

46944

NATIONAL LIBRARY
OTTAWA



BIBLIOTHÈQUE NATIONALE
OTTAWA

NAME OF AUTHOR..... JEAN ROBERGE

TITLE OF THESIS..... "GEOMORPHOLOGIE DU KARST DE LA HAUTE-SAUMONS,

..... ILE D'ANTICOSTI, QUEBEC"

UNIVERSITY..... McMASTER

DEGREE FOR WHICH THIS WAS PRESENTED..... M.Sc.

YEAR THIS DEGREE GRANTED..... 1979

Permission is hereby granted to THE NATIONAL LIBRARY
OF CANADA to microfilm this thesis and to lend or sell copies
of the film.

The author reserves other publication rights, and
neither the thesis nor extensive extracts from it may be
printed or otherwise reproduced without the author's
written permission.

(Signed)..... *Jean Roberge*

PERMANENT ADDRESS:

..... 168 Dollier

..... St-Jean sur Richelieu

..... QUÉBEC..... ✓ 3B.3P8

DATED... *29 août* 19 79



National Library of Canada
Collections Development Branch

Canadian Theses on
Microfiche Service

Bibliothèque nationale du Canada
Direction du développement des collections

Service des thèses canadiennes
sur microfiche

NOTICE

The quality of this microfiche is heavily dependent upon the quality of the original thesis submitted for microfilming. Every effort has been made to ensure the highest quality of reproduction possible.

If pages are missing, contact the university which granted the degree.

Some pages may have indistinct print especially if the original pages were typed with a poor typewriter ribbon or if the university sent us a poor photocopy.

Previously copyrighted materials (journal articles, published tests, etc.) are not filmed.

Reproduction in full or in part of this film is governed by the Canadian Copyright Act, R.S.C. 1970, c. C-30. Please read the authorization forms which accompany this thesis.

THIS DISSERTATION
HAS BEEN MICROFILMED
EXACTLY AS RECEIVED

AVIS

La qualité de cette microfiche dépend grandement de la qualité de la thèse soumise au microfilmage. Nous avons tout fait pour assurer une qualité supérieure de reproduction.

S'il manque des pages, veuillez communiquer avec l'université qui a conféré le grade.

La qualité d'impression de certaines pages peut laisser à désirer, surtout si les pages originales ont été dactylographiées à l'aide d'un ruban usé ou si l'université nous a fait parvenir une photocopie de mauvaise qualité.

Les documents qui font déjà l'objet d'un droit d'auteur (articles de revue, examens publiés, etc.) ne sont pas microfilmés.

La reproduction, même partielle, de ce microfilm est soumise à la Loi canadienne sur le droit d'auteur, SRC 1970, c. C-30. Veuillez prendre connaissance des formules d'autorisation qui accompagnent cette thèse.

LA THÈSE A ÉTÉ
MICROFILMÉE TELLE QUE
NOUS L'AVONS REÇUE

GÉOMORPHOLOGIE DU KARST DE LA HAUTE-SAUNONS,
ILE D'ANTICOSTI, QUEBEC

par

Jean Roberge, B.A.



Thèse

soumise à l'École des Etudes Graduées
pour l'obtention du grade de
Maître es Sciences

Université McMaster

Août 1979

GEOMORPHOLOGIE DU KARST DE LA HAUTE-SAUNONS, ILE D'ANTICOSTI, QUEBEC

MAITRISE es SCIENCES (1979)

UNIVERSITE McMASTER
Hamilton, Ontario

TITRE : Géomorphologie du karst de la Haute-Saumons,
île d'Anticosti, Québec

AUTEUR : Jean Roberge, B.A. (Université de Montréal)

DIRECTION : Dr. D.C. Ford.

NOMBRE de PAGES : XVI, 217

ABREGE

Le karst de la Haute-Saumons est entièrement situé à l'intérieur de la partie supérieure du bassin de la rivière aux Saumons, sur l'île d'Anticosti. Il s'est développé dans des calcaires paléozoïques subhorizontaux du Silurien inférieur, sous des gradients aussi faibles que 0.3%. On y observe une zone centrale holokarstique ainsi que des zones périphériques fluviokarstiques. Les formes karstiques de surface se regroupent en quatre catégories: les pavements karstiques; les diaclases ouvertes localement, les dolines et les vallées sèches. Pour ces formes nous proposons un modèle morphogénétique global où le type d'écoulement et l'épaisseur du till au sol sont des facteurs déterminants.

Le karst semble s'être propagé graduellement surtout vers l'ouest, à partir d'un site où la physiographie fournissait un gradient hydraulique localement plus élevé. Cette propagation se serait faite en utilisant principalement un remarquable ensemble de diaclases à 110° de même qu'en respectant certaines contraintes lithologiques. L'hypothèse d'une karstification entièrement holocène nous semble la plus probable.

Une seule résurgence draine les eaux de tout le karst ainsi que celles de plusieurs sous-bassins non karstiques capturées par le karst. Les caractéristiques hydrologiques et chimiques de l'écoulement à la résurgence suggèrent que la circulation souterraine des eaux se fait surtout dans des conduits noyés, avec un temps de transit relativement court. La végétation joue un rôle déterminant sur la chimie des eaux de surface. Les eaux d'environnements différents se distinguent chimiquement d'abord par leur PCO_2 puis par leur dureté en calcium et enfin par leur SiC.

L'impact de la karstification sur certains aspects du réseau hydrographique de la partie supérieure du bassin de la rivière aux Saumons est aussi évalué.

Je dédie cette thèse à la chaleureuse population
de l'île d'Anticosti. Puisse-t-elle vivre encore
longtemps, heureuse et en paix sur cette île mer-
veilleuse.

REMERCIEMENTS

La rédaction de ce~~s~~ ouvrage a été rendue possible grâce à la collaboration de nombreuses personnes. Je désire ici leur exprimer toute ma gratitude.

Derek Ford a dirigé cette thèse. Son support financier et technique a permis la réalisation des travaux de recherche. Sa disponibilité, ses conseils avisés, sa chaleur amicale, ses encouragements, son indéfectible confiance et sa grande patience ont su créer une ambiance exceptionnellement propice à la motivation et au travail. Sa direction a été pour moi une expérience extraordinaire, stimulante et plus qu'enrichissante. Mais c'est aussi l'ami que j'ai découvert en Derek que je tiens à remercier.

La population d'Anticosti, tissée à l'image du pays qu'elle habite, a laissé en moi un souvenir indélébile. Elle m'a si souvent accueilli dans sa maison, dépanné au fond des bois, offert à boire ou réparé mon camion, moi qui ai plus souvent qu'à mon tour fréquenté le garage de Port-Menier. Tout mon séjour sur l'île s'est déroulé sous le signe de son hospitalité.

M. Pierre Levac, gouverneur de l'île, a appuyé ma demande d'accès et de circulation à Anticosti auprès de la Direction des Parcs du Ministère du Tourisme du Québec qui me les a accordées.

J'ai pu bénéficier des conseils et des avis judicieux de nombreuses personnes qui m'ont consacré leur attention. Ce sont entre autres, John Armon, Pierre Bail, Michel Beaupré, Marc Cloutier, Paul Comtois, Jean-Pierre Ducruc, Mel Gascoyne, Peter Jones, Guy Lemay, K.L. Liaw, Jacques Schroeder et Ming-Ko Woo.

Quelques personnes, en plus de me faire bénéficier de leur avis éclairé, ont relu des chapitres de ma thèse qu'ils ont enrichis par leurs commentaires et critiques. Ce sont outre Derek Ford, Claude Bernard, John Drake et Camille Ek.

D.M. Shaw a fait analyser mes échantillons de roches par son laboratoire.

La Société québécoise de spéléologie qui en 1974, m'a permis de découvrir l'île d'Anticosti, m'a prêté de l'équipement lors de mon séjour de 1976. Elle a facilité la production de cette thèse en acceptant de la dactylographier partiellement.

Andrée Goyette, Mireille Hamelin et Diane Richer ont eu le courage et l'héroïsme de dactylographier mes textes manuscrits. Je tiens à souligner particulièrement le dévouement bénévole de Mireille et Andrée qui a permis l'achèvement de ce travail.

Alain Théault a eu la patience d'être mon assistant sur le terrain. Il sait faire de la délicieuse bannique au fromage ou au raisin.

Finalement, je ne veux pas oublier les apports variés mais non moins importants de Bob Bignell, Marie Bouillé, Paul Bouillé, Jean-Marie Dubois, Jean Huot et son équipe, Luc Jobin, Heather Kislenko et bien d'autres encore.

AVERTISSEMENT

Les ordres de cours d'eau qui sont exprimés tout au long de cette thèse, ont été déterminés selon la méthode établie par STRAHLER (1957).

TABLE DES MATIERES

Chapitre	page
REMERCIEMENTS	IV
AVERTISSEMENT	VI
TABLE DES MATIERES	VII
Liste des Tableaux	XI
Liste des Figures	XII
Liste des Photos	XV
INTRODUCTION	1
1 L'ILE D'ANTICOSTI : CADRE PHYSIQUE	4
1.1 La géologie	4
1.1.1 Stratigraphie	4
1.1.2 Tectonique et structure	8
1.1.3 Carte géologique	9
1.1.4 Le Quaternaire	10
1.2 La morphologie	14
1.2.1 La physiographie	14
1.2.2 L'hydrographie	15
1.2.3 Le karst	15
1.3 Le climat	19
1.4 La végétation	20
2 LES FORMES KARSTIQUES DANS LE BASSIN SUPERIEUR DE LA RIVIERE AUX SAUMONS	21
2.1 Introduction	21
2.2 Le karst de la Haute-Saumons : son cadre spatial	24
2.3 Les pavements karstiques	26
2.3.1 Observation détaillée d'un site	26
2.3.2 Leur distribution dans l'ensemble du karst	29
2.4 Les diaclases ouvertes localement	32
2.4.1 Etude détaillée d'un cas particulier	33
2.5 Les dolines	41
2.5.1 Les dolines de dissolution	41
2.5.2 Les dolines de soutirage	43
2.5.3 Les dolines d'effondrement	45
2.5.4 Les dolines de genèse mixte (dissolution et effondrement)	48
2.6 Les vallées sèches	51
2.6.1 Les principales vallées sèches à l'extrémité ouest du karst	52
2.6.2 Les principales vallées sèches au centre du karst	56
2.6.3 Les principales vallées sèches à l'est et au sud-est du karst	59

Chapitre

page

	2.7 Modèle morphogénétique pour la classification des formes karstiques dans le karst de la Haute-Saumons	62
3	LES ZONES KARSTIQUES ET LEUR EVOLUTION	64
	3.1 Division du karst en zones	64
	3.1.1 La zone holokarstique	64
	3.1.2 Les zones fluviokarstiques	65
	3.2 Modèle d'évolution spatio-temporel du karst	69
	3.2.1 Facteur générateur du développement karstique : un gradient hydraulique favorable	71
	3.2.2 Facteur de diffusion de la karstification : le réseau de diaclases	73
	3.2.3 Facteur limitant la diffusion du karst : la lithologie	74
	3.2.4 Les zones pionnières	75
	3.2.5 Les perspectives de développement futur	76
	3.2.6 Le karst de la Haute-Saumons dans le contexte de l'île d'Anticosti	78
	3.2.7 L'âge du karst	79
4	HYDROLOGIE DU KARST	82
	4.1 Le bassin de drainage karstique	83
	4.1.1 Les captures du drainage de surface	83
	4.1.2 La résurgence des eaux	83
	4.1.3 Un modèle simplifié de la circulation des eaux dans le bassin karstique	87
	4.2 Le régime des cours d'eau	90
	4.2.1 Les précipitations durant la période d'observation	90
	4.2.2 Le régime des cours d'eau de surface	92
	4.2.3 Le régime de la résurgence	97
	4.2.4 Conclusion	106
5	LA CHIMIE DES EAUX DANS LE BASSIN SUPERIEUR DE LA RIVIERE AUX SAUMONS	107
	5.1 Introduction	107
	5.2 Les méthodes d'étude employées	111
	5.2.1 Le programme d'échantillonnage	111
	5.2.2 Les paramètres considérés	111
	5.2.3 Les procédures d'échantillonnage et d'analyse	114
	5.3 Les types d'eau observés	117
	5.3.1 Les eaux stagnantes	118
	5.3.2 Les eaux courantes	127
	5.3.3 Portrait chimique de la circulation des eaux du karst	138
	5.4 Les observations répétitives sur un même site	143
	5.4.1 Observations sur un ruisseau	143
	5.4.2 Observations sur des rivières	146
	5.4.3 Observations sur la résurgence	150

Chapitre	page
5.5 La dissolution comme agent de dénudation à l'échelle du bassin karstique	156
6 LES EFFETS DE LA KARSTIFICATION SUR L'HYDROGRAPHIE DANS LA PARTIE SUPERIEURE DU BASSIN DE LA RIVIERE AUX SAUMONS	160
6.1 La méthode	162
6.1.1 Cartographie	162
6.1.2 Essai de reconstitution du réseau hydrographique antérieur à la karstification	162
6.1.3 Attribution des ordres et division en sous-bassin	163
6.1.4 Mesures effectuées	163
6.1.5 Vérification des lois de Horton	164
6.2 Quelques aspects quantitatifs des perturbations du réseau hydrographique	166
6.2.1 Densité de drainage	166
6.2.2 Nombre de chenaux selon l'ordre	169
6.2.3 Longueur moyenne des chenaux selon l'ordre	173
6.2.4 Conclusion	178
CONCLUSION	180
RESUME	183
BIBLIOGRAPHIE	194
APPENDICE 1 : Résultats d'analyses d'eau	200
APPENDICE 2 : Résultats des analyses d'échantillons de calcaires du membre inférieur de la formation de la Rivière au Fusil	214

NOTA BENE

Les numéros des tableaux, des figures et des photos correspondent à celui d'une section. Ils sont insérés à la fin de la dite section dans l'ordre suivant: tableaux, figures et photos. Ils ne portent aucune pagination.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau

- 2.4a Position et caractéristiques des ouvertures le long de cinq alignements dans la Plaine des gouffres
- 2.4b Résultats de l'analyse du plus proche voisin pour chacun des cinq alignements étudiés
- 2.4c Résultats du test d'autocorrélation pour chacun des cinq alignements étudiés
- 2.4d Résultats du test du khi-deux sur l'ensemble des cinq alignements étudiés
- 2.4e Fréquence des ouvertures le long de parties d'alignement où l'épaisseur du till ne varie pas
- 4.1a Répartition des surfaces de drainage dans le bassin karstique et importance de la couverture de tourbières
- 4.2a Caractéristiques des 12 périodes pluvieuses entre le 13 juin et le 12 août 1976 (bassin supérieur de la rivière aux Saumons)
- 4.2b Représentation mathématique des segments de décrue
- 5.3a Comparaison entre deux populations d'échantillons pour chacun des trois groupes d'eaux courantes
- 5.3b Caractéristiques de la distribution des valeurs de six paramètres des groupes d'eaux courantes
- 5.3c Résultats de la reclassification à postériori de l'analyse discriminante
- 5.5a Bilan journalier du calcaire-dissous évacué à la résurgence du 17 juin au 11 août 1976
- 6.2a Densités de drainage de différents bassins et sous-bassins
- 6.2b Nombre de chenaux de chaque ordre et rapports de confluence
- 6.2c Longueur moyenne des chenaux de chaque ordre

LISTE DES FIGURES

Figure

- 1.1a Stratigraphie comparée de plusieurs auteurs
- 1.1b Carte géologique de l'île d'Anticosti d'après BOLTON (1972)
- 1.1c Eléments d'un complexe morainique probable
- 1.2a Les grandes zones physiographiques de l'île d'Anticosti
- 1.2b Coupe transversale du centre de l'île d'Anticosti
- 1.2c Bassins versants de l'île d'Anticosti
- 1.2d Position du contact entre les formations de la Rivière au Fusil et de Becscie à proximité du karst de la Haute-Saumons
- 2.1a Carte des formes karstiques connues dans le karst de la Haute-Saumons (en pochette)
- 2.4a Position des alignements de diaclases ouvertes dans la Plaine des Gouffres
- 2.4b Détails des cinq alignements étudiés dans la Plaine des Gouffres (en pochette)
- 2.4c Distribution des longueurs et des profondeurs des ouvertures de la Plaine des Gouffres selon les épaisseurs de till
- 2.5a Perte d'un cours d'eau d'ordre 2
- 2.5b Abîme du chevreuil (doline d'effondrement)
- 2.5c L'Oesophage de l'Anthropophage (proto-doline de genèse mixte)
- 2.6a Résurgence du karst de la Haute-Saumons
- 2.7a Modèle morphogénétique pour la classification des formes du karst de la Haute-Saumons
- 3.1a Les zones du karst de la Haute-Saumons

- 3.1b Aven du Pont Branlant (diacalse ouverte)
- 3.1c Distribution des dolines dans une tourbière
- 3.1d Modèle d'assèchement d'une tourbière par le karst
- 3.1e Principe d'induction de la karstification
- 3.1f Profil du terrain de part et d'autre de la résurgence en suivant un axe de 110°
- 4.1a Le bassin karstique: le karst et ses sous-bassins non karstiques
- 4.1b Expériences de tracage
- 4.1c Modèle simplifié de la circulation des eaux dans le bassin karstique
- 4.2a Répartition journalière des précipitations du 13 juin au 12 août 1976
- 4.2b Répartition horaire des précipitations pour chacune des 12 périodes pluvieuses entre le 13 juin et le 12 août 1976
- 4.2c Comparaison des données disponibles sur les régimes de quatre cours d'eau de surface, de la résurgence et des précipitations entre le 13 juin et le 12 août 1976
- 4.2d Relation log-log entre le niveau d'eau et le débit à la résurgence
- 5.3a Rapport entre pPCO₂ et la température pour tous les échantillons disponibles
- 5.3b Rapport entre SIC et pPCO₂ pour 19 échantillons d'eaux stagnantes
- 5.3c Eaux stagnantes, exemple 1
- 5.3d Eaux stagnantes, exemple 2
- 5.3e Eaux stagnantes, exemple 3
- 5.3f Eaux stagnantes, exemple 4
- 5.3g Eaux stagnantes, exemple 5
- 5.3h SIC vs pPCO₂ pour les ruisseaux, les rivières et la résurgence
- 5.3i SIC vs [Ca⁺⁺] pour les ruisseaux, les rivières et la résurgence
- 5.3j [Ca⁺⁺] vs pPCO₂ pour les ruisseaux, les rivières et la résurgence

- 5.3k Comparaison des cours d'eau de différents auteurs avec les rivières et les ruisseaux du présent ouvrage quant à leurs SIC et pPCO₂
- 5.4a Mesures du niveau d'eau, de pPCO₂, de SIC, de dureté et de température dans le ruisseau près du campement, du 13 juin au 12 août 1976
- 5.4b Dureté vs niveau d'eau du ruisseau près du site de campement
- 5.4c Mesures du niveau d'eau, de pPCO₂, de SIC et de dureté dans la rivière aux Saumons au site de campement, du 13 juin au 12 août 1976
- 5.4d Mesures de débit, de pPCO₂, de SIC et de dureté à la perte de la rivière aux Saumons du 22 juin au 5 août 1976
- 5.4e Mesures du débit, de pPCO₂, de SIC et de dureté à la perte Benjamin Sulte en juin et juillet 1976
- 5.4f Dureté vs niveau d'eau sur la rivière aux Saumons (site du campement)
- 5.4g Dureté vs débit à la perte de la rivière aux Saumons
- 5.4h Dureté vs débit à la perte Benjamin Sulte
- 5.4i Mesures du niveau d'eau, de pPCO₂, de SIC, de dureté, de température et du volume journalier de calcaire dissous évacué à la résurgence du 15 juin au 12 août 1976
- 5.4j Dureté vs niveau d'eau à la résurgence
- 6.1a Bassin versant de la rivière aux Saumons
- 6.1b Réseau hydrographique actuel, bassin supérieur de la rivière aux Saumons
- 6.1c Réseau hydrographique reconstitué, bassin supérieur de la rivière aux Saumons
- 6.2a Nombre de chenaux selon l'ordre
- 6.2b Longueur moyenne des chenaux selon l'ordre

LISTE DES PHOTOS

Photo

- 1.1a Réseau de diaclases caractéristique à l'île d'Anticosti, bien visible à marée basse sur une plate-forme rocheuse à l'Anse aux Fraises
- 2.3a Surface de pavement karstique dans le brûlis
- 2.3b Aspect d'un pavé de calcaire fossilifère
- 2.3c Aspect d'un pavé de calcaire micritique
- 2.3d Aspect de la surface d'un pavé de calcaire micritique sous 20 cm de sol
- 2.3e Aspect caractéristique d'une forêt ouverte sur un pavement karstique
- 2.4a Diaclase ouverte au sein d'une tourbière
- 2.5a Doline de dissolution (perte active) allongée sur une diaclase à 110°
- 2.5b Diaclase à 110° s'étendant de part et d'autre du bassin de retenue dans la doline à la perte Benjamin Sulte
- 2.5c Doline de dissolution emplie partiellement par des matériaux de glissement et colonisée par la végétation
- 2.5d Doline de soutirage récente dans la Plaine des Gouffres
- 2.5e Une grande doline d'effondrement circulaire: la doline Louis-Olivier Gamache
- 2.5f Doline d'effondrement circulaire dans la partie ouest du karst.
- 2.5g Doline d'effondrement allongée aux parois verticales: l'Abîme du Chevreuil
- 2.5h Perte Sud-Est: une doline de genèse mixte
- 2.6a Perte de la rivière aux Saumons
- 2.6b Perte Benjamin Sulte
- 2.6c Lit asséché directement en aval de la perte Benjamin Sulte

- 2.6d Accumulation de troncs d'arbre et de sédiments alluviaux laissés dans le lit asséché en aval de la perte Benjamin Sulte par débordement lors de crues printannières récentes
- 2.6e Lit asséché d'ordre 3 réutilisé lors de crues majeures
- 2.6f Dans le brûlis une vallée d'ordre 2 sèche en permanence
- 2.6g Partie amont de la résurgence du karst de la Haute-Saumons
- 3.1a Importante diaclase ouverte sur la bordure Est de la tourbière la plus occidentale du karst
- 3.1b Profonde diaclase ouverte (puits) dans la partie ouest de la tourbière la plus occidentale du karst
- 3.1c Vasque entre les herbes au sein d'une végétation de grands herbacés dans la partie humide d'une tourbière
- 3.1d Végétation d'herbacés caractéristique dans une partie de tourbière asséchée karstiquement
- 3.1e Till glissant vers l'intérieur d'une doline
- 3.1f Lit abandonné entre 2 dolines de dissolution (une perte active en amont et une perte relique en aval)

INTRODUCTION

L'île d'Anticosti est cette grande île visible sur toutes les cartes du monde et qui semble garder l'entrée de l'estuaire du St-Laurent. Elle possède une histoire des plus riches et pittoresques. Fréquentées depuis près de 3,500 ans par les populations autochtones qui venaient y chasser l'ours, ses côtes auraient été visitées par les pêcheurs basques et espagnols avant même l'arrivée des français. Au cours de son voyage de 1534, Jacques Cartier aperçu cette île qu'il baptisa du nom de l'Assomption. Après plus de trois siècles et demi d'histoire complexe et mouvementée, l'île fut achetée en 1895 par Henri Meunier, un millionnaire français du chocolat qui en fit son royaume. C'est lui qui fit notamment construire le village de Port Menier, introduisit sur l'île un grand nombre d'espèces animales (dont le chevreuil) et entreprit les premières exploitations forestières. Son frère Gaston qui lui succéda après sa mort vendit l'île en 1926 à une compagnie forestière qui fait aujourd'hui parti d'un groupe connu sous le nom de Consolidated - Bathurst Limitée. Enfin en 1974, le Gouvernement du Québec se porta acquéreur de ce qui était devenu la plus grande propriété privée au monde. L'île d'Anticosti possède maintenant le statut d'une réserve de chasse et de pêche administrée par le ministère du Tourisme, de la Chasse et de la Pêche du Québec.

Cette île sauvage a toujours fasciné l'imagination des gens. Elle possède ses légendes, son sorcier, son cannibale, ses fantômes, ses naufragés, ses épaves. Elle fut longtemps surnommée "le cimetière du golfe" à cause des

fréquents naufrages ou échouages dont elle fut l'"hôte" (près de 300). Aujourd'hui, elle demeure encore fort réputée pour sa fabuleuse population de chevreuils (cerf de Virginie) évaluée à près de 70,000 individus ainsi que ses importantes et recherchées rivières à saumons.

