du flanc nord du synclinal du Luxembourg permet d'individualiser, entre cuesta oxfordienne et revers bajocien, un milieu original : la Woëvre septentrionale.

Le bassin du Loison s'inscrit dans cette entité comme un exemple unique en Lorraine callovienne :

- il a conservé une direction orthoclinale tributaire de la Meuse par l'intermédiaire de la Chiers ;
- à l'opposé de cette dernière et de l'Othain tout proche, il étend en majorité son bassin sur les argiles de la Woëvre.

Les conditions hydrogéologiques de l'alimentation du Loison sont variables, car tributaires de la lithologie, et d'une morphogénèse héritée ou actuelle.

Ses principaux affluents de rive gauche, Azannes, Thinte et Braconrupt, dépendent essentiellement des calcaires oxfordiens. Leur nappe semble se déverser actuellement et préférentiellement en direction de la Meuse, préparant peut-être une future amputation qui s'inscrirait dans la longue lignée des captures dont le fleuve a été souvent la victime, plus rarement le destinataire.

Pour autant, les conditions pluviométriques de cette alimentation ne sont pas négligeables, car ces sous-bassins – celui de la Thinte en particulier – jouissent d'un renforcement des précipitations dûes à l'effet de rugosité du relief de cuesta surles masses d'air d'origine océanique. S'y ajoute l'existence d'un réservoir-relais dû aux accumulations de grève oxfordienne faiblement évacuées de ces bassins intra-argileux inféodés à la cuesta.

A l'amont de la confluence avec la Thinte, le Loison s'écoule sur substratum argileux et développe un réseau de petits affluents de rive gauche.

Dans l'ombre pluviométrique de la cuesta de Meuse, l'alimentation pluviale de la dépression argileuse se fait plus faible. Si les argiles à texture sableuse et armature indurée calcaro-gréseuse assurent quelques apports, ceux-ci restent indigents, car le régime thermique contrasté de cette région – marche frontière entre domaine océanique et domaine continental – génère en été de forts prélèvements évapotranspiratoires. Cette raison correspondant à un maximum pluviométrique d'ordre secondaire, le Loison se trouve placé dans des conditions d'écoulements péjorés.

C'est à la tectonique souple qu'il doit être rejeté sur sa bordure orientale, et à la tectonique cassante de recevoir un soutien hydrogéologique assurant des écoulements pérennes. Tantôt masquée par les argiles calloviennes de l'interfluve avec l'Othain, tantôt affleurante par les effets d'une tectonique cassante complexe, la Dalle d'Etain est une spécificité de la Woëvre septentrionale. L'interfluve Loison-Othain est donc une autre marche frontière :

- hors de portée de l'effet d'ombre de la cuesta, sur la remontée du Pays-Haut, il connaît un léger renforcement des apports pluviométriques,
- par le contact lithostratigraphique des argiles calloviennes tendres et imperméables sur un calcaire bathonien dur et fracturé, il sépare nettement la Woëvre du Pays-Haut,
- par son caractère aquifère, il rompt avec l'indigence hydrologique des affleurements essentiellement argileux,
- par son modelé de dissection mettant en valeur les caractéristiques hydrogéologiques et morphogénétiques d'une dense armature de "Pierres d'eau", il offre un paysage de collines argileuses rompant avec l'entaille en glacis et petits niveaux bas de la dépression argileuse.

Les conditions lithographiques, morphogénétiques et hydrogéologiques déterminent donc dans une large mesure l'implantation et l'organisation du réseau hydrographique.

Les contrastes lithographiques, éventuellement accentués par une tectonique omniprésente, déterminent le comportement hydrogéologique du substratum. L'implantation du réseau hydrographique et son évolution en dépendent, mais réagissent à leur tour sur le modelé : le bassin du Loison est donc un système physique organisé dans lequel les interactions sont nombreuses et complexes.

Le tout est placé, d'un point de vue hydrologique, sous la commande éminente d'un climat à dominante océanique, particulièrement versatile d'une année à l'autre et d'une saison à l'autre.

Seul le rythme thermique apporte une régularité qui permet d'envisager un découpage saisonnier qui servira de cadre à l'étude hydrologique :

- une saison froide et humide, à évapotranspiration réduite, favorisant la réalisation de hautes eaux,
- une saison chaude et moins humide, à forte évapotranspiration, lors de laquelle des écoulements de basses-eaux seront principalement tributaires des capacités hydrogéologiques du bassin.

Ces conditions d'écoulement particulières vont être confrontées aux résultats des mesures hydrologiques dans la deuxième partie de ce travail.

DEUXIÈME PARTIE

ÉTUDE HYDROLOGIQUE DU BASSIN-VERSANT DU LOISON

INTRODUCTION

Le bassin-versant du Loison en Woëvre septentrionale constitue une unité géographique hétérogène, dont les milieux constitutifs étudiés dans la première partie de ce travail ne sont réunis que par l'appartenance à un même réseau hydrographique. Celui-ci est le véritable lien entre Hauts-deMeuse, plaine de la Woëvre et interfluve Loison-Othain. Ce réseau est hérité d'une longue suite de mutations dictées par les contraintes morphostructurales.

Le Loison doit aux formations aquifères de l'Oxfordien et du Bathonien de s'être maintenu en position orthoclinale: c'est un cours d'eau sous assistance hydrogéologique. Son hydrologie sera donc placée non seulement sous la commande climatique-conditionnant la genèse des écoulements - mais aussi sous la commande essentielle de la lithologie qui structurera son espace hydrographique en zones pourvoyeuses et en zones consommatrices d'eau. La nature carbonatée des deux grands aquifères locaux laisse présager une forte empreinte karstique sur les écoulements.

Mais l'hydrologie - qu'elle soit abordée par l'ingénieur en terme de ressource ou par le géographe en terme d'élément d'un système naturel - ne peut s'affranchir de l'acquisition de données chiffrées qui permettent aux uns et aux autres de satisfaire aux exigences de leur discipline ou de leur curiosité. Nous n'échapperons pas à cette contrainte qui nous amènera en tête du chapitre premier à nous interroger sur la valeur et la représentativité des données fournies par l'équipement hydrométrique. Ce nécessaire préalable, s'il ne lève pas toutes les hypothèques, permet néanmoins d'attirer l'attention sur des risques d'interprétations erronées. Recentrer les observations parfois contradictoires que livre le terrain en les insérant dans une classification est le propre de la potamologie. C'est pourquoi nous définirons, dans un deuxième temps, les grandes caractéristiques de l'écoulement que sont l'abondance et son régime. Cette première synthèse nous permettra d'apprécier globalement la part revenant aux différents paramètres constituant le complexe physique du bassin-versant. Dans le chapitre second, nous tenterons de préciser ces acquis globaux en les replaçant dans le contexte morphostructural tripartite du bassin-versant. Nous appuyant sur un équipement implanté à cette fin, nous essayerons de définir les spécificités hydrologiques de chacun des grands milieux présentés

en première partie. L'établissement de bilans hydrologiques, selon une méthodologie classique, nous montrera que les composantes climatiques s'appliquent grosso modo de façon identique au Loison et aux grandes artères régionales, Meuse et Moselle. C'est pourquoi, nous appuyant sur une méthodologie plus adaptée aux buts poursuivis, nous tenterons d'appréhender plus finement l'approche budgétaire des apports purement climatiques et purement hydrogéologiques aux cours d'eau du bassin; apports confrontés en permanence aux ponctions bio-thermiques.

Les situations d'extrêmes hydrologiques - crues et étiages - se prêtant bien à l'analyse des rapports antagonistes entre composantes physiographiques de l'écoulement, retiendrons également notre attention. Peut être plus que les crues, les étiages permettent en dehors de toute influence pluviométrique d'apprécier le poids relatif de la seule morphostructure sur les écoulements. La réalisation de profils hydrologiques et d'une cartographie des débits de basses eaux concluera cette investigation plus géographique des rapports entre hydrologie et morphologie à forte empreinte karstique du bassin du Loison en Woëvre septentrionale.

CHAPITRE PREMIER

L'ABONDANCE ET LE RÉGIME DES ÉCOULEMENTS

L'étude hydrologique du bassin-versant du Loison est menée à partir des données observées par le SRAE Lorraine à la station de Han-lès-Juvigny. C'est cette station qui nous a servi de référence.

Le complément d'équipement réalisé par le C.E.G.U.M. sur des sous-bassins aux milieux présentant d'assez forts contrastes, nous a permis de confronter les données recueillies dans un souci de compréhension des modalités de l'écoulement.

Après avoir présenté l'équipement hydrométrique et critiqué les données, nous étudierons l'abondance fluviale aux échelles annuelle, saisonnière, puis mensuelle.

Le régime général du Loison étant défini, nous procèderons à l'étude des variations spatiales de l'écoulement à partir des données fournies par les sous-bassins.

I – LES DONNÉES HYDROMÉTRIQUES DU BASSIN-VERSANT DU LOISON

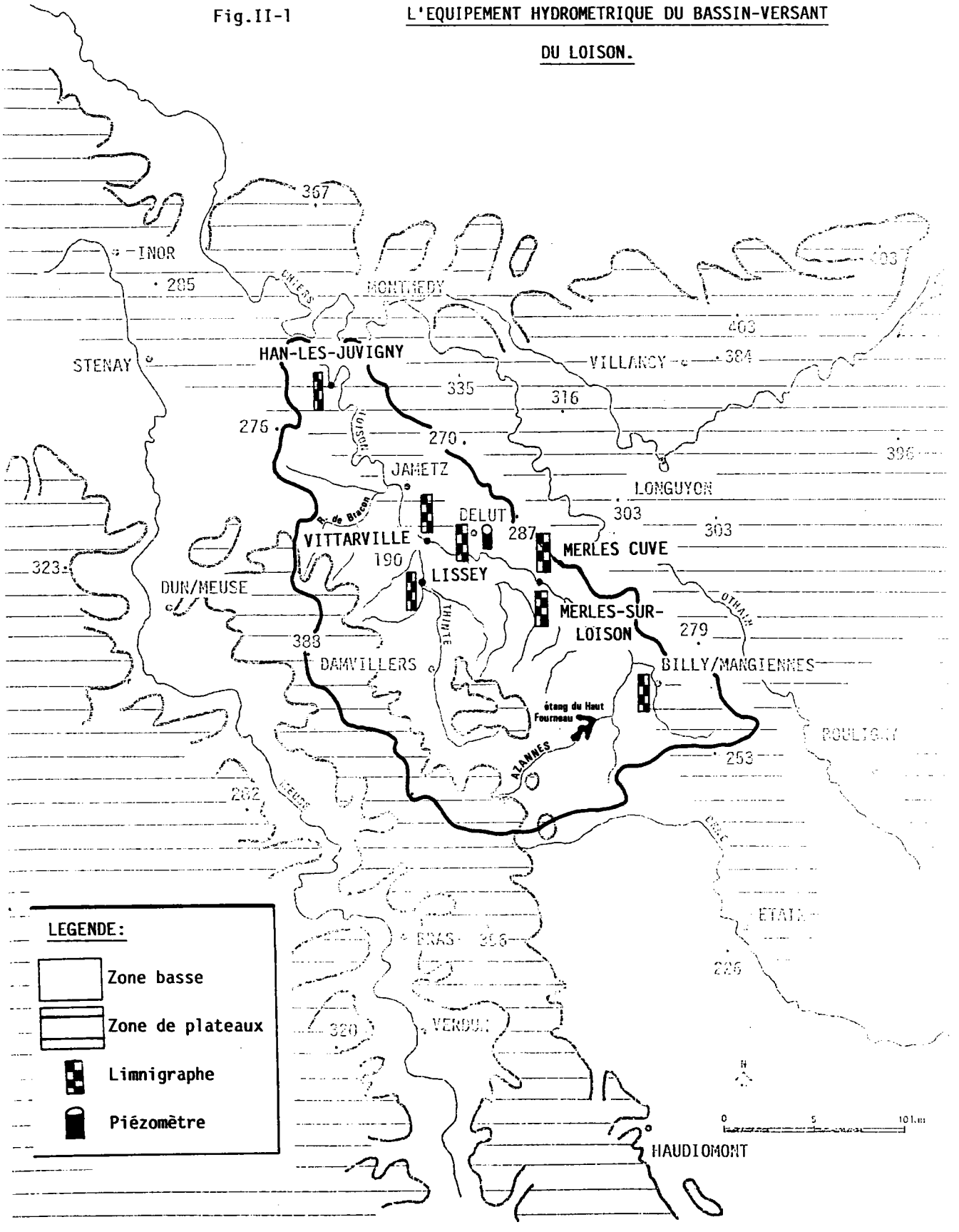
L'équipement hydrométrique du bassin-versant du Loison pèche par jeunesse et manque d'homogénéité temporelle et spatiale. Ce sont ces caractères qui ont orienté le choix des séries et les modalités de l'étude hydrologique.

1. L'équipement hydrométrique et son analyse critique

Le bassin-versant du Loison est contrôlé à 97 % (soit 348 km^2) par la station de Han-lès-Juvigny (Figure II-1).

Installée en août 1969 par le SRAE Lorraine, elle fournit à ce jour une série sans lacunes de 20 années civiles (1970-1989) qui forme la base de notre documentation.

Fig.II-1 L'EQUIPEMENT HYDROMETRIQUE DU BASSIN-VERSANT DU LOISON.



A partir de 1978, l'équipement du bassin-versant a été complété comme suit :

- un limnigraphe OTT R16 a été placé par le CEGUM à :
  * Vittarville (Loison - BV = 153 km^2)
  * Merles-sur-Loison (Loison- BV = 114 km^2)
  * Merles-sur-Loison (La Cave - BV = ± 4 km^2)
  * Delut (Ruisseau du Moulin - BV = 11,5 km^2)
  * Delut (piézomètre sur un ancien puits particulier)
  * Lissey (Thinte - BV = 94 km^2)
- un limnigraphe a été placé par le SRAE Lorraine à Billy-lès-Mangiennes (Loison - BV = 18,4 km^2).

A priori cet équipement semble satisfaisant, mais il est toutefois nécessaire de faire une analyse critique de chaque station.

Station de Han-les-Juvigny (Loison)

Située immédiatement à l'aval d'un pont, elle en subit probablement l'influence lors des fortes crues. Le lit inscrit dans les calcaires du Bajocien supérieur est stable, mais il est régulièrement envahi par la végétation aquatique. Ce qui a nécessité le recours à des courbes de tarage saisonnières, non communiquées par le service gestionnaire.

Les influences d'amont qui seront étudiées en deuxième partie de cette critique, sont de deux ordres :

- La première est liée à la présence d'étangs piscicoles, dont le plus important est l'étang du Haut-Fourneau situé sur l'Azannes.
- La seconde est liée à l'existence d'une micro-centrale électrique installée à Juvigny-sur-Loison.

Station de Vittarville (Loison)

Destinée à contrôler le Loison à l'amont de sa confluence avec la Thinte, elle fut créée par le CEGUM le 31/12/1977. Installée dans un recoupement de méandre, sur un seuil anti-érosion bétonné, elle ne s'est pas montrée fiable pour les débits extrêmes, ce qui a entraîné son abandon en juillet 1981.

En basses eaux, la hauteur du plan d'eau est sujette à des variations centimétriques dues à une fuite inconstante dans le seuil.

En hautes eaux, une fraction non évaluable du débit réemprunte l'ancien méandre.

De ce fait, les débits ne sont connus avec certitude qu'entre 0,08 et 10 m^3/s.

Par contre, le lit est stable (argiles calloviennes compactes) et régulier (calibrage artificiel).

On trouvera courbe de tarage et débits moyens mensuels de cette station – comme de celles retenues dans cette étude – en annexes II-1 et II-2.

Station de Merles (Loison)

Installée sur un pont sous-calibré, le premier janvier 1978, cette station a été rapidement abandonnée pour mauvais fonctionnement (janvier 1980) :

- les vitesses de basses-eaux étaient trop faibles et les filets liquides mal répartis dans la section de 5 m de large ; les jaugeages n'étaient donc pas fiables.
- en crue, le pont était noyé, le lit majeur s'étendant sur une cinquantaine de mètres de part et d'autre du chenal d'écoulement ordinaire.

Il s'est avéré enfin que ce point de mesure se situait sur une zone de perte diffuse, rendant la relation hauteur/débit non univoque.

Cette station n'a donc pas été retenue dans cette étude – sauf mention incidente –. La courbe de tarage et les débits ne sont pas publiés.

Station de Billy-sous-Mangiennes (Loison)

Installée le 29 juin 1984 par le SRAE Lorraine sur un pont situé à l'amont de Billy-sous-Mangiennes, cette station contrôle le cours amont du Loison avant la confluence avec l'Azannes.

Bien que la courbe de tarage ne soit pas communiquée par le service gestionnaire, il est possible d'émettre quelques réserves quant à la fiabilité des débits mesurés.

Le cours du Loison est dédoublé à l'amont de la station (canal artificiel) : il est probable qu'une partie seulement du débit soit prise en compte en hautes eaux.

En basses eaux, les écoulements se réduisent à un mince filet ($Q \leq 1$ l/s) courant sur un lit vaseux encombré de végétation.

Station de Lissey (Thinte)

Installée fin décembre 1979 par le CEGUM, cette station bénéficie d'une section stable barrée par un seuil anti-érosion bétonné. Son exploitation a été abandonnée dans les premiers jours de novembre 1986.

Station de Delut (Ruisseau du Moulin)

Cette station fut installée le 28 octobre 1977 par le CEGUM à l'amont d'un pont, sur un seuil artificiel en bois. La dégradation de ce dernier a nécessité la confection de trois courbes de tarage.

Si le lit stable permet un bon contrôle des écoulements, il faut signaler qu'en hautes eaux, une faible partie du débit (estimée à 50 l/s) s'échappe par un fossé de drainage routier.

Les débits connus sont fiables entre 0,016 et 2,4 m^3, selon les courbes retenues.

Station de Merles-Cuve (émissaire de la Cuve)

Cette station CEGUM a fonctionné sur cette émergence karstique du 18 juin 1984 au 30 juin 1986.

Il s'est rapidement avéré que les variations du plan d'eau subissaient l'influence du Loison tout proche, ce qui a motivé son abandon.

Cette station n'a donc pas été retenue dans cette étude.

Piézomètre de Delut

Installé en octobre 1982 par le CEGUM, il fournit une série de données comportant quelques lacunes.

L'amplitude des variations de la surface piézométrique a nécessité le recours à une réduction au 1/20e rendant illusoire une précision inférieure au cm.

En dépit d'une forte densité apparente d'implantation (une station pour 58 km^2), l'équipement hydrométrique du bassin-versant du Loison apparaît hétérogène et de qualité médiocre.

Certes il est contrôlé en quasi-totalité par la station de Han-les-Juvigny (348 km^2 sur un total de 356,9 à la confluence avec la Chiers) ; il en est de

même pour son principal affluent la Thinte (94,0 km^2 sur un total de 104,5). Mais cela ne doit pas faire illusion.

Par exemple, les informations relatives au comportement hydrologique des calcaires de la cuesta oxfordienne seront entièrement dépendants des résultats de la station de Lissey (Thinte) : les ruisseaux de Braconrupt (30,7 km^2) et de l'Azannes (55,8 km^2) ne bénéficiant d'aucun équipement.

De même, les caractéristiques hydrologiques des calcaires aquifères et karstifiés du Bathonien (milieu hétérogène s'il en est) ne pourront être déduites que des séries du ruisseau du Moulin à Delut, les informations fournies par Billy-sous-Mangiennes étant sujettes à caution.

Enfin, le contrôle global du bassin-versant médian est intégralement tributaire des trois années d'observation à la station de Vittarville.

Mal contrôlé dans l'espace, le bassin-versant du Loison l'est aussi dans le temps.

Seule la station de Han-les-Juvigny mérite, faute de mieux, le titre de station de longue durée (Figure II-2). Aucune autre n'intègre par exemple les deux années d'extrêmes hydrologiques que furent 1976 et 1983 ; Billy-sous-Mangiennes et Vittarville n'en comportent aucune.

Cette brièveté des séries limite par conséquent toute tentative de maximalisation de l'information par les méthodes de régression entre stations.

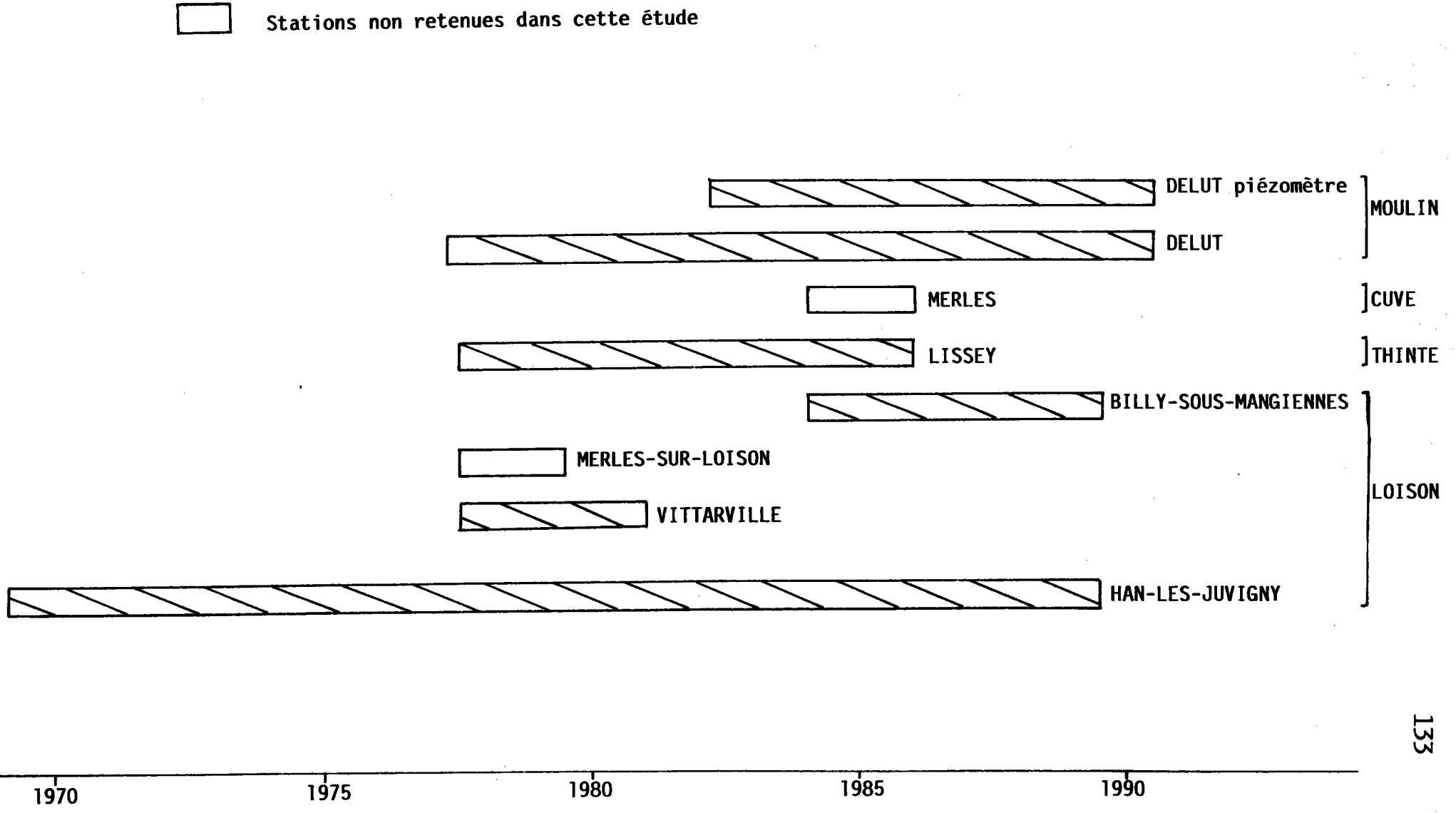
2. Les influences anthropiques sur les débits du Loison

Les « rivières naturelles, chance du chercheur » (M. Dacharry 1974) deviennent une denrée rare en Europe occidentale : fortes densités humaines, activités économiques et aménagements corrélatifs du territoire perturbent souvent les écoulements.

Avec ses 32 habitants par kilomètre carré, le département de la Meuse offre une "chance" exceptionnelle, s'agissant plus particulièrement du "désert du nord-meusien" frappé tour à tour par l'exode rural, les guerres mondiales, la récession de la sidérurgie du Pays-Haut longovicien et plus récemment la crise agricole venue frapper en point d'orgue ce département qui aime à se qualifier de "vert".

On recense dans le bassin-versant du Loison 28 agglomérations rurales dont la plus importante, Damvillers, n'atteint pas 700 habitants : la densité de population est comprise entre 10 et 15 habitants/km^2.

Fig.II-2 LES SERIES D'OBSERVATIONS HYDROLOGIQUES DU BASSIN-VERSANT DU LOISON.



L'alimentation en eau potable est fournie par la ressource locale ; seules les communes rattachées au syndicat des eaux de Mangiennes assurent une fraction de leurs besoins par des prélèvements dans le bassin minier voisin (Syndicat des Eaux de Pierrepont) : on peut donc considérer que l'impact sur les débits du Loison sera quasi nul (DDA-Meuse 1975).

Plus sérieuses pourraient être les perturbations subies par le cours d'eau de la part d'aménagements qui l'intéressent directement.

La première a trait à l'étang du Haut-Fourneau situé sur les territoires communaux de Billy-lès-Mangiennes et Azannes et Soumazannes.

Sa vocation piscicole et donc son mode d'exploitation perturbent le régime de l'Azannes, affluent de rive gauche du Loison. Ces perturbations sont de trois ordres, comme il ressort du journal de M.J.L. Naudin (manuscrit inédit) qui fut gardien particulier de l'étang de 1968 à 1983.

Les vannages épisodiques ou accidentels résultent d'événements programmés ou fortuits. Pour les premiers, citons la régulation des hauteurs d'eau dans l'étang, les opérations de pêche secondaire (brochetons en juin), les vannages d'essais après travaux d'entretien ou d'équipement. Répartis sur la totalité de l'année (Figure II-3), ils ne peuvent perturber que les débits d'un ou 2 jours et deviennent négligeables au pas de temps mensuel.

Il en va de même des seconds tels que fuites, ruptures ou vols (!) des planches des vannes.

Les vidanges totales de l'étang posent un problème autrement plus sérieux car elles interviennent à la charnière entre saisons de basses et hautes eaux.

Elles débutent généralement dans la première quinzaine d'octobre et se terminent vers la mi-novembre. L'évacuation des 900 000 m^3 d'eau estimés donnerait un débit moyen journalier théorique, de l'ordre de 250 à 400 l/s.

Dans les faits, la perturbation des débits peut être modulée comme le montre la Figure II-4.

Sur la Thinte, non concernée par ces vidanges, les précipitations de la première quinzaine d'octobre 1979 provoquent un petit gonflement du cours d'eau (0,1 à 0,14 m^3/s) ; puis le débit décroît jusqu'au début de novembre, en régime non-influencé (0,098 m^3/s), pour remonter à 4-6 m^3/s sous l'effet des précipitations de la première quinzaine de ce mois.

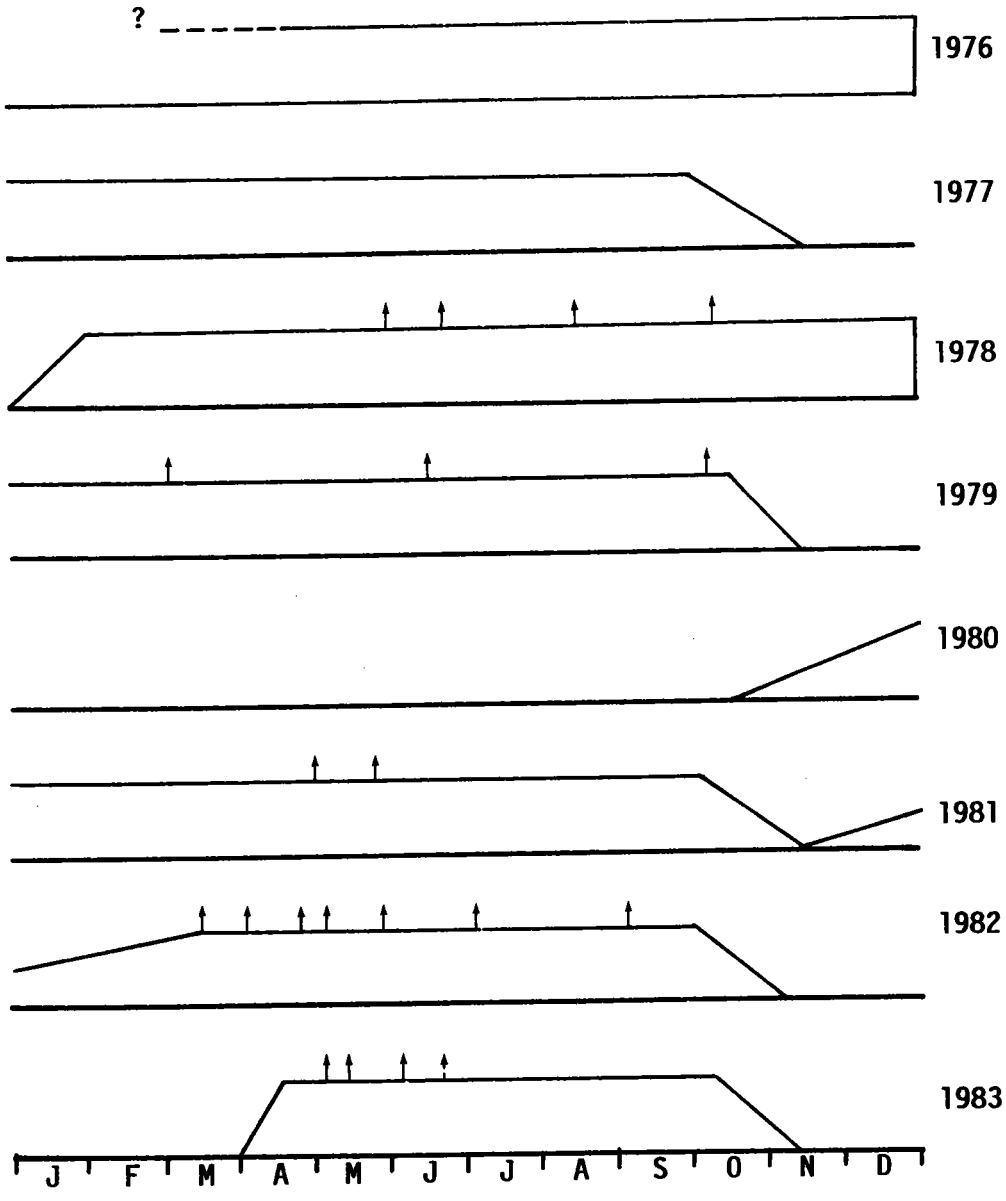
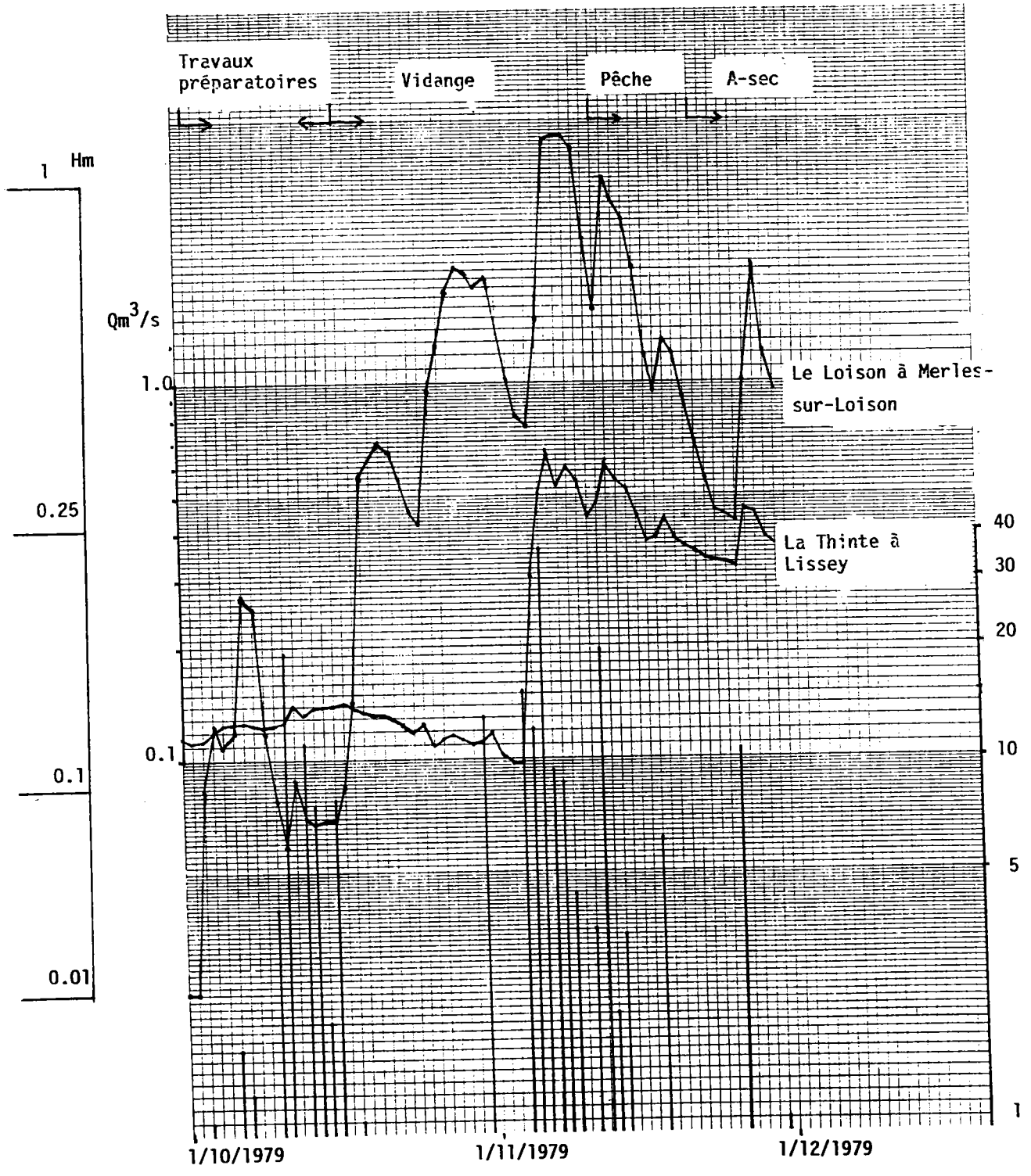


Fig.II-3

RECONSTITUTION DES PHASES DE VIDANGE (▭) ET DE REMPLISSAGE (◿),AINSI QUE DES PRINCIPAUX VANNAGES (↑) DE L'ETANG DU HAUT FOURNEAU (d'après le journal tenu par M.J.L.NAUDIN de 1976 à 1983).

Fig.II-4 COMPARAISON DES DEBITS DE LA THINTE (LISSEY) AVEC LES HAUTEURS D'EAU DU LOISON (MERLES-SUR-LOISON) EN OCTOBRE 1979.



A Merles-sur-Loison, première station hydrométrique à l'aval de l'étang, les cotes mesurées à l'échelle limnimétrique montrent :

- une phase de lachers (travaux préparatoires) qui masquent les effets des premières pluies et donnent des débits moyens journaliers de 20 à 250 l/s environ.
- une phase de vidange débutant en régime non influencé par les précipitations (18 octobre) et se terminant en régime fortement influencé et perturbé (12 novembre). Les débits perturbés déduits des cotes à l'échelle sont au maximum de l'ordre de 2 m^3/s, les débits perturbés et influencés pouvant atteindre 4 à 5 m^3/s.
- une phase de pêche précédant de peu la phase d'à-sec (22 novembre) après laquelle les débits peuvent à nouveau être considérés comme naturels.

A l'évidence, il peut y avoir perturbation des débits d'étiage lorsque ceux-ci interviennent en octobre.

Les recharges de l'étang sont également un facteur de perturbation des débits du Loison.

La Figure II-3 montre que la remise en eau peut débuter dès la fin de la pêche (mi-novembre en 1981), mais tout autant début janvier (1978) ou fin mars (1983).

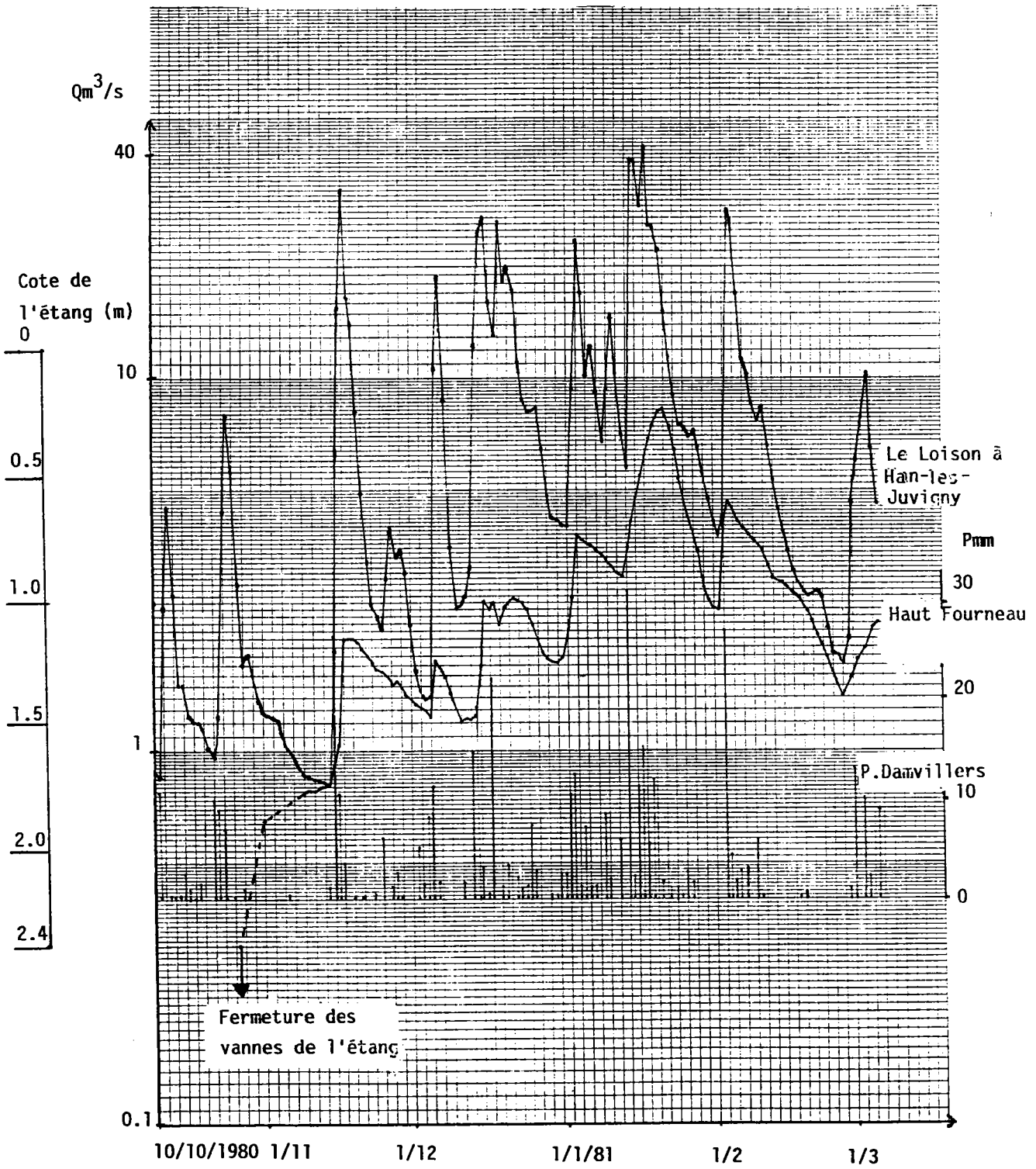
Le cas de l'année 1980-81 (Figure II-5) montre qu'en ces périodes d'apports généralement abondants, la recharge de l'étang est rapide, et la perturbation des débits de courte durée : fermé le 18 octobre 1980, l'étang réagit globalement aux précipitations dès le 15 novembre et reproduit les variations de régime (Han-les-Juvigny) dès la mi-décembre.

A ce moment, le décalage entre hauteurs d'eau dans l'étang et débit à l'aval du Loison varie de 1 à 2 jours : la perturbation apportée est nulle, l'écrêtement des crues très faible.

Ces perturbations d'amplitude et de durée variables, sont encore minimisées par deux cas de Figure repérables sur la Figure II-3 :

- les à-sec durables (mi-novembre 1979 à mi-octobre 1980) qui garantissent des débits naturels
- les périodes sans vidange (janvier 1978 à novembre 1979) lors desquelles les débits de l'Azannes ne seraient que légèrement écrêtés et déphasés *(supra)*.

Fig.II-5 INFLUENCE DE LA RECHARGE DE L'ETANG DU HAUT FOURNEAU SUR LES DEBITS DU LOISON A HAN-LES-JUVIGNY (hiver 1980-81)



La perturbation engendrée par ces mouvements d'eau paraît globalement réduite, et essentiellement dommageable à la connaissance du régime hydrologique en fin de cycle annuel (octobre-novembre).

En supposant que :

- le remplissage de l'étang du Haut-Fourneau soit identique en volume d'une année sur l'autre,
- la vidange s'étale sur un mois et demi environ (octobre à mi-novembre),
- les trois quarts s'en effectuent en octobre, soit une lame d'eau écoulée de 1,9 mm,

il est possible de conclure d'après les résultats donnés au tableau II-1 que :

- quantitativement, septembre reste le mois de l'étiage annuel le plus profond avec une lame d'eau écoulée moyenne de 5 mm, devant août (6,3 mm) puis juillet (13,4 mm) et octobre (15,1 mm)
- qualitativement, septembre se voit remplacé par octobre comme mois de l'étiage annuel le plus fréquent, soit une année sur deux.

La *deuxième influence anthropique* décelable dans les débits du Loison à la station de Han-lès-Juvigny résulte d'une petite installation hydroélectrique privée (résidence secondaire) à l'*ancien moulin de Juvigny-sur-Loison.*

La Figure II-6 montre que les perturbations liées à cette retenue estimée à 70-90 000 m^3, ne sont ressenties significativement qu'en période de très basses eaux, et plus particulièrement lors de villégiatures.

Par contre, l'influence du plan d'eau se faisant ressentir jusqu'à plus de 8 km à l'amont est une gêne pour l'appréhension du comportement hydrologique de l'extrême aval du Loison lors des campagnes de jaugeages d'étiage.

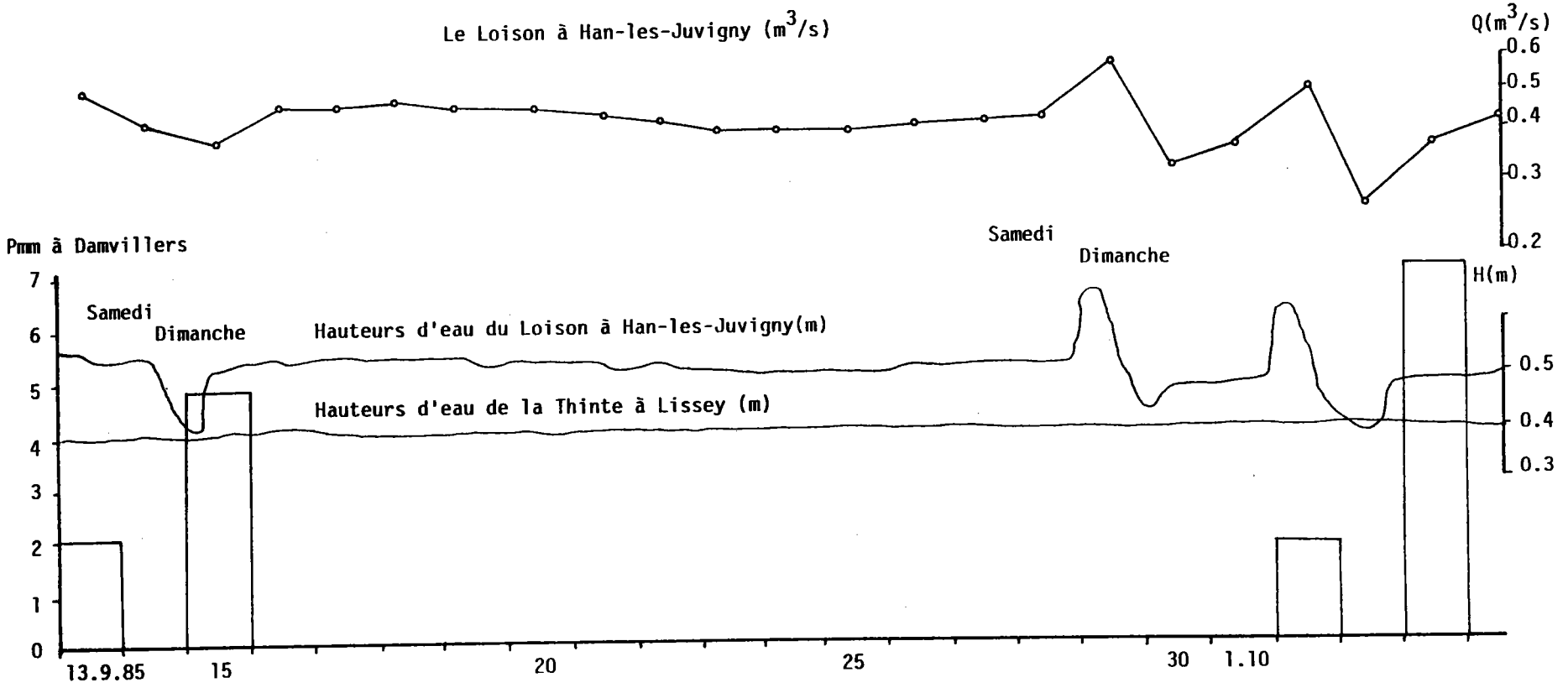
Le Loison subit donc, tant à l'amont qu'à l'aval, des influences perturbatrices.

Celles-ci n'affectent pourtant pas globalement et significativement la valeur des écoulements mesurés. Elles ne remettent pas quantitativement en question l'étiage annuel moyen de septembre, mais peuvent par contre fausser la mesure et l'analyse des débits instantanés ou journaliers.

	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989
Perturbation décelée sur les débits d'octobre																					
Mois de l'étiage annuel à Han-lès-Juvigny	10	10	9	10	9	9	9	8	9	11	9	8	8	9	9	8	9	7	5	8	9
Lame écoulée (mm)	5,1	4,1	2,03	4,21	1,25	1,49	2,67	0,745	3,45	3,81	2,84	7,15	8,7	2,9	4,27	3,11	4,02	4,96	8,85	6,0	3,43
Lame effectivement écoulée en octobre (mm)	5,1	4,1	2,18	4,21	2,08	27,5	2,9	1,11	8,7	5,35	4,28	14,2	92,0	20,4	5,1	45,4	4,19	36,5	40,0	22,6	3,96
Lame théoriquement écoulée (mm) hors perturbation par l'étang du Haut-Fourneau	3,2	4,1	0,28	2,31	0,18	23,67	1,0	1,11	6,8	5,35	2,38	14,2	90,1	18,5	3,2	43,5	2,29	34,6	38,1	20,7	2,06
Mois de l'étiage annuel véritable	10	10	10	10	10	9	10	8	9	11	10	8	8	9	10	8	10	7	5	9	10

Tableau II-1 : Impact qualitatif et quantitatif des vidanges de l'étang du Haut-Fourneau sur le mois d'étiage annuel (station de Han-lès-Juvigny)

Fig.II-6 INFLUENCE DE LA MICRO-CENTRALE DE JUVIGNY-SUR-LOISON SUR LE LOISON A HAN-LES-JUVIGNY.



Qualitativement, elles peuvent modifier le placement du mois ou jour d'étiage en certaines années.

CONCLUSION

La critique de l'équipement hydrométrique du bassin du Loison fait apparaître une médiocrité d'ensemble résultant de l'existence d'une seule station, qualifiable par défaut, de longue série.

Les défaillances plus ou moins prononcées de l'équipement complémentaire ne permettront pas un contrôle serré des grands milieux naturels et de leur hétérogénéité de détail.

Les rares influences anthropiques que subit le réseau hydrographique ne devraient par contre pas remettre en cause l'étude des caractéristiques et des modalités principales de l'écoulement.

II – LA VARIATION TEMPORELLE DES ÉCOULEMENTS DU LOISON

« L'abondance offre parmi tous les éléments du régime le plus de signification géographique, car son étude exige de prendre en considération l'ensemble des facteurs géophysiques » (R. Frécaut 1972).

Elle permet de saisir – par sa force, ses variations annuelles, saisonnières et mensuelles – les caractéristiques originales du cours d'eau.

Elle débouche sur la définition de son régime.

Elle favorise la compréhension des facteurs de sa variabilité spatiale, et facilite l'établissement d'un bilan hydrologique.

1. Les modules annuels

Ils sont analysés dans le cadre temporel défini lors de l'étude climatique :

- année hydrologique moyenne d'octobre à septembre,
- hiver d'octobre à avril,
- été de mai à septembre.

a) Module annuel global et son irrégularité

Pour la période 1969-70 à 1988-89, le module global des débits du Loison à la station de Han-lès-Juvigny s'établit à 4,10 m^3/s, soit un débit spécifique de 11,7 $l/s/km^2$ ou encore une lame d'eau écoulée de 370 mm.

Par comparaison avec les deux grandes artères lorraines que sont la Meuse et la Moselle (Tableau II-2), ces valeurs très proches dans leur médiocrité rattachent ces trois cours d'eau au groupe caractérisant le domaine océanique de plaine et de plateau (P. Pagney 1988).

Mais plus que l'abondance moyenne annuelle, c'est l'irrégularité des modules particuliers qui caractérise le Loison.

Tableau II-2 : Comparaison des modules globaux annuels du Loison, de la Meuse et de la Moselle

	Loison à Han-lès-Juvigny	Meuse à Stenay	Moselle à Cochem
Période de référence	1969-70 1988-89	1963 1980	1901 1960
5 km^2	348	3 904	27 100
Q m^3/s	4,10	46,6	298
Q spécifique $l/s/km^2$	11,7	11,9	10,9
QT mm	370	377	344
P mm	860	905	808
C %	43,0	41,6	42,5

Le coefficient d'irrégularité ou d'immodération R – rapport du module le plus abondant au module le plus faible de la série des données – est ici de 8,1, le module particulier le plus abondant ayant été de 7,01 m^3/s (635 mm) en 1982-83 (année de plus forte pluviométrie avec 1198,6 mm), et le module particulier le plus faible de 0,857 m^3/s (77,6 mm) en 1975-76 (année de plus faible pluviométrie avec 444,2 mm).

Cette valeur s'inscrit parfaitement dans la fourchette de 5 à 10 attribuée par M. Pardé (1968) aux cours d'eau océaniques de plaine et de plateau, mais se singularise des valeurs nettement plus faibles attribuées à la Moselle à Cochem (R. Frécaut 1972) et à la Meuse à Stenay (A. Mentré-Hildenbrand 1986) : respectivement 4,4 et 3,6.

Remarquons également que la coïncidence temporelle des valeurs extrêmes de précipitation et d'écoulement précise le caractère fondamentalement pluvial des modules. (Tableau II-3)

Le coefficient de variation CV – ou rapport de l'écart-type à la moyenne d'une série de données – est de 0,4, valeur considérée comme forte.

Il s'écarte en effet significativement du CV de la Moselle (0,27) où « l'influence montagnarde et spécialement la rétention nivale même limitée à quelques bassins contrebalancent en quelque sorte les effets de l'irrégularité interannuelle des précipitations » (R. Frécaut 1972).

Nous avions déjà signalé que la neige ne pouvait jouer qu'un rôle tout à fait mineur, et en tout cas non décelable au pas de temps annuel, dans le bassin du Loison.

Par contre, le CV du Loison se confond quasiment avec celui de la Meuse à Stenay (0,39), valeur qui est interprétée (A. Mentré-Hildenbrand 1986) comme la traduction de l'influence déterminante des conditions hydrogéologiques sur les facteurs thermo-pluviométriques.

L'ajustement à la loi de Gauss des lames d'eau écoulées et précipitées apporte en ce domaine quelques précisions.

b) Étude statistique des modules annuels

Bien que la série des données à Han-lès-Juvigny soit courte (20 ans), nous avons calculé les valeurs que prendraient les lames d'eau précipitées et écoulées aux fréquences 1/5e – 1/10e – 1/20e et 1/50e, sur la période 1969-70 à 1988-89.

Le tableau II-3 présente les lames d'eau précipitées et écoulées, classées par rang croissant, ainsi que les fréquences expérimentales correspondantes.

Tableau II-3 : Classement des lames d'eau précipitées et écoulées annuellement à Han-lès-Juvigny (1969-70 à 1988-89)

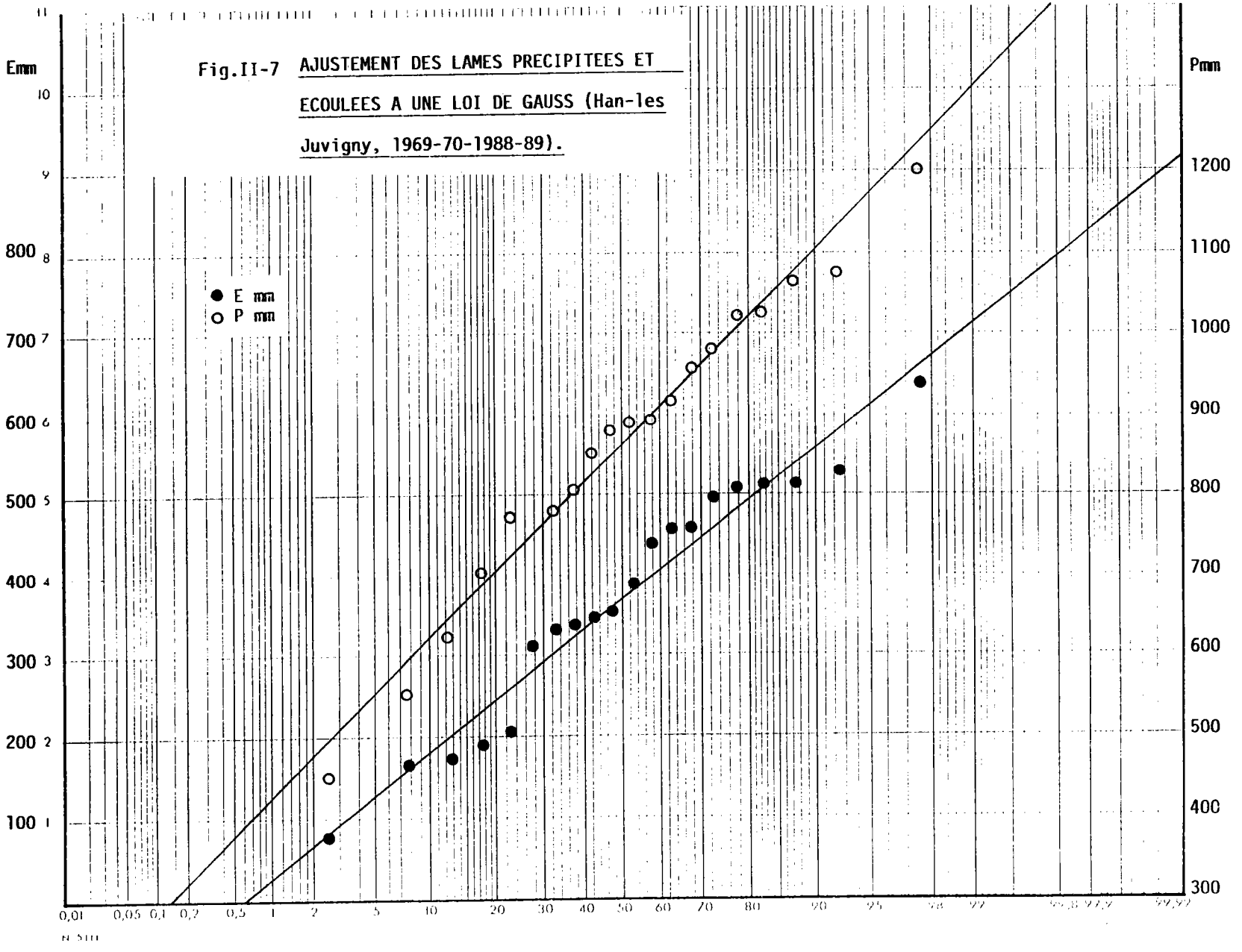
Rang	Fréquence expérimentale $F = \frac{R - 0,5}{N}$	P mm	Année	Année	E mm	Année	Déficit d'écoulement mm
1	2,5	442,2	1975-76	75-76	76,85	1978-79	324,8
2	7,5	553,0	70-71	70-71	166,03	75-76	367,3
3	12,5	625,8	72-73	71-72	172,93	70-71	386,9
4	17,5	703,1	71-72	72-73	189,15	69-70	404,0
5	22,5	772,0	73-74	73-74	206,5	77-78	431,2
6	27,5	781,9	78-79	76-77	310,8	81-82	435,9
7	32,5	782,8	88-89	85-86	328,8	72-73	436,6
8	37,5	807,4	74-75	88-89	336,0	88-89	446,8
9	42,5	851,8	84-85	84-85	344,4	74-75	453,9
10	47,5	883,5	85-86	74-75	353,5	84-85	507,4
11	52,5	888,4	76-77	83-84	387,4	79-80	509,6
12	57,5	890,9	77-78	86-87	436,9	80-81	515,0
13	62,5	917,2	69-70	78-79	457,1	71-72	530,1
14	67,5	959,3	81-82	77-78	459,7	85-86	554,7
15	72,5	980,2	83-84	87-88	495,5	82-83	563,3
16	77,5	1020,2	79-80	80-81	507,7	73-74	565,5
17	82,5	1022,7	80-81	79-80	510,6	76-77	577,6
18	87,5	1061,8	86-87	69-70	513,2	87-88	579,1
19	92,5	1074,6	87-88	81-82	523,4	83-84	592,8
20	97,5	1198,2	82-83	82-83	634,9	86-87	624,9
Moyenne		860,9			370,5		490,3
écart-type		185,303			149,06		84,396

Il ressort de ce classement que les modules particuliers évoluent globalement dans le même sens que les précipitations. Ce qui en taxonomie potamologique permet de ranger le Loison dans le groupe des cours d'eau à régime fondamentalement pluvial.

Mais ce caractère ne saurait à lui tout seul expliciter l'évolution des modules particuliers, la concordance entre module hydrologique et pluviométrique n'étant respectée qu'une année sur trois, confirmant que « l'écoulement ne dépend pas seulement de la pluie, mais aussi d'autres facteurs qui accentuent l'influence des irrégularités pluviales d'une année à l'autre » (M. Dacharry 1974).

Le report graphique des points observés sur papier à échelle gaussienne (Fig. II-7) permet de vérifier que lames écoulées et précipitées suivent une loi de distribution normale, ce qui est généralement la règle en domaine océanique (P. Dubreuil 1974).

Fig.II-7 AJUSTEMENT DES LAMES PRECIPITEES ET ECOULEES A UNE LOI DE GAUSS (Han-les Juvigny, 1969-70-1988-89).



Toutefois il convient de rappeler ici que l'ajustement des précipitations a posé un problème déjà évoqué dans le chapitre concerné : la série 1969-70 à 1988-89 étant dissymétrique elle n'est probablement pas exactement représentative de la pluviométrie locale.

L'élimination des deux années de grande sécheresse (1975-76 et 1970-71) rend l'ajustement plus représentatif d'une loi normale avec une moyenne de 901 mm en lieu et place des 861 mm proposés ici : le rôle éminent des effets d'abri et d'ombre exercés parles Hauts-de-Meuse sur le bassin-versant se trouve donc confirmé. Nous tiendrons compte de ce problème en temps voulu.

Les quantiles de fréquences caractéristiques sont données dans le tableau II-4.

Tableau II-4 : Lames d'eau annuelles précipitées et écoulées pour quelques fréquences de retour (1969-70 à 1988-89)

	Années sèches					Années humides			
Durée de récurrence (années)	50	20	10	5	Normale	5	10	20	50
Q m^3/s	0,743	1,40	2,0	2,72	4,10	5,47	6,19	6,79	7,45
E mm	67,0	125	181	247	370	495	561	615	676
% du module	18,0	33,8	48,0	66,0	0	133	151	166	182
P mm	481	556	623	705	860	1016	1098	1165	1240
% de la normale	55,8	64,6	72,4	81,9	0	118	127	135	144

Ces simulations démontrent que la réponse hydrologique du bassin-versant n'a pas la même qualité en période sèche ou humide. En période sèche, la décroissance des écoulements est plus rapide que celle des précipitations. En année cinquantenaire par exemple, le débit ne représente plus que 18 % de la valeur du module, alors que les précipitations représentent encore 56 % de la normale.

A l'inverse, en période humide, les écoulements croissent proportionnellement plus vite que les apports pluviométriques.

Toujours en année cinquantenaire, les écoulements sont supérieurs de 82 % au module, alors que les apports ne représentent qu'un gain de 44 % par rapport à la normale.

Tout se passe donc comme si dans le processus complexe d'anamorphose des apports en écoulements, l'entité physique du bassin-versant exerçait un effet amplificateur.

Les facteurs concourant à la réalisation de cet effet peuvent être partiellement déduits de l'étude de l'hétérogénéité de la période 1969-70 à 1988-89

c) Hétérogénéité de la période 1969-70 à 1988-89

L'étude de l'hydraulicité – ou rapport du module d'une année particulière au module global – permet d'analyser les variations interannuelles de l'écoulement.

La Figure II-8 montre que les valeurs extrêmes de l'hydraulicité vont de 0,2 en 1975-76 à 1,17 en 1982-83. Mais surtout, elle confirme dans l'ensemble ce que laissait présager l'étude pluviométrique, à savoir que la période 1969-70 à 1988-89 oppose deux séries d'années très tranchées :

- une première série (1970-71 à 1976-77) caractérisée par une hydraulicité faible à très faible. Nous neutralisons l'année 1969-70 marquée au contraire par une forte hydraulicité.
- une deuxième série (1977-78 à 1988-89) globalement caractérisée par une hydraulicité forte à très forte.

Elle démontre également qu'hydraulicité et pluviosité ne sont pas parfaitement synchrones. Si en phase de faible pluviométrie l'écoulement devient nettement indigent, ce n'est que par la conjonction de 6 années consécutives de déficit pluviométrique que se produit le remarquable effondrement du module de 1975-76. Ce qui laisserait supposer l'existence de réserves capables d'assurer une régulation pluri-annuelle des débits. Il faut toutefois rester prudent en la matière, le pas de temps retenu ne permettant pas une analyse fine du phénomène. Une deuxième remarque nous incite d'ailleurs à la circonspection : en série d'années humides, la réponse hydrologique aux précipitations apparaît en effet plus rapide.

Le passage de la série d'indigence hydrologique à la série d'abondance se fait seulement après deux années de précipitations légèrement excédentaires : 1976-77 et 1977-79.

Le caractère globalement pluvial du cours d'eau se trouve ici illustré de façon péremptoire.

A cela s'ajoute une autre influence nettement décelable au pas de temps annuel, au travers de phénomènes de ciseaux. Ceux-ci illustrent l'effet d'amplification du bassin-versant déjà révélé par l'étude fréquentielle des modules *(supra)* :

- hydraulicité plus faible que la pluviosité en série d'années déficitaires
- hydraulicité plus forte que la pluviosité en année excédentaire.

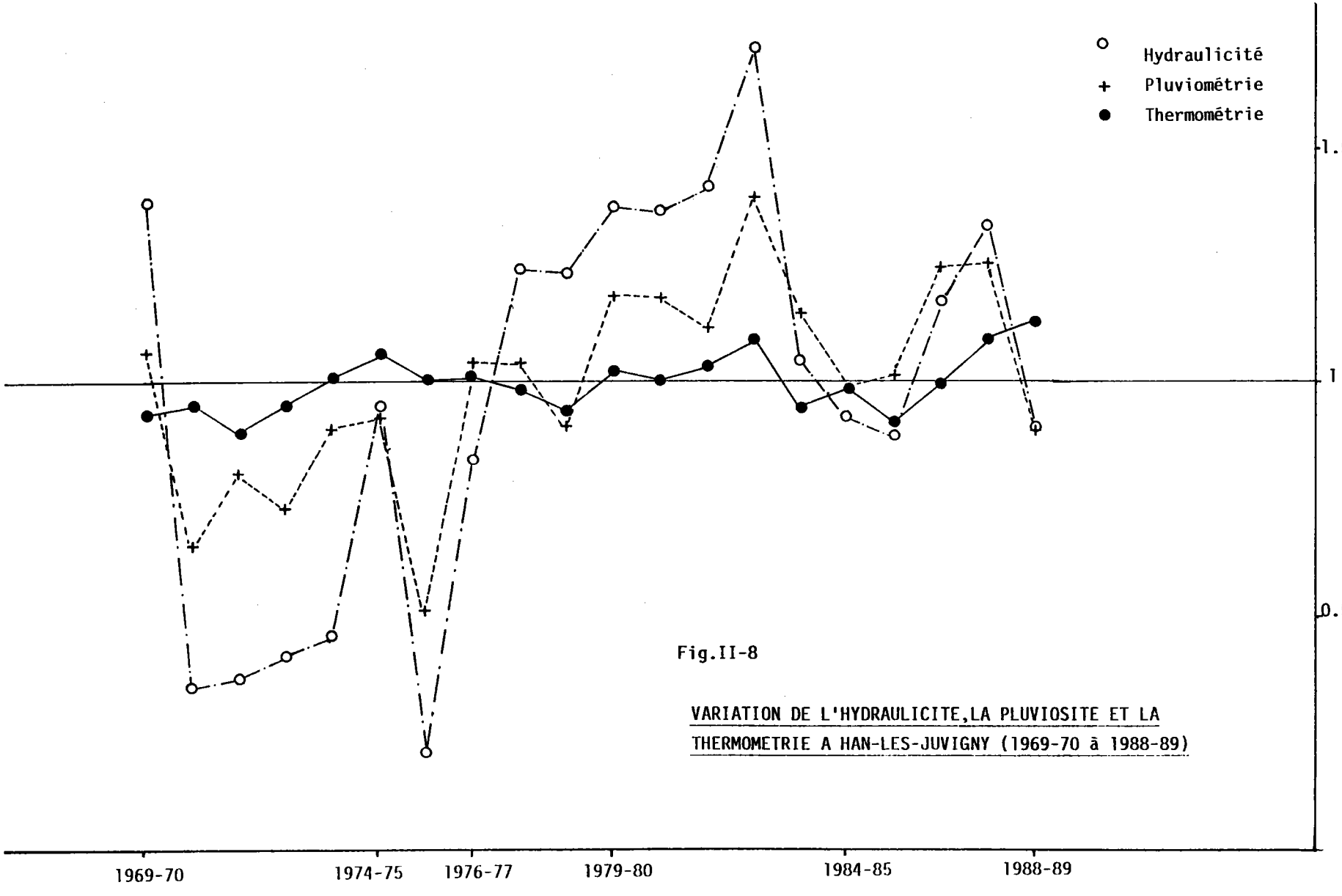


Fig.II-8

VARIATION DE L'HYDRAULICITE,LA PLUVIOSITE ET LA THERMOMETRIE A HAN-LES-JUVIGNY (1969-70 à 1988-89)

Il est possible de déceler dans ces inversions de courbes, la fonction d'index hydrogéologique (G. Castany 1982) jouée par l'interface atmosphère-lithosphère. Son rôle sera précisé ultérieurement ; mais il apparaît d'ores et déjà fondamental.

Plus discret est le rôle des températures dont la variabilité annuelle est par ailleurs peu marquée (Figure II-8). Elles ne semblent pas déterminantes – tout au moins au pas de temps considéré – en ce qu'elles paraissent incapables d'inverser l'évolution des débits initialisée par les précipitations.

Les retouches qu'elles engendrent portent sur :

- la limitation de l'effet amplificateur du bassin-versant (1987-88)
- l'accentuation de la hausse des débits (1977-78 et 1978-79) ou inversement l'accélération de leur baisse (1988-89) en année d'apports médiocres.

L'échelle annuelle n'apparaît donc guère propice à l'étude du caractère évaporal de l'hydrologie du Loison.

Par contre, elle met nettement en évidence, sur fond pluvial dominant, le rôle important de la lithologie.

En conclusion à cette étude des modules annuels de la station de Loison à Han-lès-Juvigny nous terminerons par une revue de synthèse des facteurs qualitatifs de prédétermination.

La réalisation de cette synthèse repose sur le croisement de l'information débit avec une série de facteurs considérés à priori comme favorables à la détermination d'un module fort (supérieur au module global) ou faible (inférieur au module global).

Par exemple, nous estimerons en première approximation que pour obtenir un module particulier fort il faut en tout ou partie :

- une précipitation annuelle supérieure à la normale,
- une température annuelle inférieure à la norme,
- des précipitations fortes lors de l'année précédente,
- un module fort lors de l'année précédente.

Les résultats sont exprimés en % de cas favorables à la réalisation du type de module (Tableau II-5).

Tableau II-5 : Facteurs qualitatifs de prédétermination d'un module d'une année particulière d'abondance ou d'indigence(% de cas favorables)

Module particulier	Précipitations de l'année	Précipitations de l'année précédente	Module de l'année précédente	Température de l'année	Température de l'année précédente
Abondant	88	88	77	33	33
Indigent	80	70	70	50	40

La première remarque qu'il est possible de formuler est qu'aucun des déterminants proposés n'apparaît anodin : le bassin-versant est un système complexe à l'intérieur duquel chaque facteur est en interrelation plus ou moins coordonnée avec les autres.

La deuxième remarque est que le rôle particulier de chacun de ces déterminants varie en qualité selon le type d'année considérée.

En année d'abondance.

Le caractère principalement pluvial du module se trouve conforté : ce sont les précipitations qui par leur abondance concourent dans 88 % des cas à la réalisation d'un fort module.

Le même pourcentage se retrouve au niveau de l'influence des précipitations de l'année antérieure sur le module d'une année particulière. Au-delà des apparences il s'agit plus d'un facteur de type lithologique que pluviométrique. Il ne traduit en fait que :

- la permanence et le poids des facteurs physiographiques (annexe II-3),
- l'état des réserves en eau du bassin-versant à la fin du cycle annuel précédent,
- l'aptitude de la lithosphère à transformer les apports pluviométriques en écoulement de type ruissellement, lorsque l'année précédente a été humide et que les formations superficielles n'ont pas cédé la totalité de leurs réserves hydriques à l'évapotranspiration.

Ce double effet expliquant par ailleurs la liaison assez forte entre modules de deux années consécutives (77 %).

Par comparaison, le facteur thermique paraît de peu d'influence : la satisfaction probable de la demande évapotranspiratoire par des précipitations abondantes n'ayant pas de répercussion sensible sur le module annuel.

En année de pénurie

Le scénario se trouve être sensiblement modifié.

Si les précipitations restent le facteur déterminant du module, elles perdent un peu de leur importance et se voient talonnées de près par le facteur lithologique, tandis que le facteur thermique se renforce significativement.

Cette modulation des facteurs, déterminant débits d'abondance et d'indigence, met à nouveau en exergue l'importance de la lithologie du bassin-versant et explicite les distorsions remarquées dans les relations entre apports pluviométriques et écoulements restitués.

Un premier modèle de fonctionnement hydrologique global du Loison peut être proposé.

Les formations hydrogéologiques imperméables favorisant les écoulements de type ruissellement, augmentent le rendement hydrologique du bassin-versant en année de fortes précipitations. Tandis qu'en année de pénurie, les apports déficitaires subissant de manière plus dommageable les prélèvements évapotranspiratoires, ce sont les réserves souterraines issues des formations hydrogéologiques perméables qui marquent de leur sceau le module.

A en juger par la modestie des écoulements d'année franchement déficitaire (Figure II-8), ces réserves doivent être médiocres.

L'étude des modules saisonniers permet d'affiner ce premier modèle.

2. Les modules saisonniers

Le découpage saisonnier adopté oppose :

- une saison humide et froide, d'octobre à avril, caractérisée par des débits généralement abondants.
- une saison moins humide et chaude, de mai à septembre, généralement marquée par de faibles débits.

a) Modules hivernaux

Le module hivernal global est égal à 5,78 m^3/s, soit un débit spécifique de 16,6 $l/s/km^2$ ou encore une lame d'eau écoulée de 304 mm.

Le coefficient d'immodération est fort (7) – le plus fort module ayant été de 9,26 m^3/s (492 mm) en 1981-82, le plus faible de 1,34 m^3/s (69,9 mm) en 1975-76, indice d'une forte irrégularité des écoulements en cette saison de hautes eaux.

Il représente par ailleurs l'essentiel des écoulements annuels, soit 82 %, prouvant un bon rendement hydrologique du bassin-versant avec un coefficient d'écoulement de 0,56. Ce qui établit le caractère pluvial du module hivernal.

Le tableau II-6 montre que les précipitations expliquent pratiquement à elles seules les modules hivernaux d'abondance, tandis que le facteur thermométrique est négligeable.

Tableau II-6 : Facteurs qualitatifs de prédétermination des modules saisonniers d'année particulière (% de cas favorables)

Module hivernal	Précipitation de l'hiver	Précipitation de l'été précédent	Module de l'été précédent	Température hivernale
Abondant	90	60	70	40
Indigent	77	44	89	44
Module estival	Précipitation estivale	Précipitation hivernale	Module hivernal	Température estivale
Abondant	85	85	100	42
Indigent	61	54	69	61

La contribution des précipitations de l'été précédent ne vaut guère mieux, tandis que l'impact de ses écoulements paraît plus substantiel.

Cette apparente contradiction :

- confirme que les réserves souterraines en fin de cycle hydrologique ne sont pas sans effet sur la qualité du cycle suivant,
- permet surtout d'envisager une activité non négligeable du ruissellement lors de certains étés,
- amène à reconsidérer le poids du facteur thermométrique (évaporation) en été.

Des arguments sérieux sont d'ailleurs apportés par l'étude du module hivernal d'année indigente (Tableau II-6).

Le facteur pluviométrique perd sa primauté au profit des écoulements de l'été précédent, tandis que précipitations estivales et températures hivernales se contentent de Figurer.

b) Modules estivaux

Ils ne représentent en moyenne que 18 % du module annuel, soit un débit moyen de 1,74 m^3/s ou 5 $l/s/km^2$ ou encore 66,2 mm.

Avec un coefficient d'immodération de 23,8 – maximum de 4,28 m^3/s (164,5 mm) en 1982-83 et minimum de 0,182 m^3/s (6,9 mm) en 1975-76 – ils sont incomparablement plus instables que les modules hivernaux, alors même que le coefficient d'immodération des précipitations d'été n'est que de 2,8.

Il en découle un très faible rendement hydrologique du bassin-versant, le coefficient d'écoulement estival (0,19) étant corrélatif du manque d'efficience des précipitations. Le caractère évaporal du module d'été se trouve ainsi établi.

Le tableau II-6 montre qu'en été d'abondance, le module est sous l'étroite dépendance des écoulements hivernaux, les précipitations d'été venant en deuxième position à égalité avec les précipitations hivernales. Quant aux températures elles ne jouent qu'un rôle effacé.

Cette hiérarchie de facteurs déterminants traduit :

- la primauté des réserves hydrologiques stockées en hiver et assurant l'essentiel des écoulements d'été,
- la possibilité de voir le module estival renforcé par le ruissellement, en dépit des prélèvements évapotranspiratoires.

En phase d'indigence, le module hivernal conserve sa primauté, mais se trouve talonné par les facteurs climatiques. On peut en conclure que les étés de pénurie hydrologique résultent de prime-abord de la conjonction des facteurs suivants :

- insuffisance dans l'alimentation des aquifères lors de la saison froide,
- efficience nulle des trop faibles précipitations estivales qui n'alimentent pratiquement que l'évapotranspiration au dam des écoulements.

Ces différents points permettent de proposer un modèle fonctionnel du Loison.

Celui-ci est de type fondamentalement pluvio-évaporal. Les précipitations annuelles assurent le niveau du module. Leur efficacité est maximale en hiver car c'est en cette saison qu'elles sont les plus abondantes et contrecarrent facilement une évapotranspiration réduite.

Les températures, essence des processus évapotranspiratoires, n'ont d'action décisive qu'en été. Elles abaissent systématiquement le rendement des précipitations et sont en tout type d'année à l'origine d'une période de basses eaux même relative. Sur ce fondement climatique, la lithologie module les caractères des écoulements.

En tout type d'année, les surfaces imperméables favorisent le ruissellement hivernal – noyau dur des modules – et le font perdurer lors des étés humides.

Les surfaces perméables sont alimentées par les précipitations hivernales et leur destockage assure au Loison la pérennité des écoulements lors d'étés indigents.

Le Loison est donc un cours d'eau océanique de plaines et plateaux, de type pluvio-évaporal à forte influence lithologique.

c) Étude fréquentielle des modules saisonniers

Les modules hivernaux

Les résultats de l'étude des normales et modules hivernaux sont présentés dans les tableaux II-7a et b et sur la Figure II-9. Ils révèlent le rôle important de la lithosphère.

En hiver humide, les surfaces imperméables favorisent le ruissellement direct et contribuent à la réalisation de forts modules.

Le rendement hydrologique du bassin versant en témoigne, le coefficient d'écoulement étant par exemple de 0,69 en année cinquantenaire.