Depuis le début du siècle l'accès à l'île est toujours demeuré relativement restreint et contrôlé, ce qui n'a pas favorisé l'acquisition des connaissances sur son milieu physique par des travaux de recherche divers. De plus, la construction d'un réseau de route à l'intérieur de l'île ne s'est faite que dans les années 50. Ainsi, alors même que la côte de l'île a été depuis longtemps bien parcourue et explorée, l'absence de routes ou de voies navigables a fait que le centre a été longtemps et demeure encore relativement mal connu. Par exemple, avant 1974, aucune publication ne mentionnait même l'existence des manifestations les plus spectaculaires du karst que nous étudions ici.

En 1974, une première reconnaissance des phénomènes karstiques de l'île d'Anticosti (BEAUPRE, CARON et ROBERGE, 1974) faisait état de plusieurs des éléments du karst de la Haute-Saumons. C'est suite à cette première reconnaissance que furent amorcés les travaux menant à la rédaction de cette thèse qui constitue la première étude détaillée de ce karst.

Devant ce terrain nouveau et encore inconnu nous avons préféré réaliser une étude plus vaste touchant un grand nombre d'aspects du karst plutôt que de nous restreindre à approfondir un seul point. Nous croyons que toute recherche s'attaquant à un point particulier du karst ne saurait être rentable sans la possession préalable d'une image globale du milieu sur lequel nous travaillons. C'est ce que nous tenterons d'obtenir ici.

Le premier chapitre présentera un bref aperçu des principales caracté-

ristiques physiques de l'île d'Anticosti. Le second se penchera sur les formes karstiques du karst de la Haute-Saumons. Il en fera l'inventaire, tentera de les classer, étudiera leur distribution et en discutera la genèse. A la suite des résultats obtenus, au chapitre trois nous chercherons à dégager une organisation spatiale dans l'ensemble du karst puis essayerons de comprendre les processus morphogénétiques ayant conduit à une telle organisation. Aux chapitres 4 et 5, nous nous intéresserons davantage à la dynamique actuelle du karst. Nous y examinerons d'abord les modalités de la circulation des eaux à travers l'espace et le temps. Puis, nous observerons comment les paramètres chimiques de ces eaux sont influencés par le milieu dans lequel elles évoluent et dans quelle mesure cette influence peut changer selon les conditions d'écoulement. Finalement, le chapitre six nous permettra de mesurer les perturbations que la karstification a pu engendrer sur certains paramètres du réseau hydrographique au sein duquel elle s'est faite.

Il va de soi qu'une approche comme celle que nous avons choisie, présente l'inconvénient de disperser nos efforts et de ne pouvoir vider chacun des aspects traités. Ce n'est toutefois pas là notre but puisque nous préférons plutôt esquisser les grandes lignes de la situation et mieux formuler les problèmes qui s'y rattachent, sans toutefois avoir le temps ou les moyens de les résoudre tous.

CHAPITRE 1

L'ILE D'ANTICOSTI: CADRE PHYSIQUE

Située entre les longitudes $64^{\circ} 32'$ et $61^{\circ} 40'$ ouest et les latitudes $49^{\circ} 57'$ et $49^{\circ} 03'$ nord, longue de 222 km et d'une largeur maximale de 55 km, cette île occupe une superficie de $7,946 \text{ km}^2$. On y retrouve qu'un seul village (Port-Menier) d'environ 200 habitants près de son extrémité ouest. Un réseau limité de chemins de terre dessert surtout les parties occidentales et septentrionales de l'île.

1.1 La géologie

1.1.1 Stratigraphie

L'île d'Anticosti présente la séquence stratigraphique la plus complète dans la partie orientale de l'Amérique du nord allant de l'Ordovicien supérieure au Silurien moyen (BOLTON, 1961). Les premières descriptions en furent données par RICHARDSON (1857), SCHUCHERT et TWENHOFEL (1910) et TWENHOFEL (1921, 1926, 1928). A cette époque, le réseau routier à l'intérieur de l'île était inexistant et les observations se limitaient aux affleurements le long de la côte et de quelques rivières principales. L'échelle stratigraphique établie par RICHARDSON repose essentiellement sur des variations lithologiques tandis que celles de SCHUCHERT et TWENHOFEL (1910), TWENHOFEL (1914), TWENHOFEL (1921), TWENHOFEL (1928) se basent en premier lieu sur des groupements de zones fauniques et pas nécessairement des variations lithologiques. Ainsi, il était sou-

vent difficile de localiser précisément ces contacts choisis arbitrairement entre différentes formations.

Suite à la construction de routes qui débuté en 1956, offrant ainsi tout à coup une quantité importante d'affleurements facilement accessibles à l'intérieur de l'île, les travaux de BOLTON (1961, 1972) apportent de nouvelles échelles stratigraphiques. En 1961, BOLTON présente une classification conservant la plus part des unités de TWENHOFEL (1928) mais en déplaçant certains contacts vers des points de repère lithologiques plus facilement reconnaissables. En 1972, à la suite de trois autres saisons de terrain il complète et précise sa classification en même temps qu'il présente une carte géologique préliminaire de l'île d'Anticosti. Pour les besoins de cet ouvrage, je me contenterai de ne présenter sommairement que la stratigraphie la plus récemment publiée, soit celle de BOLTON (1972) (figure 1.1a).

ORDOVICIEN

Formation de Vauréal: 300 à 400 m émergés (les forages donnent à cette formation une épaisseur minimale de 1000 m).

On divise la partie émergée en deux membres. Le membre inférieur: 120 m ou plus de schistes argileux avec entrelits de calcaire contenant du conglomérat intraformationnel. Les lits calcaires s'épaississent vers le haut et deviennent nodulaires. Le membre supérieur: 180 m ou plus de calcaire avec d'abondants conglomérats intraformationnels, des entrelits et des lentilles de schistes argileux. Le contenu en schistes d'argile s'accroît vers le haut et les dernières strates de la formation sont de calcaire noduleux et argileux. Dans toute la formation, l'épaisseur des strates est généralement mince et parfois moyenne.

Formation de la Baie Ellis: 53 à 96 m.

En général: une épaisse séquence de schistes argileux avec entrelits

de calcaires argileux contenant des unités de calcaire avec entrelits de schistes d'argile et le tout en strates généralement minces. On trouve aussi dans cette formation une strate de 15 cm de grès et quelques biohermes isolés. Au sommet, la transition vers la formation des Becsle est graduelle et le contact mal défini.

SILURIEN

Formation de Becsle: 81 m

Le membre inférieur regroupant la majeure partie de la formation est fait de calcaire et de calcaire dolomitique en strates minces à moyennes avec un contenu argileux s'accroissant vers le sommet en même temps que des conglomérats et des calcaires noduleux. Le membre supérieur de près de 10 m d'épaisseur est composé de schistes d'argile en strates minces avec quelques nodules de calcaire. Cette unité permet d'identifier très clairement le contact avec la formation supérieure de la Rivière au Fusil.

Formation de la Rivière au Fusil: 136 m

Elle se divise en deux membres principaux. Des calcaires en strates minces et régulières contenant aussi des conglomérats intraformationnels, des strates d'épaisseur moyenne mais lenticulaires et des zones très fossilifères interstratifiées composent les 60 m inférieurs de la formation. Dans les 76 m supérieur restant on trouve surtout des calcaires en strates minces à moyennes, des lentilles de conglomérats et de fossiles, et des strates schistes d'argile. Le schiste d'argile peut former des unités dont l'épaisseur peut atteindre sept à huit mètres et, en général, son importance dans le membre supérieur de la formation s'accroît vers le sommet. Le contact avec la formation de Jupiter est peu marqué à cause d'une transition plutôt graduelle d'une formation à l'autre.

Formation de Jupiter: 145 m

Cette formation n'a pas été observée entièrement, 54 m ne présentant pas d'affleurements. Dans la partie visible on trouve des unités de schistes, de schistes gréseux, de calcaire et de schistes d'argile. L'épaisseur des strates varie de mince à moyenne. Le contact avec la formation de Chicotte est bien marqué.

Formation de Chicotte: 23 à 30 m

Cette formation, restreinte à l'extrême partie sud de l'île, est la plus jeune sur Anticosti. Elle se distingue facilement des autres par ses strates massives et épaisses d'un calcaire crinoïdal en général blanchâtre et très friable. On signale aussi des biohermes coralliens et quelques minces lits de schistes d'argile à sa base.

L'ensemble de ces six formations fournit une séquence continue de roches sédimentaires marines de plus de 750 m d'épaisseur. De toute évidence les formations telles que présentées par BOLTON ne correspondent pas à des unités lithologiques distinctes et bien définies (sauf dans le cas de la formation de Chicotte). Il y a la plupart du temps au moins tout autant de variation lithologique à l'intérieur d'une formation, qu'entre différentes formations. Il faut reconnaître que la lithologie d'Anticosti ne se prête pas à une classification facile et que celle proposée (BOLTON, 1972), bien qu'imparfaite, est encore la meilleure disponible. C'est celle qui sera utilisée dans ce travail et qui servira de référence géologique au cadre du développement karstique. Toutefois compte tenu du type de stratigraphie présente à Anticosti de même que les attributs lithologiques mentionnés par BOLTON (1961, 1972) dans ses descriptions des différentes formations il reste extrêmement difficile de prévoir ou comparer les susceptibilités relatives de chaque formation ou de chaque unité géologique à la karstifica-

tion. Dans le cas présent il sera plus pratique de procéder à l'inverse c'est-à-dire de localiser la karstification puis de la relier au cadre géologique local.

1.1.2 Tectonique et structure

Ces sédiments marins déposés dans le golfe du St-Laurent de la marge méridionale du bouclier, sur la plateforme du St-Laurent, au cours de l'Ordovicien et du Silurien, demeurent séparés du géosynclinal appalachien par la faille de Logan. Au Dévonien, durant l'orogénie Acadienne, les sédiments du géosynclinal se plissent vers le nord le long de la faille Logan et chevauchent en partie la plateforme du St-Laurent (POOLE et al, 1970). On peut alors supposer que les pressions résultantes ont pu être à la source du basculement qu'ont subi les formations d'Anticosti qui présentent aujourd'hui, peu de déformations, une direction variant de 95° à 110° et un pendage sud-ouest de 0.5° à 2° . Ce dernier est plutôt constant à travers toute l'île qui constitue une plateforme structurale uniforme et très simple. Au Jurassique, tout le golfe du St-Laurent subit un soulèvement important (POOLE et al, 1970) et c'est probablement à cette époque que les sédiments de l'île Anticosti sont érodés et soumis à l'érosion subaérienne.

L'île telle qu'on la trouve aujourd'hui est dominée par deux axes de diaclases principaux, un orienté à 100° - 110° , remarquablement continu et persistant, l'autre, perpendiculaire au premier soit à 20° , mais moins régulier (photo 1.1a). Selon FORD (communication personnelle), les diaclases suivant un axe de 100° - 110° parallèles à la direction sont les plus persistantes qu'il ait observées dans plus de 40 régions karstiques à travers le monde. Celles-ci pourraient être le résultat direct de la même pression qui occasionna le basculement de ces strates. Si cette pression est bien celle suggérée plus haut (chevauchement des plissements appalachiens le

long de la faille de Logan) on peut s'attendre à ce que ces diaclases, que le basculement tendrait alors à ouvrir, possèdent une perméabilité primaire supérieure à celle des autres. Comme nous le verrons plus loin, il semble que les observations vérifient cette assertion car, proportionnellement, le développement de formes karstiques utilise ces diaclases de façon nettement préférentielle.

1.1.3 Carte géologique

En 1972, BOLTON publie une carte préliminaire de la géologie d'Anticosti (figure 1.1b). Cette carte situe les six formations de l'île en bande relativement parallèles et allongées dans le sens de la longueur de l'île en ordre chronologique (la plus ancienne au nord et la plus jeune au sud). Les affleurements examinés et à partir desquels cette carte a été dressée, se distribuent tous le long des routes (la plupart), le long de quelques rivières importantes (plusieurs) et le long de la côte (quelques-uns). Le nombre de route diminuant drastiquement à l'est de la rivière Jupiter, il en résulte que, pour les 2/3 de l'île, l'emplacement des contacts géologiques est très approximatif. De plus, la description lithostratigraphique d'une formation obtenue à partir de l'observation d'un nombre limité d'affleurement peut être plus ou moins valable ailleurs, le long de la même formation, alors que de variations lithostratigraphiques latérales risquent de se produire.

La construction de nouvelles routes dans le centre et le centre-est de l'île, dans les secteurs des rivières MacDonald, Vauréal, aux Saumons et de la Chaloupe, incita COPELAND et BOLTON à revenir en 1974, examiner les nouveaux affleurements ainsi disponibles. Par la suite ils publièrent (COPELAND et BOLTON, 1975) des sections de cartes avec les contacts corrigés pour les secteurs centre et centre-est de l'île.

1.1.4 Le Quaternaire

Les données sur la morphologie quaternaire de l'île d'Anticosti sont plutôt maigres. Aucune étude systématique de cet aspect de l'île n'a été entreprise jusqu'à ce jour. Le nombre de travaux portant sur ce sujet est assez réduit. Mentionnons ceux de RICHARDSON (1857), GRANT et DAWSON (1886), GRANT (1892), LAFLAMME (1902, 1906), SCHMITT (1904), TWENHOFEL (1910, 1928), TWENHOFEL et CONINE (1921) et plus récemment BOLTON et LEE (1960). Les seuls examens détaillés des sédiments quaternaires d'Anticosti ont été fournis par TWENHOFEL, TWENHOFEL et CONINE ainsi que BOLTON et LEE.

TWENHOFEL et CONINE (1921) fixent la limite supérieure de l'invasion marine post-wisconsinienne sur Anticosti à 135 m d'après ce qu'ils considèrent être une série de terrasses d'érosion. BOLTON et LEE, en désaccord avec eux proposent plutôt 76 m comme maximum. Ils vont même jusqu'à suggérer qu'il s'agit là d'un maximum valable pour toute la partie nord du golfe du St-Laurent. Selon eux, jusqu'à 76 m l'île est couverte, du moins sur son extrémité occidentale, de sédiments stratifiés contenant des fossiles marins et formant des plages et des terrasses. Au-dessus de cette altitude, on ne retrouverait qu'une mince couche de till. Celui-ci d'une épaisseur variant de 0.6 à 2 m serait composé de graviers, de cailloux et de petits blocs de lithologie comparable à celle du substratum sous-jacent, enrobés dans une matrice argilo-limoneuse. Une faible partie des éléments grossiers proviendrait aussi parfois du calcaire ordovicien de la région de Mingan et du matériel précambrien du bouclier.

Les stries glaciaires se conservent difficilement sur une roche soluble comme le calcaire. Toutefois TWENHOFEL et CONINE (1921) ainsi que TWENHOFEL (1928) affirment en avoir observées dans la partie est de l'île. Celles-ci seraient orientées à environ 200° - 210° . BOLTON et LEE (1960) quant

à eux, n'en ont pas trouvé mais ils ont pu observer par photo-interprétation, la présence de sillons ("fluting") dans plusieurs parties de l'île. Leur orientation générale S-S-O, concorde bien avec celle des stries ci-haut mentionnées. Selon BOLTON et LEE (1960), le faible développement des structures des sillons ("fluting") ainsi que la grande variabilité des directions prises par les vallées fluviatiles suggèrent que l'action érosive de la dernière glaciation était minime.

Une date de $12,940 \pm 180$ ans AA (GSC-89) a été obtenue sur des coquilles marines prélevées par BOLTON et LEE (1960) dans des sables et graviers à 55 m d'altitude, dans une coupe à proximité de l'aéroport de Port Menier. Elle nous indique que l'île était déjà déglaciée à cette date. Cela s'accorde bien avec les cartes publiées par PREST (1969, 1973) et qui situent la déglaciation d'Anticosti vers 13,000 - 13,200 ans AA.

Récemment, GRANT (1977) suggère que la glaciation du Wisconsin récent aurait épargné l'île d'Anticosti. Ces idées ne se basent sur aucune observation directe de l'île. Elles sont surtout influencées par les travaux de FERNALD (1925) qui suggère l'existence en certains points du golfe dont Anticosti, tout au moins durant le Wisconsin récent, de refuges botaniques ayant permis la préservation de plusieurs espèces arctiques-alpines.

Depuis 1960 plusieurs travaux ont permis de mieux connaître la limite maximale de la mer de Goldthwait sur la côte nord du golfe du St-Laurent. DIONNE (1977) et DUBOIS (1977) en font la synthèse. Notamment, ceux de DUBOIS (1977) indiquent que de Sept-Iles à Havre St-Pierre, cette limite se maintiendrait dans l'ordre de 130 m. Ces résultats vont à l'encontre des suggestions de BOLTON et LEE (1960) qui auraient voulu étendre la valeur de 76 m à toute la Côte Nord. De plus la différence de près de 55 m qui existerait entre Anticosti et les îles de Mingan distantes à peine de 35 km est surprenante et semble poser un problème. DIONNE (1977) ne remet pas en question la valeur

de 76 m pour Anticosti mais cherche plutôt à justifier cette différence marquée. Il invoque l'effet d'un enfoncement réduit à cause d'une possible faible épaisseur de la portion d'inlandsis ayant recouvert l'île, combiné à celui d'un relèvement plus hâtif que sur la Côte Nord déglaciée plus tard. Considérant comme relativement limitées les observations de BOLTON et LEE (1960) surtout concentrées sur les terrains facilement accessibles par route de l'extrémité occidentale de l'île, nous préférons ne pas prendre pour acquis la valeur de 76 m et attendre qu'une étude plus systématique du quaternaire de l'île d'Anticosti vienne éclaircir ce point obscur. Cette étude est déjà commencée par DUBOIS et CADIEUX (en préparation).

Nos observations, dans la partie supérieure du bassin de la rivière aux Saumons à des altitudes variant surtout entre 140 et 200 m, nous ont montré que la description du till fournie par BOLTON et LEE (1960) s'applique bien sur ce terrain à un détail près. Dans ce secteur les épaisseurs de till les plus fréquemment rencontrés se situeraient plutôt dans la marge de 0-3 mètres que dans celle de 0.6 -2 mètres proposée. De plus, l'apparente fraîcheur de ce till, la faiblesse des traces laissées par le ruissellement sur le modelé d'épandage de till que des formes karstiques récentes ne semblent avoir aucune difficulté à entailler, de même que l'aspect encore désorganisé du réseau hydrographique local nous incite à penser que ce till date du Wisconsin récent et que cette partie de l'île n'aurait pas été épargnée lors du dernier épisode glaciaire contrairement aux suggestions de GRANT (1977).

L'examen de photographies aériennes 1/40,000 noir et blanc et 1/70,000 infra-rouge fausses couleurs, en collaboration avec Marc Cloutier (Sciences de la Terre, UQAM) nous a permis de découvrir et de cartographier sur une vingtaine de kilomètres, ce que nous croyons être des éléments d'un complexe morainique. Plusieurs de ces éléments nous paraissent de nature fluvio-glaciaire. Toutefois aucune vérification de ces formes n'a encore été faite

sur le terrain. Ce complexe probable se situerait le long de la rivière aux Saumons légèrement au nord du karst qui constitue le sujet principal de cet ouvrage. Cette position est indiquée sur la figure 1.1c.

Comme nous pouvons le constater, l'histoire et la morphologie quaternaires de l'île d'Anticosti sont encore sur plusieurs points, bien ténueuses. Nous espérons que dans les prochaines années, des recherches plus systématiques seront entreprises sur ce terrain et permettront de mieux les préciser.

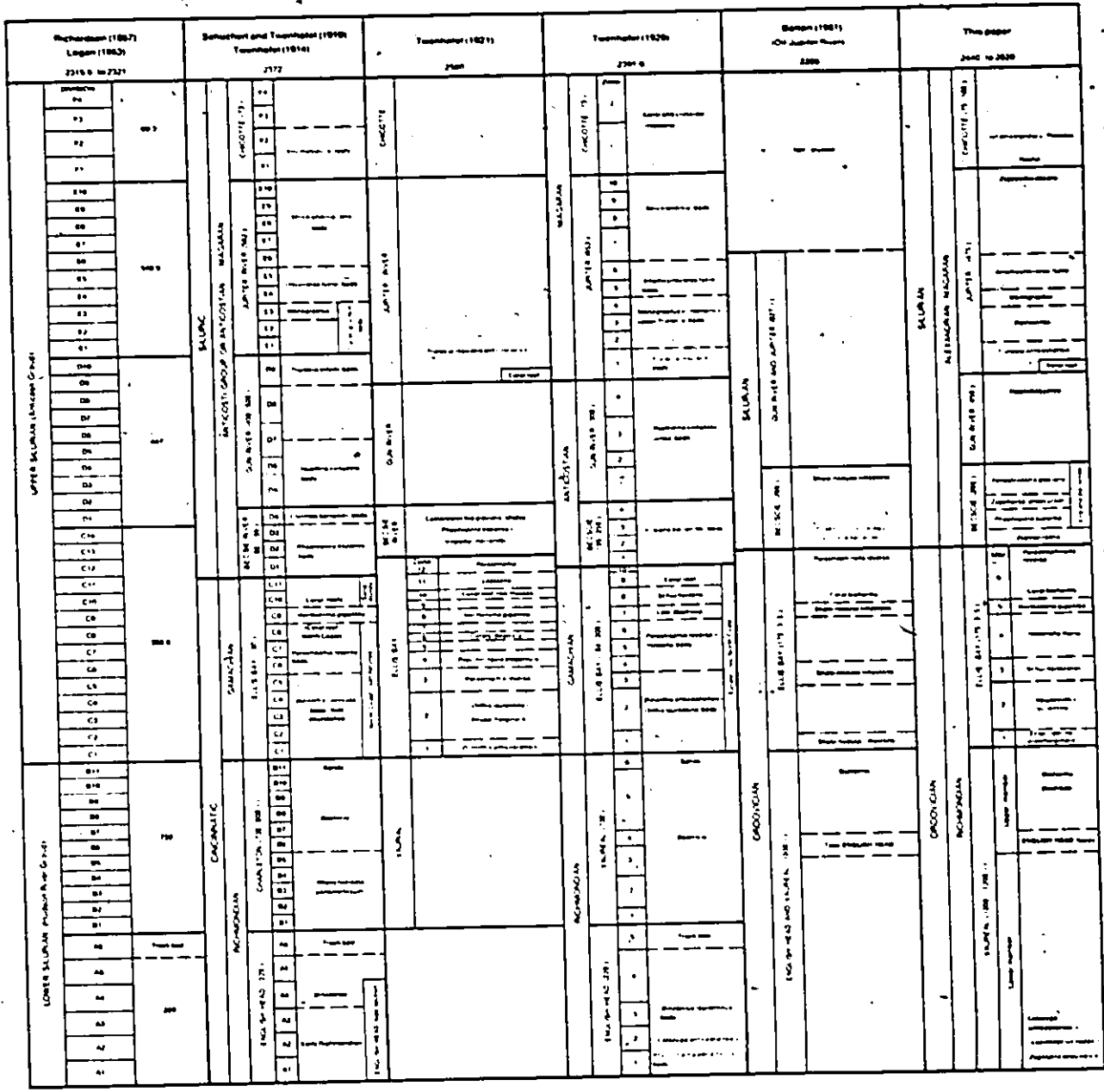


Figure 1.1a : Corrélations entre différentes stratigraphies publiées pour l'île d'Anticosti telle que présentée par BOLTON (1972)