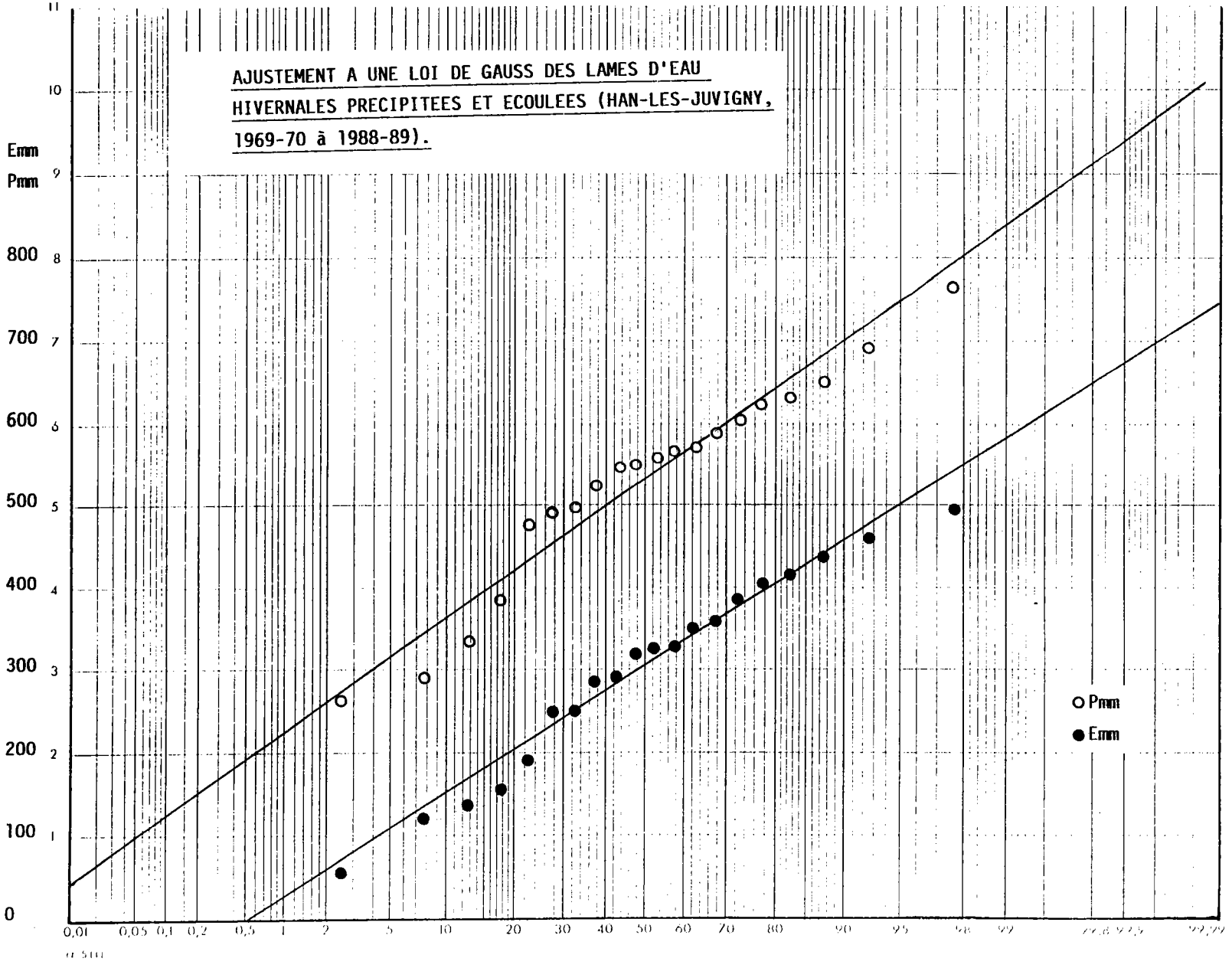
Rang	Fréquence expérimentale F = R - 0,5 / M	Pmm	Année	Année	Emm	Année	Déficit d'écoulement
1	2,5	266,5	1975-76	1975-76	69,9	1970-71	57,8
2	7,5	291,3	70-71	71-72	125,3	78-79	132,8
3	12,5	331,8	72-73	70-71	133,5	81-82	153,7
4	17,5	379,2	71-72	72-73	162,9	72-73	168,9
5	22,5	476,8	73-74	73-74	188,6	80-81	181,8
6	27,5	493,3	84-85	85-86	261,2	69-70	183,3
7	32,5	497,4	78-79	76-77	262,7	75-76	196,6
8	37,5	520,3	85-86	88-89	289,8	84-85	202,5
9	42,5	543,3	88-89	84-85	290,8	83-84	218,4
10	47,5	543,5	74-75	74-75	320,6	74-75	222,9
11	52,5	554,7	77-78	77-78	324,3	77-78	230,4
12	57,5	568,9	83-84	86-87	325,0	79-80	233,3
13	62,5	570,1	86-87	83-84	350,5	86-87	245,1
14	67,5	586,8	80-81	78-79	364,6	87-88	245,3
15	72,5	601,5	69-70	79-80	385,7	88-89	253,5
16	77,5	619,0	79-80	80-81	405,0	71-72	253,9
17	82,5	629,2	76-77	69-70	418,2	85-86	259,1
18	87,5	646,1	81-82	87-88	444,2	73-74	288,2
19	92,5	689,5	87-88	82-83	470,4	82-83	291,8
20	97,5	762,2	82-83	81-82	492,4	76-77	366,5
Moyenne		528,5			304,2		219,2
écart-type		129,117			119,794		65,375

Tableau II-7a : classement des lames d'eau précipitées et écoulées à Han-lès-Juvigny en hiver (1969-70 à 1988-89)

Hiver	Années sèches				Moyenne	Années humides			
Durée de récurrence (années)	50	20	10	5		5	10	20	50
Qm³/s	1,11	2,03	2,86	3,87		7,69	8,69	9,52	10,44
Emm	59,0	107	151	204	304	405	458	501	550
% du module	19,3	35,2	49,5	66,9		133	150	164	180
Pmm	264	316	363	420	528	637	694	741	793
% de la normale	49,9	59,8	68,7	79,4		120	131	140	150
Déficit d'écoulement	205	209	212	216	224	232	236	240	243

Tableau II-7b : Lames d'eau hivernales précipitées et écoulées à Han-lès-Juvigny pour quelques fréquences de retour (1969-70 à 1988-89)

Fig.II-9


AJUSTEMENT A UNE LOI DE GAUSS DES LAMES D'EAU HIVERNALES PRECIPITEES ET ECOULEES (HAN-LES-JUVIGNY, 1969-70 à 1988-89).
Emm
Pmm
800
700
600
500
400
300
200
100
0
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0,01
0,05
0,1
0,2
0,5
1
2
5
10
20
30
40
50
60
70
80
90
95
98
99
99,99
Pmm
Emm

En hiver à tendance sèche le module est amoindri par la faiblesse des apports et la diminution corrélative du ruissellement.

La contribution des réserves s'en trouve proportionnellement valorisée. Mais comme elles sont assez faibles selon toutes probabilités, le module chute fortement.

Comme par ailleurs les prélèvements évapotranspiratoires ne sont pas nuls – et d'une grande régularité d'une année sur l'autre – leur impact négatif sur les apports pluviométriques augmente en valeur relative.

En conséquence, le coefficient d'écoulement chute à 0,22 en année cinquantenaire.

Les modules estivaux

Les résultats de leur analyse sont présentés dans les tableaux II-8a et b et sur la Figure II-10.

Si les précipitations obéissent à une loi de Gauss, nous avons dû après divers essais sur papiers gausso-logarithmique et de Gumbel, procéder à une anamorphose de type racine carrée pour obtenir un alignement satisfaisant des modules hydrologiques particuliers (Figure II-10).

Le tableau II-8 confirme, par le manque quasi-absolu de parallélisme d'évolution annuelle des précipitations et des écoulements, l'inanité des abats estivaux sur le module.

Celle-ci est plus particulièrement nette pour les étés secs lors desquels les apports pluviométriques doivent être entièrement neutralisés à l'interface lithosphère-atmosphère par l'évapotranspiration. Seuls les apports souterrains provenant des aquifères contribuent alors aux écoulements.

Pour peu que l'hiver trop peu humide ou une suite d'années sèches n'aient pas permis une reconstitution satisfaisante des réserves, les débits se trouvent réduits à leur plus simple expression : comme ce fut le cas en 1976 (tableau II-8a).

A l'inverse, l'augmentation des abats pluviométriques lors d'étés humides – surtout si elle se conjugue avec un hiver lors duquel les réserves souterraines ont été correctement reconstituées – assure des écoulements abondants.

Le cas de l'année 1982-83 paraît de ce point de vue exemplaire, par le souvenir des crues de décembre 1982, avril et mai 1983 (LETOUZE 1984, MOSELLA 1985).

Nous sommes là au paroxysme de la séquence humide qui a débuté en 1976-77.

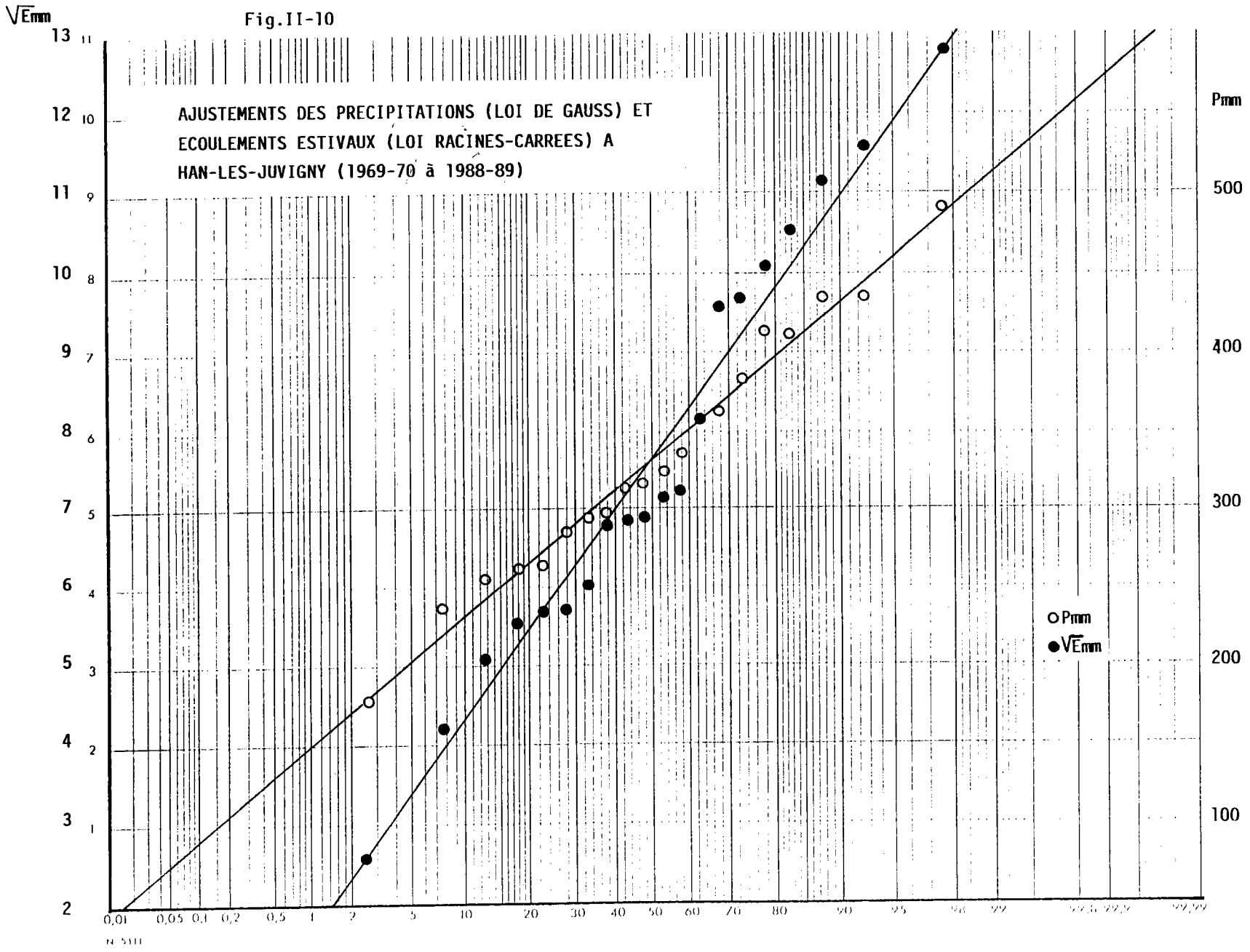
Rang	Fréquence expérimentale F = R - 0,5 / M	Pmm	Année	Année	Emm	Année	Déficit d'écoulement
1	2,5	177,7	1975-76	1975-76	6,9	1975-76	170,8
2	7,5	239,5	88-89	73-74	17,9	78-79	192,1
3	12,5	259,2	76-77	72-73	26,2	88-89	193,3
4	17,5	261,7	70-71	81-82	31,0	77-78	200,8
5	22,5	263,9	74-75	70-71	32,5	76-77	211,2
6	27,5	284,5	78-79	74-75	32,9	69-70	220,7
7	32,5	294,0	72-73	83-84	36,9	70-71	229,2
8	37,5	295,2	73-74	88-89	46,2	74-75	231,0
9	42,5	313,2	81-82	71-72	47,5	72-73	267,8
10	47,5	315,7	69-70	76-77	48,0	82-83	271,5
11	52,5	323,9	71-72	87-88	51,4	79-80	276,3
12	57,5	336,2	77-78	84-85	53,6	71-72	276,4
13	62,5	358,5	84-85	85-86	67,6	73-74	277,3
14	67,5	363,2	85-86	78-79	92,4	81-82	282,2
15	72,5	385,1	87-88	69-70	95,0	85-86	295,6
16	77,5	401,2	79-80	80-81	102,7	84-85	304,9
17	82,5	411,3	83-84	86-87	111,9	80-81	333,2
18	87,5	435,9	80-81	79-80	124,9	87-88	333,7
19	92,5	436,0	82-83	77-78	135,4	83-84	374,4
20	97,5	491,7	86-87	82-83	164,5	86-87	379,8
Moyenne		332,3			66,2		266,1
écart-type		78,03			43,58		60,053

Tableau II-8a : classement des lames d'eau estivales précipitées et écoulées à Han-lès-Juvigny (1969-70 à 1988-89)

Été	Années sèches				Moyenne	Années humides			
Durée de récurrence (années)	50	20	10	5		5	10	20	50
Qm³/s	0,16	0,341	0,555	0,887		2,87	3,59	4,23	5,01
Emm	5,0	11,0	19,0	30,0	1,74	97,0	121	143	169
% du module	9,2	19,6	31,9	51	66,0	165,4	206,3	243,1	288,1
Pmm	172	204	232	267		398	432	461	492
% de la normale	51,8	61,3	69,9	80,2	332	119	130	138	148
Déficit d'écoulement	167	193	213	237	266	301	311	318	323

Tableau II-8b : Lames d'eau estivales précipitées et écoulées à Han-lès-Juvigny pour quelques fréquences de retour (1969-70 à 1988-89)

Fig.II-10


√Emm
Pmm
AJUSTEMENTS DES PRECIPITATIONS (LOI DE GAUSS) ET
ECOULEMENTS ESTIVAUX (LOI RACINES-CARREES) A
HAN-LES-JUVIGNY (1969-70 à 1988-89)
O Pmm
● √Emm
0,01 0,05 0,1 0,2 0,5 1 2 5 10 20 30 40 50 60 70 80 90 95 98 99 99,5 99,9
N 5111

Pourtant, les fortes précipitations de l'hiver (durée de récurrence d'un an sur 28) n'ont engendré que des écoulements d'une durée de retour d'un an sur 15.

Ce décalage doit être probablement rapproché du faible niveau des réserves lors de l'été 1982 (écoulements d'ordre décennal sec) et de la douceur de l'hiver 1982-83 (T° = 5°4 pour une moyenne de 4°6) : évapotranspiration plus forte que la norme et remplissage des réserves ont contribué à la relative modération du module hivernal.

Au demeurant, l'été n'est pas en reste, se montrant chaud (T° = 16° pour une normale de 14°9) et à tendance humide : fréquence de retour d'ordre décennal humide.

Mais en cette affaire ce sont surtout le module hydrologique estival d'ordre cinquantennal humide et le coefficient d'écoulement très médiocre (0,38) qui paraissent intéressants. Ils démontrent en effet :

- l'existence d'un fort ruissellement en saison estivale à tendance humide
- la puissance de la ponction opérée par l'évapotranspiration lors d'étés chauds et sa présence active lors de certains hivers,
- l'existence d'un modeste effet régulateur des réserves, avec des modalités variables sur les modules saisonniers
- l'effet contraire d'intempérance généré par les surfaces imperméables.

3. L'abondance moyenne mensuelle

L'analyse des débits mensuels permet de définir le régime du cours d'eau et ses variations interannuelles.

Les coefficients mensuels de débits (CMD) – ou rapports des débits moyens mensuels au module de la série considérée – facilitent l'appréhension de ces variations : les mois dits de basses eaux (CMD inférieur à l'unité) peuvent être opposés aux mois de hautes eaux (CMD supérieur à l'unité).

a) Régime fluvial du Loison et sa variabilité

Les CMD des deux types d'années pré-définies *(cf. supra)* sont présentés dans le tableau II-9 et sur la Figure II-11.

		O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S
CMD	Période 1969-70 à 1988-89	0,56	0,84	1,72	1,96	2,0	1,65	1,12	0,82	0,52	0,43	0,2	0,15
	Période 1970-71 à 1976-77	0,2	0,64	0,99	1,28	1,53	0,66	0,51	0,37	0,24	0,12	0,16	0,07
	Période 1977-78 à 1988-89	0,8	0,96	2,13	2,37	2,05	2,13	1,41	0,99	0,7	0,62	0,23	0,2
CMP	Période 1969-70 à 1988-89	0,99	1,19	1,15	1,12	0,94	1,13	0,81	1,02	1,06	0,88	0,75	0,9
	Période 1970-71 à 1976-77	0,77	1,28	0,74	0,88	0,87	0,62	0,61	0,81	0,69	0,77	0,67	0,75
	Période 1977-78 à 1988-89	1,18	1,11	1,4	1,29	0,85	1,46	0,87	1,13	1,27	0,95	0,8	0,99
CMT	Période 1969-70 à 1988-89	1,05	0,54	0,29	0,15	0,23	0,56	0,87	1,36	1,68	1,88	1,84	1,51
	Période 1970-71 à 1976-77	0,91	0,53	0,19	0,26	0,32	0,53	0,87	1,36	1,65	1,89	1,85	1,43
	Période 1977-78 à 1988-89	1,1	0,55	0,38	0,06	0,14	0,58	0,89	1,34	1,69	1,89	1,83	1,57

Tableau II-9: Débits, précipitations et températures. Coefficients mensuels pour le Loison

Fig.II-11 COEFFICIENTS MENSUELS DE DEBITS, DE PLUIES ET DE TEMPERATURES, EN SERIES NORMALE, SECHE ET HUMIDE (HAN-LES-JUVIGNY)

● températures
○ Emm
+ Pmm

Fig.II-11a

1969-70 à 1988-89

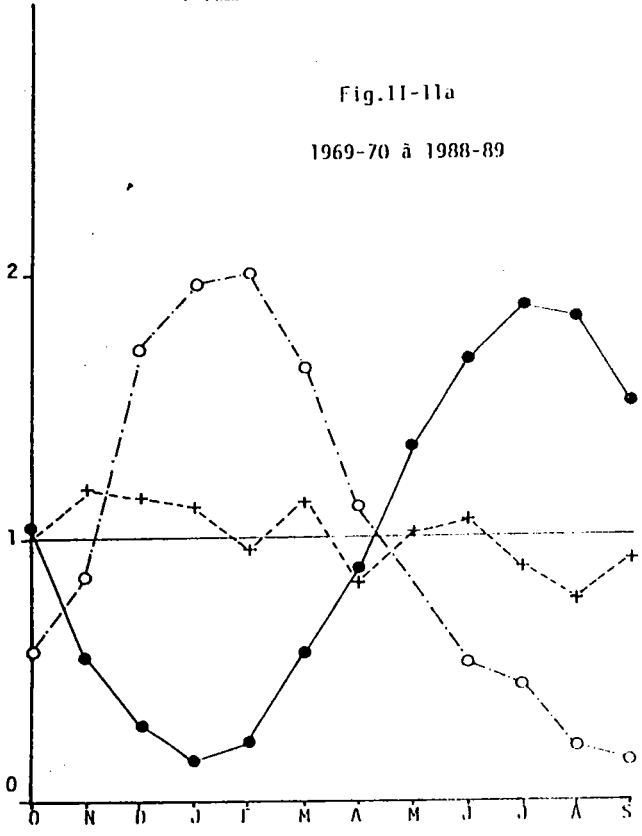


Fig.II-11b

1970-71 à 1976-77

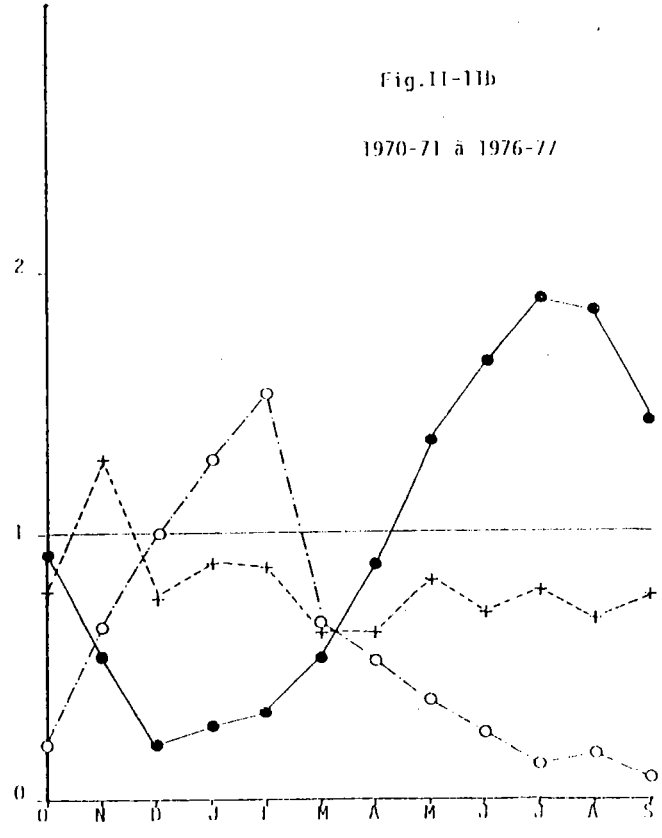
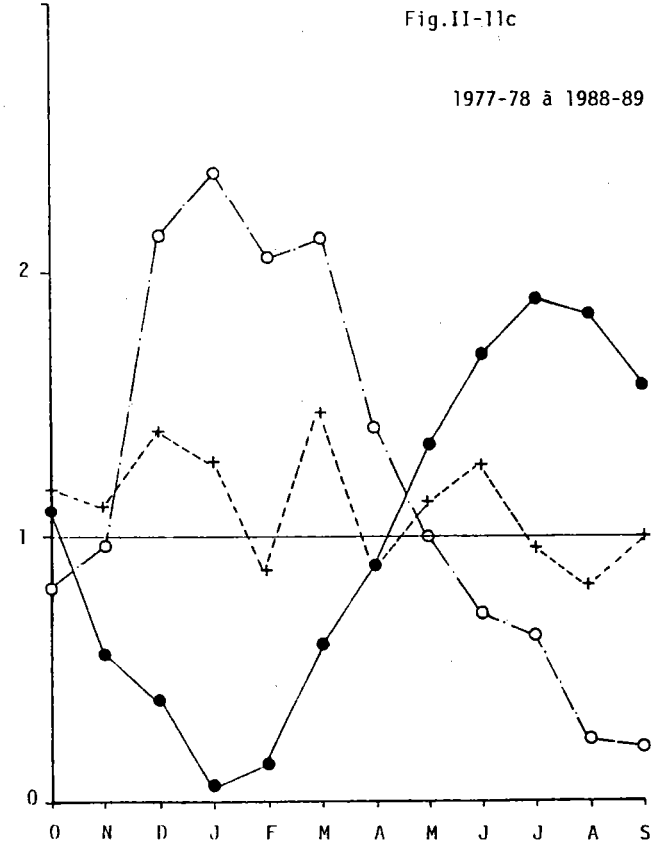


Fig.II-11c

1977-78 à 1988-89



Globalement et quelle que soit la période considérée, le Loison peut être taxé d'un régime pluvio-évaporal océanique à deux saisons hydrologiques.

Les hautes eaux moyennes ou ordinaires se placent en saison froide avec un maximum de février-janvier (périodes normale et sèche) ou de janvier-décembre (période humide).

Les basses eaux ordinaires se placent en saison chaude avec un minimum en septembre et août (période normale et humide) ou septembre et juillet (période sèche).

Mais dans le détail, variabilité et immodération confèrent au régime hydrologique du Loison une grande originalité.

L'irrégularité des modules mensuels ressort parfaitement des valeurs du coefficient de variation calculé pour chaque mois en années moyenne, sèche et humide (Tableau II-10).

Les valeurs mensuelles moyennes de la série 1969-70 à 1988-89 paraissent largement déterminées par celles de la période d'abondance 1976-77 à 1988-89 ; les coefficients variant de concert :

- plus forts et irréguliers de mai à octobre,
- plus faibles et plus réguliers de novembre à avril.

Par opposition, la période pénurique 1970-71 à 1975-76 montre une grande originalité :

- faible variabilité de janvier à juillet,
- forte variabilité d'août à décembre.

Cette variabilité s'accompagne d'une très forte immodération des modules mensuels extrêmes.

Le coefficient des moyennes mensuelles extrêmes pour la série 1969-70 à 1988-89 est de 13,5 – les extrêmes étant de 8,81 m^3/s en février et 0,654 m^3/s en septembre. Il descend à 11,2 en période humide, mais atteint 20,7 en période sèche.

Comparé à d'autres cours d'eau océaniques pluvio-évaporaux tels la Moselle à Cochem (4,5), la Seine à Paris (5,7) ou la Meuse à Stenay (6,2) le Loison fait preuve d'une intempérance qui le placerait selon la classification de M. Pardé *(op. cit.,* 1933) à la charnière du domaine méditerranéen !

Si de telles conditions furent parfois réalisées en période pénurique (juxtaposition de mois très humides et de mois secs au sens biogéographique du terme), les moyennes calculées ne devraient pas ou peu s'en ressentir, particulièrement en période d'abondance.

		O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S
Année moyenne	Qm^3/s	2,262	3,498	6,803	7,886	8,817	6,561	4,678	3,293	2,184	1,746	0,828	0,654
	$l/s/km^2$	6,5	10,0	19,5	22,6	25,3	18,8	13,4	9,4	6,2	5,0	2,3	1,8
	Emm	17,39	26,06	52,32	60,67	61,95	51,09	34,8	25,35	16,27	13,426	6,37	4,87
	CV	1,28	0,72	0,75	0,55	0,62	0,64	0,74	1,12	0,74	1,47	0,83	0,61
Année de pénurie	Qm^3/s	0,818	2,679	4,005	5,142	6,781	2,652	2,134	1,5	1,004	0,498	0,652	0,327
	$l/s/km^2$	2,3	7,6	11,5	14,7	19,4	7,6	6,1	4,3	2,8	1,4	1,8	0,9
	Emm	6,29	19,97	30,87	39,62	47,45	20,42	15,89	11,54	7,48	3,83	5,01	2,43
	CV	1,49	1,04	0,86	0,6	0,68	0,66	0,65	0,64	0,522	0,45	1,25	0,58
Année d'abondance	Qm^3/s	3,238	4,002	8,597	9,545	8,989	8,555	5,86	3,965	2,913	2,493	0,929	0,85
	$l/s/km^2$	9,3	11,5	24,7	27,4	25,8	24,5	16,8	11,3	8,3	7,1	2,6	2,4
	Emm	24,89	29,81	66,09	73,4	63,37	65,82	43,59	30,55	21,69	19,16	7,15	6,32
	CV	1,03	0,61	0,64	0,46	0,55	0,43	0,61	1,09	0,59	1,25	0,71	0,46

Tableau II-10 : Modules mensuels et coefficients de variations du Loison à Han-lès-Juvigny en année moyenne (1969-70 à 1988-89) et en périodes de pénurie (1970-71 à 1975-76) et d'abondance (1976-77 à 1988-89).

	Saison	Série 1969-70 à 1988-89	Durée en mois	Période 1970-71 à 1976-77	Durée en mois	Période 1977-78 à 1988-89	Durée en mois
Données thermiques	Froide	Novembre à avril	6	Octobre à avril	7	Novembre à avril	6
	Chaude	Mai à octobre	6	Mai à septembre	5	Mai à octobre	6
Données pluviométriques	Humide	Octobre à mars	6	Novembre	1	Octobre à mars	6
	moins humide	Avril à septembre	6	Décembre à octobre	11	Avril à septembre	6
Données hydrologiques	Hautes eaux	Décembre à avril	5	Décembre à février	3	Novembre à mai	7
	Basses eaux	Mai à novembre	7	Mars à novembre	9	Juin à octobre	5
Découpage moyen adopté	Froide, humide et de hautes eaux	Octobre à avril	7				
	Chaude, moins humide et de basses eaux	Mai à septembre	5				

Tableau II-11 : Cadres saisonniers thermique, pluviométrique et hydrologique dans le bassin-versant du Loison

Ni les précipitations ni les températures s'exerçant généralement dans le bassin-versant du Loison ne pouvant expliquer cette persistance d'un fort caractère d'immodération, force est d'envisager une nouvelle fois le rôle fondamental de la lithologie.

Mais avant d'en préciser les caractéristiques, il convient de faire le point sur le découpage saisonnier adopté dans cette première approche des écoulements du Loison.

b) Définition et durée des saisons hydrologiques

Telles qu'elles peuvent être observées en périodes normale, sèche ou humide, les deux grandes saisons hydrologiques précédemment définies ne coïncident pas exactement avec les données pluviométriques et thermométriques.

Le tableau II-11 synthétise les distorsions observées.

Il apparaît clairement que le cadre saisonnier adopté depuis le début de cette étude est avant tout d'ordre dynamique. Il correspond à un cycle hydrologique complet et moyen qui démarre en octobre avec la remontée des écoulements consécutive :

- au renforcement des précipitations dès septembre, et ce après le minimum pluviométrique absolu ou relatif d'août,
- à la baisse des températures après les maxima de juillet et août.

Il se termine avec le minimum ordinaire d'écoulement de septembre consécutif :

- à la pénurie relative des précipitations depuis avril (et même décembre en série sèche),
- à l'accentuation de cette pénurie avec le minimum absolu ou relatif d'août,
- aux plus fortes températures mensuelles.

Quant au passage de l'hiver à l'été hydrologique, il se place :

- en phase de décroissance généralisée et durable des écoulements, de mars-avril à septembre.
- lorsque la décroissance des débits encore forte de mars à avril, s'atténue en général dès le mois de mai.

Par la confrontation de ces observations et de celles qui ont pu être présentées auparavant, la dynamique des écoulements du Loison peut être précisée.

4. La dynamique des écoulements

De ce qui précède, il apparaît clairement que trois facteurs président à des degrés divers à la formation des écoulements du Loison : la pluviométrie, la thermométrie et la lithologie. Leurs actions conjuguées ou antagonistes confèrent au régime hydrologique ses caractéristiques et son originalité.

a) Facteurs dynamiques de la reprise et du renforcement des écoulements

Que se soit en périodes à tendance sèche ou humide, les précipitations expliquent en premier lieu la reprise des écoulements en début d'hiver hydrologique. En deuxième lieu seulement, intervient – en concurrence d'abord, en complémentarité ensuite – le facteur thermique.

Nous constatons en effet un décalage entre reprise même modérée des apports pluviométriques (septembre) et reprise effective des écoulements (octobre) : Figure II-11.

Ce retard entre impulsion et signal s'explique par :

- la persistance des prélèvements évapotranspiratoires en septembre,
- la faiblesse ou l'absence corrélative du ruissellement.

les mois suivants (novembre à février) traduisent :

- le renforcement inégal selon les années du facteur pluviométrique
- l'effacement du facteur thermique neutralisé jusqu'en mars-avril
- l'intervention décisive du facteur lithologique.

L'effacement du facteur thermique favorise l'augmentation des écoulements en dépit de mois marquant une nette régression pluviométrique : décembre à février en années sèches, novembre et janvier en années humides.

Mais c'est surtout le facteur lithologique qui devient primordial.

En années sèches, le maximum d'écoulement se place en février, soit trois mois après le maximum pluviométrique de novembre.

En années humides, le maximum d'écoulement se place en janvier, soit un mois après le maximum pluviométrique de décembre.

Ce qui traduit une double action du facteur lithologique.

En présence d'apports abondants, le facteur lithologique favorise :

- le ruissellement d'une fraction supposée importante des précipitations, en liaison probable avec la saturation des formations superficielles.
- la recharge plus lente des aquifères profonds qui ne seront pleins qu'en janvier-février comme en témoignent les décalages entre précipitations et écoulements sur la Figure II-11 c.

Des apports restreints favorisent essentiellement la recharge des aquifères profonds. Celle-ci n'acquiert sa plénitude qu'en février, comme en témoigne l'évolution nettement dissociée des précipitations et des écoulements sur la Figure II-11 b.

Il apparaît donc que pluviométrie et thermométrie des mois de septembre-octobre à février, conditionnent globalement la reprise puis le renforcement des écoulements. La lithologie commande ensuite – en liaison avec la pluviométrie – la répartition des apports entre ruissellement et infiltration.

b) Facteurs dynamiques de la décroissance des écoulements

Cette phase de décroissance des écoulements – la plus longue (mars-avril à septembre) – est placée sous l'étroite sujétion du facteur thermique. Elle est plus ou moins fortement nuancée par les facteurs pluviométrique et lithologique.

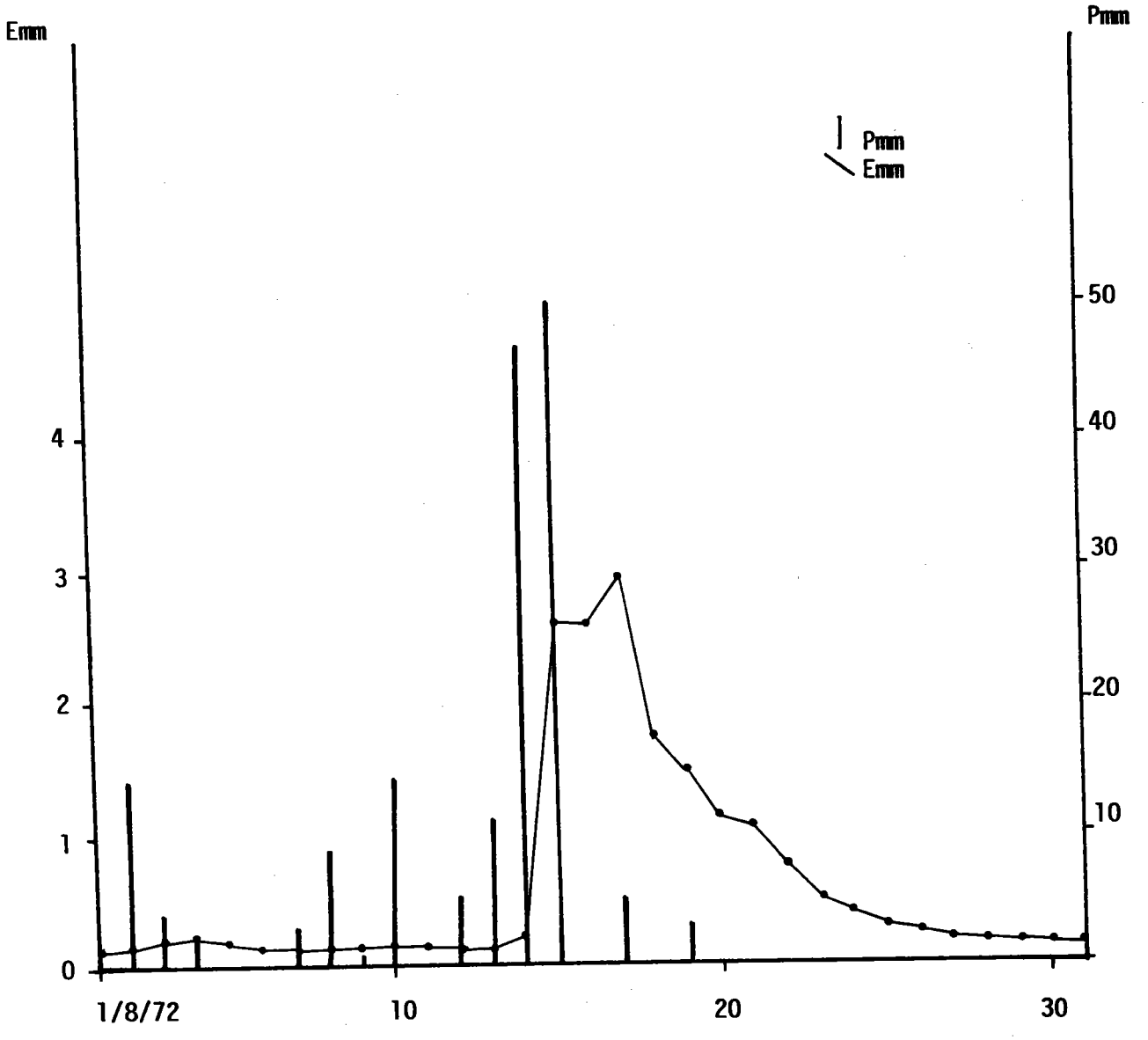
La prééminence du facteur thermique traduit en fait l'action de deux processus :

- la transpiration végétale dont l'impact sur les courbes de la Figure II-11 n'est guère décelable avant avril-mai,
- l'évaporation au dépend des surfaces d'eau libre et des formations superficielles qui combine ses effets à la précédente dès mai-juin et jusqu'au maximum thermique de juillet, mais se poursuit à l'évidence au-delà (août-septembre).

L'action du facteur pluviométrique paraît nettement secondaire, car fortement tamponnée par les effets du facteur lithologique.

La concordance d'évolution entre précipitations et écoulements corrélatifs n'est effective qu'en février-mars-avril (années humides – Figure II-11 c) et février-mars (années sèches – Figure II-11 b).

Fig.II-12 LA CRUE D'AOUT 1972 A HAN-LES-JUVIGNY



Elle démontre qu'en cette fin d'hiver :

- le ruissellement reste la principale composante des écoulements,
- la contribution des réserves souterraines paraît mineure en valeur relative.

La tenance s'inverse ensuite rapidement : dès le mois de mai, les précipitations ne parviennent plus à enrayer durablement la décroissance des débits. Ce qui ne signifie pas pour autant la disparition totale du ruissellement comme en font foi :

- sur la Figure II-11 la baisse moins soutenue des écoulements quand se forme le maximum pluviométrique secondaire de mai-juin,
- le cas du mois d'août 1972 (Figure II-12).

Cette année-là 96,8 mm tombèrent en 48 h (station de Damvillers). Les débits du Loison qui se situaient nettement sous la norme mensuelle passèrent de 0,545 m^3/s le 12 à 11,8 m^3/s le 17 ; ils ne retrouvèrent leur valeur initiale que vers le 31 du mois, les précipitations ayant définitivement cessé dans la soirée du 19.

Cet épisode marque de son empreinte la moyenne septennale de la Figure II-11 b.

Le ruissellement reste donc une caractéristique omniprésente des écoulements du Loison.

Mais en général, ce sont les réserves souterraines qui déterminent durablement les écoulements estivaux : l'été est la saison de l'épuisement des réserves, mais de l'efficacité de leur recharge hivernale dépend la plus ou moins grande profondeur des basses eaux (Figure II-11 b et c). Ce qui n'exclut pas la possibilité de recharges temporaires et fragmentaires.

Celles-ci sont à l'évidence l'apanage des années humides comme en témoigne sur la Figure II-11 c le report au module hydrologique de juillet du maximum pluviométrique secondaire de juin : il ne peut donc s'agir des seuls effets d'une reprise du ruissellement.

Il ne peut s'agir non plus d'une recharge significative des aquifères profonds, celle-ci demandant, nous l'avons vu *supra,* plusieurs mois.

Ceci et l'exemple de la décrue d'août 1972 (le débit de base fut retrouvé au terme de 12 jours de régime non influencé) accréditent l'hypothèse de l'existence de réserves de sub-surface dont les fluctuations sont d'ordre journalier à mensuel (au maximum).

Trois types d'écoulements peuvent ainsi être déduits de l'analyse qui précède :

– Un écoulement rapide par ses effets sur les débits (de l'ordre de la minute ? à la journée), aux effets peu durables (ordre journalier à pluri-journalier). C'est à son aune que se mesurent les modules hivernaux dont il forme la composante primordiale ; mais il détermine largement le caractère global de l'année (indigence ou excédent) et peut se manifester en tous mois même si l'évapotranspiration estivale en limite annuellement la force et la fréquence. Il est directement lié à l'action des précipitations sur les formations superficielles imperméables et peut s'activer sur les autres types de formations si elles sont saturées.

C'est le ruissellement que nous qualifierons de direct.

– Un écoulement différé dans ses effets sur les débits (ordre journalier ?), plus durable néanmoins que le précédent (ordre journalier à mensuel ?). Présent en toute période de l'année, il est plus facilement mis en évidence en période, peu ou non influencée, dont il peut significativement modifier les débits. Il résulte de l'action des précipitations sur les formations superficielles semi-perméables à perméables. Sa localisation en subsurface le prédispose aux effets péjorants de l'évapotranspiration, et les délais assez courts de sa restitution au réseau hydrographique l'assimilent dans une certaine mesure à un ruissellement de type hypodermique.

Ce dernier terme étant par ailleurs fortement contesté – bien que sa réalité physique soit indéniable – nous préfèrerons parler à l'avenir de ruissellement différé.

– Un écoulement retardé dans ses effets sur les débits (ordre mensuel à pluri-mensuel ?), durable dans son action (cycle saisonnier à pluri-annuel ?). Son empreinte sur les modules mensuels n'est quantitativement significative qu'en été ; elle peut devenir annuelle en cas d'exceptionnelle pénurie. Il résulte fondamentalement de l'action des précipitations sur les formations superficielles en contact avec le substratum perméable du bassin-versant.

Nous le qualifierons désormais d'écoulement de base.

CONCLUSION

Le triptyque pluviométrie-thermométrie-lithologie détermine pour l'essentiel les caractéristiques fondamentales des écoulements du Loison.

Par sa pluviométrie médiocre et variable, le Loison se rattache au groupe des cours d'eau de type pluvial du domaine océanique de plaines et plateaux.

Par son régime thermométrique plus régulier opposant une saison froide de novembre à avril et une saison chaude de mai à septembre, les écoulements du Loison se répartissent en hautes eaux moyennes d'hiver et basses eaux moyennes d'été. Ce qui établit le caractère évaporal de son régime.

Aux contrastes lithologiques de son bassin-versant, le Loison doit plus particulièrement l'accentuation de la variabilité et de l'immodération de ses écoulements.

Enfin, trois grandes familles d'écoulements ont pu être mises en évidence, résultat de l'interaction des trois facteurs précités.

- Un ruissellement direct lié aux formations imperméables, présent en toute saison, et donnant au Loison la force de ses modules.
- Un ruissellement différé, lié aux formations perméables, fortement sujet aux prélèvements évapotranspiratoires.
- Un écoulement de base lié à l'existence de formations hydrogéologiques perméables et capacitives qui assure une fraction essentielle des écoulements estivaux.

Ces acquis résultent de l'étude des chroniques de débits mesurés à la station contrôlant la quasi-totalité du bassin-versant ; ils vont être confrontés aux résultats obtenus dans les sous-bassins-versants.

III – LA VARIATION SPATIALE DES ÉCOULEMENTS DANS LE BASSIN-VERSANT DU LOISON

L'équipement hydrométrique du bassin-versant du Loison souffre, nous l'avons vu, d'un double handicap : sa jeunesse et l'hétérogénéité des séries disponibles.

Ce dernier point étant particulièrement défavorable pour une étude de la spatialisation des modules, nous avons opté pour une démarche en deux temps.

Le premier consiste à vérifier l'homogénéité même relative des données fournies lors de séries de fonctionnement commun. Nous avons été amené à sélectionner les périodes suivantes :

- janvier 1978 à décembre 1979 : période de deux années communes aux stations de Han-lès-Juvigny et Vittarville pour les cours aval et médian du Loison, Lissey pour la Thinte et Delut pour le ruisseau du Moulin.
- octobre 1978 à septembre 1986 : période de sept années communes pour les stations de Han-lès-Juvigny, Lissey et Delut.
- octobre 1984 à septembre 1989 : période de 5 années communes aux stations de Han-lès-Juvigny, Billy-sous-Mangiennes (cours amont du Loison) et Delut.

Dans un deuxième temps, nous avons développé une méthodologie d'extension des valeurs observées à la série 1969-70 à 1988-89.

1. La méthodologie

La méthode des doubles cumuls permet de vérifier l'homogénéité des modules annuels et saisonniers aux stations ayant la plage de fonctionnement commun la plus longue : Han-lès-Juvigny et Delut d'une part (12 ans), Han-lès-Juvigny et Lissey d'autre part (8 ans), Han-lès-Juvigny et Billy-sous-Mangiennes (5 ans).

Le résultat graphique de cette comparaison est donné sur la Figure II-13. Il permet de constater que les liaisons entre modules paraissent de bonne qualité.

Pour la station présentant la série la plus courte (Billy-sous-Mangiennes) seul le premier été de fonctionnement paraît sujet à caution.

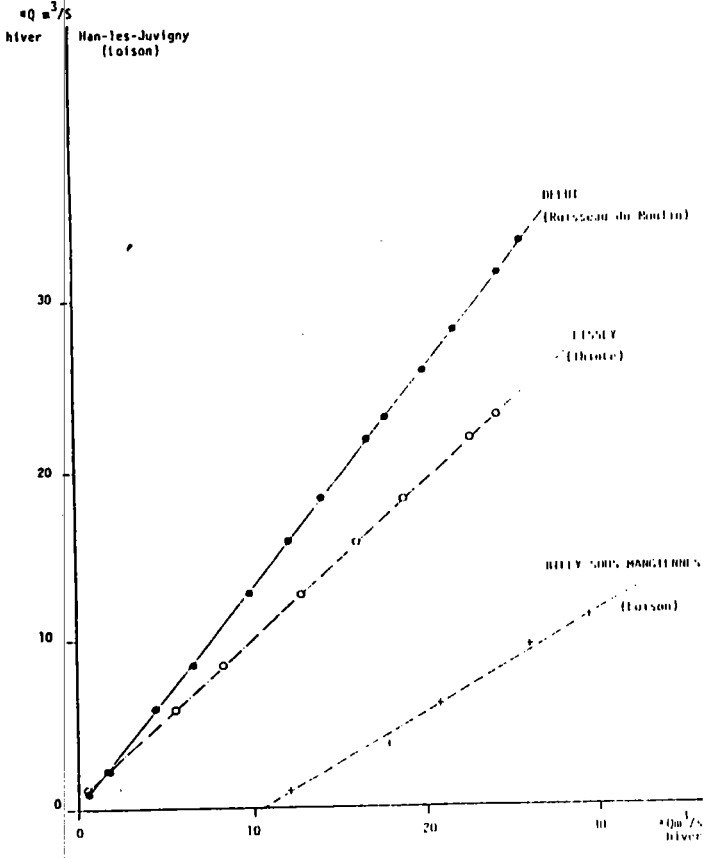
Cette station présentant, nous le verrons, des caractéristiques tout à fait particulières, nous n'avons pas cherché à retoucher ces valeurs.

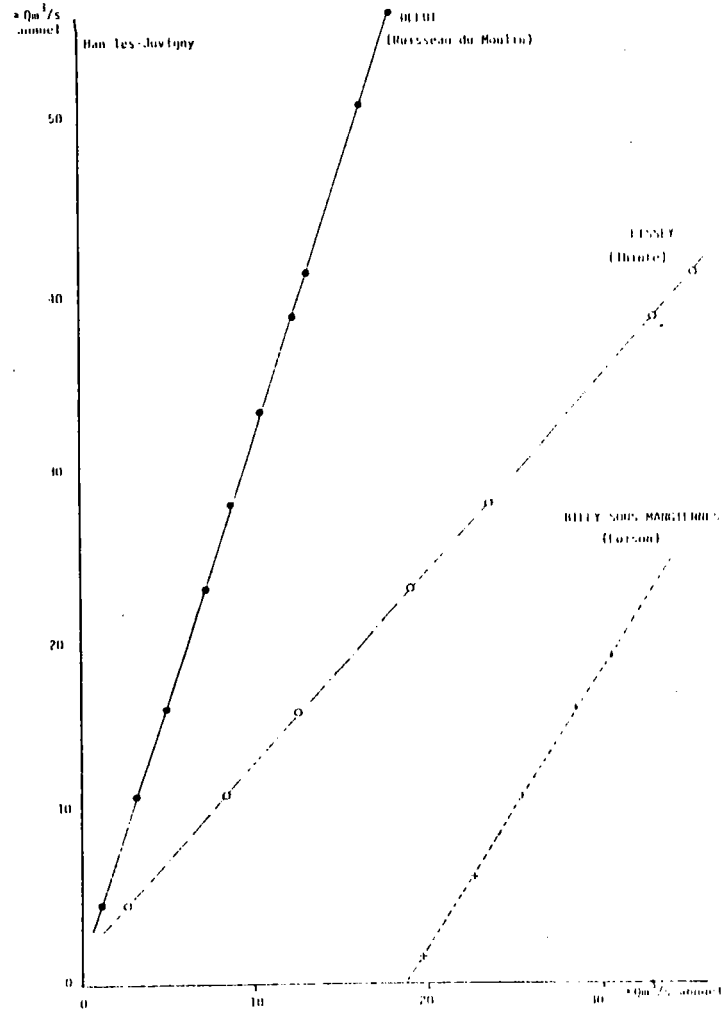
Enfin, et à défaut de pouvoir le vérifier, nous avons admis à priori que le fonctionnement de la station de Vittarville était acceptable de 1978 à 1981.

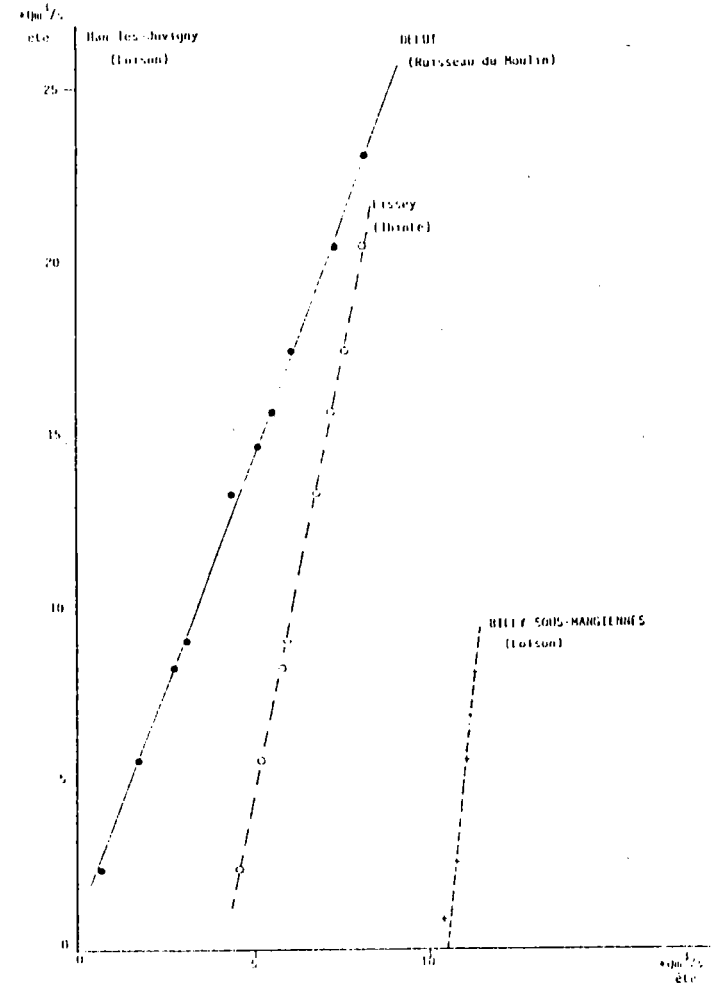
Cette homogénéité même relative des modules particuliers annuels et saisonniers traduisant un comportement hydrologique général proche, nous admettrons une évolution de même sens et de même ordre de grandeur.

Ceci étant posé, il devient possible d'envisager pour les séries courtes une extension de valeurs à la série 1969-70 à 1988-89.

Fig.II-13 METHODE DES DOUBLES-CUMULS APPLIQUEE AU DEBITS ANNUELS ET SAISONNIERS DES STATIONS DE HAN-LES JUVIGNY,DELUT,LISSEY ET BILLY-SOUS-MANGIENNES.







Celle-ci ne pouvant être obtenue par les méthodes classiques de régression entre une station longue dite de base (ici Han-lès-Juvigny) et les stations courtes, nous avons appliqué la méthode suivante, illustrée par le cas du ruisseau du Moulin.

Soit M_1 = 4,95 m^3/s et M_2 = 0,157 m^3/s les modules annuels respectifs de Han-lès-Juvigny et Delut pour la période 1978 à 1989.

Soit M_3 = 4,10 m^3/s le module global 1969-70/1988-89 à Han-lès-Juvigny.

Le rapport $\frac{M3}{M1} = 0,828$

donne la valeur du coefficient correcteur applicable à Delut pour obtenir l'ordre de grandeur de son module global : M_2 x 0,828 = 0,13 m^3/s.

Connaissant ainsi les modules globaux annuels et hivernaux, on en déduit le module global estival :

$$\frac{(\text{Module annuel} \times 12) - (\text{Module hivernal} \times 7)}{5} = \text{module global estival.}$$

2. La variation spatiale des modules annuels et saisonniers

C'est à partir des valeurs ainsi calculées pour l'ensemble des stations hydrométriques du bassin-versant du Loison (Tableau II-12) que sera menée l'étude des variations spatiales des écoulements.

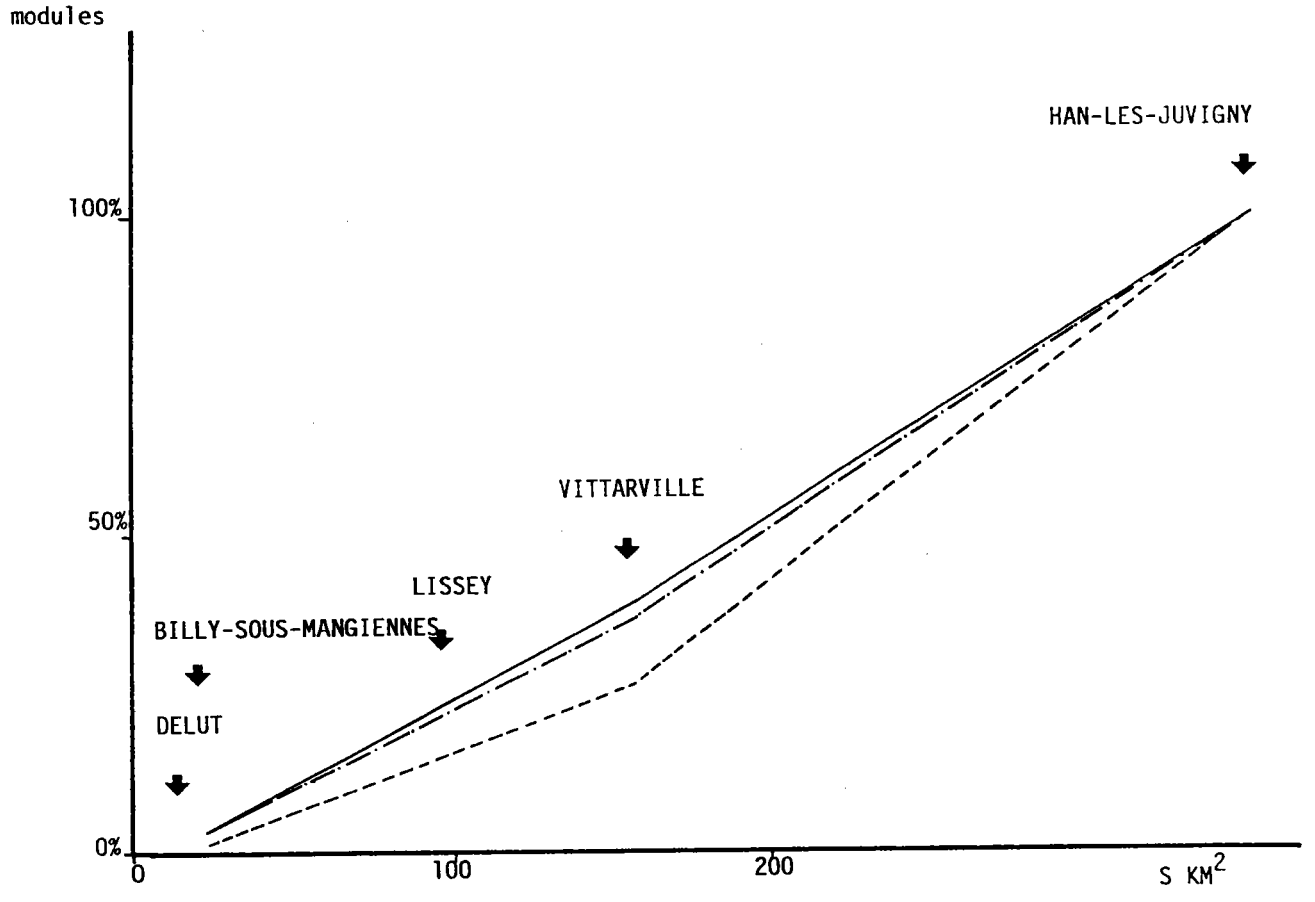
Tableau II-12 : Modules globaux annuels et saisonniers (en m^3/s) aux cinq stations du bassin-versant du Loison (1969-70 à 1988-89)

	Han-lès-Juvigny	Vittarville	Lissey	Billy-sous-Mangiennes	Delut
Module annuel	4,1	1,53	0,878	0,126	0,13
Module hivernal	5,78	2,3	1,23	0,198	0,18
Module estival	1,74	0,468	0,377	0,026	0,06

a) Variation des modules bruts

Globalement, les modules bruts évoluent en raison de la taille du bassin-versant et de l'amont vers l'aval (Figure II-14).

Fig.II-14 PROFILS HYDROLOGIQUES DU LOISON (MODULES ANNUELS) EN SERIES NORMALE , SECHE ET HUMIDE.



A l'amont de la confluence avec la Thinte, les modules annuels ne représentent qu'un tiers des écoulements mesurés pour tout le bassin versant à Han-lès-Juvigny ; la Thinte, principal affluent du Loison n'en représente que 20 %. L'essentiel des modules s'acquiert donc dans la partie aval du cours.

Ces proportions sont respectées en hiver, confirmant ainsi le poids déterminant de cette saison dans le module annuel. Seul l'été rompt cette hiérarchie.

Les écoulements à la station de Vittarville ne représentent plus que le quart des apports, ceux de la Thinte et du ruisseau du Moulin restant stables. La transformation des modules bruts en modules spécifiques permet de comparer le rendement hydrologique des différents secteurs du bassin-versant.

b) Variation des modules spécifiques

Compte tenu des données disponibles, le bassin-versant du Loison peut être sectorisé en :

- bassin amont (18,4 km^2) contrôlé par la station de Billy-sous-Mangiennes
- bassin médian (125,6 km^2) contrôlé par la station de Vittarville
- bassin aval (101 km^2) contrôlé par la station de Han-lès-Juvigny. Les modules sont obtenus en soustrayant aux valeurs de Han-lès-Juvigny celles mesurées à Vittarville et Lissey.
- bassin affluent de la Thinte (94 km^2) contrôlé par la station de Lissey
- bassin du ruisseau du Moulin (11,5 km^2), affluent de rive droite du Loison médian, à l'amont immédiat de Vittarville.

Le tableau II-13 présente les modules globaux spécifiques calculés pour chacun de ces secteurs.

Tableau II-13 : Modules globaux spécifiques (l/s/km^2, de 1969-70 à 1988-89) annuels et saisonniers en différents secteurs du bassin-versant du Loison

Modules globaux spécifiques 1969-70 à 1988-89 l/s/km^2	Skm^2	Année	Hiver	été
Loison aval	101	16,6	22,2	8,8
Loison médian	125,6	10,1	15,3	3,0
Loison amont	18,4	6,8	10,7	1,4
Thinte	94,0	9,3	13,1	4,0
Ruisseau du Moulin	11,5	11,3	15,6	5,2
Loison à Han-lès-Juvigny	348	11,7	16,6	5,0

Quel que soit le pas de temps considéré, les bassins-versants les plus productifs sont le Loison aval suivi par le ruisseau du Moulin ; le moins productif étant le Loison amont. S'intercalent entre ces extrêmes le Loison médian puis la Thinte, ordre hiérarchique qui s'inverse en été.

De la confrontation des modules spécifiques à la pluviométrie (Figure II-15) et à la lithologie (Figure II-16) il ressort que la première nommée n'éclaire pas le problème posé.

La deuxième par contre apporte des éléments essentiels à la connaissance des variations spatiales du débit.

Fig.II-15 MODULES SPECIFIQUES ET NORMALES PLUVIOMETRIQUES (1969-70 à 1988-89).

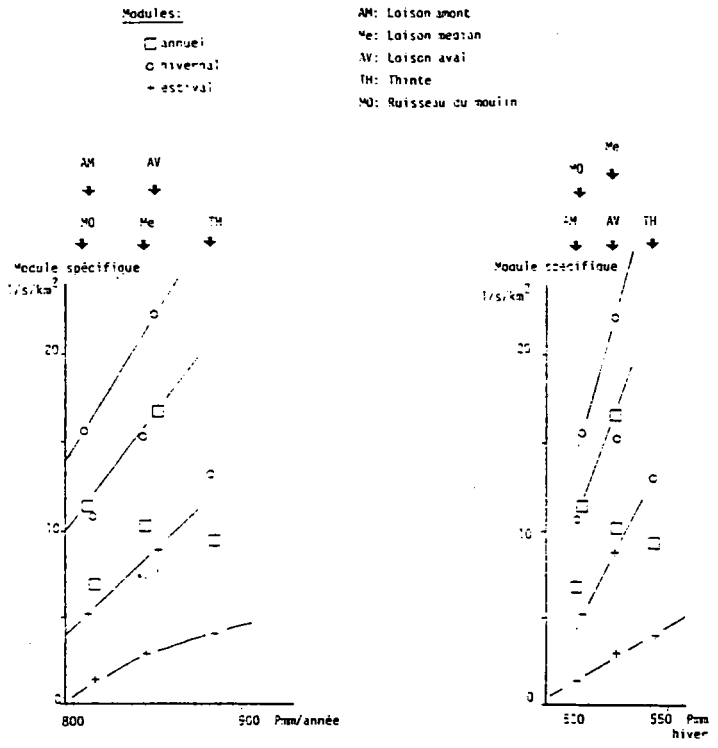
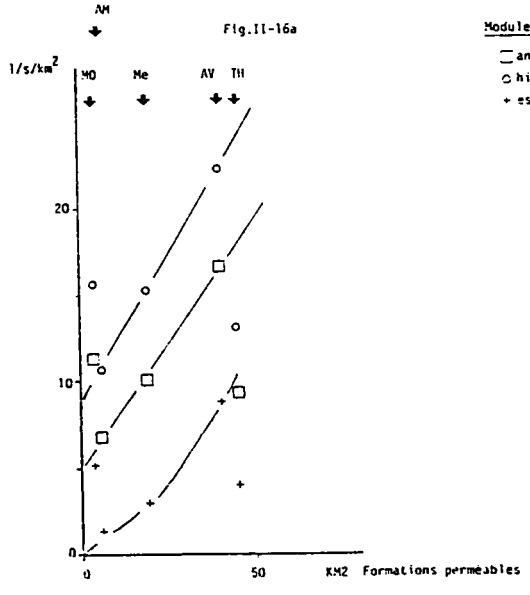
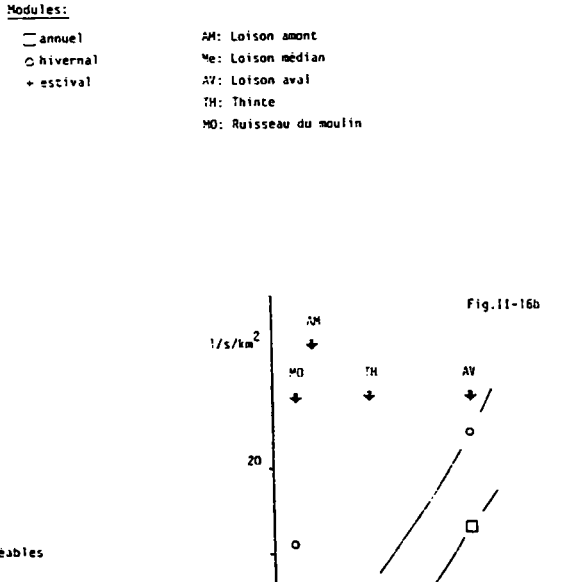
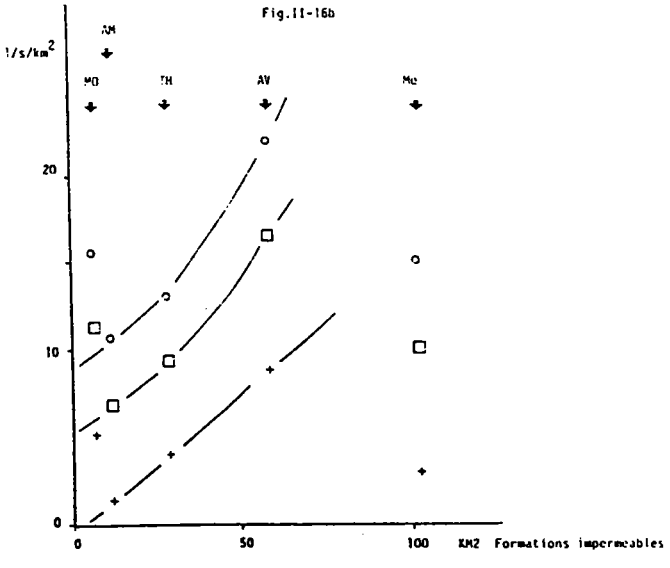


Fig.II-16 MODULES SPECIFIQUES ET LITHOLOGIE (1969-70 à 1988-89).







3. La lithologie et la distribution spatiale des débits

La Figure II-16a montre une progression des modules spécifiques de l'amont vers l'aval du cours d'eau, en raison de la superficie des bassins-versants en formations perméables. Cette progression est de type linéaire pour les modules spécifiques annuel et hivernal, de type parabolique pour les modules d'été. Deux secteurs se singularisent nettement :

- le bassin-versant du ruisseau du Moulin dont la taille paraît nettement sous-évaluée en regard des modules fournis. Arrêtée à 11,5 km^2, elle semble correspondre à un bassin-versant théorique de 20-25 km^2. Même s'il est souvent difficile de délimiter avec précision un bassin-versant hydrologique en pays calcaire (F. Letouze 1985), les données morpho-hydrologiques acquises sur le site nous amènent à considérer que ce chiffre de 11,5 km^2 correspond peu ou prou au bassin-versant réel. Cette distorsion doit donc trouver son origine dans la spécificité karstique de ce secteur.
- le bassin-versant de la Thinte dont les modules spécifiques paraissent à l'inverse nettement sous-évalués, plus significativement en données annuelle et hivernale. La réduction hypothétique du bassin-versant topographique serait ici de 15 à 20 km^2. Nous nous retrouvons dans un cas proche du précédent, les limites sud et ouest du bassin-versant correspondant aux calcaires oxfordiens des Hauts-de-Meuse.

La Figure II-16 b montre que la progression des modules spécifiques en raison des surfaces imperméables des impluviums n'obéit pas aux mêmes règles que précédemment :

- la liaison est de type linéaire en été, parabolique aux échelles annuelle et hivernale ;
- il n'existe plus de progression de l'amont vers l'aval du cours d'eau ;
- si la Thinte semble rentrée dans le rang, le Loison médian présente des modules spécifiques nettement sous-évalués.

Par contre, le ruisseau du Moulin se distingue toujours par la force de ses écoulements spécifiques assimilables à ceux d'un bassin-versant de 35 km^2 environ !

Des trois cas particuliers évoqués, seul celui de la Thinte peut trouver une solution immédiate quoique partielle.

Trois caractéristiques marquent en effet cet affluent principal du Loison. Il est :

- le plus arrosé (Figure II-15),
- le mieux pourvu en formations hydrogéologiques perméables (Figure II-16 a),
- médiocrement pourvu en formations hydrogéologiques imperméables (Figure II-16 b).

On peut en première approximation estimer que la faiblesse du module spécifique hivernal (et annuel) résulte de la taille réduite des affleurements imperméables. Il n'en demeure pas moins vrai que le soutien des écoulements estivaux par les formations hydrogéologiques perméables fortement représentées ici paraît indigent.

L'alimentation hydrologique de la Thinte est doublement tributaire des Hauts-de-Meuse :

- effet-relief qui renforce globalement les abats pluviométriques dans les zones topographiquement enclavées,
- fonction réservoir des calcaires oxfordiens.

Or l'étude du comportement hydrogéologique de ces derniers suggère que leur contribution profite plus au versant occidental mosan qu'au versant oriental donnant sur le val de Thinte (première partie de ce travail) :

- les sources issues du "Séquanien" sont plus nombreuses en aval-pendage. Celles-d'amont-pendage se perdent presqu'immédiatement dans le "Rauracien" sous-jacent ;
- le pendage général vers l'ouest doit favoriser, par l'intermédiaire de petits niveaux indurés ou marneux, la rétroversion de ces apports et d'une fraction des précipitations infiltrées dans le "Rauracien" vers le versant occidental des Hauts-de-Meuse.

En définitive, seule la base "oxfordienne" de ce massif calcaire (Oolithe ferrugineuse et ses équivalents) alimenterait par ses sources de débordement la Thinte (Figure II-17) : le bassin versant réel serait plus réduit que le bassin-versant topographique.

Nous avons donc recalculé l'aire du bassin-versant supposé réel, en reportant ses limites vers l'est. Nous avons pris comme référence une dalle taraudée du "Rauracien" située environ 15 m sous le mur du "Séquanien". Il s'agit donc d'une hypothèse – a minima –.

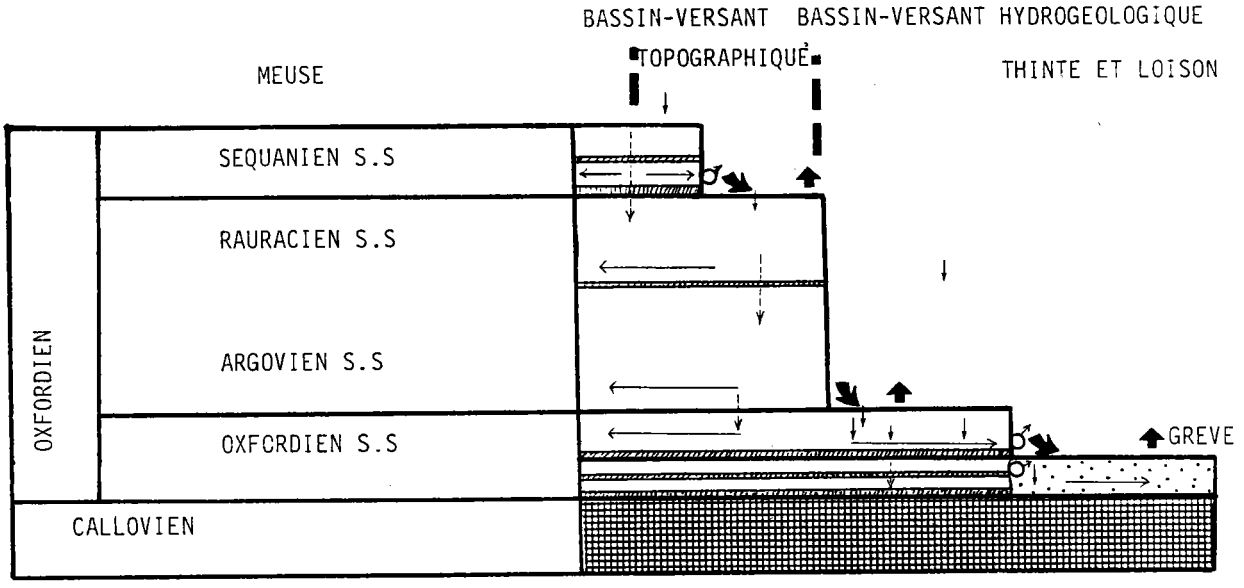


Fig.II-17 SYNTHESE HYDROGEOLOGIQUE DES AQUIFERES MULTICOUCHES DES HAUTS DE MEUSE ET DU VAL DE THINTE.

FORMATION HYDROGEOLOGIQUE PERMEABLE

FORMATION HYDROGEOLOGIQUE IMPERMEABLE OU SEMI-PERMEABLE

FORMATION PERMEABLE ALLUVIALE ET DE PENTE

DRAINANCE

RUISSELLEMENT

INFILTRATION

SENS D'ECOULEMENT DES NAPPES SOUTERRAINES

PRELEVEMENTS EVAPOTRANSPIRATOIRES

La réduction d'impluvium ainsi obtenue est de 15 km^2, ordre de grandeur suggéré par la Figure II-16 a. Pour un nouveau bassin-versant de 79,4 km^2, les modules spécifiques et lames d'eau écoulées pour la série 1969-70 à 1988-89 sont donnés dans le tableau II-14.

Tableau II-14 : Modules spécifiques et lames d'eau écoulées (1969-70 à 1988-89) par la Thinte sur la base d'un impluvium de 79,4 km^2.

Module	Débit spécifique l/s/km^2	Lame d'eau écoulée mm
Annuel	11,0	349,0
Hivernal	15,5	285,0
Estival	4,7	63,0

Les gains ainsi obtenus par rapport à ceux du bassin-versant topographique ne suffisent pas à expliquer la totalité du déficit caractérisant ce cours d'eau.

Il s'avère que nature pétrographique et classification hydrologique du substrat ne peuvent seuls rendre compte de la variété des rendements hydrologiques. Ceux-ci dépendent dans une large mesure de paramètres hydrodynamiques imposés par le contexte morphologique.

4. La sectorisation du bassin et le contexte hydromorphologique

Des caractères morphologiques, précédemment définis, se dégage une possible sectorisation du bassin en unités hydrologiques homogènes.

a) Loison aval et ruisseau du Moulin

L'abondance spécifique des écoulements du Loison aval et du ruisseau du Moulin ne s'explique guère par la valeur des précipitations.

Ce sont plutôt les conditions lithologiques – avec leurs conséquences hydrogéologiques et évapotranspiratoires – qui leur confèrent le meilleur rendement hydrologique.

On y rencontre en effet une proportion identique de calcaires bathoniens karstifiés (39 %) fortement transmissifs et honorablement capacitifs : ils assurent donc avec efficacité le transit des précipitations concentrées sur le domaine argileux les surmontant.

De ce fait :

- en hiver, les écoulements sont stimulés par la concentration rapide du ruissellement sur les argiles calloviennes,
- en été, les réserves stockées dans les calcaires sont redistribuées, assurant ainsi des écoulements abondants ;
- globalement, les apports hydriques sont protégés des prélèvements évapotranspiratoires par l'enfouissement rapide des écoulements de surface sur argile et la profondeur à laquelle s'effectuent stockage et transit souterrains (15 à 20 m en général).

Le Loison aval se voit pourtant gratifié d'un rendement hydrologique supérieur à celui du ruisseau du Moulin, en raison de particularités morpho-tectoniques.

Tandis que dans le bassin-versant du ruisseau du Moulin les émergences sont liées à un contact stratigraphique avec les alluvions (source de débordement du Mircoussin) ou à l'abaissement de la surface topographique (source de dépression de la Damusse), les exutoires sont de type différent à l'aval.

Si l'on rencontre encore quelques sources de débordement (Jametz) ou de dépression (Remoiville), l'encaissement du Loison dans le substratum calcaire dès Louppy-sur-Loison, modifie les conditions dynamiques d'écoulement de la nappe bathonienne.

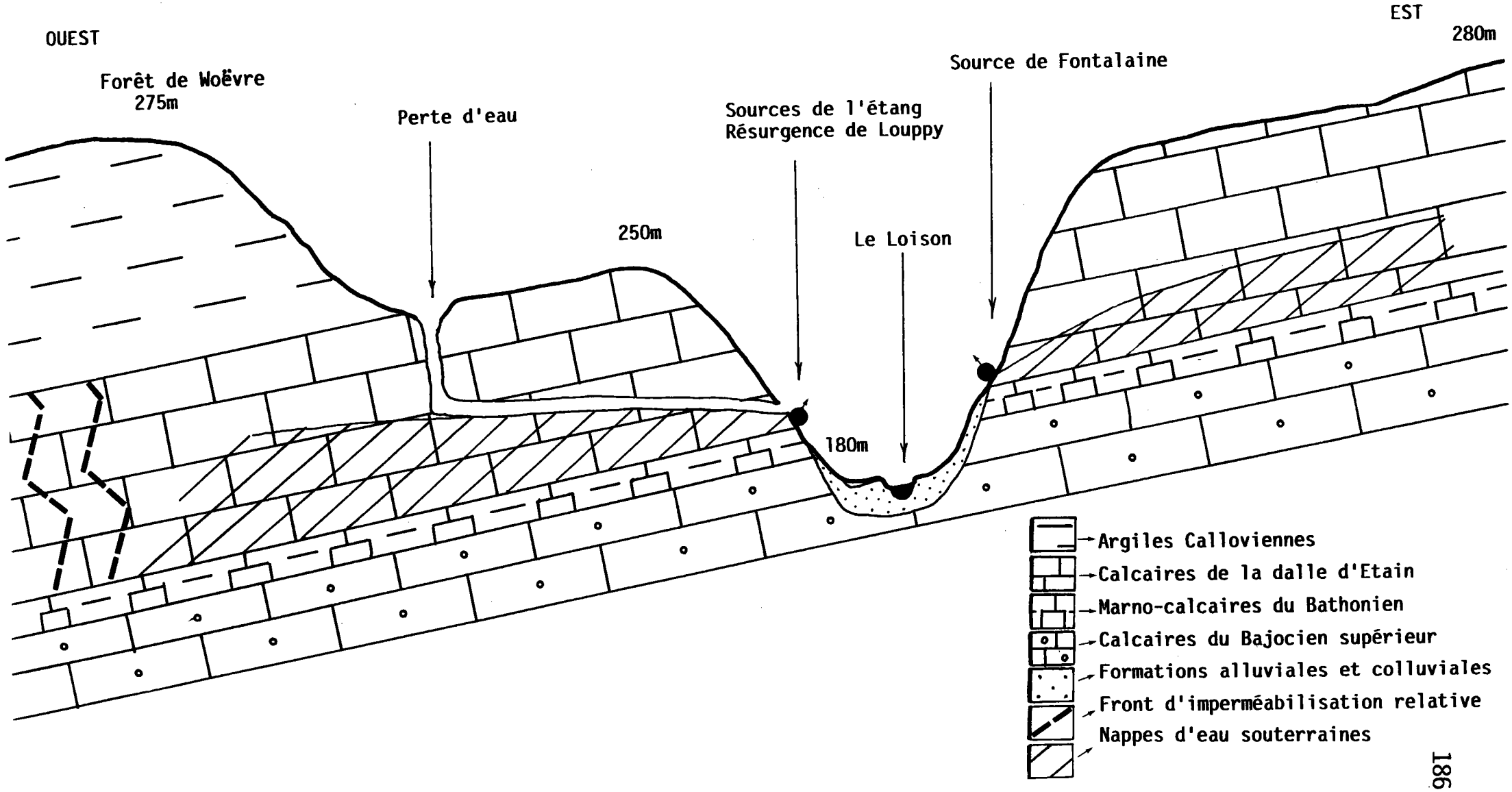
Celle-ci se retrouve ainsi perchée de 50 à 60 m au-dessus du Loison dans lequel elle peut – compte tenu du pendage général des couches vers le sud-ouest – déverser la quasi-totalité de ses réserves de rive droite (Figure II-18), comme le fait par exemple la source de Fontalaine.

En rive gauche, la conservation d'une énorme masse argileuse (Forêt de Woëvre) maintient le massif des calcaires sous-jacents en régime de compression mécanique, alors qu'à proximité de la vallée du Loison le décapage de ces argiles soumet les calcaires bathoniens en affleurement à un régime mécanique de détente (P. Renault 1970).

Ces deux situations rhéologiques sont susceptibles :

- d'imposer une condition de limite latérale étanche à l'écoulement de la nappe bathonienne vers l'ouest (1er cas),
- d'augmenter perméabilité et porosité dans ces calcaires vers l'est (2ème cas).

Fig.II-18 COUPE HYDROGEOLOGIQUE SYNTHETIQUE DE LA PARTIE AVAL DU LOISON.



La présence conjuguée d'un niveau de base local (Loison) proche permet :

- le développement d'un karst dont les ouvertures amont sont situées au contact stratigraphique des argiles calloviennes ruisselantes et du calcaire bathonien absorbant,
- l'écoulement vers l'est des apports karstiques et la localisation de résurgences dans la vallée du Loison (Louppy-sur-Loison),
- l'écoulement préférentiel de la nappe bathonienne vers l'est où elle verse son trop-plein sur son mur imperméable, en rive gauche du Loison (sources de l'Etang).

D'autre part, le Loison aval profite grâce à son affluent de rive gauche le Braconrupt, d'apports supplémentaires en provenance des calcaires oxfordiens des Hauts-de-Meuse. Même s'ils n'ont pas le rendement hydrologique qu'on leur connaît un peu plus à l'ouest dans la vallée de la Meuse, ces calcaires donnent des sources de trop-plein pérennes qui apportent leur contribution aux écoulements estivaux. De même qu'en hiver, le Braconrupt draine vers la rivière le ruissellement provenant de 23 km d'argiles.

Par contre, il ne semble pas que les calcaires du Bajocien supérieur entaillés dès Juvigny-sur-Loison contribuent en quelque manière à son alimentation.

b) Loison amont

Le comportement de ce bassin-versant est d'autant plus paradoxal qu'avec ses 33 % de calcaire Bathonien karstifié il paraît être une réplique des deux précédents. Indépendamment des réserves exprimées quant à la qualité des débits mesurés, ses handicaps sont d'ordre climatique, géologique et morphologique.

Des sous-bassins-versants du Loison étudiés, c'est celui qui intègre le mieux la double contrainte climatique de la dépression de Woëvre :

- fond pluviométrique océanique avec net renforcement de la nuance continentale estivale, propre aux stations de basse altitude,
- abaissement général des totaux pluviométriques dans l'ombre des Hauts de Meuse.

Les apports sont donc moins abondants et relativement plus sujets aux prélèvements évapotranspiratoires d'été.

Mais c'est surtout le contexte géologique et morphologique qui rend le mieux compte de la péjoration des écoulements.

Formation hydrogéologique unique, la Dalle d'Etain se trouve être ici :

- d'épaisseur réduite, donc médiocrement capacitive,
- surmontée d'un médiocre couronnement argileux, donc privée d'un impluvium susceptible de réaliser une concentration des apports hivernaux.

En comparaison avec le bassin-versant du ruisseau du Moulin, ceci suffirait à expliquer la faiblesse des écoulements spécifiques tant hivernaux qu'estivaux. Mais à cela s'ajoute un contexte morphologique défavorable (P. Gamez - F. Hall 1991).

Quoique karstifiée, cette portion de la Dalle d'Etain ne présente plus aujourd'hui que des formes de surface corrélatives d'une réduction de l'activité hydrologique :

- forte proportion de mardelles et de dolines aux fonds colmatés,
- rareté des dolines et gouffres absorbants.

Il s'ensuit une diminution de la fonction réalimentation de l'aquifère. Comme ce sont ces types d'apports hivernaux qui confèrent aux écoulements karstiques leur abondance de saison froide et leur soutien de saison chaude, le Loison amont se trouve fortement pénalisé par rapport à ses homologues.

Enfin, il apparaît (Figure II-19) que l'émergence éponyme du Loison est un exutoire temporaire du ruissellement souterrain, essentiellement actif en hiver : c'est donc une source de dépression de nappe libre fonctionnant en dégorgeoir des circulations karstiques.

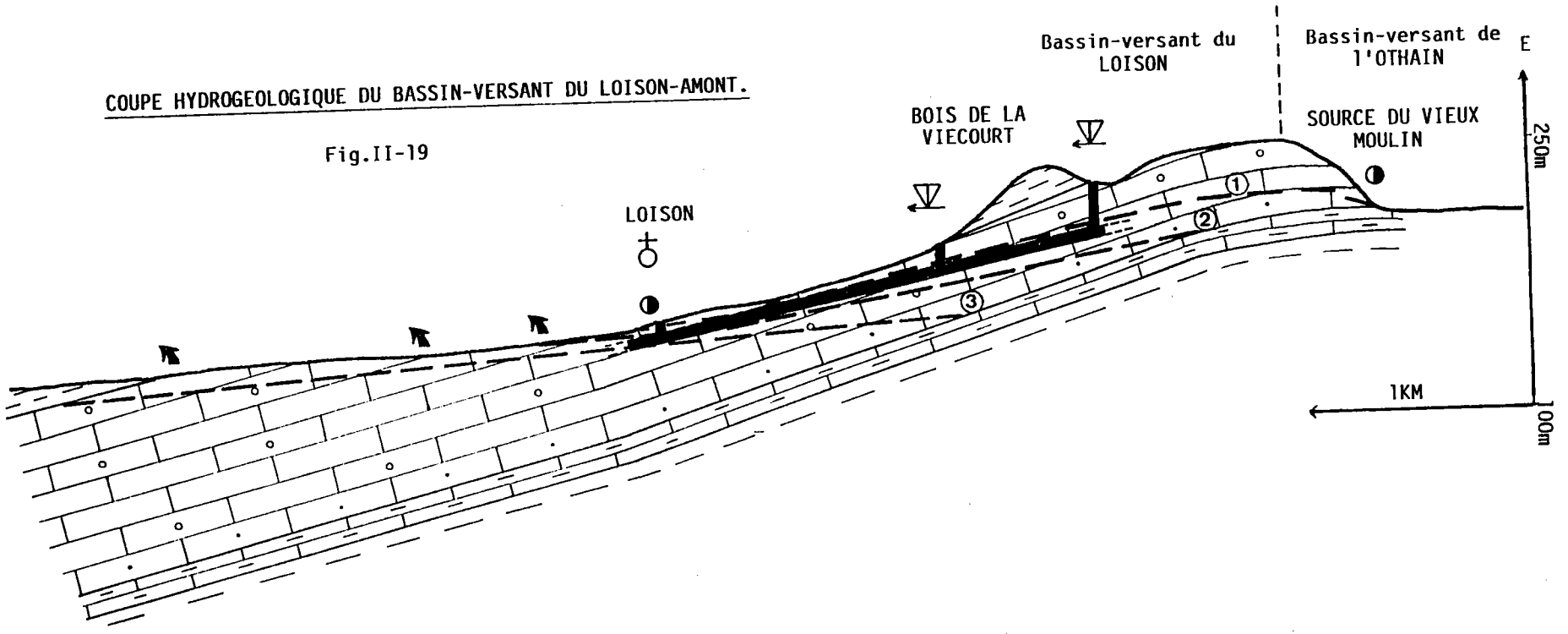
En été, les sorties d'eau migrent à l'aval du village de Loison en direction des formations argileuses sous lesquelles la nappe devient captive : les griffons qui alimentent encore parcimonieusement la rivière ne fonctionnent plus qu'en débordement au contact du toit imperméable de l'aquifère.

Il reste alors à ces écoulements 4 km à parcourir sur le substratum imperméable jusqu'à la station hydrométrique de Billy-sous-Mangiennes : contexte propre à l'exacerbation des prélèvements évapotranspiratoires sur une mince lame d'eau.

Le comportement de la Thinte paraît tout aussi paradoxal.

COUPE HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN-VERSANT DU LOISON-AMONT.

Fig.II-19



Argiles du Callovien

Bathonien supérieur calcaire
Dalle d'Etain

Marno-calcaire du Bathonien

Conduits karstiques dont l'existence
a été prouvée par traçage.

Perte recoupant un écoulement

Source temporaire impénétrable

Emergences diffuses

Allure probable de la surface piézométrique

① en hiver

② en été

③ en période de forte sècheresse

c) Thinte

Bien que doté du bassin-versant le plus arrosé, cet affluent possède des débits spécifiques faibles en année et hiver moyens, simplement médiocres en été.

Surestimation du bassin-versant *(supra)* et faiblesse des surfaces imperméables (36 % après rectification) peuvent expliquer en partie la faiblesse des écoulements annuel et hivernal ; il n'en reste pas moins vrai qu'avec 51 % du bassin-versant réel en formations hydrogéologiques perméables, les débits spécifiques estivaux paraissent singulièrement indigents. Ces formations hydrogéologiques se répartissent en :

- 34 % de calcaires oxfordiens qui ne possèdent probablement pas le rendement qu'on leur prête habituellement,
- 17 % de grèves (réparties en grève alluviale et grève colluviale) qui ne constituent qu'un réservoir de relais pour le flux en provenance des calcaires oxfordiens.

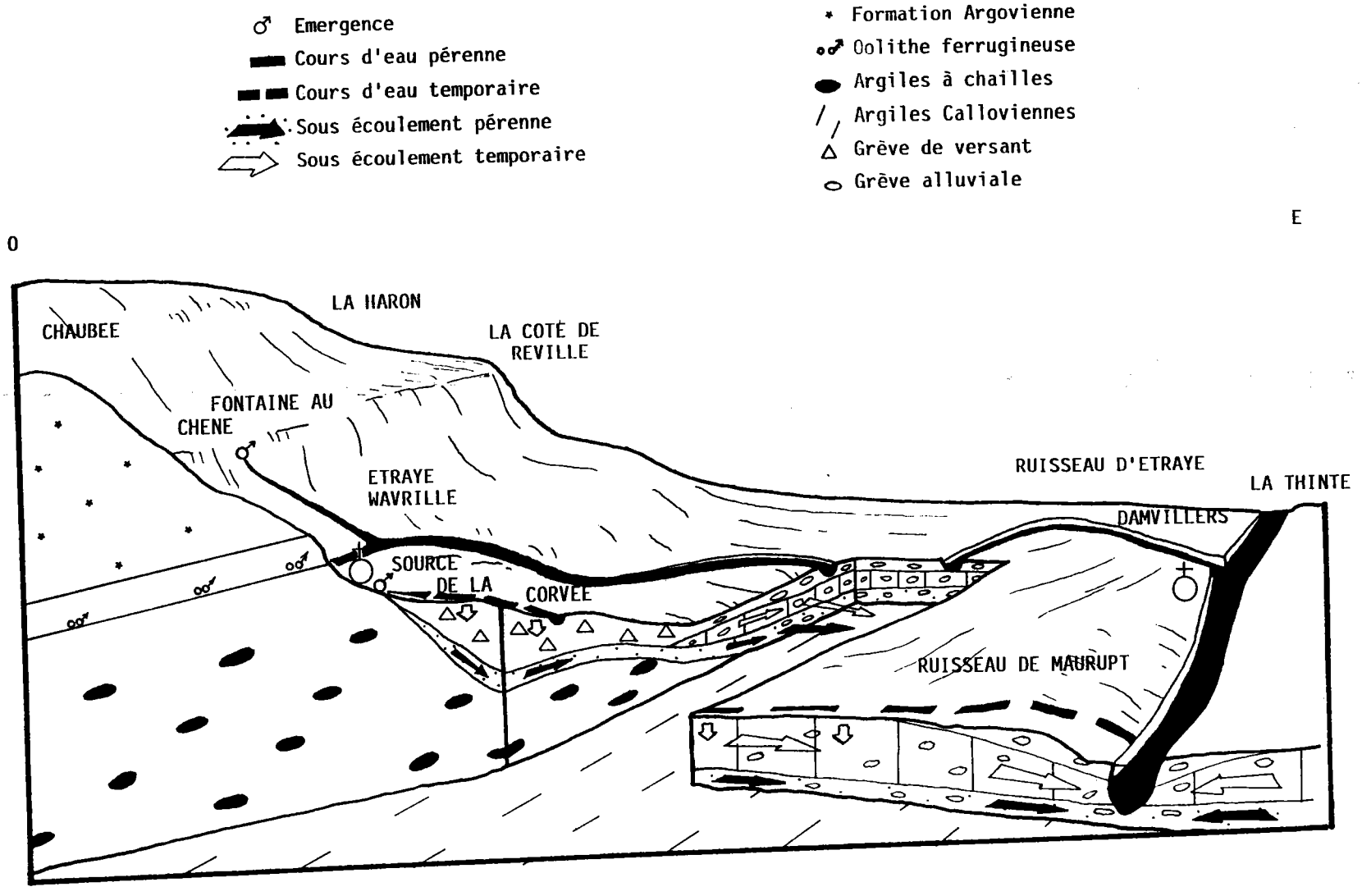
Bien alimentées par les sources de trop-plein de l'Oolithe ferrugineuse et les précipitations hivernales, ces grèves peu épaisses et donc rapidement saturées, donnent naissance à des ruisseaux qui alimentent la Thinte : tel est par exemple le cas des ruisseaux d'Etraye et de Maurupt sur la Figure II-20.

En été par contre, les sourcins issus des argiles à Chailles se perdent rapidement dans ces formations filtrantes, et c'est à 1 ou 2 m sous la surface du sol, au contact du mur callovo-oxfordien, que les écoulements rejoignent la Thinte : cas du ruisseau de Maurupt.

Ce type de circulations saisonnières entraîne :

- une forte densité de drainage temporaire, la plus élevée dans le bassin-versant du Loison (3,17),
- une augmentation des prélèvements évapotranspiratoires,
- une péjoration des débits spécifiques particulièrement en été,
- le stockage d'une partie des apports hivernaux et l'abaissement corrélatif des débits spécifiques.

Fig.II-20 LES ECOULEMENTS DANS LES GREVES DE LA VALLEE DE LA THINTE



d) Loison médian

Le cas du Loison médian recoupe dans une large mesure ce qui a été dit précédemment.

C'est le sous-bassin-versant comportant la plus faible proportion de formations perméables (15 %) dont la moitié en calcaires bathoniens et le reste en grève et calcaires oxfordiens dont il partage une fraction des écoulements avec la Thinte au niveau des buttes-témoin de Damvillers. Mais son handicap est surtout d'ordre morphologique.

Le réseau hydrographique du Loison médian se rattache au type géométrique dit en peuplier ou en couloir dissymétrique : avec une rive droite formée de courts ravins dans les argiles calloviennes de l'interfluve Loison-Othain, et une rive gauche sur laquelle les affluents sont génétiquement liés à la cuesta et ses buttes-témoin, à 6 ou 10 km du drain principal. Ce déséquilibre du drainage est préjudiciable à l'alimentation du Loison puisqu'il augmente distances et temps de circulation des apports oxfordiens.

Si l'on ajoute que ces eaux circulent sur des fonds alluviaux souvent formés de grève (l'Azannes en particulier), on conçoit aisément qu'il s'agit là de conditions favorisant les prélèvements par évapotranspiration.

Il n'est donc pas étonnant dans ces conditions que les débits spécifiques soient particulièrement faibles en été, au rebours des débits spécifiques hivernaux.

CONCLUSION

La contrainte lithologique marque donc de son empreinte les écoulements du bassin-versant du Loison.

Par leur grande extension (60 % du bassin) les surfaces argileuses imperméables contribuent essentiellement à la formation des débits hivernaux, alors que les formations hydrogéologiques perméables (33 %) conditionnent principalement les caractéristiques des écoulements estivaux.

La distribution spatiale de ces formations lithologiques et la variété des situations morphologiques induisent l'existence d'une mosaïque de terroirs hydrologiques hétérogènes (R. Lambert 1975) conférant à chaque élément du réseau hydrographique un comportement particulier.

CONCLUSION DU CHAPITRE PREMIER

L'étude hydrologique du bassin-versant du Loison est menée à partir des données observées à Han-lès-Juvigny.

Le tryptique pluviométrie-thermométrie-lithologie détermine pour l'essentiel les caractéristiques fondamentales de ses écoulements. Son abondance d'essence pluviale est régulée saisonnièrement par les prélèvements bio-thermiques estivaux.

Aux contrastes lithologiques de son bassin-versant il doit l'accentuation de la variabilité et de l'immodération de ses écoulements.

Ceux-ci se répartissent en trois grandes familles : ruissellement direct, ruissellement retardé, écoulement de base.

La distribution spatiale des formations lithologiques et leur morphogénèse induisent la coexistence d'une mosaïque de terrains permettant une sectorisation du bassin en unités hydrologiques homogènes.

CHAPITRE SECOND

LE BILAN HYDROLOGIQUE ET LES DÉBITS EXTRÊMES

La critique des données et la connaissance des grandes modalités de l'écoulement fournissent la base sur laquelle peut s'asseoir une étude plus géographique des relations complexes liant cours d'eau et milieu naturel du bassin-versant.

L'établissement d'un bilan hydrologique de type classique – en présentant sous une forme synthétique la balance des apports et des pertes – constitue en ce sens un premier type d'approche comparative. Effectué pour chaque station représentative d'un secteur hydrologique défini, il permet de préciser l'impact global de chaque milieu sur la qualité des écoulements.

Lithologie et morphologie dictant variation et immodération de l'abondance, l'utilisation d'une méthode appropriée, permet l'évaluation des composantes souterraines de l'écoulement régies par les formations carbonatées et l'évaluation de ses composantes aériennes placées sous la dépendance des étendues argileuses.

Mais c'est en situation d'extrêmes hydrologiques – crues et étiages – que s'apprécient au mieux les poids respectifs de ces facteurs. C'est en particulier en étiage – lorsque précipitations et ruissellement n'influencent plus les écoulements – que le rôle des aquifères calcaires carbonatés montre toute sa mesure. Réalisation de profils hydrologiques et cartographie des débits d'étiages constituent en ce sens un puissant instrument d'investigation.

I – LE BILAN HYDROLOGIQUE DU BASSIN-VERSANT DU LOISON

Le bilan hydrologique permet de quantifier les transferts d'eau issus des précipitations.

Il comporte trois termes principaux : les entrées (Pmm), les sorties (Emm) et les stocks (Rmm).

Dans l'hypothèse d'un cycle complet – les variations de stocks étant supposées nulles et les pertes par infiltration profonde négligeables – soit sur un nombre d'années suffisamment grand, l'équation du bilan hydrologique d'un bassin-versant peut s'écrire :

Pmm = Emm + Dmm

avec : Pmm = lame d'eau moyenne annuelle précipitée
Emm = lame d'eau moyenne annuelle écoulée
Dmm = déficit moyen annuel d'écoulement
assimilé à l'évapotranspiration réelle ETR.

Ces composantes du bilan ont été calculées pour les sous-bassins-versants ainsi que pour le Loison à Han-lès-Juvigny.

1. Les bilans hydrologiques annuels et saisonniers

a) Bilans annuels

Le tableau II-15 donne les composantes du bilan hydrologique annuel pour la série 1969-70 à 1988-89.

Tableau II-15: Bilans hydrologiques annuels (1969-70 à 1988-89)

	Pmm	Emm	DEmm	ETR Turc mm	ETR Coutagne mm
Loison Han	855	370	485	468	483
Han (18 ans)	901	398	503		
Loison médian	847	321	526	468	484
Thinte	885	355	530	474	488
Moulin	814	356	458	462	478
Meuse à Stenay 1969-1980	905	377	528	479	502

Avant de passer à l'analyse de ce bilan, une mise au point s'impose à propos du Loison amont et du Loison aval.

Par son comportement extrême – lame écoulée la plus faible, déficit d'écoulement le plus fort – le Loison amont confirme toutes les réserves que nous avons pu émettre à son propos.

Il apparaît clairement que la station de Billy-sous-Mangiennes reflète une situation particulière, les débits mesurés ayant subi un double prélèvement *(supra)* par :

- évapotranspiration
- perte dans les calcaires bathoniens.

Dans ces conditions, la station ne peut être considérée représentative de la totalité des 18 km^2 qu'elle est censée contrôler.

D'autre part le fait que le Loison naissant perde annuellement environ 100 à 150 mm dans le substratum calcaire rend caduque la réalisation d'un bilan hydrologique par la méthode utilisée : la condition d'étanchéité du bassin-versant n'étant pas remplie.

Nous ne retiendrons donc plus les données de cette station dans la suite de ce travail.

Le Loison aval nous propose un deuxième cas de disqualification. Sa lame écoulée supérieure – de 150 à 200 mm – et son déficit d'écoulement inférieur – de 100 à 200 mm – à ceux des autres stations font que même en tenant compte de ses indéniables avantages hydro-morphologiques, de telles disproportions paraissent inacceptables.

Plusieurs facteurs aux effets cumulatifs peuvent contribuer à ce déphasage :

- l'inadéquation de la méthode d'estimation des modules de la série 1969-70 à 1988-89. Ce que nous savons maintenant du rôle des facteurs litho-morphologiques dans la différentiation hydrologique des terroirs rend cette hypothèse vraisemblable.
- la sous-estimation du bassin-versant réel du Loison-aval. Bien que le terrain ne nous ait offert aucun argument en ce sens, la spécificité des terroirs à forte composante carbonatée laisse toujours planer une incertitude.
- la sous-estimation des écoulements dans les bassins d'amont immédiat (Thinte et Loison médian) ne peut être exclue à priori.

Même si des soupçons pèsent, nous le verrons plus loin, sur la Thinte, aucun argument décisif ne peut être apporté pour clore ce débat.

Aussi avons-nous préféré éliminer ce sous-bassin-versant de notre champ d'étude.

Ceci étant, le déficit d'écoulement annuel est grosso-modo inversement proportionnel aux surfaces calcaires : ruisseau du Moulin et Loison à Han-lès-Juvigny se distinguent par des déficits inférieurs à 500 mm pour des surfaces calcaires de 39 et 15 % du bassin-versant.

Même en éliminant les deux années de sécheresse et de maigres extrêmes que furent 1975-76 et 1970-71, le déficit d'écoulement du Loison reste relativement modéré (503 mm).

Thinte et Loison médian proposent des déficits d'écoulement supérieurs à 500 mm et des surfaces calcaires karstifiées comprises entre 0 et 7 %.

Le bilan hydrologique établi de 1969 à 1988 pour l'Euron à Froville va dans le même sens. D'après les données fournies par l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse, le déficit d'écoulement de cet affluent de 92 km^2 situé en rive

droite de la Moselle serait de 540 mm pour une précipitation de 870 mm ; les formations imperméables (argiles et marnes représentant 50 % du bassin-versant, et les formations calcaires moyennement karstifiées du Muschelkalk 20 % seulement.

En favorisant un enfouissement précoce et profond des apports pluviométriques, les calcaires surtout s'ils sont karstifiés, concourent à la réduction de l'évapotranspiration réelle.

La Thinte, dont le bassin-versant est en valeur relative le plus perméable (51 %) se signale plus par la force de son déficit d'écoulement (530 mm) que par la faiblesse de ses écoulements comparables à ceux du ruisseau du Moulin. Nous retrouvons là le rôle essentiel de la nappe-relais des grèves alluviales qui sera réévoqué plus loin.

Quant au Loison médian, il synthétise dans la faiblesse de ses écoulements et la force de son déficit les particularités lithohydromorphologiques de son bassin-versant :

- pertes directes dans le Loison amont et au niveau de la station de Merles,
- intensité des prélèvements évapotranspiratoires qui se produisent en trois lieux.

En premier lieu, sur les argiles recouvrant ce bassin à 81 %. En second lieu sur la nappe alluviale des grèves présente surtout dans la vallée de l'Azannes. En troisième lieu par évaporation directe sur les 90 ha de l'étang du Haut-Fourneau.

L'étude des bilans hydrologiques saisonniers précise cette analyse.

b) Bilans saisonniers

Ils sont à utiliser avec prudence, car contrairement au bilan précédent, ils ne correspondent pas à un cycle hydrologique complet ; les transferts d'une saison à l'autre ne peuvent donc être considérés comme nuls. Ils confirment néanmoins le caractère pluvio-évaporal océanique des régimes hydrologiques.

En hiver

Tableau II-16: Bilans hydrologiques saisonniers (1969-70 à 1988-89)

	Hiver			Été		
	Pmm	Emm	DEmm	Pmm	Emm	DEmm
Loison Han	534	304	230	321	66	255
Han (18 ans)	556	327	229	345	71	274
Loison médian	521	280	241	326	40	286
Thinte	547	285	262	338	69	269
Moulin	501	286	215	313	69	244

Les précipitations, importantes, subissent à un moindre degré (compte-tenu de la durée des saisons) les prélèvements évapotranspiratoires.

Les lames d'eau écoulées par le ruisseau du Moulin, la Thinte et le Loison médian se tiennent dans un mouchoir de poche (280-285 mm), le Loison à Han-lès-Juvigny se détachant nettement avec 304 mm (327 mm en série de 18 ans).

Si l'on excepte le Loison-médian dont nous avons rappelé la spécificité, les lames d'eau décroissent de concert avec les surfaces imperméables.

Le rôle des argiles et des conditions thermiques hivernales n'altérant que modérément l'anamorphose des précipitations en débits se trouve confirmé.

Mais l'on retrouve également l'effet pondérateur du stockage et de la circulation profonde des eaux vis-à-vis de l'évapotranspiration.

En été

L'abondance des écoulements est directement liée au régime thermique d'une part et à l'étendue des formations hydrogéologiques perméables d'autre part, alors que les précipitations estivales n'ont qu'un effet très insignifiant comme le démontrent les cas de la Thinte et du ruisseau du Moulin (à ce pas de temps du moins). Ce qui confirme que l'essentiel des écoulements en cette saison dépend surtout du destockage des réserves constituées en hiver ; et que les transferts hydrologiques souterrains sont en durée d'ordre pluri-mensuel, pour une partie d'entre eux au moins.

Dans ces conditions, ruisseau du Moulin et Thinte paraissent favorisés par rapport aux autres cours d'eau :

- le premier par le caractère non seulement transmissif mais aussi visiblement capacitif de l'acquifère Bathonien

- la seconde par le caractère capacitif dominant de l'aquifère Oxfordien, relayé par l'aquifère transmissif des grèves alluviales.

Par contre, le déficit d'écoulement semble obéir à une double commande.

Commande pluviométrique tout d'abord : plus les précipitations d'été sont importantes, plus le déficit d'écoulement est élevé.

Ces apports estivaux sont donc de peu d'effet sur les débits.

Commande hydrogéologique ensuite.

Le Loison médian paie ainsi l'importance de ses étendues argileuses (81 % du bassin-versant) :

- interdisant un soutien des écoulements
- entraînant, en fin ou début de cycle hydrologique surtout, des prélèvements hydriques destinés à recharger la frange superficielle des argiles lardées de fentes de dessiccation (ce point sera développé plus loin)
- favorisant, en liaison avec l'organisation en couloir dissymétrique du réseau hydrographique, les prélèvements évapotranspiratoires.

Vient ensuite la Thinte qui offre à l'évapotranspiration une réserve d'eau subaffleurante dans les grèves.

Seuls le Loison à Han-lès-Juvigny et surtout le ruisseau du Moulin à Delut limitent ces pertes grâce à l'immunité hydro-karstique dont ils jouissent du fait de leurs importants affleurements de calcaires bathoniens.

Un dernier point mérite de retenir notre attention.

Les données du bilan hydrologique de la Thinte frappent plus, avons-nous dit, par l'importance du déficit d'écoulement que par une réelle indigence des écoulements.

Compte tenu du mode de calcul de ce déficit, l'on est en mesure de se demander :

- s'il n'y aurait pas surestimation de la lame d'eau précipitée sur le bassin-versant. Réponse qui ne peut être donnée qu'à l'issue d'une amélioration de l'équipement climatologique (confère : étude climatique).
- s'il n'y aurait pas sous-estimation des lames d'eau écoulées par la non prise en compte d'un inféro-flux dans les grèves alluviales formant le lit de la rivière au droit de la station de Lissey.

Si tel était bien le cas, cela éclairerait le problème soulevé par le sous-bassin-versant du Loison-aval.

Il faudrait en effet réviser, à la hausse, les écoulements de la Thinte (et du Loison médian ?) et, à la baisse, ceux du Loison aval. Ce qui aurait peut-être le mérite de ramener ces derniers à un ordre de grandeur proche de celui du ruisseau du Moulin. Etant donné les grandes similitudes d'ordre climatique, lithologique et hydromorphologique, cela pourrait paraître vraisemblable.

La sous-estimation des débits du Loison médian est une réalité lors des épisodes de crue *(cf.* critique des stations). Elle ne nous paraît malheureusement pas quantifiable.

Pour la Thinte par contre, la valeur de l'inféro-flux peut être déduite des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère de la grève alluviale (Daum-Henturger-Missey-Van den Avenne 1978).

En retenant les paramètres suivants :

- perméabilité K de 9.10^{-4} à 2.10^{-3} m/s,
- porosité efficace de 7,5 %,
- un lit majeur de 300 m de large et une épaisseur de grève alluviale d'un mètre sous le fond du cours d'eau,

on peut calculer que le module annuel serait sous-estimé de 20 à 45 l/s,soit une lame d'eau annuelle de 8 à 18 mm.

Le tableau II-17 ci-dessous donne les valeurs du nouveau bilan hydrologique qu'il est possible de calculer.

Tableau II-17 : Bilan hydrologique de la Thinte à Lissey en tenant compte de l'existence d'un inféro-flux

inféro-flux l/s	Pmm	Emm	DEmm
0	885	355	530
20		363	522
45		373	512

Que ce soit en hypothèse haute ou basse, le déficit d'écoulement reste fort, car réglé essentiellement, nous l'avons vu, par le rôle péjorant de la nappe-relais des grèves.

Par contre, les lames d'eau écoulées – bien que modestement modifiées – se hissent à la valeur de celles du Loison à Han-lès-Juvigny (370 mm), ce qui semble plus conforme à ce que nous connaissons du contexte litho-morphologique de son premier affluent.

Au-delà de la marge d'incertitude introduite par l'instrumentation et l'estimation des paramètres du bilan hydrologique, il est clair qu'en régime de type pluvio-évaporal les facteurs litho-morphologiques pèsent d'un poids décisif sur les conditions et la qualité des écoulements.

Cette dimension d'hétérogénéité à l'échelle locale ne peut être prise en compte de manière satisfaisante par des formules empiriques ne retenant qu'un minimum de facteurs essentiellement climatiques.

Ainsi, la formule de Coutagne qui semblait parfaitement convenir lors de l'établissement du bilan hydrique *(cf.* : 1ère partie de ce travail), montre ses limites lorsqu'elle est confrontée à la réalité hydrologique (Tableau II-15).

Si nous avons dû par ailleurs rejeter les sous-bassins-versants du Loison amont et aval, l'établissement de bilans hydrologiques nous a prouvé, par les problèmes soulevés, le caractère synthétique de ce type de démarche et la nécessité de ne l'aborder qu'une fois réuni et critiqué un ensemble suffisamment complet d'observations.

A ce propos, un dernier point peut être soulevé.

Il apparaît nettement (Tableau II-15) qu'avec 59 % de son bassin-versant en terrains perméables contre 33 % seulement pour le Loison à Han-lès-Juvigny, la Meuse écoule en année moyenne une fraction équivalente des apports pluviométriques (43-44 %). En été (Tableau II-16) ses écoulements sont supérieurs à ceux du Loison, tandis que son déficit d'écoulement est systématiquement plus élevé tant en valeurs absolues que relatives. Ce qui ne laisse pas de surprendre compte tenu du caractère fissural et karstique (47 % des formations lithologiques) que l'on attribue au bassin-versant du fleuve, et grâce auquel on expliquait jusqu'alors la forte progression des écoulements bruts et spécifiques dans la traversée des calcaires oxfordiens des Hauts-de-Meuse (J.-F. Zumstein 1976, A. Mentré-Hildenbrand 1986).

Le recueil des éléments constituant le bilan hydrologique de la Thinte nous permet de poser le problème sur des bases nouvelles.

Ce n'est pas tant la nature karstique controversée des calcaires oxfordiens que l'extension du bassin-mosan en rive gauche (et en rive droite ? A. Durup de Baleine 1989) qui profiterait au fleuve.

Seule une étude générale permettrait de conclure en étendant à toute la traversée des Hauts-de-Meuse, ce qui n'est pour l'instant que le cas

particulier de la Thinte. Mais si ces faits étaient avérés, il faudrait revoir à la baisse les lames d'eau écoulées par la Meuse à Stenay, et à la hausse son déficit d'écoulement.

L'établissement de bilans hydrologiques annuels a montré que les formations perméables jouaient un rôle déterminant dans le régime des cours d'eau. Leur caractère transmissif limite les prélèvements évapotranspiratoires, tandis que leur caractère capacitif détermine pour une bonne part les écoulements estivaux. Il convient donc d'appréhender la valeur de ces réserves souterraines.

2. Les réserves en eau souterraine

Le bilan hydrologique tel qu'il vient d'être présenté repose sur l'équivalence DE = ETR.

Cette hypothèse réductrice admet que l'on puisse négliger – pour un laps de temps suffisamment long – les variations de réserves souterraines ΔR.

Nous nous proposons, dans un premier temps, de déterminer la valeur de ces réserves souterraines en fin de cycle hydrologique annuel, et de rechercher, dans un deuxième temps, quelle est la part qui leur revient dans les écoulements.

a) Valeur des réserves souterraines en fin de cycle hydrologique annuel du bassin-versant du Loison

La valeur des réserves souterraines stockées en fin de cycle annuel dans le bassin-versant peut être connue par le recours à la loi de tarissement.

Cette loi suppose qu'en régime non influencé par les précipitations, un réservoir souterrain poreux se vidange selon une loi de type exponentielle (loi de Maillet) dont l'intégration permet le calcul de la totalité des réserves en un moment donné. La détermination des débits de base se fait par application à la chronique des débits moyens journaliers, de la loi de tarissement de Maillet

$$Q_t = Q_o \, e^{-\alpha t}$$

qui donne le débit du réservoir souterrain Q_t en m^3/s à l'instant t, en fonction du débit aérien Q_o à un instant t_o pris comme origine du tarissement.

Le volume W_o emmagasiné à l'instant t_o dans la couche aquifère alimentant le débit de tarissement est ensuite déterminé par les équations de la courbe de tarissement (G. Castany 1967) :

$$W_o\ m^3 = \frac{86400\ Q_o}{\alpha}$$

L'essentiel de cette méthode repose, on le voit, sur la détermination par solution graphique du coefficient α de tarissement.

Simple dans son principe, cette méthode se heurte en pratique à de nombreuses difficultés.

Citons sans prétendre à l'exhaustivité :

- la rareté des périodes estivales sous influence pluviométrique, en climat océanique à nuance continentale,
- la fiabilité des mesures de faibles débits,
- la validité d'application d'une loi de milieux poreux à des réservoirs de type fissural (karst),
- la probabilité réduite de voir le tarissement coïncider avec la borne mensuelle d'un cycle hydrologique.

Cette méthode implique donc acceptation d'un certain nombre d'approximations, que son application universelle nous fera admettre sans critique préalable.

Ce faisant, il est possible sinon de calculer du moins d'approcher la valeur des réserves souterraines en fin de cycle hydrologique annuel, et de les intégrer dans une nouvelle équation du bilan hydrologique :

E	= (P	+	ΔR)	−	(ETR	+ ΔR')	avec :
[sortie]	[apports		stock]		[pertes	stock]	

E = lame écoulée par le bassin-versant lors d'une année hydrologique (mm)

ΔR = réserve stockée dans le bassin-versant en fin d'année hydrologique précédente (mm)

P = apports pluviométriques au bassin-versant en cours de cycle hydrologique (mm)

ETR = pertes évaporatoires lors du cycle (mm)

ΔR' = réserves stockées dans le bassin-versant en fin de cycle hydrologique (mm)

E et P étant mesurés, ΔR et $\Delta R'$ calculés par application de la formule de Maillet, ETR peut-être déduite de l'équation :

$$ETR = (\Delta R + P) - (E + \Delta R')$$

Le tracé des droites de tarissement est donné en annexe II-4 ; les éléments de ce nouveau bilan annuel à Han-lès-Juvigny sont donnés dans le tableau II-18.

Tout en restant prudent, compte-tenu des réserves précédemment émises sur l'utilisation pratique de la loi de tarissement, il apparaît que les réserves stockées en fin d'exercice hydrologique annuel :

- subissent d'assez faibles variations inter-annuelles, les extrêmes de la série considérée allant de 2,2 à 28,2 mm,
- ne représentent qu'une faible part (3,2 % en moyenne) des écoulements de l'année suivante sur laquelle elles n'auront donc qu'une influence limitée.

L'écart entre déficit d'écoulement et évapotranspiration réelle calculé par cette méthode est globalement nul, et varie entre des extrêmes de - 4,4 à + 5,1 % en années particulières. Ce qui permet de conclure :

- à la validité de l'approximation utilisée pour l'établissement du bilan hydrologique sur une longue série d'années : ETR = DE = P-E,
- à la bonne approximation de la valeur des stocks en réserve à la fin de chaque exercice hydrologique, par la mise en œuvre de la formule de Maillet,
- à l'existence d'une loi de tarissement annuel non-univoque.

Nous pouvons constater à ce propos que les plus forts écarts ETR/DE d'années particulières semblent imputables :

- à la qualité de l'information "débits" (1988-89) qui se répercute entre autre sur le calcule de α,
- à la qualité de l'information "précipitations" en années de forts abats essentiellement.

Sur ces acquis, nous avons appliqué la même démarche au ruisseau du Moulin à Delut et à la Thinte à Lissey.

	α	Durée de cycle hydrologique (mois)	$\Delta R'$	E	$\Delta R'+E$	ΔR	P	$\Delta R+P$	ETR	DE	$\frac{ETR}{DE} \times 100$ %
1969-70	0,0105	12	9,5	512,2	521,7	11,4	957,3	968,7	447	445,1	+ 0,4
71	0,0187	11	3,1	161,9	165	9,5	514,7	524,2	359,2	352,8	+ 1,8
72	0,0188	13	6,2	177,1	183,3	3,1	687,2	690,3	507	510,1	- 0,6
73	0,0088	11	4,0	184,9	188,9	6,2	538,7	544,9	356	353,8	+ 0,6
74	0,0113	12	3,0	206,5	209,5	4	755,3	759,3	549,8	548,8	+ 0,2
75	0,0142	12	4,5	353,5	358	3	797,6	800,6	442,6	444,1	- 0,3
76	0,0109	11	2,2	75,7	77,9	4,5	384,3	388,8	310,9	308,6	+ 0,7
77	0,012	13	7,4	311,9	319,3	2,2	953,2	955,4	636,1	641,3	- 0,8
78	0,0048	14	21,4	468,9	490,3	7,4	912,7	920,1	429,8	443,8	- 3,1
79	0,0169	10	4,1	447,9	452	21,4	785,5	806,9	354,9	337,6	+ 5,1
80	0,0057	11	26,2	502,0	528,2	4,1	1004,2	1008,3	480,1	502,2	- 4,1
81	0,0058	12	28,1	506,2	534,3	26,2	967,7	993,9	459,6	461,5	- 0,4
82	0,0061	13	13,0	533,5	546,5	28,1	1034,9	1063	516,5	501,4	+ 3,0
83	0,0136	11	7,1	630,7	637,8	13	1131,2	1144,2	506,4	500,5	+ 1,1
84	0,0095	12	7,2	386,6	393,8	7,1	885,7	892,8	499	499,1	0
85	0,0059	13	15,9	349,4	365,3	7,2	1007,1	1014,3	649	657,7	- 1,3
86	0,0095	10	16,2	315,2	331,4	15,9	738,5	754,4	423	423,3	0
87	0,012	14	18,7	450,5	469,2	16,2	1196,7	1212,9	743,7	746,2	- 0,3
88	0,0061	11	28,2	487,8	516	18,7	1006,5	1025,2	509,2	518,7	- 1,8
1988-89	0,0106	13	10,5	344,1	354,6	28,2	848	876,2	521,6	503,9	+ 3,5
Moyenne			11,8	370,3	382,1	11,8	855,3	867,2	485	485	± 0

Tableau II-18 : Bilan hydrologique du Loison à Han-lès-Juvigny (1969-70 à 1988-89) en année hydrologique réelle.
Les données sont exprimées en mm d'eau

b) Valeur des réserves souterraines en fin de cycle hydrologique annuel dans les bassins-versants du ruisseau du Moulin et de la Thinte

Les résultats sont donnés, pour le tracé des droites de tarissement en annexe II-4 et pour les estimations chiffrées dans le tableau II-19.

Ce bilan, établi pour les 8 années de fonctionnement commun des stations, met en exergue le rôle fondamental des aquifères dont « l'alimentation, le stockage et l'écoulement de l'eau souterraine sont imposés, en premier lieu, par la géologie » (C. Castany 1982).

Les calcaires bathoniens apparaissent comme les formations hydrogéologiques les plus capacitives du bassin-versant du Loison.

Les réserves stockées en fin d'exercice annuel dans l'aquifère du ruisseau du Moulin représentent en moyenne 45 mm, et varient bon-an, mal-an, de 65 à 25 mm : soit en général 10 % des écoulements de l'exercice suivant.

Elles sont plus modestes pour la Thinte (21 mm) et le Loison à Han-lès-Juvigny (15 mm), ne représentant plus respectivement que 5 et 3 % des écoulements annuels.

L'écart calculé entre ETR et DE varie grossièrement en proportion : très faible pour le Loison à Han-lès-Juvigny, il est légèrement plus fort sur la Thinte et se situe à ± 10 % sur le ruisseau du Moulin.

Mais ces chiffres ne donnent en tout état de cause que les valeurs atteintes par les réserves souterraines aux bornes d'une année hydrologique.

Il convient d'en aborder maintenant l'étude des variations au sein même du cycle annuel.

3. La part des réserves dans les écoulements

Le problème posé revient à décomposer la chronique des débits d'une année particulière en débit de ruissellement et débit de base.

Nous considérons comme débit de ruissellement tout écoulement lié à une influence de la part des précipitations, soit :

- les apports directs dans le lit mineur, ou le lit majeur lors de crues débordantes,
- les apports rapides du ruissellement sur les formations superficielles et du ruissellement karstique,
- les apports différés du ressuyage des formations superficielles.

Ruisseau du Moulin à Delut

	α	Durée du cycle hydrologique (mois)	$\Delta R'$	E	$\Delta R'+E$	ΔR	P	$\Delta R+P$	ETR	DE	$\frac{ETR}{DE} \times 100$ %
1978-79	0,00350	10	54,6	396,7	451,3	44,1	743,2	787,3	336	346,5	- 3
80	0,004	12	65,7	503,2	568,9	54,6	900,1	954,7	385,8	396,9	- 2,7
81	0,0085	12	25,5	551,8	577,3	65,7	972,4	1038,1	460,8	420,6	+ 9,5
82	0,0034	12	52,2	489,6	541,8	25,5	842,6	868,1	326,3	353	- 7,5
83	0,004	13	55,9	575	630,9	52,2	1204,6	1256,8	625,9	629,6	- 0,5
84	0,0079	10	24,6	374,5	399,1	55,9	739,0	794,9	395,8	364,5	+ 8,5
85	0,006	14	30,8	386,8	417,6	24,6	969,5	994,1	576,5	582,7	- 1,0
86	0,0028	10	66,6	288,1	354,7	30,8	742,5	773,3	418,6	454,4	- 7,8
Moyenne			46,9	445,7		44,1	889,2		440,7	454,9	- 3,1

La Thinte à Lissey

	α	Durée du cycle hydrologique (mois)	$\Delta R'$	E	$\Delta R'+E$	ΔR	P	$\Delta R+P$	ETR	DE	$\frac{ETR}{DE} \times 100$ %
1978-79	0,0062	10	17,2	395,5	412,7	11,6	757,8	769,4	356,7	362,3	- 1,5
80	0,0107	12	19,8	458,2	478	17,2	1074,8	1092	614	616,6	- 0,4
81	0,0121	12	20,6	501,1	521,7	19,8	1047,5	1067,3	545,6	546,4	- 0,1
82	0,0051	12	23,4	513,1	536,5	20,6	1019,6	1040,2	503,7	506,5	- 0,5
83	0,006	13	21,9	595,4	617,3	23,4	1263,1	1286,5	669,2	667,7	+ 0,2
84	0,0035	10	39,8	354,5	394,3	21,9	778,3	800,2	405,9	423,8	- 4,2
85	0,0073	14	13,8	388,3	402,1	39,8	1073,6	1113,4	711,3	685,3	+ 3,7
86	0,0084	10	24,6	327,5	352,1	13,8	802	815,8	463,7	474,5	- 2,2
Moyenne			22,6	441,7		21	977		533,7	535,3	- 0,2

Tableau II-19 : Bilans hydrologiques du ruisseau du Moulin à Delut et de la Thinte à Lissey (1978-79 à1985-86) en année hydrologique réelle. Les données sont exprimées en mm d'eau.

Le débit de base correspond donc aux écoulements réalisés hors influence pluviométrique :

- soit qu'il y ait absence de précipitations pendant un laps de temps suffisant pour que le ruissellement ait cessé ;
- soit que les prélèvements évapotranspiratoires soient suffisamment puissants pour annihiler toute répercussion des précipitations sur les écoulements mesurés en surface.

Le débit de base est donc sensé provenir uniquement du destockage des réserves souterraines profondes.

A partir de cette réduction du complexe des circulations hydrologiques il est possible de proposer une méthode de détermination du débit de base au pas de temps mensuel.

a) Détermination du débit de base mensuel. Méthodologie

Le problème posé est généralement résolu par décomposition de l'hydrogramme (H. Schoeller 1962, Roche 1963). La méthode classique, dite de l'hydrogramme unitaire, voit sa portée pratique restreinte par un certain nombre de conditions (fonctions du climat et du milieu physique) pas toujours réalisées, ainsi que par la lourdeur du traitement d'épisodes ponctuels (P. Dubreuil 1974).

Plus récemment sont apparues des méthodes hydrochimiques et isotopiques (M. Hino - M. Hasebe 1986) reposant sur l'utilisation d'un appareil analytique dont nous ne disposons pas.

Plus souple et plus pratique est la méthode utilisée par M. Dacharry pour la Loire (1974) et reprise par C. M. Cossandey pour le Ru de Carnoët (1984).

La détermination du débit de base se fait par application à la chronique des débits journaliers de la loi de tarissement de Maillet.

On en déduit une loi unique de vidange à validité annuelle ou pluriannuelle qui permet de définir au pas de temps désiré la valeur du débit de base, connaissant le débit total.

Outre que l'application de cette formule requière « une couche aquifère homogène et isotrope et à alimentation uniformément répartie dans le temps et l'espace » (G. Castany 1967), nous avons vu que sa mise en œuvre s'avérait souvent délicate.

En fait, trois critiques principales peuvent être formulées :

La première a trait à l'existence d'une loi unique de décrue, quelle que soit la saison ou le niveau initial des réserves (M. C. Cossandey), tandis que

M. Dacharry constate une variation du coefficient α suivant les débits initiaux. Avec des nuances, il est vrai, les auteurs ayant travaillé sur les sources karstiques se partagent également, J. Forkasiewicz et H. Paloc (1967) considérant « que le coefficient de tarissement habituellement utilisé pour caractériser une source de karst, varie... d'une année à l'autre » et qu'« il est impossible de trouver une courbe moyenne de tarissement pour l'ensemble (des) ... étiages », tandis que A. Mangin (thèse) admet la possibilité de calculer un α moyen interannuel.

La différence entre ces deux groupes d'auteurs réside surtout dans le fait que les premiers admettent la possibilité de retrouver le tarissement en décrues de saison froide, alors que les seconds ne le déterminent qu'en saison chaude.

Et nous abordons ainsi la deuxième critique.

Existe-t-il des tarissements de saison froide ?

Depuis les études pionnières de R. Frécaut (1972), il est admis que « les étiages atténués de saison froide sont forts originaux et tout aussi caractéristiques du milieu tempéré océanique » que les étiages de saison chaude. Ils « se produisent au cœur même de la saison normale de hautes eaux, ce qui rend leurs caractéristiques d'autant plus remarquables, bien qu'ils n'atteignent pas la profondeur des étiages de saison chaude » ; ce qui paraît compréhensible étant donné le haut niveau de remplissage des réserves souterraines en cette période de l'année.

Ce type de situation se rencontre en Lorraine septentrionale comme l'a démontré l'étude climatique. A ceci près, toutefois, que les étiages de saison froide sont moins fréquents et moins durables que leurs homologues de saison chaude, ce qui peut rendre plus délicat le tracé de droite(s) de tarissement.

La troisième critique porte sur la validation au pas de temps saisonnier ou annuel d'un régime de tarissement défini au pas de temps hebdomadaire ou mensuel.

Pour M. Bakalowicz et A. Mangin (1980), si le débit de base traduit bien l'écoulement des réserves, il n'a de sens physique qu'au moment du tarissement auquel il est justement assimilé. Ces deux auteurs admettent malgré ce qui vient d'être dit que l'on puisse extrapoler la droite de tarissement à l'ensemble de la courbe de récession d'une crue sans trop altérer l'information hydrologique. Mais peut-on l'extrapoler régressivement à l'ensemble des fluctuations saisonnières et annuelles d'un cours d'eau ?

Des éléments de réponses à ces critiques sont apportés par l'étude des courbes de débits journaliers classés.

Travaillant sur les pourcentages cumulés des débits moyens journaliers classés d'émergences karstiques, A. Mangin (thèse) remarque que « si le

tarissement est nettement marqué, on peut s'attendre à avoir des répartitions différentes des débits classés, l'une pour les hautes eaux avec une succession de variables aléatoires dépendantes, l'autre en étiage avec une évolution quasi déterministe des débits ».

Dans cet esprit paraît en 1976 une étude préliminaire sur les relations entre écoulements superficiel et souterrain de cours d'eau des calcaires du Dogger lorrain (J. Salado - J. Leroux - F. Letouze - C. Thomas) dans laquelle il est remarqué qu'après report sur papier gausso-logarithmique « les débits classés forts seraient plutôt liés au fonctionnement du bassin-versant superficiel, alors que les débits faibles seraient liés à l'aquifère ». L'observation de la partie inférieure de ces courbes annuelles montre en effet « une pente très faible et quasi-constante d'une année à l'autre. Cette similitude de pente traduit le fonctionnement semblable d'une année à l'autre de l'aquifère ». Précisons que semblable ne signifie pas identique, et que les exemples traités portent principalement sur l'analyse de séries faiblement pluvieuses (1968 à 1974).

Cette dualité de comportement observé entre débits de base et débits de ruissellement, à l'échelle annuelle, se retrouve sur les courbes de débits classés au pas de temps mensuel.

Utilisation de la courbe des débits classés dans la séparation du ruissellement et de l'écoulement de base.

On établit une courbe des débits moyens journaliers classés pour chacun des mois d'une suite d'années. Celle-ci doit être la plus longue possible ; à défaut, et sous réserve d'investigations supplémentaires, quatre à cinq ans semblent suffire pour obtenir un résultat probant.

Ne disposant pas de moyens de classement et de calcul automatiques, nous avons travaillé manuellement, à partir d'une grille de ventilation utilisée par l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse : nous obtenons ainsi des classes de débits moyens journaliers centrés.

Le report sur papier logarithmique, avec débits en ordonnée et pourcentage cumulé de chaque classe en abscisse, permet de linéariser la portion de courbe correspondant aux plus faibles débits de chacun des 12 mois d'une série d'années. On obtient ainsi une fonction puissance ($Y = ax^b$) caractéristique des plus faibles débits en chaque mois, débits correspondant à la vidange de l'aquifère.

Son tracé à l'estime et son prolongement sous la courbe des plus forts débits permettent de déterminer :

- le débit caractéristique en chaque mois du début de tarissement (équivalent du Q_0 obtenu par application de la formule de Maillet),
- le débit maximum atteint par l'aquifère en chaque mois,
- une relation d'équivalence entre écoulement total mesuré dans le cours d'eau et débit de base correspondant.

Ces droites caractéristiques ne sont pas le plus souvent parallèles entre elles, démontrant qu'il n'existe pas – en tout cas dans les exemples étudiés ici – de loi de vidange unique, annuelle ou saisonnière. Mais que chaque mois possède ses propres caractères, généralement reconduits d'une année sur l'autre.

En effet, la meilleure linéarisation est obtenue lors des mois pour lesquels on peut supposer que les réserves souterraines sont généralement fortes, et que le tarissement – s'il intervient – se fera dans des conditions très voisines d'une année sur l'autre. Ce sont les mois de février, mars, janvier et décembre. Les autres mois présentent le plus souvent deux paliers pour les débits d'alignement.

Trois explications peuvent être avancées :

- l'imprécision de règle dans la mesure des plus faibles débits, surtout en période de basses eaux. S'il n'est pas entièrement supprimé, cet artefact doit être ici limité par le fait que nous travaillons sur des classes de débits moyens journaliers centrés.
- la variation du degré de précision des courbes de tarage avec le temps, et l'utilisation (cas de Han-lès-Juvigny) de courbes de tarage saisonnières dont les raccords se font parfois de manière suspecte.
- la distribution de l'échantillon traité en années et mois tantôt secs, tantôt humides, qui peuvent modifier la valeur de Q_0.

Deux solutions peuvent être adoptées :

- soit se caler sur le palier supérieur pour tracer la droite recherchée. On considère alors que les débits du palier inférieur – anormalement bas pour le mois considéré – proviennent bien de la seule vidange de l'aquifère.
- soit ventiler les débits du palier inférieur sur le mois suivant, ou le mois précédent en cas d'étiage qui se prolongerait exceptionnellement en période ordinaire de reconstitution des réserves.

Quelle que soit la solution adoptée, la faible valeur des débits concernés montre qu'il s'agit bien d'écoulements d'origine essentiellement

souterraine : ils peuvent donc être comptabilisés comme débit de base de leur mois d'origine.

Ces droites tracées pour les 12 mois, on calcule leurs caractéristiques (équation [1] de type puissance) avec :

X_1 = %

Y_1 = Q de base correspondant, lu sur la droite.

La courbe des écoulements totaux – partie supérieure au Q_o en chaque mois – est de type semi-logarithmique (équation [2]) avec :

X_2 = %

Y_2 = Q total.

Pour calculer le débit de base correspondant au débit d'écoulement moyen journalier centré, on établit un changement de variable en transformant à l'aide de l'équation [1] les X_2 en Y_1.

On obtient alors une troisième fonction de type logarithmique (équation [3]) avec :

$X_3 = Y_2$ = Q total

$Y_3 = Y_1$ = Q de base.

Validation des résultats obtenus par application de la méthode des débits classés

Les résultats ainsi obtenus peuvent être comparés à ceux découlant de l'extrapolation des courbes de tarissement.

Nous prendrons comme exemples une année d'indigence (1975-76 ; Emm = 75,5) et une année d'abondance (1977-78 ; Emm = 468,8) à Hanlès-Juvigny.

On trouvera le tracé des droites de tarissement en annexe II-4

Trois remarques concernant la fiabilité de cette pratique graphique classique en hydrogéologie s'imposent à ce stade de la démonstration :

- l'année 1978 illustre parfaitement la physionomie traditionnelle des étés lorrains lors desquels les périodes non-influencées de courte durée ne permettent qu'une approximation dans le tracé de la droite de tarissement.

- même lors d'étés exceptionnellement secs présentant des séquences pluri-décadaires non ou peu influencées (comme en 1976), le tracé de la droite de tarissement s'avère délicat.
- le prolongement vers l'amont, au-delà du point Q_o, de la droite de tarissement relève à l'évidence de la pure hypothèse et n'échappe donc pas aux critiques et réserves que nous formulions précédemment.

Nonobstant nous apprécierons par lecture directe de l'hydrogramme une valeur approchée du débit de base moyen-journalier en début et fin de mois pour en déduire quelques débits de base moyens-mensuels.

Le tableau II-20 compare les résultats de cette lecture directe à ceux obtenus par le biais des courbes de débits classés.

Tableau II-20 : Débit de base moyen-mensuel obtenu par lecture directe sur la droite de tarissement (1) et par la méthode des débits classés cumulés (2)

		Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre
1976	1	4,9	3,1	2,1	1,4	0,8				
	2	6,2	3,4	2,4	1,7	0,8				
1978	1	14,4	11,7	10,1	8,2	7,1	6,0	4,7	4,2	3,4
	2	17,6	12,8	11,9	8,3	8,2	6,5	4,7	4,4	3,8

Il appert que les débits de base moyens-annuels obtenus sont du même ordre de grandeur, quoique généralement surestimés par la méthode des débits classés-cumulés.

Cette surestimation est plus forte pour les mois d'écoulement abondant : elle est par exemple de + 3,2 mm en mars 1978, mais tombe à + 0,1 mm en juin de la même année.

En terme d'incertitude sur le découpage de l'écoulement total des mois considérés, ces valeurs représentent une fourchette d'erreur de ± 3,5 à 0,1 % que l'on pourrait considérer comme acceptable par défaut.

Elles nous paraissent plutôt relever d'une meilleure appréciation des fluctuations du débit de base en régime influencé, alors que le simple prolongement de la droite de tarissement les sous-estime.

La concordance entre résultats obtenus nous permet de connaître directement par application de la méthode des débits classés, la valeur de chaque débit de base, ce qu'il eût été probablement impossible d'obtenir par application d'une éventuelle loi de tarissement unique.

La réponse des aquifères aux impulsions pluviométriques n'étant pas immédiate, cette méthode ne permet pas telle quelle de faire correspondre les débits de base aux débits totaux à l'échelle journalière.

Par contre, en déduisant d'une fonction relative aux débits journaliers, un débit de base moyen-mensuel, nous obtenons un effet de lissage qui nous paraît plus convenir à la réalité du terrain.

b) Débits de base et de ruissellement

La séparation des écoulements totaux en débits de base et débits de ruissellement est appliquée au Loison à Han-lès-Juvigny. Une comparaison avec la Thinte et le ruisseau du Moulin lui fait suite.

Débits de base et de ruissellement mensuels à la station de Han-lès-Juvigny (1969-70 à 1988-89)

Les courbes de débits moyens-journaliers centrés classés sont données en annexe II-5.

Les valeurs mensuelles des débits sont données en annexe II-6.

Le tableau II-21 donne les valeurs moyennes mensuelles du débit de base Q_b et du débit de ruissellement ($Q_r = E - Q_b$) en séries hydrologique (1969-70 à 1988-89), sèche (1970-71 à 1976-77) et humide (1977-78 à 1988-89).

En année moyenne,le débit de base représente 29 % de l'écoulement annuel E ; il passe à 42 % en années sèches et redescend à 25 % en années humides : le volume dynamique des réserves est donc faible.

Ce n'est pas tant le rendement hydrologique propre aux aquifères carbonatés qui est ici en cause, que leur extension relative dans le bassin-versant comme le démontre le calcul suivant.

Le plus faible débit moyen-mensuel mesuré – uniquement dû au volume dynamique – a été de 0,097 m^3/s en août 1976. Rapporté aux affleurements calcaires du bassin-versant réel (± 75 km^2), il donne un débit spécifique de 1,29 $l/s/km^2$. En prenant le plus petit débit moyen journalier (0,067 m^3/s le 11/8/1976) nous obtenons une valeur encore honorable de 0,89 $l/s/km^2$.

Lorsque les apports pluviométriques sont annihilés par l'évapotranspiration estivale, la lithologie donne toute la mesure de sa contribution aux écoulements : la part revenant aux écoulements de base est prédominante en été de série sèche (74 % de E), quasi-unique lors de l'été exceptionnel de 1976 (98 % de E).

	mm	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Hiver	Été	Année
1969-70 à 1988-89	E	17,3	26,0	52,3	60,6	61,9	51,1	34,8	25,3	16,2	13,4	6,3	4,8	304,2	66,2	370,4
	Q_b	4,4	5,7	8,0	11,4	21,5	14,4	11,9	9,2	6,8	5,6	4,4	3,4	77,6	29,6	107,2
	Q_r	12,9	20,3	44,3	49,2	40,4	36,7	22,9	16,1	9,4	7,8	1,9	1,4	226,6	36,6	263,2
1970-71 à 1976-77	E	6,2	19,9	30,8	39,6	47,4	20,7	15,8	11,5	7,4	3,8	4,9	2,4	180,4	30,1	210,6
	Q_b	3,1	5,1	7,1	10,3	20,5	11,0	9,3	7,7	5,4	3,7	3,2	2,2	66,6	22,3	89,0
	Q_r	3,1	14,8	23,7	29,3	26,9	9,4	6,5	3,8	2,0	0,1	1,7	0,2	113,8	7,8	121,6
1977-78 à 1988-89	E	24,8	29,8	66,1	73,4	63,4	65,8	43,5	30,5	21,7	19,1	7,1	6,3	367,0	84,8	451,8
	Q_b	5,2	6,0	8,6	12,0	21,7	16,1	13,2	9,9	7,7	6,5	5,0	4,1	83,0	33,3	116,4
	Q_r	19,6	23,8	57,5	61,4	41,7	49,7	30,3	20,6	14,0	12,6	2,1	2,2	284,0	51,5	335,4

Tableau II-21 : Répartition des écoulements en débit de base et débit de ruissellement à la station de Han-lès-Juvigny.

Bien qu'également présent en été – notamment nous le verrons sous sa forme différée de ressuyage des formations superficielles – le ruissellement domine les écoulements de saison froide.

Il représente en moyenne 74 % des écoulements hivernaux, valeur qui monte à 77 % en série humide et descend à 63 % en série sèche : l'hiver est bien la saison du ruissellement.

Car, hormis en étés de série sèche lors desquels il représente encore 60 % des écoulements, sa contribution tombe à 26 % en étés humides. Nous retrouvons dans ces caractéristiques les interactions entre facteurs lithologiques et bio-climatiques.

La Figure II-21 montre l'évolution moyenne (en mm) :

- des précipitations mensuelles
- du débit de base mensuel maximal
- du débit de base moyen mensuel
- du débit correspondant au début du tarissement (équivalent du Qt_o de Maillet)
- du débit total du Loison.

Le régime hydrogéologique du Loison à Han-lès-Juvigny connaît deux phases nettes : une phase de réalimentation des aquifères d'octobre à février, et une phase de vidange de mars à septembre.

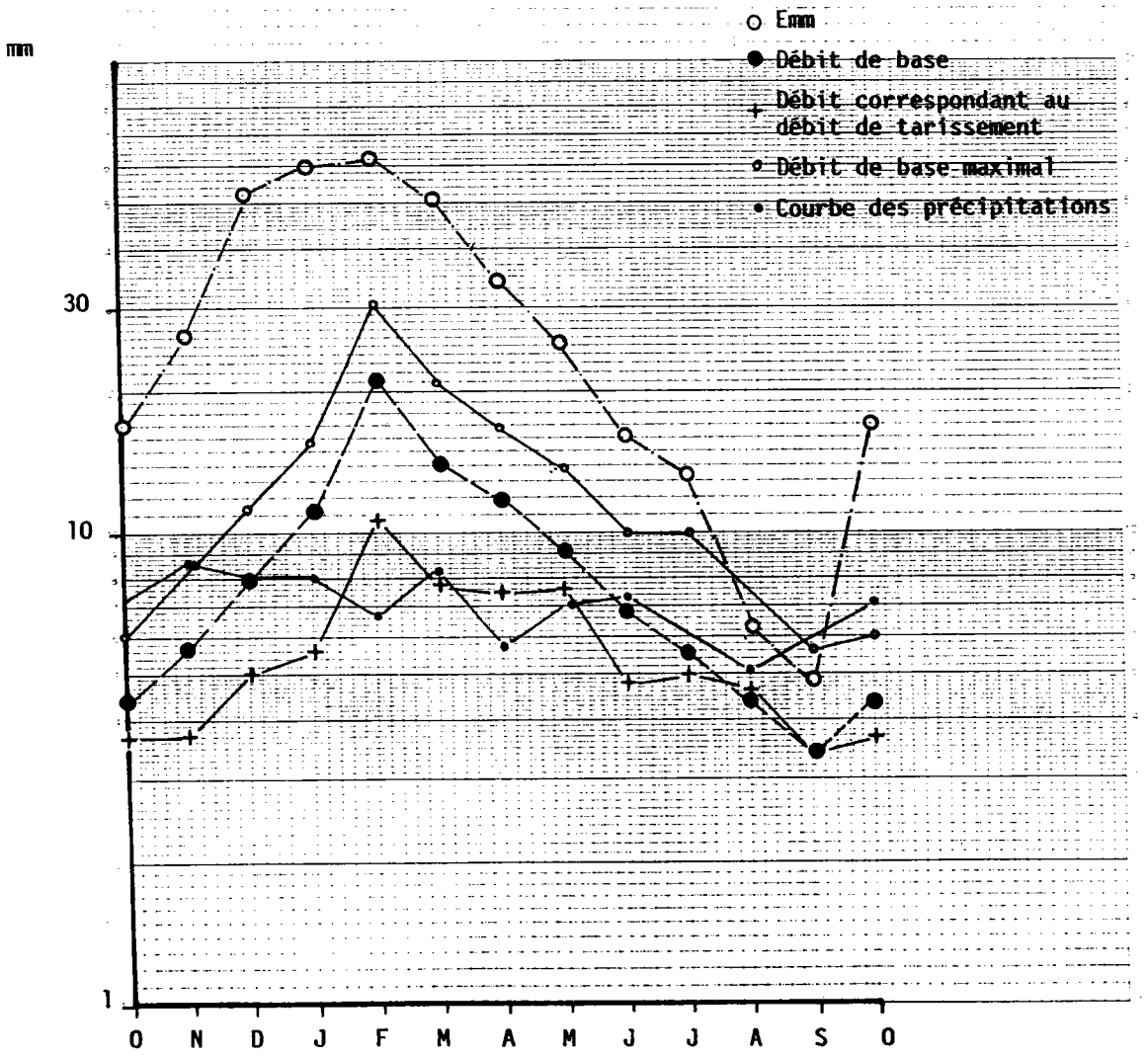
Il y a donc dysharmonie de fonctionnement entre régimes saisonniers pluviométriques, thermique, hydrologique et hydrogéologique. La phase de vidange des aquifères peut être décomposée en deux séquences pluri-mensuelles.

De mars à mai, les recharges sont semble-t-il monnaie courante, bien que les réserves n'atteignent plus le niveau de février.

Juin marque avec deux mois de retard sur le temps hydrologique le début de l'été hydrogéologique : débit de base maximal et débit de début de tarissement chutent. Ce comportement est à mettre en relation avec l'évolution des températures et la plénitude de l'activité végétale : les prélèvements évapotranspiratoires entrent alors dans leur phase d'optimum.

Débute ensuite une deuxième séquence lors de laquelle les possibilités de recharge des aquifères subsistent de façon ténue avant de disparaître quasiment semble-t-il en septembre. Ces possibilités de recharge des aquifères en période estivale expliquent les paliers constatés principalement lors des mois précités sur les parties basses des courbes de débits classés.

Fig.II-21 PRECIPITATIONS, ECOULEMENTS DE BASE ET DE RUISSELLEMENT, DEBITS DE DEBUT DE TARISSEMENT MOYENS MENSUELS A HAN-LES-JUVIGNY (1969-70 à 1988-89).



La Figure II-22 montre par le quasi-parallélisme d'évolution des courbes de précipitation et de débit de début de tarissement, que le temps de réponse des aquifères à l'impulsion pluviométrique est de l'ordre d'un à 2 mois.

Si l'on admet :

- que la rapidité de la vidange, traduite par la valeur du coefficient α, est fonction de l'état des réserves,
- que cet état est bien traduit par la valeur du débit Qt_0,
- que septembre voit coïncider en moyenne étiages hydrologique et hydrogéologique,

on peut en déduire :

- que la prévision des débits de base en phase de vidange peut se faire à partir d'un modèle prévisionnel qui prendrait en compte les valeurs des précipitations des deux mois antérieurs. La méthode de recherche du débit de base proposée ici trouverait ainsi une application dans des domaines tels que : prévision des risques de pollution en basses-eaux, détermination du débit réservé des cours d'eau en fonction de la ressource présumée, gestion prévisionnelle des possibilités de prélèvement en domaine souterrain.

Il est par ailleurs confirmé que les faibles écarts observés entre déficits d'écoulement mesurés et évapotranspiration réelle calculée *(cf. supra)*, sont dus non seulement à la faiblesse supposée des réserves souterraines du bassin-versant, mais également à la faible durée du cycle de stockage/ destockage : le renouvellement des réserves se faisant selon une rotation d'ordre bimestrielle. Dans ces conditions, les transferts de réserve d'une année hydrologique à l'autre sont généralement minimes.

Appliqué aux écoulements de surface (Figure II-23) ce décalage bimestriel paraît déficient de mai à octobre.

Il est clair dans ces conditions que les écoulements aériens n'obéissent pas à la même dynamique que les écoulements souterrains. Les premiers sont avant tout placés sous la dépendance des phénomènes bio-climatiques – précipitations, évapotranspiration – qui déterminent la nature pluvio-évaporale du régime de la rivière.

Fig.II-22 DECALAGE ENTRE APPORTS PLUVIOMETRIQUES ET DEBIT INITIAL DU TARISSEMENT (HAN-LES-JUVIGNY 1969-70 à 1988-89)

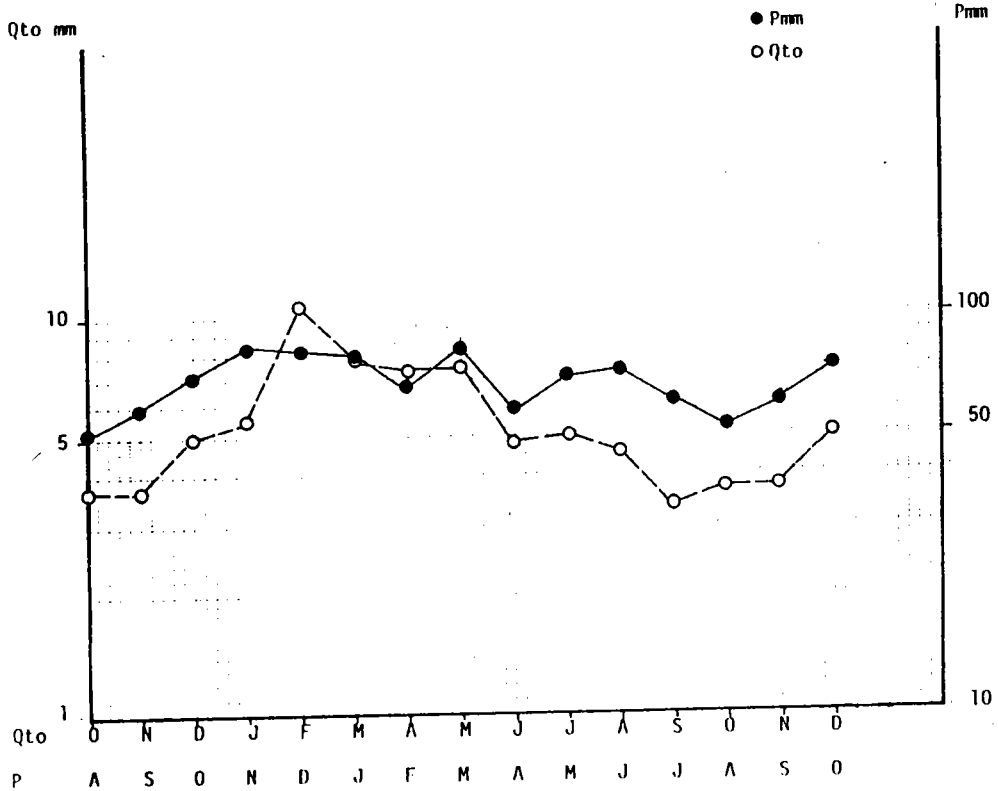
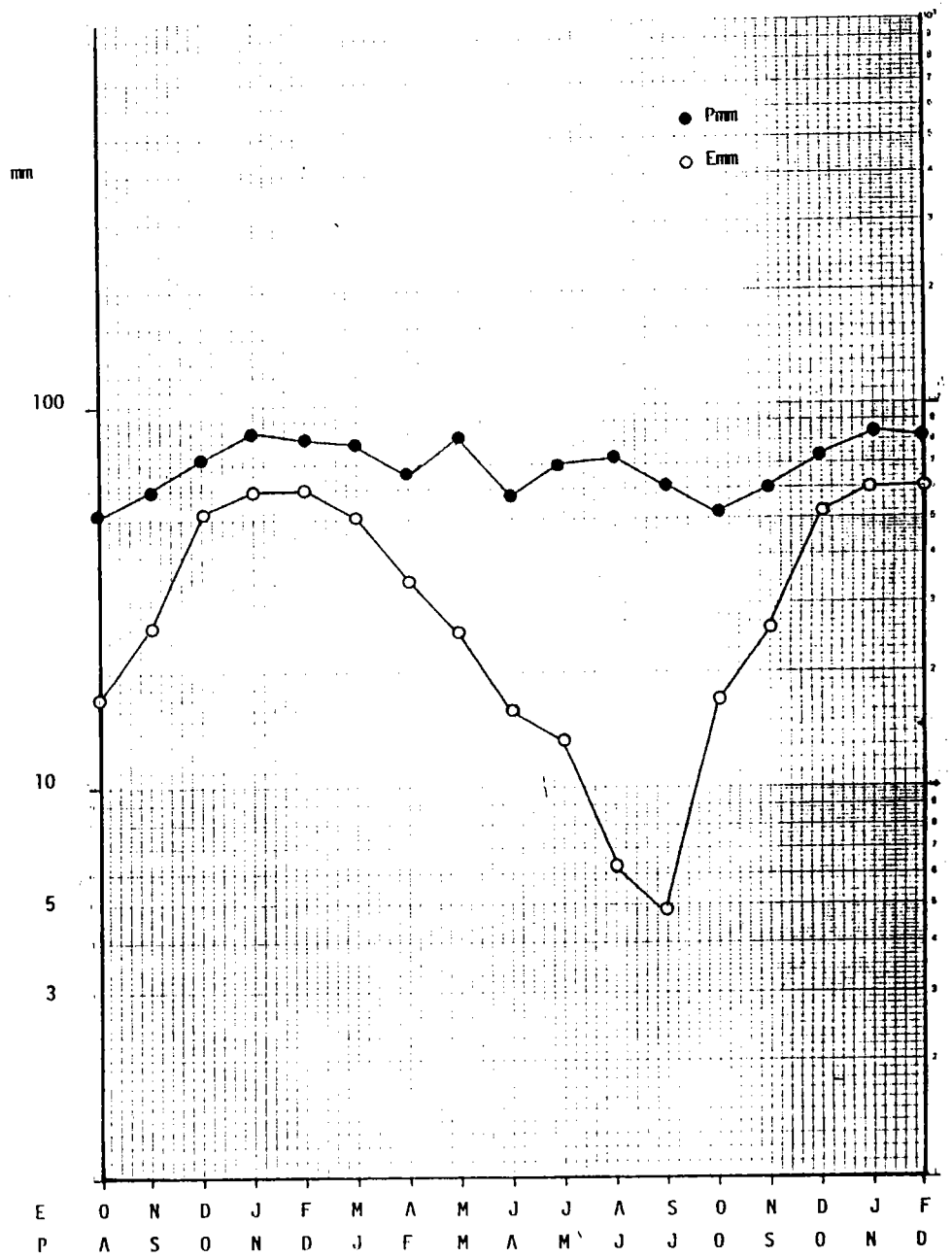


Fig.II-23 DECALAGE ENTRE APPORTS PLUVIOMETRIQUES ET LES ECOULEMENTS MOYENS-MENSUELS (HAN -LES-JUVIGNY 1969-70 à 1988-89).



Les seconds sont placés sous la dépendance fondamentale des phénomènes lithologiques. Ils conservent néanmoins des liens indirects avec les phénomènes bio-climatiques qui président aux modalités de réalimentation éventuelle et partielle des aquifères. Ceci est net à travers l'exemple des mois d'octobre et de septembre.

Sur les Figures II-22 et II-23 le mois d'octobre montre une timide reprise des écoulements souterrains et une reprise plus ample des écoulements aériens, alors qu'il est théoriquement placé sous la dépendance pluviométrique du mois d'août particulièrement déficitaire.

Indépendamment du problème posé par les lachers de l'étang du Haut-Fourneau *(cf.* critique des données hydrologiques), il semble qu'il faille faire appel :

- à un meilleur rendement de l'infiltration efficace en ce mois, du fait de la faiblesse ou de l'absence de saturation de la pédosphère,
- à une augmentation du rendement hydrologique et hydrogéologique des précipitations, grâce à la diminution concomitante et corrélative des températures, de l'activité bio-végétale et de l'évapotranspiration,
- aux possibilités de saturation momentanée de la pédosphère par des abats pluviométriques qui peuvent être particulièrement abondants et favoriser le ruissellement.

Nous retrouvons là les caractéristiques d'un mois de charnière annuelle.

Concernant l'étiage tant aérien que souterrain de septembre, nous observons qu'il est placé sous la dépendance hydrique théorique de juillet, mois qui se rattache encore au maximum pluviométrique secondaire de saison chaude. Par contre, la pluviométrie de septembre annonce par son élévation la saison humide, tandis que ses températures en font encore un mois de saison chaude à forte évapotranspiration.

Ces données contradictoires sont modulées par les dynamiques hydrologique et hydrogéologique.

Au plan hydrogéologique, l'étiage résulte de l'épuisement des réserves qui ne sont plus que sporadiquement réalimentées depuis juin. Comme de surcroît les possibilités de réserve souterraine sont maigres et leur rotation rapide, le bassin-versant épuise ses stocks.

Au plan hydrologique, un rapide calcul démontre en dépit de son caractère approximatif, que la réhumectation des argiles par les précipitations profite surtout à l'évapotranspiration et pénalise les écoulements de fin ou début de cycle. En prenant comme données :

- la superficie en argiles du bassin-versant (192 km^2)
- une porosité totale du matériau de 47 % (G. Castany 1982)
- une dessiccation équivalente au quart des réserves en eau contenue sur un front de 0,5 m d'épaisseur,

la lame d'eau mensuelle soustraite serait égale à 32 mm, soit 53 % des apports pluviométriques de septembre ou 43 % de ceux d'octobre.

En raison des caractéristiques pluviométriques toujours variables en année particulière, on s'explique ainsi la fréquence des étiages de septembre-octobre, et la remontée le plus souvent timide des débits du premier mois d'hiver hydrologique. Incidemment il est rappelé le rôle des argiles dans la relative déficience hydrologique des précipitations estivales, et leur contribution majeure au déficit d'écoulement : si les caractéristiques bio-climatiques exercent une véritable tyrannie sur le régime hydrologique, les facteurs lithologiques n'en sont pas pour autant éliminés.

Charnière climatique, octobre se voit adjoindre septembre dans un rôle de charnière hydrologique.

En phase de réalimentation des réserves souterraines et de reprise des écoulements aériens, le décalage entre impulsion et réponse n'est plus que d'ordre mensuel (Figures II-22 et II-23). Quoique restreint, ce décalage peut paraître surprenant en ce qui concerne les écoulements aériens de novembre à avril. Il doit être lié à la répercussion :

- de la dynamique particulière des mois de septembre et octobre *(cf.* ci-dessus)
- des prélèvements du domaine souterrain.

Mais de par les volumes d'eau mis en jeu, il nous semble plus sûrement lié à l'existence d'un important écoulement différé au sein des formations superficielles. Ainsi, en dépit du caractère argileux prononcé du bassin-versant (60 % des surfaces), le ruissellement direct ne semble pas représenter en moyennes hivernales, le mode d'alimentation primordial du Loison.

La station de Han-lès-Juvigny ne peut donc être considérée comme représentative d'un bassin-versant imperméable, et opposée comme telle aux stations de Lissey et Delut.

Débits de base et de ruissellement mensuels du ruisseau du Moulin et de la Thinte. Comparaison avec le Loison (1978-79 à 1985-86)

La méthode de séparation des écoulements en débit de base et de ruissellement a été appliquée au ruisseau du Moulin à Delut et à la Thinte à Lissey.

Les courbes de débits classés de ces cours d'eau sont données en annexe II-5, les débits de base mensuels sont donnés en annexe II-6.

Dans un souci de comparaison, ne seront analysés ci-dessous que les résultats de la période commune de fonctionnement aux trois stations (1978-79 à 1985-86). Ces résultats sont donnés dans le tableau II-22 et sur la Figure II-24.

Les débits de base

La Figure II-24 montre que ruisseau du Moulin et Thinte d'une part, Loison d'autre part ont un comportement hydrogéologique très dissemblable.

Il est clair que l'infiltration est plus rapide et plus efficace dans les deux premiers bassins-versants cités comme en témoignent :

- la réduction à un mois contre deux pour le Loison, du décalage entre maximum pluviométrique et maximum d'écoulement souterrain,
- le remplissage plus rapide des aquifères en quatre mois, contre cinq pour le Loison.

Cette différence de régime est non seulement d'ordre transmissif, mais également d'ordre capacitif.

Lors de son optimum de février, le Loison stocke en moyenne 22 mm, contre 37 pour le ruisseau du Moulin et 38 pour la Thinte, en janvier. C'est entre autre ce qui permet à ces deux derniers cours d'eau d'assurer une phase de vidange plus longue d'un mois avec des débits souterrains toujours supérieurs à ceux du Loison.

Dans le détail, la Thinte se singularise du ruisseau du Moulin.

On constate en effet que sa courbe en phase de vidange est de type nettement convexo-concave, alors qu'elle est concave pour les deux autres cours d'eau, et que les décroissances moyennes mensuelles sont de 2,5 mm/mois pour le Loison – 3,8 pour le ruisseau du Moulin – et 4,3 pour la Thinte.

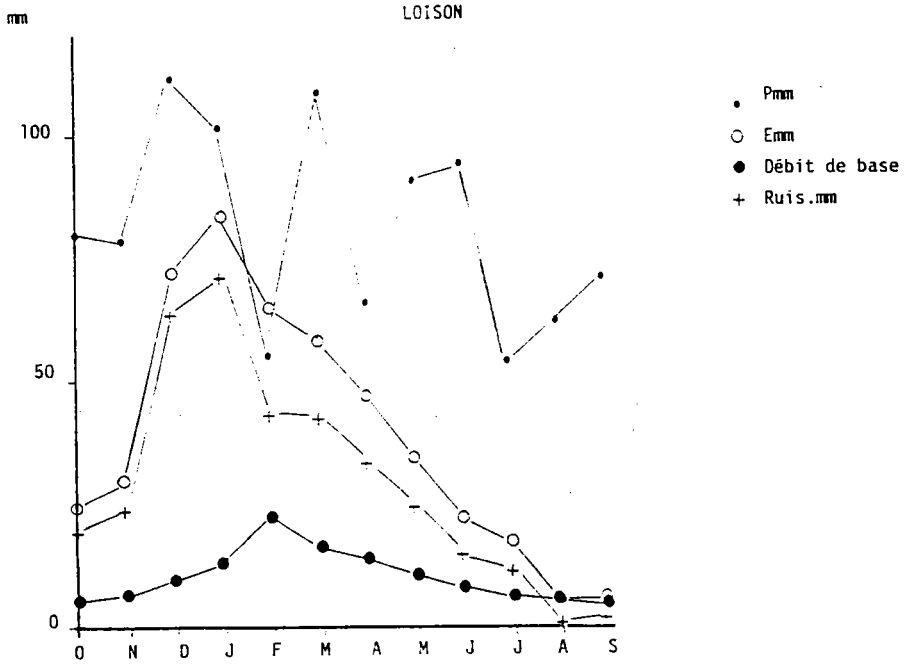
Cette singularité résulte essentiellement des caractéristiques physiques de la nappe des grèves alluviales.