Poor Copy

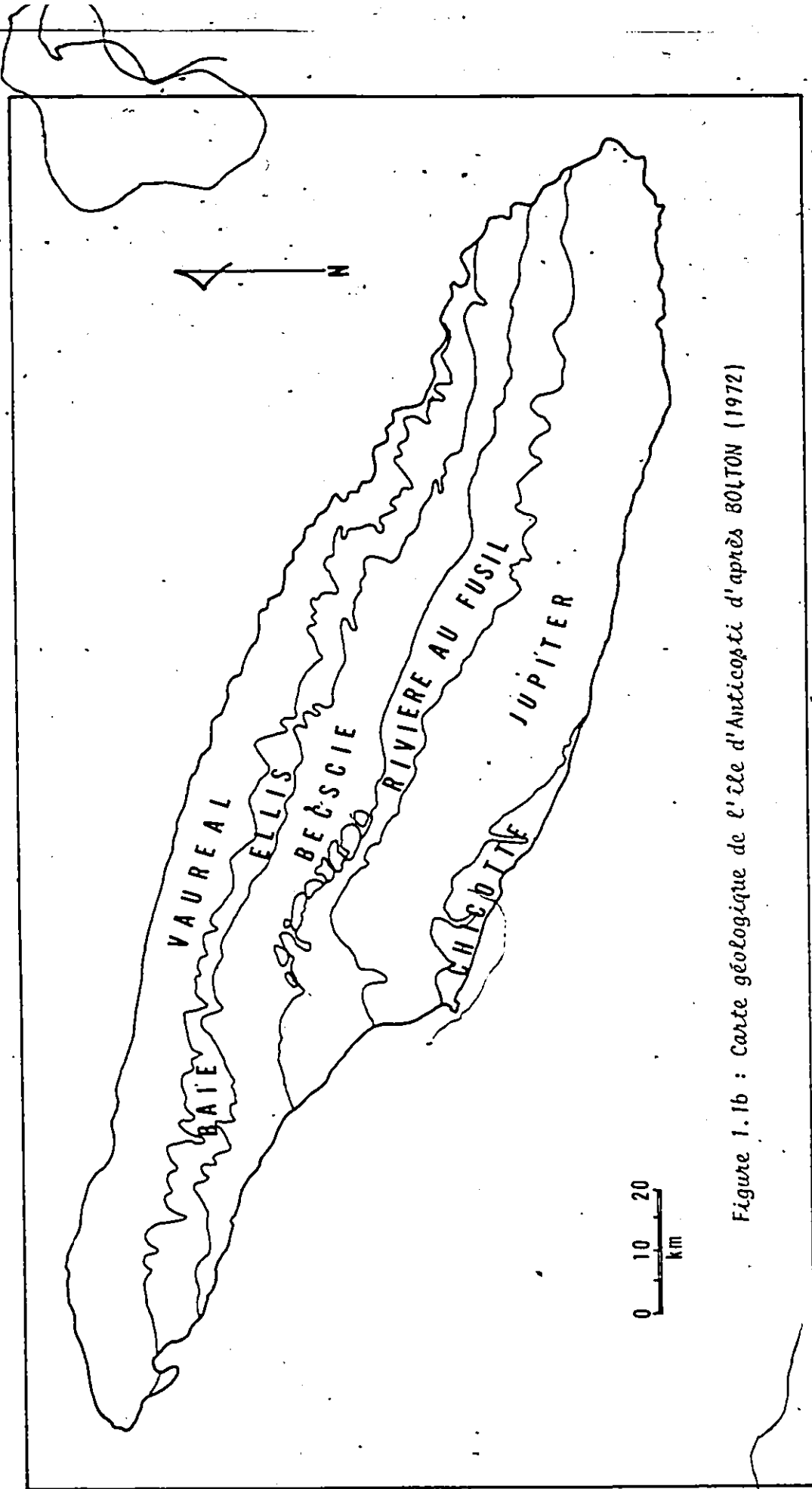


Figure 1.1b : Carte géologique de l'île d'Anticosti d'après BOLTON (1972)

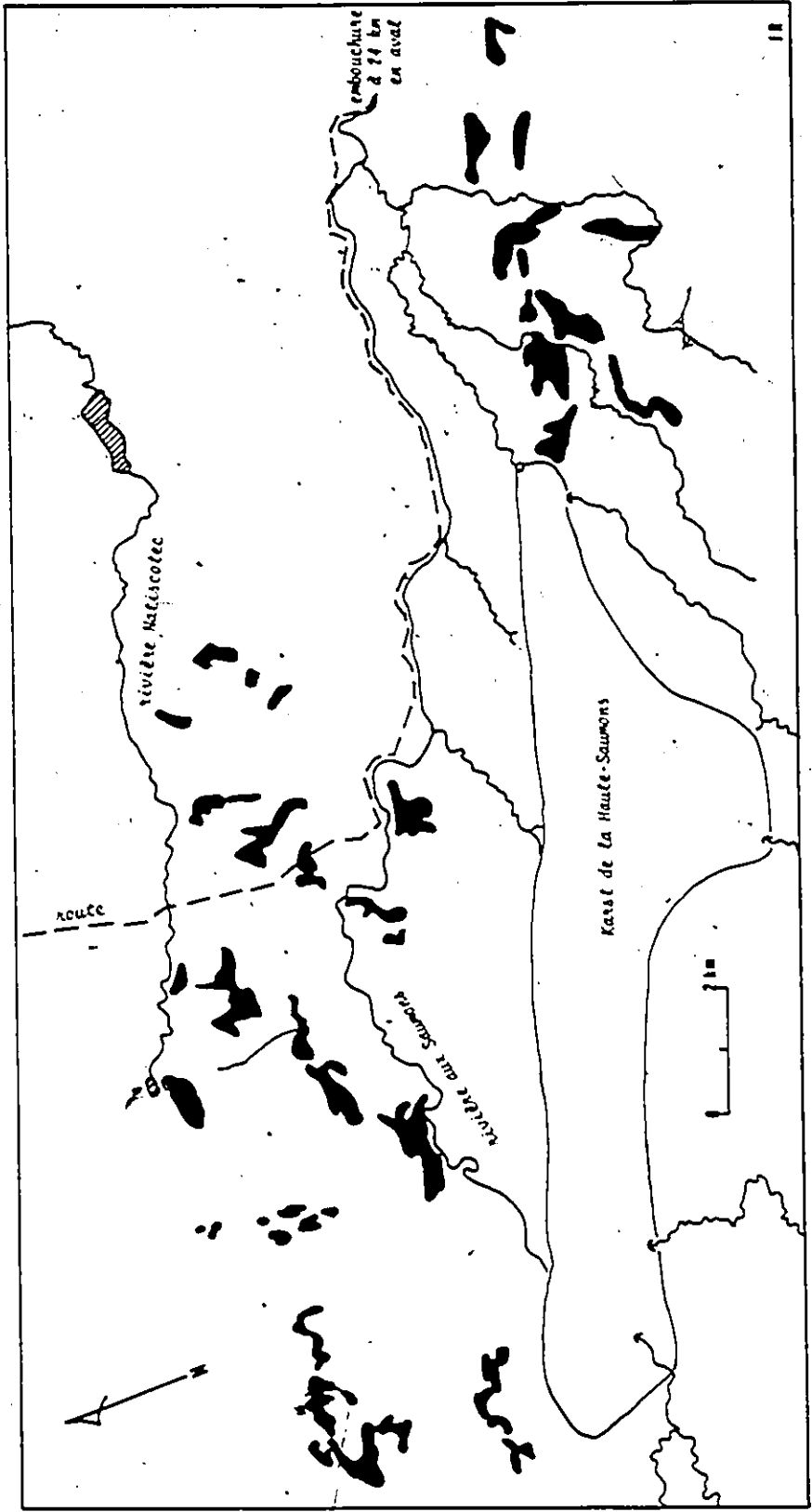


Figure 1.1c : Eléments d'un complexe monastique probable.
 Les surfaces en noir identifient les éléments
 présumés de ce complexe.

1.2 La morphologie.

1.2.1 La physiographie

Le point le plus élevé de l'île atteint 310 m d'altitude. 60% de la superficie du territoire se situe à moins de 120 m et seulement 2.6% au-dessus de 240 m. DESLOGES et EMOND (1974) divisent l'île en deux zones physiographiques principales: les basses terres et le plateau central (figure 1.2a). Les basses terres (d'altitude inférieure à 150 m) regroupent les terres à l'ouest des rivières Jupiter et à l'Huile et celles à l'est des rivières aux Saumons et Dauphiné, se divisant ainsi en deux sections distinctes (est et ouest). Le plateau central se compose alors des terrains compris entre les sections orientales et occidentales des basses terres. Le faible pendage des strates ainsi que les variations lithologiques ont favorisé le développement d'une topographie de cuesta. Cette morphologie se présente différemment selon les parties de l'île. Presqu'inexistantes dans la section est des basses terres, les cuestas sont petites mais nombreuses et découpées par plusieurs vallées dans la section ouest. Dans le plateau central il n'y en a que deux importantes, une au nord partiellement estompée mais dont le front est plutôt escarpé (constituant les falaises de la côte nord de l'île) et l'autre au centre, plus régulière mais au front moins abrupt (figure 1.2b). Devant le front de la cuesta centrale s'étend, entre 150 et 210 m, un terrain baptisé par DESLOGES et EMOND (1974) "la dépression centrale" et caractérisé par de faibles pentes de l'ordre de 1° à 3°, un drainage mal organisé et l'abondance de terrains humides (lacs peu profonds, tourbières).

1.2.2 L'hydrographie

En périphérie de l'île, 103 cours d'eau se déversent dans le golfe du St-Laurent (figure 1.2c): 52 sur le versant sud et 51 sur le versant nord (Ministère des Richesses Naturelles du Québec) témoignant ainsi d'une grande uniformité de drainage pour un terrain englacé. 24 drainent des bassins de plus de 100 km². Les rivières Jupiter (963.5 km²), aux Saumons (365.2 km²) et de la Chaloupe (209.3 km²) sont les trois plus importantes. Dans les basses terres de l'île, toutes les rivières sont anaclinales ou cataclinales. La ligne de partage nord-sud des eaux, située environ au centre dans la section est, se trouve plus au nord dans la section ouest à cause de la topographie de cuesta (les rivières du versant sud étant plus importantes que celles du versant nord). Sur le plateau central la majorité des rivières sont aussi anaclinale ou cataclinale. Seules la rivière aux Saumons et la partie supérieure de la rivière Jupiter ont des cours orthoclinaux. Ces deux rivières drainent presque toute la zone de la dépression centrale située devant le front de la cuesta, la rivière Jupiter vers l'ouest puis vers le sud et la rivière aux Saumons vers l'est jusqu'à la côte nord.

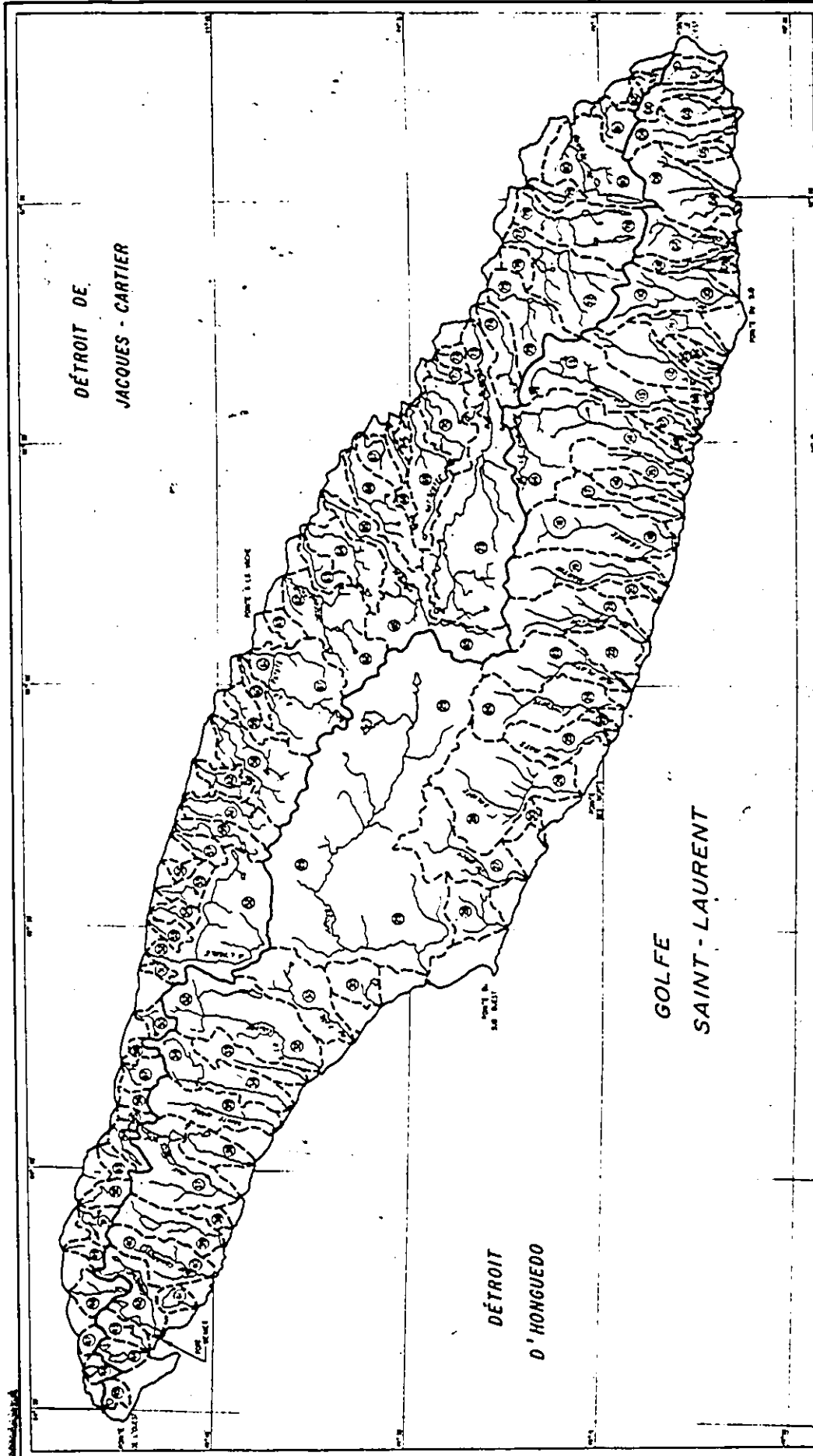
1.2.3 Le karst


En 1958, CORBEL, sans l'avoir visité, mentionnait l'île d'Anticosti comme un site qui lui semblait très favorable à l'existence de karsts. Dans son article Les karsts de l'est canadien, dans la partie sur Anticosti, il se contente de traiter des processus et du taux de recul des falaises calcaires. Ce n'est que 16 ans plus tard, en 1974, qu'un premier pas sera franchi dans la connaissance des karsts d'Anticosti. A cette époque la Société québécoise de spéléologie, intéressée par l'importante superficie de roche soluble que consti-

tuait Anticosti, entreprit par des contacts avec des habitués de l'île, l'examen de photographies aériennes et une visite d'un mois sur l'île, un recensement des phénomènes karstiques de l'île Anticosti. Bien qu'exagérant l'importance de certains phénomènes, la publication résultante (BEAUPRE, CARON et ROBERGE, 1974) constituait le premier document digne de mention sur la karstification d'Anticosti ainsi qu'un grand pas dans l'approche de celle-ci. Faisant l'inventaire des informations obtenues à cette date sur les formes karstiques d'Anticosti, ce document montrait déjà la présence de karstification dans la plupart des régions visitées de l'île en même temps qu'un nombre et une densité particulièrement élevés de ces formes dans le bassin supérieur de la rivière aux Saumons.

En 1976 une visite d'une semaine de la Société québécoise de spéléologie à Anticosti apportait des informations complémentaires sur certains phénomènes déjà reconnus en 1974 et en inventoriait quelques nouveaux (CARON, 1977). A la lumière de ces observations ainsi que de celles qui ont préparé la rédaction de cet ouvrage, il semble qu'en général les manifestations du karst sur Anticosti soient plutôt jeunes et témoignent d'une organisation primitive, qu'elles se retrouvent toutes là où les gradients topographiques sont élevés (près des vallées, canyons, versants) et qu'elles se limitent aux membres carbonatés relativement purs des formations de l'île.

Une exception de taille à cette règle et qui fera d'ailleurs le sujet principal de cette thèse: le karst de la Haute-Saumons. C'est là le nom donné par BEAUPRE, CARON et ROBERGE en 1974 à l'ensemble des phénomènes karstiques regroupés à l'intérieur du bassin supérieur de la rivière aux Saumons dans un cadre, à cette époque, encore mal défini. Ce nom sera conservé tel quel ici pour identifier le système karstique dont traitera cet ouvrage et dans lequel s'in-




MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES
 DIRECTION GÉNÉRALE DES EAUX
 SERVICE DES BASSINS
 DIVISION D'INFORMATIONS

BASSINS VERSANTS
ÎLE D'ANTICOSTI

ÉCHELLE 1:100,000
 0 10 20 Kilomètres
 0 10 20 Miles

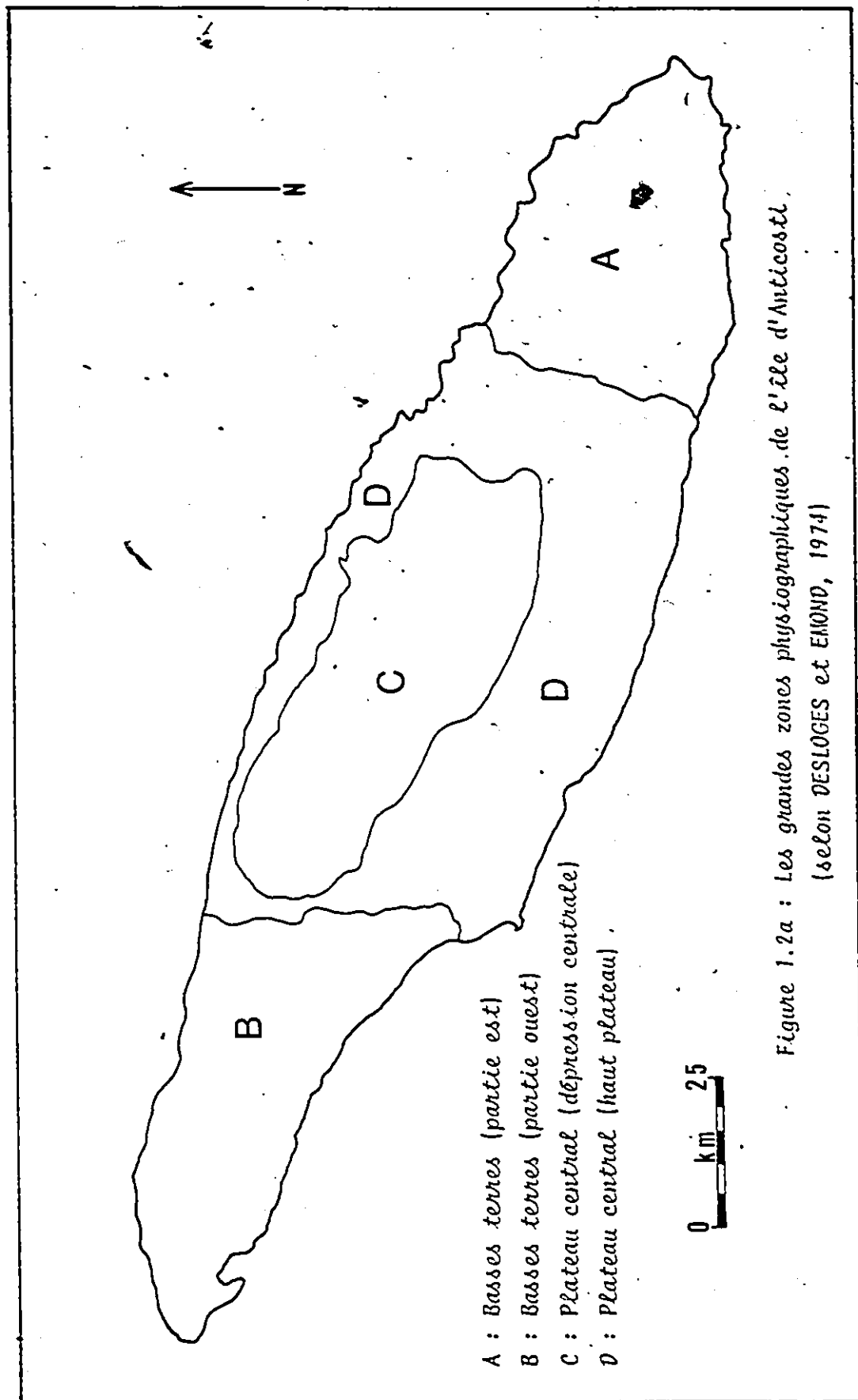
BASSIN		PÉRIODE		NATURE		MÉTÉO		DÉBIT		MÉTÉO		MÉTÉO		MÉTÉO		MÉTÉO	
NOM	N°	DE	À	NATURE	ÉTAT	ÉTÉ	ÉTÉ	ÉTÉ	ÉTÉ	ÉTÉ	ÉTÉ	ÉTÉ	ÉTÉ	ÉTÉ	ÉTÉ	ÉTÉ	ÉTÉ
VERSANT N-01	01	1957	1958	VERSANT N-01	01	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-02	02	1957	1958	VERSANT N-02	02	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-03	03	1957	1958	VERSANT N-03	03	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-04	04	1957	1958	VERSANT N-04	04	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-05	05	1957	1958	VERSANT N-05	05	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-06	06	1957	1958	VERSANT N-06	06	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-07	07	1957	1958	VERSANT N-07	07	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-08	08	1957	1958	VERSANT N-08	08	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-09	09	1957	1958	VERSANT N-09	09	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-10	10	1957	1958	VERSANT N-10	10	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-11	11	1957	1958	VERSANT N-11	11	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-12	12	1957	1958	VERSANT N-12	12	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-13	13	1957	1958	VERSANT N-13	13	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-14	14	1957	1958	VERSANT N-14	14	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-15	15	1957	1958	VERSANT N-15	15	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-16	16	1957	1958	VERSANT N-16	16	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-17	17	1957	1958	VERSANT N-17	17	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-18	18	1957	1958	VERSANT N-18	18	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-19	19	1957	1958	VERSANT N-19	19	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-20	20	1957	1958	VERSANT N-20	20	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-21	21	1957	1958	VERSANT N-21	21	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-22	22	1957	1958	VERSANT N-22	22	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-23	23	1957	1958	VERSANT N-23	23	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-24	24	1957	1958	VERSANT N-24	24	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958
VERSANT N-25	25	1957	1958	VERSANT N-25	25	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958	1957	1958

tègrent bien les phénomènes reconnus à cet endroit en 1974. Contrairement au reste de l'île, le karst y possède une organisation spatiale plus élaborée et s'y développe sous des gradients très faibles (aussi bas que 0.3%) bien qu'il se limite aussi aux membres les plus purs (quant au calcaire). Les formes de surface observées y sont beaucoup plus nombreuses, spatialement denses et spectaculaires qu'à tout autre endroit de l'île. La capture souterraine de cours d'eau de surface y est aussi beaucoup plus systématique, mieux organisée et plus importante qu'ailleurs.

Les travaux de terrain reliés à cette recherche ont permis de situer ce karst à l'intérieure de la formation de la Rivière au Fusil. Cette formation est certainement une des moins bien connue de l'île, des affleurements en ayant été observés seulement dans les secteurs des rivières Jupiter et la Loutre (BOLTON, 1972) et plus récemment seulement (COPELAND et BOLTON, 1975) le long de la rivière de la Chaloupe. Les observations du présent ouvrage ont permis de préciser l'emplacement du contact entre les formations de Beccie et de la Rivière au Fusil le long du karst, dans le bassin supérieur de la rivière aux Saumons (figure 1.2d).

Divers échantillons rocheux représentatifs des différents faciès du membre inférieur de la formation de la rivière au Fusil ont été prélevés sur le karst de la Haute-Saumons. Ils ont été analysés au laboratoire d'analyse de roches du département de géologie de l'Université McMaster. Ces analyses ont permis de déterminer les pourcentages relatifs des constituants CaO , MgO , SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 ainsi que de la perte au feu. De même des contenus relatifs approximatifs en CaCO_3 et MgCO_3 ont été calculés. Ces résultats sont présentés dans l'appendice 2. On constate qu'en général les concentrations en éléments solubles (CaCO_3 et MgCO_3) sont élevées soient de 85% à 95% sauf

dans les calcaires fossilifères à cause de la présence des fossiles fortement silicifiés. Le SiO_2 représente le principal élément insoluble de ces calcaires et constitue près de 80% de certains fossiles.



- A : Basses terres (partie est)
- B : Basses terres (partie ouest)
- C : Plateau central (dépression centrale)
- D : Plateau central (haut plateau)

0 km 25

Figure 1.2a : Les grandes zones physiographiques de l'île d'Anticosti.
 (selon DESLOGES et EMOND, 1974)

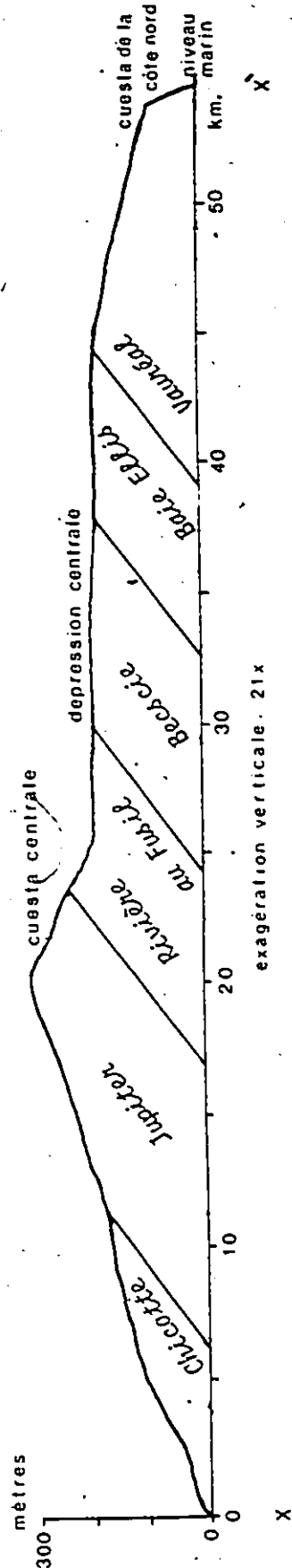
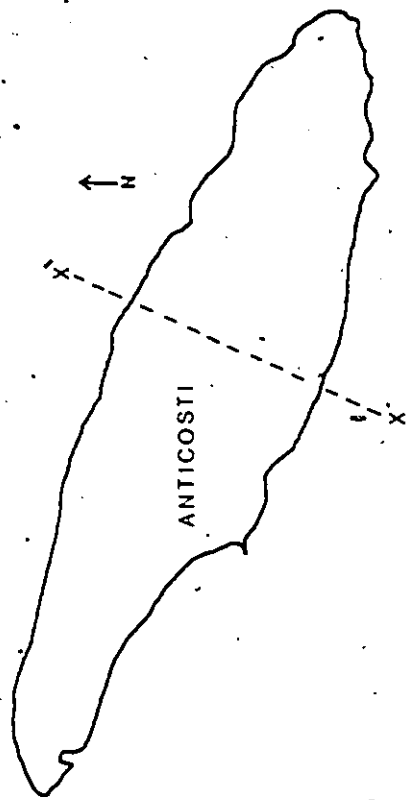


Figure 1.2b : Coupe transversale du centre de l'île d'Anticosti.

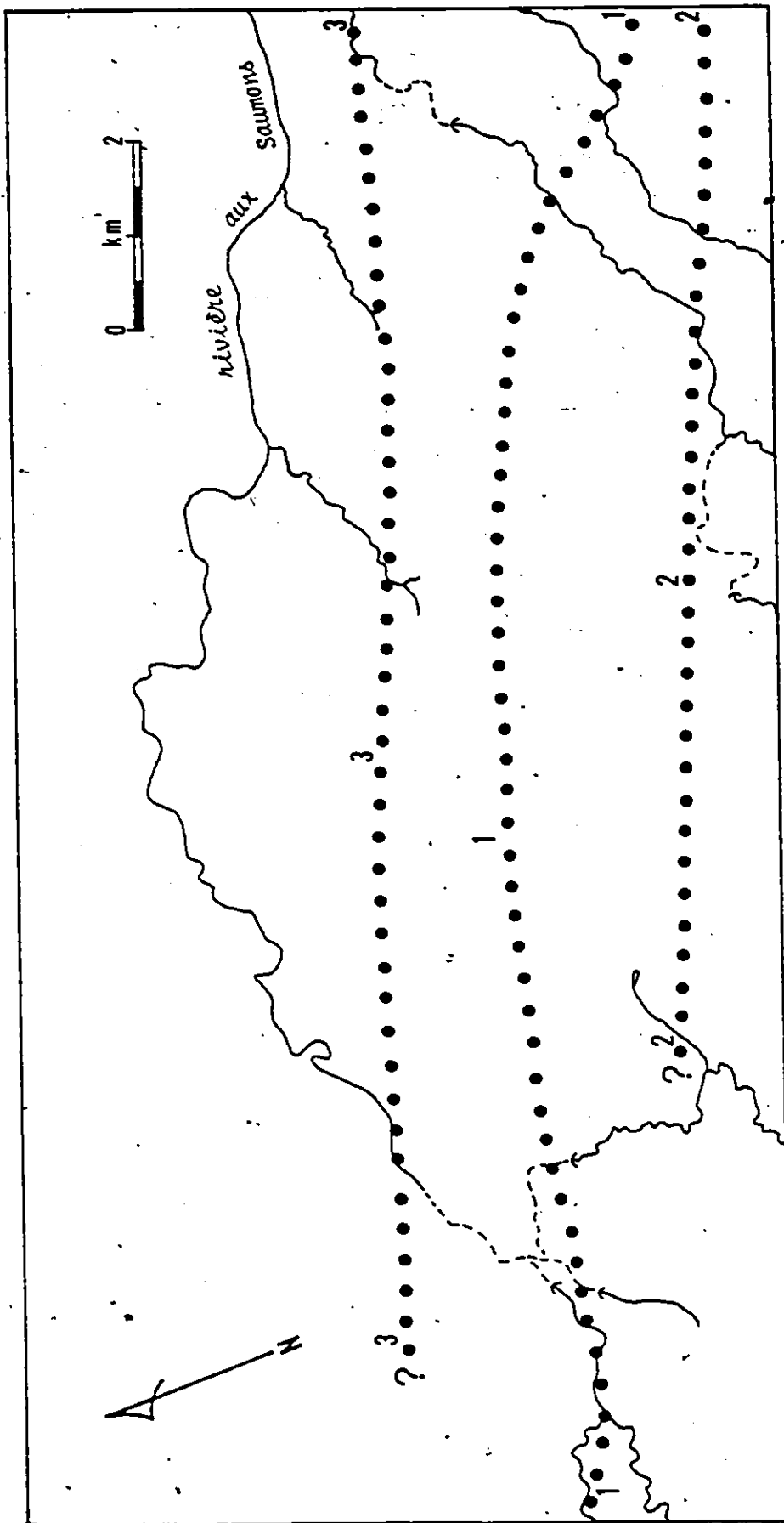


Figure 1.2d : Position du contact entre les formations de la Rivière au Fusil et de Becscie dans le bassin supérieur de la rivière aux Saumons (pointillé no 1 : présumé par BOLTON (1972); pointillé no 2 : présumé par COPELAND et BOLTON (1975); pointillé no 3 : approximative d'après nos observations)

1.3 Le climat

Sise au coeur du golfe du St-Laurent, l'île d'Anticosti est soumise à un climat tempéré froid à tendance maritime (DESLOGES et EMOND, 1974). Les effets des courants froids du Labrador s'y font sentir. La température moyenne annuelle pour l'ensemble de l'île serait de 1.5°C (du moins le long des côtes car aucune station de relevés météo n'a été placée au centre de l'île). Toujours selon les mêmes observations (WILSON, 1971), février serait le mois le plus froid avec environ -11°C de moyenne. Le nombre moyen de jours sans gel varie de 115 à 145 selon les endroits. La moyenne des précipitations annuelles à Port-Menier entre 1931 et 1969 est de 556.5 mm (Environnement Canada). La comparaison entre les relevés pluviométrique à Port-Menier et ceux d'un pluviomètre enregistreur placé dans le bassin supérieur de la rivière aux Saumons pour la période du 13 juin au 11 août 1976, suggère l'existence de différences sensibles entre la côte et le centre de l'île quant aux précipitations (durant cette période il tombait 170.9 mm de pluie à Port-Menier et seulement 112.0 mm dans le bassin supérieur de la rivière aux Saumons). La saison neigeuse s'étend d'octobre à mai. Le long de la côte, la moyenne annuelle de précipitation en neige varie de 250 à 380 cm.

1.4 La végétation


La végétation de l'île d'Anticosti est influencée surtout par les facteurs suivants:

- un climat marqué par une latitude élevée, une basse altitude, la proximité de la mer et des courants marins froids (DESLOGES et EMOND, 1974).
- une roche-mère calcaire
- des dépôts meubles en quantité relativement limitée.

MARIE-VICTORIN (1964) regroupe la flore anticostienne en deux ensembles, la forêt subarctique hudsonienne et la florure allogène.

La forêt subarctique hudsonienne se caractérise surtout par des peuplements d'épinettes blanches, de sapins baumiers, d'épinettes noires et de bouleaux blancs. On y inclut aussi la végétation des très nombreuses tourbières ombrotrophes et minérotrophes dominées par la ronce petit-mûrier, la sarracénie pourpre, la potentille frutescente et le myrique baumier (DESLOGES et EMOND, 1974).

La florure allogène regroupe des plantes endémiques ou reliquales se retrouvant surtout sur le versant sud de l'île sur les gravières, les berges de rivières et les terrasses. La caractéristique commune de ces espèces est que leur présence ne pourrait s'expliquer par la combinaison des facteurs physiques du milieu (DESLOGES et EMOND, 1974).



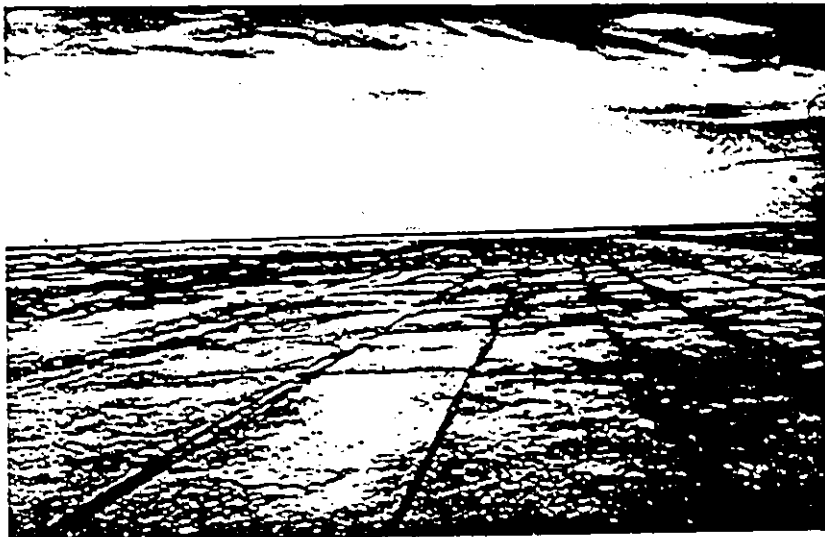


Photo 1.1a

Sur cette plate-forme rocheuse visible à marée basse à l'Anse aux Fraises, on remarque un système de diaclases dominé par un ensemble fort régulier et continu de diaclases à 110° . On peut aussi apercevoir un ensemble secondaire perpendiculaire au premier. Ce système est représentatif de celui qui caractérise toute l'île d'Anticosti.

CHAPITRE 2

LES FORMES KARSTIQUES DANS LE BASSIN SUPERIEUR DE LA RIVIERE AUX SALMONS

2.1 Introduction

On donne le nom de karst aux régions où la dissolution joue un rôle déterminant sur l'évolution de la morphologie. Bien qu'en théorie cela puisse s'appliquer à tous les types de roche sous certaines conditions (toutes les roches possédant un certain degré de solubilité), en pratique habituellement seules les roches très solubles sont karstifiées. C'est ainsi qu'on retrouve surtout les karsts dans les calcaires, les dolomies et les gypses.

Selon SWEETING (1973) la capture et la circulation souterraine des eaux constituent l'essence même des processus karstiques. Cela aura pour conséquence:

1. de créer un certain nombre de formes, en surface et sous la surface, qui sont propres au karst et qu'on appellera formes karstiques
2. d'établir un type de drainage des eaux propre au karst, tendant à utiliser davantage les voies souterraines.

Il n'existe toutefois pas de classification universelle et unique des formes karstiques. Les critères les plus souvent employés par les auteurs comme base de classification sont la morphologie, la taille, la morphogenèse ou la fonction hydrologique. D'autres auteurs peuvent encore combiner deux critères de classification ou simplement faire l'énumération des différentes formes avec lesquelles ils sont confrontés quand celles-ci peuvent se discerner

sans ambiguïté (par exemple une même forme pourrait facilement être étiquetée en même temps comme vallée aveugle, perte, doline et entrée de grotte).

Dans le cas du terrain qui nous préoccupe ici, aucune classification à priori n'a été adoptée. Les différents phénomènes karstiques ont d'abord été inventoriés sur le terrain (les formes souterraines, bien qu'existantes, n'étaient pas accessibles à l'observateur), puis elles ont été ensuite regroupées dans un nombre minimum de catégories choisies pour s'adapter le mieux possible aux situations rencontrées sur le terrain et limiter les cas ambigus. Malgré tout, les frontières exactes entre certaines catégories demeurent encore délicates à définir. Dans un premier temps les différentes formes seront présentées selon ces catégories puis par la suite, une synthèse proposera une classification basée sur un modèle morphogénétique global. Les catégories adoptées ici seront: les pavements karstiques, les diaclases ouvertes localement, les dolines et les vallées sèches.

La presque totalité des formes observées sur le terrain (à l'exclusion des vallées sèches) sont établies au dépend de diaclases à 100° - 110° . Les rares exceptions utilisent des diaclases à 20° à leur point de rencontre avec une diaclase majeure à 100° - 110° le long de laquelle on trouve souvent d'autres formes. En plus les formes observées semblent toutes relativement jeunes. Elles se seraient développées depuis la déglaciation soit en moins de 13,000 ans. Beaucoup présentent des signes de fraîcheur évidente et probablement aucune n'aurait pu ressortir intacte d'une glaciation. En plus leur position est toujours en accord avec un contexte local contemporain justifiant leur présence, contexte qui n'était probablement pas le même avant la dernière glaciation (position d'une tourbière ou d'une vallée peu profonde par exemple).

L'inventaire et l'observation des différents phénomènes karstiques s'est faite par photo-interprétation complétée par une vérification sur le ter-

rain. Les photos utilisées sont des imprimés infra-rouge en fausses couleurs 1/15,000, de très bonne qualité qui ont permis un travail de repérage de grande précision. Toutefois, il est probable surtout dans les zones de forêt dense, que plusieurs phénomènes aux dimensions moins imposantes aient échappé à l'investigation. Vu la superficie importante du terrain à couvrir, aucun ratis-sage systématique n'a été effectué et les itinéraires se sont limités aux déplacements entre différents points ou secteurs à vérifier. Toutefois l'examen de certains secteurs dépourvus de forêt par un incendie récent (1955) et où la photo-interprétation permet de détecter des détails extrêmement fins (de l'ordre du mètre) ainsi que les observations faites le long de traverses en forêt permettent d'extrapoler avec une certaine réserve les constatations faites au niveau de la distribution de plusieurs formes. La figure 2.1a (en pochette) illustre la distribution de la plupart des formes karstiques connues à ce jour dans le karst de la Haute-Saumons.

Avant d'aborder plus en détail chaque catégorie de formes la prochaine section de ce chapitre précisera le cadre de leur distribution en localisant le karst de la Haute-Saumons à l'intérieur du bassin supérieur de la rivière aux Saumons et en définissant ses limites.

2.2 Le karst de la Haute-Saumons: son cadre spatial

En général les limites d'un karst se définissent à partir de la distribution de ses manifestations c'est-à-dire ses formes de surface et souterraines et un drainage de type karstique. Dans le cadre de la Haute-Saumons cela devient plus délicat car, comme mentionné précédemment, si la karstification prend une ampleur particulière dans le bassin supérieur de la rivière aux Saumons, elle ne s'en manifeste pas moins sur toute la surface de l'île. Donc il n'y a pas vraiment de distinction claire entre région karstique et région sans aucune karstification. A ce niveau, si la distribution des formes est de peu d'utilité, le type de drainage peut toutefois se révéler un meilleur facteur de discrémiation entre les terrains faisant partie ou non du karst de la Haute-Saumons. En effet, il est plus facile d'identifier les surfaces où la karstification modifie de façon sensible le drainage de surface et l'observation montre que ce critère se révèle efficace à discerner une unité spatiale karstique qu'on nommera le karst de la Haute-Saumons. Ce terrain comprend des secteurs où la karstification a éliminé entièrement le drainage de surface et des secteurs où ce drainage est partiellement ou en totalité capturé sous la surface.

On obtient alors une bande longue de 15.5 km, d'une largeur variant de 2 à 4 km allongée selon un axe de 110° et couvrant une superficie de 38 km^2 (figures 3.1a et 6.1a). La dénivellation entre le point le plus haut (situé près l'extrémité ouest) et le point le plus bas (à l'extrémité est) est de l'ordre de 60 m. Au niveau géologique, les observations de terrain indiquent que la limite nord du karst est située le long ou légèrement au sud du contact entre les formations de Becscie et de la Rivière au Fusil. Même si l'emplacement exact du contact entre les membres supérieur et inférieur de la formation de la Rivière au Fusil n'est pas connu, l'observation de strates de schistes

d'argile suggère que les secteurs les plus au sud du karst se développeraient sur la partie inférieure du membre supérieur de cette formation. Le karst de la Haute-Saumons se situerait donc entièrement dans la formation de la Rivière au Fusil et surtout dans son membre inférieur.

2.3 Les Pavements Karstiques

Les pavements karstiques ("karst pavements" ou "limestone pavements"), bien connus dans la littérature anglo-saxonne (SWEETING, 1973; WILLIAMS, 1966), sont formés par l'exploitation par dissolution des fractures subverticales sur une surface subhorizontale de roche soluble fraîche déterminée par un plan de stratification. Ce genre de surface est très souvent obtenue à la suite de l'abrasion glaciaire dans régions de calcaires à faible pendage. Donc on retrouve les pavements karstiques le plus souvent dans des régions du globe récemment englacées. Toutefois tout autre processus produisant une surface de calcaire fraîche le long de plans de stratification peut amener le développement de pavés karstiques.

Dès qu'une telle surface est disponible, s'il n'y a pas de couverture de dépôts meubles suffisante pour faire écran et surtout si un couvert végétal est présent, toutes les diaclases près de la surface tendront à s'ouvrir sous l'influence des eaux d'infiltration agressives. On obtient alors une surface disséquée par l'ensemble des fractures ouvertes.

Dans le karst de la Haute-Saumons les pavements karstiques se développent à plusieurs endroits sous le couvert forestier. Toutefois un seul endroit offre des conditions favorables à leur observation à cause de l'absence même de ce couvert forestier qui, ailleurs, masque en grande partie les formes: le brûlis de l'extrémité ouest.

2.3.1 Observation détaillée d'un site

A l'intérieur du brûlis on observe que l'on ne retrouve des pavements qu'aux endroits où le till est très mince (0.3 m ou moins). Des observations ont été faites plus en détail sur un site particulier qui offre une plus grande surface de pavements. Cette surface de 20 m par 50 m environ est traversée par deux diaclases importantes à 110° , distancées une de l'autre de 13 m, et

par trois diaclases à 20° (photo 2.3a). Les diaclases importantes traversant ce coin de terrain sont remplies de matériaux provenant du till environnant, conservent mieux l'humidité et supportent une végétation d'herbacées (quand souvent, seul le lichen subsiste aux alentours). Le reste du terrain est découpé par un jeu de diaclases plus ou moins parallèles aux diaclases principales mais moins continues et plus superficielles. Les unités spatiales en résultant ont une surface plutôt carrée de 0.5 à 1 m². Celles-ci sont très visibles, surtout aux endroits où le sol est disparu, mais existent aussi ailleurs, sous le sol et une mince couche de till. Lorsque l'épaisseur du till atteint 0.3 m ou plus le découpage des surfaces calcaires cesse et l'élargissement des diaclases par dissolution devient plus sélective se limitant à certains points ou certaines longueurs des diaclases majeures.

Deux types de strates affleuraient à l'intérieur de la zone d'observation: un calcaire sparitique gris pâle très pur contenant de nombreuses lentilles de fossiles et un calcaire micritique gris foncé un peu plus argileux. Aux endroits dépourvus de sol, l'apparence des pavés différait selon le calcaire en cause. Dans les deux cas les diaclases entre les pavés se remplissaient de matériaux fins probablement en provenance du till et du sol délavés. Toutefois, c'est le centre du pavé lui-même qui changeait de physiologie selon les cas.

Les pavés de calcaire fossilifère offraient une surface régulière, un peu rugueuse et légèrement bombée vers le centre. Les fossiles eux-mêmes relativement insolubles par rapport à leur matrice, s'accumulent à la surface du pavé puis tendent à glisser vers la périphérie à cause du léger bombement (photo 2.3b). Malheureusement les lentilles de fossiles dans ce calcaire sont trop irrégulières pour qu'on puisse utiliser la quantité de fossiles accumulés pour estimer l'épaisseur du calcaire dissous depuis la déglaciation sur un

pavé. Il faudrait alors aussi pouvoir assumer que tout le calcaire sus-jacent dissous était du même type, ce qui n'est pas toujours vrai comme le montre des vestiges de l'autre type de calcaire laissé au centre d'un pavé.

Le centre des pavés dans le calcaire micritique tendent à être ensevelis sous un monticule de quelques centimètres de petites plaquettes provenant de la roche en place (photo 2.3c). Ces petites plaquettes aux formes de polygones irréguliers de 1 à 3 cm d'épaisseur en moyenne et d'un diamètre de l'ordre de 5 à 10 cm s'emboîtent plus ou moins les unes dans les autres comme les pièces d'un casse-tête et semblent donc ne pas avoir été déplacées. Toutefois la surface supérieure porte des traces de dissolution. Elle est plutôt ondulée avec une topographie de creux et de bosses arrondies de l'ordre de 1 cm d'amplitude et de 2 cm de diamètre. Souvent certains creux perforent les plaquettes. L'importance des accumulations de plaquettes varie beaucoup. Parfois absentes sur la roche-mère elles peuvent aussi laisser un petit monticule au centre d'un pavé ou bien couvrir tout le pavé et déborder sur les côtés faisant disparaître la structure d'ensemble sous un amas de débris.

Une surface de 1 m² a été creusée sous 10 cm et 20 cm de dépôts, à quelques endroits, afin de vérifier si la surface des pavés différait de celles des pavés découverts. Sur les calcaires fossilifères, les surfaces de pavés sont à peu près les mêmes et les fossilles insolubles en recouvrent la surface ou bien sont mêlés dans une couche de dépôts résiduels de dissolution très poreux juste au-dessus. Sous le sol on ne retrouve pas de surface fraîche des calcaires micritiques mais plutôt un assemblage de plaquettes bien ajustées les unes aux autres et séparées par une couche d'argile brune très compacte (photo 2.3d). Si on défait les plaquettes supérieures et on creuse un peu plus bas, la couche d'argile devient plus mince. On atteint bientôt un niveau où les polygones sont seulement partiellement détachés de la roche

mère, bien que distinctement ébauchés. Il semble donc que ces débris en plaquettes soient le résultat d'une altération combinée du gel et de la dissolution sur un calcaire de lithologie particulièrement propice à ce genre de brisures. La création de plaquettes ne semble se faire que sous un sol, les endroits à découvert laissant voir de la roche saine sous les plaquettes. Dans le cas du calcaire fossilifère on peut supposer aussi que, bien que la dissolution soit toujours active à la surface, elle demeure plus rapide sous un sol mettant une pression partielle de CO_2 supérieure à celle de l'atmosphère, à la disposition des eaux d'infiltration. Pour les deux types de calcaire aucune différence évidente n'était observée entre les surfaces de pavés sous 10 cm ou sous 20 cm de dépôts.

Donc les différences lithologiques observées ici semblent influencer la texture des pavés ainsi que le type et la quantité de résidus résultant mais peu la structure d'ensemble. Toutefois il est possible d'imaginer qu'à longue échéance, avec l'accumulation de quantités importantes de débris à la surface des pavés leur condition d'évolution se modifie. Quant à leur distribution à la surface du karst, elle semble contrôlée surtout par l'épaisseur et la distribution du till.

2.3.2 Leur distribution dans l'ensemble du karst

A l'intérieur de la forêt dans la zone karstique, on rencontre des surfaces laissant deviner ou entrevoir, par endroit, la présence de pavements karstiques sous le sol forestier. Comme cela fut observé dans le brûlis, les pavements se localisent uniquement où le till est très mince (0.3 m ou moins). En milieu forestier les sites de pavements sont toujours associés à un type de forêt bien particulier. Il s'agit de forêts très ouvertes et très sèches où les arbres, de l'ordre de 3 à 5 m de hauteur, sont distancés et entre lesquels ne subsistent que des arbres rabougris qui n'atteignent ja-

mais plus que 1 à 1.5 m de hauteur (photo 2.3e). Le sol, en la plupart des endroits, ne peut pas conserver suffisamment d'humidité pour permettre la croissance d'herbacés et laisse des affleurements de till à nu ou couvert de lichens et quelques rares affleurements de roche en place. A tous les endroits où ces milieux ont été observés sur le terrain, ils coïncident avec un site de pavés et vice-versa. Sur les photographies aériennes infra-rouges couleur, ces zones apparaissent facilement à cause de la plus grande réflectance du till à nu ou couvert de lichens. Donc, il est possible de cette façon de localiser les sites probables de pavements karstiques.