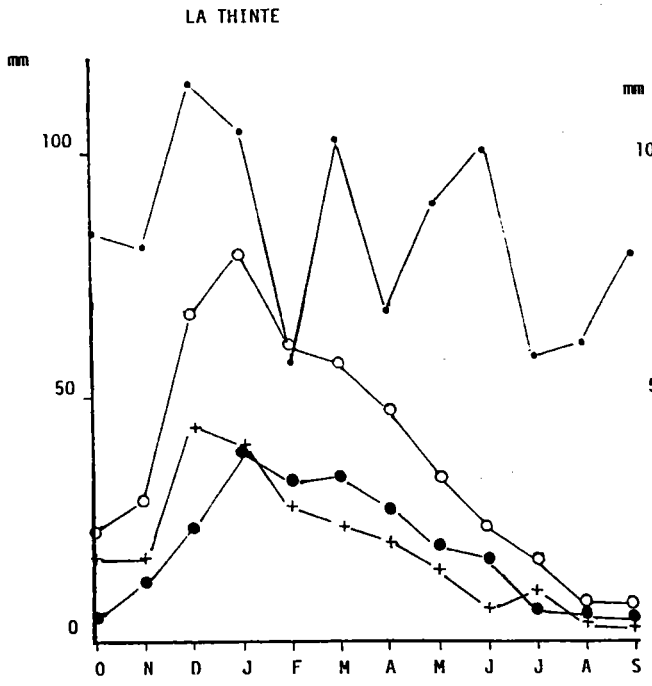
En fin d'hiver et début d'été (mars-juin), ce réservoir perméable peu épais et affleurant connaît des phases de recharges partielles, bien repérables sur la Figure II-24 par la concordance des courbes pluviométriques et de débit de base (mars, juin).

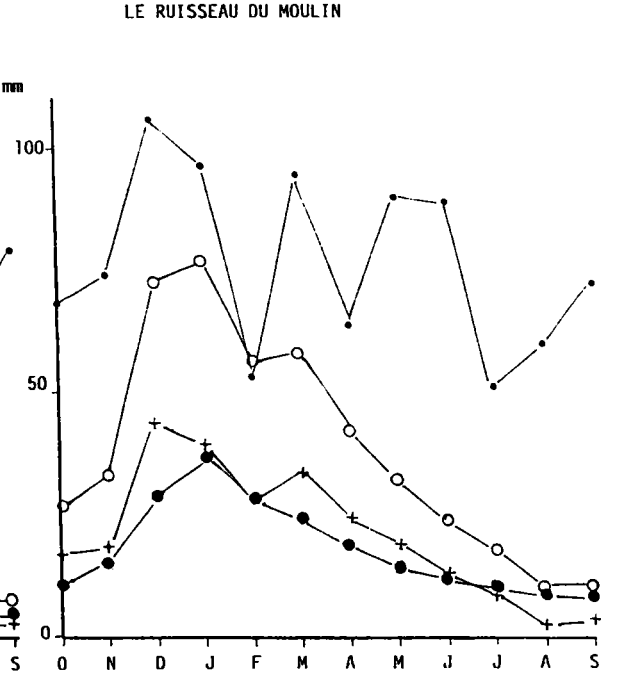
	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Hiver	Été	Année
LOISON															
Pmm	79,9	77,4	111,0	101,1	54,4	107,5	65,2	90,0	93,8	53,7	61,5	70,4	596,7	369,6	966,3
Emm	23,8	29,2	71,7	83,4	64,5	57,9	46,8	33,9	21,8	17,2	5,3	6,7	377,5	84,1	461,6
Qb mm	5,0	5,8	8,6	12,3	21,8	15,6	13,5	10,0	7,6	6,0	4,7	3,9	82,9	32,5	115,4
Qr mm	18,7	23,3	63	71,1	42,7	42,2	33,3	23,9	14,2	11,1	0,5	1,7	294,6	51,6	346,2
															504,7
MOULIN															
Pmm	67,4	72,6	104,9	95,8	51,4	93,7	61,6	89,2	88,2	49,5	58,1	70,6	547,4	355,6	903,0
Emm	25,8	31,8	71,5	76,2	55,2	57,2	41,6	31,3	22,4	16,7	9,0	9,0	359,3	88,4	447,7
Qb mm	9,5	13,9	28,0	37,3	27,9	23,8	17,7	13,0	10,7	8,9	7,4	6,9	158,1	46,9	205,0
Qr mm	16,3	17,9	43,5	38,9	27,3	33,4	23,9	18,3	11,7	7,8	1,6	2,1	201,2	41,5	242,7
														DE	455,3
THINTE															
Pmm	83,2	79,8	114,1	103,8	56,0	102,4	67,0	89,1	99,9	57,5	60,2	78,6	606,3	385,3	991,6
Emm	21,5	28,0	66,1	78,2	59,5	56,6	47,4	33,3	22,5	16,1	7,4	6,7	357,3	86,0	443,3
Qb mm	4,4	11,4	22,5	38,7	32,3	33,6	27,1	19,2	16,6	6,1	4,7	4,3	170,0	50,9	220,9
Qr mm	17,1	16,6	43,6	39,5	27,2	23	20,3	14,1	5,9	10,0	2,7	2,4	187,3	35,1	222,4
														DE	548,3

Tableau II-22 : Précipitations, écoulements, écoulements de base et de ruissellement (1978-79 à 1985-86) aux stations de Han-lès-Juvigny (Loison), Delut (Ruisseau du Moulin) et Lissey (Thinte)

Fig.II-24 PRECIPITATIONS, ECOULEMENTS DE BASE ET DE RUISSELLE RUISSELLEMENT (1978-79 à 1985-86) AUX STATIONS DE HAN-LES-JUVIGNY (LOISON), DE LISSEY (THINTE) ET DE DELUZ (RUISSEAU DU MOULIN).







Par contre, dès que les précipitations diminuent et que les prélèvements évapotranspiratoires atteignent leur plénitude (juillet-août-septembre), le débit de base s'effondre et se retrouve comparable à celui du Loison.

Ce qui démontre que :

- la nappe des grèves alluviales ne fonctionne pas simplement en relais de la nappe des calcaires oxfordiens, mais qu'elle fonctionne également comme un impluvium de bonne capacité,
- le régime hydrogéologique traduit par ces écoulements de base est plus celui de la nappe de grève que celui de la nappe oxfordienne.

Le ruisseau du Moulin ne montre pas de phénomènes de recharge d'une telle ampleur.

L'épaisseur de son aquifère carbonaté libre laisserait supposer :

- et l'existence d'une infiltration profonde et rapide permettant un stockage en profondeur,
- et l'existence d'aquifères de subsurface (nappe perchée ou acquifère épikarstique) nourrissant pour partie l'évapotranspiration, et pour partie une infiltration différée ou retardée vers la nappe profonde. Ce que ne peut faire la nappe des grèves de la Thinte, bloquée par son plancher callovien.

Ces hypothèses, en accord avec la très faible valeur du déficit d'écoulement *(cf.* plus loin) indiquent que par l'épaisseur de sa zone non saturée et l'enfouissement rapide des circulations aériennes dans les pertes karstiques, le ruisseau du Moulin se prémunit largement contre les effets de l'évapotranspiration. C'est pourquoi ses débits d'étiage souterrain (6,9 mm) surclassent ceux de la Thinte (4,3 mm) alors qu'ils étaient légèrement inférieurs lors du maximum de janvier.

Etendue, caractéristiques physiques et morphologiques des aquifères confèrent à chaque cours d'eau un régime hydrogéologique propre.

le ruissellement

Il apparaît tout autant lié :

- au régime climatique qui lui confère sa puissance hivernale (précipitations) et sa faiblesse estivale (évapotranspiration),
- à l'étendue des formations hydrogéologiques imperméables qui dotent le Loison et le ruisseau du Moulin d'apports ruisselés supérieurs à ceux de la Thinte,

- à l'interaction des caractéristiques physiographiques des bassins-versants.

A conditions climatiques sub-égales ce sont ces dernières qui déterminent plus particulièrement les spécificités du régime de ruissellement des trois cours d'eau.

Si sur la Thinte et le ruisseau du Moulin, le plus fort ruissellement correspond au maximum pluviométrique de décembre, il est retardé d'un mois pour le Loison. Nous y voyons deux types de causes, les unes accessoires, les autres fondamentales.

Parmi les causes accessoires nous citerons :

- les phénomènes de réhumectation des argiles dont il a déjà été parlé, mais qui ne doivent jouer qu'en période de charnière annuelle,
- les phénomènes de rétention d'une fraction non évaluable des précipitations dans les nombreuses irrégularités topographiques des argiles (mardelles, niches de solifluxion, cicatrices d'arrachement...),
- l'organisation du réseau hydrographique fortement développé dans les argiles, pénalisant ainsi le Loison en début d'hiver lorsque l'évapotranspiration est encore significative. La coïncidence du maximum de ruissellement avec le minimum évapotranspiratoire ne peut être entièrement fortuite.

Parmi les causes fondamentales nous citerons en premier lieu le rôle considérable que semble tenir le ruissellement différé.La courbe de la Figure II-24 laisse supposer l'existence d'une phase de réhumectation (septembre à octobre-novembre) suivie d'une phase de saturation des horizons superficiels et donc de fort ruissellement direct (décembre), puis d'une phase de ressuyage (écoulement différé) en janvier.

En second lieu, le Loison ne profite pas en raison de la plus faible transmissivité d'ensemble de son bassin-versant, d'une forte interception des apports pluviométriques par le domaine souterrain. On ne constate pas par exemple quasi-égalité entre lame ruisselée et lame absorbée comme sur la Thinte et le ruisseau du Moulin en janvier.

Il semble donc en fait, que ces deux cours d'eau "gomment" par la puissance de leurs prélèvements souterrains le maximum de ruissellement de janvier, ce que ne peut réaliser le Loison.

Le degré d'extension respectif des formations perméables et imperméables favorise des combinaisons qui singularisent encore la Thinte.

Compte tenu de la faible extension de ses séries argileuses et de la forte perméabilité de son fond alluvial étendu, la Thinte jouit d'une plus faible aptitude au ruissellement.

Telle est la leçon que l'on doit retenir du regain pluviométrique de mars, qui se traduit par un palier de ruissellement sur le Loison, son renforcement sur le ruisseau du Moulin, tandis que la Thinte réagit par une réalimentation de sa nappe alluviale.

A l'inverse, lorsque la reprise des précipitations est à la fois plus faible et plus fortement concurrencée par l'évapotranspiration (août-septembre), le Loison et le ruisseau du Moulin connaissent une légère reprise du ruissellement. Sur la Thinte par contre, ces apports doivent réhumecter les horizons superficiels de la nappe des grèves et profiter essentiellement à l'évapotranspiration.

La méthode de séparation des écoulements de ruissellement et de base, permet une approche plus précise du rôle des facteurs physiographiques du bassin-versant sur les régimes et leurs particularités. Elle favorise ainsi une définition plus complète des termes du bilan de l'eau.

c) Bilan de l'eau dans les bassins-versants du Loison, de la Thinte et du ruisseau du Moulin (1978-79 à 1985-86)

La Figure II-25 donne les composantes du bilan de l'eau des trois bassins-versants d'octobre 1978 à septembre 1986.

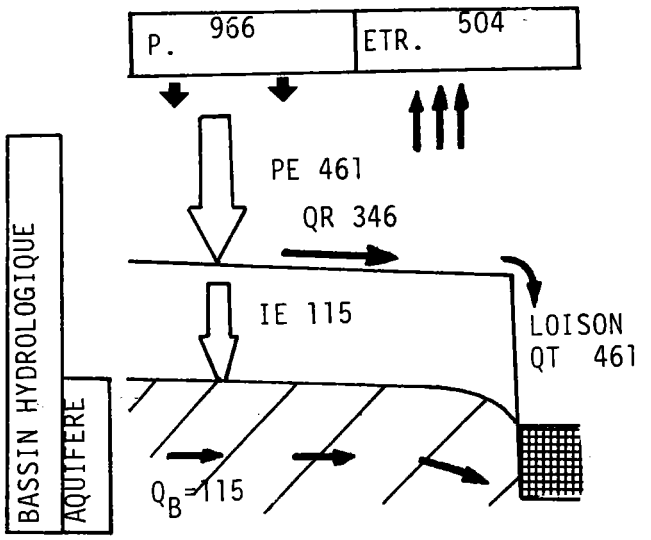
Les apports sont essentiellement de type pluvial, déterminant ainsi la première caractéristique des régimes hydrologiques. Avec un bassin-versant situé aux trois-quarts dans l'emprise orographique des Hauts-de-Meuse, la Thinte profite en série d'années humides comme l'a été la période considérée, d'un surplus d'apports par effet-relief. C'est encore partiellement le cas du Loison, tandis que le ruisseau du Moulin se voit par sa localisation plus orientale, pénalisé par l'effet d'ombre pluviométrique de la cuesta.

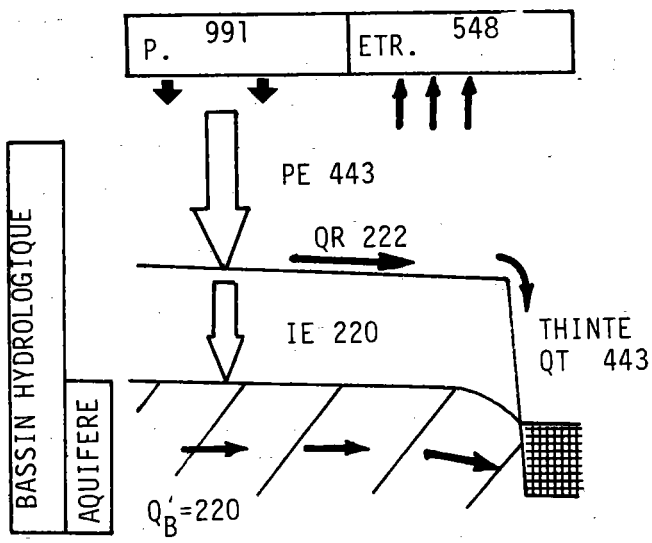
Mais à l'échelle locale, ces différences n'apparaissent pas décisives pour la qualité des écoulements.

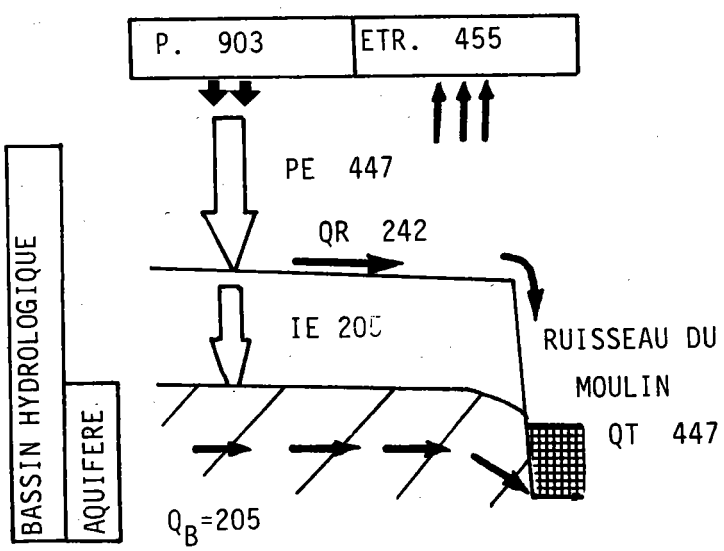
C'est en terme de précipitation efficace et de pertes que ceux-ci se différencient.

La précipitation efficace – ou quantité d'eau fournie par les précipitations et restant disponible pour les écoulements – représente 50 % des apports pluviométriques du bassin le moins arrosé (Ruisseau du Moulin), 47 % pour le bassin du Loison et seulement 44 % pour la Thinte.

Fig.II-25







COMPOSANTES DU BILAN HYDROLOGIQUE MOYEN DU LOISON, DE LA THINTE ET DU RUISSEAU DU MOULIN (OCTOBRE 1978 A SEPTEMBRE 1986).

Elle est donc réglée par :

- la thermométrie
- les facteurs physiographiques (géologie, pédologie, morphologie, couverture ou occupation du sol).

La thermométrie étant quasi-identique dans ces bassins-versants, son action est régulière et saisonnière : elle détermine le caractère évaporal estival des régimes.

Le complexe physique du bassin-versant joue donc un rôle essentiel, en atténuant ou exacerbant ses effets, en déterminant l'abondance de chaque cours d'eau et les nuances de son régime.

Il règle donc en premier lieu la valeur des pertes subies par les apports pluviométriques. La Thinte est de ce point de vue particulièrement pénalisée, par une évapotranspiration réelle la plus forte tant en valeur absolue (548 mm) que relative (55 % des apports). Le ruisseau du Moulin est celui qui s'en prémunit le mieux, ne concédant que 50 % des apports.

Il règle en second lieu la répartition des précipitations efficaces en ruissellement de surface et en écoulements souterrains.

Le ruissellement traduit principalement le degré d'imperméabilisation du bassin-versant. C'est pourquoi il est le plus fort pour le Loison – 75 % des précipitations efficaces sont ruisselées – et le plus faible pour la Thinte (50 %). Il est par contre anormalement faible pour le ruisseau du Moulin (54 %) dont les caractéristiques lithologiques sont pourtant identiques à celles du Loison.

Cette différence nous paraît être d'ordre morphologique. Il s'agit de l'effet pondérateur du karst (P. Pagney 1988) grâce auquel une partie du ruissellement capté par les pertes serait transformée en stocks en cours de transit souterrain. Ces stocks réapparaissent avec retard aux émergences, et avec les caractéristiques hydrodynamiques d'un débit de base. Cette assertion réfute donc la conception d'un karst réduit à une simple percée hydrogéologique associant en continu de l'amont vers l'aval :

- une zone collectrice du ruissellement par des pertes,
- une zone de concentration du ruissellement souterrain dont les drains forment rivières souterraines,
- une zone d'évacuation du seul ruissellement (résurgence).

Nous la développerons dans la troisième partie de ce travail.

L'infiltration efficace – ou quantité d'eau qui parvient à la surface des nappes et assure les écoulements souterrains – traduit le degré de perméabilité global des bassins-versants.

Exprimée en fraction des précipitations efficaces, elle est de 50 % pour la Thinte, 46 % pour le ruisseau du Moulin et seulement 25 % pour le Loison. La Thinte est ainsi avantagée par l'importance de ses formations hydrogéologiques perméables et meubles. Sub-affleurante, très filtrante, la nappe des grèves alluviales profite d'une recharge efficace par les précipitations hivernales les plus fortes du secteur, et de recharges ponctuelles non négligeables par la suite. C'est ce qui lui assure tant en valeur absolue que relative le débit de base le plus fort.

Mais exprimée en terme de fraction des apports totaux, la Thinte se retrouve à égalité avec le ruisseau du Moulin (22 %), loin devant le Loison (12 %).

Les mêmes conditions ne produisant pas toujours les mêmes effets, la nappe des grèves subit en été de forts prélèvements évapotranspiratoires.

Par contre, si le karst du ruisseau du Moulin laisse échapper une partie de ses apports pluviométriques sous forme de ruissellement hivernal, il immunise ses stocks et les plus rares apports d'intersaison voire d'été, contre le choc évapotranspiratoire.

CONCLUSION

La réalisation de bilans hydrologiques classiques ne s'applique guère qu'à des valeurs annuelles.

L'estimation des réserves souterraines en fin de cycle ne donne qu'une image instantanée du comportement des aquifères. Seule la possibilité de séparer les écoulements totaux en ruissellement et écoulement de base ou pas de temps mensuel, permet d'envisager une connaissance de la dynamique propre à chaque type d'aquifère.

II - LES FORMES EXTRÊMES DE L'ÉCOULEMENT : CRUES ET ÉTIAGES

Les situations hydrologiques extrêmes sont des « phénomènes hydrologiques essentiels » (R. Frécaut 1967) caractérisant le régime hydrologique d'un cours d'eau. Ils synthétisent par les modalités de leur genèse, leur fréquence de réalisation, leur durée et leur gravité, la variété

des réactions d'un bassin-versant aux apports pluviométriques ou à leur absence.

Ne disposant pas des limnigrammes de la station de Han-lès-Juvigny, nous avons dû nous contenter d'étudier certains de leurs aspects fondamentaux tels qu'ils peuvent être déduits de la chronique des débits moyens journaliers.

1. Les crues de saison froide et de saison chaude

Les crues « illustrent les caractères d'immodération et d'irrégularité du régime pluvial océanique » (R. Frécaut 1972). Placées sous la commande directe des types de temps et de leur caractère plus ou moins pluviogène, elles n'en sont pas moins à l'instar des étiages une illustration « de l'influence qu'exerce sur les débits le complexe physique et pratiquement immuable du bassin-versant » (M. Dacharry 1974).

Après avoir défini le phénomène de crue, nous en étudierons répartition temporelle, genèse, puissance et durée de récurrence. Une comparaison avec les données recueillies sur la Thinte et le ruisseau du Moulin clôturera cette première partie de l'étude des débits extrêmes.

a) Définition du phénomène crue

Nous distinguerons avec R. Frécaut (1972) les crues et les hautes eaux. Toutes deux sont des gonflements fluviaux qui se distinguent par leur fréquence d'apparition et la valeur de leurs débits. Il est ainsi possible de définir :

- les hautes eaux moyennes, « situation saisonnière durable, caractéristique de la saison froide »
- les crues, situation extrême dans le comportement des cours d'eau, « gonflements fluviaux exceptionnels et irréguliers, tant en saison froide, période de hautes eaux, qu'en saison chaude, période de basses eaux ».

Les crues ont été pendant longtemps considérées sous le seul angle de leur caractère d'exception, synonyme de catastrophe : « les crues sont les épisodes les plus dramatiques de l'hydrologie » (M. Pardé 1968).

Cette connotation catastrophiste élimine d'office la quasi-totalité des petits organismes fluviaux – bassins d'investigation de taille réduite ou modestes affluents – n'ayant aucune mort d'homme à leur "palmarès", mais

qui n'en concourent pas moins à la réalisation des crues de leurs tributaires, et connaissent à leur échelle, des « gonflements exceptionnels ».

En réaction à cette première approche, et en relation avec le développement de l'hydro-écologie, le seuil de définition d'une crue est très souvent ramené aujourd'hui à des proportions plus modestes. Est alors pris en compte le moindre gonflement considéré dangereux pour l'écosystème fluvial ou l'économie sociale, dans la mesure ou il perturbe un état d'équilibre idéalisé. Sans préjuger de la gravité supposée ou réelle de telles situations, le moteur hydrologique n'en est pas pour autant et ipso-facto une crue.

Il nous apparaît qu'une crue peut se définir comme un épisode fluvial caractérisé par une hydraulique particulière associant des masses d'eau importantes circulant à vitesse généralement élevée, au travers d'une section mouillée plus importante qu'en "étiage", selon un régime d'écoulement complexe : association d'écoulements de type laminaire et (ou) turbulent et (ou) tourbillonnaire. Il s'agit donc d'un régime d'écoulement particulier qui résulte de l'interaction de paramètres pouvant être considérés schématiquement :

- soit faiblement variables (composantes physiques du bassin-versant)
- soit fortement variables chronologiquement (composantes bio-climatiques)

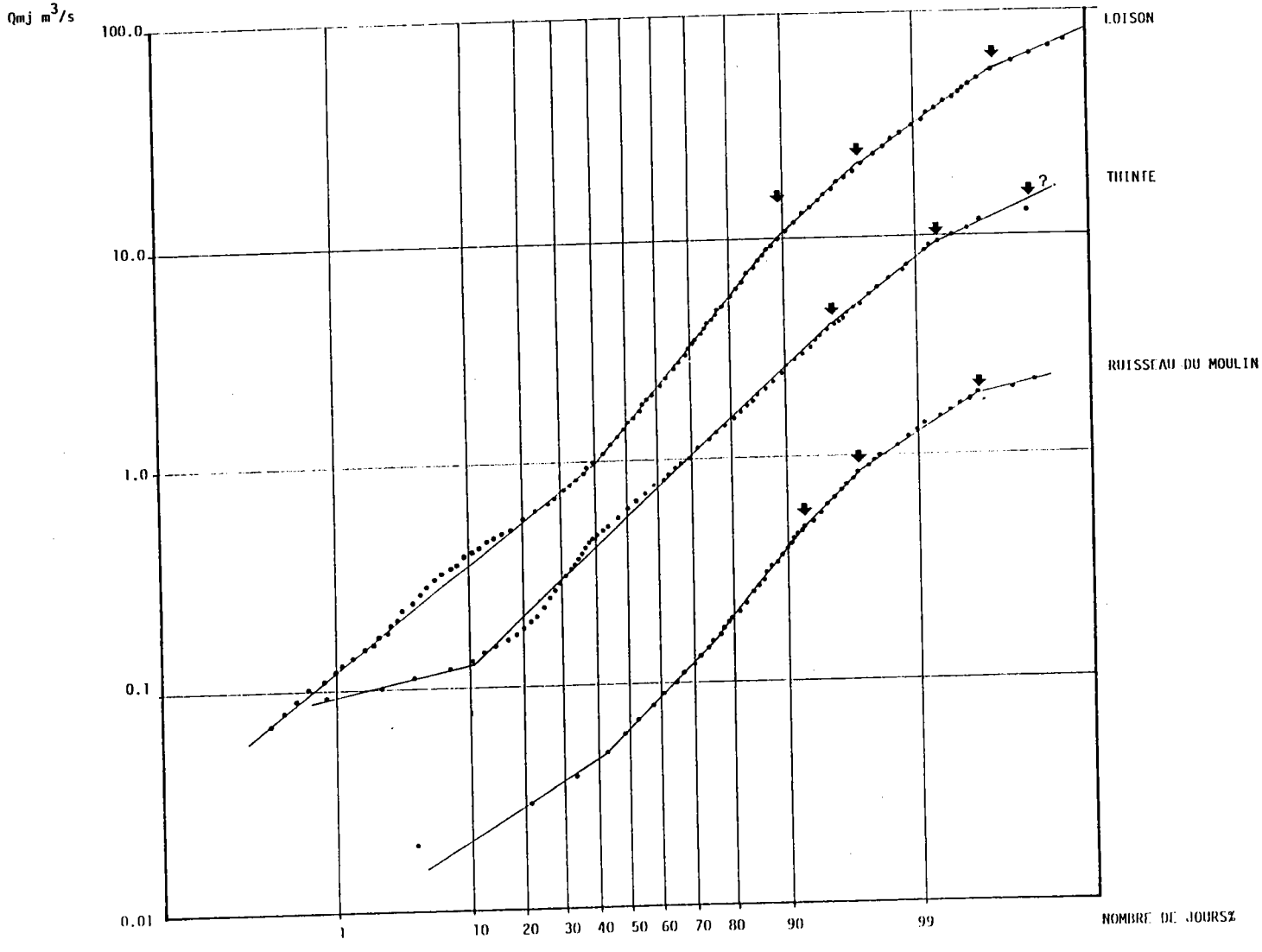
Ces informations sont synthétisées dans la chronique des débits moyens-journaliers, dont la distribution « dépend de la pluviométrie et de sa répartition, ainsi que de la forme du lit, et de la nature et de l'extension du bassin-versant » (J. Salado - J. le Roux - F. Letouze - C. Thomas 1976).

b) Détermination d'un régime d'écoulement de crue par étude de la courbe des débits moyens journaliers classés

La Figure II-26 montre que le report d'une série pluri-annuelle de débits moyens-journaliers, classés - centrés, sur papier gausso-logarithmique donne un alignement en trois tronçons à pente variable.

Fig.II-26

COURBES DES DEBITS MOYENS JOURNALIERS CENTRES CLASSES DU LOISON, DE LA THINTE ET DU RUISSEAU DU MOULIN.



Chaque tronçon peut être assimilé à un type de régime hydrologique résultant de conditions hydrauliques différentes :

- régime de tarissement des aquifères pour le tronçon inférieur
- régime mixte associant apports souterrains et apports de surface pour le tronçon médian le plus redressé
- régime d'écoulements de surface prépondérants (ruissellement) lorsque la partie supérieure de la courbe s'infléchit nettement.

Cette inflexion progressive est particulière au tronçon supérieur qui connaît plusieurs cassures.

La première traduit la réalisation des conditions propres au régime d'écoulement de crue : nous en faisons la limite typologique entre simples gonflements fluviaux et crues proprement dites.

La seconde correspond approximativement au régime d'écoulement à plein bord (P. Gamez 1985).

Elle signifie pour le bassin-versant soumis à des apports pluviométriques importants et le plus souvent durables :

- un état de saturation avancée des formations superficielles
- une prépondérance de la part du ruissellement dans les volumes écoulés
- une forte probabilité de réalisation des crues débordantes en certains secteurs du bassin-versant.

La troisième qui ne correspond qu'à un nombre d'épisodes restreints, aux débits les plus puissants, signale la généralisation progressive du débordement à la quasi-totalité du bassin-versant, comme nous avons pu le vérifier à deux reprises sur le terrain en janvier 1979 et mai 1983.

Le tableau II-23 traduit en terme de débits caractéristiques ces valeurs limites.

Tableau II-23 : Débits caractéristiques du régime hydraulique de crue du Loison, de la Thinte et du ruisseau du Moulin

	Première cassure		Deuxième cassure		Débit de débordement	Troisième cassure	
	Qm^3/s	DCjours	Qm^3/s	DCjours	m^3/s	Qm^3/s	DCjours
Loison à Han-lès-Juvigny	9-10	38-45	20-22	10-12	22	55	2
Thinte à Lissey	4	15-16	9-10	3-4	9-10	13?	2?
Ruisseau du Moulin à Delut	0,48	30	0,85	11	0,85	1,8	2

Loison et ruisseau du Moulin s'opposent nettement à la Thinte.

Concernant plus particulièrement le débit caractéristique de la deuxième cassure, il correspond au DC 10 jours – ou classique Débit Caractéristique moyen de Crue – pour les deux premiers cours d'eau, alors qu'il ne serait qu'un DC 3-4 jours pour la Thinte.

Ceci nous semble traduire l'aptitude de ce dernier bassin-versant à l'amortissement des crues : les grèves (alluviales ou non) exercent un effet-tampon sur les apports, qui retarde l'établissement du régime hydraulique de crue, et limite le nombre des crues débordantes.

Le complexe physique du bassin-versant paraît donc déterminant dans la réalisation d'un régime d'écoulement de crue, et le traitement proposé constitue un filtre efficace de l'information débits-moyens-journaliers.

La suite de cette étude s'appuie sur ce type de traitement pour sélectionner les épisodes débordants et en retracer les facteurs de genèse.

c) Genèse des crues enregistrées à la station de Han-lès-Juvigny (1969-70 à 1988-89)

La distribution – tant annuelle que saisonnière ou mensuelle – fait des épisodes de débordement en régime hydraulique de crue, une caractéristique intrinsèque des régimes océaniques pluvio-évaporaux :

- leur répartition annuelle (Figure II-27 a) est fortement corrélée au caractère sec ou humide dominant de l'année pluviométrique,

- leur répartition mensuelle (Figure II-27 b) en fait des épisodes ordinaires de saison hivernale,
- leur faible fréquence estivale et leur absence lors des mois de plus basses eaux moyennes (août et septembre) se calent sur les données des régimes thermique et hydrologique.

Une typologie de ces épisodes fait ressortir la variété des conditions de genèse, les unes ordinaires, les autres exceptionnelles.

Trois types de situations ordinaires peuvent être isolés en hiver, en été, et en charnière annuelle.

La situation hivernale ordinaire (Figure II-28a) est caractérisée par la persistance de types de temps perturbés, généralement d'ouest et de sud-ouest. Les dépressions cycloniques se succèdent en épisodes pluvieux de 2 à 10 jours de durée. Les formations superficielles sur substratum argileux, les nappes sub-affleurantes (grèves) ou d'épikarst (calcaire) sont saturées, favorisant le ruissellement. Comme les prélèvements évapotranspiratoires sont minimaux, le rendement hydrologique de ces précipitations est élevé : leur fléchissement momentané n'entraîne pas ipso-facto une décrue profonde ; il n'existe plus de relation nette entre épisode pluvieux et réaction du cours d'eau. C'est une série de crues complexes, s'étalant sur plusieurs jours avec réponse rapide du cours d'eau aux apports (1 à 3 jours). Le débit d'avant-crue n'est retrouvé qu'au bout de plusieurs semaines : c'est tout à la fois la période de recharge maximale des réserves souterraines et d'activité du ruissellement direct. Soixante dix pour cent des jours de débordement sont concentrés de décembre à février, avec un net avantage pour ce dernier mois que combine le plus fréquemment cette situation hydrologique (Figure II-28b).

La situation estivale ordinaire (Figure II-28c) est caractérisée par une fréquence et une durée moins élevées des types de temps cycloniques.

Chaque épisode pluvieux ne dure que 3 à 4 jours, ne donne que des précipitations médiocres au total, et se trouve séparé du suivant par plusieurs jours : l'humectation des formations superficielles et l'interception par l'évapotranspiration sont telles que toutes les précipitations ne se traduisent pas par une élévation du débit. Quand cela se produit, avec en général trois à quatre jours de retard sur l'impulsion, le gonflement est médiocre et limité au lit mineur ; le débit de base est retrouvé en 7 à 10 jours. Il faut des épisodes orageux résultant d'une situation d'instabilité entre circulation océanique "fraîche" et air indigène "chaud" pour que se développe un régime de crue. La phase de gonflement est rapide (1 à 2 jours), la pointe ne va pas jusqu'au débordement, ne s'étale que sur 1 à 3 jours au maximum, et la décrue est rapide (3 à 4 jours). Le retour aux conditions hydrauliques de tarissement s'effectue en 10 à 15 jours : le

moteur de ce genre d'épisode est le ruissellement direct sur sol sec, prolongé par un ruissellement différé (ressuyage des formations superficielles). La situation de charnière annuelle (Figure II-28c) correspond au passage d'une situation météorologique estivale à une situation météorologique hivernale.

La première voit la persistance d'anticyclones continentaux protégés en altitude par des hautes pressions subtropicales se maintenant à une latitude typiquement estivale. La situation hydrologique est celle de basses eaux estivales prolongées en octobre-novembre et parfois jusqu'en début décembre. Elle n'est troublée que par les vannages de l'étang du Haut-Fourneau, comme dans l'exemple proposé ici en début octobre.

La seconde voit le retour à une circulation cyclonique avec succession d'épisodes pluvieux durables, en phase de déclin évapotranspiratoire.

La première perturbation donne une montée de crue rapide, un débordement de deux jours et une décrue tout aussi rapide, toutes caractéristiques d'un ruissellement sur sol sec.

La deuxième perturbation, moins pluviogène, ne donne plus de débordement et permet un retour en 10 jours environ aux conditions hydrauliques de départ. Ces premières crues hivernales, débordantes ou non ne permettent guère une recharge efficace des réserves souterraines.

A ces comportements ordinaires par la fréquence annuelle de leur réalisation, peuvent être opposées trois situations plus exceptionnelles.

La première situation, hivernale, résulte d'une succession peu rapide de types de temps cycloniques et anticycloniques.

Dans l'exemple traité ici (Figure II-28d) on assiste au retrait progressif de l'anticylone continental. Sur sa lisière, la Lorraine est affectée par une perturbation dont les précipitations ruissellent d'abord sur sol modérément gelé, puis sur sol saturé pour donner une unique crue débordante : le bassin-versant réagit rapidement, montée et descente de crue s'effectuant chacune en 4 à 5 jours.

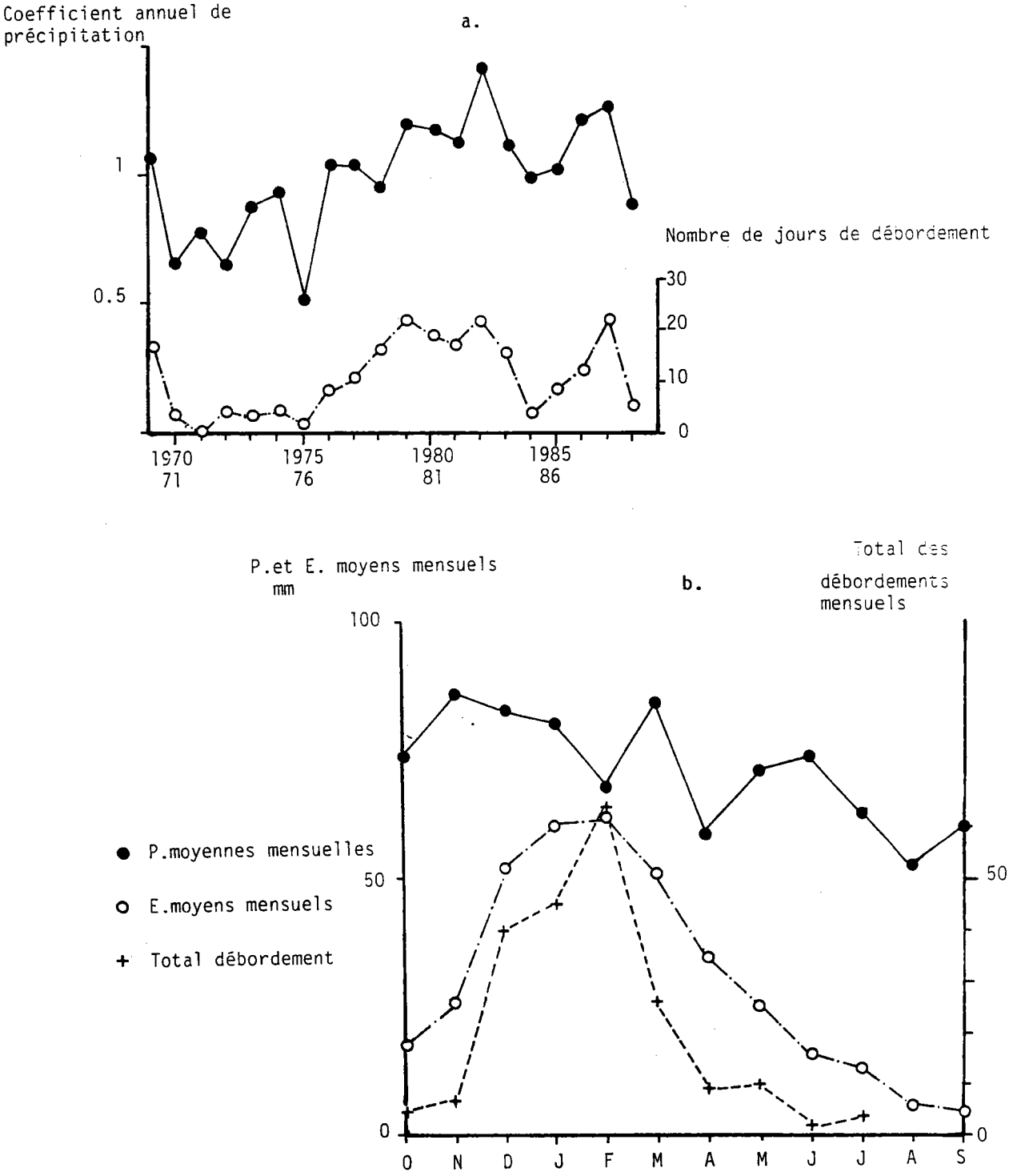
L'installation en altitude d'une courte poussée d'air subtropical génère un flux méridional doux et pluviogène responsable d'un gonflement secondaire.

Faiblesse et espacement des apports pluvieux ne doivent qu'à l'intervention du gel la réalisation d'un régime de crue. Nous retrouvons grosso-modo – évapotranspiration mise à part – des conditions estivales.

La deuxième situation est antinomique (Figure II-28 e). Il s'agit d'une installation durable d'un régime hivernal cyclonique en plein cœur de l'été. Les gonflements sont d'abord modestes et en retard de 4 à 6 jours sur les apports : modestie des précipitations et force des prélèvements évapotranspiratoires ne permettent qu'une réhumectation des formations superficielles.

Fig.II-27

LES CRUES DEBORDANTES A HAN-LES-JUVIGNY
(1969-70 A 1988-89).



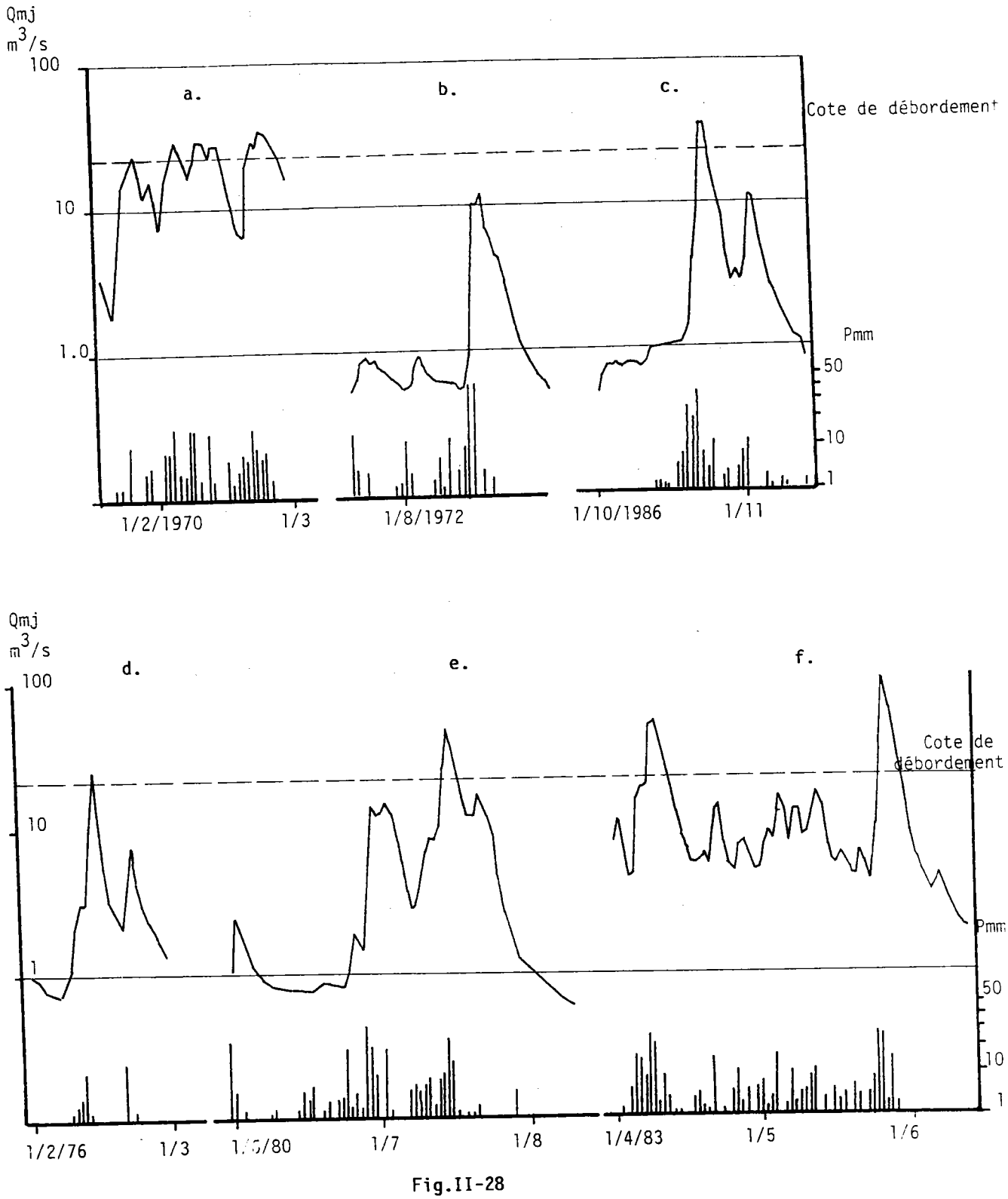


Fig.II-28

LES DIFFERENTS TYPES DE CRUES DU LOISON A LA STATION DE HAN-LES-JUVIGNY. DEBITS MOYENS JOURNALIERS EN m^3/s.

La première crue ne se forme qu'après 4 jours de précipitations abondantes ; elle est suivie d'une décrue rapide (4-5 jours) : il s'agit d'un phénomène de ruissellement sur formations superficielles en phase de réhumectation sur 10-15 jours.

Il permet à une deuxième séquence humide de déclencher :

- une crue débordante suivie d'une décrue rapide sur 14-15 jours, en régime non influencé,
- une phase de ressuyage de 12 jours environ.

Cette situation est hivernale par ses conditions pluviométriques. Elle reste estivale par ses caractéristiques hydrologiques :

- la force des prélèvements évapotranspiratoires et l'interception par les formations superficielles amoindrissent le rendement des apports pluviométriques,
- les débordements ne sont pas durables et les intumescences sont nettement séparées par plusieurs jours de débits nettement plus faibles,
- les débits finaux plus faibles que les débits initiaux indiquent que s'il y a eu recharge partielle des aquifères, celle-ci est restée très modeste et s'est probablement cantonnée aux aquifères superficiels.

La troisième situation exceptionnelle caractérise la charnière hiver-été (Figure II-28 f).

La situation synoptique exceptionnelle étudiée dans la première partie de ce travail génère :

- un premier débordement (avril) caractéristique d'un hiver humide lié à la circulation zonale,
- la persistance d'un régime de crues modérées et gonflements de la mi-avril à la mi-mai,
- le débordement de fin mai 1983, plus fort débit jamais enregistré en 20 années de mesures à Han-lès-Juvigny, caractéristique de l'intersaison par sa circulation atmosphérique méridienne (P. Pagney 1988).

Les études qui lui ont été consacrées (voir en particulier le numéro spécial de la revue Mosella de 1985) insistent avec raison sur :

- le caractère exceptionnellement humide de l'hiver et des deux mois concernés,
- le caractère soutenu mais non exceptionnel des épisodes pluvieux directement responsables de ces deux crues.

Régularité et durée des phases d'apports expliquent l'essentiel du phénomène ; leur effet sur la genèse des débordements est double :

- les réserves souterraines sont maintenues à un niveau plus élevé qu'à l'ordinaire, et connaissent même une véritable recharge. La barre est ainsi placée plus haut dès le départ.
- les formations superficielles présentent un bilan apport/ressuyage relativement en équilibre, avec quelques nuances toutefois.

C'est pourquoi mars ayant connu des précipitations déficitaires de 10 %, la crue de début avril se voit attribuer un coefficient d'écoulement de 49 % alors que pour des apports inférieurs, la crue de fin mai est plus puissante et que son coefficient d'écoulement est de 75 % : sur les 47 jours les séparant, 7 seulement ont été exempts de précipitations.

Au delà des indispensables apports commandés par les situations synoptiques, c'est bien l'état hydrique de l'interface atmosphère/lithosphère qui règle les caractéristiques propres des gonflements fluviaux en général et des principales crues en particulier.

2. La puissance et la gravité des crues.

Les critères destinés à apprécier puissance et gravité des crues sont nombreux, ce qui tendrait à prouver qu'aucun n'apparaît entièrement satisfaisant.

En fonction de la documentation en notre possession, nous avons essentiellement utilisé le débit spécifique de crue, son maximum instantané, le coefficient de puissance de crue A. de Myer-Coutagne et l'ajustement aux lois de probabilité.

a) Puissance comparée des crues du Loison, de la Thinte et du ruisseau du Moulin (1978-79 à 1985-86)

Bien que la statistique réalisée ne porte que sur une courte période au caractère humide prononcé, la Figure II-29 est éloquente.

Elle montre clairement que sur un impluvium dont les caractéristiques pluviométriques sont sub-égales en tous lieux, c'est le complexe physique du bassin-versant qui commande au premier chef la fréquence de réalisation et la puissance des crues débordantes en chaque sous-bassin.

La taille joue bien sûr en faveur du Loison, les volumes écoulés par chacun de ses sous-bassins-versants se cumulant de l'amont vers l'aval. Mais cet argument n'est pas décisif comme le démontre le cas de la Thinte.

La Thinte doit au pouvoir d'interception de ses formations perméables étendues, de ne connaître que 4 à 6 fois moins de jours de débordement que les autres cours d'eau : les crues ne se développent que lorsque la capacité de rétention maximale de la nappe subaffleurante et peu épaisse des grèves est atteinte (Figure II-29 a).

Le surcroît de pluviométrie dû à l'effet-relief qui s'exerce dans la majeure partie du bassin-versant de la Thinte voit donc ses effets potentiels limités.

Cet effet retardateur et limitant de la nappe des grèves est pourtant à double tranchant. Car lorsque cette saturation est réalisée, c'est 55 % de la surface du bassin-versant (grèves et argile) qui ruissellera l'intégralité des apports : ce qui explique le débits spécifiques systématiquement plus forts de ses crues pourtant plus rares (Figure II-29 a).

Capacitives dans une certaine mesure, ces grèves sont également très transmissives, ce qui facilite l'écoulement des ondes de crues selon une double composante :

- longitudinale, par ruissellement vers l'aval,
- verticale par absorption dans le lit majeur filtrant au rythme de la décrue de nappe.

Cette forte capacité d'évacuation explique aussi la réduction du nombre de jours de débordements même en saison humide, et la nette décrue séparant chaque intumescence (Figure II-30).

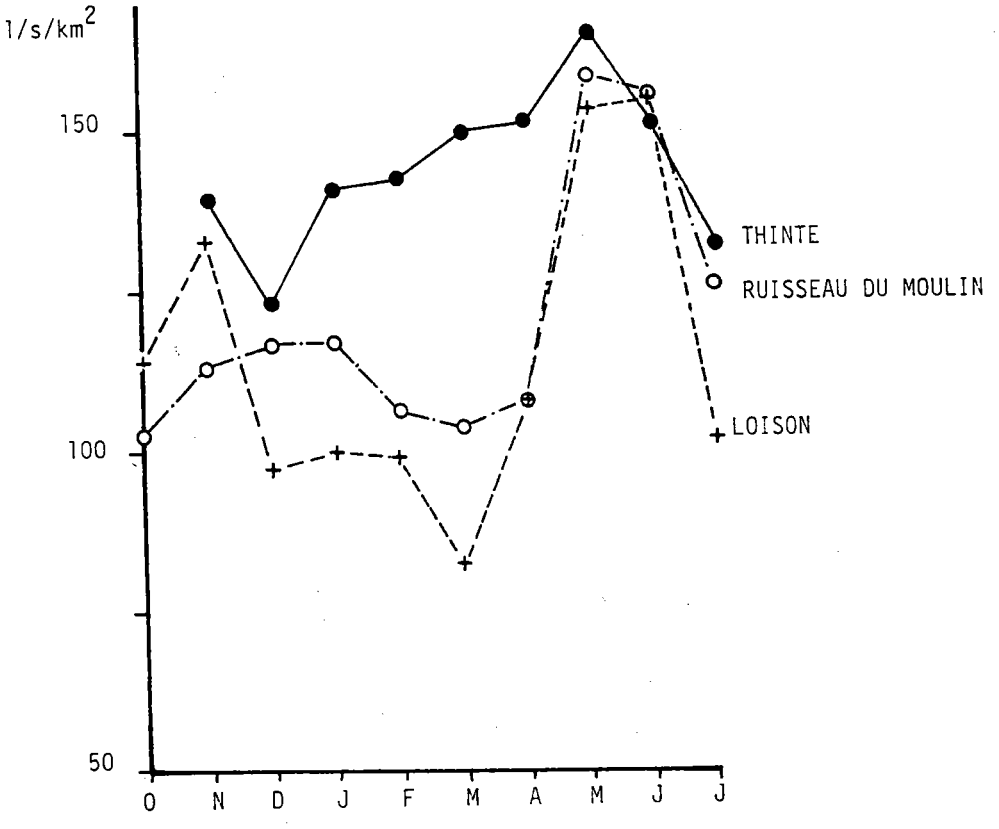
Les bassins-versants du ruisseau du Moulin et du Loison – pourtant à dominante argileuse – présentent un paradoxe : leurs débits spécifiques de débordement sont plus faibles que ceux de la Thinte, avec laquelle ils ne font jeu égal ou presque qu'en début d'hiver et d'été (Figure II-29 b).

Fig.II-29 a. NOMBRE TOTAL DE JOURS DE DEBORDEMENT PAR MOIS AUX STATIONS DE HAN-LES-JUVIGNY (LOISON),DE DELUT (RUISSEAU DU MOULIN),DE LISSEY (THINTE).

a.

Nombre total de jours de débordement	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J
LOISON	3	27	31	30	27	10	7	5	3	3
RUISSEAU DU MOULIN	6	6	26	22	18	8	4	3	2	2
THINTE		2	4	6	5	1	2	2	1	1

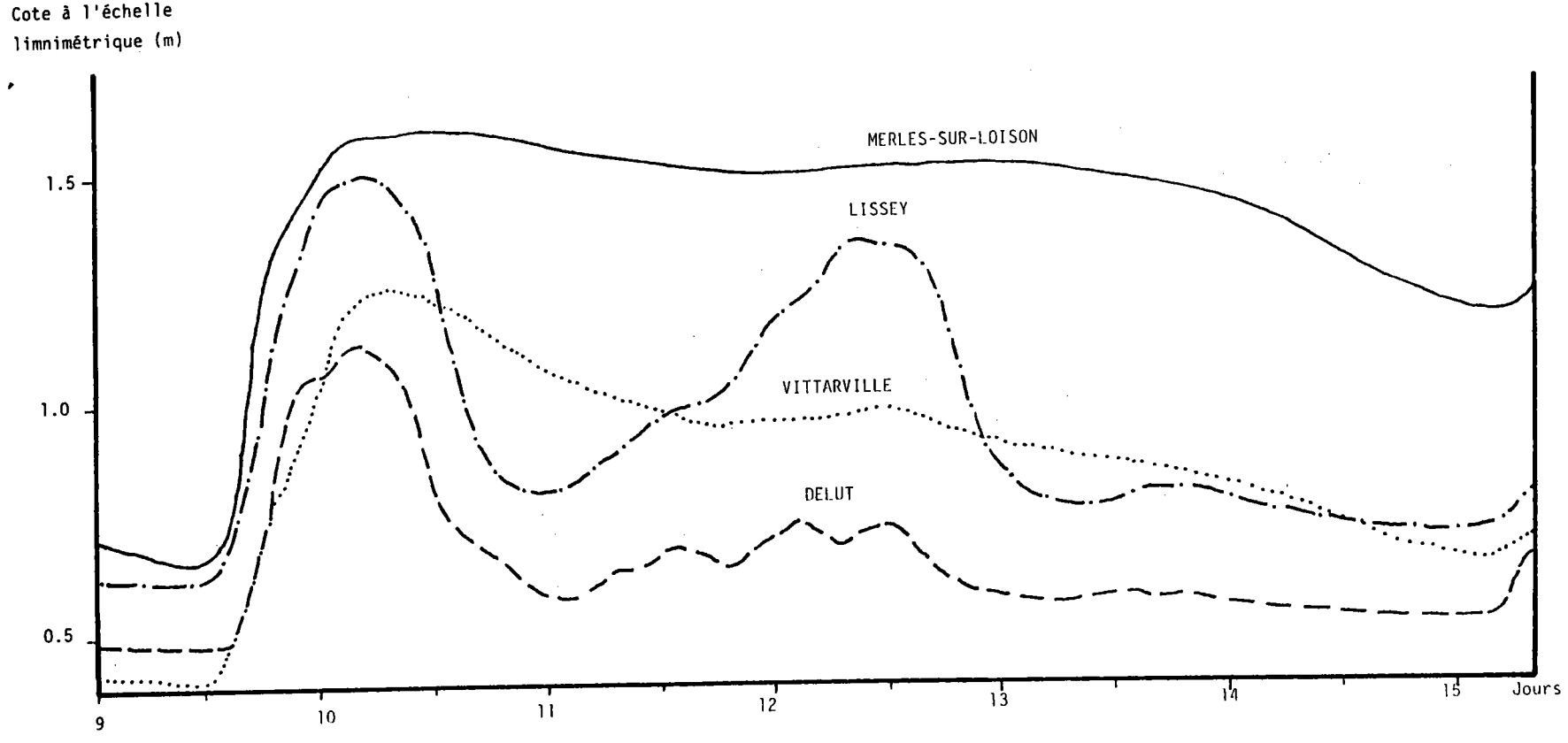
b.



b. NOMBRE TOTAL DE JOURS DE DEBORDEMENT PAR MOIS ET DEBITS SPECIFIQUES MOYENS (OCTOBRE 1978 A SEPTEMBRE 1986).

Fig.II-30

HYDROGRAMMMES DES CRUES DU 9 AU 15 MARS 1979 DANS LE BASSIN-VERSANT DU LOISON (STATIONS CEGUM).



Même s'il est couramment admis que les débits spécifiques de crue diminuent avec l'accroissement de taille du bassin-versant, le ruisseau du Moulin prouve que l'explication ne se trouve pas là.

Trois hypothèses peuvent être formulées :

- la faiblesse des échantillons statistiques, pour la Thinte surtout, rendrait vraisemblablement l'échantillon non représentatif,
- le caractère vraiment exceptionnel des précipitations et du ruissellement en mai et début juin 1983 aurait également saturé les trois bassins-versants et réalisé des conditions d'écoulement à peu près uniformes,
- la désaturation des formations superficielles serait telle en fin d'été et début d'hiver, qu'elle uniformiserait la réponse des bassins-versants en cas de pluie saturante.

Le Loison paraît lui aussi original, comme il appert de la Figure II-30. N'ayant pu nous procurer les limnigrammes de Han-lès-Juvigny, nous avons utilisé ceux des stations CEGUM de Merles-sur-Loison et Vittarville, stations contrôlant le bassin-versant à l'amont de la confluence avec la Thinte.

A conditions lithologiques semblables, les bassins-versants du Loison et du ruisseau du Moulin n'ont pas du tout le même comportement :

- le Loison déborde plus souvent que le ruisseau du Moulin, mais ses débits spécifiques sont plus faibles (Figure II-29),
- les limnigrammes du ruisseau sont morphologiquement plus proches de ceux de la Thinte.

Ces spécificités de la rivière découlent des caractéristiques propres à cette partie du bassin-versant, qui favorisent la non-concomitance des flots de crue et allonge la durée des débordements :

- dissymétrie du chevelu hydrographique avec des affluents réduits à de courts émissaires karstiques à réponse et rémission rapides en rive droite ; affluents plus longs en rive gauche,
- des profils en long peu pentus, des vallées consacrées aux prairies de fauche et présentant une série d'élargissements dans lesquels les flots s'étalent à l'amont des étranglements dus à la traversée d'un massif calcaire ou d'une colline argileuse armée par les grès sableux ou ferrugineux.

L'étalement des différents flots qui en résulte, aplati les limnigrammes, augmente la durée des débordements, mais diminue leur débit spécifique, et ce en dépit du caractère hautement imperméable du bassin-versant.

Par contre, sur le ruisseau du Moulin plus court et favorisant un transit rapide du ruissellement sur argile par les drains karstiques, le nombre des débordements est plus limité, leur débit spécifique plus fort et les intumescences mieux individualisées (Figure II-29).

Le même schéma se reproduit grosso-modo à l'aval de la confluence avec la Thinte, la différence essentielle portant sur la plus grande extension des surfaces calcaires de rive droite.

les crues débordantes résultent donc d'un complexe de facteurs morphométriques, lithologiques, morphologiques et hydrogéologiques, qui conférant à chaque sous-bassin-versant une réponse hydrologique particulière.

b) La crue de mai 1983 et le problème de la gravité des débordements

La crue de mai 1983 est par ses débits journaliers et instantanés, la plus forte qui ait été enregistrée en 20 années de mesures à la station de Han-lès-Juvigny.

Les débits maximaux instantanés spécifiques ont été de 318 l/s/km^2 à Han-lès-Juvigny, 223 l/s/km^2 à Lissey et 262 l/s/km^2 à Delut. Il s'agit de valeurs relativement médiocres pour des bassins de taille aussi réduite. Nous ne possédons pas celles relatives à la Meuse, mais sur la Moselle ces débits spécifiques furent de 221 l/s/km^2 en avril – crue la plus forte – et de 212 l/s/km^2 en mai (J.-F. Zumstein - E. Gille - J. Abele - M. Angaud - C. Martin 1985 A et B).

Ces valeurs sont d'autant plus médiocres qu'en calculant le coefficient de crue de Myer-Coutagne – rapport du débit maximal instantané à la racine carrée de la surface réceptrice du bassin-versant – on obtient : 5,9 pour le Loison, 1,9 pour la Thinte, 0,8 pour le ruisseau du Moulin et 20,5 pour la Moselle à Hauconcourt (21,4 en avril).

Le cas mosellan excepté, cette indigence pourrait refléter :

- l'inadaptation du coefficient A qui ne serait pas « un critère commode, simple et universel pour établir une hiérarchie dans les crues » (J. Loup 1974), tout au plus « la moins défectueuse » (A. Guilcher 1979) de toutes les formules proposées.

– le caractère objectivement non exceptionnel des écoulements de l'hiver 1982-83, celui-ci n'étant remarquable que par la répétitivité des crues simplement fortes de décembre, avril et mai.

L'estimation fréquentielle des débits devrait nous permettre de préciser le degré de gravité de cet épisode.

c) Distribution statistique des crues annuelles

Indépendamment du problème classique de la validité des débits extrêmes, l'échantillonnage des populations de crue suscite de nombreux débats entre spécialistes.

F. Dégardin (1985) résume bien une partie du problème lorsqu'il écrit : « la répétition à moins de deux mois d'intervalle de deux crues moyennes, pose au praticien le problème de la définition de la durée de retour des crues. Comment en effet annoncer tranquillement aux populations riveraines que les crues d'avril et de mai 1983 ont une fréquence cinquantennale ou même seulement trentennale ? Mais aussi comment tenir compte de trois crues d'importance au moins décennale dans un seul hiver (avec celle de décembre 1982) pour établir des plans d'exposition aux risques... ? ».

Cette répétitivité de crues majeures, sans s'affranchir totalement de la commande physiographique, nous semble avant tout liée à la nature des situations météorologiques *(cf. supra)*.

En ce qui nous concerne, notre démarche a été limitée par la qualité de la documentation :

– séries courtes et essentiellement représentatives (?) d'une séquence humide pour la Thinte et le ruisseau du Moulin,
– série plus longue, mais parfois critiquable pour le Loison. Que penser en effet d'un débit maximum instantané de 42 m^3/s lorsque la courbe de tarage est extrapolée au-delà de 25 m^3/s ?

Nous nous sommes attachés néanmoins à l'analyse des 20 épisodes annuels ayant présenté à la station de Han-lès-Juvigny les plus forts débits mensuels, journaliers et instantanés de 1970 à 1989.

Les données classées et les résultats de leur traitement sont donnés dans le tableau II-24.

Le report graphique est présenté sur les Figures II-31 et II-32 : les données mensuelles ont été ajustées à une loi de Gauss, les données journalières et instantanées à une loi de Galton.

FIG. II-31

AJUSTEMENT DU PLUS FORT DEBIT MOYEN MENSUEL D'ANNEES PARTICULIERES A UNE LOI DE GAUSS (HAN-LES-JUVIGNY, 1970 à 1989).

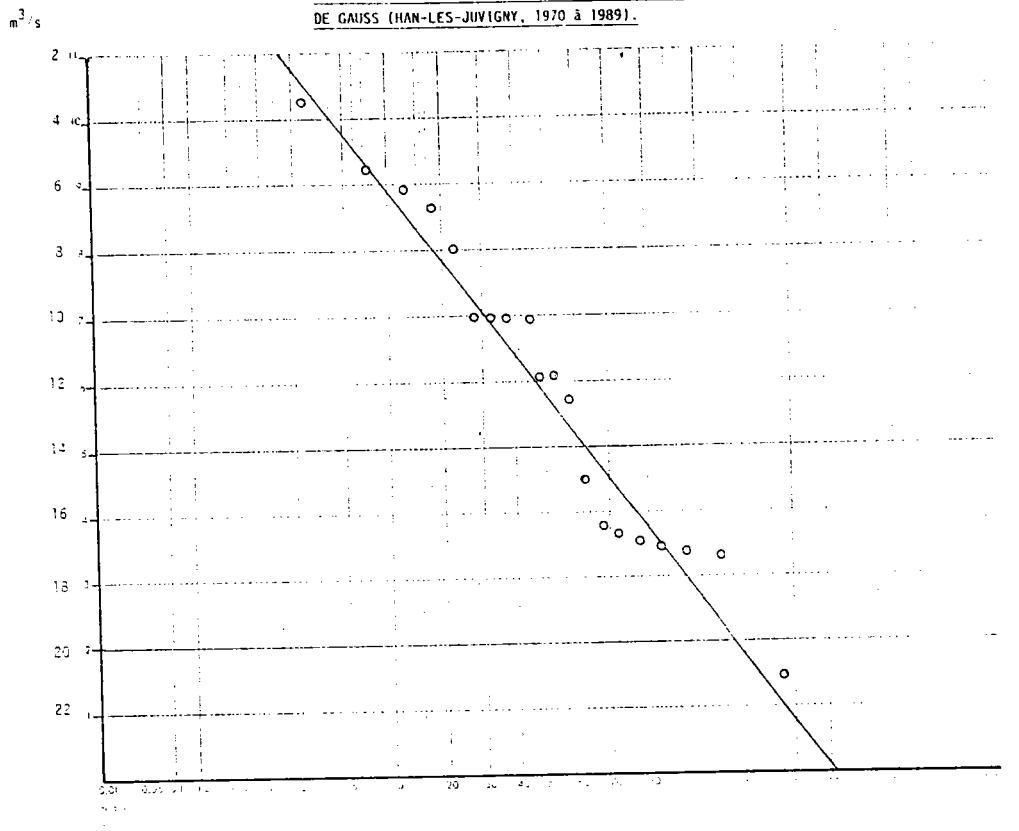
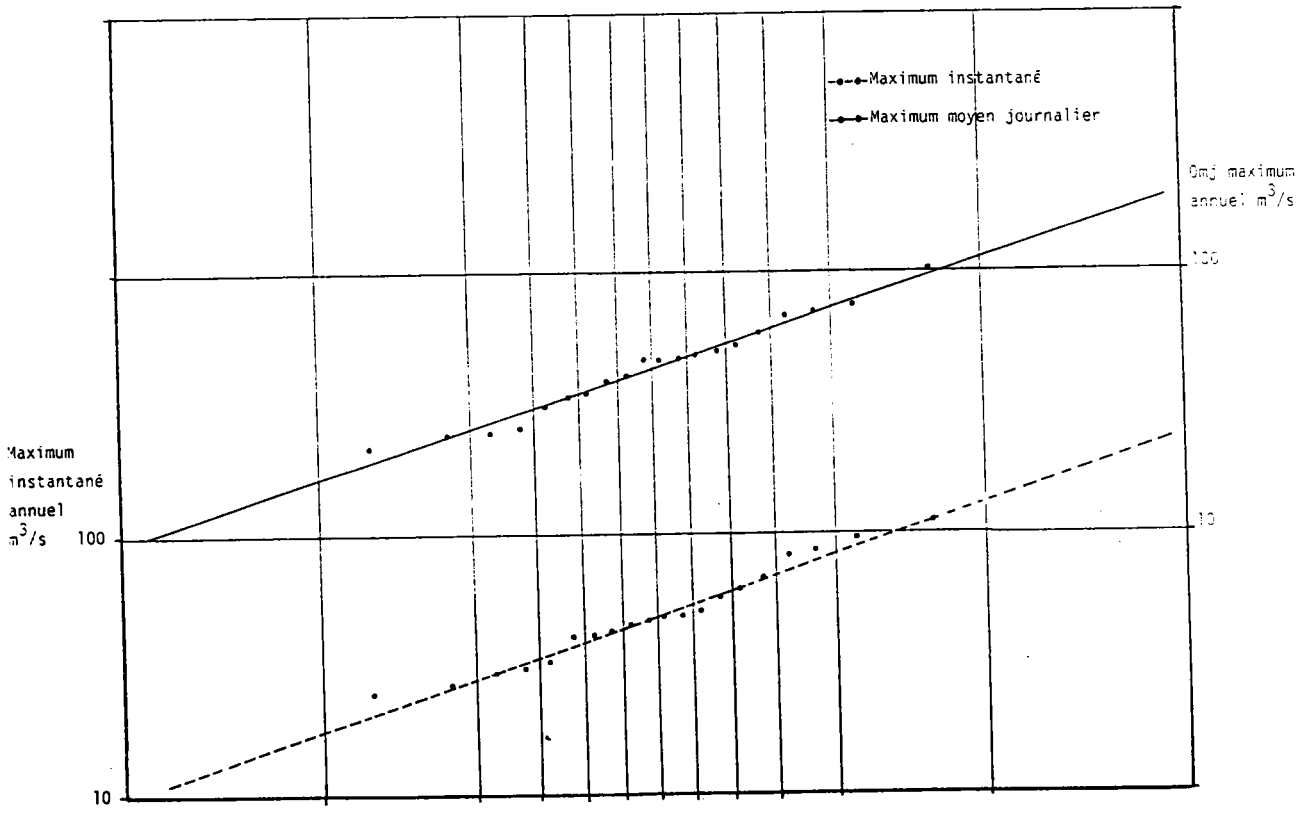


FIG. II-32

AJUSTEMENT DES DEBITS JOURNALIERS ET INSTANTANES MAXIMUM A UNE LOI DE GALTON (HAN-LES-JUVIGNY 1969 A 1989).



Le classement des données (tableau II-24 a) montre que :

- le mois le plus humide est rarement (1 fois sur 10) celui qui a connu le plus fort débit journalier,
- les débits instantanés les plus forts correspondent 8 fois sur 10 au débit moyen-journalier le plus fort,
- le rapport du débit instantané sur le débit journalier correspondant est faible, ne dépassant que rarement 1,2.

Tous ces éléments vont dans le sens :

- d'un étalement généralisé des crues, responsable du grand nombre de jours de débordement,
- d'une puissance modérée de ces mêmes débordements.

Le tableau II-24 b donne les valeurs des débits théoriques calculés pour quelques fréquences-type, et le tableau II-24 c la récurrence théorique des événements les plus importants enregistrés depuis l'origine des mesures à Han-lès-Juvigny.

Hormis en ce qui concerne le débit moyen journalier le plus fort dont la récurrence est estimée à 56 ans, les événements pris au pas de temps mensuel et instantané n'atteignent pas la fréquence cinquantennale.

Ce qui confirme que les crues du Loison, telles qu'elles apparaissent à l'issue d'une dizaine d'années humides, ne sont guère puissantes, se distinguant surtout par leur étalement temporel et spatial.

Il est incongru dans ces conditions de parler de débit "de pointe" pour désigner les débits maximaux instantanés, ceux-ci n'atteignant pas des valeurs remarquables.

Dans ces conditions, les valeurs du coefficient de crue jugées de prime abord comme suspectes, doivent être considérées comme reflétant une valeur locale admissible, reflet d'un effet tamponnant du complexe physique des bassins-versants étudiés.

Il apparaît entre autre que les argiles – formation lithologique dominante dans le bassin-versant du Loison – n'assument pas le rôle d'impluvium essentiellement ruisselant qu'on leur attribue généralement.

A contrario, il s'avère que des formations hautement perméables comme les grèves calcaires peuvent jouer un rôle tout à fait original dans les phénomènes de débordement.

Le comportement des unes et des autres, confrontées aux assises calcaires dans le cadre de l'étude de ces autres extrêmes que sont les étiages, fera l'objet du prochain chapitre.

Rang	Fréquence expérimentale	Débit moyen mensuel maximum (m^3/s)	Mois-Année	Débit moyen journalier maximum (m^3/s)	Mois-Année	Débit instantané maximum (m^3/s)	Mois-Année	Rapport Qinstantané / Qjournalier
1	2,5	3,67	2 - 1976	21,6	4 - 1985	24,6	4 - 1985	1,13
2	7,5	5,7	4 - 1985	24,3	2 - 1976	26,9	4 - 1989	1,05
3	12,5	6,1	1 - 1971	24,7	12 - 1974	29,1	2 - 1976	1,19
4	17,5	6,7	11 - 1972	25,4	4 - 1989	30,7	2 - 1974	1,24
5	22,5	8,0	2 - 1973	30,6	1 - 1971	32,6	1 - 1971	1,06
6	27,5	10,0	1 - 1975	33,6	1 - 1987	40,6	1 - 1987	1,2
7	32,5	10,1	12 - 1974	34,3	12 - 1973	41,8	12 - 1973	1,21
8	37,5	10,1	3 - 1987	38,6	11 - 1972	42,7	5 - 1970	1,06
9	42,5	10,1	4 - 1989	40,2	5 - 1970	45,0	11 - 1972	1,16
10	47,5	11,8	1 - 1986	46,0	1 - 1975	46,3	1 - 1975	1,00
11	52,5	11,8	3 - 1978	46,0	7 - 1980	48,3	7 - 1980	1,05
12	57,5	12,5	2 - 1980	46,1	12 - 1988	48,9	1 - 1986	1,03
13	62,5	15,1	2 - 1988	47,4	1 - 1986	50,5	12 - 1988	1,09
14	67,5	16,3	5 - 1983	49,3	12 - 1978	57,0	12 - 1978	1,15
15	72,5	16,4	12 - 1982	52,0	2 - 1977	62,0	2 - 1977	1,19
16	77,5	16,8	12 - 1979	58,0	1 - 1982	68,0	1 - 1982	1,17
17	82,5	16,9	2 - 1977	67,0	12 - 1979	83,0	6 - 1981	1,14
18	87,5	17,1	1 - 1984	70,0	2 - 1984	85,0	12 - 1979	1,26
19	92,5	17,3	12 - 1981	72,8	6 - 1981	96,0	2 - 1984	1,37
20	97,5	21,0	2 - 1970	101,0	5 - 1983	111,0	5 - 1983	1,09
Moyenne		12,173		46,445		53,5		1,14
écart-type		4,769		19,88		24,023		0,091

a : classement des débits moyens mensuels, journaliers et instantanés les plus forts

Périodes de retour théoriques	2 ans	10 ans	50 ans	100 ans	
Q moyen mensuel (m^3/s)	12,1	18,2	21,9	23,2	Loi de Gauss
Q moyen journalier (m^3/s)	46,4	72,0	98,7	110,3	Loi de Galton
Q instantané (m^3/s)	53,5	84,4	117,4	131,9	

b : Débits théoriques pour quelques fréquences de retour types

	Qm^3/s	Récurrence théorique (an)
Février 1970	21,0	31
Mai 1983	16,3	5
27 mai 1983	101	56
27 mai 1983	111	36

c : Récurrence théorique de quelques épisodes de plus forts débits

Tableau II-24: Éléments d'analyse fréquentielle des plus forts débits mensuels, journaliers et instantanés du Loison de 1970 à 1989

3. Les étiages

« Les étiages ou maigres très prononcés se différencient des basses eaux ordinaires... par leur durée et leur fréquence. Les basses eaux moyennes, situation saisonnière durable, sont régulières et annuelles. Les étiages de durée variable mais toujours plus brève, constituent un phénomène irrégulier, de fréquence plus faible » (R. Frécaut 1975).

Définir la profondeur des étiages ne pose guère de problèmes : débits moyens mensuel et journalier d'une année particulière et détermination probabiliste de leur récurrence le permettent aisément.

Encore que la prise en compte de ces valeurs minimales annuelles ne garantisse pas à tout coup la réalité d'un étiage, en année humide plus particulièrement.

Plus délicate est la définition de leur durée qui avec la profondeur débouche sur la notion de gravité de l'étiage. Elle suppose que soit connu le « débit-limite » à partir duquel on passera d'une situation de basses-eaux à une situation d'étiage, et inversement d'une situation de maigre très prononcé à une situation de basses ou hautes eaux.

a) Définition d'un régime hydrodynamique d'étiage

L'analyse séquentielle des débits en période d'étiage mise au point par l'équipe du professeur Frécaut (1975) permet d'appréhender l'évolution des étiages d'un ou de plusieurs cours d'eau à partir d'un « débit journalier limite » d'étiage fixé empiriquement. Celui-ci équivaudrait selon les cas « pratiquement à la moitié du débit moyen mensuel minimal "normal" » ou bien encore à la « moyenne des débits mensuels "normaux" des quatre mois les moins abondants de la saison chaude ».

Cette incertitude nous semble imputable au fait que le régime de chaque cours d'eau est la résultante des caractéristiques climatiques et physiographiques d'une mosaïque des terroirs hydrologiques. De même qu'il existe des régimes spécifiques de crue, il existe des régimes hydrodynamiques spécifiques d'étiage qui ne se réalisent pas selon le même rythme et les mêmes modalités d'une artère à l'autre d'un réseau hydrographique.

En second lieu, le « recours à la méthode statistique simple des moyennes mobiles, qui permet de "lisser" une courbe de tarissement en réduisant certaines irrégularités mineures », dues à l'intervention fréquente d'averses locales pendant la période d'étiage, pose le délicat problème du choix de la période à retenir pour calculer la moyenne mobile.

C'est pourquoi nous partirons du postulat selon lequel un étiage a d'autant plus de chances de se réaliser que le cours d'eau n'est plus soumis

de façon significative à l'influence des précipitations antérieures. Son abondance est alors directement placée sous la commande du destockage des réserves souterraines qui lui impriment un régime hydrodynamique de tarissement que nous assimilons à la phase préparatoire d'étiage.

L'allure et les caractéristiques de cette restitution traduisent l'influence globale exercée par le seul complexe physique du bassin-versant sur l'écoulement et déterminent à terme la gravité de l'étiage.

C'est dans l'esprit le type de démarche qu'applique M. Dacharry (1975) à l'étude du fléchissement des débits estivaux de deux rivières du Massif Central français. Le degré de gravité relative de l'étiage d'une année particulière dépendra donc :

- de la date d'entrée en vigueur de ce régime de tarissement-étiage que nous proposons de désigner par le néologisme tarissage,
- de la durée du tarissage,
- de la profondeur de la phase paroxysmale généralement, mais pas obligatoirement finale, pour laquelle nous conserverons la dénomination d'étiage ou « niveau le plus bas atteint par un cours d'eau en un point donné » (M. F. Roche 1986),
- l'ampleur de l'extension de ce tarissage à la mosaïque des terroirs hydrologiques du bassin-versant considéré.

b) Fréquence et profondeur des étiages

Nous considérons donc :

- tout mois de plus faible débit d'une année particulière comme étant d'étiage, à la condition qu'il ait connu un régime de tarissement dominant. Si tel n'est pas le cas, il est simplement qualifié de basses eaux.
- tout jour de plus faible débit d'une année particulière comme d'étiage si son abondance est égale ou inférieure au débit-limite de tarissement du mois auquel il appartient. Si tel n'est pas le cas, il est considéré comme débit moyen-journalier de basses eaux.

Le tableau II-25 donne la valeur des débits-limites de tarissement en chaque mois de l'année aux stations de Han-lès-Juvigny, Lissey et Delut. Ils ont été déterminés par lecture des courbes de débits moyens-journaliers-centrés-classés (annexe II-5).

Tableau II-25 : Valeurs des débits moyens-journaliers (en m^3/s) indiquant pour chaque mois le passage à un régime de tarissement

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Loison à Han-lès-Juvigny	0,7	1,5	1,0	0,9	0,65	0,65	0,65	0,6	0,45	0,5	0,5	0,65
Thinte à Lissey	0,8	0,8	0,8	0,7	0,5	0,5	0,16	0,15	0,13	0,15	0,26	0,5
Ruisseau du Moulin à Delut	0,09	0,09	0,075	0,065	0,05	0,04	0,038	0,034	0,032	0,038	0,042	0,08

Le tableau II-26a présente les débits moyens-mensuels et journaliers d'étiage retenus pour ajustement fréquentiel. Ceux de la Thinte ne sont donnés qu'à titre indicatif, la série étant trop courte pour satisfaire à une étude statistique poussée.

Selon les critères retenus *(supra)*, la distinction entre basses eaux et étiage apparaît clairement.

Quoi qu'il faille relativiser les jugements en raison de l'hétérogénéité des séries, l'étiage mensuel ne se rencontre en moyenne qu'une année sur deux à Han-lès-Juvigny, 8 années sur 10 à Delut, 7 sur 10 à Lissey.

La réalisation de l'étiage journalier est plus fréquente : de l'ordre de 8 années sur 10 pour le Loison et la Thinte, annuelle pour le ruisseau du Moulin.

Les différences de comportement hydrodynamique des trois cours d'eau ressortent nettement du tri effectué parmi les valeurs minimales d'écoulements mensuels et journaliers. Ces débits d'étiage ont été ajustés :

- à une loi de Gauss pour le Loison (Figure II-33),
- à une loi de Galton pour le ruisseau du Moulin (Figure II-34).

Compte-tenu de la faible longueur des échantillons et de la médiocrité des ajustements, le calcul des débits caractéristiques n'a pas été poussé au-delà d'une fréquence cinquantennale (Tableau II-26 b)

Les résultats obtenus paraissent néanmoins concorder avec ce que nous savons de la dynamique des cours d'eau étudiés.

La décroissance des débits est plus rapide pour le Loison moins bien soutenu que le ruisseau du Moulin.

Rang	Loison				Ruisseau du Moulin				Thinte			
	Débits mensuel minimum m^3/s	Année	Débit journalier minimum m^3/s	Année	Débits mensuel minimum m^3/s	Année	Débit journalier minimum m^3/s	Année	Débits mensuel minimum m^3/s	Année	Débit journalier minimum m^3/s	Année
1	0,097	1976	0,067	1976	0,019	1990	0,016	1990	0,107	1985	0,087	1978
2	0,168	1973	0,134	1973	0,021	1989	0,019	1989	0,108	1982	0,088	1982
3	0,201	1974	0,14	1974	0,022	1978	0,02	1978	0,113	1978	0,091	1985
4	0,272	1971	0,203	1984	0,024	1985	0,021	1986	0,121	1979	0,095	1979
5	0,358	1975	0,233	1971	0,025	1982	0,023	1985	0,133	1983	0,108	1983
6	0,381	1979	0,238	1975	0,028	1979	0,023	1982	0,151	1984	0,123	1984
7	0,389	1982	0,24	1979	0,028	1986	0,026	1979			0,133	1986
8	0,404	1984	0,259	1985	0,033	1988	0,026	1984				
9	0,46	1989	0,268	1989	0,033	1984	0,027	1988				
10	0,51	1978	0,32	1982	0,034	1983	0,029	1980				
11	0,565	1983	0,35	1977	0,044	1987	0,029	1981				
12			0,363	1972			0,033	1983				
13			0,387	1983			0,034	1987				
14			0,39	1970								
15			0,407	1978								
16			0,458	1986								
17			0,59	1980								
Moyenne	0,345		0,296		0,028		0,025		0,122		0,103	
écart-type	0,146		0,13		0,007		0,005		0,017		0,018	

a : Débits moyens mensuels et journaliers d'étiage à Han-lès-Juvigny, Delut et Lissey.

		1/2	1/5	1/10	1/20	1/50	Années remarquables	Récurrence théorique
Loison	Etiage mensuel	0,345	0,222	0,158	0,104	0,045	1976	1/22
	Etiage journalier	0,296	0,186	0,129	0,082	0,029		1/25
Ruisseau du Moulin	Etiage mensuel	0,028	0,022	0,02	0,018	0,016	1990	1/13
	Etiage journalier	0,025	0,02	0,018	0,017	0,015		1/44

b : Débits fréquentiels d'étiage (m^3/s) à Han-lès-Juvigny et Delut

Tableau II-26 : Etiages du Loison, du ruisseau du Moulin et de la Thinte

En terme de débit spécifique, l'étiage cinquantenaire donnerait un écoulement de :

- 0,129 l/s/km^2 à 0,083 l/s/km^2 – valeur mensuelle et journalière – pour le Loison,
- 1,39 à 1,3 l/s/km^2 pour le ruisseau du Moulin.

Ce qui reviendrait à dire que :

- les réserves sont proportionnellement plus fortes pour le ruisseau du Moulin doté de formations hydrogéologiques plus poreuses, et donc plus capacitives,
- la perméabilité est proportionnellement plus élevée dans le bassin-versant du Loison dont les réserves se vidangent plus rapidement.

Ce deuxième point peut paraître paradoxal quand on se remémore le caractère karstique très marqué du bassin-versant de Delut. Pourtant la valeur du rapport $\frac{\text{débit mensuel minimal}}{\text{débit journalier minimal}}$ d'une fréquence donnée semblerait conforter cette impression :

- elle est plus forte et croît légèrement de la fréquence 1/2 (0,89) à la fréquence 1/50 (0,94) à Delut,
- elle est plus faible et décroît assez fortement de la fréquence 1/2 (0,86) à la fréquence 1/50 (0,64) à Han-lès-Juvigny.

Ce qui confirmerait que :

- la part des écoulements souterrains dans les écoulements d'étiage est plus faible pour le Loison, ses formations hydrogéologiques étant moins capacitives,
- ruissellement direct et différé (hypodermisme, ressuyage des formations superficielles) interviennent de façon non négligeable dans les écoulements d'étiage du Loison.

Or ces deux bassins-versants sont globalement soumis aux mêmes contraintes climatiques et la partition du substrat en formations hydrogéologiques perméables et imperméables est sensiblement comparable.

FIG. II-33 LE LOISON A HAN-LES-JUVIGNY: DISTRIBUTION GAUSSIENNE DES DEBITS MENSUELS ET JOURNALIERS D'ETIAGE.

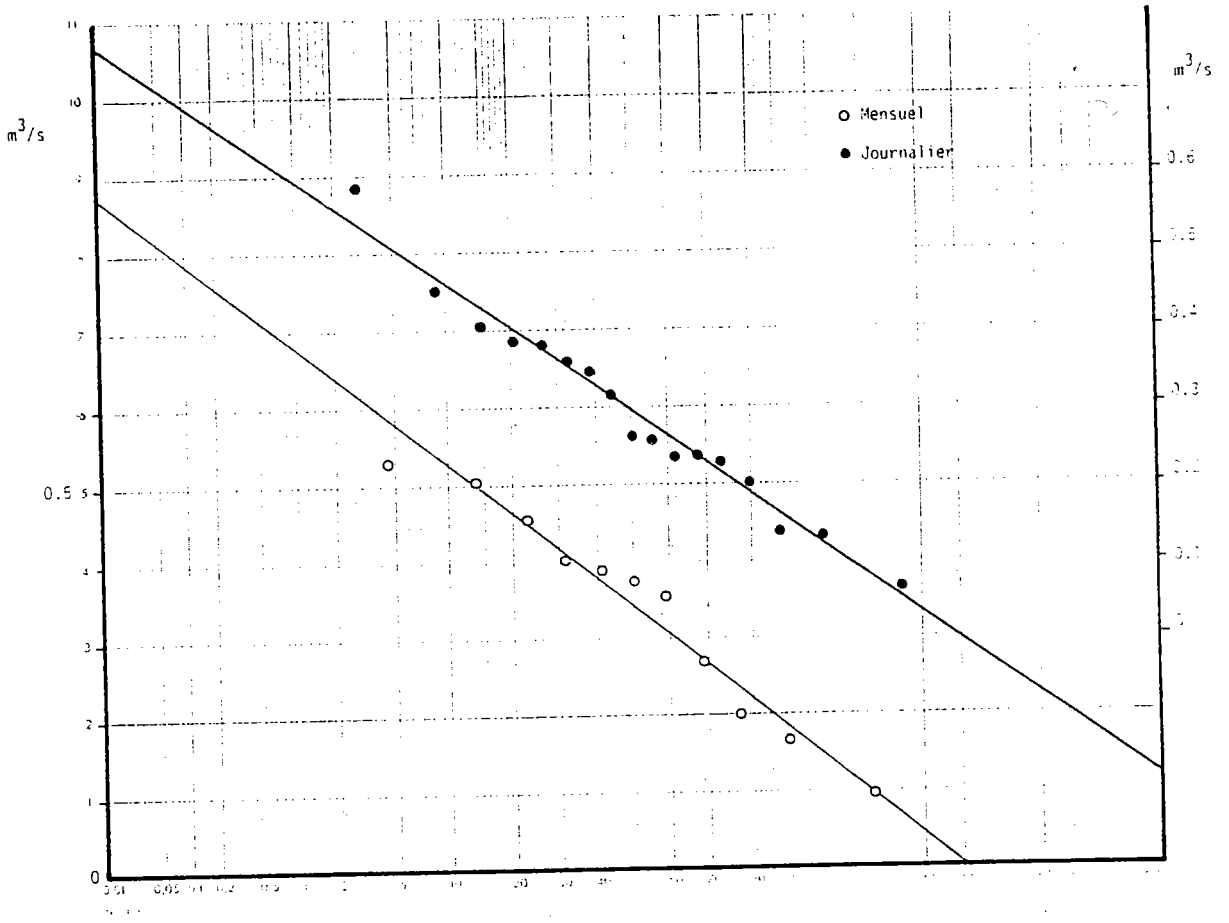
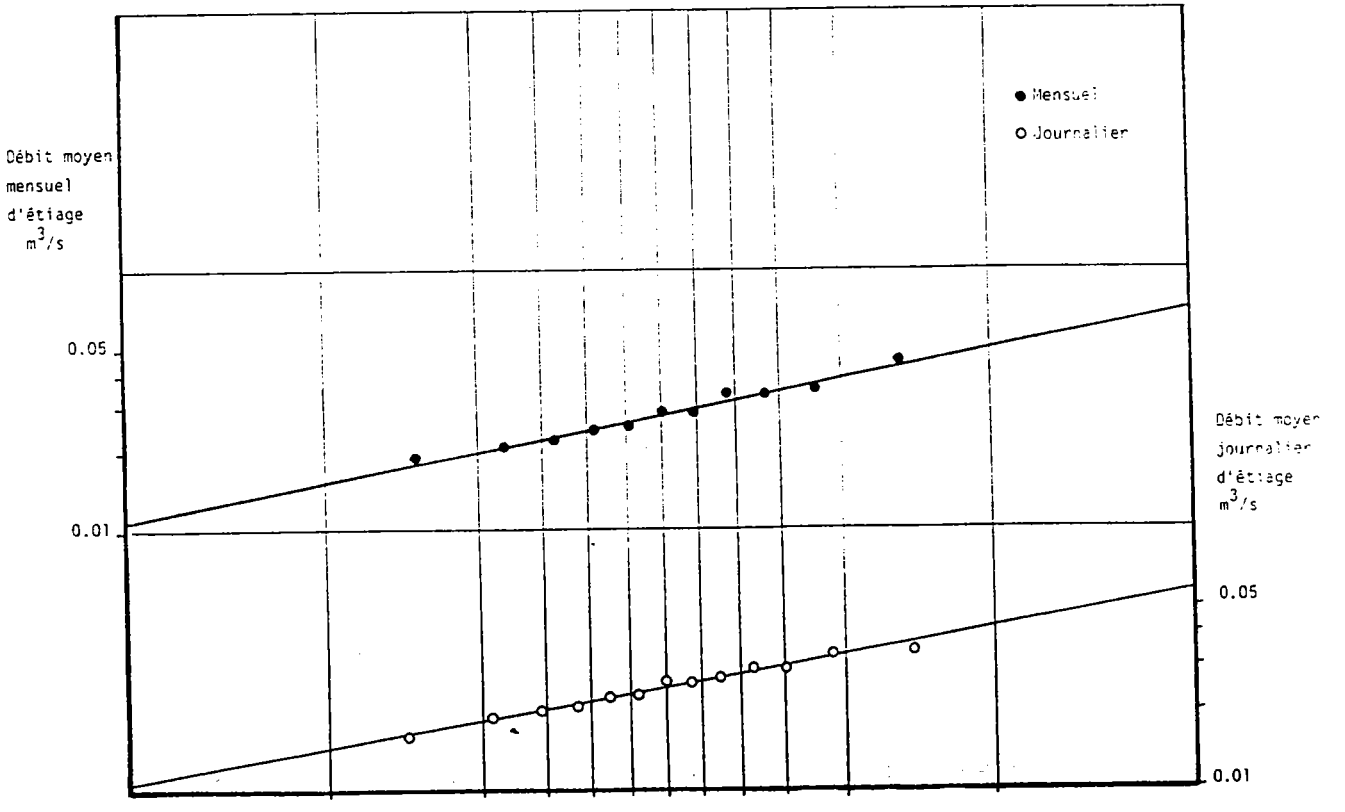


FIG. II-34 DISTRIBUTION GAUSSO-LOGARITHMIQUE DES DEBITS MENSUELS ET JOURNALIERS D'ETIAGE DU RUISSEAU DU MOULIN A DELUT



Deux faits essentiels doivent être pris en compte :

- le caractère karstique plus affirmé du bassin-versant de Delut qui implique au minimum l'existence d'une zone d'infiltration d'une vingtaine de mètres d'épaisseur à haute perméabilité,
- la distribution différente des affleurements imperméables dans les deux bassins-versants.

Pour le ruisseau du Moulin, les formations argileuses sujettes à ruissellement et ressuyage sont rejetées en couronne à la périphérie du bassin-versant. Tout apport mesuré en été à l'exutoire ne peut qu'avoir transité par la masse des calcaires bathoniens. Nous sommes donc amenés à envisager une possibilité de stockage d'une fraction de ces apports dans la zone saturée de l'aquifère, en cours de transit souterrain. Ce régime d'écoulement d'étiage ne résulterait donc pas d'une perméabilité plus faible. Tout au contraire, la perméabilité intrinsèque du karst, alliée à la forte porosité naturelle de la formation calcaire facilite le stockage des apports de « ruissellement souterrain » dans des « réserves annexes » selon les termes définis par A. Mangin (1974-75).

Cette combinaison porosité/perméabilité confère donc aux écoulements karstiques d'étiage :

- une protection contre les prélèvements évapotranspiratoires,
- une capacité de stockage élevée et corrélativement un meilleur soutien des débits,
- un effet pondérateur sur les apports ruisselants dont une fraction est transformée en écoulement de base.

Les conditions sont tout autres pour le Loison.

La rivière coule le plus souvent sur le substrat imperméable (à l'amont de la confluence avec la Thinte) ou à son contact en rive gauche (aval de cette même confluence) : les apports par ruissellement direct ou différé peuvent donc être plus fréquents et plus volumineux.

Cette hypothèse est étayée par l'étude de la durée des phases de tarissage menant aux étiages.

c) Durée du tarissage et genèse des étiages

La distinction entre basses-eaux et tarissage ressort bien du tableau II-27.

Si les basses eaux sont annuelles, les phases de tarissage ne sont pas toujours réalisées au pas de temps mensuel : pour ne prendre que l'exemple du Loison, les années 1970-80-81-86-87-88 en furent dépourvues.

Le tarissage dépend avant tout de la pluviométrie de l'année considérée.

Le régime de tarissage se réalise le plus souvent lors de la saison chaude et habituelle de basses eaux. Mais il débute parfois très tôt en saison froide – dès mars (1976) ou avril (1971) – et se prolonge au delà de l'étiage annuel pour déborder assez fréquemment sur la saison froide suivante – le plus souvent en octobre, plus rarement en novembre – : le facteur bio-thermique n'est donc pas essentiel à la réalisation du tarissage et de son aboutissement, l'étiage.

Ce que confirme le décalage entre maximum thermique annuel et étiage : il est de 1 à 2 mois au pas de temps mensuel, exceptionnellement de 3 à 4 mois.

Il est plus fort au pas de temps journalier : l'étiage intervient généralement 2 à 3 mois après le maximum thermique mensuel, peut passer à 4 mois comme en 1989, et n'est confondu avec lui qu'en années de simples basses eaux mensuelles (1980-1986).

C'est donc en corrélation étroite avec le déficit pluviométrique, plus qu'avec la force des prélèvements évapotranspiratoires que s'expliquent précocité et durée des phases de tarissage : le premier conduit à l'étiage, les seconds à de simples basses eaux annuelles, les troisièmes aux étiages graves comme ce fut le cas en 1976.

Dans ces conditions, le complexe physique du bassin-versant pèse de tout son poids par la capacité de stockage hivernal et de redistribution estivale des réserves souterraines. Elle s'exprime au travers des valeurs de débits d'étiage spécifiques analysés dans le paragraphe précédent.

Pour la période de fonctionnement commune aux trois cours d'eau (janvier 1978 à octobre 1986) les phases de tarissage continues sont plus fréquentes et plus durables sur la Thinte et le ruisseau du Moulin que sur le Loison : ce qui s'explique en premier lieu par une fonction capacitive plus développée des calcaires karstifiés et de la nappe des grèves.

En second lieu, elle résulte des caractéristiques lithologiques globales et des particularités hydrodynamiques du substrat des bassins-versants.

Bien que la période commune considérée soit, rappelons-le, une période très humide, Thinte et ruisseau du Moulin ont connu, notamment en hiver, un nombre plus élevé de jours de tarissement que le Loison.

La Thinte

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1978	9	6	8	7		24		13	17	25	30	24 *
79	18					8	5	13	26	25 *	4	8
80	6	2	13	17	23	26				*	9	5
81		6		10	7	14			*			
82		7	5	15	24	27	21	31	26 *	6	8	
83		8	7			3	1	27	13	29	24 *	18
84	3		20	15	27	26	19	24	6 *			
85	20	15	16	6	8	14		4	17	31	24 *	15
86	4	20	21		1	16	1	15 *				

Le ruisseau du Moulin

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1978	11	7			2	21	9	29	20	31	30	20 *
79	21						29	26	30	28 *	4	8
80		4		20	23	23		1	1	14	14 *	3
81		2						13	24	8 *		
82		11		7	22	4	31	31	30 *	21	11	5
83	2	13	10					22	5	27	25 *	19
84	2		11	12	20	2	12	25	8 *			14
85	20	15	9	5	8			8	27	31 *	29	26
86	3	23	16		6	19	31	31	24	19 *	8	9
87	17	14	7	11	30	12				1 *		19
88	1			3	21	28	7	24	20 *	10	22	4
89	22	17	4	1	15	30	31	31	30	31 *	30	19
90	22		21	28	31	30	31	31	30	27 *	14	17

Le Loison

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1969										6	7	
70	3							5	5	24	15 *	10
71	17		4	23	10	18	25	31	30	31 *	18	15
72		1	11		5	16	23	9	6 *	14		8
73	14		11	6	6	15	31	31	30	29 *	6	4
74		2			17	27	29	31	30 *	4		
75		3		1		5	8	31	28	28 *		19
76	1	10	28	30	31	30	31	31 *	30	31	29	5
77							25	17	15	6 *		
78											21	11 *
79								5	29	13 *		2
80								5 *				
81									*	6		
82		2		6			14	25	24 *	6		
83							8	27	9 *	8		
84						13	27	31	7 *			
85		10					25	26	12	18 *	16	
86		7				5	19 *	10		1		
87		6					*					
88								*				
89		10					2	31	13	23	22	13 *

◤ minimum mensuel
* minimum journalier
10 nombre de jours de régime de tarissement
▭ mois de tarissage

Tableau II-27 : Tarissement, tarissage et étiages aux stations de Lissey, Delut et Han-lès-Juvigny

On note d'autre part que ces jours de tarissement sont en moyenne plus élevés en hiver pour la Thinte, en été et début d'hiver pour le ruisseau du Moulin. Ce qui traduit :

- l'aptitude au ressuyage des grèves (transmissivité) ; le régime hydrodynamique de tarissement s'y trouve plus souvent réalisé, même en saison humide, que sur les autres cours d'eau,
- l'effet pondérateur de l'aquifère Bathonien même réalimenté par les averses estivales qui favorise la perduration du régime de tarissage jusqu'à l'entrée de l'hiver suivant (cas des années 1985 et 1989 par exemple), et retarde par voie de conséquence l'installation d'un régime hydrodynamique de moyennes et hautes eaux,
- la difficulté d'instauration du régime de tarissage conduisant à l'étiage lorsque le bassin-versant est formé, comme dans le cas du Loison, de surfaces imperméables étendues générant d'importants apports de ruissellement,
- l'interruption plus fréquente du tarissement lorsque l'aquifère de subsurface est peu capacitif, mais fortement transmissif. Pour peu que les averses estivales soient soutenues, la nappe des grèves se sature et les apports par ruissellement dominent, en valeur absolue ou relative, les apports souterrains. Le régime hydrodynamique de tarissement est interrompu et la phase de tarissage préparatoire à l'étiage est écourtée. Celui-ci sera peu sévère.

Les facteurs physiographiques conditionnent donc largement – après les facteurs climatiques – la genèse ainsi que les caractéristiques de durée et de profondeur des étiages.

Le bassin-versant étant une juxtaposition de micro-milieux plus ou moins hétérogènes, une mosaïque, il convient de replacer les données hydrologiques dans ce contexte spatial.

4. La spatialisation des débits d'étiage

La spatialisation des débits, et plus particulièrement de débits d'étiage, permet :

- d'apprécier sur l'ensemble d'un bassin-versant la variabilité de la ressource en eaux superficielles,

- de la relier aux caractéristiques physiographiques connues, dans le cadre de zones homogènes.

Elle débouche sur la réalisation de profils hydrologiques et de cartes d'étiages dont J.-F. Zumstein (1976) fut l'inventeur et l'initiateur. Elle suppose la réalisation de campagnes de jaugeage systématiques le long d'un cours d'eau et de ses affluents. Mais les données recueillies sur le terrain peuvent être entachées d'erreurs.

Les huit campagnes de jaugeage menées depuis 1978 sur le bassin du Loison n'ont pas échappé au problème du fait :

- de la concordance des plus basses eaux annuelles avec la campagne de pêche dans les étangs,
- de l'inadaptation du matériel utilisé (perche à intégration) dans des sections souvent peu profondes, à fond vaseux, colonisé par une abondante végétation,
- de la faible vitesse des écoulements,
- des défaillances des hommes et du matériel qui est toujours soumis à rude épreuve.

Après élimination des campagnes fragmentaires ou menées sous influence (vannages, précipitations) nous avons retenu celles de mai et septembre 1980, août 1988, octobre 1985 et 1989. Hormis cette dernière, aucune ne couvre la totalité du bassin-versant. Aussi n'avons nous pu appliquer la méthodologie de critique et d'homogénéisation des valeurs mesurées développée par le CEGUM (J.-P. Decloux, M. Sary 1991).

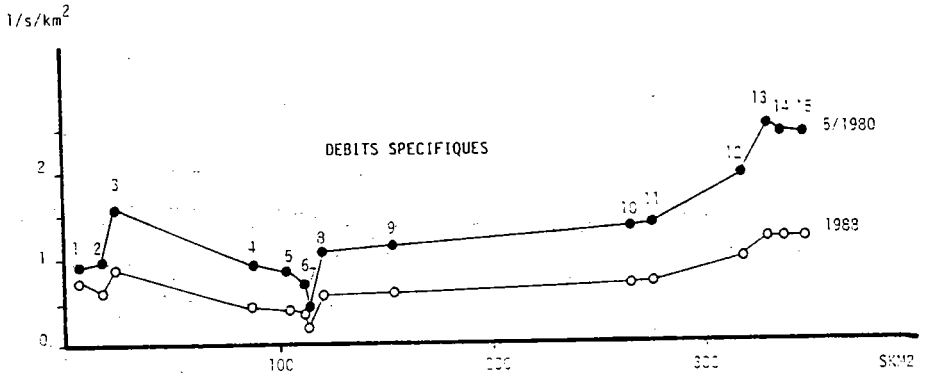
a) Analyse des profils hydrologiques

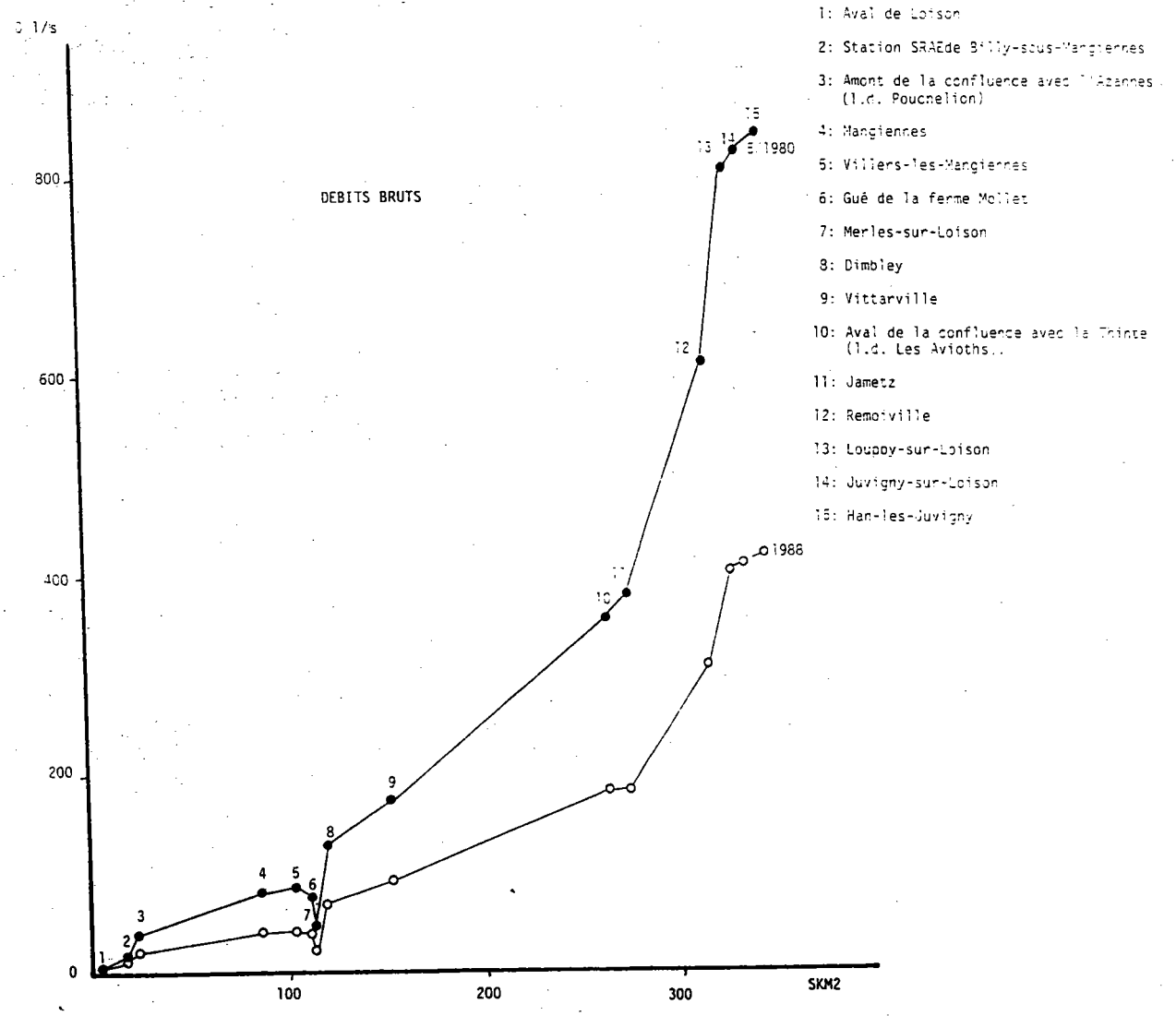
Sur la Figure II-35 sont représentés les profils hydrologiques du Loison réalisés à partir des campagnes du 26 mai 1980 et du 31 août 1988. La première caractérise une situation de basses eaux, la seconde un tarissement peu marqué, supérieur à la fréquence d'étiage 1/2.

Le profil hydrologique réalisé à partir des débits bruts traduit globalement l'effet cumulatif des apports de l'amont vers l'aval. Il faut noter :

- la progression lente de la source jusqu'à Villers-les-Mangiennes (point 5). L'apport de l'Azannes (entre les points 3 et 4) pourtant alimentée par les calcaires des Hauts-de-Meuse ne se traduit guère dans les débits du Loison,

Fig.II-35 PROFILS HYDROLOGIQUES DU LOISON EN BASSES-EAUX.





- la perte de la rivière dans un secteur compris entre Villers-les-Mangiennes (5) et Merles-sur-Loison (7). Une campagne menée avec S. Van Den Avenne (DDAF Meuse) en septembre 1985 nous a montré que le même phénomène affectait l'Othain entre Sorbey et Saint-Laurent-sur-Othain, soit sur le même méridien. Il faut en trouver la cause dans les failles hachant l'interfluve Loison-Othain (Y. Babot 1986) selon une tectonique complexe de blocs basculés (P. Gamez, M. Sary 1979).
- une reprise très rapide des apports, sur quelques centaines de mètres, dès que le cours d'eau réentaille l'entablement calcaire karstifié, à l'amont de la confluence avec la Thinte (10),
- un accroissement très fort des écoulements jusqu'à l'entrée dans les horizons du Bajocien supérieur (14) suivi d'une stabilisation. Indépendamment des apports oxfordiens (Thinte puis Braconrupt entre 11 et 12) c'est encore aux apports bathoniens (Forêt de Woëvre et rive droite) que le Loison doit cette nouvelle abondance.

Le recours aux débits spécifiques complète et nuance cette trame générale. Le profil du Loison paraît plus complexe, en conformité avec la variété du complexe physique.

De la source à la confluence avec l'Azannes, les facteurs hydrogéologiques sont déterminants :

- en période d'étiage (août 1988) le cours d'eau est perché au-dessus de la zone non saturée de la nappe bathonienne, et infiltrant ; les débits spécifiques décroissent de l'émergence karstique de Loison (1) à la station de Billy-sous-Mangiennes (2). De plus il ne reçoit plus d'apport dès qu'il quitte la boutonnière de Loison et circule sur les argile calloviennes.
- en période de basses eaux, le niveau de la nappe calcaire fait qu'il est drainant ; il reçoit de plus des apports de ruissellement des argiles ; les débits spécifiques croissent légèrement.
- entre les points 2 et 3 l'apport du karst de Billy-sous-Mangiennes fait remonter les débits spécifiques,
- au delà ils s'effondrent (3 à 6). La traversée du synclinorium de Mangiennes fait disparaître les assises calcaires productives sous les argiles de la Woëvre.

Avec la réapparition des affleurements calcaires sur la remontée nord du synclinorium, l'abondance spécifique du Loison retrouve quelque vigueur, mais selon des modalités imposées par la tectogénèse. Le cours

d'eau subit d'abord des pertes sur la lèvre relevée d'un bloc basculé (7). Il est hautement probable qu'il retrouve en grande partie le débit prélevé immédiatement en aval-pendage, augmenté d'apports latéraux karstiques de l'interfluve avec l'Othain (la Cuve).

Lorsqu'il s'enfonce par épigénie dans la lèvre surélevée du bloc calcaire suivant (Dimbley - point 8), il recoupe la nappe libre bathonienne et devient niveau de base du karst (résurgence de Dimbley) : ses débits reprennent alors quelque consistance.

La complexité de ce quadrillage tectonique par blocs basculés est telle que les affleurements calcaires ne sont pas continus ; cette portion restreinte du bassin-versant comportant encore d'importantes zones argileuses sous lesquelles la nappe bathonienne est captive, les débits spécifiques restent, malgré tout, modestes.

Ils le demeurent ensuite en dépit des apports de la Thinte (10) : les calcaires oxfordiens alimentant la nappe des grèves alluviales soumise à une forte évapotranspiration n'ont qu'une faible incidence sur le Loison.

A partir du point 11, le Loison longe les affleurements bathoniens de rive droite et reçoit en même temps des apports oxfordiens de rive gauche (Braconrupt) : le profil se redresse. Mais il faut attendre Remoiville (12) pour que l'entaille des assises carbonatées permette une alimentation sur les deux rives :

- émergences de trop-plein (Fontaine de Hugne) et résurgence de Louppy-sur-Loison en rive gauche,
- résurgence (Lavoir de Remoiville) et source de déversement (camping de Louppy) en rive droite.

A partir de Juvigny-sur-Loison (14) la rivière crève l'écran marneux du Bathonien inférieur et entaille le Bajocien calcaire sous-jacent et les débits spécifiques n'augmentent plus :

- la nappe bathonienne se retrouve perchée et n'alimente plus guère le Loison,
- l'interfluve Loison-Othain et Loison-Chiers est réduit à un mince liseré peu capacitif et draine surtout vers la Chiers par un système de blocs basculés.

Mais surtout, le Bajocien se caractérise en fond de vallée par une transmissivité plus faible que celle du Bathonien (J. Both, G. Chalumeau 1974) : les apports au Loison s'en trouvent donc réduits jusqu'à la station de Han-lès-Juvigny (15).

Quatre campagnes de jaugeages sont exploitables pour la Thinte (Figure II-36).

Celle de septembre 1980 est de basses eaux, avec une influence probable par des précipitations assez fortes une dizaine de jours avant les mesures.

Les trois autres présentent des débits caractéristiques d'une phase de tarissage, celle d'octobre 1989 se situant au niveau d'un véritable étiage.

Rappelons pour la bonne intelligence de l'analyse qui va suivre, que le bassin-versant de la Thinte est caractérisé par :

- un court bassin amont enserré entre les Hauts-de-Meuse et une avant-côte formée de buttes témoins massives. Il est comblé d'un matelas peu épais de grèves, et la rivière le quitte par un étroit goulet quelques centaines de mètres à l'aval du point 1.
- un couloir assez étroit jusqu'à Damvillers. Les Hauts-de-Meuse à l'ouest sont entaillés en vallons profonds par de petits réseaux anaclinaux pérennes, tandis qu'à l'est, l'avant-côte n'égrène plus qu'un chapelet de petites buttes-témoins aux couronnements calcaires réduits.
- un bassin aval qui s'évase au pied des Hauts-de-Meuse amorçant leur virage vers l'ouest, et s'étend à l'est sur une fraction de la dépression orthoclinale. Il est tapissé d'une épaisseur de 3 à 5 m de grève alluviale.
- un court et étroit goulet encadré de replats argileux conduit peu après le point 4 à la confluence avec le Loison.

Les caractéristiques des profils hydrologiques découlent de cette commande morphogénétique.

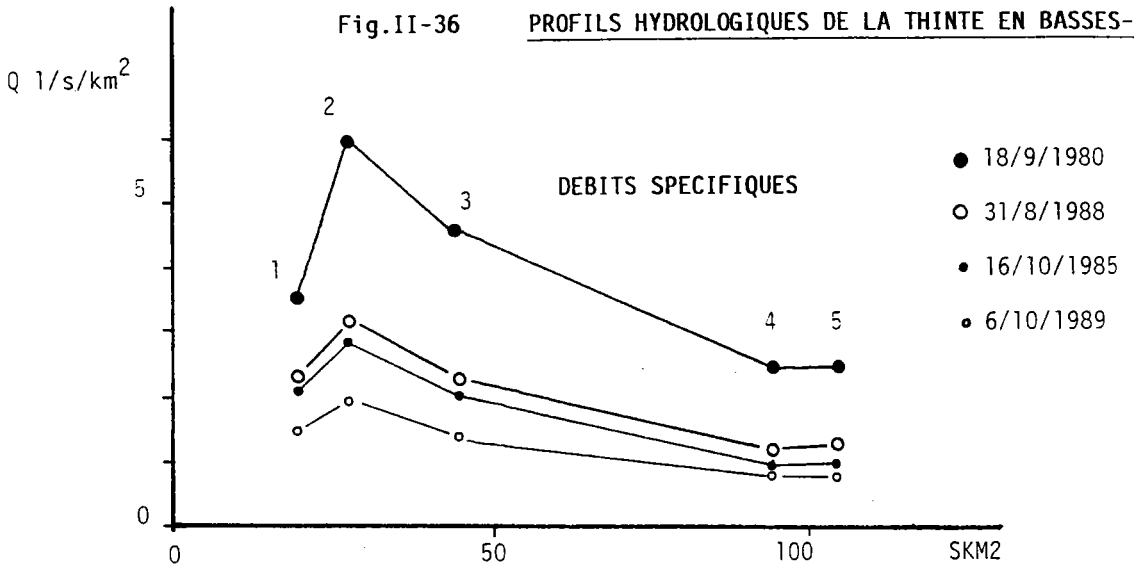
Le bassin amont donne des débits bruts peu élevés caractéristiques d'un amont hydrographique.

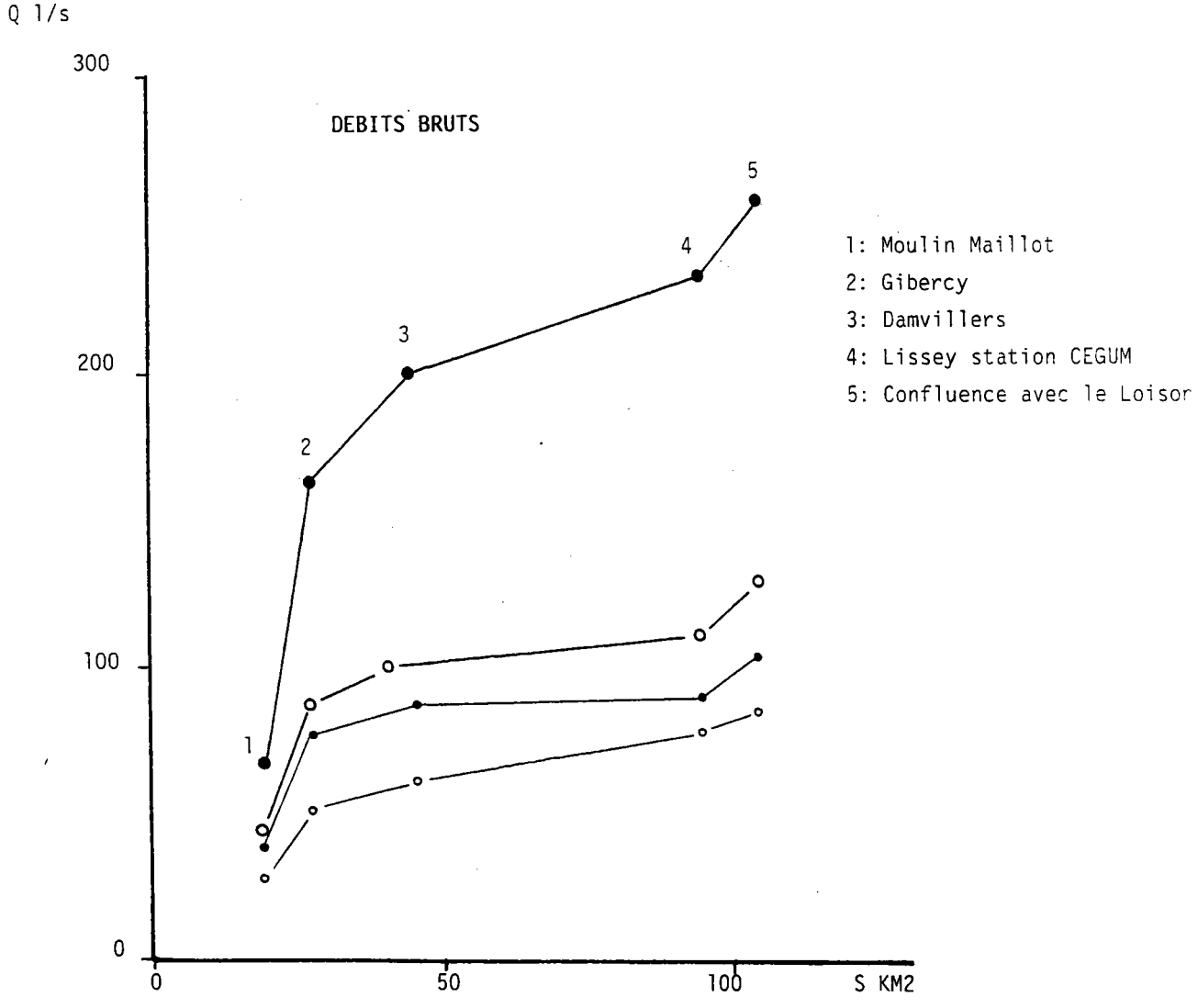
Par contre, les débits spécifiques sont élevés. Notons au passage qu'ils le sont systématiquement plus que ceux du Loison, sauf à l'extrémité aval où ils présentent le même ordre de grandeur en étiage (1988).

Leur progression (brute et spécifique) est spectaculaire à la sortie du bassin amont, résultat d'un double effet :

- de seuil qui fait remonter le toit de la nappe alluviale à proximité de la surface topographique,
- de resserrement qui concentre les écoulements dans un goulet étroit.

Fig.II-36 PROFILS HYDROLOGIQUES DE LA THINTE EN BASSES-EAUX.





La progression des débits bruts se poursuit plus modérément jusqu'à Damvillers (5) en dépit d'apports des Hauts-de-Meuse, tandis que les débits spécifiques s'effondrent : il semble que la nappe alluviale draine le cours d'eau.

L'évolution des débits bruts entre Damvillers (3) et Lissey (4) est de ce point de vue significative :

- la progression est encore nette en période de basses eaux influencées par des précipitations antérieures (1980). Le sous-écoulement progresse dans la grève transmissive avec un certain retard. Il soutient les écoulements de surface.
- en situation de tarissage (1988, 1985) la progression des débits est faible à nulle. Baisse des apports oxfordiens, abaissement de la nappe alluviale et prélèvements évapotranspiratoires en sont la cause.
- en phase d'étiage prononcé (1989) les débits ont au contraire tendance à se renforcer légèrement. Nous ne pensons pas qu'il s'agisse d'une erreur de mesure. L'expérience acquise sur ce cours d'eau montrant que les jaugeages d'aval auraient tendance à être sous-estimés à l'ordinaire. C'est la fonction relais de la nappe alluviale qui nous semble ici en cause. Lorsque la période non influencée est suffisamment longue, les apports oxfordiens ont déjà diminué à l'amont, tandis que les apports antérieurs plus abondants parviennent à l'aval avec retard, par voie souterraine. C'est aussi pourquoi l'écart entre débits spécifiques d'amont et d'aval est moins accusé qu'en toute autre situation hydrologique, et qu'à l'aval ils ne présentent pas un grand écart avec ceux des autres années.

A l'extrême aval (5), effets de seuil et de resserrement connus au sortir du bassin amont se reproduisent avec une moindre ampleur car l'évapotranspiration a effectué ses prélèvements : débits bruts et spécifiques se relèvent légèrement.

Tandis que dans le bassin du Loison tectonique et lithologie rendent compte de l'essentiel des variations des profils hydrologiques, c'est le système morphogénétique d'accumulation quaternaire qui en liaison avec les conditions hydrogéologiques réglant les apports, conditionne l'évolution des débits de la Thinte.

La réalisation de cartes de débits spécifiques par tranches permet en intégrant les données de l'ensemble du réseau hydrographique d'obtenir une vue plus complète de son comportement.

b) Cartographie des débits d'étiage

Consacrée par l'usage, cette expression recouvre des réalités variables allant des basses eaux aux régimes de tarissement et d'étiage variables.

Cette cartographie repose sur le calcul de débits spécifiques par sous-bassin : chacun d'entre eux est déterminé par un point de mesure aval et un point de mesure amont (plusieurs en cas de confluences). On en déduit une superficie et un débit partiels qui permettent de calculer un débit spécifique par tranche.

Plus la densité des points de mesure (ou d'observation en l'absence d'écoulement) est forte, meilleure est la délimitation des zones de comportement homogène.

A partir des valeurs obtenues sont établies des classes de débits. Nous en avons retenu 6 dont une négative (phénomènes de perte, de diminution de débit par évapotranspiration ou drainage de nappe), et une autre entre $\pm$ 0,1 l/s/km^2 pour tenir compte de la marge d'erreur commise dans la mesure de deux débits consécutifs donnant au point aval un débit de très peu inférieur à celui du point amont.

Les bassins-versants réels n'étant pas toujours connus avec la plus grande précision en zone calcaire (Hauts-de-Meuse, dalle d'Etain), les calculs ont été effectués sur la base des limites topographiques. La Figure II-37 synthétise les résultats obtenus lors des campagnes de jaugeages (annexes II-7 et II-8) :

- du 26 mai 1980 (situation de basses eaux),
- du 31 juillet 1988 (situation de tarissage),
- du 6 octobre 1989 (situation proche de l'étiage annuel, mais influencée sur le cours du Loison).

Ces cartes font très nettement apparaître la mosaïque des terroirs hydrologiques.

Les grands ensembles lithologiques ressortent avec une certaine constance d'une situation hydrologique à l'autre, en dépit des lacunes de l'information (donnée absente ou éliminée car douteuse) :

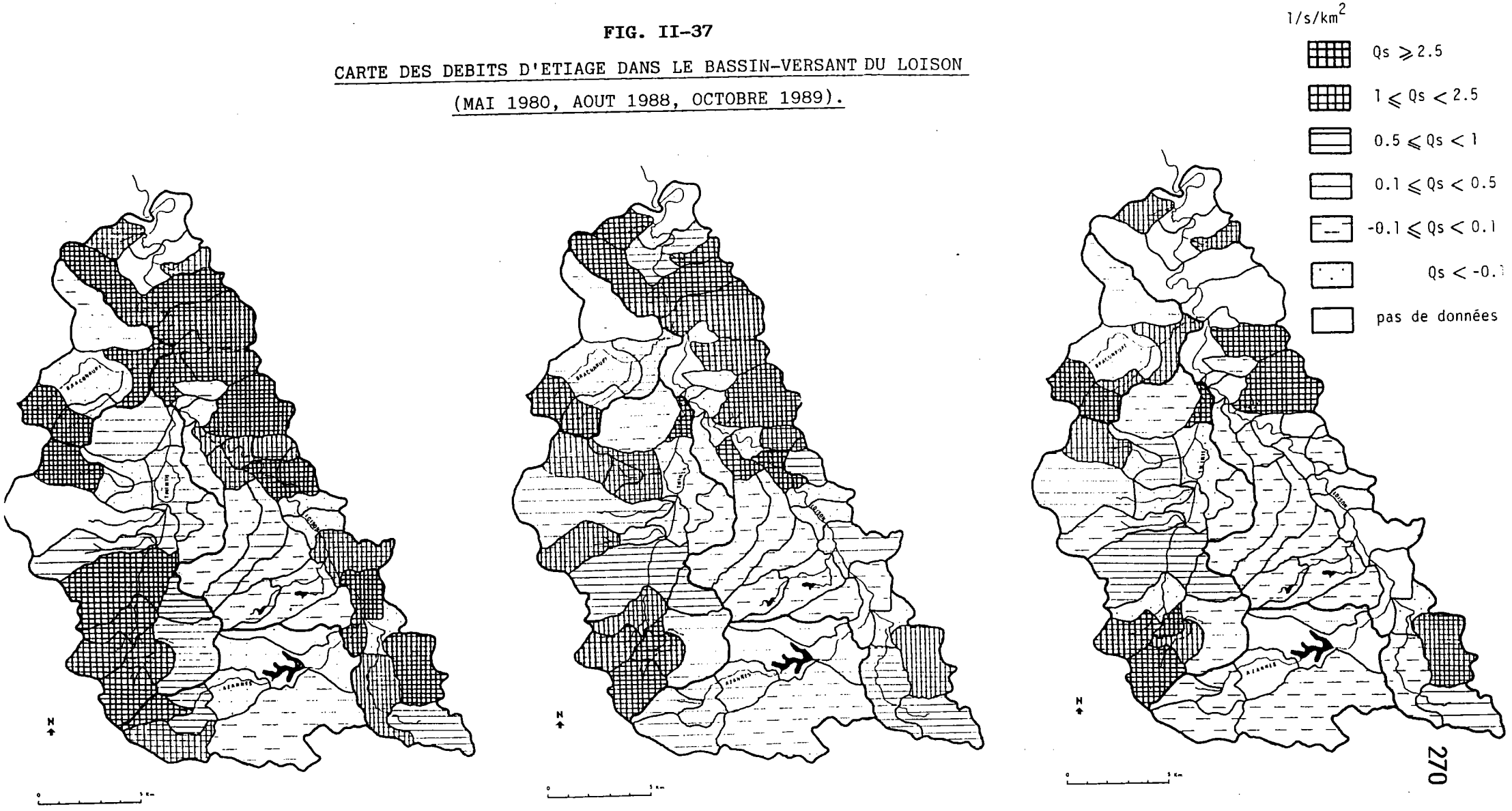
- bon rendement des deux môles hydrogéologiques des Hauts-de-Meuse et de l'interfluve Loison-Othain,
- vide hydrologique de la plaine de Woëvre.

Les caractéristiques morpho-climatiques et morpho-hydrologiques nuancent ce schéma général.

FIG. II-37

CARTE DES DEBITS D'ETIAGE DANS LE BASSIN-VERSANT DU LOISON

(MAI 1980, AOUT 1988, OCTOBRE 1989).



Les bassins intra-argileux drainent dans leur matelas de grève les apports des calcaires oxfordiens. Ce sont les épandages quaternaires issus des entailles anaclinales de la cuesta (Braconrupt, Harbon), ainsi que les vallées de la Thinte et de l'Azannes.

La vidange de ces réservoirs-relais sub-superficiels au travers d'une gorge de raccordement resserrée vers un aval ou une confluence fait remonter le rendement hydrologique du cours d'eau. C'est ce que l'on constate à l'aval du Braconrupt et de la Thinte, ainsi qu'au sortir de son bassin amont.

Par contre, lorsque l'entonnoir anaclinal s'ouvre largement sur le réseau orthoclinal, le cours d'eau est infiltrant, perché au-dessus de la nappe des grèves : débits bruts et spécifiques s'abaissent comme ceux du Harbon en 1980 ou du ruisseau de Flabas en 1989 et 1988.

L'avant-côte ne donne – aquifère de taille réduite oblige – que des suintements en amont-pendage (versant ouest) qui se perdent rapidement dans les grèves colluviales au pied du talus : le réseau anaclinal du Loison est improductif (cas typique de la Brévonte). En aval-pendange, le réseau cataclinal fournit quelques apports indigents lorsque l'entaille séparant les buttes-témoins est bien marquée et favorise l'affleurement maximal de la nappe perchée oxfordienne qui se déverse sous forme de suintements. Il faut une rupture de pente dans le talweg pour que les percolations dans les colluvions épaisses réapparaissent en surface avant de se réinfiltrer plus en aval dans la nappe alluviale du lit majeur de la Thinte : cas du ruisseau de Tripes ou de la Thinte à son extrême amont.

Le cas de la nappe bathonienne reste complexe. Karstifiée peu ou prou, elle est très productive dès qu'elle est libre et que le Loison l'entaille (source de Jametz et cours aval du Loison) : les débits spécifiques sont souvent compris entre 4 et 9 l/s/km^2.

Lorsqu'elle est libre à la faveur de la flexure qui guide le cours de la rivière, et qu'elle parvient à son contact, son rendement baisse : les débits spécifiques restent compris entre 2 et 4 l/s/km^2, parfois moins (cas des résurgences de Billy-sous-Mangiennes et Delut). Une fraction des écoulements souterrains redevient captive sous les alluvions du Loison et les argiles calloviennes de rive gauche. Il faut que la nappe et le karst qui la draine soient suffisamment alimentés pour que les émergences puissent crever l'écran alluvial du lit majeur et engendrer des apports juxta et sous-alluviaux : cas de la Cuve et du secteur compris entre Merles et Dimbley.

Sinon, lorsque le bassin-versant est de trop petite taille, le niveau piezométrique est trop bas pour engendrer de tels apports. Les écoulements restent captifs sous et au delà de la vallée du Loison. Le phénomène peut dépendre également d'un affaissement ou basculement de bloc tectonique :

c'est le cas du petit dégorgeoir drainant le vallon karstifié du Bois de Parfondevaux à l'amont immédiat de Merles-sur-Loison.

Quasiment privé d'alimentation de rive gauche sur les 3/4 de son cours, alimenté par intermittence en rive droite au gré des combinaisons entre tectonique, lithologie et morpho-dynamique, le Loison présente une succession de zones de rendements hydrologiques contrastés : il est possible de parler de véritable cours à éclipses. La Thinte, quant à elle, oppose plus régulièrement un secteur amont et occidental à bon rendement, à un secteur oriental et aval à rendement plus médiocre ou nul.

CONCLUSION

La jeunesse et l'hétérogénéité des séries hydrologiques ne permet qu'une approche partielle des épisodes de crues et d'étiages prononcés. Notamment, le choix restreint des stations ne permet guère de pousser l'analyse comparative entre des milieux naturels pourtant contrastés.

Il apparaît néanmoins que la réponse des bassins-versants aux conditions pluviométriques est largement tributaire de la nature du substratum et de l'état hydrique des formations superficielles. Si l'utilisation des données recueillies lors des campagnes de jaugeage est un instrument d'analyse d'une grande finesse et d'un caractère synthétique indéniable, il faut reconnaître que dans les cas étudiés il peut être singulièrement limité par les influences anthropiques

CONCLUSION DU CHAPITRE SECOND

L'étude des bilans hydrologiques a montré que la seule nature lithologique, des formations aquifères n'expliquait pas la puissance des écoulements et la force des prélèvements évapotranspiratoires. La dynamique de remplissage et de vidange de ces formations hydrogéologiques est largement fonction de leur genèse et de leur situation morphologique. De même les argiles ne peuvent-elles être entièrement considérées comme un matériau strictement et uniquement imperméable : là encore le jeu de la morphogénèse peut introduire temporairement d'importantes nuances dans leur comportement hydrologique.

L'étude des phénomènes extrêmes – crues et étiages – résultant de situations climatologiques antinomiques montre que la réaction des formations hydrogéologiques peut être singulière.

Ainsi, non seulement la nappe des grèves de la Thinte apporte-t-elle un soutien non négligeable aux écoulements médiocres de l'Oxfordien, mais encore tamponne-t-elle les crues hivernales. Aussi ses débordements sont rares, mais peuvent devenir puissants lorsque cette même nappe est saturée.

Le Loison se singularise par des débordements plus fréquents et plus durables en raison de l'extension des formations argileuses dans son bassin-versant et du soutien de la nappe bathonienne en charge. A contrario, cette nappe explique pour l'essentiel la pérénité de ses écoulements estivaux.

Caractérisé par un important aquifère de type karstique, le Ruisseau du Moulin propose un amalgame complexe qui sera précisé en troisième partie de ce travail.

CONCLUSION DE LA DEUXIÈME PARTIE

En dépit d'une relative jeunesse des séries disponibles, l'étude hydrologique du Loison aux pas de temps annuel, saisonnier et mensuel a permis de définir les caractéristiques générales de l'écoulement dans le bassin-versant.

Le tryptique pluviométrie – thermométrie – lithologie détermine pour l'essentiel les modalités des écoulements.

Par sa pluviométrie médiocre et variable, le Loison se rattache au groupe des cours d'eau de type pluvial océanique de plaines et de plateaux.

Grâce au régime thermique plus régulier opposant une saison froide de novembre à avril et une saison chaude de mai à septembre, les écoulements se répartissent en hautes eaux moyennes d'hiver et basses eaux moyennes d'été, établissant ainsi le caractère évaporal du régime hydrologique.

Aux contrastes lithologiques de son bassin-versant, le Loison doit plus particulièrement la forte variabilité de ses écoulements.

Trois grands types d'écoulements peuvent être mis en évidence. Un ruissellement direct lié à l'extension des formations imperméables, un ruissellement différé lié au ressuyage des formations superficielles et un écoulement de base déterminant la puissance des écoulements estivaux.

L'établissement de bilans hydrologiques simplifiés permet en première approximation de détecter les anomalies de comportement que présentent certains tronçons du réseau hydrographique. Il apparaît ainsi que le bassin amont du Loison alimente la nappe captive du Bathonien supérieur calcaire, tandis que la Thinte est vraisemblablement privée d'une partie de son bassin-versant au profit de la Meuse. Ils permettent également de constater que le rôle joué par les formations perméables est ambivalent. Très transmissives et capacitives, elles facilitent une infiltration rapide des précipitations et leur stockage dans le sous-sol ; le cours d'eau voit ainsi son déficit d'écoulement diminuer et ses écoulements estivaux bien soutenus. Transmissives, mais peu épaisses, elles favorisent la circulation de la nappe d'eau à proximité de la surface du sol et sont la proie de l'évapotranspiration. C'est pourquoi les

cours d'eau à écoulements souterrains de type karstique proposent de meilleurs rendements hydrologiques que leurs homologues pour lesquels les nappes alluviales perméables et poreuses, mais de faible profondeur, constituent une part importante du bassin-versant.

De même les crues sont, à pluviométrie égale, largement modulées par les caractéristiques du substratum. La Thinte connaît peu de jours de crues débordantes, en raison de l'effet tampon joué par la nappe des grèves alluviales. Mais lorsque cette nappe est saturée, les débits spécifiques de crue sont forts. Le ruisseau du Moulin se caractérise par des crues de courte durée, ce que nous attribuons à la facilité que les drains karstiques offrent au transit du ruissellement direct. Le cas du Loison est particulier, car en dépit de son fort taux de recouvrement par les argiles, le nombre de gonflements du type crue est relativement limité, elles sont peu puissantes, mais le nombre des jours de débordement est élevé. Ces caractéristiques sont dûes pour l'essentiel à ses particularités morphométriques (grande longueur du réseau en peuplier et vallées à petits bassins séparés par des étranglements) qui étalent le flot.

Fondamentalement, les débits estivaux dépendent des capacités de stockage des aquifères. Celles-ci peuvent être approchées par l'étude des débits de base. Nous avons proposé pour ce faire une méthode inédite de décomposition des écoulements totaux en débit de base et débit de ruissellement. Cette méthode se fonde sur la définition d'un régime hydrodynamique de tarissement dont rend compte la courbe des débits moyens journaliers classés en chaque mois d'une année, après anamorphose logarithmique. La connaissance de la part d'écoulement revenant aux aquifères et au ruissellement permet d'affiner le bilan hydrologique du cours d'eau et de mieux appréhender les relations entre impulsions pluviométriques et réponse du cours d'eau.

Sur le même principe, il est possible de déterminer le débit-limite à partir duquel le cours d'eau passe d'une situation de basses eaux à une situation hydrodynamique pouvant conduire à l'étiage. Nous avons proposé de nommer tarissage cette phase transitoire. La connaissance de ce débit-limite permet d'éliminer des études fréquentielles les valeurs-parasites qui ne correspondraient pas à une situation de très basses eaux. De même la connaissance des dates extrêmes de réalisation du tarissage, permet de préciser la notion de gravité de l'étiage annuel qui ne peut se résoudre à la simple valeur de sa profondeur, et de comparer les années hydrologiques entre elles.

Enfin l'exploitation de campagnes de débits dits d'étiage, permet de réaliser le profil hydrologique brut et spécifique d'un cours d'eau. Par des détails généralement reconduits d'une situation hydrologique de basses eaux, de tarissage ou d'étiage à l'autre, le profil hydrologique apparaît comme une

véritable fiche signalétique d'un cours d'eau. Il facilite l'étude des relations entre écoulements et complexe physique du bassin-versant. Couplé à des cartes de débits spécifiques par tranches, il donne une image synthétique de la mosaïque des terroirs hydrologiques constituant le bassin-versant.

TROISIÈME PARTIE

LE KARST COUVERT DE L'INTERFLUVE LOISON-OTHAIN

INTRODUCTION

« Des quatre départements lorrains, la Meuse est le plus calcaire et c'est justice de lui... rendre cet hommage de modèle de région karstique du Bassin Parisien » (A. Weisrock, in J. P. Beaudoin 1989).

Cet hommage vient à point pour réattirer l'attention sur une morphologie particulière que peu de spécialistes des sciences de la terre, et surtout si peu d'aménageurs régionaux, tiennent pour présente en Lorraine.

Pourtant la bibliographie karstique lorraine représente déjà quelques mètres de rayons de la bibliothèque idéale qui recenserait tous les écrits – essentiellement notules et articles dispersés dans des revues sportives ou culturelles – publiés à ce jour.

Mais que reste-t-il aujourd'hui des travaux des premiers esprits curieux qui, à la fin du XIXe siècle, recherchaient dans les "cavernes" de la région de Toul les traces de "l'homme antédiluvien", ou de ceux qui, au tout début du XXe siècle, rapprochaient capture de la Moselle et cavités souterraines de Pierre-la-Treiche ? L'impression qui domine est celle de l'oubli.

Oubli à peine effacé par la première synthèse que J. Tricart (1952) consacre aux « éléments de morphologie karstique » puisque « la partie orientale du Bassin de Paris n'offre pas de paysages de karst semblables à ceux que les géographes entendent communément sous ce nom », et qu'en l'occurrence il ne peut s'agir que d'un « type de modelé calcaire tempéré beaucoup plus largement répandu que les karsts sensu stricto ». Il faudra vingt ans pour que la karstologie lorraine se remette de cet enterrement.

La résurrection se fera en effet avec la parution d'un ouvrage de "réhabilitation", encore timide, qui présente les manifestations karstiques régionales sous la rubrique « les pays calcaires et crayeux semi-karstiques » (J. Nicod 1972).

Enfin, l'idée semble faire son chemin, et le XVIe Congrès National de Spéléologie, organisé pour ses aspects scientifiques dans les locaux des

universités de Metz et Nancy (1985), apporte la reconnaissance de fait, par un aréopage international, à ce qu'il est convenu d'appeler le karst de Lorraine.

Nous devrions plutôt dire les karsts de Lorraine.

Car, outre le fait qu'ils ne sont pas tous répertoriés à ce jour, la structure régionale alternant couches calcaires et couches non calcaires ou multipliant les variations de faciès, disperse le plus souvent les karsts lorrains en petites unités dissemblables. Il reste donc un avenir prometteur d'explorations et d'investigations qui fera les beaux jours de plusieurs générations de spéléologues et de chercheurs.

L'étude qui va suivre souffrira de la dispersion et de la semi-confidentialité de l'information qui caractérisent souvent toute démarche en première phase exploratoire. Elle se consacrera uniquement aux karsts de Woëvre septentrionale, attachés aux séries oxfordienne, callovienne et bathonienne.

Le karst bathonien sera plus particulièrement étudié dans le cadre du bassin du Loison, qui nous a fourni, au niveau de l'interfluve Loison-Othain, un modelé fonctionnel morphogénétique et hydrogéologique.

Le petit bassin-versant d'investigation du ruisseau du Moulin permettra de quantifier quelques aspects hydrologiques et d'aborder les problèmes de l'érosion chimique et physique en milieu karstique.

CHAPITRE PREMIER

LE KARST ET LA MORPHOGÉNÈSE

« A l'ouest de la côte de Moselle, les calcaires bajociens constituent un plateau où les formes karstiques sont fréquentes » (F. Reitel 1982). Ces calcaires du Pays-Haut qui s'étendent à l'est et au nord-est de la Woëvre septentrionale recèlent un système complexe d'aquifères karstiques dont l'étude a été très tôt suscitée par les perturbations qu'il apportait aux travaux miniers (H. Joly 1927 ; P. L. Maubeuge 1956 et 1968 ; D. Vacher s.d.).

Ces études, d'essence essentiellement géologique et technique, souffrent de la non prise en compte des données morphologiques, et se voient restreintes à la seule zone concédée pour exploitation du gisement aalénien. Avec le déclin, puis l'abandon du bassin-ferrifère de Longwy-Briey, ces études mériteraient d'être reprises.

A l'ouest et au sud-ouest de la Woëvre septentrionale, les calcaires portlandiens ont largement profité du développement de formes karstiques pénétrables qui ont fait du Barrois le terrain de prédilection des spéléologues du nord et du nord-est de la France (J. P. Beaudoin 1974 et 1989 ; A. Durup de Baleine 1989).

La Woëvre septentrionale fait figure dans ce contexte de no-mans-land spéléologique et karstologique.

I – LE KARST EN WOEVRE SEPTENTRIONALE

Cette première partie se propose de faire le point des quelques connaissances récemment acquises sur les calcaires oxfordiens des Hauts-de-Meuse, les argiles à intercalations carbonatées de la plaine de la Woëvre, et les calcaires du Bathonien moyen-supérieur.

1. Problème de la karstification des calcaires des Hauts-de-Meuse

Nous avons écrit, dans la première partie de ce travail, que les traces d'une kartogénèse étaient pratiquement absentes des Hauts-de-Meuse.

Quelques découvertes ponctuelles ont pourtant été réalisées ces dernières années et permettent de poser quelques timides jalons. Il faut dire que la prospection du massif est rendue particulièrement difficile par les conséquences des combats de la première guerre mondiale qui ont

bouleversé le terrain et transformé la "Zone Rouge" en un secteur serré de replants résineux.

a) Observations de quelques sites

Sur la limite sud du massif (figure III-1), les travaux de l'autoroute A4 nous ont permis de repérer un petit drain karstique de section quadrangulaire décimétrique, établi dans les calcaires sublithographiques à débits marneux du "Séquanien" basal. Sa partie inférieure était colmatée par un remplissage sablo-argileux sur lequel s'écoulait un mince filet d'eau : aussi ce témoin a-t-il été condamné avant qu'une étude puisse être entreprise. Il confirme toutefois le caractère aquifère et éventuellement karstique des formations de l'Oxfordien supérieur en rive droite de la Meuse.

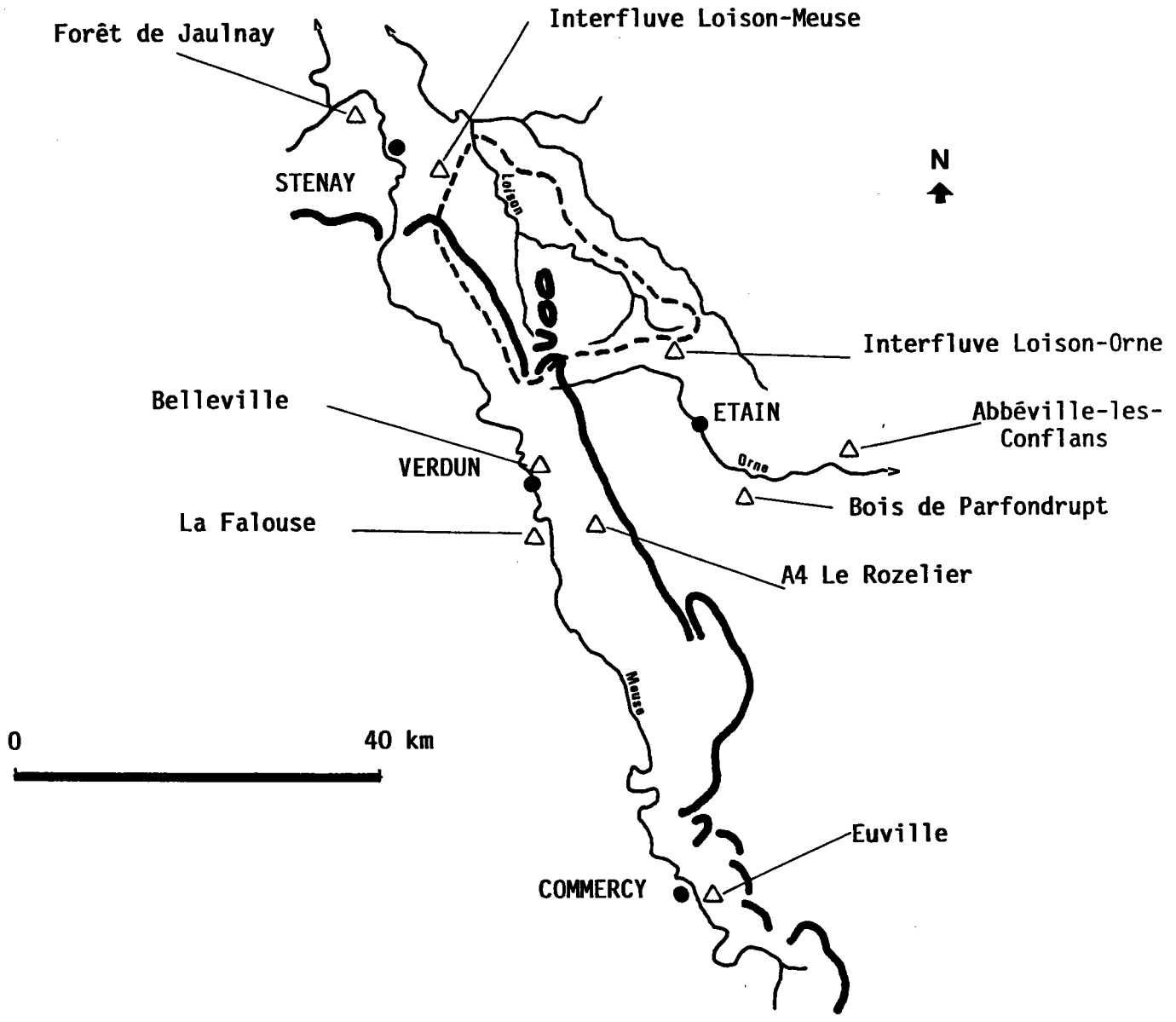
A proximité immédiate, mais en rive gauche du fleuve, on observe sur la commune de Belleray – carrières de la Falouse – de petits conduits karstiques gros comme le poing. Ils ne sont pas drainés et soulignent le contact entre le « complexe récifal supérieur de l'Oxfordien » (J. Hilly, B. Haguenauer 1979) et une biocalcarénite crinoïdique faisant office d'imperméable relatif.

Le front de taille d'une quinzaine de mètres de hauteur est recouvert par « une "terrasse alluviale" sur laquelle les formations fluviatiles ont été remaniées, rubéfiées et fossilisées par la suite par une couverture limoneuse » (D. Harmand 1989) ; il s'agit, d'après cet auteur, de la moyenne terrasse supérieure qui domine la Meuse d'une trentaine de mètres. Elle est antérieure à la capture de la Moselle, attribuée au Riss (J. C. Bonnefont 1975 A-B).

Si l'on se réfère au schéma de la région de Toul (J. C. Bonnefont 1975 A), la moyenne terrasse serait donc d'âge mindélien ; mais les travaux de D. Harmand laissent penser que dans la vallée de la Meuse le « complexe de la moyenne terrasse » pourrait être localement plus ancien, deux « nappes alluviales » ayant pu se déposer, séparées par une phase de creusement.

Quoi qu'il en soit, ce petit karst serait, au plus tôt, attribuable à une phase mindélienne ou à l'interglaciaire Mindel / Riss. Ils auraient permis l'enfoncement de la Meuse et réalisé le gradient hydraulique nécessaire à la karstification. Ce karst aurait été ensuite déconnecté des axes de drainage de la masse calcaire par un enfoncement rapide de la Meuse, jusqu'à la capture de la Moselle.

Fig.III-1 LE KARST EN WOEVRE SEPTENTRIONALE: LOCALISATION DES EXEMPLES ETUDIES.



Cette chronologie qui ne constitue qu'une hypothèse de travail concorderait avec le fait que « l'érosion karstique... est intimement liée aux processus fluviatiles qui déterminent, par l'intermédiaire du creusement des vallées, le niveau de la nappe infrakarstique » (J. F. Tricart 1952). Avec « l'assèchement du climat à l'époque du Riss et du Würm » (J. C. Bonnefont 1975 B), ils auraient bloqué son évolution au Quaternaire récent.

Plus au sud, près de Commercy en rive droite de la Meuse, la visite des carrières d'Euville (B. Caron, A. Blondeau 1991) permet de constater l'existence d'un schéma lithostratigraphique comparable.

Des conduits karstiques, non drainés, affectent la base du complexe récifal inférieur ("argovien"), au contact avec le faciès à entroquite en position "oxfordienne". A la différence de ce qu'on peut observer à la Falouse, le karst d'Euville contient un remplissage décimétrique à horizons alternativement ocres-jaunes et rubéfiés, laissant un espace libre jusqu'à la voûte.

A la sortie nord de l'agglomération verdunoise, la rive droite de la Meuse nous offre un autre exemple plus complexe de karstification de l'Oxfordien. Des décapages effectués au sommet des anciennes carrières de Montgrignon (Belleville-sur-Meuse) ont mis à jour dans les calcaires argileux à pâte fine du "Rauracien" supérieur une paléo-perte dont l'ouverture donnait sur un petit couloir menant au sommet d'un puits aux parois cannelées et cupulées. Le tout a été remblayé par des sables et galets siliceux, des limons à gélifracts et un ensemble d'allure rubéfiée (paléosol ?) emballant une industrie et une faune quaternaire (dent de mammouth etc...). Ce site, qui domine la Meuse d'environ 40 mètres (230 m d'altitude environ), est surmonté quelques mètres plus haut par les restes de la moyenne terrasse supérieure, puis, vers 270 m d'altitude, par les argiles et calcaires du "Séquanien" : il faut y voir là le système aquifère qui a pu alimenter la paléo- perte.

La publication imminente de ce site (D. Henry, Université de Nancy II) permettra de préciser les étapes de remplissage et leur évolution ; elle permettra surtout d'obtenir – sinon des datations absolues – du moins une chronologie relative fine d'un karst oxfordien qui fut vraisemblablement actif au Quaternaire moyen et récent.

b) Essai d'interprétation

En attendant ces précieux résultats, les quatre exemples de karstification oxfordienne montrent :

- qu'il a existé un karst oxfordien, fonctionnel au moins jusqu'au Riss, et peut être encore pendant une partie du Würm ;
- que ce karst n'est plus fonctionnel, et que les conditions hydrogéologiques actuelles ne permettent pas son décolmatage ;
- qu'il s'est surtout développé dans les faciès coralligènes, mais qu'en fonction des conditions locales d'alimentation amont (développement de l'aquifère "Séquanien", compresse humide ou aquifère-relais des systèmes de terrasses) et des conditions de fissuration, il a pu affecter d'autres faciès.

Plusieurs facteurs joueraient donc pour expliquer l'absence de karstification actuelle, ou tout au moins sa localisation présumée à la base de la série oxfordienne.

En premier lieu, l'essentiel semble s'être joué au niveau de la vallée de la Meuse, et plus accessoirement sur le front de la cuesta, car tous deux ont participé à la vidange de l'aquifère oxfordien.

Après avoir marqué un long palier dans l'encaissement de sa vallée (jusqu'au Mindel ? – J. C. Bonnefont 1975, D. Harmand 1989), la Meuse s'est enfoncée plus rapidement ; puis après avoir encore déblayé les alluvions du paléo-talweg de la "Moselle-Meuse", elle s'est mise à remblayer lors du Quaternaire récent et de l'Holocène.

En liaison avec le rythme variable de la surimposition du fleuve, la nappe oxfordienne a pu connaître des phases de stabilisation et servir à plusieurs reprises de niveau de base à la karstification ; mais la tendance générale étant à l'encaissement, ces drains sont aujourd'hui non fonctionnels et souvent fossilisés par un important colmatage.

En revanche, la fin de l'encaissement mosan depuis le Quaternaire récent peut reconstituer, sous les alluvions du fond de vallée, un nouveau front souterrain de corrosion : les observations des hydrologues concorderaient avec la réalisation de cette nouvelle phase de karstification.

En second lieu, les conditions d'alimentation de l'aquifère oxfordien sont devenues rapidement médiocres en rive droite du fleuve : l'étroitesse des Hauts-de-Meuse n'offre plus – en dépit de précipitations localement renforcées par le relief – qu'un impluvium de faible envergure du fait de la réduction de la couverture "séquanienne".

Cet aquifère "Séquanien" est aujourd'hui réduit en extension et en puissance, et l'alimentation presqu'uniquement pluviale des calcaires sous-jacents :

- ne profite plus ni d'apports complémentaires, ni d'une concentration du ruissellement sur quelques fissures ou ouvertures privilégiées,
- ne profite plus de l'effet de la compresse humide qui étalait les apports hydriques dans le temps.

Aujourd'hui, la surface et le temps de contact eau / roche sont accrus par la traversée d'une puissante zone non saturée (80 à 100 m d'épaisseur) :

- l'énergie mécanique des circulations se disperse en frottements le long des innombrables fissures, et le paléo-karst ne peut être décolmaté,
- la saturation des eaux l'emporte sur leur agressivité et un karst éventuel ne peut se développer qu'à proximité du mur imperméable qui recueille le maximum d'écoulements, c'est-à-dire en fond de vallée.

En l'état actuel de nos connaissances fort réduites, le karst des Hauts-de-Meuse apparaît étroitement lié aux fluctuations de la nappe oxfordienne et au décapage de la couverture semi-perméable "séquanienne".

2. Mardelles ou "mares" de la Woëvre

En Lorraine, ces formes particulières sont assez répandues, et localement elles peuvent être associées et former de véritables "champs de mardelles".

a) Définition

« Les mardelles ou "mares" de Lorraine ont fait déjà couler beaucoup d'encre... Par "mardelle" on entend généralement des excavations en forme d'entonnoir, le plus souvent circulaires, quelquefois ovales, aux dimensions très variables, entre 1,50 m et 60 m de diamètre. Souvent en groupe... quelquefois remplies d'eau, elles ont une profondeur qui varie de 1 à 5 m » (W. Delafosse, H. Guyot, A. Bellard 1932).

Elles se concentrent très nettement dans les régions à roches non consolidées et à caractère imperméable accusé, comme par exemple les

« mardelles de la Woëvre où affleurent les marnes oxfordiennes et calloviennes » (G. Colin et A. Godard 1962).

Deux remarques préalables s'imposent, à la lecture de ces deux articles, résumant les observations réalisées sur les confins orientaux et occidentaux de Lorraine :

- implicitement les auteurs différencient les dolines caractérisant les faciès calcaires, des mardelles caractéristiques des faciès peu ou non carbonatés ;
- les auteurs du second article – qui géographiquement nous intéresse plus particulièrement – reprennent, pour désigner le substratum de la Woëvre, le terme de marnes qui nous semble impropre. Le terme d'argiles (Argiles de la Woëvre) nous paraît plus adéquat et confère une plus grande originalité aux mardelles.

Nous nous tiendrons à ces distinctions, réservant le terme de mardelles aux dépressions naturelles caractéristiques d'un substratum lithologique à dominante non carbonatée. Nous nous éloignons ainsi de la proposition retenue par la Commission Française des Phénomènes Karstiques (1972), pour laquelle une mardelle est une « doline... enrobée de dépôts superficiels argileux imperméables ».

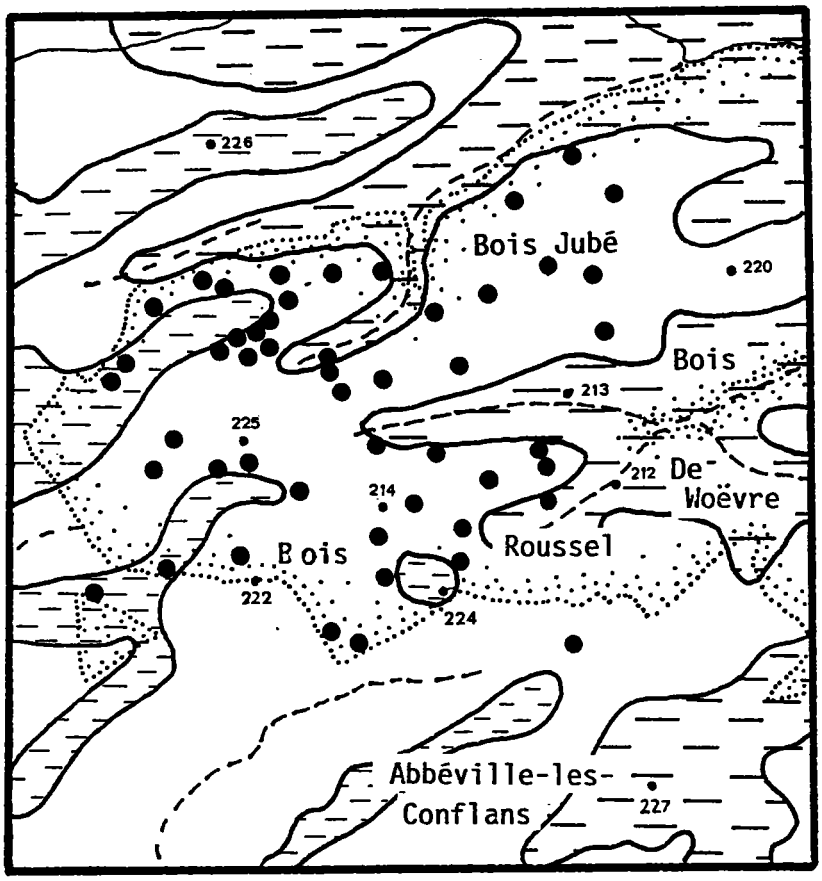
Nous exclurons enfin de cette étude les soi-disant mardelles résultant de la retouche naturelle d'excavations d'origine anthropique (anciens abreuvoirs, trous d'obus, fosses d'exploitation d'argile, "fonds de cabanes" ou autres). Ces formes existent, c'est indéniable, et c'est ce qui a fait couler beaucoup d'encre.

b) Observations et interprétation

Ceci étant, la question de l'origine des mardelles en Woëvre septentrionale – karst ou pingo périglaciaire – ne pose aucun problème particulier, comme va le démontrer en premier lieu un exemple tiré de l'article de Colin et Godard réexaminé à la lumière des nouveaux levers de la carte géologique 1/50.000e de Briey (1982).

La réinterprétation du site ("complexe d'argiles et marnes bathoniennes" de la région d'Abbéville-lès-Conflans - figure III-2), fait apparaître que les mardelles se localisent essentiellement sur « une alternance de marnes noires ou grises et de bancs de calcaires argileux finement cristallins, parfois coquilliers » de 5 m d'épaisseur maximum : il s'agit de la Caillasse à Rhynchonelles.

Fig.III-2



0 1 KM

(d'après G.Colin et A.Godard 1962,et la deuxième édition de la carte géologique au 1/50 000 ème Briey,1982)

Marnes à Rhynchonelles supérieures

Caillasse à Rhynchonelles

Marnes à Rhynchonelles inférieures

----- Cours d'eau

Forêt

● Mardelle

Ce niveau est encadré par les Marnes à Rhynchonelles supérieures et inférieures plus argileuses et peu ou pas consolidées. Les dépressions cartographiées sont bien des mardelles dont la genèse est liée à la présence d'un ou de plusieurs bancs de calcaire minces, sièges de circulations souterraines.