Le type de forêt associé aux pavements est symptomatique d'une contrainte sur la végétation qui en limite la croissance et il semble probable que cette contrainte soit le résultat de la sécheresse du terrain. Si la sécheresse particulière de ces sites est liée au drainage karstique du sol, on est alors amené à suggérer l'enchaînement suivant:

1. A l'origine le terrain n'est pas encore karstifié, l'épaisseur de till le recouvrant est très faible et il est occupé par une forêt normale.
2. Un drainage karstique souterrain s'organise en utilisant les diaclases majeures en particulier celle à 110° en général plus perméables.
3. Les eaux d'infiltration se chargent en CO_2 dans le sol où la pression partielle en CO_2 est de l'ordre de dix fois supérieure à celle de l'atmosphère. Le till étant mince ne produit pas d'effet d'écran significatif. L'infiltration dans le voisinage des diaclases majeures emprunte toutes les diaclases superficielles disponibles avant de s'acheminer vers les diaclases majeures qui dirigent les eaux vers un drainage karstique en profondeur. Les eaux d'infiltration hautement chargées en CO_2 , donc très agressives face au calcaire, dissolvent et

ouvrent les parois de toutes les diaclases utilisées. Le pavement karstique prend forme à la surface, pendant que le système de drainage vertical des eaux d'infiltration devient de plus en plus efficace.

4. La surface, non protégée par un écran de dépôts fins suffisant, se dessèche et ne peut plus maintenir l'humidité nécessaire pour garder le même sol et la même végétation. La végétation se modifie et le sol disparaît par endroits. L'activité biologique générale du sol diminue sensiblement, car pour la végétation une grande partie de la saison estivale se passe à survivre d'une pluie à l'autre.
5. L'écologie végétale de la surface ayant changé, il est probable que la pression partielle de CO_2 du sol (aux endroits où il existe encore) ait changé sensiblement.

Donc la genèse en pavements karstiques aurait dans le karst de la Haute-Saumons un effet indirect qui, en changeant l'écologie du milieu, ralentirait leur propre évolution. Du moins c'est ce que semble suggérer les associations particulières entre le type de forêt et les pavements.

L'allongement et la linéation selon 110° des zones de pavés détectées par photo-interprétation et que l'on retrouve indifféremment dans tous les secteurs du karst semblent aussi appuyer l'hypothèse du rôle de la proximité des diaclases majeures dans le développement des pavés.

2.4 Les diaclases ouvertes localement

Les observations du terrain semblent démontrer que, lorsque l'épaisseur de la couche de till s'accroît, l'ouverture des diaclases par dissolution devient plus sélective et se limite à des points particuliers ou à certaines longueurs des diaclases majeures. Cet effet sélectif de la couche de till pourrait s'expliquer par une certaine imperméabilité de sa matrice fine ainsi que par son contenu carbonaté. La faible perméabilité des matrices d'argile et de linon limitent l'infiltration à travers le till et la concentrent aux endroits qui pour un raison quelconque y offriraient moins de résistance. En plus, comme cela a été constaté par PLUHAR et FORD (1970) et WILLIAMS (1966), un till carbonaté tend à diminuer, selon son épaisseur, l'agressivité chimique des eaux d'infiltration pouvant même les saturer avant leur contact avec la roche en place. Ici toutefois, le contenu exact du till en matériel carbonaté est mal connu et l'importance de ce facteur n'a pas été évaluée. Quoiqu'il en soit dès que l'infiltration parvient à élargir une diaclase en un point donné cela tend à diminuer les effets des deux facteurs mentionnés et à accroître par le fait même les apports d'eau vers ce point de moindre résistance. Sur sa longueur ouverte la diaclase peut absorber du till, diminuant l'effet d'imperméabilité de la couche sus-jacente, et accélérer l'infiltration, réduisant aussi le temps disponible à la dissolution de la fraction carbonatée du till.

On retrouve des diaclases ouvertes à l'intérieur du karst un peu partout dans la forêt où l'épaisseur du till varie de 0.3 à 2 m approximativement. Avec moins de 0.3 m de till on obtient des pavés karstiques et à partir de 2 m il est rare que la diaclase ouverte soit visible car elle formera plutôt la base d'une doline de soutirage. On en retrouve plusieurs aussi en périphérie ou à l'intérieur des tourbières aussi formées par l'infiltration des eaux de la tourbière (photos 2.4a, 3.1a et 3.1b). Ces dernières peuvent aussi se trans-

former par la suite en dolines de dissolution (cf. section 2.5) si leur présence amène un chenal à se former et à y drainer la tourbière pouvant alors en changer la morphologie. Les diaclases peuvent être ouvertes aussi bien sur un que sur plusieurs mètres de longueur, elles peuvent aussi former des puits verticaux pénétrables jusqu'à 17 m de profondeur sur deux à trois mètres de largeur que n'être profondes que d'un mètre et large de quelques centimètres.

C'est une forme qui est très délicate à définir et à cerner car elle présente des chevaucements avec d'autres formes et les critères utilisés pour la définir (épaisseur du till entre 0.3 et 2 m et formation par des eaux d'infiltration) sont purement arbitraire. Il existe une transition bien graduelle entre les terrains drainés par des pavés karstiques et ceux drainés par des diaclases ouvertes localement les deux types de phénomènes pouvant à l'occasion s'entremêler au même endroit. De même, il n'y a pas de limite nette entre les diaclases ouvertes et les dolines de soutirage (cf. section 2.5) et le critère d'une épaisseur de deux mètres de till bien que représentant une tendance générale n'est pas toujours valable, chaque type de forme pouvant se rencontrer de l'autre côté de la barrière. Il n'est pas exclus qu'une diaclase ouverte localement se transforme plus tard en doline de soutirage ou en doline de dissolution ce qui complique sa définition. Toutefois les diaclases ouvertes localement représentent la plupart du temps une forme bien distincte et discernable des autres.

2.4.1 Etude détaillée d'un cas particulier: la "Plaine des Gouffres"

Dans un secteur particulier du brûlis, soit la partie au nord de la perte de la rivière aux Saumons, on retrouve plus d'une centaine d'ouvertures locales formant souvent des puits le long d'ensemble de diaclases majeures à 100° - 110°, de là son nom. A cause de l'absence de couvert forestier, ce brûlis permet un inventaire plus complet des formes qui s'y trouvent, les ouvertures

res de diaclases étant infiniment plus difficiles à repérer en forêt dense. C'est pourquoi la Plaine des Gouffres a été choisie comme échantillon terrain pour étudier plus en détail la distribution de ces ouvertures long des diaclases.

Les cinq alignements présentant un nombre d'ouvertures supérieur à 10 furent étudiés en détail (figures 2.4a et 2.4b). Pour chaque alignement, furent mesurés la position de chaque ouverture par rapport à ses voisines, sa profondeur, sa longueur, et l'épaisseur de la couche de till quand celle-ci était visible (tableau 2.4a). En tout sur ces cinq lignes, 80 ouvertures différentes dont 53 puits furent recensées. Parmi ces 80, quatre ouvertures étaient établies sur des diaclases à 20° au point de rencontre avec l'axe de diaclases à 100° - 110° , donc 5% des ouvertures étudiées. Les alignements ne sont pas déterminés par une seule diaclase mais par un ensemble de diaclases parallèles concentrées le long d'un axe donné. Ainsi on retrouve des puits utilisant deux diaclases parallèles rapprochées ou aussi des puits jumelés parallèlement sur deux diaclases voisines.

Les travaux de FORD (1964) et de DRAKE et FORD (1972) considèrent que la distribution des dolines dans un système à deux dimensions dans un milieu homogène est celle de deux populations les dolines-mères et les dolines-filles. Ils proposent un modèle selon lequel les dolines-mères s'installent d'abord selon une distribution aléatoire puis chaque doline-mère devient un centre autour duquel une population de dolines-filles se distribue de façon logarithmique.

Au premier abord, l'observation visuelle de la distribution des ouvertures le long des axes dans la Plaine des Gouffres peut laisser croire à un regroupement de celles-ci plutôt qu'à une distribution aléatoire. S'inspirant des travaux mentionnés au paragraphe précédent, nous émettons une hypothèse

de travail quant à la distribution des ouvertures le long d'un axe (dans un système à une seule dimension) puis on testera sa validité sur le terrain étudié.

L'hypothèse de travail avancée est celle-ci:

La distribution des ouvertures le long d'un axe se fait de la façon suivante:

1. Une population mère d'ouvertures individuelles s'installe de façon spatialement aléatoire le long d'une diaclase majeure.
2. Chaque ouverture-mère génère de part et d'autre d'elle-même un gradient hydraulique plus élevé et incite l'installation d'une ouverture-fille décroissant de façon logarithmique en s'éloignant de la mère.
3. La profondeur de l'ouverture dépend de l'âge. Dans un groupe mère-fille donné, la plus profonde serait la mère, au centre du groupe, et la profondeur tendrait à décroître vers la périphérie.

Le premier test utilisé sera une analyse du plus proche voisin (CLARK et EVANS, 1954) afin de voir si l'on peut vérifier statistiquement la présence de groupements suffisamment significatifs pour ne pas être l'effet du hasard. Ici, on considère pour chaque ligne, le nombre d'ouvertures individuelles dans la roche en place, en surface (deux ouvertures donnant sur un même vide sont considérées comme indépendantes au niveau de la surface). Comme on doit simplifier le problème à un système à une dimension deux ouvertures parallèles occupant le même emplacement le long de l'axe principal seront considérées comme une seule. Chaque ouverture est remplacée par un point situé en son centre. Chaque ligne est considérée entre l'orée de bois à l'extrémité ouest et la dernière ouverture observée le long de cette axe vers l'est du brûlis.

Comme les résultats (tableau 2.4b) le démontrent, les valeurs de \bar{r}

sont toutes très près de celles prévues pour une distribution aléatoire. Pour les cinq alignements $P(\bar{r})$ varie entre 53,2% et 78,1%. On peut donc en conclure avec certitude que, sur le plan de la distance moyenne du premier plus proche voisin la distribution observée ici ne diffère pas du tout d'une distribution aléatoire. On note aussi que la distance moyenne du plus proche voisin varie beaucoup d'une ligne à l'autre les valeurs s'échelonnant entre 5 et 21 m.

Une autre technique sera utilisée pour vérifier s'il existe une autocorrélation de la profondeur d'une ouverture avec celle de ses voisines. Cette technique, basée sur le taux de contiguïté de Geary, est expliquée en détail dans TAYLOR (1977). Elle permet de tester une éventuelle autocorrélation pour un paramètre quantifiable donné entre différentes unités spatiales contigües auxquelles il est associé. Ici, le paramètre quantifiable sera la profondeur des ouvertures et les unités spatiales seront de minces bandes de terrain contenant chacune une ouverture et contigue à celles de les ouvertures précédentes et suivante le long de l'axe d'alignement. Lorsqu'exceptionnellement, il y a deux ouvertures adjacentes sur des diaclases voisines parallèles incluses dans le même alignement, il aura alors des unités contigües à trois à la fois, une étant en position latérale. Si plusieurs ouvertures communiquent dans le même puits sous la surface, elles seront ici aussi considérées séparément et la profondeur utilisée sera celle obtenue à la verticale du centre de chaque ouverture. Finalement il faut mentionner que ces mesures présument que la profondeur observée est la profondeur réelle de l'ouverture ce qui, au moins dans certains cas, n'est pas vrai car des matériaux obstruant partiellement une ouverture peuvent en réduire la profondeur mesurée. Cela affectera moins les lignes D et E ou la plupart des ouvertures sont des puits bien larges et au fond bien visible. Il faudra donc considérer avec réserves les résultats du test.

Une série de longs calculs permet d'obtenir une valeur z_c . A partir de cette dernière, une table donne les valeurs de $P(z_c)$ qui représente la probabilité que les variations du paramètre soient l'effet du hasard et non d'une éventuelle autocorrélation spatiale. Donc dans le cas présent, il s'agit de vérifier si la distribution de la profondeur des ouvertures est purement aléatoire ou si elle correspond à une certaine organisation spatiale (la décroissance de la profondeur d'une ouverture-fille avec la distance de l'ouverture-mère par exemple). Les valeurs de $P(z_c)$ nécessaires pour conclure à une autocorrélation devront satisfaire à $P(z_c) \leq 0.05$.

Les résultats (tableau 2.4c) donnent des valeurs de z_c toutes trop faibles pour pouvoir conclure à une autocorrélation et rejeter l'hypothèse d'une distribution aléatoire des profondeurs. Les valeurs de $P(z_c)$ pour les cinq alignements varient entre 0.13 et 0.37. Ce résultat ne signifie toutefois pas qu'il n'existe pas d'autocorrélation mais seulement qu'on ne peut pas l'affirmer avec moins de 13 à 37% de chance d'erreur. Le même test a été repris avec les longueurs des ouvertures (tableau 2.4). Seul l'alignement B a permis d'obtenir une $P(z_c)$ à peine assez faible pour pouvoir conclure à une autocorrélation.

Donc, il n'a pas été possible d'appuyer l'hypothèse de travail énoncée auparavant. Mais elle n'en est pas nécessairement invalidée pour autant. Le modèle global pour le développement du karst de la Haute-Saumons qui sera proposé au chapitre suivant considère l'extrémité ouest du karst, où se situe la Plaine de Gouffres, comme la partie la plus jeune du karst, encore en voie de formation. Dans ce cas il est possible que les hypothèses avancées quant à la distribution des ouvertures soit valables mais que l'on commence seulement l'étape d'installation d'ouvertures-filles. Les agrégats résultant seraient alors encore trop peu organisés et généralisés pour être détectés statistique-

ment. La distribution aléatoire mesurée serait celle des ouvertures-mères. A ce point de vue et surtout dans ce cas-ci on met en évidence un inconvénient à l'utilisation du brûlis comme terrain témoin: ce secteur aurait été exposé à la karstification moins longtemps que les autres parties du karst.

Il est aussi possible que par la suite il n'y ait pas d'autre génération d'ouvertures. Peut-être que l'infiltration étant déjà concentrée en un certain nombre de points n'a plus la force et/ou le besoin de créer de nouveaux points de pénétration du till pour rejoindre les diaclases majeures.

On peut aussi se demander si la longueur ou la profondeur des ouvertures peut être en relation avec l'épaisseur du till. Sur le site de 71 des 80 ouvertures observées, l'épaisseur du till a pu être mesurée visuellement au 0.5 m le plus près. On peut donc regrouper ces 71 ouvertures en quatre groupes selon l'épaisseur du till (0.5 m, 1.0 m, 1.5 m et 2.0 m). Le groupe 2.0 m ne comportant que deux observations est réuni avec celui de 1.5 m. Dans chaque groupe on divise les effectifs selon des classes à tous les 2 m selon longueur et la profondeur des ouvertures. Le problème mentionné auparavant à propos de la profondeur réelle des ouvertures est le même ici. Cela ne s'applique toutefois pas aux longueurs qui peuvent être estimées avec beaucoup plus d'exactitude.

Les histogrammes des fréquences des profondeurs et des longueurs des ouvertures pour chaque groupe semblent dégager des tendances (figure 2.4c). Les effectifs des profondeurs tendent se concentrer vers les valeurs faibles quand le till est mince et se répandre plus également vers les valeurs plus grandes à mesure que le till s'épaissit. La tendance est exactement l'inverse pour les longueurs. La probabilité de trouver une ouverture profonde s'accroît avec l'épaisseur du till tandis que les chances d'en trouver une longue seraient supérieures si le till s'amincissait. Dans le but de voir si cette impres-

sion se vérifiait statistiquement, un test du khi-deux a été utilisé. Afin de chercher à obtenir plus d'effectifs dans chaque case les groupes et les classes ont été regroupés de telle sorte à ne laisser que deux groupes d'effectifs (1 m ou moins de till et plus de 1 m de till) contenant chacun quatre classes (0 à 4 m, 4 à 8 m, 8 à 12 m et 12 à 16 m) (tableau 2.4d). Malgré cet effort il demeure encore des cases avec moins de 5 observations dans les deux tableaux (profondeur et longueur) ce qui diminue la valeur du test. Les hypothèses nulles à tester sont les suivantes:

- . Il n'y a pas de différences significatives quant à la distribution des profondeurs entre les ouvertures développées sous 1 m ou moins de till et celles développées sous plus de 1 m de till.
- . Il n'y a pas de différences significatives quant à la distribution des longueurs entre les ouvertures développées sous 1 m ou moins de till et celles développées sous plus de 1 m de till.

Le khi-deux calculé pour les longueurs indique qu'il n'est pas possible de rejeter l'hypothèse nulle avec plus de 50% de marge de sécurité. Toutefois, si le khi-deux calculé pour les profondeurs ne permet pas de rejeter l'hypothèse nulle avec 95% de sécurité, il permet de le faire avec 90%.

Le test semble appuyer l'impression laissée par l'examen des histogrammes pour ce qui est des profondeurs (si l'on accepte une marge d'erreur de 10%) mais ne supporte pas celle concernant les longueurs. Toutefois on ne peut accorder trop d'importance aux résultats de ce test, les effectifs étant trop faibles et les groupes déjà bien compressés. Le test ne dit pas non plus si la différence qui pourrait exister entre deux groupes est bien celle suggérée. Il est donc difficile ici, de conclure quoique ce soit et il est préférable de laisser la question ouverte.

Les observations ne permettent pas non plus de vérifier s'il y a un lien entre l'épaisseur du till et la fréquence des ouvertures le long d'une zone de fracture. L'épaisseur du till ne demeure pas uniforme suffisamment longtemps pour offrir des bonnes conditions d'échantillonnage. Toutefois des mesures de fréquences ont été tentées quand même à partir des courtes longueurs où l'épaisseur du till semble demeurer constante. Les résultats (tableau 2.4e) montrent autant de variations sinon plus à l'intérieur de chaque groupe qu'entre les différents groupes. Toutefois ces mesures sont basées sur des observations trop peu nombreuses et limitées pour qu'on puisse en conclure quoique ce soit.

40a

Tableau 2.4a: Position et caractéristiques des ouvertures le long de cinq alignements dans la Plaine des Gouffres

I : distance de l'ouverture la plus occidentale (m)
II : épaisseur du till (m)
III: profondeur (m)
IV: longueur (m)

Alignement A

ouverture	I	II	III	IV
1	0.0	0.5	7.5	2.0
2	8.0	0.5	7.5	2.0
3	30.5	0.5	1.0	2.0
4	76.0	0.5	1.0	2.0
5	188.0	0.5	1.0	1.0
6	202.0	0.5	3.0	14.5
7	212.5	0.5	3.0	9.5
8	224.5	1.0	9.0	1.0
9	235.5	1.0	4.0	0.7
10	326.0	1.0	1.0	5.0
11	350.5	1.0	1.0	5.0
12	418.0	1.5	1.0	1.0

Alignement B

ouverture	I	II	III	IV
1	0.0	0.5	2.0	8.0
2	9.0	0.5	2.0	8.0
3	32.0	0.5	2.0	0.5
4	35.5	0.5	1.0	1.0
5	39.0	0.5	1.0	1.0
6	43.0	0.5	1.0	1.0
7	45.0	0.5	1.0	1.0
8	56.5	0.5	2.0	0.5
9	60.5	0.5	7.0	2.0
10	123.5	0.5	3.0	0.5
11	129.0	0.5	3.0	0.5

Tableau 2.4a (suite)

Alignement C

ouverture	I	II	III	IV
1	0.0	?	2.0	1.5
2	14.5	?	2.0	4.0
3	36.5	?	5.5	1.0
4	44.0	?	7.5	2.0
5	76.5	?	5.5	3.0
6	81.5	?	7.0	2.0
7	93.5	1.0	2.5	4.0
8	113.0	?	1.0	2.0
9	131.0	0.5	9.0	2.0
10	146.0	0.25	1.0	9.0
11	156.0	0.25	1.0	2.0
12	171.0	0.25	0.5	2.0
13	186.0	0.25	0.5	6.0

Alignement D

ouverture	I	II	III	IV
1	0.0	1.0	10.0	1.5
2	7.0	1.0	12.5	1.5
3	27.0	1.0	5.5	1.0
4	81.5	0.5	1.5	3.0
5	87.5	0.5	2.0	0.5
6	94.0	0.1	2.0	6.0
7	135.5	1.0	2.0	0.5
8	138.5	1.0	8.0	0.5
9	141.5	1.0	9.5	1.5
10	143.5	1.0	3.0	1.5
11	171.0	1.5	14.5	2.0
12	176.0	1.0	3.5	5.0
13	208.0	1.0	7.0	1.0
14	213.5	1.0	9.5	2.0
15	256.0	1.0	3.0	5.5
16	282.0	1.0	5.0	1.0
17	289.5	1.0	2.0	1.5

Tableau 2.4a (suite)

Alignement E

ouverture	I	II	III	IV
1	0.0	2.0	3.0	2.0
2	17.0	1.5	1.0	5.0
3	82.0	1.5	1.0	5.0
4	98.5	1.5	5.5	1.3
5	109.5	1.5	12.0	2.5
6	116.5	1.5	9.5	2.0
7	126.0	1.5	5.5	2.0
8	131.0	1.5	10.0	2.0
9	142.5	1.0	11.0	1.5
10a	146.5	1.0	11.0	1.5
10b	146.5	1.0	12.5	2.0
11	150.0	1.0	5.5	2.0
12	158.5	1.0	2.5	4.5
13	165.5	1.0	1.0	2.5
14a	170.0	1.0	3.5	2.0
14b	170.0	1.0	11.0	3.0
15a	177.5	1.0	1.5	4.5
15b	177.5	1.0	1.5	4.5
16	185.5	1.0	1.0	3.0
17	202.0	1.0	1.0	1.5
18	207.5	1.5	7.5	2.0
19	216.5	1.5	2.5	1.5
20	227.0	1.0	3.0	8.0
21	243.0	1.0	2.0	5.0
22	254.0	1.0	1.5	4.0
23	300.0	2.0	13.0	1.0
24	414.5	1.5	4.0	1.5

Tableau 2.4b: Résultats de l'analyse du plus proche voisin pour chacun des cinq alignements étudiés

alignement	A	B	C	D	E
\bar{r}_{obs} :	21.458	5.227	11.462	7.324	14.208
\bar{r}_a :	22.104	6.886	11.346	7.779	9.365
\bar{r}_{obs}/\bar{r}_a :	0.971	0.759	1.010	0.942	1.517
$P(\bar{r})$:	0.621	0.532	0.636	0.610	0.781

\bar{r}_{obs} : distance moyenne du plus proche voisin observée sur l'alignement (m)

\bar{r}_a : distance moyenne du plus proche voisin la plus probable si la distribution était aléatoire (m)

$P(\bar{r})$: probabilité que la \bar{r} d'une distribution aléatoire soit inférieure ou égale à celle mesurée

Tableau 2.4c: Résultats du test d'autocorrélation pour chacun des cinq alignements étudiés

Pour la profondeur des ouvertures

alignement	A	B	C	D	E
z_c :	1.123	0.749	0.553	0.341	0.760
$P(z_c)$:	0.131	0.227	0.291	0.367	0.224

Pour la longueur des ouvertures

alignement	A	B	C	D	E
z_c :	0.524	1.652	-0.525	0.899	0.869
$P(z_c)$:	0.301	0.049	0.298	0.184	0.192

Pour considérer qu'il y a autocorrélation nous exigeons que:

$$P(z_c) \leq 0.05$$

Tableau 2.4d: Résultats du test du khi-deux sur l'ensemble des cinq alignements étudiés

Pour les profondeurs (effectifs)

profondeur:	0-4 m	4-8 m	8-12 m	12-16 m	total
till ≤ 1 m	38	8	9	2	57
till > 1 m	5	4	2	3	14
total	43	12	11	5	71

khi-deux théorique: 7.81 khi-deux calculé: 7.73
 3 degrés de liberté

Pour les longueurs (effectifs)

longueur:	0-4 m	4-8 m	8-12 m	12-16 m	total
till ≤ 1 m	38	12	6	1	57
till > 1 m	12	2	0	0	14
total	50	14	6	1	71

khi-deux théorique: 7.81 khi-deux calculé: 2.59
 3 degrés de liberté

Tableau 2.4e: Fréquence des ouvertures le long de parties d'alignement où l'épaisseur du till ne varie pas

0.5 m ou moins de till: une ouverture par 35.4 m (ligne A)
 une ouverture par 12.9 m (ligne B)
 une ouverture par 13.7 m (ligne C)
 moyenne: 1/20.7 m