La figure III-2 montre en effet que ces mardelles :

- se localisent le plus souvent en tête d'un réseau hydrographique temporaire, car lié au faible développement des bancs calcaires,
- qu'elles dominent ce réseau de quelques mètres, ce qui suffit à générer un gradient hydraulique indispensable à la circulation de l'eau souterraine,
- qu'elles peuvent affecter parfois la formation non carbonatée sus-jacente.

Il s'agit donc de formes de suffosion affectant un micro-karst couvert.

L'interfluve Loison-Orne (P. Gamez – F. Hall 1991) nous en offre un second exemple démonstratif (Figure III-3 a et b). Les collines argileuses du Callovien inférieur – en milieu essentiellement forestier – sont ponctuées de mardelles qui se localisent sur des replats étendus ou restreints à une rupture de pente sous un sommet. Elles forment en Forêt Domaniale de Spincourt trois ensembles qui s'étagent à 245 m, 230 m et 220 m d'altitude. Elles correspondent à autant de niveaux de Pierre d'Eau qui drainent la masse sableuse gypsifère des Argiles de la Woëvre.

A proximité, dans le Bois de la Viécourt, le drainage de la masse argileuse par l'induration calcaro-gréseuse, est efficace, et garantit à la mardelle un plan d'eau permanent dont les fluctuations ont créé une incision vers l'aval.

Il s'en échappe un ruisselet temporaire qui imbibe le versant et favorise les mouvements de masse. La cicatrice d'un arrachement, en recoupant la Pierre d'Eau, a évolué en seconde mardelle à alimentation double :

- autonome par le niveau calcaire recoupé,
- assistée par les débordements de la mardelle supérieure.

En période humide, ce système alimente en contre-bas immédiat le karst de la Dalle d'Etain.

De ces exemples, il est possible de retenir une deuxième caractéristique de localisation des mardelles ; elles sont aujourd'hui une forme essentiellement liée à la présence de la forêt qui fournit le CO_2 biologique et les acides humiques favorisant la corrosion des minces intercalations carbonatées.

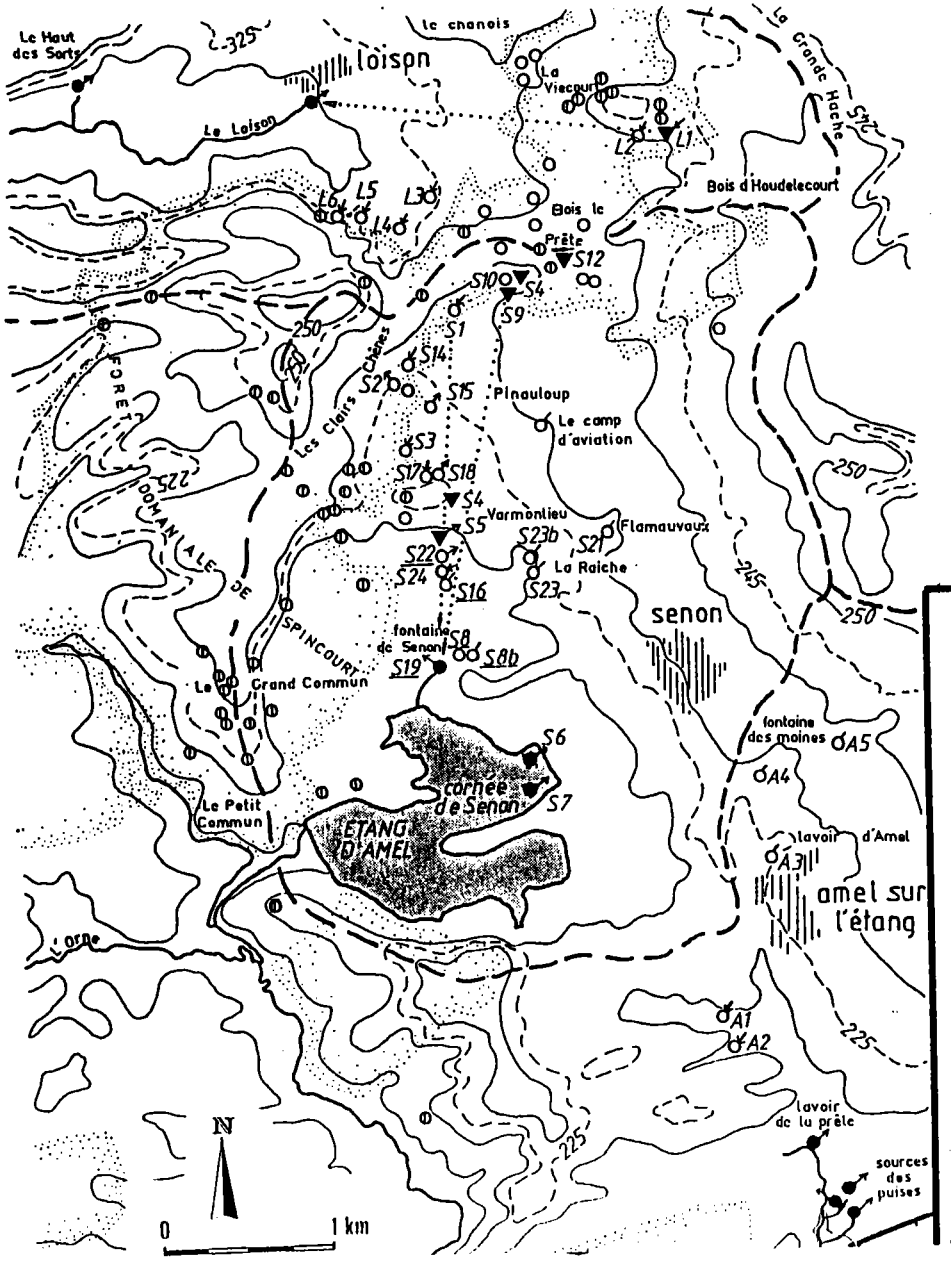


Fig.III-3a FORMES KARSTIQUES ET EMERGENCES DU BASSIN-VERSANT DE L'ETANG D'AMEL (interfluve Loison-Orne)

- limites de bassin-versant topographique
- agglomération
- forêt
- courbe de niveau
- courbe intercalaire de 225 et 245m
- faille
- émergence pérenne
- émergence temporaire
- mardelle
- doline
- doline-perte
- doline émissive
- gouffre
- gouffre-émissif
- gouffre-perte
- traçage
- S5 point d'observation du traceur

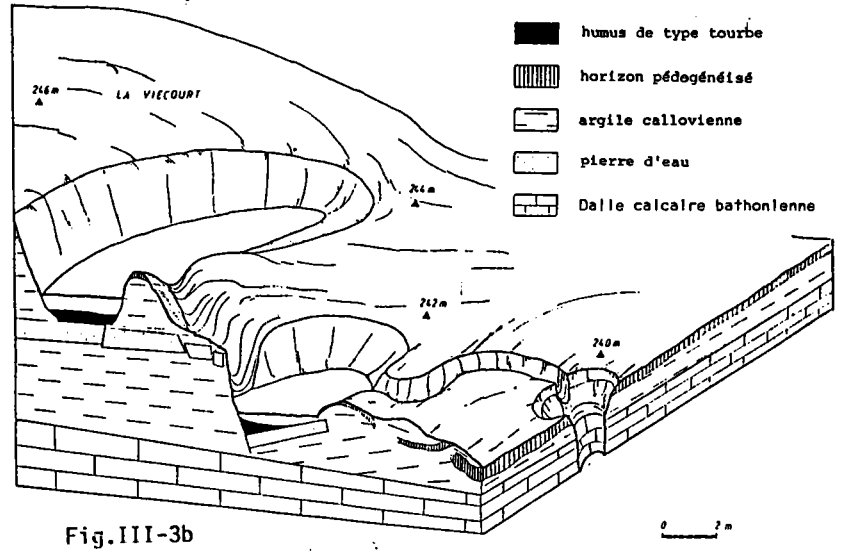


Fig.III-3b

ASSOCIATION DE MARDELLES ET DE GOUFFRES EN FORET DE VIECOURT

Un repérage plus large de ces formes montre qu'elles caractérisent, en Woëvre septentrionale, les secteurs de transit des sédiments quaternaires, au détriment des zones d'accumulation. Elles sont par exemple pratiquement absentes de la vallée de la Thinte parce que :

- l'armature des Argiles de la Woëvre est plus fréquente dans le Callovien inférieur,
- la présence de forts recouvrements de grève calcaire permet une rapide saturation des eaux de percolation qui ne corrodent guère les Pierres d'Eau.

Si elles sont absentes des zones de labours, on peut penser que c'est également en raison de leur fragilité qui les expose à un rapide effacement par les travaux agricoles. Quoiqu'il en soit, les mardelles caractérisent un micro-karst vert.

Enfin, dernière caractéristique, ce sont des formes récentes qui caractérisent, on vient de le voir, les secteurs morphologiques de transit. C'est ainsi qu'au sud-ouest d'Etain, dans le Bois de Parfondrupt (Colin-Godard 1962), les mardelles jalonnent entre 205 et 215 m d'altitude des niveaux de "terres blanches" – limons argileux décarbonatés – attribués au Würm récent (P. Géhin – M. Sary 1979).

Les mardelles de la Woëvre septentrionale sont donc des formes fragiles d'un micro-karst couvert, forestier et récent. Leur grand nombre (plus de 10.000 dans le seul département de la Moselle d'après Delafosse, Guyot et Bellard) montre qu'à l'époque actuelle « le système d'érosion tempéré... est caractérisé... par une érosion chimique, qui, bien que moins développée que sous les climats plus chauds, joue cependant un rôle primordial » (J. Tricart 1952).

Cette érosion chimique, indissociable du modelé karstique, peut se développer dans des unités calcaires de très faible épaisseur (ordre décimétrique) et sous un gradient hydraulique faible (ordre métrique à décamétrique).

Les mardelles témoignent également de la réalité des circulations hydriques dans un matériau généralement considéré comme globalement imperméable. Mais une spécificité de la Woëvre septentrionale – le Callovien inférieur plus particulièrement – est de posséder des argiles à texture sableuse et micacée comportant un matériau très hydrophyle (le gypse) et de véritables mèches (les Pierres d'Eau).

Formes fragiles, que quelques labours peuvent effacer et que des mouvements de masse peuvent probablement niveler, elles ne sauraient être antérieures à la dernière période froide. Il est en effet difficile de concevoir :

- que les circulations souterraines qui les engendrent sous une faible épaisseur d'un matériau très hydrophyle aient pu se maintenir en période de gel intense,
- que les phases de réchauffement des différents cycles quaternaires aient permis le maintien de ces formes sur un matériau sensible à la gélifuxion.

Il semble donc que ces formes soient essentiellement d'âge Holocène.

3. Karsts bathoniens

Depuis leur apparition à Etain, les calcaires bathoniens courent en limite sud-est et est du bassin-versant du Loison, puis suivant l'inflexion générale des auréoles jurassiques, franchissent la Meuse vers Stenay et s'étendent vers l'ouest en rive gauche du fleuve.

Ils couvrent donc des secteurs d'évolution morphologique variée et les karsts qu'ils recèlent s'en ressentent. Nous en présenterons trois exemples qui nous paraissent caractéristiques de cette diversité et posent des problèmes d'évolution différents.

a) Karst de l'interfluve Loison-Orne

Le premier exemple concerne le karst de l'interfluve Loison-Orne (figure III-1, P. Gamez et F. Hall 1991).

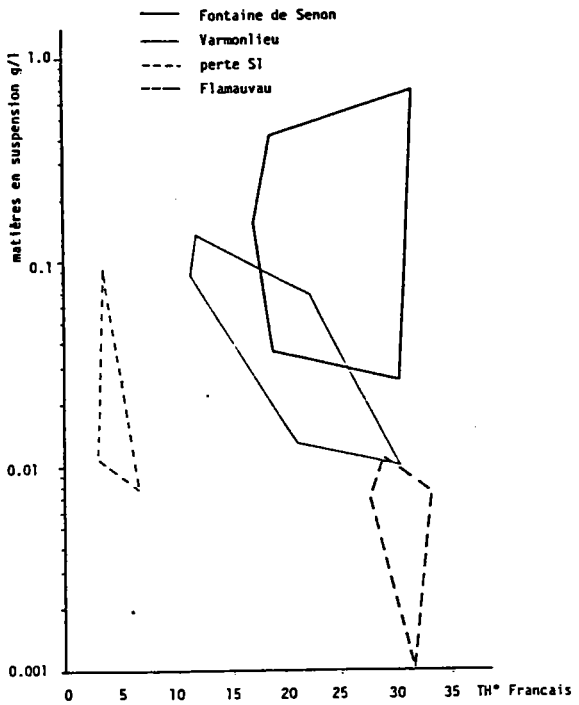
Comme les autres cas présentés, il est représentatif du karst couvert bathonien de Woëvre septentrionale :

- géologiquement par sa couverture callovienne reposant sur la Dalle d'Etain calcaire,
- morphologiquement par l'assujettissement des formes karstiques de surface (dolines, gouffres, pertes d'eau), au contact stratigraphique pré-cité,
- hydrologiquement par l'existence d'écoulements souterrains associant une hydrodynamique de nappe à une hydrodynamique karstique.

D'un point de vue particulier, le karst de l'interfluve Loison-Orne est unique par son rattachement au bassin mosellan via l'Orne, et original par son évolution.

Il forme tout d'abord une percée hydrogéologique classique associant des pertes d'eau, un écoulement souterrain et des résurgences.

PLAGES DE VARIATIONS DES TENEURS EN CARBONATES ET EN MATIERES EN SUSPENSION DE QUELQUES EMERGENCES DU BASSIN-VERSANT DE L'ETANG D'AMEL (janvier-mars 1990)



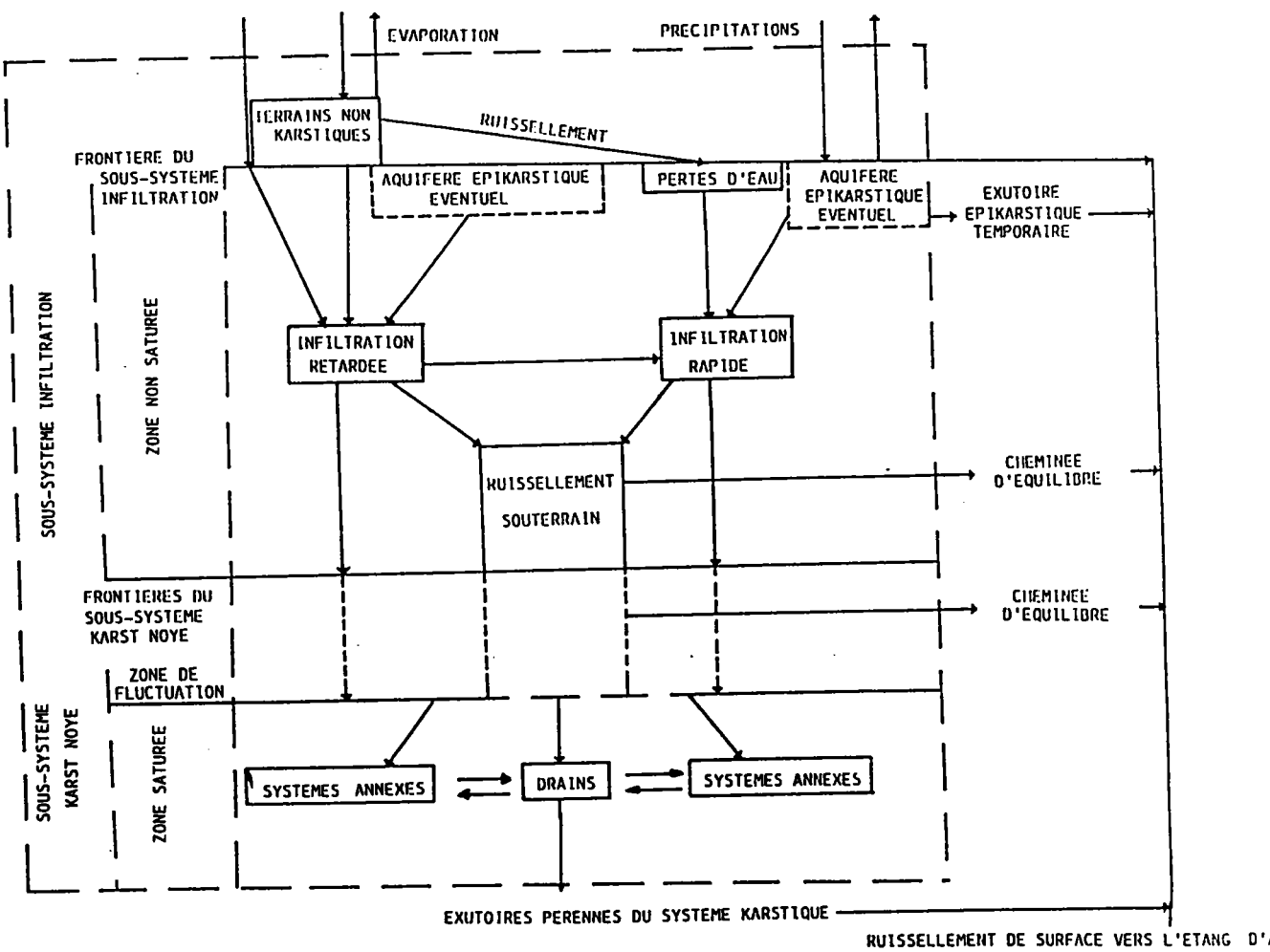


Fig.III-5 SHEMATISATION DES ECOULEMENTS DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'ETANG D'AMEL (interfluve Loison-Orne)

Le fonctionnement actuel de cette percée permet de distinguer une organisation longitudinale particulière en trois zones :

- à l'aval, le barrage hydraulique de l'étang d'Amel (figure III-3a) a entraîné la submersion de la zone d'évacuation. Les émergences naturelles (56-57) sont aujourd'hui situées sous le plan d'eau artificiel. Hormis en période d'à-sec, on ne constate d'écoulement que dans la Fontaine-lavoir de Senon (S19). La faiblesse de ses débits (60 à 0,1 l/s), sa forte minéralisation et sa forte turbidité hivernale (figure III-4) montrent qu'elle ne fait qu'écréter les écoulements du karst et de la zone calcaire noyée.

  Ce barrage favorise l'extravasement des eaux par des dégorgeoirs temporaires faisant office de cheminées d'équilibre, telles les dépressions S8 - S8 bis - S16 - S22 faiblement marquées à la surface du calcaire ;
- une zone de ruissellement souterrain voit ses écoulements bloqués à leur tour par la recharge hivernale de la zone d'accumulation des eaux. De simples fissures, ou des gouffres, qui ne sont en été que de simples regards non actifs, se transforment en hiver en dégorgeoirs. A Varmonlieu (S5) les fortes amplitudes des charges dissoutes et en suspension prouvent la double alimentation, karstique et de nappe, de ce gouffre ;
- une zone amont qui est alimentée par des pertes, recueille le ruissellement des argiles en milieu forestier. Ces eaux sont faiblement minéralisées et faiblement turbides (S1). Pourtant ces pertes d'eau sont colmatées et débordent régulièrement pour engendrer des circulations en surface de la Dalle d'Etain. Comme sont également colmatées les dépressions formées (S9 - S10) ; mais l'ennoyement per-ascensum de leur fond prouve qu'il s'agit de formes fossiles qui restent en continuité hydraulique avec la zone de ruissellement souterrain engorgée.

L'arrêt des précipitations, la diminution des apports de surface permettent successivement :

- le dénoyage rapide de S9 et S10, puis de la perte S1,
- le tarissement des dégorgeoirs de la zone de ruissellement souterrain (S5),
- le tarissement plus tardif des émergences de la zone d'accumulation (S8-8 bis – 16 et S22), en liaison étroite avec les variations géométriques et volumiques de la zone noyée.

Cette zonation latérale correspond à une zonation verticale qui répond à la notion de système karstique proposée par A. Mangin (1974-75). On retrouve effectivement du haut vers le bas (figure III-5) :

- des apports non karstiques ruisselant sur les argiles calloviennes, typiques d'un karst couvert,
- un sous-système d'infiltration comportant un aquifère épikarstique (Flamauvau - S21) à débits modestes, avec une minéralisation élevée et stable, une turbidité faible. Ces apports d'infiltration lente se conjuguent aux apports de l'infiltration rapide (ouvertures karstifiées) pour donner un ruissellement souterrain,
- un sous-système de karst noyé à drains karstifiés transmissifs, évacuant le ruissellement souterrain temporaire et l'eau de systèmes annexes capacitifs. Ces derniers contribuent ainsi à la pérennité des écoulements de certaines émergences (S6 - S7 - S19). Une zone de fluctuation verticale, dont le niveau dépend de l'état hydrologique du système, ménage la transition entre les deux sous-systèmes.

Ces caractéristiques hydrologiques et morphologiques nous paraissent imputables à des modifications récentes, d'origine anthropique, d'une dynamique originelle.

La dynamique originelle, active, explique :

- le décapage important du couvert argileux réduit le plus souvent à moins de quinze mètres,
- la présence de nombreuses dépressions fermées et d'une organisation des circulations de type karstique,
- le rattachement de ce petit bassin-versant de 11 km^2 au niveau de base mosellan ainsi que sa localisation dans un secteur morphologique d'entaille du substrat et de transit des matériaux périglaciaires.

Mais cette dynamique nous semble avoir été récemment modifiée par des facteurs essentiellement anthropiques qui sont :

- une importante déforestation qui pourrait remonter aux premiers siècles de notre ère (importante agglomération gallo-romaine à Senon). Elle se serait poursuivie au Moyen-Age, accompagnée de surpâturage, comme l'atteste la toponymie partiellement reportée sur la figure III-3a (Les Clairs Chênes, la Grande Hache, le Chanois, le Haut des Sorts, le Bois d'Houdelaucourt, la Tranchée

du Pâtis...). La conséquence en serait la destabilisation des versants argileux et le colmatage des ouvertures et drains karstiques ;

- l'installation vers 1280 de l'étang d'Amel profitant, sur son substrat calcaire et non argileux comme ailleurs en Woëvre, des émergences naturelles du système karstique (S6-S7). Les écoulements souterrains sont aujourd'hui bloqués par le mur hydraulique de l'étang.

Ce karst artificiellement barré, venant après l'étude de la localisation particulière des mardelles *(supra)* illustre bien le propos selon lequel « c'est dans le sens d'une interaction, aux composantes multiples, que nous devons chercher les rapports écologiques entre l'homme et le milieu » (J. Nicod 1972).

b) Karst de l'interfluve Loison-Meuse

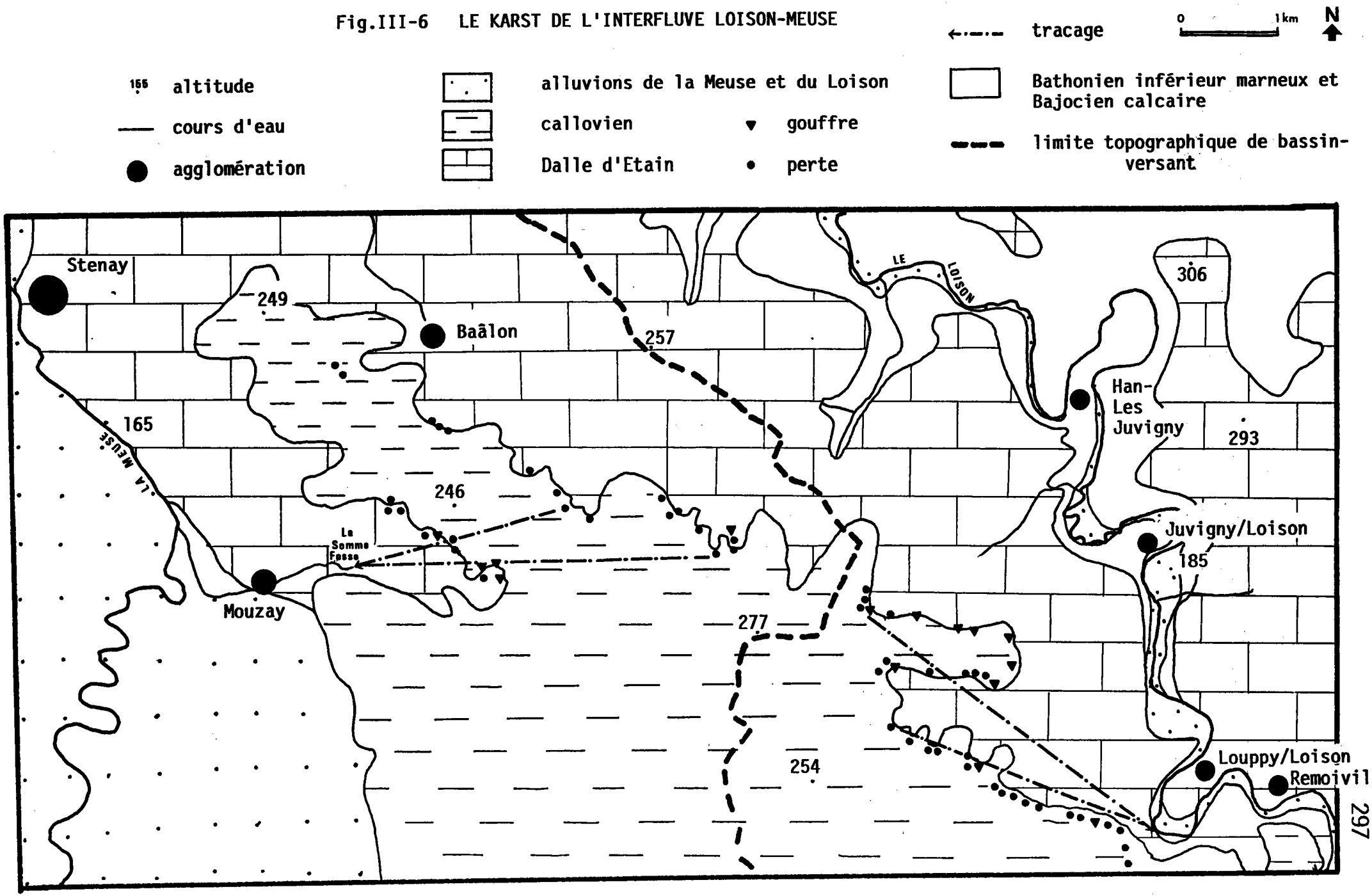
Le deuxième exemple de karst bathonien a trait au karst de l'interfluve Loison-Meuse (figure III-1).

Dans cette région, la Dalle d'Etain a été différemment karstifiée selon qu'on l'observe côté Loison ou côté Meuse (figure III-6). Côté Loison, les phénomènes karstiques dominent la seule résurgence connue, à Louppy-sur-Loison, de 40 à 60 mètres. Ils y ont une ampleur et des caractéristiques que l'on ne trouve pas sur l'interfluve Loison-Orne :

- dolines et dolines-pertes atteignent parfois 50 m de diamètre, et s'enfoncent d'abord de 5 à 10 m dans la couverture argileuse, puis dans les calcaires sur une quinzaine de mètres ;
- les regards (gouffres ouverts) sont une forme fréquente, tandis que nombreuses sont les pertes d'eau pénétrables qui conduisent rapidement à un cran de descente, comme par exemple à la Grotte du Siphon (figure III-7) ;
- les écoulements dans les ravins qui entaillent les versants argileux ont créé en pied de versant de véritables vallons aveugles. Ces ruisseaux temporaires n'atteignent plus que très rarement la contre-pente d'aval ; la perte des eaux s'effectue aujourd'hui une bonne centaine de mètres à l'amont.

Ceci témoigne d'un recul généralisé des versants et des pertes d'eau sous l'effet d'un niveau de base actif. Comme dans le cas de la Grotte du Siphon, nombreuses sont les anciens points d'absorption dont les entrées actuellement pénétrables ne sont plus drainées.

Fig.III-6 LE KARST DE L'INTERFLUVE LOISON-MEUSE



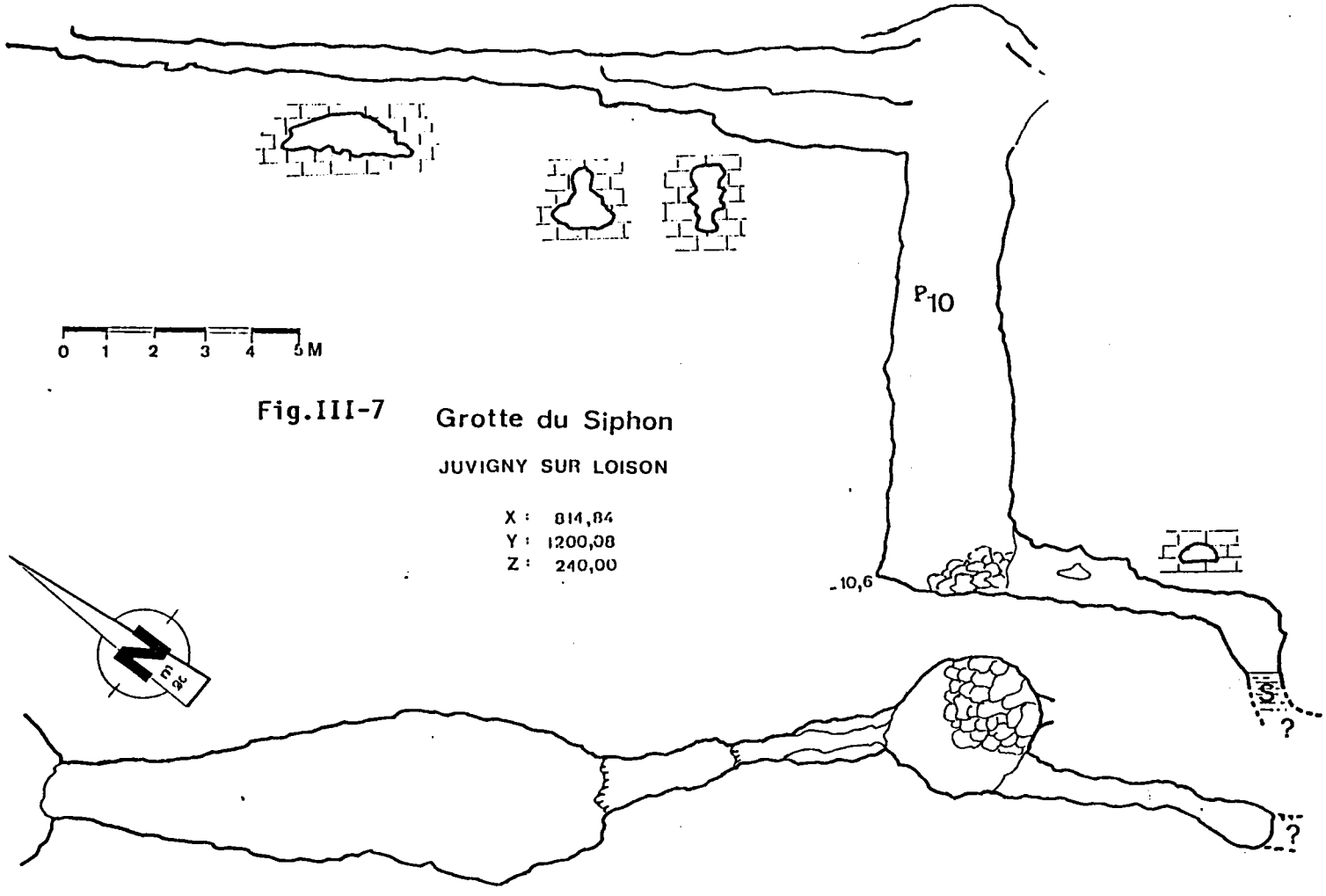


Fig.III-7 Grotte du Siphon

JUVIGNY SUR LOISON

X : 814,84
Y : 1200,08
Z : 240,00

USBL.SPELEO 02.09.90

Côté Meuse par contre, dolines et pertes colmatées sont la forme dominante, tandis que les gouffres ouverts sont rares. Tous ces phénomènes ont une taille réduite pratiquement de moitié par rapport à celle que l'on rencontre côté Loison, et les écoulements sur versants argileux courent jusqu'au bout des vallons aveugles. Tous ces phénomènes dominent la seule résurgence connue à ce jour (la Somme-Fosse) d'une trentaine de mètres seulement, et la Meuse d'une quarantaine de mètres.

Plusieurs facteurs peuvent expliquer une dynamique qui semble plus active côté Loison que côté Meuse, alors que le premier coule à 180-185 m d'altitude environ, et que la seconde a établi son lit à 166-170 m d'altitude.

Sorti de la cuesta oxfordienne à Dun-sur-Meuse, le fleuve s'écoule ensuite sur les argiles calloviennes puis à la surface de la Dalle d'Etain qu'il entame sur moins de 10 m d'épaisseur : son alimentation et son aptitude au creusement s'en trouvent donc réduites.

En amont-pendage, le Loison profite par contre de conditions structurales, morphologiques et hydrodynamiques plus favorables. La remontée des assises bathoniennes sur le flanc nord du synclinal de Luxembourg, dans une zone affectée par le soulèvement ardennais (axe de soulèvement de Montmédy), fait qu'il s'est surimposé sur la Dalle d'Etain. Celle-ci est donc perchée sur une partie de son cours et se déverse en rive droite, déborde en rive gauche. Des conditions morphologiques et rhéologiques, résumées sur la figure II-19, déterminent un régime de détente en rive gauche de la rivière et de compression sous les 50 à 60 m d'argiles de l'interfluve. Cette compression favorise l'imperméabilisation relative de la série carbonatée vers l'ouest et la Meuse. De ce fait les écoulements souterrains peuvent se faire vers le Loison, bassins-versants topographiques et hydrogéologiques semblant confondus comme l'indiquent les traçages réalisés (figure III-6).

Ce second exemple démontre que les conditions de réalisation d'un niveau de base fluvial sont fondamentales pour l'organisation des écoulements et du relief karstiques, mais que conditions structurales et morphogénétiques de surface peuvent en contrebalancer les effets.

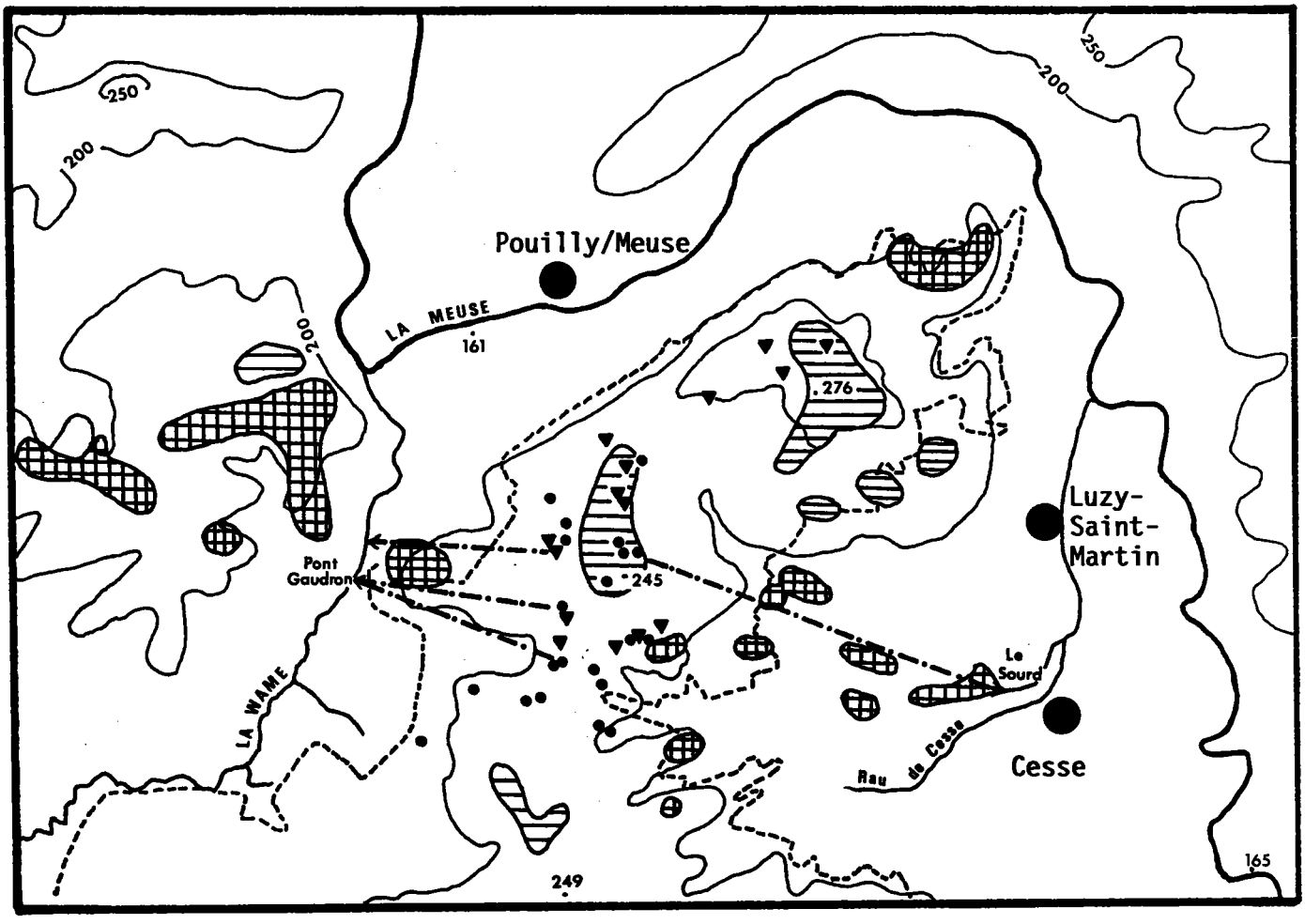
Le troisième et dernier exemple de karst bathonien en Woëvre septentrionale sera pris en rive gauche de la Meuse, à l'aval du précédent (figure III-1).

c) Karst de la forêt de Jaulnay

Le karst de la forêt de Jaulnay a été découvert il y a peu de temps par le Groupe Spéléologique des Ardennes (G.S.A.) qui a courtoisement accepté de nous associer à ses premières recherches.

LE KARST BATHONIEN DE LA FORET DE JAULNAY

— 100 — courbe de niveau
165 altitude
forêt
localité
perte d'eau
gouffre
tracage
hautes terrasses
complexe de la moyenne terrasse



Il occupe une position de lobe de méandre encaissé entre 200 m d'altitude au sud et 276 m au nord, la Meuse s'écoulant entre 165 et 167 m d'altitude. Il est en partie longé à l'ouest par la Wame, et à l'est par le Ruisseau de Cesse (figure III-8).

La Meuse y a entaillé toute la série stratigraphique du Callovien au Bajocien moyen, et contrairement à ce qu'indique la carte géologique (1/50.000e Montmédy-Francheval 1982), le lobe de méandre est encore recouvert par les Argiles de la Woëvre sur lesquelles D. Harmand a pu retrouver des éléments des hautes terrasses du fleuve (attribuées sans plus de précision au Quaternaire ancien).

En contre-bas (30 à 50 m selon les endroits) subsistent des placages attribués au complexe de la moyenne terrasse.

Les émergences connues se situent au niveau des alluvions de la moyenne terrasse inférieure (le Sourd) et pour l'autre au niveau des alluvions de la moyenne terrasse supérieure (Pont-Gaudron). Nous aurions donc eu un décapage partiel des argiles au Quaternaire ancien, la Meuse étant encore peu encaissée et coulant dans une vallée large et pratiquement rectiligne, puis un enfoncement progressif avec réalisation du méandre au Quaternaire moyen et récent. La karstification de ce petit massif n'intervient, au mieux, qu'après le dépôt de la haute terrasse et son entaille, et plus vraisemblablement en relation avec le complexe de la moyenne terrasse.

Les phénomènes karstiques se distribuent en fonction de la morpho-structure.

Au nord, là où les dépôts alluviaux sont les plus anciens et où le toit du Bathonien est à 100 m au-dessous de la Meuse, les dépôts alluviaux sont les plus anciens et souvent les plus minces, et le recouvrement callovien n'excède pas une dizaine de mètres au maximum. Les phénomènes karstiques ne sont plus fonctionnels, et ne sont plus représentés que par de rares gouffres et une grande quantité de dolines, ainsi que par quelques mardelles. En allant vers le sud, les phénomènes karstiques suivent le plongement général des couches, accéléré ici par une flexure :

- le recouvrement callovien atteint 20 à 25 m de puissance,
- les dépôts alluviaux sont plus discontinus mais peuvent atteindre localement 2 m d'épaisseur,
- les gouffres-pertes et les dolines-pertes temporaires sont plus nombreux.

La présence de ces dépôts alluviaux siliceux coiffant le Callovien drainé par des Pierres d'Eau, renforce l'effet de compresse humide sur la formation calcaire.

Les incertitudes de la carte géologique et notre manque de connaissances précises relatives à ce petit massif rendent pour l'instant peu compréhensibles les modes de fonctionnement de l'aquifère karstique et la genèse des phénomènes associés.

Signalons simplement que quelques membres du G.S.A. ont pu constater à leurs dépens (juillet 1988) qu'un réseau à polypuits parallèles connaissait des mises en charges d'une soixantaine de mètres en l'espace de deux heures. Outre la brutalité et l'ampleur d'un phénomène auquel les karsts lorrains ne nous ont pas accoutumés, on notera que la Dalle d'Etain est donnée dans cette région pour une trentaine de mètres d'épaisseur !

Conclusion

Quoi qu'il en soit exactement, le karst de la Forêt de Jaulnay confirme :

- que les karsts de Woëvre septentrionale sont ou ont été du type karst-couvert,
- que cette couverture sédimentaire ou détritique fournit actuellement l'essentiel des apports hydrologiques,
- que son absence ou sa forte réduction signifient le plus souvent la décrépitude des formes et circulations karstiques,
- que la réalisation d'un fort gradient hydraulique détermine largement, en liaison avec la couverture, les grandes modalités de la karstification.

Les niveaux de terrasses alluviales de la Meuse représentent donc une magnifique opportunité de calage, même encore grossière, des différents karsts inédits et peu explorés qui confinent à la Woëvre septentrionale. L'étude plus fine de leurs interrelations devra être plus poussée à l'avenir.

Nous voudrions insister sur le fait que plus on serre de près l'axe de drainage régional majeur qu'est la Meuse, et plus les phénomènes karstiques paraissent être anciens. Ceci est à rapprocher de trois observations formulées par D. Harmand (1989).

La première est qu'avant de se surimposer sur le revers oxfordien, la Meuse aurait été successivement adaptée aux lignes de cuesta qu'elle dégageait sur sa rive gauche : cuesta du Turonien, d'Argonne, du Portlandien puis du "Séquanien".

La seconde remarque découle en partie de la première : plus on va de l'amont vers l'aval et de l'est vers l'ouest, plus les alluvions anciennes ont été conservées à des altitudes relatives fortes au-dessus du fleuve.

La troisième est que la Meuse aurait longtemps coulé à une altitude sub-égale, puis très légèrement inférieure à celle des Hauts-de-Meuse, avant de connaître une phase d'enfoncement rapide.

D'où l'idée d'un dégagement rapide et "récent" de la cuesta oxfordienne, selon une argumentation que l'on trouvera dans l'ouvrage cité. Si cette argumentation se vérifiait, les karsts de la Woëvre septentrionale, et plus particulièrement ceux du bassin du Loison seraient "récents".

Constatons simplement que les mardelles du Callovien sont vraisemblablement post-glaciaires, que le karst de l'interfluve Loison-Orne est typé par un environnement morphologique attribué au Quaternaire récent, et que l'émergence du karst de l'interfluve Loison-Meuse se trouve, côté ouest, à la même altitude que les alluvions contemporaines de la capture de la Moselle.

II – LE KARST DE L'INTERFLUVE LOISON-OTHAIN

L'interfluve Loison-Othain forme, après les Hauts-de-Meuse et la dépression de Woëvre, le troisième type de milieu particulier du bassin du Loison en Woëvre septentrionale.

Il développe une originalité géologique marquée par de forts contrastes lithologiques entre les argiles calloviennes tendres, globalement imperméables, et le calcaire de la Dalle d'Etain résistante et globalement perméable.

Le jeu d'une tectonique complexe conditionne le comportement hydrogéologique du substratum et détermine une hydrographie particulière (cf. : première partie de ce travail). Ceci favorise le développement d'une morphogénèse d'entaille différente de celle de la plaine de la Woëvre.

La mise à l'affleurement des calcaires bathoniens détermine une karstogénèse active qui s'inscrit à son tour dans la dynamique d'entaille.

1. La morphostructure de l'interfluve Loison-Othain

Après avoir étudié les grands traits du relief, nous insisterons plus particulièrement sur l'influence déterminante de la structure, avant d'étudier les caractéristiques des principaux éléments du relief.

a) Les grands traits du relief

L'interfluve Loison-Othain est constitué d'un ensemble de collines reliées entre elles par des cols plus ou moins étroits. Les versants aboutissent soit directement au fond des talwegs, soit sur des replats qui dominent d'une hauteur variable les fonds d'entailles (annexe III-1). Deux secteurs se différencient nettement à l'amont et à l'aval de Dombras.

A l'aval, les sommets des collines ont des altitudes sub-égales de l'ordre de 280 m. Les versants se raccordent au fond des vallées par un replat intermédiaire. Côté Loison, il affecte souvent la forme d'un glacis, entre 220 et 200 m, qui se raccorde aux vallées par un petit ressaut de quelques mètres ; côté Othain, il forme l'amorce d'un plateau fortement entaillé par les affluents de rive gauche et, entre 260 et 280 m d'altitude, il domine la rivière de plus de 60 m.

A l'amont de Dombras, les sommets s'abaissent vers 260 m d'altitude. Côté Loison, les versants se raccordent directement au fond des vallées vers 200-205 m ; côté Othain, ils se raccordent à un plateau qui, vers 240-250 m d'altitude, domine la rivière d'une trentaine de mètres.

La dissection de l'interfluve présente également des différences significatives. Dans la zone amont elle se fait par l'intermédiaire de vallons rectilignes à versants raides. Dans la zone aval, l'originalité des entailles tient à leur forme évasée en vastes amphithéâtres cernés par les collines argileuses, dans les flancs desquelles s'inscrivent des formes secondaires en hémicycles appelées rondvaux ou fond de vaux.

Côté Loison, le fond de ces amphithéâtres est entaillé par des vallons à faible encaissement dont les interfluves déterminent des glacis. Du côté Othain, où ces dépressions sont plus largement ouvertes sur l'amorce du plateau, les vallons sont nettement plus encaissés.

Les versants de l'interfluve sont plus raides côté Othain où ils forment un véritable talus dominant l'amorce de plateau, alors que côté Loison ils affectent le plus souvent une forme convexe.

b) L'influence de la structure

Deux coupes, l'une transversale à l'interfluve, l'autre parallèle, vont nous permettre de présenter les grands traits de la morphostructure de cette région.

Morphostructure transversale

La coupe de la figure I-8A, établie en aval de Dombras, entre Dimbley et Rupt-sur-Othain, montre les principaux éléments morphostructuraux de l'interfluve.

Côté Othain, ceux-ci sont largement déterminés, comme dans tout ce secteur du Pays-Haut, par la présence de paliers tectoniques dus à la présence de failles ou flexures de direction SO-NE (annexe I-1) qui interrompent la régularité du pendage des auréoles sédimentaires.

Là c'est une faille qui, centrée sur la vallée de l'Othain, abaisse son compartiment sud-ouest (rive gauche) : cette vallée est donc de faille. Sur le compartiment de rive droite, relevé, l'érosion a décapé les argiles calloviennes et biseauté les calcaires bathoniens.

En rive gauche, sur le plateau, sont conservés quelques lambeaux argileux. La vallée entaille les calcaires, ce qui explique la raideur du talus situé à contre-pendage.

Cette incision est également déterminée par la présence du synclinal de Mangiennes, ondulation mineure sur le flanc nord du synclinal de Luxembourg. C'est pourquoi vers le sud-ouest, dans l'axe de cette ondulation, l'Othain n'est pas encaissé, alors que plus on remonte vers le nord, plus l'encaissement prend de l'ampleur. Il finit par donner une entaille de toute la série bathonienne et d'une partie du Bajocien, ce qui détermine un petit relief de cuesta en rive gauche. L'approfondissement de la vallée s'accompagne d'un développement des vallées affluentes dont l'entaille remonte jusqu'au pied des collines argileuses : sur le plateau, le déblaiement des lambeaux argileux est facilité, de même que l'attaque des versants sur les collines de l'interfluve. Les formes des amphithéâtres y sont donc plus fuyantes que du côté Loison, et les versants argileux restent, malgré tout, raides grâce aux armatures indurées (Pierres d'Eau).

On retrouve également le poids de la tectonique côté Loison, mais sous la forme d'une flexure.

L'entaille des affluents s'exerce essentiellement sur les argiles, n'incisant que localement le sommet de la Dalle d'Etain jusqu'aux abords de la flexure qui limite le palier tectonique au sud-ouest. C'est en amont de cette flexure que se développent les entailles en hémicycles, dont les versants raides comportent de petits ressauts témoignant de l'armature indurée des

Pierres d'Eau. L'accentuation du palier de flexure en aval de Dombras facilite vers l'amont le décapage de la couverture callovienne, la mise à l'affleurement de la Dalle d'Etain et son entaille sur quelques mètres par les affluents du Loison qui est bloqué sur le palier inférieur.

Les vallons sont donc évasés et, entre leurs versants, la Dalle d'Etain affleure en surface substructurale ou en glacis de revers.

Morphostructure orthoclinale

Du fait de la tectonique cassante à orientation majeure NE-SO, des modifications secondaires apparaissent dans les éléments morphostructuraux majeurs définis précédemment (figure I-8B).

La coupe effectuée parallèlement à la ligne de crête de l'interfluve (côté Loison) nous permet d'observer le compartimentage de la structure en blocs légèrement basculés vers le nord-ouest ou vers le sud-ouest. Ces petits axes tectoniques ont privilégié l'implantation des réseaux hydrographiques affluents du Loison et de l'Othain, la nature de la nappe souterraine bathonienne (libre ou captive), ainsi que son sens d'écoulement qui détermine la localisation des émergences (Première partie).

A partir de ces incisions rectilignes, les vallons se développent latéralement en versants dissymétriques, en fonction du pendage. Les versants à contre-pendage, orientés au sud-est, sont plus courts et plus raides, et le contact entre les argiles calloviennes et le calcaire de la Dalle d'Etain est souvent souligné par un replat structural assez net.

Les versants conformes au pendage, exposés au nord-ouest, sont nettement plus longs et plus doux. Ils se développent en grande partie dans les argiles calloviennes et passent à la Dalle d'Etain par une courte concavité. La conformité avec le pendage favorisant la vidange des argiles par les mèches carbonatées, c'est préférentiellement sur ces versants que se développent de petites entailles secondaires.

Plus au sud, dans l'axe du synclinal de Mangiennes les effets de la tectonique cassante sont peu à peu masqués par la couverture argileuse, ou bien cette tectonique disparaît. Mais le soulèvement moins accusé des assises fait que l'entaille du Loison et de ses affluents n'atteint pas la Dalle d'Etain. Les sommets des collines de l'interfluve sont moins élevés qu'au nord-ouest, ce qui explique la conservation des lambeaux de minerai de fer du Callovien moyen. Ce n'est que sur le palier supérieur de la flexure, que la Dalle d'Etain réapparaît, sur le côté Othain.

Il ressort de cette analyse du relief de l'interfluve Loison-Othain que l'érosion a exploité les conditions particulières de la structure : faciès lithologiques, pendages variés, fracturation. Il en résulte un relief contrasté

et une organisation de ce relief en étroite liaison avec les facteurs structuraux.

2. La karstogénèse de l'interfluve Loison-Othain

L'exploitation de la structure dans ses moindres détails a permis l'affleurement de la dalle calcaire d'Etain et introduit des conditions hydrogéologiques favorables à la karstogénèse.

a) Valeur de l'environnement karstogénétique

Il est lié à la nature propre à la Dalle d'Etain, à l'environnement bioclimatique, et à la conservation partielle d'un recouvrement argileux.

La Dalle d'Etain

Cette masse essentiellement carbonatée, de 30 à 40 m de puissance, offre les conditions d'une bonne pénétration de l'eau. Elle est en effet le siège d'une fracturation qui affecte l'ensemble du massif et a déterminé son compartimentage en blocs.

Le report des fissures d'orientation donnée, observées sur un palier de carrière (figure III-9), fait bien ressortir les composantes essentielles de la tectonique locale :

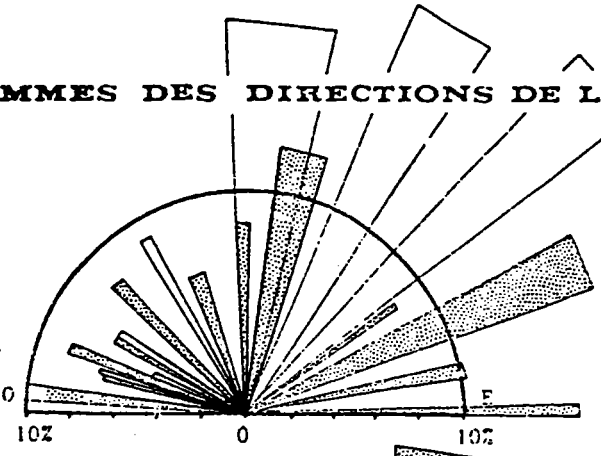
- 40 % des directions observées sont parallèles au pendage général NE-SO et aux grands axes d'ondulation (synclinal de Luxembourg et synclinal de Mangiennes), ainsi que la fracturation reconnue (annexe I-2)
- 18 % des micro-fractures observées sont de direction méridienne. Il s'agit d'une direction constamment retrouvée dans les formations compétentes de Lorraine, et que l'on est en droit aujourd'hui de mettre en relation avec l'activation du bassin-continental lorrain (cf. : première partie).

Les autres axes de secteur nord-ouest paraissent minimes, aucun d'entre eux n'atteignant 10 % de l'ensemble des mesures. Favorisant la pénétration de l'eau, exploitée par la dissolution, cette fissuration va jouer un rôle de premier plan dans l'orientation des circulations karstiques.

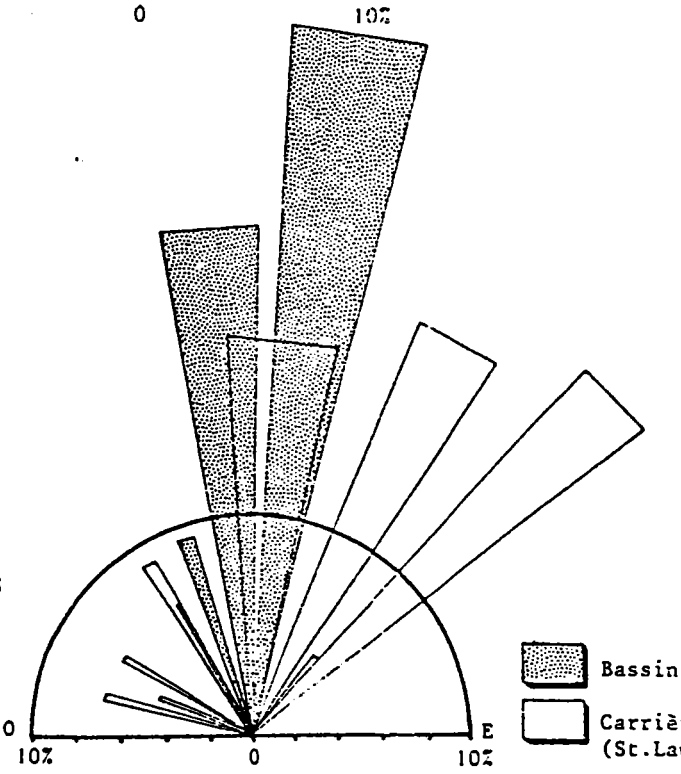
DIAGRAMMES DES DIRECTIONS DE LA FRACTURATION

(interfluve Loison-Othain)

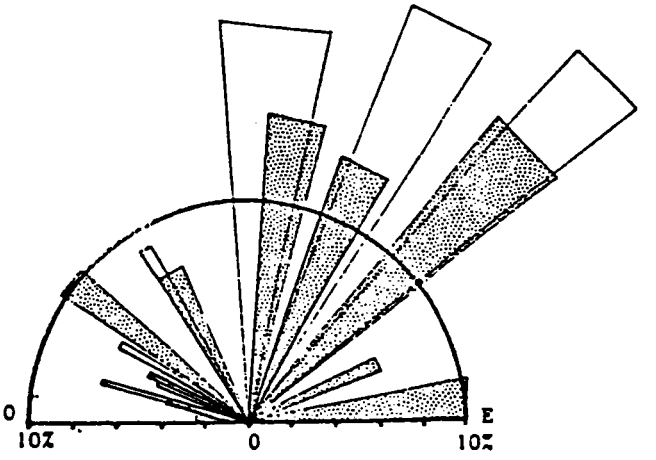
ALIGNEMENT DES DOLINES DU BASSIN DE DELUT



FRACTURATION RELEVEE DANS LES GOUFFRES DU BASSIN DE DELUT



ALIGNEMENT DES GALERIES GROTTE DU FAILLY



L'étude des nombreuses petites carrières parsemant la Dalle d'Etain montre deux autres phénomènes favorisant la pénétration immédiate des eaux dans le manteau du substratum calcaire :

- l'ouverture des discontinuités synsédimentaires (stratification oblique et entrecroisée caractérisant des dépôts de haute énergie) sous l'effet de la décompression consécutive au décapage des argiles susjacentes,
- la gélifraction héritée qui destructure la masse rocheuse sur 1 à 2 m de profondeur.

C'est ce qui a valu, aux faciès carbonatés du Bathonien supérieur, leurs appellatifs locaux de "dalle" ou de "plaquette". A cette fissuration s'ajoutent deux autres facteurs propices à la karstification :

- une bonne porosité dont la moyenne – établie à partir d'échantillons pris à différentes profondeurs – se situe à 5 %, qui augmente surface et temps de contact à l'interface eau/roche,
- une grande pureté du matériau – de l'ordre de 96 % de $CaCo_3$ en moyenne – qui permet une attaque chimique d'envergure ne nécessitant pas d'apport d'eau massif pour l'évacuation d'impuretés peu nombreuses.

A ces facteurs passifs s'ajoute un facteur dynamique, *l'environnement bio-climatique de l'interfluve Loison-Othain.*

Avec un recouvrement forestier représentant 50 % des surfaces (75 % sur les seules argiles), pénétration de l'eau et fourniture d'agents corrosifs seront facilités (J. C. Bonnefont 1978 et 1981) :

- « les racines, et spécialement les racines verticales, guident la pénétration de l'eau dans le sol, donc tous les phénomènes d'infiltration et de percolation »,
- « comme la partie aérienne de la plante, la racine absorbe de l'oxygène et rejette du gaz carbonique... dessous dans l'eau du sol, qui ainsi s'acidifie et devient agressive ».

Ces actions mécaniques et chimiques (effet rhizosphère) complétées par la fourniture d'acides humiques, jouent :

- sur et dans les argiles de couverture où le pouvoir agressif des eaux de ruissellement et de percolation n'est guère entamé par la

présence des armatures calcaro-gréseuses minces, ou de quelques calcins hérités des phases froides périglaciaires,

- au contact des sols minces du calcaire, et dans le calcaire où l'on observe l'exploitation systématique de la macro et surtout de la micro-fissuration par les racines, entre 4 et 8 m de profondeur.

Il en résulte des PH couramment compris entre 6 et 7, mais qui peuvent descendre à 5 dans les ruissellements sur argile.

On peut également estimer qu'avec des précipitations moyennes annuelles d'un peu plus de 800 mm – dont 60 % tombent en période hivernale à faible évapotranspiration – la fourniture d'eau est relativement abondante (cf. : chapitre second de la première partie).

Le dernier facteur de la karstification est *le recouvrement des Argiles de la Woëvre.*

L'eau – instrument de la karstification – va ruisseler sur les collines argileuses de l'interfluve, mais elle va également entretenir un cataplasme humide et agressif sur le calcaire Bathonien :

- en pénétrant dans les argiles à texture sableuse et en y diffusant, notamment par le biais des fentes de retrait et cicatrices, des mouvements de masse,
- en circulant préférentiellement au niveau des armatures indurées qui la guident vers les versants où elle pourra soit ruisseler jusqu'aux ouvertures du calcaire, soit réimbiber le colluvium,
- en parvenant, par drainance de l'éponge à micro-aquifères multicouches que forme l'argile et son armature indurée, au contact du toit Bathonien.

Cette infiltration lente qui constitue dans le Callovien une réserve hydrique dont la redistribution est différée dans le temps, cette agressivité que la minceur des Pierres d'Eau n'entame pas, donnent au recouvrement argileux un rôle important dans la constitution du karst couvert.

Mais le rôle majeur, on va le voir, est tenu par la dynamique des circulations hydrogéologiques de la Dalle d'Etain.

b) circulations souterraines dans la Dalle d'Etain

Poreuse et fissurée, la Dalle d'Etain est une formation hydrogéologique aquifère reposant sur le mur semi-perméable des argiles et marnes du Bathonien inférieur.

Dégagée d'une partie de sa couverture argileuse par l'érosion, elle forme un impluvium qui, par infiltration, donne naissance à une nappe d'eau souterraine.

Le schéma hydrogéologique développé sur l'interfluve Loison-Orne, vaut pour les autres interfluves de Woëvre septentrionale, et plus particulièrement l'interfluve Loison-Othain (figure III-5). Nous insisterons donc sur quelques points qui nous paraissent essentiels.

En premier lieu, la localisation précitée du karst couvert prouve combien l'organisation du réseau hydrographique a été indispensable pour aboutir à la karstogénèse.

Que le Loison n'ait pas été capturé par le réseau mosellan a eu pour conséquence le décapage partiel et l'entaille du revers bathonien, ce qui a permis :

- la réalisation d'un impluvium au toit du Bathonien,
- la mutation d'un système aquifère, jadis uniquement captif, en un système aquifère comportant localement une nappe libre dont la zone non saturée évoluera en zone d'infiltration karstique.

Que le Loison ait pu, grâce à sa propre dynamique et au secours apporté par le jeu de bascules de la tectonique, entamer localement la Dalle d'Etain, a conduit à la réalisation d'un niveau de base d'aval-pendage qui a orienté le gradient hydraulique général de l'interfluve.

La présence d'une fissuration orientée transversalement par rapport à l'interfluve (figure III-9) a simplement facilité le travail des eaux selon le principe de moindre action « qui correspond au maximum de travail, pour un minimum de gradient » (A. Mangin 1978).

C'est pourquoi le karst de la Dalle d'Etain est dans son essence un karst gravifique ; c'est également un karst couvert par le rôle que joue la couverture argileuse en renforçant la fourniture d'une eau agressive, à la table calcaire, et en assujetissant à son contact la localisation et la morphologie de l'exokarst.

Celui-ci est donc postérieur à l'établissement des circulations souterraines ayant généré l'endokarst : il n'en est que la répercussion, plus ou moins tardive, en surface.

C'est pourquoi dès que le recouvrement argileux disparaît complètement, l'exokarst n'apparaît plus (interfluve Loison-Othain au nord de Jametz par exemple). Seul subsiste l'endokarst, comme l'attestent les régimes hydrologiques et hydrochimiques de sources de rive droite du Loison dans son bassin aval (sources de Remoiville ou de Louppy-sur-Loison) : débits réagissant rapidement aux impulsions pluviométriques,

forte variabilité chimique et thermique, corrélation pluie/charge en suspensions.

A l'inverse, dès que le recouvrement argileux devient trop important (entre 10 et 15 m), la nappe bathonienne redevient captive et les formes exokarstiques disparaissent. C'est ce qui se produit au sud de Merles-sur-Loison (annexe III-1) où la conservation du Callovien moyen et inférieur, dans l'axe du synclinal de Mangiennes, fait disparaître les affleurements bathoniens côté Loison. Le karst n'est plus présent que côté Othain, sur le palier supérieur de la flexure ; côté Loison il n'apparaît plus que de façon restreinte lorsque les failles reconnues et le basculement des blocs tectoniques ont favorisé :

- l'entaille profonde des argiles par de petits vallons affluents (Bois de Parfondevaux sur la faille Merles/Saint-Laurent),
- le relèvement d'un côté du bloc faillé sur la cassure Villers-les-Mangiennes/Saint-Laurent-sur-Othain.

Conclusion

Cette localisation d'interfluve est donc la grande originalité du karst en Woëvre septentrionale, comme le démontrent les cas traités dans le chapitre premier de cette troisième partie. Le karst de la Forêt de Jaulnay n'échappe pas à cette règle, par sa position dans un lobe de méandre encaissé et son flanquement par deux petits organismes affluents de la Meuse.

Morphologie extérieure (niveau de base fluvial) et structure géologique ont été les véritables moteurs de l'écoulement karstique dans la Dalle d'Etain. Climat et végétation, vecteurs du CO_2, n'ont fait que renforcer ce potentiel de karstification pour aboutir à une véritable morphologie karstique que nous étudierons dans le deuxième chapitre de cette partie, à travers l'exemple du bassin-versant représentatif du Ruisseau du Moulin.

CONCLUSION DU CHAPITRE PREMIER

Encadrée par deux importants massifs calcaires, la Woëvre septentrionale possède en théorie un potentiel karstique de première envergure. Pourtant la karstification paraît inégale et le propos doit être nuancé.

C'est en effet peut-être là où on ne l'attendait pas que le karst se manifeste tout d'abord. Les mardelles représentent en effet le prototype d'un micro-karst couvert, aux manifestations multiples, dans les armatures indurées et carbonatées des Argiles de la Woëvre. Présent uniquement en milieu forestier, dans les secteurs de transit des sédiments du quaternaire récent, lié à des entailles de faible envergure, il montre que la suffosion qui en est le moteur est récente, post-glaciaire.

Le karst de l'Oxfordien pose des problèmes plus complexes liés à la parcimonie de ses manifestations, sa présence à toutes altitudes et son caractère inactif. Il paraît le plus souvent lié à certains faciès et surtout à des niveaux quaternaires anciens et moyens. Sa genèse a donc probablement été liée à la surimposition de la Meuse dans le massif Oxfordien. Le manque de datation rigoureuse des niveaux d'entaille sur les flancs de la vallée rend difficile toute reconstitution de la genèse et de l'évolution de ce karst. Trois points semblent pourtant acquis. Il a été desservi par le décapage de la couverture "séquanienne" pourvoyeuse d'eau ; il est peut-être en voie de réactivation sous le talweg actuel ; il serait plus ancien vers l'aval du réseau hydrographique que vers l'amont. Mal connu, insuffisamment inventorié, il recèle pourtant un certain potentiel de découvertes et d'études futures.

Le karst bathonien dont les manifestations sont plus nombreuses, est aussi plus varié. Il est actif, présente formes de surface et formes souterraines. Karst couvert, il doit sa genèse à deux facteurs essentiels. En premier lieu le décapage d'une partie seulement de la couverture callovienne, suffisante pour mettre à l'affleurement le substratum carbonaté, point trop poussé tout de même pour maintenir un effet de compresse humide régulant sur une bonne partie de l'année les apports hydriques. En second lieu, la proximité d'un réseau hydrographique établissant une indispensable condition de gradient hydraulique. Le maintien en Woëvre

septentrionale d'un réseau hydrographique orthoclinal a permis la réalisation de ces conditions essentielles, et explique son unique localisation en position d'interfluve.

Dans ce contexte, le karst de l'interfluve Loison-Othain fait figure de modèle représentatif. L'évolution du relief y est indépendante de celle qui a présidé sur le front des Hauts-de-Meuse. Ayant son propre réseau hydrographique, l'interfluve jouit des effets d'une morphogénèse active due en partie à la double entaille de l'aquifère bathonien par deux cours d'eau orthoclinaux rapprochés ayant créé une double possibilité de gradient hydraulique. En fonction des modalités secondaires offertes aux écoulements souterrains par la tectonique, la nappe bathonienne s'écoule libre ou captive vers l'Othain ou le Loison. L'existence d'écoulements de type karstique avec ouvertures en pied de versant, remet continuellement en cause le profil d'équilibre des reliefs argileux. De l'interaction entre les écoulements de l'eau et les processus érosifs de surface (sous commande karstique) résultent en particulier des formes d'entailles très actives dénommées rondvaux.

CHAPITRE SECOND

LE BASSIN DE DELUT (RUISSEAU DU MOULIN), BASSIN-VERSANT D'INVESTIGATION DE L'INTERFLUVE LOISON-OTHAIN

La zone étudiée est située sur l'interfluve Loison-Othain et forme le bassin-versant hydrogéologique du ruisseau du Moulin, développé à cheval sur l'interfluve, dans les argiles calloviennes, au contact de la dalle calcaire d'Etain.

Ce bassin-versant a déjà fait l'objet de plusieurs publications tournées essentiellement vers les aspects morphologiques et l'organisation hydrogéologique. C'est pourquoi après les avoir rappelés et complétés, nous présenterons les résultats hydrologiques de ce petit système karstique et les résultats relatifs aux mesures d'érosion chimique et d'érosion des sols.

I – LE RELIEF DU BASSIN DE DELUT

L'originalité de la morphogénèse réside dans les rapports complexes qu'entretiennent processus de surface et dynamique karstique, grâce au lien que réalisent des écoulements d'eau.

Nous présenterons donc les grands traits de la morphogénèse, puis les formes de l'exo- et de l'endokarst.

1. La morphogénèse du bassin de Delut

« L'état actuel du relief de l'interfluve résulte surtout d'une morphogénèse ayant pour élément moteur l'écoulement de l'eau » (P. Gamez - M. Sary 1979).

Durant le Quaternaire, ce sont donc surtout les processus érosifs des périodes interglaciaires et post-glaciaires qui ont été les plus efficaces, car ce sont des périodes relativement humides, de climat tempéré pour le moins.

L'exploitation intense de la structure, le caractère très ponctuel des plications de cryoturbation et des calcins sur quelques sommets d'interfluves boisés, au fond de vallons peu fonctionnels, prouvent amplement la dominance des processus érosifs.

Le bassin de Delut présente une forme relativement compacte (annexe III-2), cernée par une série de collines argileuses reliées entre elles par des cols évasés, avec des digitations convergeant vers le centre du bassin. A l'aval, les collines se resserrent progressivement et il en résulte une forme

en creux comparable à l'empreinte d'une main dans un matériau meuble : les vallons (doigts), inscrits dans les collines argileuses, convergent vers une dépression centrale (paume) au contact de la Dalle d'Etain ; celle-ci se raccorde ensuite au Loison par la vallée étroite du ruisseau du Moulin, le poignet (P. Gamez 1977).

a) Les collines et leurs versants

Développées uniquement dans les argiles calloviennes armées par de petits bancs calcaro-gréseux, elles ont été façonnées à partir d'une topographie qu'il est actuellement impossible de définir, aucun matériau corrélatif d'une évolution ancienne ne subsistant.

Les sommets

Sur les sommets, l'eau percole à travers les argiles sableuses, sous un recouvrement peu épais et très discontinu de limons, mais surtout à travers les bancs calcaro-gréseux qui apparaissent sous forme de replats structuraux. Cette circulation lente de l'eau est attestée par l'évolution pédologique qui détermine une différenciation dans le profil des sols (migration du gypse et du calcaire - brunification). La tendance à l'élaboration d'un sol lessive est nette lorsqu'une Pierre d'Eau est située à faible profondeur : elle assure le rôle d'un drain qui évacue une partie de l'eau vers le versant qui la recoupe.

Les pelosols connaissent en période de pluie une migration des argiles dont le transport est facilité par l'existence de pores grossiers permettant la circulation des eaux d'infiltration. Là où le drain est plus profond, on peut avoir développement, dans les argiles, d'un horizon à pseudo-gley, mais toujours peu épais du fait de leur relative perméabilité et de l'existence d'un déficit hydrique durant la période estivale : l'imperméabilisation du sol ne se produit que lors des périodes d'intenses précipitations ou de gel.

On observe alors un ruissellement diffus généralisé qui entraîne les particules les plus fines sur de courtes distances.

Les cols de raccordement sont le site privilégié de localisation des mardelles. Elles s'expliquent par la présence d'une Pierre d'Eau à proximité de la surface, au niveau de laquelle la dissolution karstique et la micro-fissuration permettent une évacuation latérale, non seulement des produits dissous, mais également des particules argileuses ; c'est le phénomène de suffosion (J. Nicod 1991). Périodiquement ces mardelles sont en eau et leur vidange plus ou moins rapide dépend de l'état des circulations dans l'armature indurée et de l'épaisseur du colmatage issu de l'érosion s'exerçant sur les argiles qui les bordent.

Les versants

Ce sont uniquement des formes d'érosion où la solifluxion et le ruissellement sont les processus dominants.

S'il n'y reste aucune trace d'érosion périglaciaire, on peut néanmoins apprécier indirectement le recul des versants d'après l'entaille périglaciaire de la dernière période froide.

Notamment du côté Othain, les vallons en berceau situés en pied de versants argileux entaillent la Dalle d'Etain de 5 m environ, puis après un parcours variable de quelques centaines de mètres, ils se raccordent aux vallées par un ressaut parfois important. Ces vallées sont généralement encore fonctionnelles, tandis que ces vallons secs et perchés témoignent, par leurs accumulations de gélifracts, d'un façonnement de période froide. La conservation de ce modelé est due au fait qu'actuellement l'écoulement y est absent ou épisodique (averses violentes et de longue durée). Les eaux ruisselant sur les collines argileuses sont la plupart du temps déviées en profondeur par les pertes karstiques de pied de versant.

On peut donc admettre que le façonnement des vallons est hérité (forme péri-glaciaire). Il est contemporain du recul des versants qui était lui-même fonction du niveau de base principal (Othain dans ce cas précis) matérialisé par la tête des vallées fonctionnelles.

Ce recul est généralement compris entre 500 et 600 m. L'étude du terrain montre que toute cette zone-tampon entre pied de versants argileux et têtes de vallées est totalement dépourvue de formes exokarstiques visibles, qu'une couche peu importante de placages limoneux épais sur le manteau de gélifracts ne saurait parfaitement masquer. On peut donc en conclure que la répercussion des manifestations endokarstiques en surface est post-glaciaire.

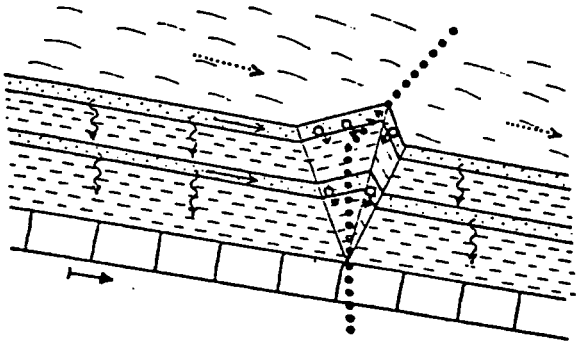
Si les vallons n'évoluent guère aujourd'hui, il n'en est pas de même pour les versants qui présentent des formes nettement plus actives, en hémicycles (rondvaux) et en éperons (interfluves secondaires).

Les rondvaux sont des formes élaborées à partir d'une première entaille linéaire (figure III-10), généralement le long d'une faille ou d'une zone de fracturation. A partir de cette entaille, l'érosion va s'exercer sur les versants, par solifluxion et ruissellement en période humide, par gélifluxion lors des épisodes de dégel en période froide. Il en résulte une évolution latérale avec un flux des argiles et l'amorce d'un pseudo-pendage, orientés vers l'entaille, qui accentuent la concentration des eaux sur les versants, en particulier au niveau des bancs de Pierres d'Eau. Ainsi, plus l'évolution latérale est importante, plus il y aura convergence des eaux – en surface et dans les armatures indurées – ce qui entraîne un regain du ruissellement et de la solifluxion, donc une plus grande efficacité de l'érosion latérale : c'est donc un phénomène de rétroaction positive.

ETAPES SCHEMATIQUES DU FACONNEMENT D'UN RONDVAUX

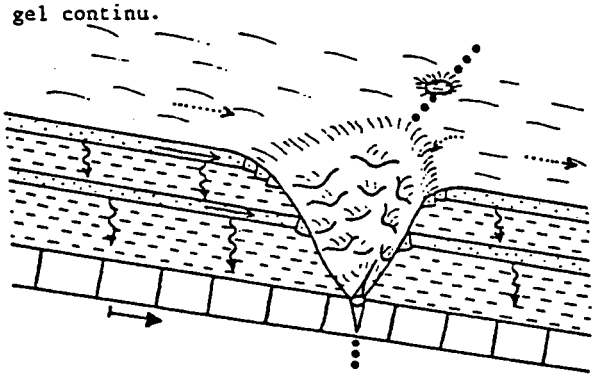
PHASE INTERPERIGLACIAIRE

Entaille linéaire le long d'une zone de fracturation : érosion différentielle par ruissellement qui entame les argiles jusqu'au sommet de la Dalle d'Etain.



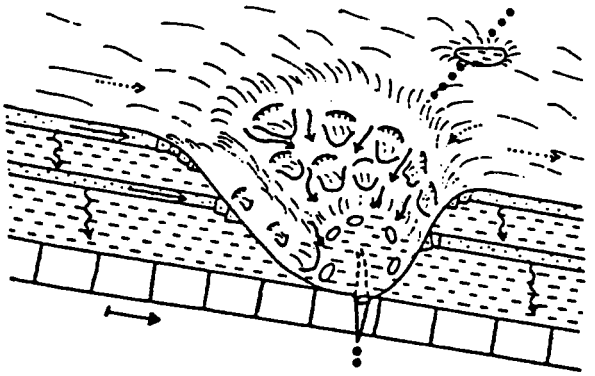
PHASE PERIGLACIAIRE

Amorce de l'érosion latérale due aux actions gel-dégel (gélifluxion) et stabilisation pendant les périodes de gel continu.



PHASE POST-PERIGLACIAIRE ET ACTUELLE

Reprise de l'érosion latérale par solifluxion et ruissellement. Elargissement du fond du rondvaux par évacuation karstique des colluvions.



STRUCTURE

- argiles de la Woëvre (à bancs calcaro-gréseux)
- affaissement de banc (pseudo-pendage)
- calcaires de la Dalle d'Etain (fracturés et karstifiés)
- zone de fracturation
- pendage

ECOULEMENT DE L'EAU

- ruissellement épisodique sur les collines
- écoulement préférentiel dans les Pierres d'eau
- percolation lente dans les argiles sableuses
- sourcins des Pierres d'eau
- ruissellement de versant (surface + sourcins)

MORPHOLOGIE

- mouvements de masse (gélifluxion solifluxion)
- gouffre karstique (ouverture permanente)
- doline de pied de versant (épisodiquement comblée par colluvions soliflués)
- entaille temporaire de fond de rondvaux
- mardelle

Lorsque l'entaille est orthoclinale par rapport au pendage général des couches, la morphogénèse est plus active sur le versant conforme, du fait d'un écoulement préférentiel des eaux de surface et d'une vidange soutenue de la masse argileuse par les Pierres d'eau. Sur le versant contraire au pendage, le tarissement des sourcins de Pierres d'Eau est plus rapide : il en résulte une dissymétrie du rondvaux, le versant conforme au pendage évoluant plus rapidement (solifluxion généralisée et réentaille des mouvements de masse) alors que sur le versant opposé l'érosion s'exerce uniquement par solifluxion.

Ces formes sont bien développées dans le bassin de Delut, car, les produits de l'érosion latérale sont périodiquement évacués, en partie par le réseau hydrographique temporaire, mais surtout par le réseau karstique dont les pertes s'ouvrent au pied de ces versants argileux. Il y a donc une perpétuelle remise en cause de l'équilibre des versants qui reculent conjointement avec le recul des pertes (cf. : chapitre premier de cette troisième partie). Ces formes existent également nous l'avons vu sur les fronts de côtes de Meuse (cf. : première partie) et de Moselle (J. Corbonnois 1981).

Entre ces rondvaux subsistent des interfluves en éperons plus ou moins prononcés qui digitent à l'intérieur du bassin, en amont des glacis de revers. Sur ces éperons, la divergence des écoulements issus des Pierres d'Eau rend l'érosion moins active : la solifluxion est moins importante, les pertes karstiques plus rares.

Les formes que l'on observe sur ces versants témoignent donc d'une identité des processus érosifs, simplement modulée par la manière dont ils s'insèrent dans le relief du bassin.

b) La dépression

Elle débute au pied des versants argileux par la surface structurale de la Dalle d'Etain, découpée en glacis de revers par les vallons raccordés le plus souvent, en amont, aux rondvaux.