1.0 m de till: une ouverture par 42.0 m (ligne A)
 une ouverture par 13.5 m (ligne D)
 une ouverture par 2.7 m (ligne D)
 une ouverture par 22.7 m (ligne D)
 une ouverture par 5.5 m (ligne E)
 une ouverture par 13.5 m (ligne E)
 moyenne: 1/16.6 m

1.5 m de till: une ouverture par 19.0 m (ligne E)
 une ouverture par 9.0 m (ligne E)
 moyenne: 1/14.0 m

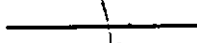
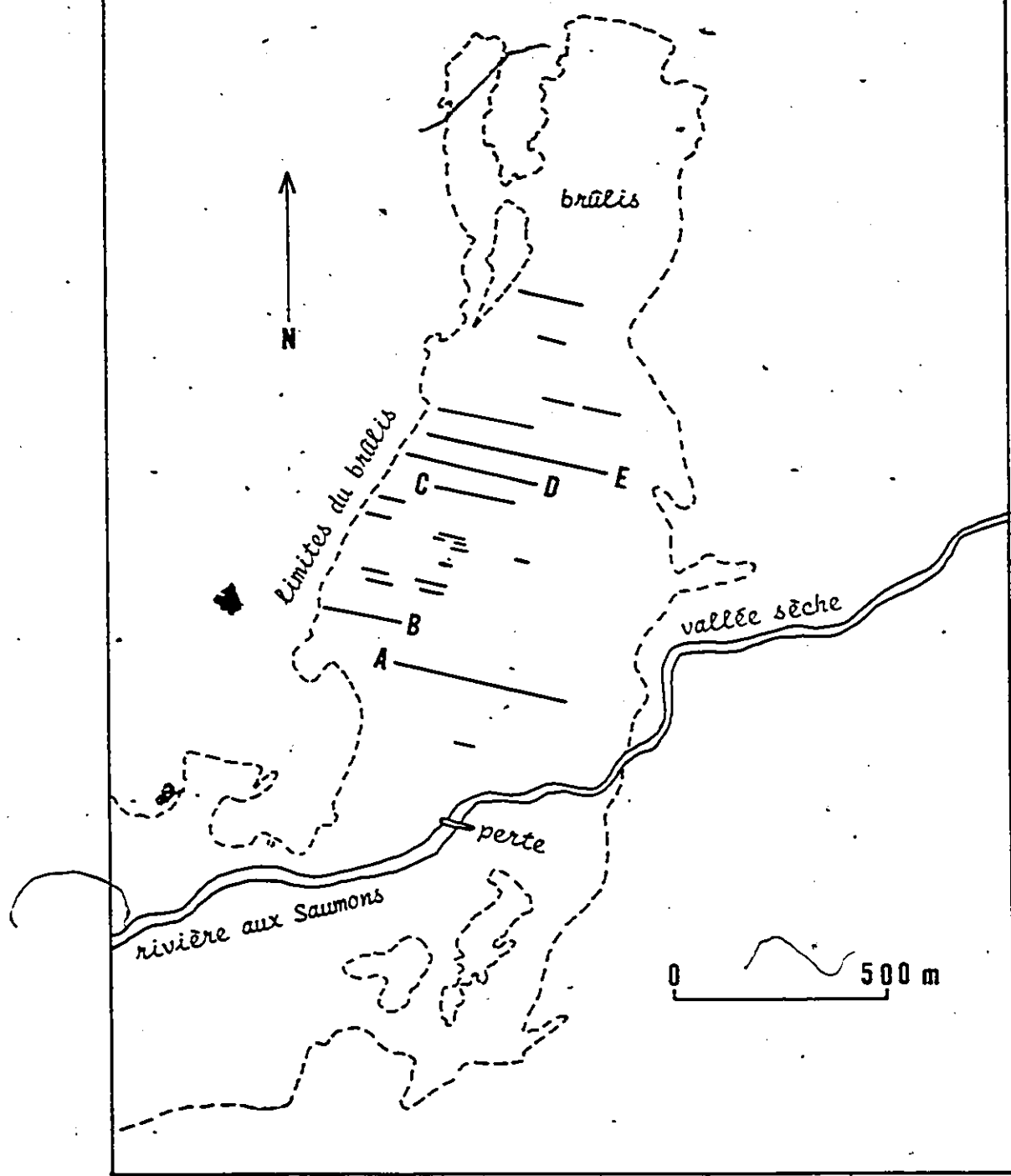


Figure 2.4a

Position des principaux alignements de diaclases ouvertes dans la Plaine des Gouffres. Les lettres (A,B,C,D,E) indiquent les alignements cartographiés en détail.



H01

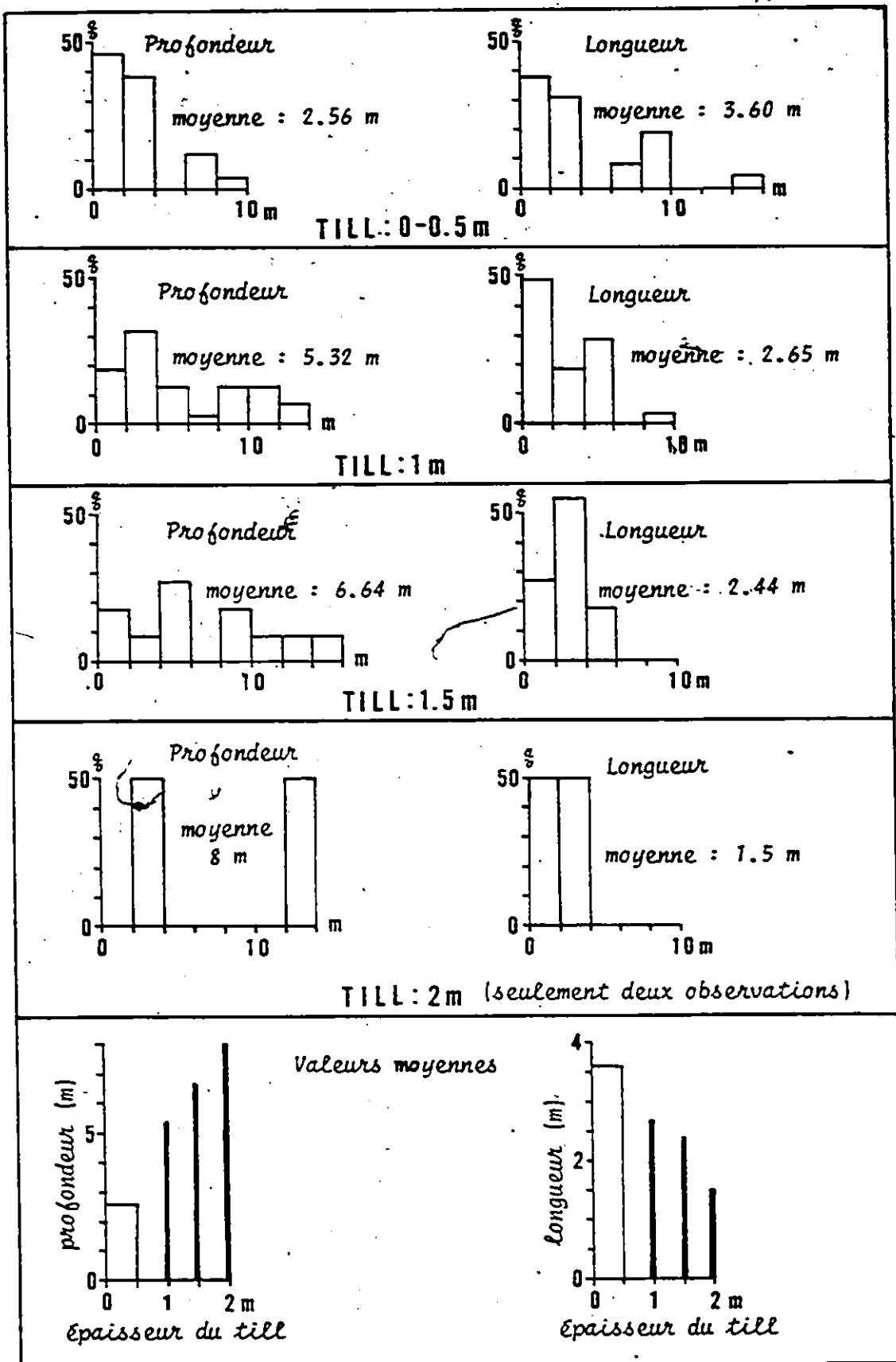


Figure 2.4c : Distribution des profondeurs et des longueurs des ouvertures dans la Plaine des Gouffres selon l'épaisseur du till

2.5 Les dolines

Le terme doline vient du serbo-croate dolina qui signifie aussi bien vallon que dépression fermée (NICOD, 1972). Dans la littérature karstique il représente une dépression fermée dont les dimensions peuvent varier de quelques mètres à quelques centaines de mètres, présentant souvent en plan, une forme circulaire ou ovale et en coupe la forme d'un baquet, d'une cuvette, d'un entonnoir ou d'un cylindre (SWEETING, 1973; JENNINGS, 1971; NICOD, 1972). Avec une forme cylindrique et un rapport profondeur/diamètre important elle tend vers le puits, avec un fort allongement vers le corridor karstique et, si un cours d'eau s'y perd, vers la vallée aveugle (JENNINGS, 1971). Donc on constate qu'il existe ici aussi une transition graduelle entre la doline et d'autres formes et que des cas ambigus d'étiquetage peuvent se présenter. NICOD (1972) et SWEETING (1973) s'entendent pour considérer la doline comme la forme de basse la plus caractéristique du karst.

Les dolines observées ici se divisent facilement en sous-groupes déterminés par le processus morphogénétique dominant. On aurait ainsi des dolines de dissolution, des dolines de soutirage, des dolines d'effondrement ainsi que des dolines de genèse mixte impliquant la dissolution et l'effondrement.

2.5.1 Les dolines de dissolution

Ce sont celles qui ont été observées en plus grand nombre. Il s'agit ici de dépressions dans la roche en place dissoutes par la perte d'un cours d'eau. Cela regroupe automatiquement presque toutes les formes auxquelles on pourrait donner le nom de pertes ou de vallées aveugles (certaines se retrouveront dans la dernière catégorie de dolines). Ces dolines sont toujours construites au dépend d'une diaclase principale, presque toujours à 110° . Pour cette raison, elles ont le plus souvent une forme très allongée (photo 2.5a).

Si le cours d'eau se perdant arrive ou arrivait parallèlement à la diaclase la forme résultante est souvent asymétrique avec le point le plus bas de la doline à son extrémité aval, offrant le profil caractéristique d'une vallée aveugle. A l'opposé si le cours d'eau arrive ou arrivait perpendiculairement à la diaclase on obtient souvent un élargissement bilatéral de la diaclase avec le point le plus bas quelque part au centre d'une doline très allongée. Cette ouverture de la diaclase de part et d'autre du point de perte et parfois sur de grandes distances pourrait s'expliquer par le résultat de l'invasion des eaux du trop-plein lors des crues. Par exemple, dès que le point de perte au fond de la doline aurait atteint une certaine profondeur sous le niveau de l'ancien lit, l'eau accumulée dans la doline lors de crues tendrait à se diffuser latéralement le long de cette ligne de faiblesse très perméable constitué par la diaclase en l'élargissant. Les pertes d'un cours d'eau d'ordre 2 et d'un autre d'ordre 3 à l'extrémité ouest du karst constituent de parfaits exemples de ce phénomène (figure 2.5a et photo 2.5b).

Si la dissolution est le processus premier de genèse de ces dolines, un autre processus intervient de façon sensible dans leur évolution. Il s'agit de la gélifraction qui affecte facilement les strates minces exposées sur les affleurements dans le flanc des dolines contribuant à les élargir. Elle laisse des rebords plus irréguliers et anguleux que le ferait la dissolution ainsi qu'une certaine quantité de débris. Telles qu'on les trouve aujourd'hui, ces dolines peuvent être actives si un cours d'eau les utilise encore, ou reliques si le cours d'eau qui les a formées ne s'y rend plus ou n'existe plus. Avec le temps la forme des dolines inactives peut-être modifiée par remplissage. Lorsqu'une certaine épaisseur de till recouvre le terrain en périphérie de la doline, ce qui est habituellement le cas, ce matériel tend à glisser l'intérieur remplissant le fond de la doline et ne modifiant le profil vers une forme stable

en cuvette aux angles plus doux (photo 2.5c). Il ne reste aujourd'hui rien de la forme originelle de nombreuses dolines de dimensions réduites, les affleurements rocheux ayant été couverts et la végétation ayant stabilisé le nouveau profil. En plus du glissement de till, il convient de mentionner les alluvions déposés en période de crue lorsqu'une doline est en voie de devenir relique par la création d'autres dolines-pertes en amont. Toutes les dolines de dissolution reliques ont été soumises au remplissage à des degrés divers.

De par leur genèse même, ces dolines se distribuent uniquement le long des vallées ou en périphérie des terrains humides (lacs et tourbières) capables d'engendrer ou d'avoir engendré un écoulement. Cela inclut aussi toutes les vallées sèches et les terrains aujourd'hui asséchés où se trouvaient auparavant des tourbières ou des lacs.

2.5.2 Les dolines de soutirage

Il s'agit de dépressions laissées dans le till lorsque celui-ci est absorbé à l'intérieur de diaclases élargies par les eaux d'infiltration dans la roche en place sous-jacente. Ces dolines s'alignent souvent entre elles le long d'axe à 110° . Lorsqu'elles présentent un allongement préférentiel c'est à 110° et il en est de même de l'orientation des diaclases qui sont visibles au fond de quelques dolines. On les trouve surtout aux endroits où le till a une épaisseur de l'ordre de 2 m mais certaines sont aussi visibles dans des couches de till de l'ordre de 3 m ou plus. Dans ce dernier cas, elles sont situées sur des diaclases qui présentent d'autres signes de karstification à de faibles distances de là sous des épaisseurs bien moindre de till.

Elles se présentent le plus souvent sous forme de cuvettes arrondies emplies de végétation et sans affleurement de roche en place. Il semble s'agit là d'une forme plus stable obtenue après régularisation du profil par glisse-

ment du till. L'observation d'une doline de soutirage très fraîche, de forme parfaitement conique et sur les parois de laquelle la végétation n'était pas encore installée, suggère que des soutirages rapides du matériel dans la diaclase puissent se produire lors de l'apparition de la forme (photo 2.5d). Par la suite le mouvement des matériaux le long des versants créés tendrait à diminuer leur pente et à laisser une forme de cuvette vite stabilisée davantage par la végétation. Il est aussi possible d'imaginer que plusieurs phases de glissement puissent intervenir dans la même doline. à la suite d'un déplacement des matériaux emplissant partiellement la diaclase sous-jacente ou encore d'un élargissement ultérieur de celle-ci. Toutefois aucun indice tendant à mettre cela en évidence n'a été observé mais il demeure quand même plausible de supposer un élargissement graduel de la diaclase par la dissolution et une évolution plus ou moins continue de la doline.

Les plus grandes dolines de ce type observées ont un diamètre atteignant jusqu'à 15 m et une profondeur maximale de 4 m. Toutefois, pour la majorité d'entre elles, le diamètre est de l'ordre de 5 m et la profondeur de l'ordre de 1 ou 2 m.

La grande majorité des dolines de soutirage observées se trouvent à l'extrémité ouest du karst dans le brûlis. Leur distribution dans cette zone est donc étroitement et presque uniquement dépendante de l'épaisseur du till, un minimum de l'ordre de 2 m étant nécessaire. Leur faible profondeur et le fait qu'elles soient pour la plupart occupées par la végétation rendrait leur présence éventuelle en zone de forêt dense presque impossible à détecter par photo-interprétation. On peut alors aussi supposer une distribution équivalente sur l'ensemble de la surface boisée du karst et expliquer ainsi leur observation presque exclusivement à l'intérieur de la zone de brûlis.

La forme en cuvette caractéristique des dolines de soutirage ne diffère

pas de celles des dolines de dissolution reliques soumises à un remplissage partiel. On a donc un problème de convergence de formes où des processus différents ont pour résultat des formes d'apparence identique. Souvent seul le contexte (épaisseur du till, présence d'une vallée asséchée ou d'une ancienne surface humide) peut aider à trancher la question.

Si on diminue graduellement l'épaisseur de till on obtiendrait une transition vers un autre type de forme traité auparavant, les diaclases ouvertes localement. La différence principale serait alors la quantité de matériel insuffisante pour masquer la diaclase et créer une dépression digne de mention en surface.

2.5.3 Les dolines d'effondrement

La doline d'effondrement est une dépression dans la roche en place créée par un effondrement sur un vide ou un conduit karstique sous-jacent. De ce fait, il s'agit d'une forme postérieure à l'installation du karst en un lieu donné car il faut attendre qu'un vide ou un conduit karstique se crée et prenne des dimensions suffisantes pour provoquer la rupture mécanique de la roche sus-jacente. Une fois l'effondrement provoqué, la dépression obtenue en surface peut continuer à accroître son volume si la base de l'effondrement est sujette à la dissolution d'une circulation d'eau (effondrement sur un conduit encore utilisé).

Dans ce cas-ci les observations se limitent aux effondrements visibles à la surface et on doit se contenter de spéculations quant aux vides ou conduits souterrains dont l'existence peut-être déduite mais sur lesquels aucune observation directe n'a pu être effectuée. Seulement cinq dolines d'effondrement ont été recensées dans le karst de la Haute-Saumons.

La plus grande, baptisée "doline Louis-Olivier Gamache", située dans la partie sud-est du karst possède une forme presque parfaitement conique avec un diamètre au sommet de 38 m et une profondeur de 16 m (photo 2.5e). La plus grande partie de l'intérieur de la doline est constituée de pentes fraîches et instables de cailloux et petits blocs. Une bande de végétation, en mouvement semble-t-il, a pu s'installer sur des dépôts fins provenant du till qui recouvre le terrain adjacent. On pourrait en déduire que 1) soit cette doline est le résultat d'un effondrement très récent, 2) soit elle résulte d'un effondrement moins récent mais par la suite elle a continué à s'enfoncer à cause d'un processus constant de sapement par dissolution de la base de l'effondrement tandis que les affleurements de roche en place en périphérie soumis à la gélifraction fournissent d'autre matériel frais aux pentes. Il est aussi intéressant de noter que cette doline ne laisse voir aucun contrôle de diaclase.

Une autre de forme semblable mais de dimensions moindres (diamètre: 15 m, profondeur 7 m) se trouve dans la partie ouest du karst (photo 2.5f). Comme pour la précédente les versants faits de blocs et de cailloux sont frais et instables. Aucune végétation ne s'y est installée. Il n'y a pas d'affleurement visible de roche en place. Le fond, au lieu d'être ponctuel, forme une ligne de deux ou trois mètres orientée à 110° qui se prolonge de part et d'autre le long des pentes par une légère inflexion. On peut formuler, quant à sa genèse des déductions semblables à celles exprimées pour la doline précédente.

Au nord de la doline Louis-Olivier Gamache, on retrouve deux autres dolines d'effondrement coniques et adjacentes. Elles s'alignent l'une par rapport à l'autre selon un axe de 110° et le long d'une même diaclase. Leur fonds linéaires indique aussi la présence de cette diaclase. Les diamètres

et profondeurs sont respectivement de 15 m et 15 m pour celle du côté est et de 12 m et 9 m pour celle du côté ouest. Leurs pentes relativement escarpées, faites de blocs et de cailloux et recouvertes d'un peu de till glissé, sont couvertes d'une végétation de petits arbres rabougris qui les consolide. Il est difficile de préciser ici si la présence de la végétation est due à un âge plus avancé de la doline, à une stabilisation de celle-ci ou simplement au fait que plus de matériaux fins provenant du till sus-jacent recouvre les pentes.

La cinquième doline d'effondrement observée, "L'Abîme du Chevreuil", se situe à environ 1.5 km à l'est des deux dernières. Elle contraste avec les autres par sa géométrie (figure 2.5b et photo 2.5g). Il s'agit d'une dépression de forme plutôt rectangulaire longue de 44 m et d'une largeur variable de 4 à 7.5 m. Allongée selon un angle de 110° , ses parois sont verticales et suivent des plans de diaclases tandis que son fond, fait de débris d'effondrement (blocs et cailloux), varie entre 6 et 18 m de profondeur. Les observations consécutives de 1974 et 1976 semblent montrer que la gélifraction est active sur les parois et alimente les pentes fraîches et très instables du fond. Aucune végétation n'occupe l'intérieur de cette doline au fond très instable. Les parties les plus basses de la doline, à cause de sa configuration même, conservent un micro-climat froid (entre 0° et 5° C) au moins jusqu'en août ce qui en plus de l'instabilité des pentes peut expliquer l'absence de végétation. Il s'agit d'une forme relativement récente et fraîche en voie de modification par le gel. Aucun indice ne permet de préciser si le fond est aussi sujet à un processus d'enfoncement.

Le fait que toutes les dolines d'effondrement observées soient relativement profondes (plus de 9 m de profondeur) ne permet pas de conclure qu'il n'en existe pas de peu profondes. En théorie, par le fait même de dimensions

plus réduites, de telles dolines d'effondrement pourraient ne pas avoir été repérées dans des zones de forêt dense (d'ailleurs les cinq dolines d'effondrement connues sont en zone de forêt dense). Toutefois il est permis de supposer qu'un volume minimum de vide souterrain est nécessaire pour provoquer un effondrement mécanique et que cela tendrait à déterminer un volume minimum des dolines d'effondrement résultantes. Dans ce cas il est probable que la plupart des dolines d'effondrement auraient été inventoriées, toutes étant de dimensions relativement importantes.

La distribution des dolines d'effondrement dépend d'abord de celle des conduits souterrains, puis de l'épaisseur et de la résistance mécanique que la roche en place sus-jacente ainsi que des plans de faiblesse qui l'affectent. Elle peut permettre aussi, dans certains cas, de jalonner les conduits souterrains principaux. Ici le nombre limité de dolines de ce type ne permet aucune conclusion significative quant à leur distribution si ce n'est qu'il semble y en avoir une concentration préférentielle dans le secteur sud-est du karst.

2.5.4 Les dolines de genèse mixte (dissolution et effondrement)

Une dizaine de dolines observées présentaient simultanément des caractéristiques communes aux dolines de dissolution et aux dolines d'effondrement. Tout en ayant été formées par la perte d'un cours d'eau, leur morphologie était fortement marquée par un processus d'effondrement et, comme ces dernières, elles étaient profondes et escarpées. Une quatrième catégorie a donc été formée regroupant les dolines où ces deux processus à la fois jouent un rôle important.

L'observation des plus fraîches semble montrer l'existence dans la partie supérieure de la doline de strates de schistes argileux. On propose ici,

pour expliquer ces formes, un modèle de genèse considérant l'existence de ces strates comme élément primordial. Imaginons d'abord le contexte de formation d'une doline de dissolution. Ajoutons-y ensuite la présence d'une (ou quelques) strate insoluble à faible profondeur sous la surface. Le drainage souterrain vers un niveau plus profond peut quand même s'instaurer à ~~la faveur~~ d'une faiblesse dans cette strate insoluble (une diaclase importante probablement). Cette strate n'en exercera pas moins une contrainte à la circulation de l'eau et aussi au creusement d'une doline en surface ou d'un conduit sous la surface. Il est alors probable que la doline se fasse mais ne s'enfonce pas plus bas que la strate insoluble. L'eau, après avoir traversé ce niveau restrictif, continuera à dissoudre la roche en place au-delà et tendra à créer un vide plus profond qui aura pour toit la strate insoluble. Cet effet sera d'autant plus grand si un autre niveau insoluble situé un peu plus bas impose une seconde contrainte à l'écoulement forçant une accumulation d'eau en amont. Si ce vide atteint une dimension suffisante le processus d'effondrement pourra intervenir, modifiant sensiblement la forme de la doline originelle dont parfois il restera des traces au sommet de la nouvelle doline plus profonde.

Une perte d'ordre 3 située dans la partie est du karst à l'extrême pointe sud et identifiée par le nom de "perte Sud-est", constitue un très bon exemple de ce type de forme (photo 2.5h). Longue de 43.5 m et d'une largeur maximale de 12 m, elle a une profondeur de 18 m. La doline de dissolution originelle s'arrêtait probablement au sommet de la chute d'eau actuelle où l'eau continuait au travers d'un niveau de schiste d'argile en utilisant une diaclase majeure à 105° . Un volume important ayant été dissous sous le schiste d'argile le long de cette diaclase, un effondrement ajouta la partie principale de la doline. Le cours d'eau continuait à se

créer un chemin au travers de la couche insoluble à partir de l'amont est partiellement capturé par une autre voie et réapparaît dans la doline plus bas et derrière la chute principale, créant aussi un surplomb. L'eau arrivant au fond de la doline se perd entre les blocs au fond pour aller rejoindre la suite du conduit dissimulé par l'effondrement. Les crues printanières laissèrent sur le versant est des débris divers (sables, limons, branches et troncs d'arbre) recouvrant les traces de l'effondrement de ce côté. Le lit asséché en aval de cette perte se détache de la perte vers le sud légèrement en amont de la chute, situant bien ainsi la perte antérieure à l'effondrement.