Les glacis

Le décapage des argiles ayant mis à jour le toit de la Dalle d'Etain, l'empreinte des processus périglaciaires et interglaciaires a pu s'y imprimer et y laisser un matériau calcaire très gélifracté, mélangé à une matrice généralement argilo-limoneuse brun-rouge. Ce matériau est souvent recouvert par des plages de limons ocres mélangés aux colluvions argileuses des versants, d'autant plus épaisses que l'on s'en rapproche ou que l'on s'enfonce dans les rondvaux.

L'érosion par ruissellement s'exerce surtout à l'amont de ces glacis non étagés, sur le recouvrement colluvial. Vers l'aval, le matériau gélifracté étant très filtrant, l'érosion de surface est pratiquement nulle.

Ces glacis sont donc des formes relativement stables puisque l'empreinte périglaciaire n'y a pas été gommée par l'érosion ultérieure. Une fois encore, nous devons envisager une récente ouverture des regards sur l'endokarst, pour expliquer en partie au moins cette immunité.

Les vallons

Ils ont généralement gardé la forme de vallons en berceau, due à l'érosion en milieu périglaciaire ; mais pour certains d'entre eux, un remaniement épisodique intervient.

L'érosion qui s'exerce dans les vallons dépend évidemment de la saturation des matériaux qui les empâtent, en période très humide.

Mais la fréquence d'activité hydrologique de ces vallons, et partant l'intensité de l'érosion qu'ils subissent, est contrôlée à l'amont par le fonctionnement global des rondvaux auxquels ils se raccordent :

- lorsque la couverture forestière a stabilisé le rondvaux, le ruissellement de ses versants est intercepté par les pertes d'eau ouvertes à leur pied. Le ruissellement peut être nul comme dans les vallons issus des Bois de Marville et du Petit Failly (annexe III-2) ;
- lorsque la couverture forestière a disparu, la solifluxion active sur les versants bouche les pertes d'eau, les colluvions saturées empâtent le fond du rondvaux. Le ruissellement réalise alors un décapage généralisé du fond du vallon. En fin de période pluvieuse, le ressuyage du rondvaux déclenche une entaille linéaire qui, par érosion régressive, vient mordre les colluvions solifluées, comme dans le Fond des Vaux.

Les colluvions ainsi érodées transitent donc épisodiquement en surface, mais le plus souvent par l'endokarst dont les eaux résurgent à l'aval de la dépression, aux sources de la Damusse et de Mircoussin. Ensuite leur évacuation se fait par le Ruisseau du Moulin jusqu'au Loison.

Il apparaît donc qu'avec un réseau hydrographique autonome, le bassin de Delut possède une morphogénèse d'autant plus active qu'elle s'exerce dans un milieu argileux reposant sur une dalle calcaire karstifiée. Cette hydrographie souterraine remet en cause de façon permanente le profil d'équilibre des versants en soutirant les colluvions. De l'interaction entre

endokarst et processus érosifs de surface résultent en particulier des formes d'entailles originales et actives, les rondvaux.

2. Les formes karstiques dans le bassin de Delut

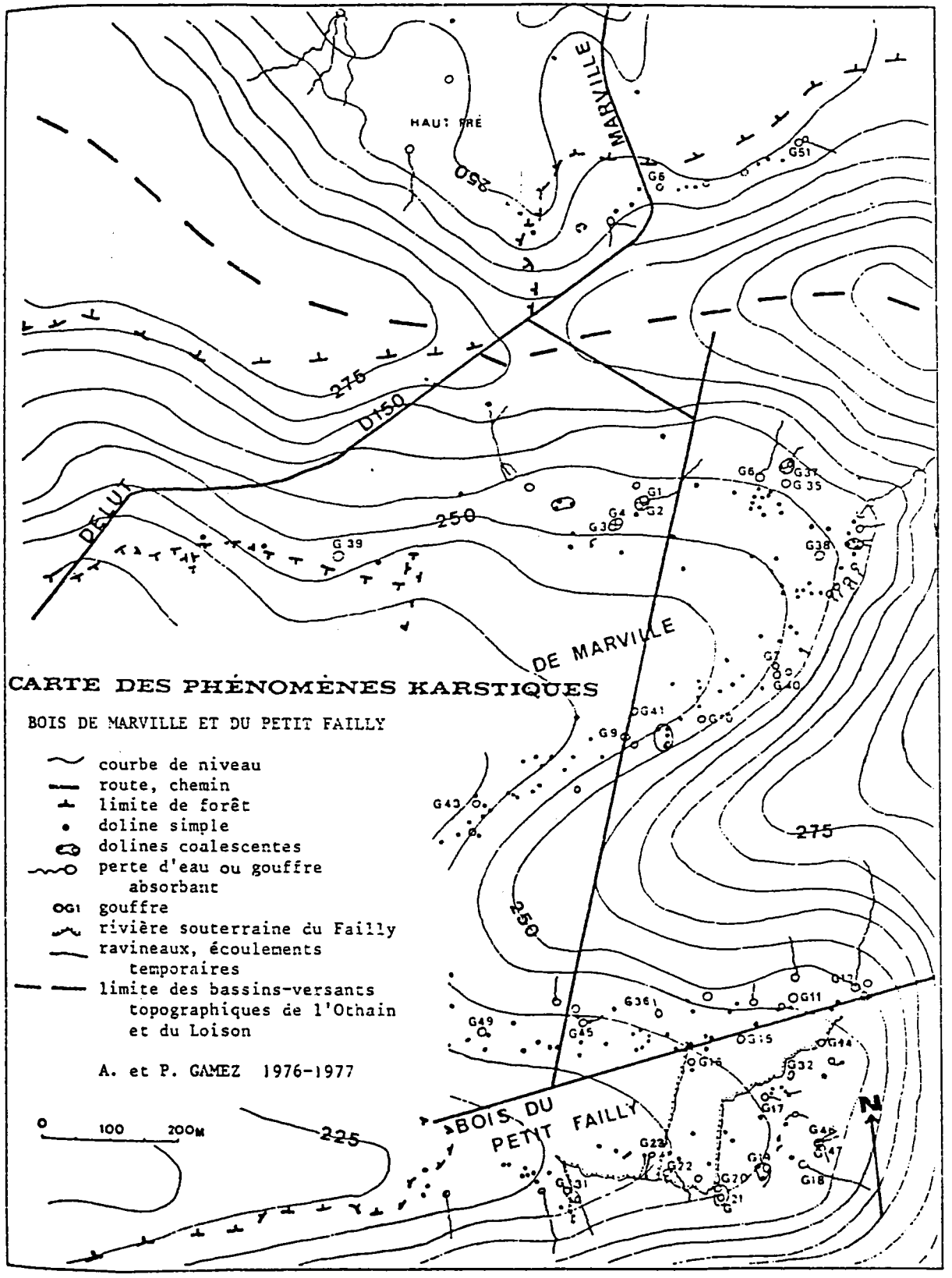
Leur caractéristique fondamentale est de s'intégrer dans le circuit, actuel ou hérité, de l'eau. C'est pourquoi nous les classerons schématiquement en formes de drainage vertical (dolines, pertes d'eau, gouffres) et formes de drainage horizontal (rivière souterraine).

a) Les formes de drainage vertical

Elles se localisent à 95 % sous couvert forestier et en limite de recouvrement de la Dalle d'Etain par le Callovien en place ou soliflué. C'est essentiellement dans la concavité basale de raccordement des versants argileux, à la surface structurale de la Dalle d'Etain, que se rencontrent les premières manifestations de l'exokarst. Leur apparition au jour ne se fait plus lorsque le recouvrement Callovien excède 10 à 15 mètres : le karst épouse donc fidèlement l'assise des collines et buttes résiduelles argileuses, formant la limite de bassin-versant topographique, en une longue et mince (50 à 150 m) traînée (figure III-11). L'inscription de l'exokarst dans les argiles et colluvions argileuses de bas de versant fait qu'il est essentiellement caractérisé par des dépressions fermées, circulaires à ovoïdes, de trois à trente mètres d'axe, parfois ouvertes à l'amont sur un ravin que parcourt un ruisseau temporaire. Leur profondeur est généralement comprise entre 0,5 et 10 m, et leur fond ne montre pas toujours la dalle calcaire. Il ne s'agit pourtant pas de mardelles (cf. : chapitre premier de la présente partie), car l'épaisse couche bathonienne est sous-jacente. Leur évolution particulière fait que toutes les formes de transition existent entre doline, doline-gouffre (simple regard ou fonctionnant en perte d'eau), et doline-perte. Aussi pour la clarté de l'exposé établirons-nous une distinction entre :

- doline : dépression inscrite dans les formations argileuses, pouvant atteindre sans s'y enfoncer l'affleurement bathonien,
- perte d'eau : dépression inscrite dans le Callovien, prolongée à l'amont par un ravin à écoulement temporaire, sans présence d'un ressaut de raccordement au contact de la dalle calcaire,
- gouffre : unité karstique verticale traversant tout le recouvrement argileux et s'enfonçant plus ou moins profondément dans la masse calcaire. S'il se raccorde à un ravin c'est un gouffre absorbant, sinon c'est un simple regard sur l'endokarst.

Fig.III-11


CARTE DES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES
BOIS DE MARVILLE ET DU PETIT FAILLY
courbe de niveau
route, chemin
limite de forêt
doline simple
dolines coalescentes
perte d'eau ou gouffre absorbant
gouffre
rivière souterraine du Failly
ravineaux, écoulements temporaires
limite des bassins-versants topographiques de l'Othain et du Loison
A. et P. GAMEZ 1976-1977
0 100 200M
HAUT PRÉ
MARVILLE
DE MARVILLE
BOIS DU PETIT FAILLY
DELUT
D150
250
275
225
N

Les dolines

l'histogramme des alignements de dolines montre une grande dispersion,d'où ressortent néanmoins des groupements préférentiels dont les secteurs azimutaux sont N-NNE et E-ENE (figure III-9). Deux facteurs semblent prépondérants dans leur genèse :

- l'orientation tous azimuts des versants cernant la dépression du bassin de Delut explique la grande dispersion des orientations d'alignements,
- la fracturation grossièrement N-S du Bathonien sous-jacent explique les alignements en deux groupes principaux proches de la direction méridienne.

Deux genèses sont alors envisageables pour les dolines :

- un premier groupe, le plus important semble-t-il, est lié au décapage des eaux de ruissellement arrivant dans la concavité basale des versants avec le maximum de compétence. La fissuration bathonienne ne joue dans ce cas qu'un rôle passif : elle permet simplement l'évacuation ponctuelle des colluvions,
- le deuxième type d'alignement semble plus directement tributaire de la fracturation. La suffosion karstique (appel au vide occasionné par l'évacuation des colluvions colmatant les réseaux karstiques sous-jacents) à partir d'une tectonique bathonienne préexistante, semble fondamentale.

Les interactions entre ces deux processus morphogénétiques sont fréquentes. Nous avons pu l'observer en maints endroits, en particulier dans le bois de Marville (G9 – Figure III-11) :

- au printemps 1973 apparaît une petite dépression en relation probable avec les mouvements de tassement du sous-sol.
- au cours de l'été, des fentes de dessiccation affectent le matériau argileux et permettent aux eaux de ruissellement des averses automnales de s'infiltrer massivement dans ce qui devient alors une véritable doline (2,5 x 0,5 m). La localisation en pied de versant argileux, sur le flanc d'un vallon sec engorgé de colluvions, au milieu d'une tranchée forestière défoncée par les engins de débardage, détermine les conditions optimum de concentration de l'eau.
- en juin 1974, la doline s'ouvre en quelques jours sur un gouffre s'enfonçant de 3-4 m dans la Dalle d'Etain, témoignant de la préexistence d'un karst évolué dans le substratum calcaire.

- après les pluies de l'hiver 1976-1977, le gouffre se bouche peu à peu avec des paquets d'argile tombant par gravité des pentes raides de la doline.
- des entailles linéaires s'installent sur les flancs de la dépression : l'érosion régressive s'accélère, car les entailles captent alors l'ensemble des eaux qui ruissellent sur le chemin forestier.
- du fait de ces captures, les entailles se développent et s'approfondissent très rapidement déséquilibrant les parois argileuses qui s'affaissent.
- à l'été 1977, le gouffre est entièrement comblé et la doline résultant de cette genèse rapide occupe toute la largeur du layon (7 x 4 m).

Ainsi, la genèse des dolines dépend des interactions entre une karstogénèse pré-existante et une morphogénèse actuelle.

Les gouffres

Leur section varie le plus souvent entre l'ovale pincé et le cylindre plus ou moins régulier (figure III-12). Ce sont pour l'essentiel des monopuits atteignant jusqu'à 20 mètres de profondeur, mais le plus souvent obstrués à des cotes variables par un mélange de plaquettes calcaires, d'argiles et de colluvions.

Certains fonctionnent comme perte d'eau (gouffre-perte ou gouffre-absorbant) d'autres sont de simples regards. Ils ont en commun d'être constitués sur une ou plusieurs fractures du Bathonien. Cinquante pour cent d'entre elles s'alignent sur la direction méridienne déjà définie (figure III-9).

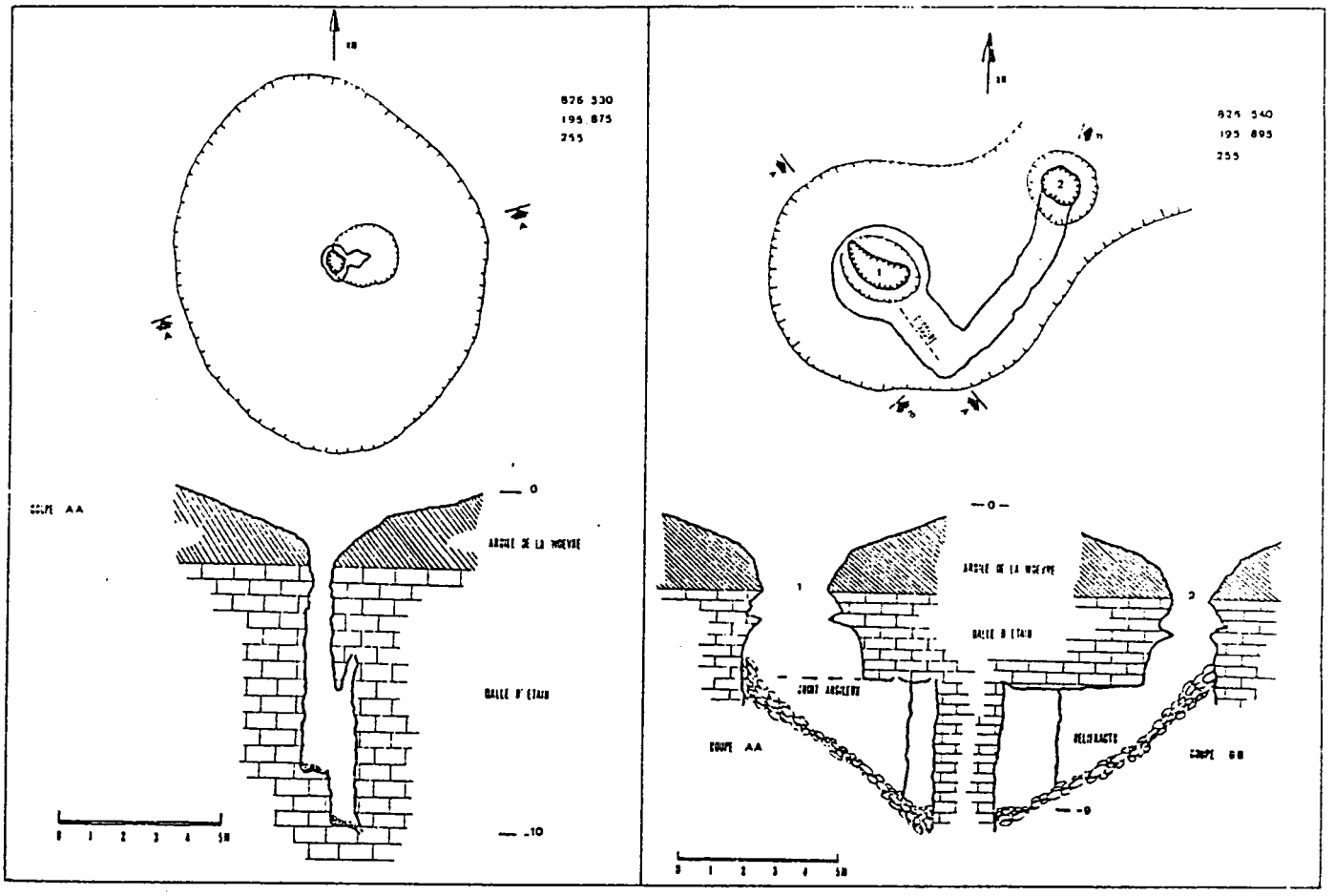
L'étude des microformes de parois (lapiès de parois, petites vagues d'érosion ou d'aspersion, aspect poli et parfois luisant de la roche, pédoncules rocheux) apporte des preuves d'une action de l'eau per-descendum (P. Renault 1967-1969).

D'autres microformes impliquent un creusement par corrosion d'un niveau d'eau à fluctuations lentes, incompatible avec le marmitage d'une eau de perte cascadante :

- parois lisses mais d'aspect terne et granuleux par mise en relief des éléments cristallisés inclus dans la roche,
- mise en relief des filonnets et géodes de calcite
- présence de cupules de corrosion.

DRAINS VERTICAUX DANS LE KARST DE LA DALLE D'ETAIN

U.S.B.L. SPELEO 1977



TROUS G1 ET G2 BOIS DE MARVILLE

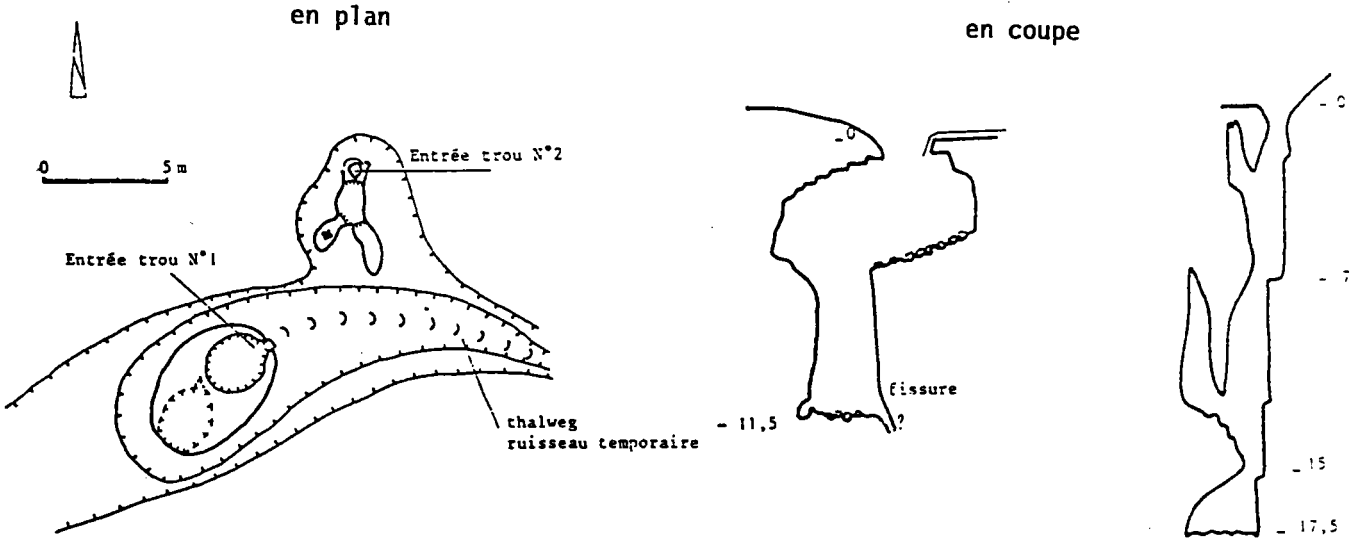
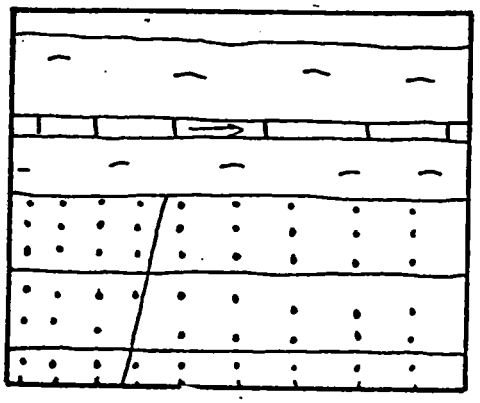
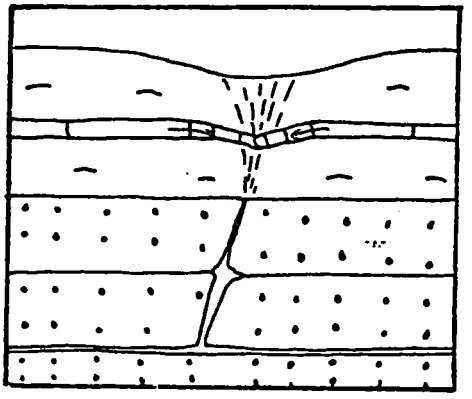


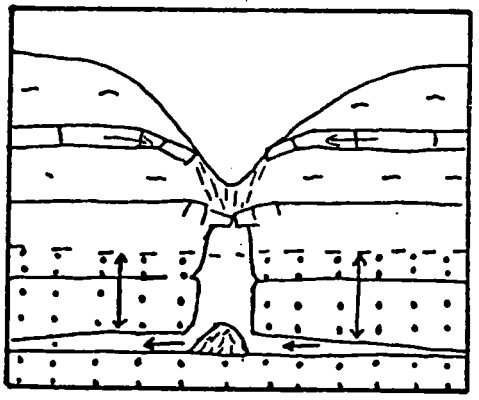
Fig.III-13 EVOLUTION DES GOUFFRES DANS LE KARST DU BASSIN DE DELUT



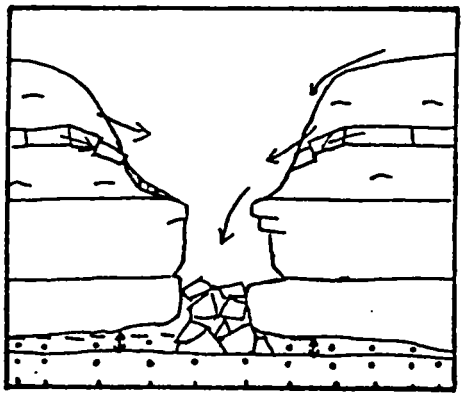
I.nappe captive corrosive et fissuration



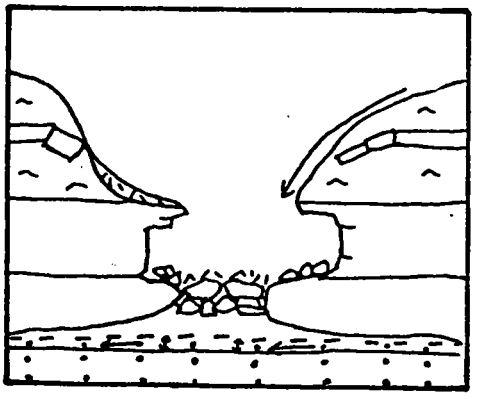
II.suffosion et mardelle incipiente



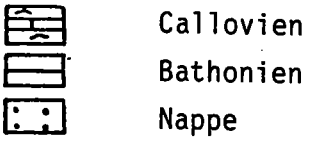
III.nappe libre,incasion, suffosion,doline en entonnoir



IV.solifluxion,doline en chaudron



V.affaissement-dissolution, remodelage par évorsion, corrosion,doline-puits d'effondrement



D'autres encore, tel le gouffre G37 (figure III-12) ne montrent plus que des parois desquamées, avec portions de voûte en porte-à-faux au-dessus du vide.

Ces constatations permettent d'envisager un scénario génétique des gouffres (figure III-13) :

- il faut supposer l'existence d'une nappe d'eau suffisamment agressive remontant le long des fissures préexistantes du Bathonien. Ces fluctuations de nappe permettent à la corrosion de s'exercer per-ascensum sur les interfaces liquide/roche de grande dimension et plus particulièrement en ces points privilégiés que sont les intersections de la fissuration,
- lorsque la voûte, subsistant au-dessus de la fissure excavée, a dépassé sa limite d'élasticité, elle se brise et amorce un mouvement de descente plus ou moins rapide. Il n'est pas nécessaire pour cela que la nappe battante remonte jusqu'à proximité immédiate du toit du Bathonien. les phénomènes de détente mécanique de la roche (incasion) peuvent prendre en partie le relais pour les derniers mètres de la progression remontante. A chaque décrue, les parois de la fissure élargie ne sont plus soumises à une pression hydrostatique rayonnante équilibrant la pression des terrains encaissants. La couverture argileuse étant relativement faible en surface, le toit de la Dalle d'Etain est détendu mécaniquement par rapport au cœur de la masse calcaire. En sub-surface se produit un tassement dû à ce début de dépilage, qui occasionne la formation d'un creux corrélatif dans les argiles calloviennes. Enfin, la voûte à la fois détendue et surchargée par les apports latéraux colluvionnés, s'effondre totalement ou partiellement,
- la doline créée devient un niveau de base local pour le versant qu'elle commande, et concentre l'écoulement de surface vers le gouffre, évoluant ainsi en perte,
- l'argile callovienne, entraînée dans le puits, est lavée par le ruisseau temporaire lors de chaque période humide, laissant blocs et plaquettes provenant de l'effondrement du toit bathonien,
- il est probable qu'à cet instant de l'évolution, les phénomènes d'érosion mécanique (évorsion) prennent le pas sur la corrosion. En effet, l'accélération des vitesses d'écoulement créée par la dépression de surface, voire la cascade qui se développe en bordure de doline, érodent le bord du gouffre et le font reculer, transformant le monopuits en polypuits. Les parois de cette chambre supérieure sont aspergées de gouttelettes. La période d'activité des pertes se plaçant d'octobre à mars-avril, l'eau d'aspersion peut

geler dans le piège à air froid que constitue cette excavation de sub-surface : la roche encaissante, soumise à l'action gel-dégel, se débite en plaquettes, accélérant ainsi l'élargissement de la partie supérieure du gouffre,

- on ne peut exclure les phénomènes de détente mécanique des parois desquamant le calcaire en plaquettes ou en pelure, ainsi que les tensions créées par le dépôt et la recristallisation du gypse véhiculé par les eaux issues des sourcins du Callovien. On s'expliquerait ainsi la présence d'un enduit pulvérulent blanchâtre et micro-cristallin sur les parois et le long de leurs fissures, uniquement dans les gouffres absorbants,
- des trémies de blocs coincés entre les pincements de la fissure originelle se constituent, freinent la descente des colluvions en fond de gouffre. Celui-ci prend alors une forme plus large que haute, l'incasion prenant le pas sur l'évacuation des débris en profondeur. De même, les passées sableuses observées dans le calcaire, protégées des agents d'érosion par leur position en profondeur et leur fossilisation sous les colluvions de toute origine, créent des goulots d'étranglement retardant le transit des matériaux vers les vides profonds.

On constate donc que les gouffres, élaborés au sein de la masse calcaire par érosion remontante à partir d'une tectonique cassante, atteignent le plancher du Callovien et par succion ou suffosion karstique, donnent naissance à des dolines qui peuvent éventuellement s'aligner sur certains axes de fracturation,

La dépression, créée en surface, modifie les écoulements aériens qui, petit à petit, soit rebouchent le gouffre, parfois jusqu'à le transformer en simple doline, soit modifient la physionomie de l'excavation.

Le recul du versant sous l'effet du travail de sape des écoulements aériens ayant le phénomène karstique comme niveau de base local, désactive ensuite le premier point d'enfouissement des eaux (G37). L'exploitation de la ou des fissures à l'origine de la genèse par creusement remontant, modifie les axes d'écoulement souterrain : le gouffre ne va plus évoluer que par détente mécanique des parois. Un banc plus résistant arme la voûte sous le recouvrement argileux et une chambre s'élargit en dessous, selon des formes variables commandées par la présence de discontinuités secondaires (joints de stratification, discontinuités synsédimentaires) : les chutes de blocs parentaux colmatent le fond du gouffre et l'allure générale en cloche (axe vertical) pincée (axe latéral) disparaît.

Le dernier point soulevé par ces formes de drainage vertical est celui de leur genèse.

Les exemples qui démontrent le fonctionnement actuel des dolines ne manquent pas. Il n'en va pas de même pour les gouffres. A priori, un exemple tel que celui du G9 (figure III-11) plaide pour une genèse actuelle. Mais si l'on admet qu'il a fallu une longue période de battement de nappe pour les creuser, nous sommes obligés de reconnaître que le phénomène n'a pas été observé de mémoire d'homme. D'autre part, nous n'avons trouvé sur les parois de ces gouffres aucune forme corrélative d'un ennoyage récent, partiel ou total, per-ascendum. Il faut donc admettre que la phase de préparation souterraine, sans effet apparent en surface, est très longue, phase à laquelle nous ajouterons une longue période d'équilibre. Alors que la phase superficielle est relativement rapide, parfois brutale.

Actuellement, les mises en charge du seul réseau souterrain pénétré (grotte du Failly) ne dépassent pas 4 à 6 m ; celui-ci étant situé à environ 20 m de profondeur, les gouffres les plus profonds sont donc à peine effleurés par ces battements de nappe. Il faut donc admettre que le niveau supérieur de la nappe était plus élevé qu'aujourd'hui :

- soit par suite d'une altitude plus forte qu'actuellement du niveau de base,
- soit par suite de mauvaises conditions d'écoulement au niveau des exutoires de l'endokarst,
- soit parce qu'il y a eu, depuis, reprise d'érosion à l'aval du système karstique.

b) Les formes de drainage horizontal

Notre connaissance des formes endokarstiques a peu évolué depuis la première description de 1979 (P. Gamez – M. Sary), notre attention ayant été détournée vers d'autres massifs vierges d'explorations, tel l'interfluve Loison-Meuse, le recensement et la cartographie des formes exokarstiques, sans oublier les longues séances de désobstruction à la grotte du Siphon ou ailleurs encore. Aussi résumerons-nous le texte pré-cité.

Description de la grotte du Failly (figure III-14)

Pour des raisons de clarté de l'exposé, nous scinderons ce réseau spéléologique en deux parties :

Fig.III-14 La grotte du Failly (bassin de Delut)

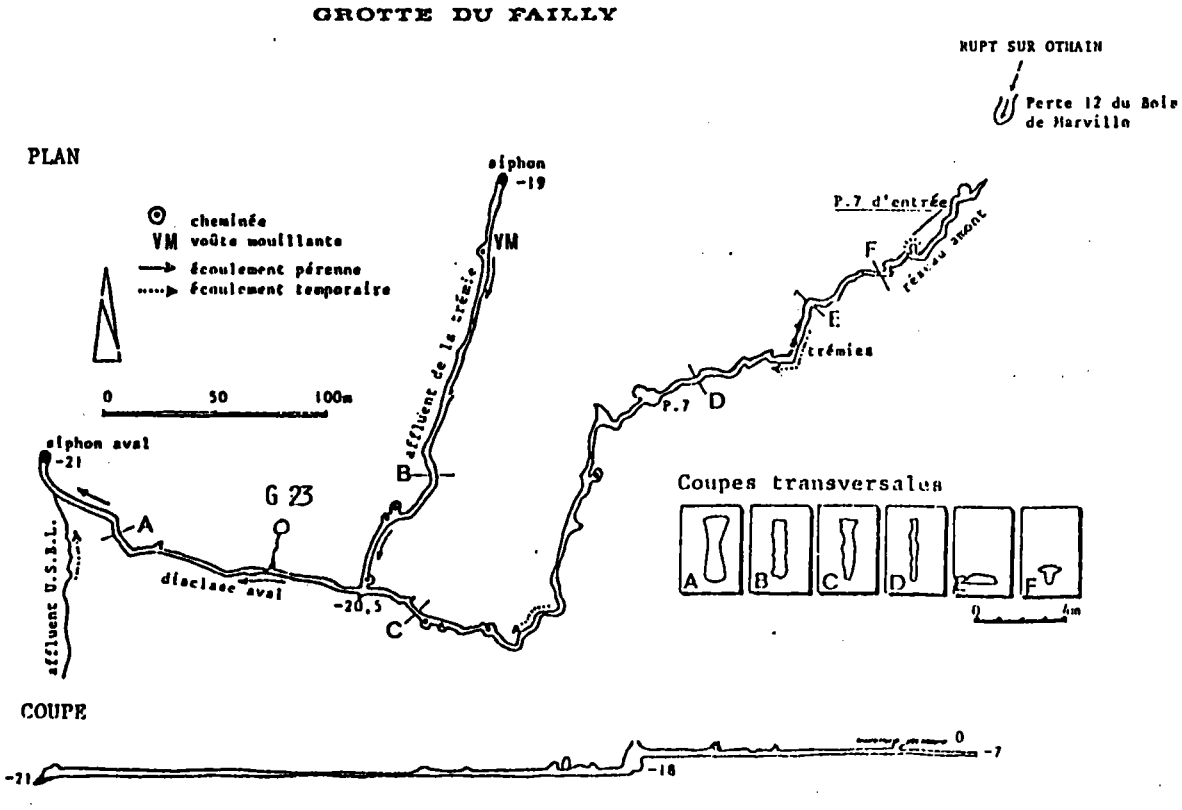
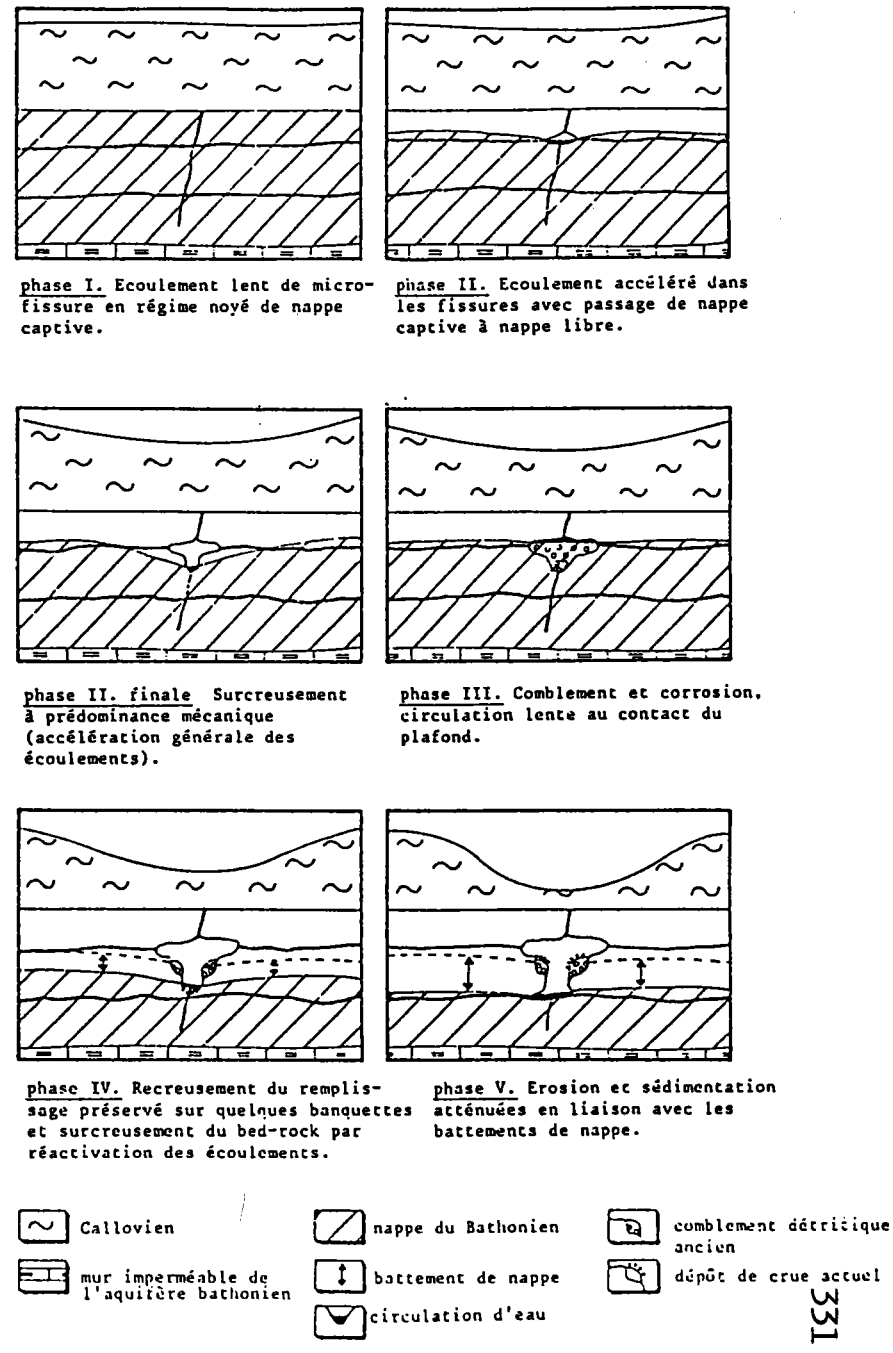


Fig.III-15 Evolution des galeries de la rivière souterraine du Failly



Le réseau temporaire comprend les tronçons suivants :

- du puits d'entrée vers l'amont et la perte G12 du Bois de Marville,
- du puits d'entrée, vers l'aval, jusqu'au P7,
- de la base du P7 à la confluence avec le réseau pérenne.

Le réseau pérenne comprenant les tronçons suivants :

- de la confluence avec le réseau temporaire vers l'amont du réseau actif : Affluent de la Trémie,
- de la confluence avec le réseau temporaire vers le siphon Aval : Diaclase Aval,
- en rive gauche de la Diaclase Aval : Affluent U.S.B.L. et en rive droite la désobstruction d'une petite diaclase ayant permis de réaliser la jonction avec le gouffre-perte G23.

S'ouvrant au fond d'une minuscule doline, un puits de 7 m de profondeur établi dans une fissure en partie comblée de blocs bathoniens enrobés d'argile, constitue un regard naturel sur un ruisseau temporaire provenant d'une vaste doline-perte située 80 m au NNE.

A la base de ce puits, le Réseau Amont, étroite galerie (0,7 x 1 m) sinueuse et longue de 60 m, aboutit dans une petite rotonde avec cheminée impénétrable. Un petit prolongement est obstrué au bout de quelques mètres.

En aval de ce puits, la galerie reste étroite et présente d'abord un profil en trou de serrure (0,8 x 1 m). Le plafond est lisse, avec petit chenal de voûte intermittent. Il est également recoupé par des fissures élargies en coupoles. Le plancher est relativement plat, avec remplissage médiocre d'un mélange d'argile, limon, sables et granules. En d'autres endroits le bed-rock est apparent, lisse et luisant avec de nombreuses vagues d'érosion orientées. Quelques petits conduits karstiques de la grosseur d'un poing débouchent des parois.

La galerie s'abaisse ensuite en laminoir en même temps qu'elle passe d'une direction NE-SO, à une direction NNE-SSO. Ce laminoir est entrecoupé de trois trémies permettant de remonter de 2 ou 3 m dans le plafond. De gros blocs calcaires et des paquets de colluvions argileuses remplissent la galerie, ne laissant subsister qu'un étroit passage (0,25 x 0,25 m). Le colmatage argileux est décapé par endroits, laissant apparaître des blocs calcaires bien propres : des traces évidentes prouvent l'enfouissement du ruisseau temporaire dans son lit d'alluvions.

Après la dernière trémie, la galerie se relève en diaclase (0,4 x 4 m), au bed-rock marmité, et débouche à 160 m de l'entrée sur un puits de 7 m. En fait, cette galerie est encore bien visible au plafond : elle vient buter 7 m plus loin sur une fissure de compression.

La base du puits est marmitée avec à l'aval une contre-pente attaquée par un sillon étroit et profond (0,3 x 1,5 m) donnant sur une longue diaclase (230 m), avec joint de stratification élargi au sommet (0,4 à 1 m x 4 m).

Nous sommes alors dans une galerie où débouchent de nombreux affluents temporaires, la plupart impénétrables. De direction SO-NE, la diaclase devient rapidement NNE-SSO. Elle rencontre latéralement une vasque laissant en étiage des flaques d'eau sur le plancher marmité et cupulé. On note également la présence d'anciens chenaux perchés à 1,5 m au-dessus du bed-rock, ainsi que de dépôts assez importants situés sur des banquettes rocheuses à 1 m au-dessus du plancher : granules, sables et argiles rougeâtres sont toujours surmontés par un dépôt blanc-grisâtre de sables riches en fines (67 % du total, partagés en moitié argile, moitié limon). Les derniers 70 m de cette galerie se font selon une direction grossièrement E-O, avec nouvelle arrivée d'eau en vasque latérale siphonnante, pour déboucher sur le réseau pérenne.

L'amont de ce réseau actif (Affluent de la Trémie) est une grande diaclase (0,7 - 1 m x 4 m) presque rectiligne (SSO-NNE) qui se développe sur environ 180 m et se termine, après passage d'une voûte mouillante sous trémie, par un siphon coté à -19 m. Les parois sont déchiquetées de lames d'érosion et le plancher est entrecoupé de petits bassins séparés par des lames rocheuses acérées ; trois cheminées débouchent dans le plafond.

Les 170 m de la Diaclase Aval prolongent ce réseau se terminant par une vasque profonde avec siphon pénétrable par plongée. Il s'agit d'une galerie (1,5 x 2 m) sur diaclase et joint de stratification bien dégagé, de plafond rectiligne à fissures transversales mises en creux. Des chenaux d'écoulement horizontal subsistent à environ 1,7 m au-dessus du lit actuel du cours d'eau, et des banquettes rocheuses situées à environ 1,5 m de hauteur sont légèrement remodelées par des cannelures verticales. Au fur et à mesure que l'on se rapproche du Siphon Aval, la galerie est creusée latéralement, et sur les banquettes rocheuses perchées se remarque le double remplissage observé précédemment (échantillons supérieurs et inférieurs) : le dépôt blanc-grisâtre est creusé de petites entailles linéaires verticales. Les parois de la cavité sont luisantes, couvertes de cupules de rodage et d'érosion.

En rive gauche, 15 m avant le Siphon Aval, l'Affluent U.S.B.L. temporaire et particulièrement étroit (L : 0,1-1,5 m – H : 0,3-2 m) à

profil en trou de serrure, a été reconnu sur 96 m en direction pratiquement N-S.

Les éléments de genèse

Il apparaît que toutes les galeries ont d'abord exploité des joints de stratification, puis ont été plus ou moins le siège de phénomènes de surcreusement leur conférant le profil en trou de serrure : joint d'un banc supérieur de la masse bathonienne de l'entrée au P7, joint d'un banc inférieur pour le reste du réseau.

Il apparaît ensuite que de l'entrée au P7, prédominent les micro-formes impliquant un écoulement et une action mécanique des voûtes, alors que le reste du réseau est surtout marqué par les micro-formes de corrosion (écoulement lent en régime noyé), d'évorsion (écoulement libre, plus rapide), et de remplissage.

Compte-tenu des éléments recueillis au niveau des analyses morphologiques, hydrologiques et karstologiques, il est possible de proposer des éléments de datation du karst bathonien de la Dalle d'Etain.

c) datation du karst bathonien du bassin de Delut

Au vu des analyses précédentes, il est possible de proposer une chronologie des différentes phases génétiques du karst dans le bassin de la Damusse. Cette datation est présentée d'une part pour les formes liées au drainage horizontal et d'autre part pour celles liées au drainage vertical.

Les formes de drainage horizontal

Les différentes phases d'établissement du réseau peuvent se schématiser de la manière suivante (figure III-15).

A l'origine n'existait que l'actuel réseau actif pérenne. Ce réseau s'établit à partir d'un joint de stratification et de fissures de la masse bathonienne. Le creusement s'effectue classiquement par corrosion en régime noyé, peut-être à l'intérieur d'une nappe captive sous les argiles calloviennes, et sous forme de conduits syngénétiques (Phase I). Intervient alors une première période de surcreusement avec phase finale de comblement (Phase II et début de phase III) : le réseau connaît sa deuxième retouche post-génétique et évolue en galerie paragénétique ou de creusement remontant (Phase III).

Une phase de recreusement du remplissage aboutit au deuxième surcreusement du bed-rock (Phase IV).

La phase V correspond à la situation actuelle.

Les analogies avec un cycle périglaciaire sont troublantes :

- la phase I suppose un climat fournissant eau et CO_2 en abondance : interglaciaire de type "tempéré" à nuances chaudes et humides et végétation abondante,
- la phase II de type anaglaciaire plaide pour un simple renforcement des quantités d'eau écoulées, correspondant à un type climatique plus frais et plus humide,
- la phase III, de comblement, caractérise un certain tarissement, mais non un arrêt total des écoulements. La partie supérieure du joint de stratification est attaquée, mais non défoncée. Cette phase pourrait correspondre à un pléniglaciaire, froid et relativement sec, les écoulements ne se produisant qu'en dégel estival,
- la phase IV, de type cataglaciaire, implique un retour à des conditions "tempérées" fraîches et humides,
- la phase V caractérise les conditions actuelles et subactuelles.

Les formes de drainage vertical

Nous avons vu que l'évolution de ces formes pouvait être actuellement très rapide, de l'ordre de quelques années seulement, alors que les écoulements souterrains étaient au minimum situés à 18-20 mètres sous leur entrée et ne pouvaient plus guère avoir d'incidence majeure et directe sur leur évolution : ces formes de drainage vertical se rattachant à l'exokarst sont donc des formes relictuelles.

Nous avons vu d'autre part que leur localisation actuelle dans la distribution des différents éléments du relief en faisait des formes récentes, postérieures à la dernière période froide.

Nous avons vu enfin que leur mise en place, probablement préparée par la corrosion des discontinuités tectoniques dès la phase I, était à mettre en relation avec un phénomène de battement de nappe correspondant à la phase III : la nappe remonte à ce moment de 3-4 mètres au moins, avant de redescendre. Il nous semble donc que c'est à la charnière des phases III et IV qu'il conviendrait de faire remonter les premières manifestations de l'exokarst :

- les discontinuités subverticales du calcaire ont été mises globalement sous régime de compression et de corrosion (III) avant de connaître un régime de détente hydrostatique et mécanique (décapage du recouvrement de Callovien),

- le niveau de base s'abaisse en phase IV, déblayant les conduits souterrains et abaissant l'altitude du bed-rock par surcreusement,
- l'évacuation gravitaire et assistée par la captation des écoulements de surface (perte) favorise le façonnement per-descendum des drains verticaux.

Par association, le cycle de type périglaciaire défini pour les formes de drainage horizontal correspondrait au dernier cycle froid.

Deux autres arguments plaident pour une genèse essentiellement würmienne des réseaux souterrains dans le bassin de Delut et probablement sur tout l'interfluve Loison-Othain où ils restent à pénétrer.

Le premier, fondamental, est l'impression de plus grande ancienneté des karsts, y compris bathoniens (Forêt de Jaulnay), qui jouxtent la vallée de la Meuse.

Le deuxième est le nécessaire enfoncement du réseau hydrographique déterminant le passage d'une hydrodynamique de nappe captive à une hydrodynamique de nappe libre.

Or, le long de l'interfluve Loison-Othain, en rive gauche du Loison, nous avons admis la possibilité que le replat marqué dans le Callovien moyen (à 223-226 m d'altitude) et dominant la rivière de 20-25 m puisse être un témoin rissien (Première partie). Si tel était bien le cas, cela signifierait qu'à cette époque, le pied des versants argileux actuels et karstifiés était à peine au contact du Bathonien : le siphon de la rivière du Failly se situant entre 215 et 220 m d'altitude, et les vallons de la dépression de Delut ne portant la trace que d'un seul cycle périglaciaire, le cycle würmien. Le retard de karstification entre l'axe mosan et l'axe du Loison pourrait s'expliquer par le retard de la vague d'érosion régressive en direction des affluents, alors que le niveau de base mosan était déjà handicapé par la perte de la Moselle, et entamait le remblaiement de son talweg.

Conclusion

Représentatif de l'interfluve Loison-Othain, le karst du bassin de Delut permet par la relative richesse de ses formes endo- et exo-karstiques, une approche morphologique dynamique de la karstification en Woëvre septentrionale.

le relief y évolue de nos jours sous la commande du facteur karstique qui développe par ses nombreuses entrées une multitude de niveaux de base locaux captant les eaux provenant d'une véritable éponge argileuse. La multiplication des entailles dans les collines a favorisé le recoupement des mèches drainantes que sont les Pierres d'eau. La pénétration de l'eau dans les argiles est donc possible, ce qui génère une intense solifluction auto-entretenue.

Le karst couvert y apparaît également de type gravifique, son moteur ayant été l'entaille réalisée par le réseau hydrographique orthoclinal. Il semble également acquis que l'organisation des circulations souterraines se soit préparée au cours d'une longue phase d'évolution en régime noyé de nappe captive, et que l'organisation du système karstique en drain et sous-système noyé soit attribuable au Quaternaire récent. La répercussion en surface de ce travail souterrain ne remonterait qu'au postglaciaire, et l'exokarst ne serait plus aujourd'hui qu'une forme en partie relictuelle tandis que l'endokarst serait toujours actif.

II – LA SPÉCIFICITÉ KARSTIQUE DES ÉCOULEMENTS DANS LE BASSIN DE DELUT

Naturellement poreuse et finement fissurée, la Dalle d'Etain est une formation hydrogéologique aquifère. En tant que telle son alimentation est fondamentalement d'origine pluviale, mais elle est partiellement recouverte de collines argileuses qui lui restituent une partie des apports pluviométriques captés.

D'autre part elle est le siège, comme toute masse carbonatée, de processus de corrosion qui ont modifié ses aptitudes physiques d'écoulement pour l'organiser en un système karstique. C'est là son originalité première.

Après avoir rappelé les grands traits de l'organisation de la circulation de l'eau dans le bassin-versant du ruisseau du Moulin, nous chercherons à démontrer la spécificité de leur organisation par le karst, puis nous verrons quelles sont les conséquences de cette hydrologie particulière sur l'érosion des collines argileuses et de la Dalle d'Etain.

1. La complexité de la circulation de l'eau dans le bassin-versant de Delut

L'eau qui ruisselle sur les buttes argileuses, issue des précipitations et des sourcins des pierres d'eau, est captée par les dolines et les gouffres absorbants dans la concavité basale des versants, au contact de la Dalle

d'Etain. Cette eau transite par les drains karstiques pour atteindre la nappe des calcaires. Elle résurge en différents points autour du village de Delut et donne naissance à la source du ruisseau du Moulin, la Damusse.

Dans la dépression, sur les glacis de revers et au fond des vallons, le ruissellement n'est qu'épisodique. Il est fonction non seulement de la saturation en eau des sols, de la nappe de gelifracts à matrice limono-argileuse, de l'intervention ponctuelle du gel, mais aussi de la mise hors circuit momentanée des pertes karstiques en amont, dans les rondvaux. Celles-ci peuvent être obstruées par les coulées de solifluxion ; dès lors le ruissellement s'établit en surface et les eaux sont évacuées dans les vallons en direction du Loison par la vallée étroite du ruisseau du Moulin.

Le village de Delut occupant la tête de ce réseau aérien permanent, on peut y observer, en période de crue, le cumul de trois types d'écoulements : lent et différé de nappe, ruissellement rapide karstique, ruissellement rapide de crue de surface.

Mais ces conditions de circulation généralisée des eaux ne sont réalisées que quelques dizaines de jours par an, essentiellement en hiver. Pour le reste, la source de la Damusse assure la pérennité des écoulements à partir du réservoir que forme le calcaire de la Dalle d'Etain.

2. L'organisation karstique des écoulements dans la Dalle d'Etain

Nous avons vu *(supra)* que la dalle calcaire d'Etain était caractérisée par l'existence d'émergences liées pour l'essentiel à l'existence d'une nappe libre. Mais de par les caractéristiques de l'organisation des vides, cette nappe constitue un système karstique.

a) Un système karstique

Cette notion définie par A. Mangin (1974-1975) définit un « ensemble au niveau duquel les écoulements souterrains de type karstique s'organisent pour constituer une unité de drainage ». De cette originalité – répartition ordonnée des vides autour d'axes de drainage – le système karstique tient la différence essentielle avec les nappes à dominante poreuse.

Cette organisation particulière du sytème karstique – dont nous avons démontré l'existence sur l'interfluve Loison-Orne (figure III-5) – se retrouve dans le bassin de Delut, comme l'indiquait l'analyse morphologique du karst.

L'exokarst et son environnement immédiat comprend en effet :

- les terrains calloviens (la compresse humide) qui fournissent par réaction immédiate (ruissellement) ou retardée (drainage des Pierres d'Eau), ressuyage des colluvions, une partie des apports à l'endokarst,
- les pertes d'eau, discontinuités de la roche élargie par des processus complexes (figure III-13), qui sont les voies d'une infiltration rapide et massive.

L'endokarst est également structuré : l'infiltration se concentre, entre 15 et 20 mètres sous le toit des calcaires, en un système de ruissellement souterrain dont la grotte du Failly représente sinon le collecteur principal, du moins l'un d'entre eux. De nombreuses galeries ou simples fissures affleurantes témoignent d'une organisation comparable à celle d'un réseau hydrographique de surface.

Globalement, le caractère pérenne de ces circulations s'oppose au caractère fondamentalement temporaire des circulations qui atteignent l'exokarst et pénétrent ensuite dans l'endokarst.

Le caractère horizontal de ces circulations s'oppose au caractère vertical des écoulements provenant des pertes d'eau.

Il existe donc bien :

- une zone dite non saturée en hydrologie classique ; c'est le sous-système infiltration de l'hydrologie karstique,
- une zone dite saturée en hydrologie classique ; c'est le sous-système karst noyé de l'hydrologie karstique.

Pour sa partie pérenne, la rivière du Failly se situe en quelque sorte à l'interface entre ces deux sous-systèmes.

A l'amont de l'affluent de la Trémie (figure III-14), et bien que présentant des zones de ruissellement temporaire sub-horizontal, elle se développe dans la zone de transit à dominante verticale ou sous-système infiltration.

A son extrêmité aval, le siphon réalise le passage d'un sous-système à l'autre. Son exploration sous-aquatique a montré que c'était une galerie haute de 2 à 3 m, et large de 1 à 2 m (diaclase) entièrement noyée.

Ceci démontre que même dans le système noyé des drains existent dans la masse rocheuse, et que ce sous-système karst noyé n'est pas une simple zone noyée de nappe libre poreuse. Ils peuvent posséder leur secteur autonome d'alimentation comme le laisserait supposer l'existence de pertes

d'eau à l'aval du siphon (figure III-11), constituant avec l'encaissant calcaire des systèmes annexes au drainage (figure III-5).

C'est le sous-système karst-noyé qui assure la pérennité des écoulements dans une partie de la grotte du Failly et surtout à l'émergence du système – la Damusse – qui avec l'émergence d'un autre petit système affluent, le Trou de Mircoussin, donne naissance au Ruisseau du Moulin.

Le système karstique n'est donc pas simplement un lieu de transit d'eaux qui, perdues en surface, se retrouveraient intégralement et rapidement aux émergences, sorte d'ouvrage de plomberie qu'aucune vanne, aucun robinet, ne compliquerait.

C'est pourquoi les réponses hydrologiques du système karstique sont complexes.

b) Caractéristiques générales des écoulements aux exutoires du système karstique

Les eaux recueillies à l'exutoire du système karstique du bassin de Delut livrent une information globale relative à l'organisation de l'hydrographie souterraine. Les débits du ruisseau du Moulin sont le résultat d'un mélange non-homogène de familles d'eau d'origines différentes et qui par leur temps de transit plus ou moins long dans l'aquifère karstique ont pu acquérir des caractères différents.

Cette véritable personnalisation des familles d'eaux est consécutive à l'organisation interne du système en zones plus ou moins capacitives et zones plus ou moins transmissives.

De la description qui précède, on peut considérer que seront transmissifs, les vides de la roche aggrandis par les différents mécanismes qui président à la karstification (corrosion,). Pertes, gouffres galeries du sous-système, inflitrations, permettent un transit rapide et massif des eaux provenant des écoulements de surface. Ils seront le siège d'un véritable ruissellement souterrain circulant tantôt verticalement, tantôt horizontalement.

Par contre la "zone noyée" et plus particulièrement ses systèmes annexes forment un ensemble de type plus capacitif que transmissif.

La morphogénèse du bassin de Delut induit l'existence d'un système intermédiaire à la fois médiocrement capacitif et médiocrement transmissif. Régime de détente et gélifraction quaternaire ont contribué à la perméabilisation de la dalle calcaire, dans le fond de la dépression. Il en est de même en pied de versant où le décapage partiel des argiles et une solifluxion épisodique soumettent la Dalle d'Etain à un régime alterné de compression et de détente.

Par contre, plus en profondeur, le régime de compression l'emporte sur le régime de détente (P. Renault 1967-1969) comme l'a prouvé l'observation des carrières *(supra)*, et comme le confirment dans l'endokarst :

- le caractère systématiquement fermé des fissures recoupant les galeries de la grotte du Failly,
- la quasi-absence de concrétionnement à leur débouché,
- l'aspect sain des parois et voûtes de galeries dont le plancher n'est pas encombré de blocs.

Ceci introduit dans la masse calcaire une discontinuité physique qui se caractérise par une perméabilité accrue des horizons superficiels, par opposition à la perméabilité naturelle, moindre, de l'encaissant. C'est d'ailleurs dans cette "zone des 7 mètres" que :

- se constituent les petits réseaux d'accès sub-horizontaux à l'endokarst (grotte du Siphon, figure III-7 ; extrême amont de la grotte du Failly, figure III-12),
- s'établissent de minuscules drains, sur, et surtout sous un mince niveau argileux sporadique (G37, figure III-14),
- s'observent les amas de portions de voûte et de parois éboulées (grotte du Siphon).

Cette discontinuité affectant la partie superficielle de la Dalle d'Etain constitue un aquifère épikarstique « d'un grand intérêt dans la mesure où il constitue le réservoir principal d'alimentation pour l'évapotranspiration » (A. Mangin 1974-75).

Ses dimensions réduites expliquent largement la faiblesse du déficit d'écoulement constaté dans l'établissement du bilan hydrologique du Ruisseau du Moulin (IIème partie). Par contre, rapidement saturé par les précipitations hivernales, il peut :

- favoriser les écoulements de fond de vallon dans la dépression de Delut,
- alimenter par infiltration lente, grâce à la porosité et la micro-fissuration naturelles des horizons inférieurs, le karst sous-jacent,
- constituer en pied de versants argileux un réceptacle pour le ressuyage des argiles et colluvions, participant ainsi à l'effet régulateur de la compresse humide.

L'influence de l'organisation structurelle particulière du système karstique sur les écoulements, peut se retrouver par l'analyse chimique et physique des eaux à la station de Delut.

3. L'analyse physico-chimique des écoulements du Ruisseau du Moulin

Dès 1978, nous nous sommes attachés à compléter par des mesures d'ordre physico-chimique, les données purement hydrologiques recueillies à la station de Delut. Mais ce n'est que depuis 1984 que la systématisation de ces mesures est intervenue.

a) Limites des analyses physico-chimiques à la station de Delut

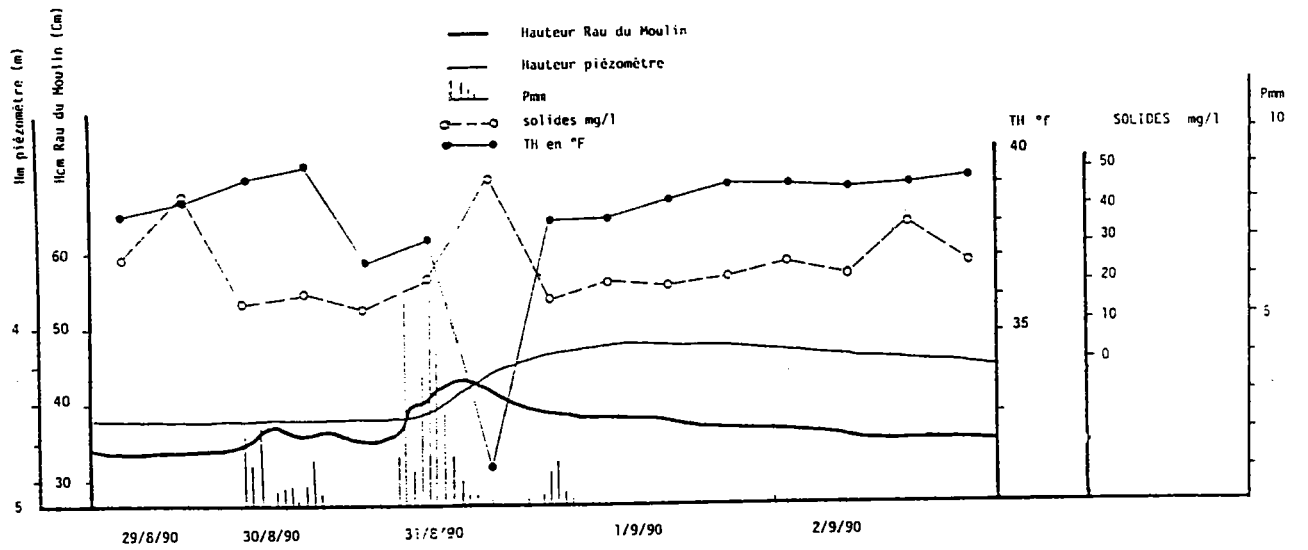
Les limites d'interprétation qu'impose le recueil instrumental des données dans le milieu naturel, sont de trois ordres : stationnel, instrumental et analytique.

De par son implantation très à l'aval des deux émergences principales du système karstique du bassin de Delut, la station hydrométrique du Ruisseau du Moulin offre des séries de données qui doivent être maniées avec une certaine prudence. Elle ne constitue pas à proprement parler une station d'émergence karstique, puisque située à environ 1 km de l'émergence principale, la Damusse. Les paramètres hydrologiques et physico-chimiques peuvent donc subir sur ce trajet une dénaturation plus ou moins poussée :

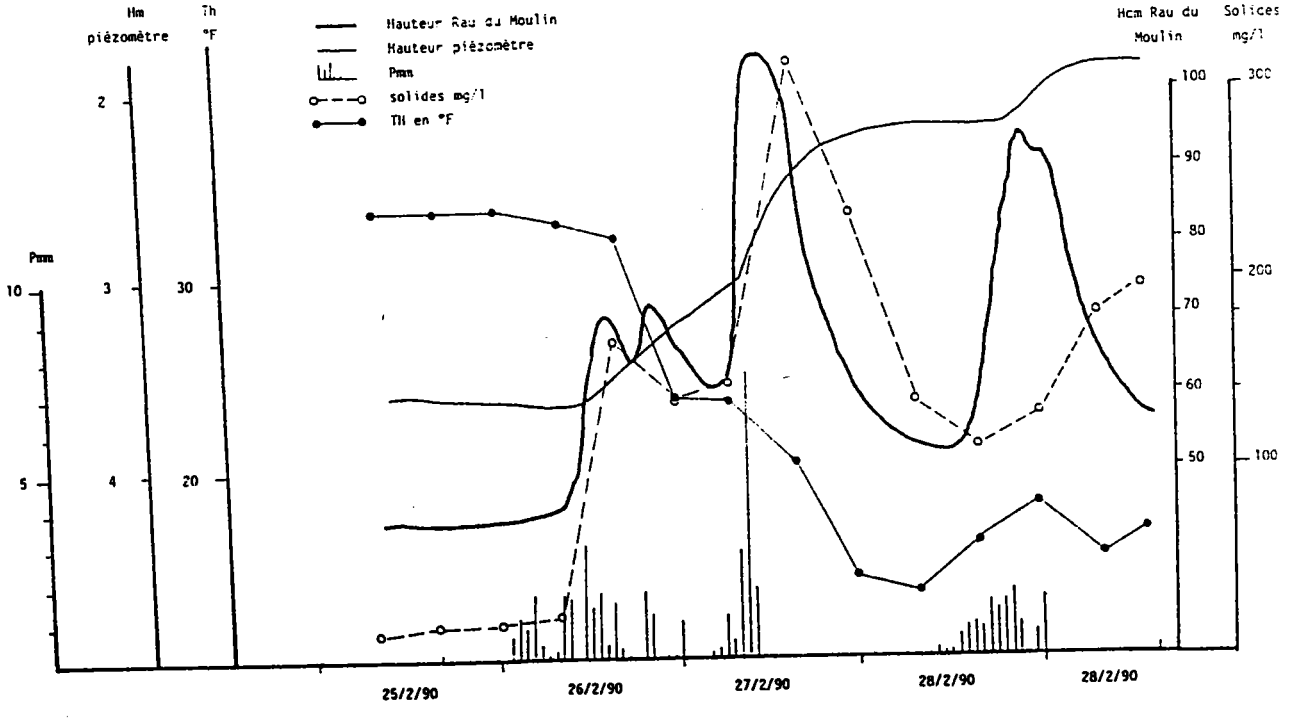
- prélèvements évapotranspiratoires et possible drainance des écoulements vers le calcaire sous-jacent aux formations alluviales,
- réchauffement des eaux entraînant un départ du CO_2 équilibrant, avec modification des équilibres chimiques,
- apports ruisselants en provenance du fond de la dépression (en période de très fortes précipitations) ou des versants argileux encadrant la vallée du ruisseau,
- resédimentation des transports en suspension ou au contraire phénomènes de sapement de berge,
- remise en suspension des sédiments par les nombreux bovidés qui, tout en s'abreuvant dans le Ruisseau du Moulin, ont toujours montré le plus vif intérêt pour nos recherches et nos appareils de mesure.

FIG.III-16 ETUDE PHYSICO-CHIMIQUE D'UN GONFLEMENT ESTIVAL (a) ET D'UNE CRUE HIVERNALE DU RUISSEAU DU MOULIN (b)

a.



b.



D'un point de vue instrumental, l'automatisation des mesures n'a pas été non plus sans poser quelques sérieux problèmes qui n'ont pu être résolus que pas à pas, ne donnant donc pas la même valeur de représentativité aux premières et aux dernières mesures réalisées, et interrompant plus ou moins longuement les séries.

D'un point de vue méthodologique et analytique, il faut distinguer la prise d'échantillon et son traitement.

La prise d'échantillon se fait par l'intermédiaire d'un appareil automatique de type I.S.C.O. protégé dans un abri qu'il a fallu calfeutrer (gel, chaleur). Chaque flacon d'un litre et demi correspond à 4 prélèvements effectués par tranche de huit heures. Leur relève a lieu une fois par semaine. Ils peuvent donc être soumis malgré les précautions prises, aux effets du gel et de l'évapotranspiration qui entraînent soit des précipitations, soit des concentrations des solutions.

Le traitement des échantillons moyens octo-horaires se fait par filtration pour les éléments solides et par complexométrie pour le calcium.

La présence de gypse dans les argiles calloviennes peut donc fausser l'attribution de la phase carbonatée aux seuls calcaires, puisque la mesure du TH - Titre Hydrotimétrique) prend en compte la teneur totale en sels de calcium et de magnésium.

De ce fait, les analyses qui vont suivre ne peuvent avoir qu'une valeur indicative. Elles portent sur un gonflement de saison chaude et un épisode de crues de saison froide.

b) Analyse d'un gonflement de saison chaude

La figure III-16a présente une situation caractéristique des étés lorrains, lorsque des précipitations viennent interrompre plus ou moins longuement une phase de tarissement. En complément des paramètres physico-chimiques présentés *supra,* on trouve sur cette figure les hauteurs d'eau enregistrées au limnigraphe du Ruisseau du Moulin et au piézomètre de Delut, ainsi que les précipitations horaires mesurées à proximité du piézomètre, dans le village même.

Au plan pluviométrique se succèdent trois averses dissemblables : la première dans la journée du 30 août (8,4 mm en 11 heures), la seconde le 31 août (25,5 mm en 13 heures), la troisième à cheval sur le 31 août et le 1er septembre (2,8 mm en 9 heures).

Au plan hydrologique, le ruisseau du Moulin réagit faiblement, mais presque instantanément à la première averse ; par paliers et plus vigoureusement à la deuxième ; tandis que la troisième averse passe pour ainsi dire inaperçue. Les décalages entre impulsions pluviométriques et

réponse hydrologique sont courtes en phase de montée : d'ordre horaire à bi-horaire pour les premières réactions ; de l'ordre d'une à quatre heures entre le cœur de chaque averse et le sommet du gonflement. La phase de retour à la situation de statut quo anté se fait environ 8 à 10 jours plus tard.

Le piézomètre se comporte très différemment. Il ne réagit tout d'abord qu'imperceptiblement et avec un grand retard (10 heures) à la première averse ; plus nettement et avec deux heures de décalage à la seconde ; mais ne réalise son plus haut niveau qu'environ 30 heures après le cœur de l'averse principale. Ce gonflement souterrain reste étal pendant 6 heures environ, le niveau de départ n'étant retrouvé que 8 à 10 jours plus tard.

Les déphasages enregistrés montrent que les réactions impulsionnelles sont différentes en raison de la dualité des modes de circulation de l'eau.

Par contre, la concomittance des retours aux situations antérieures montre une interaction très nette de ces types d'écoulements.

C'est également ce qui ressort de *l'analyse hydrochimique*. La première averse se traduit par une légère augmentaiton des apports en ions Ca^{++}, suivie par une phase de décroissance un peu plus marquée.

La séquence entre les deux premières averses est marquée par une légère remontée des concentrations, tandis que la deuxième averse marque leur effondrement, rapidement suivi par une phase de fort réaccroissement. La troisième averse se traduit par un petit palier. Mais il faut noter qu'en phases non influencées et de décrue généralisée (Ruisseau du Moulin) ou paroxysmale (piézomètre), les concentrations augmentent progressivement pour redevenir plus élevées qu'à l'origine des gonflements.

L'analyse au plan physique s'avère plus délicate du fait de variations importantes peu explicables : charnières entre le 29 et le 30 août, le 2 et le 3 septembre. En restant prudent, elle démontre simplement par la concomittance des phases principales de gonflement et de chute des teneurs en éléments solides, la prédominance d'un écoulement relativement rapide et donc compétent, de type ruissellement.

L'interprétation que nous proposons est la suivante : l'épisode du 30 août traduit essentiellement un effet de chasse. L'eau d'origine souterraine (forte concentration en calcium et faible teneur en éléments solides) est poussée par les apports pluviométriques directs et légèrement différés, dans le lit du ruisseau.

La fin du gonflement et l'arrêt des précipitations favorisent une légère remontée des concentrations (dissous) caractérisant des écoulements souterrains qui redeviennent prépondérants dans les débits du ruisseau ; alors que le régime de tarissement n'est pas encore réétabli.

La deuxième averse traduit en revanche l'arrivée d'apports de surface ayant préalablement ruisselé en domaine souterrain (phénomène de ciseaux

des deux concentrations mesurées) puis emprunté les drains de la zone noyée ("crue" du piézomètre).

La phase postérieure traduirait une reprise des apports provenant des systèmes annexes de la zone noyée, et leur évacuation par les drains : eau de plus en plus minéralisée, car ayant été stockée depuis longtemps dans la roche, et pouvant circuler dans les drains libérés du ruissellement souterrain.

Ce comportement est semblable dans ses grandes lignes à ceux décrits par A. Mangin 1974-75) et M. Bakalowicz (1979) et retrouvés en Lorraine par M. Thillay (1979) sur le système karstique de l'Aroffe souterraine.

Il confirme donc que d'un point de vue hydrodynamique le Ruisseau du Moulin tire une bonne part de ses spécificités analysées en deuxième partie de ce travail, de son alimentation de type karstique.

c) Analyse d'une crue de saison froide

La situation de fin février 1990 (figure III-16b) est également caractéristique du contexte pluvio-hydrologique lorrain, par l'enchaînement de gonflements et de crues consécutif au passage de corps pluvieux d'origine océanique.

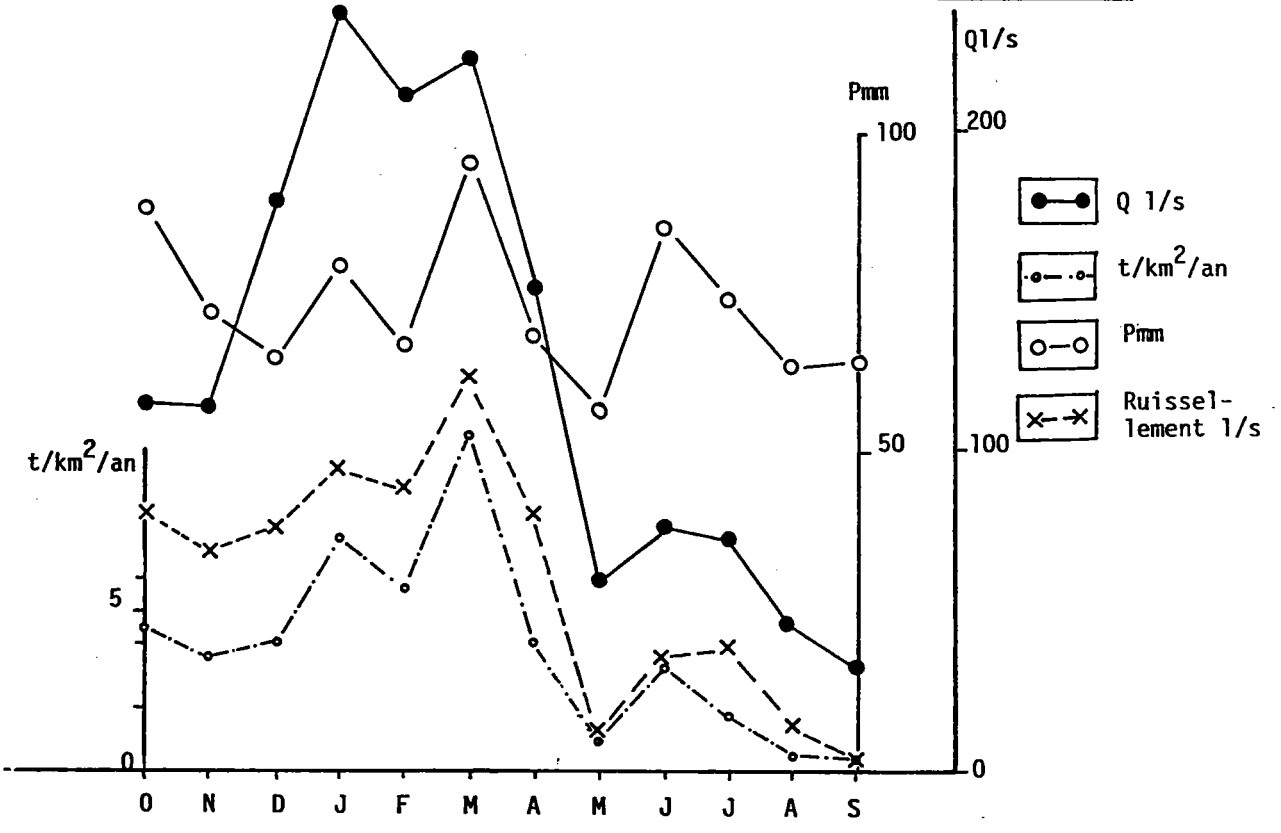
Si les variations des paramètres mesurés sont de plus grande ampleur que dans l'exemple précédemment traité, le pas de temps des prélèvements physico-chimiques rend l'analyse dynamique plus aléatoire.

Il est toutefois possible de faire quatre remarques.

En premier lieu, les concentrations chimiques sont pratiquement identiques à celles de l'exemple précédent, avant que ne s'instaure le régime de crue. Les systèmes annexes ont donc été rechargés par les précipitations de début d'hiver et leur eau a donc eu le temps d'acquérir une bonne minéralisation. L'analyse purement hydrologique avait démontré que janvier-février étaient les mois de plus forts débits de base.

En second lieu, on notera l'effet de transit des sédiments qui accompagne les deux premières crues, tandis que la troisième ne restitue que des teneurs plus faibles pour des débits forts. L'exportation des suspensions est donc un phénomène épisodique, qui s'accompagne d'un véritable nettoyage tant aérien que souterrain des talwegs, des pertes et des conduits (J. Corbonnois, P. Gamez, M. Sary 1985). Accessoirement on notera les très fortes teneurs mesurées qui laissent présager du rôle éminent joué par le karst dans l'exportation des produits résultant de la morphogénèse externe.

Fig.III-17a EXPORTATION MOYENNE MENSUELLE DE PRODUITS EN SUSPENSION DANS LE RUISSEAU DU MOULIN A DELUT (1984-85 à 1989-90).



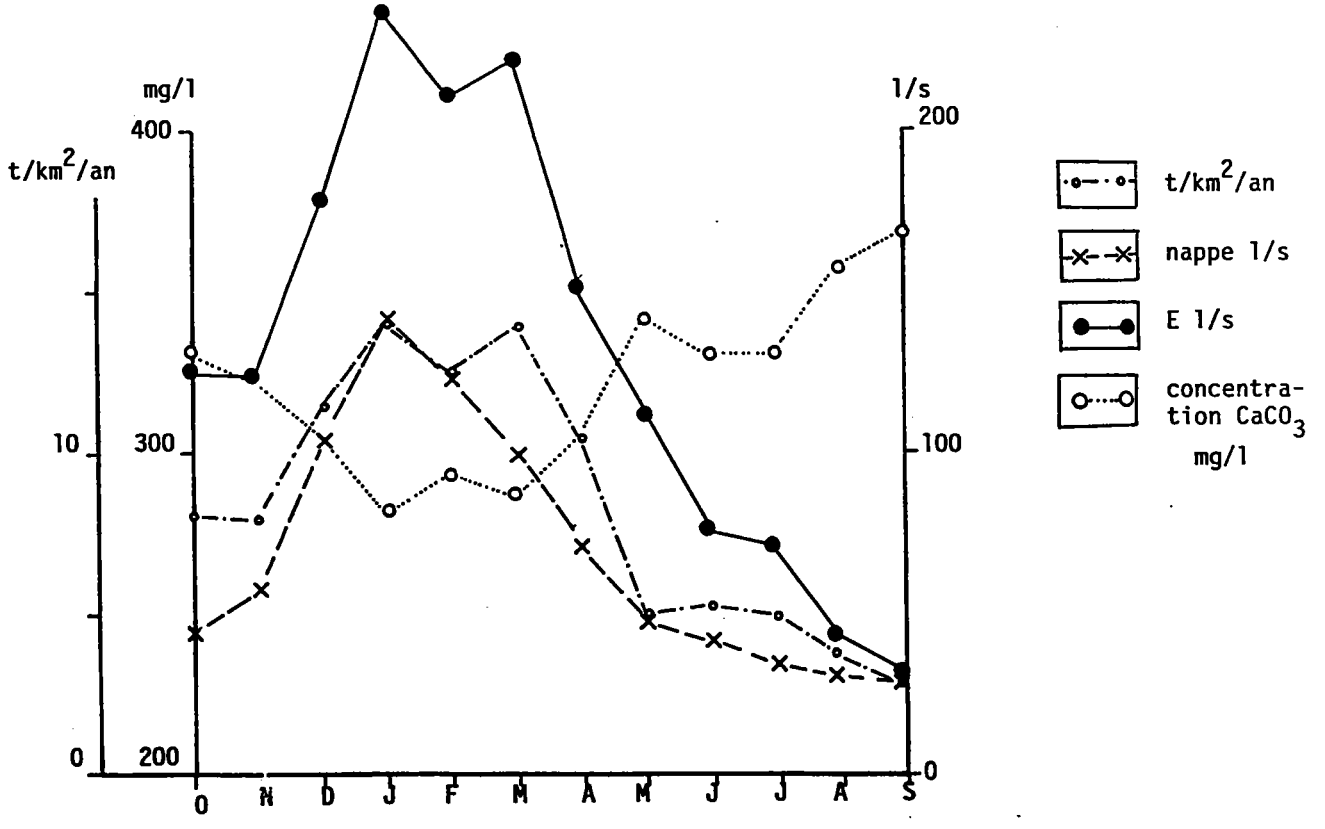


Fig.III-17b EXPORTATION MOYENNE MENSUELLE DE CARBONATES DISSOUS A LA STATION DE DELUT (1984-85 à 1989-90).

En troisième lieu on remarquera que la nette remontée des teneurs en éléments dissous (3ème crue) se voit suivie en phase de décrue par une aussi nette remontée des transports solides. Nous y voyons l'intervention des écoulements de type retardé (figure III-5) dans lesquels l'épikarst doit jouer un rôle non négligeable, ainsi qu'un accroissement des apports en provenance de systèmes annexes ayant réalisé tout ou partie de leur capacité de stockage.

En quatrième lieu, la faible durée des épisodes de montée et de descente de crue, confirme l'impression que le ruissellement est important dans le karst, milieu "aéré", mais qu'il est très nettement soutenu par la capacité du sous-système karst noyé.