Dans l'"Oesophage de l'Anthropophage" (Cf. BEAUPRE, CARON, ROBERGE, 1974) (figure 2.5c), il est possible de pénétrer un de ces vides encore non effondré (par un puit de 15 m situé au fond d'une doline profonde de 3.5 m) et d'y apercevoir la voûte plane constituée d'une strate de schiste argileux. La doline vidangeait partiellement une surface humide alimentée par un cours d'eau d'ordre 2. L'installation d'une perte en amont amena l'assèchement de cette surface et ralentit considérablement l'évolution de cette forme où l'effondrement ne s'est pas encore produit.

Les dolines de genèse mixte, se trouvent toutes dans la partie la plus méridionale du karst. Leur présence dans cette zone qui correspondrait au membre supérieur de la formation de la Rivière au Fusil (caractérisé par la présence de strates de schiste argileux) met en évidence le rôle des strates insolubles dans la genèse de ces formes. La discussion à propos de la dimension des dolines d'effondrement et de la fiabilité de leur inventaire est transférable intégralement ici.

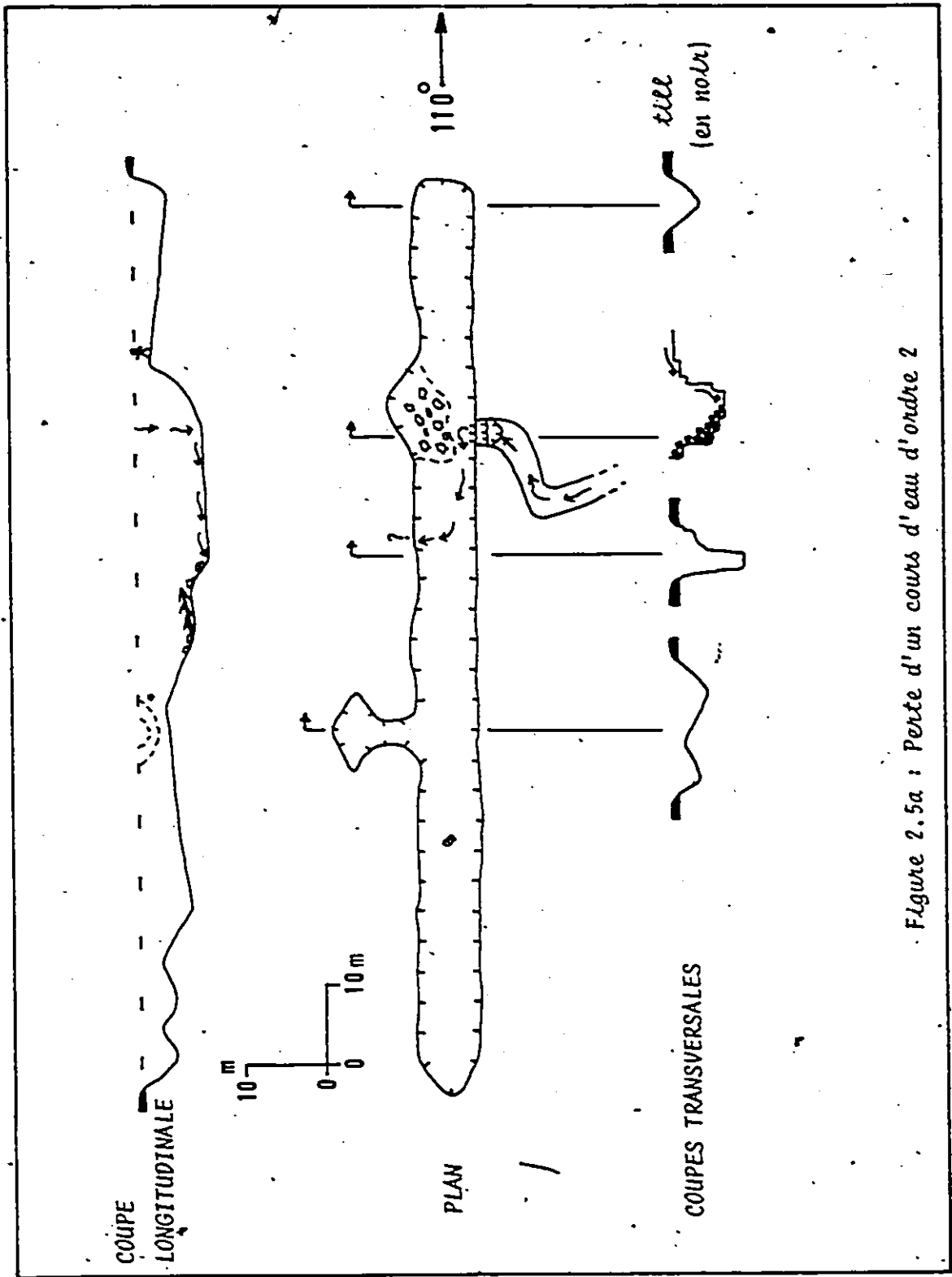


Figure 2.5a : Perte d'un cours d'eau d'ordre 2

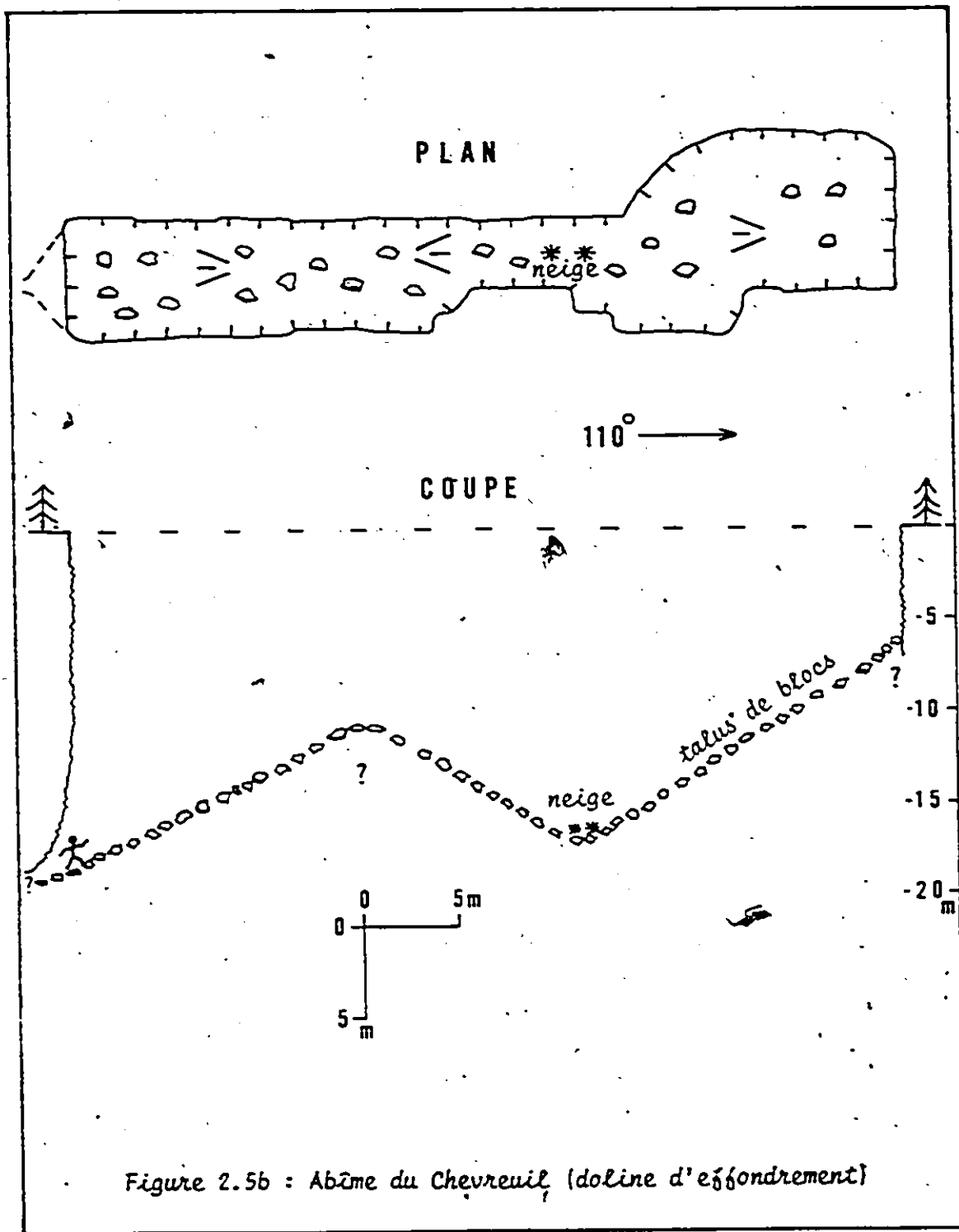


Figure 2.5b : Abîme du Chevreuil, (doline d'effondrement)

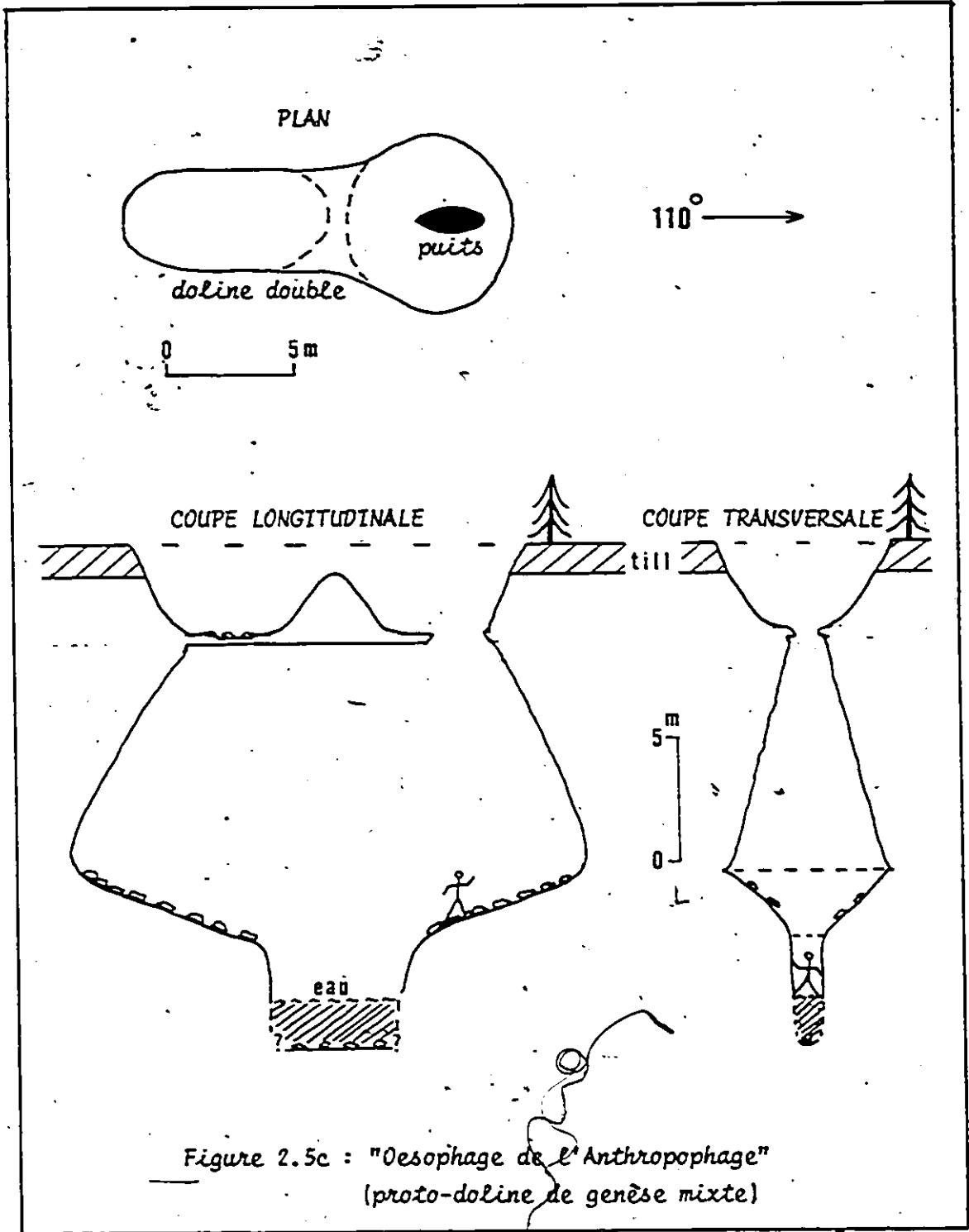


Figure 2.5c : "Oesophage de l'Anthropophage"
(proto-doline de genèse mixte)

Cette catégorie regroupe les vallées asséchées en aval des pertes ainsi que celles dont la zone d'alimentation elle-même a été asséchée par la karstification. On peut diviser les vallées sèches en deux grands groupes: les vallées sèches par intermittence qui sont utilisées à l'occasion de crues importantes et les vallées sèches en permanence qui ne sont plus jamais utilisées pour un écoulement de surface.

Celles du premier groupe demeurent en général relativement bien dégagées de végétation à l'opposé des autres, envahies par la forêt. Lorsqu'une perte ne peut absorber tout le débit apporté par une crue, le surplus d'eau déborde et coule dans le lit asséché. Si la suite du lit se poursuit en zone karstifiée, il est probable que plusieurs autres points d'absorption (anciens points de perte) seront alors disponibles dans le lit asséché pour intercepter le débit excédentaire. Dans ce cas la longueur du lit utilisé en aval de la perte dépendra beaucoup de la force de la crue et la fréquence d'utilisation du lit diminuera en s'éloignant de la perte. Une même vallée peut donc passer d'amont en aval, de vallée sèche intermittente à vallée sèche permanente. Toutefois, la baisse du débit qui se produira à chaque point d'absorption pourra entraîner une perte de compétence du cours d'eau et une sédimentation d'alluvions à ces endroits. Il est alors possible que l'alluvionnement de certains points d'absorption en diminue la capacité. Si d'autre part le surplus d'eau réussit à sortir du karst il pourra poursuivre son cours normalement, en surface. Il peut aussi arriver que la zone d'alimentation d'une vallée se trouve affectée par la karstification de telle sorte qu'elle ne puisse plus concentrer suffisamment d'eau en surface pour provoquer un écoulement dans la vallée.

A cause du peu de relief et des faibles gradients de pente, les vallées sèches d'ordre 1 et 2 auront tendance à laisser moins de traces sur le

terrain (spécialement si elles coulaient au sein de tourbières) et à être plus difficiles à déceler que celles d'ordre 3 ou 4. On peut estimer que toutes les vallées sèches d'ordre 3 ou 4 ont été observées de même que quelques-unes d'ordre 1 et 2. Plusieurs pertes d'ordre premier ne recoupent pas de vallées préexistantes. L'installation d'un point d'absorption des eaux au bord d'une tourbière, créant un effet de drainage centripète peut amener l'établissement subséquent d'un chenal. Or beaucoup de pertes d'ordre premier se situent justement en périphérie de tourbières qu'elles drainent.

Dans le karst de la Haute-Saumons, plus de 16 km de vallées sèches ont été observés sur le terrain ou par photo-interprétation. Les sous-sections suivantes s'emploieront à présenter les principales vallées sèches observées dans le karst.

2.6.1 Les principales vallées sèches de l'extrémité ouest du karst

A l'extrémité ouest trois vallées sèches importantes font suite à trois pertes spectaculaires: une vallée d'ordre 2 affluent d'une vallée d'ordre 3 elle-même affluent d'une vallée d'ordre 4.

Un cours d'eau d'ordre 4 drainant 46 km^2 , la branche principale de la rivière aux Saumons, coulant approximativement d'ouest en est, se perd normalement dans une spectaculaire diaclase à 110° béante (photo 2.6a) longue de 82 m et d'une largeur maximale de 14 m et profonde de 11.5 m. Le cours d'eau qui y arrive coule vers l'extrémité est de la diaclase où elle s'engouffre dans une ouverture suivie d'un abrupt vertical de 4 m et d'un passage devenant impénétrable au bout de 8 m. En fait, à partir de 200 m environ avant la perte principale l'eau s'infiltré en différents points au fond du lit et de la perte elle-même, de telle sorte qu'en période de grand étiage la rivière se perd entièrement au fond de son lit à 200 m en amont de son point normal de perte (observation directe). A l'inverse, lors de crues importantes, il

semble que la perte principale déborde dans le lit asséché commençant à partir de la lèvres nord de la diaclase et large d'environ 35 m. La perte est suivie en aval par une vallée sèche par intermittence de 2.6 km de longueur minimale. Cette longueur s'accroît vers l'aval lors des étiages. Des points d'absorption occupent les 2.6 km de lit en aval de la perte jusqu'à la limite nord du karst. Parmi ceux-ci, deux forment des dolines aisément visibles dans le flanc de la vallée dont une a probablement déjà constitué une perte totale de la rivière.

Un ancien affluent d'ordre 3 drainant 30 km^2 et coulant généralement vers le nord se perd à 1.5 km au sud-est de la perte de la rivière aux Saumons. Une faible partie du débit se perd aussi dans deux diaclases étroites dans les flancs de la vallée à quelques centaines de mètres en amont de la perte principale renommée "perte Benjamin Sulte". Cette perte, aussi établie aux dépens de diaclases à 110° perpendiculaires à la vallée, forme une spectaculaire vallée aveugle profonde de 11 m et d'une largeur maximale de 78 m (photo 2.6b). En période d'étiage le cours d'eau disparaît au fond, à travers d'épais dépôts alluviaux. Les débits moyens créent un bassin profond de 2 ou 3 m au fond de la perte tandis que les débits de fortes crues remplissent la perte jusqu'au bord et provoquent des débordements dans la vallée sèche qui suit la perte directement au nord.

Cette vallée sèche, distincte sur 450 m en aval de la perte, se fond dans la forêt en une large plaine d'inondation à une centaine de mètres au sud d'une vaste tourbière. Elle se caractérise par des traces d'utilisation très récentes, un cours plus ou moins régulier coupé d'importantes accumulations de dépôts alluviaux très frais et de deux barrages de troncs d'arbres apportés par les crues jusqu'à 11 et 51 m de la perte (photos 2.6c et 2.6d). Sept points d'absorption majeurs recoupent cette section de la vallée. Ce sont presque tous des dolines dans des diaclases à 110° s'étendant de 10 à 50 m de un ou des deux côtés du lit asséché. Aucun n'a l'ampleur suffisante pour avoir été

dans le passé une perte totale de la rivière. Une plus grande concentration de diaclases mises en évidence par le karst s'observe à la perte et près de celle-ci. Cela suggère la présence à cet endroit d'une zone importante de fractures qui aurait déterminé le site précis de l'installation d'une perte majeure.

La tourbière au nord de la perte Benjamin Sulte faisait partie de l'ancienne vallée de ce cours d'eau d'ordre 3. A son extrémité ouest, à 600 m de l'affluence de la vallée, elle se déchargeait par une autre, longue de un kilomètre qui joignait le cours principal de la rivière aux Saumons à 600 m en aval de sa perte actuelle. La section de la vallée sèche en aval de la tourbière est en général bien dégagée de végétation et on y retrouve pas de points d'absorption des eaux visibles, si ce n'est une diaclase à 110° traversant le lit à un endroit et ouverte de quelques centimètres. Cette partie de la vallée est probablement utilisée à chaque printemps pour évacuer les surplus d'eau de la tourbière qui elle-même peut être alimentée, au plus fort de la crue, par la partie non interceptée des débordements de la perte Benjamin Sulte. Les importants dépôts alluviaux que transportent ces débordements décantent avant d'arriver à la tourbière, ce qui laisse cette dernière section du lit relativement propre (photo 2.6e).

Le troisième cours d'eau important de ce secteur est un ancien affluent d'ordre 2 qui se perd maintenant à 600 m au sud de la perte de la rivière aux Saumons et à 1.6 km à l'ouest de la perte Benjamin Sulte. Drainant 5 km^2 cette perte utilise une diaclase à 110° ouverte sur 117.5 m de longueur avec une largeur variant de 7 à 12 m et une profondeur maximale de 8 m (figure 2.5a). A quelques mètres au nord une autre diaclase ouverte localement sur 10 m de long est reliée à la doline. La perte Sulte est située à 110° par rapport à celle-ci et, entre les deux, on retrouve d'autres phénomènes karstiques

(dolines, puits) alignées selon le même angle, ce qui semble confirmer la présence d'un axe majeur de fracture à cet endroit tel que suggéré pour la perte Sulte et en démontrer la remarquable continuité.

La vallée sèche suivant cette perte et qui ne montre aucun indice d'utilisation occasionnelle est d'abord très estompée et difficile à déceler. A peine une légère inflexion à la surface du terrain suggère-t-elle sa présence. Puis elle disparaît entièrement dans une très large cuvette peu profonde qui a pu constituer auparavant un terrain humide où l'eau se dispersait. En périphérie de cette grande cuvette deux formes karstiques: "l'Oeusophage de l'Anthropophage" présentés auparavant et une doline effondrée qui serait classée avec les dolines de genèse mixte. Ces deux formes se retrouvant sur deux diaclases à 110° parallèles, la doline étant la plus à l'extérieur de la cuvette. Cette dernière pourrait être le résultat de la perte d'une partie des eaux du terrain humide puis aurait été ensuite court-circuitée par l'autre, elle-même subissant le même sort lors de la formation de la perte actuelle avant qu'un effondrement n'ait lieu. Au nord de cette cuvette le lit redevient plus distinct, formant un vallon dans le till de surface. Celui-ci se précise de plus en plus jusqu'à sa confluence avec la vallée sèche d'ordre 3 à 240 m en amont de la jonction de cette dernière avec celle de la rivière aux Saumons.

La vallée sèche d'ordre 2, longue de 900 m, n'est jamais creusée jusqu'à la base du till et, si elle n'était pas située dans le brûlis, elle serait très difficile à détecter aussi bien sur le terrain que par photo-interprétation.

Il semble bien que cette perte d'ordre 2 suffise à absorber les débits de la plupart des crues puisque la vallée sèche qui la suit ne laisse voir aucune trace d'utilisation. Durant un étiage avancé, le cours d'eau en amont de la perte devient lui-même à sec faute d'alimentation. Par les souches brûlées, il est possible de constater que la forêt occupait cette vallée avant l'incendie de 1955 (photo 2.6f).

2.6.2 Les principales vallées sèches au centre du karst

Le centre du karst est occupé par trois vallées sèches principales. Deux ont vu leur zone d'alimentation taries par la karstification et toutes les trois sont asséchées en permanence.

Près de la limite nord du karst, à 1.5 km environ au nord-est de la perte Sulte, on trouve aujourd'hui les vestiges de ce qui semble déjà avoir été un lac et qui aurait été par la suite drainé et asséché par le karst. Ce dernier, long de plus de 1 km et d'une largeur maximale de 0.6 km aurait contenu par endroit de 3 à 4 km d'eau. Des dolines développées en périphérie en aurait abaissé le niveau et n'auraient laissé que des bassins isolés, qui eux-mêmes se seraient drainés par d'autres points d'absorption formés ultérieurement. À l'origine ce lac se vidangeait en partie vers le nord jusqu'à la rivière aux Saumons par une vallée de 1.2 km de longueur. Cette vallée d'ordre premier est presque entièrement située à l'extérieur du karst et son assèchement résulte uniquement du fait que le lac qui l'alimentait n'existe plus. Bien qu'abandonné en permanence, il est possible de repérer ce lit aussi bien sur le terrain que sur les photographies aériennes.