Il apparaît donc qu'en dépit des limites imposées à l'analyse par l'instrumentation et la méthodologie utilisées, l'étude physico-chimique des écoulements du karst de la Dalle d'Etain apporte confirmation globale de la spécificité de son drainage de type karstique.

Ce drainage favorise comme nous allons le voir l'activité de l'érosion dans le bassin de Delut.

4. L'érosion dans le bassin-versant karstique du Ruisseau du Moulin

C'est probablement dans l'étude quantifiée de la morphogénèse actuelle que l'on peut prendre toute la mesure des interactions propres au milieu naturel en général, et karstifié en particulier. Surtout lorsqu'aux processus purement physiques se surimposent des actions d'origine anthropique.

a) Les conditions naturelles et anthropiques de la destabilisation des versants

Nous avons vu en étudiant la morphogénèse de l'interfluve Loison-Othain et du bassin de Delut, qu'elle témoignait d'un façonnement en milieu périglaciaire, mais qu'elle n'était guère stabilisée aujourd'hui. Si, dans la dépression, l'érosion dépend des différents types de ruissellement, c'est sur les versants argileux que domine la principale pourvoyeuse de produits d'érosion sous forme solide : la solifluxion.

Plusieurs facteurs naturels la favorisent :

- les argiles calloviennes atteignent facilement la limite de plasticité du fait de leur texture sableuse et de la présence, plus ponctuelle, de zones de concentrations gypseuses. La micro-structure souvent schisteuse (argiles micacées), le lessivage des carbonates (limons

éoliens), du fer, des composés hydrosolubles du mull-moder (horizon A) créent dans les horizons supérieurs des conditions satisfaisantes de la circulation de l'eau (pélosols) tandis que le lessivage des argiles crée des plans de compaction du matériau et renforce son imperméabilisation (P. Gamez – F. Gras – M. Sary 1979). Si l'on ajoute la multiplication des fentes de rétraction, on constate que la partie superficielle des argiles est lardée de plans de glissements favorables à sa destabilisation,

- les petits bancs des Pierres d'Eau recoupés par les versants sont autant de drains qui favorisent au niveau des sourcins l'humectation des colluvions de versant,
- cette armature est suffisante pour entretenir une raideur des versants argileux, entretenant l'effet de la gravité,
- l'irrégularité climatique explique le fonctionnement discontinu des processus qui commandent la solifluxion actuelle *(cf.* : première partie).

Mais ces facteurs de prédisposition actifs ou latents sont tributaires aujourd'hui de l'utilisation du sol et de certaines façons culturales :

- la déforestation qui apparaît dès le milieu du XIIIe siècle (P. Gamez – M. Sary 1979) est le facteur essentiel de l'instabilité des versants. La solifluxion est généralisée dans les rondvaux déboisés comme ceux du Fond des Vaux et du Fond des Naux (annexe III-2),
- la reconversion progressive, depuis un siècle, des cultures en herbages (tableau III-1) favorise le développement des processus de solifluxion aux dépens de l'érosion linéaire,

Années	Surfaces labourées (ha)	Surfaces en herbe (ha)
1848	625	170
1907	511	292
1971	190	472
1978	139	476

Tableau III-1 : Évolution de l'occupation du sol sur le territoire de la commune de Delut

- l'aménagement ponctuel d'abreuvoirs d'appoint sur les niveaux de Pierres d'Eau des replats ou des versants crée des cicatrices vives d'arrachement et favorise l'imprégnation hydrique des déblais et colluvions,
- la transformation d'un taillis sous futaie, en fûtaie, entraîne la création de chemins d'exploitation pour véhicules lourds ou crée des ornières, favorisant les déséquilibres ainsi que des phénomènes de tassement qui modifient les circulations aériennes ou hypodermiques à proximité des ouvertures karstiques entraînant la destabilisation de leurs flancs,
- l'abandon des drains ceinturant le massif forestier ("les royaux") n'isole plus ce dernier, ni le recouvrement argileux qui le supporte, du fond calcaire de la dépression.

Il y a donc là une grande variété de facteurs accélérant la destabilisation des versants.

b) L'influence du karst sur la solifluxion

Elle apparaît déterminante dans la mesure où les ouvertures karstiques se localisent en pied de versants argileux et du fait de la relative jeunesse de son apparition *(supra)*.

Ces ouvertures forment un liseré dense, relié à un système de drains horizontaux puis verticaux, caractérisant l'organisation du drainage de la masse calcaire.

Elles constituent autant de niveaux de base locaux conditionnant directement la dynamique des processus d'érosion sur les versants et en particulier ceux de la solifluxion.

Néanmoins, les modalités de cet appel au vide sont fonction des données de la morphogénèse et du couvert végétal :

- entre les rondvaux, les interfluves secondaires façonnés en éperons sont relativement stables du fait d'une divergence du drainage dans les Pierres d'Eau et d'une quasi-absence d'ouvertures karstiques ;
- les rondvaux boisés paraissent relativement stables, l'érosion ne s'y manifestant que sous la forme d'entailles (ravins) liés à la concentration du ruissellement et à son organisation en système hydrographiques élémentaires, vers des pertes d'eau dont les flancs sont stabilisés par le système racinaire forestier ; le système karstique restant ouvert, participe à l'évacuation des produits de l'érosion ;

– les rondvaux déboisés et en herbe sont en revanche le lieu privilégié où se développe une solifluxion généralisée qui colmate fréquemment les ouvertures karstiques, avant d'être évacué plus ou moins brutalement par un débourrage dû aux circulations souterraines (tassement et suffosion).

La solifluxion est véritablement « assistée par le karst » (M. Sary 1984), qui participe à sa réalisation et assure le transit de ses matériaux. quant aux modifications apportées par les actions anthropiques, elles témoignent de la fragilité héritée et actuelle des milieux de l'interfluve Loison-Othain et du bassin de Delut, en particulier. L'originalité maintes fois développée dans ce travail, de l'interfluve Loison-Othain, se trouve ainsi confirmée.

c) La mesure de l'érosion des sols et des versants dans le bassin de la Damusse

C'est sur les bases de ces constatations d'ordre qualitatif que le C.E.G.U.M. a entrepris une étude de type quantitatif.

Les premières mesures réalisées en 1978 et 1979 par des prélèvements essentiellement manuels en des sites jugés représentatifs de cette morphogénèse particulière (P. GAMEZ 1985) sont résumées dans le tableau III-2.

	Ruissellement sur vallons cultivés (rondvaux)	Ruissellement sous forêt et sur pâturages	Exutoire du bassin-versant	Les Bouillons
Activité moyenne annuelle (en jours)	40	171	365	10
Débit moyen par jour de fonctionnement	0,417	0,128	0,164	0,468
Surface d'alimentation concernée (km^2)	2,5	3,5	11,5	3,5
Turbidité moyenne (mg/l)	181	63	44	394
Nombre de mesures	10	25	102	10
Tonnage annuel exporté	262	120	228	159
Dégradation spécifique t/km^2/an)	104	34	19	45

Tableau III-2 : Les transports solides dans le bassin-versant de la Damusse (1978-1979)

En dépit de leur caractère sommaire dû au protocole de mesure adopté, ces premiers résultats confirment les données de l'analyse qualitative :

- 70 % des transports solides du bassin de Delut transitent par l'exutoire de trop-plein des crues du karst (Les Bouillons situés au cœur du village) lors d'épisodes qui ne correspondent qu'à 8 % de l'écoulement total annuel,
- la mobilisation des éléments solides se fait en majorité dans les rondvaux déboisés, mais une fraction des particules reste piégée dans le karst (où elle alimente irrégulièrement la suffosion) et dans le fond de la dépression,
- la mobilisation sur les versants des rondvaux boisés est bien plus faible.

La systématisation des mesures par prélèvement automatique à l'exutoire du bassin-versant (station hydrométrique de Delut) a permis de compléter l'analyse relative au transport des particules solides en suspension dans les eaux courantes.

L'étude de la dégradation spécifique mensuelle exprimée en t/km^2/an) s'établit pour la période 1984-85 à 1989-90 à 46 t/km^2/an. Indépendamment des différences méthodologiques, cette valeur plus forte s'explique également par le caractère nettement plus humide de ces 6 années (858 mm contre 755 mm).

La figure III-17a, montre que l'exportation des matières en suspension dépend d'une commande fondamentale : l'abondance (et la compétence) du ruissellement, qu'il soit aérien ou souterain.

Celle-ci est elle-même placée sous la dépendance des facteurs bio-climatiques :

- c'est en hiver, lorsque les précipitations sont fortes et que les prélèvements évapotranspiratoires sont faibles que ruissellement et exportation sont les plus forts,
- c'est en été lorsque végéation et évapotranspiration entravent le ruissellement que les exportations sont les plus faibles.

Il apparaît donc que le rythme des exportations solides est un remarquable indicateur saisonnier.

D'autre part que la liasion exportations / écoulements totaux est moins bonne que celle dans laquelle intervient le ruissellement : les débits de base (nappe karstique) ne fournissent donc pas de produits d'érosion, mais le système endokarstique, qui est en continuité physique avec le milieu aérien,

représente, par ses vides organisés, un remarquable vecteur de l'érosion. Quelques enseignements complémentaires sont apportés par la figure III-17a.

Il apparaît que plus on s'avance au cœur de l'été et plus l'efficacité de l'érosion diminue : écoulements totaux et ruissellement se renforcent en juin-juillet, mais dès juillet, les exportations qui étaient déjà faibles s'effondrent inéluctablement jusqu'en septembre, avec le ruissellement et l'écoulement total.

La période charnière septembre-décembre est une phase de préparation du substratum en surface et de nettoyage des conduits karstiques :

- à la forte augmentation des précipitations (de septembre à octobre) ne répondent qu'une augmentation plus modeste des exportations, et plus forte du ruissellement,
- ce n'est qu'à partir de décembre que les exportations deviendront plus fortes qu'en octobre, pour des précipitations inférieures et un ruissellement de peu supérieur.

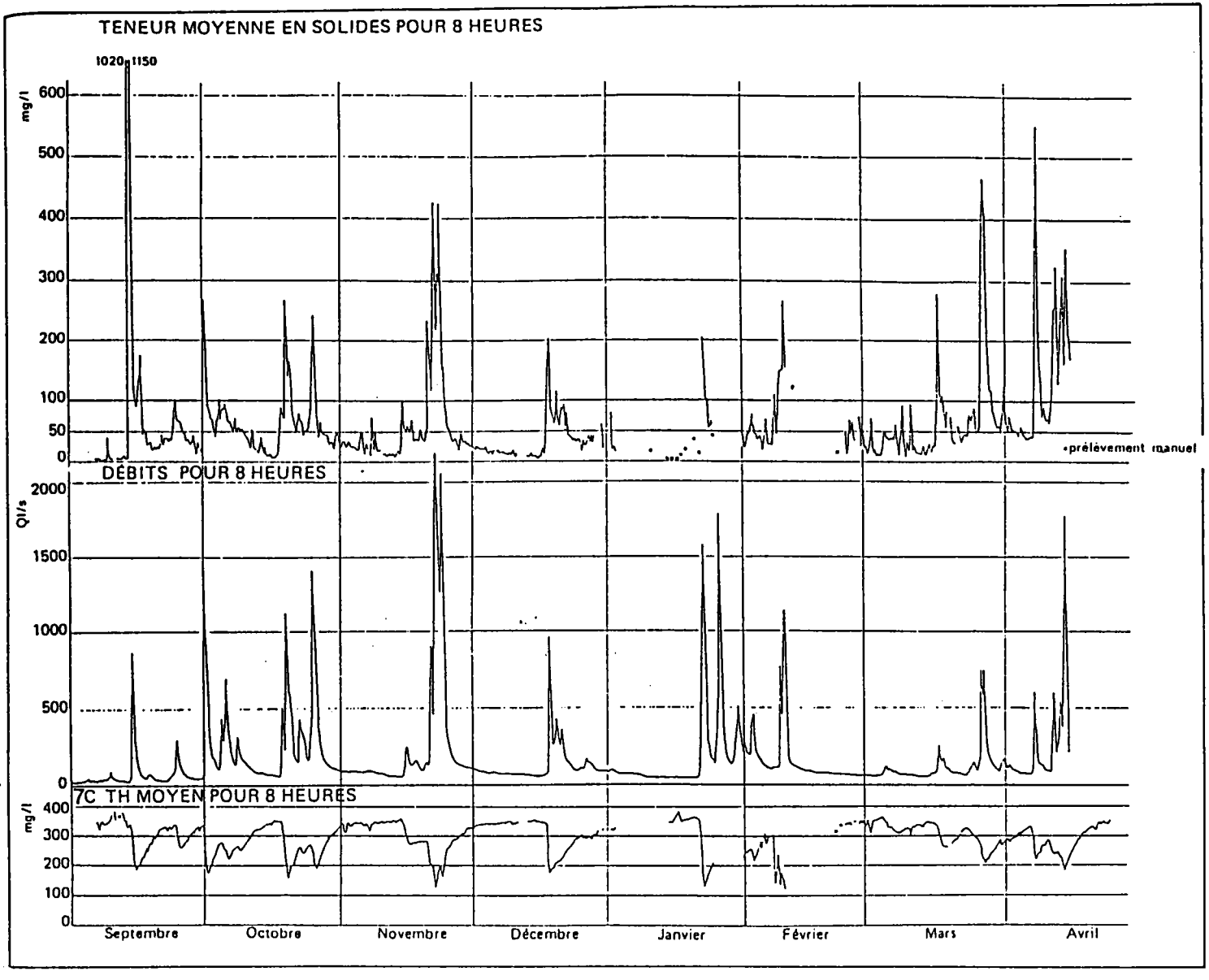
Le déphasage relatif entre écoulement non ruisselant et exportations ressort bien de la figure III-18 (J. Corbonnois – P. Gamez – M. Sary 1985). La comparaison des teneurs moyennes pour 8 heures et des débits correspondants montre sur la période septembre 1984 à avril 1985 :

- un parallèlisme grossier entre débits et concentrations moyennes,
- des périodes de déphasages importants,
- une forte variation des concentrations (4 à 1000 mg/l) avec les valeurs les plus élevées en période de crue.

C'est en septembre (14 au 16) que les teneurs en solides ont été les plus fortes, ce qui correspond à la phase de nettoyage des drains karstiques : la première crue de la nouvelle année hydrologique reprend soit les matériaux sédimentés en fin de cycle précédent, soit ceux qui ont migré par gravité (tassements de fond de doline – J. Nicod 1985) ou par migration lente, assistée par le ressuyage des formations argileuses (en place ou colluvionnées). Cette première crue reprend également la vidange retardée de l'épikarst en connexion avec les ouvertures karstiques (A. Mangin 1974-75), vidange qui entretient la suffosion (J. Nicod 1991).

Si dans les mois suivants (octobre-janvier) la corrélation est de bien meilleure qualité, les concentrations restent modestes pendant les phases de crues : c'est au cours de cette période que le substrat argileux s'imbibe et que se prépare la solifluxion qui aboutira à des exportations importantes par la suite.

Fig.III-18 TENEURS MOYENNES EN ELEMENTS SOLIDES ET DISSOUS (POUR 8 HEURES) DU RUISSEAU DU MOULIN DE SEPTEMBRE 1984 A AVRIL 1985.



La phase de tarissement de fin février ou les petits gonflements de début mars, les crues de mi et fin mars, donnent des exportations sans commune mesure avec les débits en jeu : elles témoignent du retard entre phase de préparation bio-climatique du matériau et phase d'exportation hydrologique qui sont donc consécutives et non simultanées.

d) L'ablation chimique dans le bassin de Delut

Sa mesure s'est faite à partir des échantillons prélevés automatiquement. Nous renvoyons à la critique méthodologique *(supra)* pour le nécessaire rappel de prudence qui s'impose dans le maniement des résultats proposés ci-dessous. Aussi cette étude ne présentera-t-elle que des résultats d'ordre général.

La figure III-17b montre que l'évolution des concentrations moyennes mensuelles en ions Ca^+ (dureté) varie :

– schématiquement en raison inverse des écoulements totaux,

– plus schématiquement encore, en raison inverse des écoulements de nappe (débit de base).

Il apparaît donc que la dissolution au sein de la masse calcaire est une caractéristique estivale que nous mettrons en relation avec :

- la fourniture de gaz carbonique (CO_2),
- la relative lenteur des écoulements de zone noyée impliquant un temps de contact eau / roche important,
- le destockage d'une eau qui a séjourné dans l'aquifère (tout au moins une partie d'entre elle) depuis le début de l'hiver,
- la lenteur des eaux d'infiltration différée qu'entretient la compresse humide surmontant le karst couvert.

Les fréquentes indentations de cette courbe – tant en hiver qu'en été – laissent supposer que le phénomène d'attaque chimique de la roche et le phénomène d'évacuation des solutions sont assez nettement dissociés. Ce que nous mettrons en relation avec le caractère anisotrope du système hydrogéologique de type karstique. L'exportation moyenne annuelle de 1984-85 à 1989-90 représente 100 t/km^2/an. Elle est en moyenne mensuelle nettement plus forte en hiver qu'en été, et varie :

- schématiquement, en raison inverse des concentrations,
- plus fidèlement, en raison des débits de base,

– très fidèlement, en fonction des écoulements totaux qui incluent le ruissellement aérien et souterrain. Le premier cité n'intervenant guère dans le phénomène (P. Gamez 1985) car étant essentiellement lié au ruissellement et à la circulation des argiles.

On peut donc en conclure que « les volumes d'eau écoulés déterminent l'essentiel des tonnages exportés » (Ph. Martin 1991).

La zone noyée du karst – correspondant en tout ou partie à la nappe d'eau souterraine bathonienne – n'est donc pas le seul lieu dans lequel agisse la corrosion : elle en est généralement le lieu privilégié, mais elle peut s'effectuer à travers toute la tranche calcaire.

L'exportation des carbonates est par contre nettement régie par les effets de chasse du ruissellement souterrain : les deux mois de plus fort ruissellement (mars et janvier – figure III-17a) sont également les mois de plus forte expulsion d'éléments dissous.

L'ablation chimique peut être également estimée en terme de vitesse d'érosion, et s'exprime en mm/millénaire.

Cette forme d'expression est souvent critiquée, car elle donne l'impression que la tranche calcaire fond sur elle-même, alors que l'enlèvement de matière carbonatée ne s'effectue pas uniquement dans les tranches superficielles, mais principalement le long des axes de drainage du karst.

Nous avons pourtant conservé ce mode d'expression, très parlant, très répandu, et facilitant ainsi les comparaisons entre milieux ou régions kastiques hétérogènes.

Les mesures réalisées en 1978 et 1979 (P. Gamez 1984) donnaient une vitesse d'érosion ou ablation chimique de 22 mm/1000 ans ; les résultats obtenus de 1984-85 à 1989-90 donnent une valeur double, soit 40 mm.

Bien que calculés tous deux par la formule de M. Pulina

$$D = \frac{a.\,T.\,Q}{P}$$

où a : coefficient qui dépend du poids spécifique de la roche (12,6 pour les roches carbonatées)

T : minéralisation moyenne des eaux en mg/l

Q : débit moyen en m^3/s

P : superficie du bassin d'alimentation en km^2

D : vitesse de l'érosion karstique en mm/millénaire

les résultats sont très contrastés. Cela tient au fait que la première série péchait par l'incertitude régnant sur le débit à attribuer à la valeur

hebdomadaire de concentration qui diminuait le rôle des crues (hivernales et estivales) responsables des plus fortes exportations.

Ceci dit, le phénomène présente une certaine irrégularité (Tableau III-3).

	TH mg/l	Q m^3/s	Précipitations (mm)	Vitesse d'érosion mm/1000 ans
1984-85	314	0,133	792	45
86	328	0,109	829	39
87	307	0,162	970	54
88	311	0,177	1040	60
89	325	0,108	779	38
90	348	0,079	739	30

Tableau III-3 : Ablation karstique (vitesse d'érosion) en mm par millénaire dans le bassin de Delut

L'ablation karstique varie dans une fourchette annuelle de 30 à 60 mm/millénaire étroitement corrélée aux apports pluviométriques et à la force des écoulements ; la température dont on sait qu'elle est très stable et l'évapotranspiration réduite par la profondeur à laquelle se situe le réservoir souterrain ne semblent guère entrer en ligne de compte.

Ce sont surtout la production de CO_2 – certainement abondante pendant une partie de l'année et irrigant facilement les réseaux souterrains du fait de la localisation forestière des entrées karstiques – ainsi que l'effet de compresse argileuse humide, qui expliquent ces valeurs élevées.

Aucune mesure de ce type n'étant disponible pour la Lorraine, à notre connaissance, la comparaison avec d'autres régions et d'autres types de systèmes karstiques est délicate.

Il semblerait que ces valeurs placent le karst du bassin de Delut dans une catégorie appartenant aux régions de climat océanique frais et peu arrosé, mais probablement au-dessus des valeurs rencontrées en régions méditerranéennes handicapées par faiblesse des précipitations et force de l'évapotranspiration (J. Nicod 1972, Ph. Martin 1991).

CONCLUSION

Le bassin de Delut se caractérise donc par un mode de circulation complexe des eaux, associant ou dissociant selon les cas les domaines aérien et souterrain.

Les reliefs argileux assujettissant la localisation de l'exokarst subissent, en retour, les attaques d'une intense érosion assistée par le karst.

Dans ce milieu fragile, les interventions anthropiques déclenchent, dans certains rondvaux, une solifluxion généralisée qui nourrit les apports que les drains karstiques évacuent vers l'aval selon un rythme plus ou moins heurté.

Quant au soubassement calcaire, il est rongé par une forte corrosion à modalités saisonnières que favorisent l'environnement bio-climatique et la structuration interne des écoulements dans le système karstique.

CONCLUSION DU CHAPITRE SECOND

L'originalité karstique du bassin de Delut peut également s'évoquer en termes plus pittoresques, par des manifestations au premier rang desquelles les "Bouillons" ont acquis une renommée locale certaine.

Ces jaillissements d'eau boueuse pouvant atteindre 1 à 2 mètres de hauteur, se produisent en périodes de fortes précipitations, au cœur du village, au travers d'un regard aménagé dans la chaussée.

Ils progressent latéralement, perçant le macadam, défonçant les trottoirs, inondant la partie basse du village transformée en « petite Venise lorraine ». Ces dégorgeoirs de crue témoignent d'une saturation des drains karstiques.

Jadis, le garde-champêtre s'assurait à l'entrée de l'hiver que les usoirs étaient dégagés de tous produits et matériaux pouvant être entraînés par le flot.

Autre curiosité locale, le Trou de Mircoussin est apparu brutalement vers 1850 à l'aval du village, tandis que le vieux Puits du Pré tarissait.

Tous ces phénomènes inhérents aux régions karstiques n'en sont pas moins ici la preuve de la variété des processus morphogénétiques et de la complexité de leurs manifestations chronologiques.

Ils confirment qu'en relation avec le remblaiement holocène des talwegs de la Meuse et de ses affluents, la dynamique d'évacuation est actuellement entravée à l'aval du système karstique de type couvert.

Dans le même temps, l'amont du bassin-versant connaît depuis le Moyen-Age une réactivation morphogénétique à forte connotation anthropique, qui nourrit le système de drainage souterrain en apports massifs mais discontinus de couverture callovienne.

Récent et mi-relictuel ou mi-actif à l'amont du bassin-versant de Delut, le karst est actif mais en voie de comblement à l'aval.

CONCLUSION DE LA TROISIÈME PARTIE

La Woëvre septentrionale a vraisemblablement connu plusieurs phases de karstification, dont l'étude globale reste à entreprendre.

Si leurs manifestations sont discrètes sur les calcaires oxfordiens, elles sont plus nombreuses mais limitées aux seules mardelles dans les Argiles de la Woëvre.

C'est indubitablement le contraste lithographique des Argiles de la Woëvre et de la dalle calcaire d'Etain qui offre la plus grande richesse de formes exokarstiques, et les meilleures possibilités d'étude de l'endokarst.

Ces contrastes lithologiques ont été exploités par la morphogénèse externe héritée, mais actuellement réactivée sous le coup d'un climat potentiellement actif aidé par l'anthropisation du milieu, et avec l'assistance du karst.

Morphogénèse et karstogénèse font plus particulièrement évoluer les paysages de l'interfluve Loison-Othain selon une dynamique différente selon que l'on se situe en amont ou en aval des bassins.

L'implantation d'un bassin-versant d'investigation sur cet interfluve (bassin de Delut) a permis d'appréhender qualitativement et quantitativement l'activité de l'érosion en domaine de karst couvert.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Au terme de cette étude il convient de souligner une dernière fois l'originalité de la Woëvre septentrionale. Lithologie et tectonique ont imposé, sur le flanc nord du synclinal de Luxembourg, le maintien d'une hydrographie dépendante de la Meuse.

La morphogénèse a exploité ce substrat en y dégageant des milieux dissemblables, dont les caractéristiques se répercutent sur les écoulements.

Les Hauts-de-Meuse calcaires sont surtout drainés au profit de la Meuse. Les étendues de la Woëvre argileuse expliquent par le développement du ruissellement la force des modules annuels et hivernaux, mais elles se révèlent non productives en été. Seuls les éléments du réseau hydrographique encore rattachés à la cuesta oxfordienne profitent de l'existence d'une nappe-relais fonctionnant dans les dépôts quaternaires non évacués.

En fait, et depuis qu'il a été probablement amputé du réseau de l'Orne amont, le Loison ne maintient véritablement son cours que grâce à l'apport que lui fournissent les calcaires bathoniens. Lorsque la couverture argileuse a été partiellement décapée, la nappe qu'il recèle devient libre et les émergences fournissent des débits abondants préservés de l'évapotranspiration par leur origine souterraine.

Les réseaux hydrographiques orthoclinaux et parallèles du Loison et de l'Othain ont dégagé un interfluve marqué par une active karstogénèse générant une érosion aujourd'hui importante.

Les formes exokarstiques de pieds de versants argileux servent de réceptacles aux produits d'une abondante solifluxion, tandis que l'endokarst favorise leur exportation massive et rapide, au rythme des crues saisonnières.

L'endokarst présente une hiérarchisation du drainage de la masse calcaire, c'est donc un système karstique. En tant que tel, il est siège de processus hydrologiques et chimiques complexes qui traduisent la réalité de l'érosion physique et chimique des milieux de karst couvert et suffosant de Lorraine septentrionale.

Les résultats acquis l'ont été au prix d'un important recours à la mesure des paramètres naturels du milieu. Equipements climatologiques, hydrologiques et physico-chimiques imposent des limites technologiques et des contraintes méthodologiques certaines. Mais leur développement croissant, laisse augurer une approche encore plus précise des processus complexes qui régissent les milieux géographiques.

Il faut espérer voir se systématiser, dans un proche avenir, ce genre de démarche instrumentale sur des sites nouveaux et dans des milieux différents et plus homogènes. Ces investigations ciblées pourraient petit à petit conduire à une vision synthétique et systémique de la morphogénèse en Lorraine du nord.

Karstogénèse et hydrologie sont deux éléments originaux et étroitement imbriqués en Woëvre septentrionale ; ils déterminent une dynamique complexe associée à la morphogénèse mais dont l'étude se révèle enrichissante.

La Lorraine recèle encore d'autres régions à contrastes lithologiques qui déterminent l'existence du karst couvert ; de nouvelles investigations semblent donc s'imposer.

BIBLIOGRAPHIE

BABOT Y. (1985) : Recherche d'eau par prospection géophysique dans le secteur de Sorbey. Vallée de l'Othain.
BRGM - SGR/LOR n° 85/40, 5 pages et annexes.

BABOT Y. (1986) : Recherche d'eau par prospection géophysique dans le secteur de Saint-Laurent-sur-Othain.
BRGM - SGR/LOR n° 86/65, 5 pages et annexes.

BABOT Y. (1986) : Recherche d'eau par prospection géophysique dans le secteur de Saint-Laurent-sur-Othain.
DDAF Meuse - BRGM - rapport SGR/LOR n° 86/65, 8 p.

BAKALOWICZ M. (1979) : Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification.
Thèse de Doctorat d'Etat ès sciences naturelles. Laboratoire souterrain du CNRS. Moulis - Université Pierre et Marie Curie. Paris VI, 269 p.

BAKALOWICZ M. – MANGIN A. (1980) : L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification.
Mémoire hors série de la Société Géologique de France, n° 11, p. 71-79.

BARRES M. (1969) : Etude des gisements de Grouines. Département de la Meuse.
BRGM-SGL 66 NES.

BEAUDOIN J.-P. (1974) : Phénomènes et dépôts karstiques du Barrois.
Mémoire de maîtrise, Université de Nancy II, 93 pages et annexes.

BEAUDOIN J.-P. (1989) : Karsts en Meuse. Le travail des eaux souterraines en pays calcaire.
CDDP - Conseil Général de la Meuse. 93 p. + diapositives.

BONNEFONT J.-C. (1975a) : La morphologie prérissienne dans le sud de la Lorraine.
Mélanges G. Viers. Université de Toulouse-le-Mirail, p. 89.

BONNEFONT J.-C. (1975b) : La Lorraine du sud à l'époque du Riss et du Würm.
Mosella, T V, n° 4, pp. 59 à 83.

BONNEFONT J.-C. (1978) : Le rôle géomorphologique des racines des arbres forestiers. 1. Les actions mécaniques. R.G.E., t. XVIII, n° 4, pp. 217 à 228.

BONNEFONT J.-C. (1981) : Le rôle géomorphologique des racines des arbres forestiers. 2. Les actions chimiques et biologiques. R.G.E., t. XXI, n° 4, pp. 277 à 291.

BONNEFONT J.-C. (1983) : Les paysages géomorphologiques, in Géographie de la lorraine. Presses Universitaires de Nancy. Editions Serpenoise, pp. 31 à 53.

BOTH J., CHALUMEAU G. (1974) : Han-lès-Juvigny (Meuse). Alimentation en eau potable de la commune. Rapport hydrogéologique.
BRGM - rapport SGR:MES 74/15.

BUVIGNIER A. (1852) : Statistique géologique, minéralogique, minérallurgique et paléontologique du département de la Meuse.
Paris, J.B. Baillière, 694 p. et annexes.

CAMMAL C. (1981) : Bassins-versants souterrains dans les calcaires de Lorraine.
Agence de Bassin Rhin-Meuse, 17 p. et annexes.

CARON B., BLONDEAU A. (1981) : La Champagne de la craie et ses confins orientaux.
Excursion de printemps de l'Association des Géologues du Bassin de Paris, 49 pages.

CASTANY G. (1967) : Introduction à l'étude des courbes de tarissement. Chronique d'hydrogéologie, n° 10. BRGM p. 23-30.

CASTANY G. (1967) : Traité pratique des eaux souterraines.
Dunod, deuxième édition, 661 p.

CASTANY G., MARGAT J. (1977) : Dictionnaire français d'hydrogéologie. BRGM, 149 p.

CASTANY G. (1982) : Principes et méthodes de l'hydrogéologie.
Dunod Université, 236 p.

COLIN G., GODARD A. (1962) : Les dépressions fermées en Lorraine. R.G.E., t. II, n° 3, pp. 233 à 261.

Commission Française des Phénomènes Karstiques (1972) : Vocabulaire Français des phénomènes karstiques. Mémoires et Documents publiés sous la direction de J. Dresch – Phénomènes Karstiques – nouvelle série, volume 4, 2ème édition, pp. 13 à 68.

CORBONNOIS J. (1981) : L'avant-côte de Moselle au Sud de Metz. Etude de géographie physique.
Thèse de doctorat de 3ème cycle, Université de Nancy II, 322 p.

CORBONNOIS J., GAMEZ P., SARY M. (1985) : Le régime des transports solides et dissous dans le karst couvert de la Dalle d'Etain (interfluve Loison-Othain, Lorraine septentrionale).
Spelunca. Mémoires n° 14, Actes du XVIe Congrès national de spéléologie (Nancy-Metz), p. 129-136.

COSANDEY C.-M. (1983) : Recherches sur les bilans de l'eau dans l'ouest du massif Armoricain.
Thèse de doctorat d'Etat. Paris Sorbonne, 515 p.

COUTURAUD A., AUCANT Y. (1991) : Un grand réseau du Jura : le Verneau (Doubs, France).
Spelunca n° 43, p. 31-43.

DACHARRY M. (1974) : Hydrologie de la Loire en amont de Gien.
Nouvelles Editions Latines, vol. I et II, 334 et 285 p.

DACHARRY M. (1975) : Sur le fléchissement des débits estivaux de deux rivières du Massif Central Français, la Senouire et l'Allanche, affluent et sous-affluent de l'Allier.
Revue Géographique de l'Est, t. XV, n° 1-2, p. 101-112.

DAUM J.-R., HENTURGER R., MISSEY J., VAN DEN AVENNE S. (1978) : Hermeville-en-Woëvre. Reconnaissance des alluvions par méthode géophysique et pompage d'essais.
Rapport BRGM - 78 - SGN-GIG-LOR.

DDA Meuse (1975) : Les données du milieu rural, 163 p.

DE BETHUNE P. (1964) : Adaptation, inadaptation et préadaptations structurales.
Volume jubilaire M.M. Lefèvre. Louvain, pp. 337 à 358.

DEGARDIN F. (1985) : Quelques réflexions pratiques sur les crues des 9-11 avril et 25-26 mai 1983 dans le bassin français de la Moselle.
Mosella t. XV, pp. 183-210.

DELAFOSSE W., GUYOT H., BELLARD A. (1932) : La question des mardelles en Moselle.
Bull. Soc. Hist. Nat. de la Moselle, 33e cahier, 4ème série, t. IX, pp. 89 à 102.

DION J. (1972) : Etude fréquentielle des précipitations mensuelles du nord-est de la France.
R.G.E. 1972 t. XII, n° 2-3, pp. 175-223.

Dossiers Documentaires Meusiens (1976) : Le climat meusien.
DDM n° 5, 43 p.

DUBREUIL P. (1974) : Initiation à l'analyse hydrologique.
Masson - ORSTOM, 216 p.

DUMONTIER M. (1959) : La perte de la Meuse à Bazoilles. Le Pays Lorrain.
Ste Archéo. Lorraine n° 4, pp. 115 à 124.

DURUP DE BALEINE A. (1989) : Le karst de la Forêt de Hesse. Etude géomorphologique d'un karst vert en Lorraine occidentale.
Mémoire de maîtrise de géographie physique. Université de Nancy II, 286 p.

FENELON P. et alii (1972) : Vocabulaire Français des phénomènes karstiques.
In Phénomènes karstiques.
Mémoires et Documents, année 1967, nouvelle série, volume 4.
Editions du CNRS. Deuxième édition, pp. 13 à 68.

FOURNIGUET J., WEBER C. (1979) : Study of vertical movements in eastern France, based upon repeated levelling. A tentative interpretation.
Terrestrial and space techniques in earthquake prediction research.
A. Vogel Edit. Wiesbaden, pp. 287-300.

FRÉCAUT R. (1967) : Eléments d'hydrologie continentale.
Cours de l'Université de Nancy. CDU, 231 p.

FRÉCAUT R. (1972) : La Moselle et son bassin. Contribution à l'hydrologie et à la dynamique fluviales en milieu tempéré océanique.
Thèse. SRT Lille III, 839 p.

FRÉCAUT R. (1975) : Contribution à l'étude statistique des étiages. Application au domaine tempéré océanique.
Revue Géographique de l'Est, t. XV, n° 1-2, pp. 89-99.

FRÉCAUT R. et alii (1983) : Géographie de la Lorraine.
Presses Universitaires de Nancy et Editions Serpenoises, 633 p.

GAMEZ P. (1977) : Etude géomorphologique d'un bassin-versant karstique : les Bouillons de Delut (Meuse).
Mémoire de maîtrise, Université de Metz, C.E.G.U.M., 64 p.

GAMEZ P., GRAS F., SARY M. (1979) : Le revers de la Dalle d'Etain en Lorraine septentrionale. Un exemple de l'influence du karst sur la géodynamique externe.
Annales de la Société Géologique de Belgique, t. 102, pp. 47-52.

GAMEZ P., SARY M. (1979) : L'érosion et l'occupation du sol sur le revers karstique de la Dalle d'Etain (Bassin de la Damusse, Meuse).
Colloque Erosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen. Strasbourg, Université Louis Pasteur, pp. 55-60.

GAMEZ P. (1985) : Erosion des sols et érosion chimique dans le bassin karstifié de la Damusse (Lorraine septentrionale).
Annales de la Société Géologique de Belgique, t. 108, pp. 213-219.

GAMEZ P. (1985) : Karstologie Lorraine.
Spéleo. L n° 15 spécial, 16ème Congrès national FFS, pp. 35 à 46.

GAMEZ P., HALL F. (1991) : L'étang d'Amel en Woëvre septentrionale : un exemple de contraintes dans l'aménagement d'un milieu karstifié.
Mosella, t. XVIII 1988, numéro spécial annuel 1991, pp. 215 à 238.

GÉHIN P., SARY M. (1979) : Etude morphologique du bassin supérieur de l'Orne.
Mosella, t. IX, n° 1, pp. 77 à 108.

GILLE E. (1985) : Contribution à l'étude hydrologique des bassins de la Meuse et de la Moselle : problématique de l'utilisation d'un modèle couplé à discrétisation spatiale.
Thèse de doctorat de 3ème cycle. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris et Université Pierre et Marie Curie. 213 p. et annexes.

GUILCHER A. (1979) : Précis d'hydrologie marine et continentale.
Masson. Seconde édition, 344 p.

HAGUENAUER B., HILLY J. (1987) : L'enregistrement géologique et géographique de la naissance et du déclin du Bassin de Paris dans ses marches orientales.
Bull. Inf. Géol. du Bassin de Paris. Mémoire hors-série n° 6, pp. 105 à 115.

HARMAND D. (1989) : Contribution à l'étude des alluvions anciennes de la Meuse entre Pagny-sur-Meuse et Mouzon (Ardennes). Tentative d'une reconstitution paléogéographique et dynamique actuelle du bassin.
Thèse de Doctorat. Université de Nancy II-Nancy I. 603 p + annexes.

HARMAND D. (1992) : Les niveaux de terrasses de la vallée de la Meuse lorraine et leurs enseignements.
Bulletin des Sociétés d'Histoire et d'Archéologie de la Meuse, n° 27, à paraître.

HENTINGER R., MISSEY J., RICOUR J. (1977) : Base aérienne d'Etain-Rouvres (55). Etude géophysique et hydrogéologique en vue de l'implantation d'un forage.
A.E.P. BRGM - 77SGN - 231 LOR - 10 pages.

HILLY J., HAGUENAUER B. (1979) : Lorraine-Champagne.
Guides géologiques régionaux. Masson, 216 p.

HINO M., HASEBE M. (1986) : Séparation of a storm hydrograph intorunoff components by both filter-separation AR method and environmental isotope tracers.
Journal of Hydrologie, 85, pp. 251-264.

JOLY H. (1927) : Les relations des ruisseaux souterrains de la région de Tucquenieux avec les venues d'eaux souterraines. Etat d'avancement des études. Remèdes envisagés.
Revue de l'Industrie Minérale. Mémoire 15, n° 154, 20 pages.

LABORDE J.-P. (1982) : Cartographie automatique des caractéristiques pluviométriques : prise en compte des relations pluviométrie-morphométrie.
La Houille Blanche, n° 4, pp. 331-338.

LAMBERT R. (1975) : Recherches hydrologiques dans le sud-est du bassin garonnais.
Thèse de Doctorat d'Etat. Université de Toulouse-le-Mirail.

LEOUTRE E. (s.d.) : Vignes et vins dans le département de la Meuse. 150 ans d'histoire.
CODSICUM-St-Maurice, 28 p.

LE ROUX J. (1980) : La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation.
Bull. Soc. Géol. Fr., t. XII, n° 4, pp. 655-662.

LETOUZE F. (1984) : Les crues d'hiver et de printemps 1982-83 sur les bassins ruraux de Lorraine.
SRAEL-DEDS 184-229, 49 p. et annexes.

LETOUZE F. (1985) : Contribution des données de l'hydrologie de surface à l'étude du comportement du bassin karstique de l'Aroffe.
In Spelunca. Mémoires n° 14. Actes du XVIe Congrés national de spéléologie (Nancy-Metz) pp. 137-139.

LOUP J. (1974) : Les eaux terrestres. Hydrologie continentale.
Collection initiation aux études de géographie. Masson, 171 p.

MANGIN A. (1974-75) : Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques.
Thèse de doctorat d'Etat. Annales de Spéléologie, 1974-29-3 p. 283-332, 1974-29-4 p. 495-601, 1975-30-1 p. 21-124.

MANGIN A. (1978) : Le karst, entité physique, abordée par l'étude du système karstique.
In Colloque de Tarbes, Association des Géologues du Sud-Ouest, S.E.P.M.A.S.t., Toulouse, pp. 21 à 37.

MARTIN Ph. (1991) : Quantification des flux carbonatés exportés par les aquifères de la Sainte Baume (B. du Rh., Var, France) et estimation de la dissolution spécifique actuelle sur ce massif.
Etudes de Géographie Physique, Travaux n° XX, Université d'Aix-Marseille II, U.R.A. 903 CNRS, pp. 25-36.

MAUBEUGE P.-L. (1956) : Hydrologie du bassin ferrifère lorrain (Première note).
Bulletin technique de la Chambre Syndicale des Mines de Fer de France, n° 42, pp. 1 à 21.

MAUBEUGE P.-L. (1966) : Les minerais de fer de la région au S.W de Longuyon (Meurthe-et-Moselle) : la stratigraphie du Callovien de la Woëvre septentrionale.
Bull. service Carte Géol. France. t. LXI n° 278, pp. 31 à 36.

MAUBEUGE P.-L. (1968) : Hydrologie du bassin ferrifère lorrain (Seconde note).
ibidem, n° 90, pp. 7 à 25.

MAUBEUGE P.-L. (1980) : Le problème des pertes de la Meuse et de l'hydrologie des environs de Neufchâteau (Vosges).
Bull. Ac. et Soc. Lor. des Sciences, t. XIX, n° 4, p. 9 à 24.

MEGNIEN C. (sous la direction de) (1980) : Synthèse géologique du Bassin de Paris.
Volume I. Stratigraphie et paléogéographie. Mémoire BRGM n° 101, 466 p.

MENTRÉ-HILDENBRAND A. (1986) : Contribution à l'étude des phénomènes hydro-climatiques. Le cas du bassin Lorrain de la Meuse.
Thèse de doctorat, Université de Nancy II, 379 p.

MILLET E. (1935) : Le vignoble du pays meusien.
Annales de l'Est. fasc. 2, pp. 131-177.

MISSEY J., MAIAUX C. (1983) : Renforcement de l'A.E.P. de Rupt-sur-Othain. Reconnaissance géophysique (sondages électriques) dans la vallée de l'Othain.
BRGM - SGR - LOR n° 83/66. 3 pages et annexes.

MOSELLA (Revue du Centre d'Etudes Géographiques de l'Université de Metz) (1985) : Les crues de 1983 en Alsace et en Lorraine. Recueil de 17 articles, t. XV, 339 p.

NICOD J. (1972) : Pays et paysages du calcaire.
P.U.F., collection SUP., le géographe, n° 7, 244 pages.

NICOD J. (1984) : Instabilité du fond des petites dépressions karstiques.
Comptes rendus du colloque international de karstologie appliquée. Liège. Extrait du tome 108 des Annales de la Société Géologique de Belgique, pp. 65-68.

NICOD J. (1984) : Instabilité des dépressions karstiques. Mouvements de Terrains, colloque de Caen, documents du BRGM n° 83, pp. 273-278.

NICOD J. (1991) : Phénomènes karstiques et mouvements de terrain récents dans le Trias du département du Var.
Etudes de Géographie Physique, Travaux n° XX, Université d'Aix-Marseille II, U.R.A. 903 CNRS, p. 5-14.

PAGNEY P. (1975) : Réflexions sur les notions de "continentalité" et de "méridionalité", à propos de la saison chaude en Bourgogne et dans la France de l'est.
In Mélanges Viers, Etudes Géographiques, Université de Toulouse Le Mirail, pp. 405 à 420.

PAGNEY P. (1988) : Climats et cours d'eau de France.
Masson. Collection géographie 248 p.

PARDÉ P. (1963) : Fleuves et rivières.
Collection U_2. Armand Colin. 5ème édition, 241 p.

PARDÉ P. et ROUSSEL J. (1985) : Les précipitations exceptionnelles d'avril et mai 1983 à l'origine des fortes crues en Alsace et en Lorraine.
Mosella, t. XV, pp. 3-29.

PEDELABORDE P. (1957) : Le climat du Bassin Parisien.
Thèse de doctorat. Paris. Librairie Médicis, 539 p. + Atlas.

RAHAL J. (1979) : Etude de la pluviosité à l'échelle annuelle, mensuelle, journalière sur le bassin-versant de la Chiers.
Thèse de Docteur-Ingénieur ENSG-INPL. Nancy 244 p.

REITEL F. (1982) : La Lorraine
P.U.F. - Collection Que Sais-Je ? n° 2033, 127 p.

RENAULT P. (1967-1969) : Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéoléogénèse.
Annales de Spéléologie, t. XXII, fasc. 1, 267 p. ; t. XXIII, fasc. 1, 1968, 337 p. ; t. XXIV, fasc. 2, 20 p.

RENAULT P. (1970) : La formation des cavernes.
P.U.F. - Collection Que Sais-Je ? n° 1400, 126 p.

RICOUR J. et MATHIEU F. (1978) : Département de la Meuse, Direction Départementale de l'Agriculture. Dépouillement de 15 stations climatologiques.
Service géologique régional Lorraine. SGR:LOR n° 78/21, 4 p. + figures et listings.

RICOUR J. (1976) : Valorisation de quelques résultats de pompages d'essai en milieu fissuré ou poreux correspondant à des aquifères lorrains d'importance régionale ou locale.
BRGM - SGN 541 LOR., 4 p. et annexes.

ROCHE M.-F. (1963) : Hydrologie de surface.
ORSTOM Gauthier-Villars, 430 p.

ROCHE M.-F. (1986) : Dictionnaire français d'hydrologie de surface.
Masson, 288 p.

ROUSSEL-TRAUTSOLT I. (1971) : Essai d'analyse de quelques caractères du climat messin à travers l'exemple de l'année 1969.

Mosella, t. I, n° 1, pp. 67-88.

ROUSSEL-TRAUTSOLT I. (1979) : Note sur la sécheresse de l'été 1976 en Lorraine.

Mosella, t. IX, n° 2, pp. 43-56.

ROUSSEL I. (1983) : La neige à Nancy.

Hommes et Terres du Nord.

SALADO J., LEROUX J., LETOUZE F., THOMAS C. (1976) : Recherche des relations entre écoulements superficiel et souterrain par l'analyse de l'hydrogramme (débits classés) des cours d'eau. Application aux calcaires du Dogger en Lorraine. Note préliminaire.

Deuxième Colloque d'hydrologie en pays calcaire. Université de Franche Comté. Besançon, pp. 353-367.

SARY M. (1984) : Solifluxion naturelle et anthropique assitée par le karst (Bassin de la Damusse-Woëvre septentrionale - Meuse).
Mouvements de Terrains, Colloque de Caen, documents du BRGM n° 83, pp. 287-294.

SCHERER J.-C. (1977) : Une méthode d'extrapolation dans l'espace des données pluviométriques moyennes. Application à une partie des Vosges et de leur bordure.
Recherches Géographiques à Strasbourg, n° 4, pp. 69-85.

SCHOELLER H. (1962) : Les eaux souterraines.
Masson et Cie, 642 p.

SHAMSI F. (1968) : Les climats de la France de l'Est.
Thèse de 3ème cycle, Université de Strasbourg.

STEINER P., LE ROUX J. (1978) : Le Bajocien et le Bathonien dans l'Est du Bassin parisien - structure - lithostratigraphie.
103e Congrès national des Sociétés Savantes. Nancy-Metz, Sciences, fasc. IV, pp. 393-403.

STEINER P. (1980) : Lithostratigraphie et fracturation du Dogger Lorrain.
Thèse de Doctorat de 3ème cycle. Université de Nancy I - INPL - ENSG, 203 p.

THILLAY M. (1979) : Etude géochimique et hydrodynamique des systèmes karstiques de l'Aroffe et de l'Aar (Meurthe-et-Moselle).
Rapport. S.R.A.E.L. - E.S., 141 pages.

TRICART J.L.F. (1952) : La partie orientale du Bassin de Paris.
SEDES, 2 tomes, 467 p.

VACHER D. (s.d.) : Etude morphologique de l'axe en dépression dit « Golfe de Luxembourg » (partie française) jusqu'à l'affleurement du Rauracien.
Université de Nancy II, 2 tomes, 183 pages.

VAN DEN AVENNE S. (1983) : Renforcement en eau potable du S.E. de la région de Mangiennes. Résultats du sondage d'essai de Rupt-sur-Othain.
DDAF Meuse - 5 pages et annexes

VAN DEN AVENNE S. (1985) : Amélioration de l'alimentation en eau potable du Syndicat des Eaux de la région de Mangiennes. Résultat des travaux de recherche d'eau dans la vallée de l'Othain (Duzey-Sorbey)

DDAF Meuse - 13 pages et annexes.

VAN DEN AVENNE S. (1988) : Etude hydrogéologique de la vallée de l'Othain - 1987-1988. Nouvelle ressource en eau souterraine de Saint-Laurent-sur-Othain.

DDAF Meuse - 12 pages et annexes.

VOISIN L. (s.d.) : Introduction à l'étude de la Pierre de Stonne et des formations silicieuse associées au sud-ouest de l'Ardenne.
Mémoire hors-série de la Société d'Histoire Naturelle des Ardennes, 44 p.

ZUMSTEIN J.-F. (1976) : Contribution à l'élaboration de cartes hydrologiques. Cartes des étiages mensuels des bassins de la Meuse et de la Moselle de 1969 à 1973.
La Houille Blanche, n° 6/7, 13 p.

ZUMSTEIN J.-F., GILLE E., ABELE J., ANGAUD M., MARTIN C. (1985A) : Analyse critique des longues série de hauteurs de crues aux échelles d'Epinal, Toul et Metz sur la Moselle et de Malzéville sur la Meurthe. Validation des séries brutes, établissement des séries homogènes et reconstitution de séries de débits. pp. 211-271.

ZUMSTEIN J.-F., GILLE E., ABELE J., ANGAUD M., MARTIN C. (1985B) : Analyse fréquentielle des crues à Epinal, Toul et Hauconcourt sur la Moselle et à Malzéville sur la Meurthe. Estimation des durées de récurrence des principales crues observées de 1919 à 1984.
Mosella, t. XV, pp. 273 à 301.

CARTES GÉOLOGIQUES

à 1/80.000e :

- Commercy 3ème édition 1964
- Metz *idem*
- Mezières *idem*
- Verdun 3ème édition 1965

à 1/50.000e :

- Briey 1960
- Briey 2ème édition 1982
- Etain 1958
- Longuyon-Gorcy 1969
- Montmédy-Francheval 1982
- Verdun-sur-Meuse 1969

LISTE DES TABLEAUX

PREMIÈRE PARTIE

Tableau I-1	Coefficients correcteurs des doubles cumuls	62
Tableau I-2	Altitudes réelles et lissées des postes pluviométriques	70
Tableau I-3	Estimation des précipitations moyennes annuelles hivernales et estivales en fonction de l'altitude lissée des postes	71
Tableau I-4	Lames précipitées annuelles et saisonnières dans le bassin-versant du Loison (1969-70 à 1988-89)	82
Tableau I-5	Calcul des précipitations moyennes des sous-bassins-versants	83
Tableau I-6	Valeurs pluviométriques annuelles et saisonnières à la station de Damvillers	85
Tableau I-7	Précipitations fréquentielles annuelles et saisonnières à la station de Damvillers (1950-51 à 1979-80)	90
Tableau I-8	Précipitations mensuelles extrêmes à Damvillers. Séries 1950-51 à 1979-80 et 1969-70 à 1988-89	96
Tableau I-9	Précipitations neigeuses à Damvillers (1969-70 à 1988-89)	100
Tableau I-10	Températures mensuelles minimales, maximales et moyennes ; coefficients de variation et amplitude thermique. Station de Jametz (1969-70 à 1988-89)....	106
Tableau I-11	Jours d'été, de gelée, sans dégel à Jametz (moyennes 1973 à 1989)	107
Tableau I-12	Bilan hydrique du bassin-versant du Loison (1969-70 à 1988-89)	115

DEUXIÈME PARTIE

Tableau II-1 Impact qualitatif et quantitatif des vidanges de l'étang du haut-Fourneau sur le mois d'étiage annuel (station de Han-lès-Juvigny) 140

Tableau II-2 Comparaison des modules globaux annuels du Loison, de la Meuse et de la Moselle 143

Tableau II-3 Classement des lames d'eau précipitées et écoulées annuellement à Han-lès-Juvigny. (1969-70 à 1988-89) .. 145

Tableau II-4 Lames d'eau annuelles précipitées et écoulées pour quelques fréquences de retour (1969-70 à 1988-89) .. 147

Tableau II-5 Facteurs qualitatifs de prédétermination d'un module d'une année particulière d'abondance ou d'indigence (% de cas favorables) 151

Tableau II-6 Facteurs qualitatifs de prédétermination des modules saisonniers d'année particulière (% de cas favorables) 153

Tableau II-7a Classement des lames d'eau précipitées et écoulées à Han-lès-Juvigny (1969-70 à 1988-89) 156

Tableau II-7b Lames d'eau hivernales précipitées et écoulées à Han-lès-Juvigny en hiverpour quelques fréquences de retour (1969-70 à 1988-89) 156

Tableau II-8a Classement des lames d'eau estivales précipitées et écoulées à Han-lès-Juvigny (1969-70 à 1988-89) 159

Tableau II-8b Lames d'eau estivales précipitées et écoulées à Han-lès-Juvigny pour quelques fréquence de retour (1969-70 à 1988-89) 159

Tableau II-9 Débits, précipitations et températures. Coefficients mensuels pour le Loison 162

Tableau II-10 Modules mensuels et coefficients de variations du Loison à Han-lès-Juvigny en année moyenne (1969-70 à 1988-89) et en périodes de pénurie (1970-71 à 1975-76) et d'abondance (1976-77 à 1988-89) 165

Tableau II-11 Cadres saisonniers thermique, pluviométrique et hydrologique dans le bassin-versant du Loison 166

Tableau II-12 Modules globaux annuels et saisonniers (en m^3/s) aux cinq stations du bassin-versant du Loison (1969-70 à 1988-89) 176

Tableau II-13 Modules globaux spécifiques (en $l/s/km^2$, de 1969-70 à 1988-89) annuels et saisonniers en différents secteurs du bassin-versant du Loison 179

Tableau II-14 Modules spécifiques et lames d'eau écoulées (1969-70 à 1988-89) par la Thinte sur la base d'un impluvium de 79,4 km^2 184

Tableau II-15 Bilans hydrologiques annuels (1969-70 à 1988-89) 196

Tableau II-16 Bilans hydrologiques saisonniers (1969-70 à 1988-89) 199

Tableau II-17 Bilan hydrologique de la Thinte à Lissey en tenant compte de l'existence d'un inféro-flux 201

Tableau II-18 Bilan hydrologique du Loison à Han-lès-Juvigny (1969-70 à 1988-89) en année hydrologique réelle 206

Tableau II-19 Bilans hydrologiques du ruisseau du Moulin à Delut et de la Thinte à Lissey (1978-79 à 1985-86) en année hydrologique réelle 208

Tableau II-20 Débit de base moyen mensuel obtenu par lecture directe sur la droite de tarissement et par la méthode des débits classés cumulés 214

Tableau II-21 Répartition des écoulements en débit de base et débit de ruissellement à la station de Han-lès-Juvigny 216

Tableau II-22 Précipitations, écoulements, écoulements de base et de ruissellement (1978-79 à 1985-86) aux stations de Han-lès-Juvigny (Loison), Delut (ruisseau du Moulin) et Lissey (Thinte) 224

Tableau II-23 Débits caractéristiques du régime hydraulique de crue du Loison, de la Thinte et du ruisseau du Moulin 236

Tableau II-24 Eléments d'analyse fréquentielle des plus forts débits mensuels, journaliers et instantanés du Loison de 1970 à 1989 251

Tableau II-25 Valeurs des débits moyens journaliers (en m^3/s) indiquant pour chaque mois le passage à un régime de tarissement 254

Tableau II-26 Etiages du Loison, du ruisseau du Moulin et de la Thinte 255

Tableau II-27 Tarissement, tarissage et étiages aux stations de Lissey, Delut et Han-lès-Juvigny 260

TROISIÈME PARTIE

Tab. III-1 Evolution de l'occupation du sol sur le territoire de la commune de Delut 349

Tab. III-2 Les transports solides dans le bassin-versant de la Damusse (1978-1979) 351

Tab. III-3 Ablation karstique (vitesse d'érosion) en mm par millénaire dans le bassin de Delut 357

LISTE DES FIGURES

PREMIÈRE PARTIE

Fig. I-1	Le bassin du Loison dans la Woëvre septentrionale	10
Fig. I-2	Les variations d'épaisseurs du Jurassique moyen le long des affleurements de l'est du bassin de Paris	15
Fig. I-3	Lithostratigraphie de la Woëvre septentrionale	17
Fig. I-4	Relation entre les captures et le soulèvement actuel du bassin de la Meuse	22
Fig. I-5 a,b	Coupes morphostructurales du front de côte de Meuse .	29
Fig. I-6 a	Rondvaux et épandages de l'entonnoir anaclinal d'Ecurey-en-Verdunois	30
Fig. I-6 b	Coupe du front de cuesta du rondvaux du Champ-des-Grues à Ecurey-en-Verdunois	30
Fig. I-7 a	Profil en long de la Thinte	34
Fig. I-7 b	Coupe transversale d'un système de bas glacis de la vallée de la Thinte	34
Fig. I-8 a,b	Coupe morphostructurales de l'interfluve Loison-Othain	44
Fig. I-9 a,b	Les nappes et les émergences de l'interfluve Loison-Othain	49 et 50
Fig. I-10	L'équipement thermo-pluviométrique du bassin-versant du Loison et de ses environs immédiats	57
Fig. I-11	Etat des données climatologiques (pluviométrie, thermométrie, insolation)	60
Fig. I-12 a,b	Double cumul des précipitations annuelles des stations de Damvillers et Bras-sur-Meuse (a), des stations de Damvillers et Montmédy (b)	63
Fig. I-13 a	Comparaison des températures moyennes annuelles aux postes de Jametz et Delut	66

Fig. I-13 b	Double cumul des températures moyennes annuelles aux postes de Jametz et Delut	66
Fig. I-14	Double cumul des températures moyennes annuelles aux stations de Loxeville et Jametz	66
Fig. I-15	Carte des isohyétes moyennes annuelles (1969-70 à 1988-89)	77
Fig. I-16	Carte des isohyétes moyennes hivernales (1969-70 à 1988-89)	79
Fig. I-17	Carte des isohyétes moyennes estivales (1969-70 à 1988-89)	80
Fig. I-18	Evolution des précipitations annuelles et saisonnières à Damvillers (1950-51 à 1988-89)	86
Fig. I-19	Type d'année pluviométrique en fonction des abats hivernaux et estivaux (1950-51 à 1988-89)	88
Fig. I-20	Ajustement des précipitations annuelles et saisonnières de Damvillers (1950-51 à 1988-89) à une loi de Gauss	91
Fig. I-21	Régimes pluviométriques à la station de Damvillers (1950-51 à 1979-80, et 1969-70 à 1988-89)	94
Fig. I-22	Coefficients de variations mensuels des précipitations à la station de Damvillers (1950-51 à 1979-80, et 1969-70 à 1988-89)	94
Fig. I-23 a,b	Nombre de jours de précipitations à Damvillers (a) et coefficients de variation (b) - Séries 1950-51 à 1979-80 et 1969-70 à 1988-89	98
Fig. I-24 a,b	Précipitations maximales en 24 h. à Damvillers (a) et coefficients de variation (b) - Séries 1950-51 à 1979-80 et 1969-70 à 1988-89	98
Fig. I-25	Valeurs annuelles de l'ensoleillement à Metz-Frescaty - Séries 1950-51 à 1969-70 et 1969-70 à 1988-89	103
Fig. I-26	Régime de l'ensoleillement à Metz-Frescaty (Séries 1950-51 à 1979-80 et 1969-70 à 1988-89)	103
Fig. I-27	Températures moyennes annuelles à Jametz Série 1969-70 à 1988-89	105

Fig. I-28 Températures moyennes mensuelles minimales et maximales à Jametz (1969-70 à 1988-89) 105

Fig. I-29 Courbes ombrothermiques du bassin du Loison pour les années 1975-76 et 1981-82 109

Fig. I-30 ETP et ETR annuelles dans le bassin-versant du Loison (1969-70 à 1988-89) 114

DEUXIÈME PARTIE

Fig. II-1 L'équipement hydrométrique du bassin-versant du Loison 128

Fig. II-2 Les séries d'observations hydrologiques du bassin-versant du Loison 133

Fig. II-3 Reconstitution des phases de vidange et de remplissage, ainsi que des principaux vannages de l'Etang du Haut-Fourneau 135

Fig. II-4 Comparaison des débits de la Thinte (Lissey) avec les hauteurs d'eau du Loison (Merles-sur-Loison) en octobre 1979 136

Fig. II-5 Influence de la recharge de l'Etang du Haut-Fourneau sur les débits du Loison à Han-lès-Juvigny (hiver 1980-81) 138

Fig. II-6 Influence de la micro-centrale de Juvigny-sur-Loison à Han-lès-Juvigny 141

Fig. II-7 Ajustement des lames précipitées et écoulées à une loi de Gauss (Han-lès-Juvigny, 1969-70/1988-89) 146

Fig. II-8 Variation de l'hydraulicité, la pluviosité et la thermométrie à Han-lès-Juvigny (1969-70 à 1988-89) 149

Fig. II-9 Ajustement à une loi de Gauss des lames d'eau hivernales précipitées et écoulées (Han-lès-Juvigny, 1969-70 à 1988-89) 157

Fig. II-10	Ajustements des précipitations (loi de Gauss) et écoulements estivaux (loi racines carrées) à Han-lès-Juvigny (1969-70 à 1988-89)	160
Fig. II-11	Coefficients mensuels de débits, de pluies et de températures, en séries normale, sèche et humide (Han-lès-Juvigny)	163
Fig. II-12	La crue d'août 1972 à Han-lès-Juvigny	170
Fig. II-13	Méthode des doubles cumuls appliquée aux débits annuels et saisonniers des stations de Han-lès-Juvigny, Delut, Lissey et Billy-sous-Mangiennes	175
Fig. II-14	Profils hydrologiques du Loison (modules annuels) en séries normale, sèche et humide	177
Fig. II-15	Modules spécifiques et normales pluviométriques (1969-70 à 1988-89)	180
Fig. II-16	Modules spécifiques et normales pluviométriques (1969-70 à 1988-89)	180
Fig. II-17	Synthèse hydrogéologique des aquifères multicouches des Hauts-de-Meuse et du Val de Thinte	183
Fig. II-18	Coupe hydrogéologique synthétique de la partie aval du Loison	186
Fig. II-19	Coupe hydrogéologique du bassin-versant du Loison-amont	189
Fig. II-20	Les écoulements dans les grèves de la vallée de la Thinte	191
Fig. II-21	Précipitations, écoulements de base et de ruissellement débits de début de tarissement moyen à Han-lès-Juvigny (1969-70 à 1988-89)	218
Fig. II-22	Décalages entre apports pluviométriques et écoulements moyens mensuels (Han-lès-Juvigny, 1969-70 à 1988-89)	220
Fig. II-23	Décalages entre apports pluviométriques et écoulements moyens mensuels (Han-lès-Juvigny, 1969-70 à 1988-89)	220

Fig. II-24	Précipitations, écoulements de base et de ruissellement (1978-79 à 1985-86) aux stations de Han-lès-Juvigny (Loison), Delut (Ruisseau du Moulin) et Lissey (Thinte)	225
Fig. II-25	Composantes du bilan hydrologique moyen du Loison, de la Thinte et du Ruisseau du Moulin (octobre 1978 à septembre 1986)	229
Fig. II-26	Courbes des débits moyens journaliers centrés classés du Loison, de la Thinte et du Ruisseau du Moulin	234
Fig. II-27 a	Nombre de jours de crues débordantes, en années particulières, à Han-lès-Juvigny	239
Fig. II-27 b	Total mensuel des jours de débordement enregistrés à Han-lès-Juvigny (1969-70 à 1988-89)	239
Fig. II-28	Les différents types de crues du Loison à la station de Han-lès-Juvigny	240
Fig. II-29 a	Nombre total de jours de débordement par mois aux stations de Han-lès-Juvigny (Loison), de Delut (Ruisseau du Moulin), de Lissey (Thinte)	244
Fig. II-29 b	Nombre total de jours de débordement par mois et débits spécifiques moyens (octobre 1978 à septembre 1986)	244
Fig. II-30	Hydrogrammes des crues du 9 au 15 mars 1979 dans le bassin-versant du Loison (stations C.E.G.U.M.)	245
Fig. II-31	Ajustement du plus fort débit moyen mensuel d'années particulières à une loi de Gauss (Han-lès-Juvigny, 1970 à 1988)	249
Fig. II-32	Ajustement des débits journaliers et instantanés maximum à une loi de Galton (Han-lès-Juvigny, 1969 à 1989)	249
Fig. II-33	Le Loison à Han-lès-Juvigny : distribution gaussienne des débits mensuels et journaliers d'étiage	257
Fig. II-34	Distribution gausso-logarithmique des débits mensuels et journaliers d'étiage du Ruisseau du Moulin à Delut .	257
Fig. II-35	Profils hydrologiques du Loison en basses-eaux	263
Fig. II-36	Profils hydrologiques de la Thinte en basses-eaux	267

Fig. II-37 Cartes des débits d'étiage dans le bassin-versant du Loison 270

TROISIÈME PARTIE

Fig. III-1 Le karst en Woëvre septentrionale : localisation des exemples étudiés 283

Fig. III-2 Les mardelles dans le Bathonien marneux en Woëvre . 288

Fig. III-3 a Formes karstiques et émergence du bassin-versant de l'étang d'Amel 290

Fig. III-3 b Association de mardelles et de gouffres en forêt de Viécourt 290

Fig. III-4 Plages de variations des teneurs en carbonates et en matières en suspension de quelques émergences du bassin-versant de l'étang d'Amel (janvier-mars 1990) . 293

Fig. III-5 Schématisation des écoulements dans le bassin-versant de l'étang d'Amel (interfluve Loison-Orne) 293

Fig. III-6 Le karst de l'interfluve Loison-Meuse 297

Fig. III-7 Grotte du Siphon 298

Fig. III-8 Le karst bathonien de la Forêt de Jaulnay 300

Fig. III-9 Diagrammes des directions de la fracturation (interfluve Loison-Othain) 308

Fig. III-10 Etapes schématiques du façonnement d'un rondvaux ... 319

Fig. III-11 Carte des phénomènes karstiques. Bois de Marville et du petit Failly 323

Fig. III-12 Drains verticaux dans le karst de la dalle d'Etain 326

Fig. III-13 Evolution des gouffres dans le karst du bassin de Delut 327

Fig. III-14 Grotte du Failly (bassin de Delut) 331

Fig. III-15 Evolution des galeries de la rivière souterraine du Failly 331

Fig. III-16 Etude physico-chimique d'un gonflement estival (a) et d'une crue hivernale du Ruisseau du Moulin (b) 343

Fig. III-17 a Exportation moyenne mensuelle de produits en suspension dans le Ruisseau du Moulin à Delut (1984-85 à 1989-90) 347

Fig. III-17 b Exportation moyenne mensuelle de carbonates dissous à la station de Delut (1984-85 à 1989-90) 347

Fig. III-18 Teneurs moyennes en éléments solides et dissous (pour 8 heures) du Ruisseau du Moulin de septembre 1984 à avril 1985 354

LISTE DES ANNEXES

PREMIÈRE PARTIE

Annexe I-1 Coupe géologique de la vallée de la Meuse à la vallée de la Chiers .....

Annexe I-2 Carte géologique du bassin du Loison .....

Annexe I-3 Carte des sources du bassin du Loison.....

Annexe I-4 Doubles cumuls des précipitations annuelles. Postes de Jametz, Longuyon-Villancy, Haudiomont, Etain-Gincrey, Stenay, Bouligny, Longuyon-Ville .....

Annexe I-5 Doubles cumuls des précipitations mensuelles à la station de Delut .....

Annexe I-6 Stations retenues pour l'étude pluviométrique du bassin du Loison, sur la période 1969-70 à 1988-89 .....

Annexe I-7a Régression à l'échelle mensuelle des températures aux stations de Loxeville et Jametz .....

Annexe I-7b Températures moyennes mensuelles à la station de Jametz (1969 à 1990) .....

Annexe I-8 Corrélations linéaires entre précipitations moyennes annuelles, hivernales, estivales et altitude aux postes pluviométriques du Loison .....

Annexe I-9 Lames d'eau annuelles et saisonnières précipitées (mm) dans le bassin-versant du Loison (1969-70 à 1988-89) .....

Annexe I-10 Evapotranspiration dans le bassin-versant du Loison (1969-70 à 1988-89) .....

DEUXIÈME PARTIE

Annexe II-1 Débits moyens mensuels aux stations de Han-lès-Juvigny, Vittarville, Billy-sous-Mangiennes, Lissey, Delut (Ruisseau du Moulin), Delut (piézométrie) .....

Annexe II-2 Courbes de tarage des stations de Vittarville, de Lissey, de Delut .....

Annexe II-3 Principales caractéristiques morphométriques et physiographiques aux stations hydrologiques du bassin-versant du Loison .....

Annexe II-4 Tarissements estivaux aux stations de Han-lès-Juvigny, Lissey et Delut .....

Annexe II-5 Courbes mensuelles de débits moyens journaliers centrés classés aux stations de Han-lès-Juvigny, Lissey et Delut .....

Annexe II-6 Débits de base moyens mensuels du Loison à la station de Han-lès-Juvigny, de Lissey et de Delut

Annexe II-7 Réseau pérenne du bassin-versant du Loison et nomenclature des points de jaugeages par sous-bassin-versant .....

Annexe II-8 Débits bruts (l/s) mesurés lors des campagnes de jaugeages dans le bassin-versant du Loison .....

TROISIÈME PARTIE

Annexe III-1 Carte morphologique de l'interfluve Loison-Othain .....

Annexe III-2 Le bassin de la Damusse, Woëvre septentrionale .....

TABLE DES MATIÈRES

Avant-Propos ..... I-II
Introduction générale 1

PREMIÈRE PARTIE

LE BASSIN DU LOISON DANS LA WOEVRE SEPTENTRIONALE 5

INTRODUCTION 6

CHAPITRE PREMIER : LE MODELÉ DU SUBSTRATUM ET L'IMPLANTATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE 8

I – L'ORIGINALITÉ DE LA WOEVRE SEPTENTRIONALE 11

1. Relief et structure 11
   a) Caractéristiques topographiques 11
   b) Contexte lithostratigraphique 12
2. Hydrographie de la Woëvre 19
   a) Hydrographie du bassin de la Meuse lorraine 19
   b) Rôle de la tectonique dans le démembrement du bassin de la Meuse 21
   c) Originalité du réseau hydrographique en Woëvre septentrionale 23

CONCLUSION 24

II – LE BASSIN DU LOISON 25

1. Les Hauts-de-Meuse 25
   a) La surface "fondamentale" et son entaille 25
   b) Le rôle de l'aquifère oxfordien 31
2. La Woëvre dans le bassin du Loison 35
   a) La Thinte 35

b) Le Loison 40
3. L'interfluve Loison-Othain 42
a) Contrastes lithologiques et compartimentage tectonique . 43
b) Comportement hydrique du substratum 45

CONCLUSION 52

CONCLUSION DU CHAPITRE PREMIER 53

CHAPITRE SECOND – LE CLIMAT DU BASSIN DU LOISON ... 55

I – LA CRITIQUE ET LE CHOIX DES DONNÉES 58

1. Equipement du bassin 58
2. Critique et homogénéisation des séries pluviométriques 61
a) Critique des données par la méthode des doubles cumuls 61
b) Comblement des lacunes et extension des séries 64
3. Critique des séries thermométriques 65

CONCLUSION 67

II – LES PRÉCIPITATIONS DANS LE BASSIN DU LOISON 68

1. Répartition spatiale des précipitations 68
a) Choix de la méthode 68
b) Influence des masses d'air et du refief sur la répartition et l'importance des précipitations 73
c) Distribution spatiale des précipitations dans le bassin-versant : les cartes d'isohyètes 76
d) Valeurs des lames d'eau précipitées sur le bassin-versant 81
2. Irrégularités des précipitations 84
a) Comparaisons des différentes séries pluviométriques 84
b) Répartition fréquentielle des précipitations annuelles et saisonnières 90
3. Régime pluviométrique 93
a) Régime pluviométrique annuel 93

b) Variabilité des précipitations mensuelles 95
c) Extrêmes pluviométriques mensuels 96
d) Durée et intensité des précipitations. La neige 99

CONCLUSION 101

III – LES DONNÉES THERMIQUES ET LE BILAN HYDRIQUE ... 102

1. Insolation et température 102
a) Insolation 102
b) Tempérture 107
2. Evapotranspiration et bilan hydrique du bassin-versant 110
a) Méthodes et formules utilisées 110
b) Application au bassin du Loison 113

CONCLUSION 117

CONCLUSION DU CHAPITRE SECOND 118

CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE 120

DEUXIÈME PARTIE

ÉTUDE HYDROLOGIQUE DU BASSIN-VERSANT DU LOISON .. 123

INTRODUCTION 124

CHAPITRE PREMIER : L'ABONDANCE ET LE RÉGIME DES ÉCOULEMENTS 126

I – LES DONNÉES HYDROMÉTRIQUES DU BASSIN-VERSANT DU LOISON 127

1. L'équipement hydrométrique et son analyse critique 127
2. Les influences anthropiques sur les débits du Loison 132

CONCLUSION 142

II – LA VARIATION TEMPORELLE DES ÉCOULEMENTS DU LOISON 142

1. Les modules annuels 142

a) Module annuel global et son irrégularité 143
b) Etude statistique des modules annuels 144
c) Hétérogénéité de la période 1969-70 à 1988-89 148

2. Les modules saisonniers 152

a) Modules hivernaux 153
b) Modules estivaux 154
c) Etude fréquentielle des modules saisonniers 155

3. L'abondance moyenne mensuelle 161

a) Régime fluvial du Loison et sa variabilité 161
b) Définition et durée des saisons hydrologiques 167

4. La dynamique des écoulements 168

a) Facteurs dynamiques de la reprise et du renforcement des écoulements 168
b) Facteurs dynamiques de la décroissance des écoulements 169

CONCLUSION 173

III – LA VARIATION SPATIALE DES ÉCOULEMENTS DANS LE BASSIN-VERSANT DU LOISON 173

1. La méthodologie 174
2. La variation spatiale des modules annuels et saisonniers 176

a) Variation des modules bruts 176
b) Variation des modules spécifiques 178

3. La lithologie et la distribution spatiale des débits 181
4. La sectorisation du bassin et le contexte hydromorphologique 184

a) Loison aval et ruisseau du Moulin 184

b) Loison amont 187
c) Thinte 190
d) Loison médian 192

CONCLUSION 192

CONCLUSION DU CHAPITRE PREMIER 193

CHAPITRE SECOND : LE BILAN HYDROLOGIQUE ET LES DÉBITS ETRÊMES 194

I – LE BILAN HYDROLOGIQUE DU BASSIN-VERSANT DU LOISON 195

1. Les bilans hydrologiques annuels et saisonniers 196
   a) Bilans annuels 196
   b) Bilans saisonniers 198
2. Les réserves en eaux souterraines 203
   a) Valeur des réserves souterraines en fin de cycle hydrologique annuel du bassin-versant du Loison 203
   b) Valeur des réserves souterraines en fin de cycle hydrologique annuel dans les bassins-versants du ruisseau du Moulin et de la Thinte 207
3. La part des réserves dans les écoulements 207
   a) Détermination du débit de base mensuel - Méthodologie 209
   b) Débits de base et de ruissellement 215
   c) Bilan de l'eau dans les bassins versants du Loison, de la Thinte et du Ruisseau du Moulin (1978-79 à 1985-86) 228

CONCLUSION 231

II – LES FORMES EXTRÊMES DE L'ÉCOULEMENT : CRUES ET ÉTIAGES 231

1. Les crues de saison froide et de saison chaude 232
   a) Définition du phénomène crue 232

b) Détermination d'un régime d'écoulement de crue par étude de la courbe des débits moyens journaliers classés 233
c) Genèse des crues enregistrées à la station de Han-lès-Juvigny (1969-70 à 1988-89) 236

2. La puissance et la gravité des crues 242

a) Puissance comparée des crues du Loison, de la Thinte et du Ruisseau du Moulin (1978-79 à 1985-86) 243
b) La crue de mai 1983 et le problème de la gravité des débordements 247
c) Distribution statistique des crues annuelles 248

3. Les étiages 252

a) Définition d'un régime hydrodynamique d'étiage 252
b) Fréquence et profondeur des étiages 253
c) Durée du tarissage et genèse des étiages 259

4. La spatialisation de débits d'étiage 261

a) Analyse des profils hydrologiques 262
b) Cartographie des débits d'étiage 269

CONCLUSION 272

CONCLUSION DU CHAPITRE SECOND 273

CONCLUSION DE LA DEUXIÈME PARTIE 274

TROISIÈME PARTIE

LE KARST COUVERT DE L'INTERFLUVE LOISON-OTHAIN .. 277

INTRODUCTION 278

CHAPITRE PREMIER : LE KARST ET LA MORPHOGÉNÈSE 280

I – LE KARST EN WOEVRE SEPTENTRIONALE 281

1. Le problème de la karstification des calcaires des Hauts-de Meuse 281

a) Observations de quelques sites 282
b) Essai d'interprétation 285

2. Mardelles ou "mares" de la Woëvre 286

a) Définition 286
b) Observations et interprétation 287

3. Karsts bathoniens 292

a) Karst de l'interfluve Loison-Orne 292
b) Karst de l'interfluve Loison-Meuse 296
c) Karst de la Forêt de Jaulnay 299

CONCLUSION 302

II – LE KARST DE L'INTERFLUVE LOISON-OTHAIN 303

1. La morphostructure de l'interfluve Loison-Othain 304

a) Les grands traits du relief 304
b) L'influence de la structure 305

2. La karstogénèse de l'interfluve Loison-Othain 307

a) Valeur de l'environnement karstogénétique 307
b) Circulations souterraines dans la Dalle d'Etain 310

CONCLUSION 312

CONCLUSION DU CHAPITRE PREMIER 313

CHAPITRE SECOND : LE BASSIN DE DELUT (RUISSEAU DU MOULIN), BASSIN-VERSANT D'INVESTIGATION DE L'INTERFLUVE LOISON-OTHAIN 315

I – LE RELIEF DU BASSIN DE DELUT 316

1. La morphogénèse du bassin de Delut 316

a) Les collines et leurs versants 317
b) La dépression 320

2. Les formes karstiques dans le bassin de Delut 322

a) Les formes de drainage vertical 322
b) Les formes de drainage horizontal 330
c) Datation du karst bathonien du bassin de Delut 334

CONCLUSION 336

II – LA SPÉCIFICITÉ KARSTIQUE DES ÉCOULEMENTS DANS LE BASSIN DE DELUT 337

1. La complexité de la circulation de l'eau dans le bassin-versant de Delut 337

2. L'Organisation karstique des écoulements dans la Dalle d'Etain 338

a) Un système karstique 338
b) Caractéristiques générales des écoulements aux exutoires du système karstique 340

3. L'analyse physico-chimique des écoulements du Ruisseau du Moulin 342

a) Limites des analyses physico-chimiques à la station de Delut 342
b) Analyse d'un gonflement de saison chaude 344
c) Analyse d'une crue de saison froide 346

4. L'érosion dans le bassin-versant karstique du Ruisseau du Moulin 348

a) Les conditions naturelles et anthropiques de la destabilisation des versants 348
b) L'influence du karst sur la solifluxion 350
c) La mesure de l'érosion des sols et des versants dans le bassin de la Damusse 351
d) L'ablation chimique dans le bassin de Delut 355

CONCLUSION 358

CONCLUSION DU CHAPITRE SECOND 359

CONCLUSION DE LA TROISIÈME PARTIE 360

CONCLUSION GÉNÉRALE 361

BIBLIOGRAPHIE 363

LISTE DES TABLEAUX 376

LISTE DES FIGURES 380

LISTE DES ANNEXES 387

TABLE DES MATIÈRES 389