Ce lac se vidangeait aussi par sa pointe est vers dans une autre vallée qui se poursuivaient vers l'est puis vers le nord-est sur 8.2 km jusqu'à la rivière aux Saumons. Contrairement aux autres vallées qui semblent avoir été constituées depuis la déglaciation, montrant une entaille fraîche dans les dépôts de surface ou la roche en place et des dimensions à la mesure du lit qui l'occupe, celle-ci semble plus ancienne. Il s'agit d'une vallée au fond plat, large de 100 à 200 m et encaissée par rapport au terrain environnant de 5 à 10 m. Les versants de la vallée sont distincts mais en pente douce et ne laissent voir aucun indice de fraîcheur. La distance du sommet d'un versant à l'autre peut atteindre parfois 500 m et plus. Il semble que cette vallée

ait pu être, avant la dernière glaciation, une vallée fort importante. On ne trouve maintenant un lit actif que dans les quatre kilomètres aval, soit la partie qui est à l'extérieur du karst. Dans cette section, le lit entaille les sédiments (surtout du till) et parfois aussi la roche en place, (sur 2 à 3 m). Ce chenal s'estompe doucement vers l'amont, dès qu'on atteint le karst.

Les 4.2 km de vallée en amont ne portent aucune trace de chenal clairement visible sur le terrain ou par photo-interprétation. La vallée elle-même est difficilement observable en tant que telle sur le terrain mais la photo-interprétation permet d'en obtenir une meilleure vue d'ensemble. Il est difficile d'évaluer directement l'ordre du cours d'eau ayant réutilisé cette vallée principale vu le peu de traces. Toutefois la dimension du chenal dans la partie aval de la vallée ainsi que la surface approximative qu'elle pouvait drainer suggèrent un cours d'eau d'ordre 3. Seule une autre vallée affluente aussi très ancienne peut être observée du côté nord, à 2.6 km en aval du lac asséché. Aussi très large, cette vallée de 800 m environ de longueur ne laisse voir aucun chenal. Des surfaces de tourbière en couvrent le fond en grande partie.

Dans cette grande vallée sèche, on ne voit aucun affleurement de roche ou de sédiments en place. Le fond est couvert d'une épaisseur indéterminée de dépôts meubles. Ce fond est maintenant défoncé par plus de 65 dolines partiellement comblées de dépôts. Le sol y demeure aussi, à bien des endroits (spécialement à distance des dolines), très humide, ce que permettrait une certaine épaisseur de sédiments peu perméables. Cela suggère que le fond de cette vallée a pu auparavant être occupé par des tourbières où une rivière sinuait sans s'y encaisser et ne laissant ainsi peu de traces nettes de chenaux. Les multiples dolines pourraient alors être autant de points d'absorption des eaux qui s'établissaient aux endroits où une diaclase suffisamment perméable

était disponible et où l'épaisseur et la perméabilité des sédiments permettait le mieux à l'eau de circuler.

En général, bien que toutes les dolines soient partiellement comblées de sédiments et que leur forme ne soit plus la même qu'au moment de leur genèse, les observations semblent montrer que les formes à l'extrémité ouest sont plus fraîches que celles de l'extrémité est. En effet, si les dolines à l'ouest semblent toutes bien stabilisées, leur fond bien régulier et leurs pentes douces, celles les plus à l'est montrent souvent des signes d'activité, des parois plus escarpées, un fond moins arrondi et une profondeur supérieure.

Cette vallée sèche, défoncée sur plus de 4 km par des dolines et ayant son alimentation tarie, non seulement est incapable de maintenir une circulation en surface, mais en plus ne reçoit plus d'autre eau que les précipitations qui atteignent directement sa surface.

Une dernière vallée sèche, en permanence elle aussi, est partiellement observable dans la partie centrale du karst. A la limite sud du karst une tourbière de forme allongée est facilement identifiable. De l'extrême pointe nord-est de celle-ci est issu un cours d'eau d'ordre premier. Le ruisseau qui coule sur les strates calcaires se perd et réurge trois fois avant d'atteindre une perte définitive. Chacune de ces pertes superficielles court-circuite un coude de la vallée. Puis, à 500 m au nord de la tourbière le ruisseau se perd définitivement dans une diaclase à 110° ouverte sur 30 m de longueur 10 de largeur et 10 de profondeur. Entre cette perte et un chenal intermittent de 300 m, affluent à la vallée décrite auparavant (en aval du karst) on peut détecter par photo-interprétation un kilomètre de vallée sèche. Celle-ci crée une légère dépression sur le terrain qui est plus facile à voir dans sa partie aval. La densité très élevée de la forêt le long de cette vallée sèche en a empêché l'observation complète sur le terrain. Ici aussi il semble que la perte soit

suffisante pour absorber la plupart des débits de crues car aucune trace de débordement n'est visible au-delà de la perte.

2.6.3 Les principales vallées sèches dans l'est et le sud-est du karst

A la pointe sud-est du karst, un cours d'eau d'ordre 3 drainant une surface 12.5 km^2 se perd au contact de la zone karstique. Cette perte (photo 2.5h) baptisée "perte Sud-est", déjà a été présentée sous la rubrique des dolines de genèse mixte. Elle est suivie d'une vallée sèche par intermittence sur environ 800 m puis se transformant en vallée sèche en permanence sur environ 1.6 km avant de rejoindre une autre vallée longeant le karst à l'extérieur de celui-ci.

Le parcours de cette vallée sèche forme un grand U dont la partie inférieure rejoint des terrains non-karstiques. Les deux branches supérieures du U se trouvant en terrain calcaire sont caractérisées par une succession de petites dolines de dissolution au fond du lit. Le sommet aval du U s'interrompt sur une grande et profonde doline empli de végétation très dense et à environ 110° de la "perte Sud-est". Il semble que les crues annuelles utilisent la première partie du lit et s'arrêtent probablement dans le secteur des petites dolines de dissolution. Seules les crues exceptionnelles parviendraient à rejoindre la grande doline au-delà de laquelle rien ne coule plus depuis longtemps.

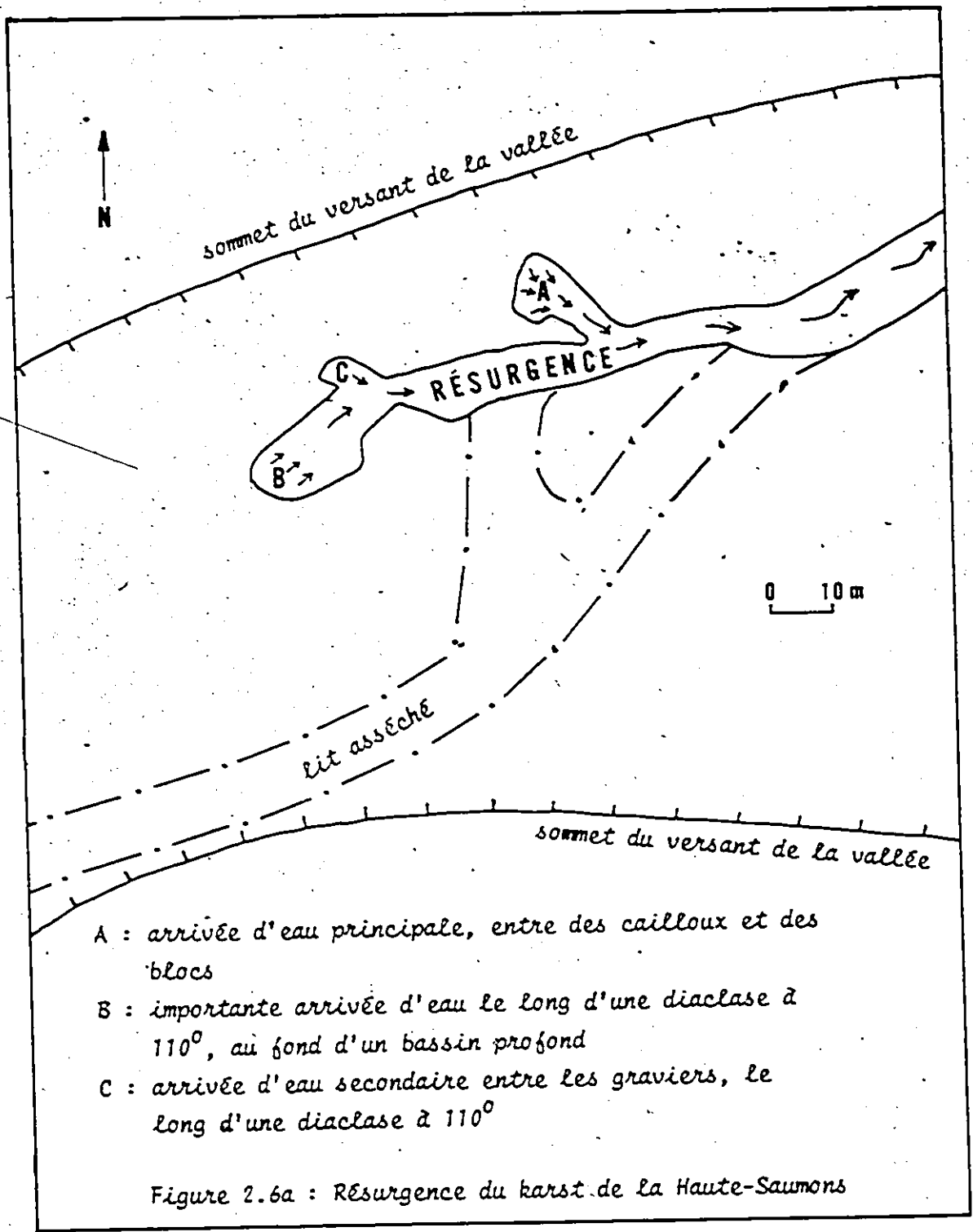
De l'autre côté de cette doline on peut retrouver dans le bois, sous forme d'une légère concavité, les traces de la suite de la vallée qui se poursuit vers le nord. Cette section de vallée sèche en permanence peut être suivie vers le nord jusqu'à une importante doline de genèse mixte aux versants escarpés, orientée à 110° , longue de 25 m, large 15 m et profonde 15 m. Au-delà de cette doline, il n'est plus possible de suivre la vallée sèche sur le

terrain. Toutefois par photo-interprétation on peut en définir le parcours approximatif orienté surtout est. Les dernières dizaines de mètres de la vallée à l'extérieur du karst avant sa confluence avec une vallée active, sont encore visibles et un certain nombre de dolines de dissolution reliques en jalonnent partiellement le cours en amont.

Du fait du tarissement d'un affluent principal d'ordre 3, la surface drainée maintenant par la vallée qui coule vers le nord-est en longeant la limite sud du karst est considérablement réduite. Donc le débit parcourant le lit du cours d'eau s'en trouve d'autant limité. Plus au nord, le faible cours d'eau occupant cette vallée durant l'été se perd et réurge trois fois dans le fond rocheux de son lit par des fissures à peine visibles. Il s'agit là d'éclipses souterraines superficielles de quelques centaines de mètres non liées avec le karst principal et sa circulation souterraine. Le ruisseau disparaît à nouveau, une quatrième fois, au fond du lit mais cette fois-ci, définitivement. Une centaine de mètres en aval on trouve dans le flanc ouest du lit maintenant sec, une diaclase (de 110°) ouverte sur environ 40 m de longueur, 5 de largeur et 4 de profondeur. Le fond de cette doline de dissolution est couvert d'herbe et de dépôts alluviaux divers (troncs d'arbres, branchages et limon) frais indiquant l'utilisation de cette perte lors des crues annuelles. Le lit en aval de ce point demeure bien net, libre de toute végétation et sec encore pour environ un kilomètre. Sa physionomie trahit aisément son utilisation lors des crues par des débits parfois violents. D'énormes troncs d'arbres placés en travers du lit et d'importantes accumulations de cailloux imbriqués au centre du lit restent comme témoins de ces fortes crues.

Finalement, à un kilomètre approximativement en aval de la perte la-

térale, la vallée sèche se termine car un cours d'eau issu d'une résurgence importante emplit le fond de la vallée. Cette résurgence qui, à l'étiage, débite un minimum de $0.1 \text{ m}^3/\text{sec.}$ est considérée (cf. chapitre sur l'hydrologie du karst) comme le point de retour à la surface de toutes les eaux engouffrées dans le karst. Elle détermine ainsi l'extrémité est du karst de la Haute-Sau-mons. Deux points d'alimentation principaux composent cette résurgence (figure 2.6a). En amont l'eau sort d'un bassin profond orienté le long d'une diaclase à 110° (photo 2.6g). A 18 m en aval au fond du lit une autre ouverture dans une diaclase à 105° comblée de cailloux laisse sortir une quantité d'eau à peine détectable. Puis finalement une partie importante du débit sort entre les cailloux et les blocs au fond d'une reculée d'une douzaine de mètres située du côté ouest du lit à une cinquantaine de mètres située du côté ouest du lit à une cinquantaine de mètres en aval du premier point de résurgence.



2.7 Modèle morphogénétique pour la classification des formes

karstiques dans le karst de la Haute-Saumons

Un modèle a été conçu sous forme d'organigramme pour tenter de faire une synthèse globale entre les différentes formes karstiques observées décrites ici et les processus communs qui les engendrent (figure 2.7a). L'organigramme est construit selon trois types de paramètre, les processus actifs, le matériau sur lequel ces processus agissent et les formes qui en découlent. On utilise alors le schéma fréquent en géomorphologie:



Verticalement l'organigramme est divisé en deux grands ensembles déterminés par un même processus (la dissolution) agissant selon deux modes différents (écoulement diffus, écoulement concentré dans des chenaux). Ce processus premier, propre au karst, peut aussi être complété par un processus second intervenant dans le façonnement de la forme (gélifraction, glissement, effondrement mécanique). Le même processus agissant sur un matériau au paramètres changeant peut produire différentes formes. La dissolution par écoulement diffus produirait les pavements karstiques, diaclases ouvertes et dolines de soutirement. La dissolution par écoulement concentré, les dolines de genèse mixte. Les deux types d'écoulement peuvent dissoudre une forme qui leur est commune: les vides souterrains. Cette forme, bien que non observée directement sur le terrain, existe et laisse de nombreuses preuves de son existence. En plus d'être une forme c'est en même temps un matériau qui sera utilisé par l'effondrement mécanique pour produire les dolines d'effondrement. En simplifiant ainsi la réalité pour en faire un modèle, de nombreux inconvénients et distorsions sont introduits:

- Le modèle impose des cloisons rigides et arbitraires entre chaque forme

- alors que dans la réalité, comme cela a été mentionné déjà, il y a des chevauchements et des transitions graduelles entre la plupart des types de formes.
- Le modèle n'explique ici que la genèse première de la forme et oublie son évolution subséquente (abandon et comblement partiel des dolines de dissolution par exemple).
- La simplification a fait négliger les faits suivants: les vallées sèches ne résultent pas toujours et uniquement des pertes de cours d'eau, les autres formes peuvent aussi jouer un rôle dans l'assèchement d'une vallée; certaines diaclases ouvertes dans des tourbières peuvent se transformer en dolines de dissolution.

La classification des formes telle qu'elle a été faite dans ce chapitre demeure un outil de travail qui permet d'établir une emprise conceptuelle sur une réalité complexe formant un tout indivisible en la décomposant en catégories qui ne lui sont pas intrinsèques mais qui sont bien commodes à notre usage. Il en va de même de ce modèle.

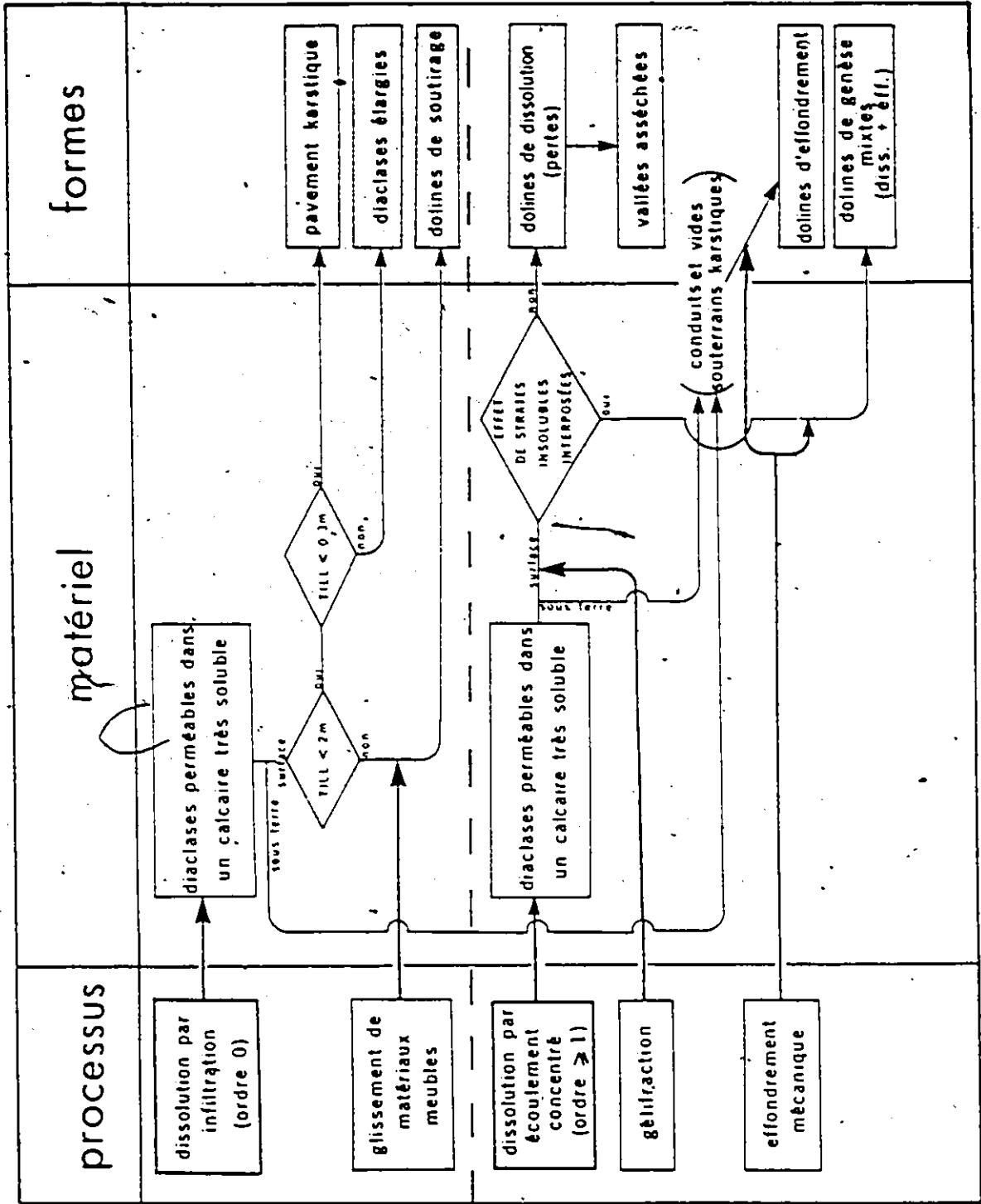


Figure 2.7a : Modèle morphogénétique pour la classification des formes du karst de la Haute-Saumons

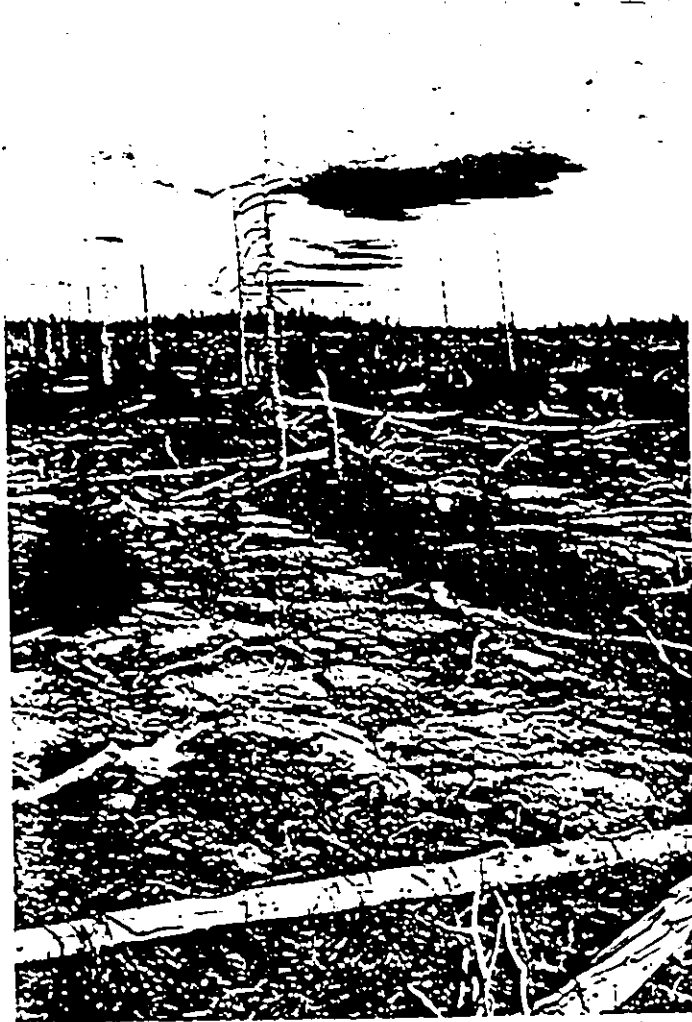


Photo 2.3a

Surface de pavement karstique dans le brûlis



Photo 2.3b

Aspect d'un pavé de calcaire fossilifère. Au centre légèrement bombé, on aperçoit quelques plaquettes résiduelles d'une probable strate de calcaire micritique jadis sus-jacente. Des centaines de fossiles silicifiés, résidus de dissolution, se sont accumulés tout le tour du pavé.



Photo 2.3c

Aspect d'un pavé de calcaire micritique. Ce type de pavé est rapidement recouvert de petites plaquettes polygonales de calcaire provenant de l'exploitation de fractures virtuelles densément distribuées à l'intérieur de ce calcaire.

63e

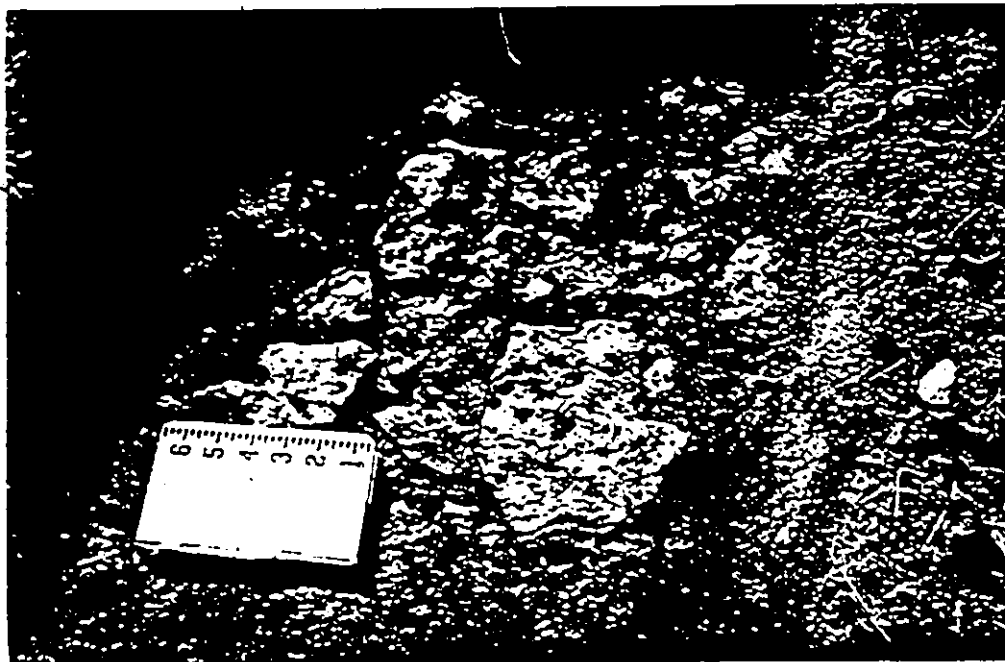


Photo 2.3d

Aspect de la surface d'un pavé de calcaire micritique sous 20 cm de sol. On remarque sous ce sol, la même désagrégation de la roche au dépend d'un intense et fin réseau de fractures qui la parcourt, que sur la photo 2.3c. Ce processus actif sous le sol, serait d'abord attribuable à la dissolution.



Photo 2.3e

Aspect caractéristique d'une forêt ouverte et très sèche sur un pavement karstique. La surface est drainée karstiquement et à cause de la faible épaisseur du till, ne parvient pas à conserver l'humidité. Les affleurements de till et de substratum comme celui qui est visible sur la photo, sont fréquents.



Photo 2.4a

Diaclyse ouverte au sein d'une tourbière. Ce puits vertical d'environ 2.5 m de profondeur est surmonté d'une pente de till d'environ un mètre de hauteur. Le morceau de glace visible ici à la mi-juin était disparu en juillet. (photo D. C. Ford)

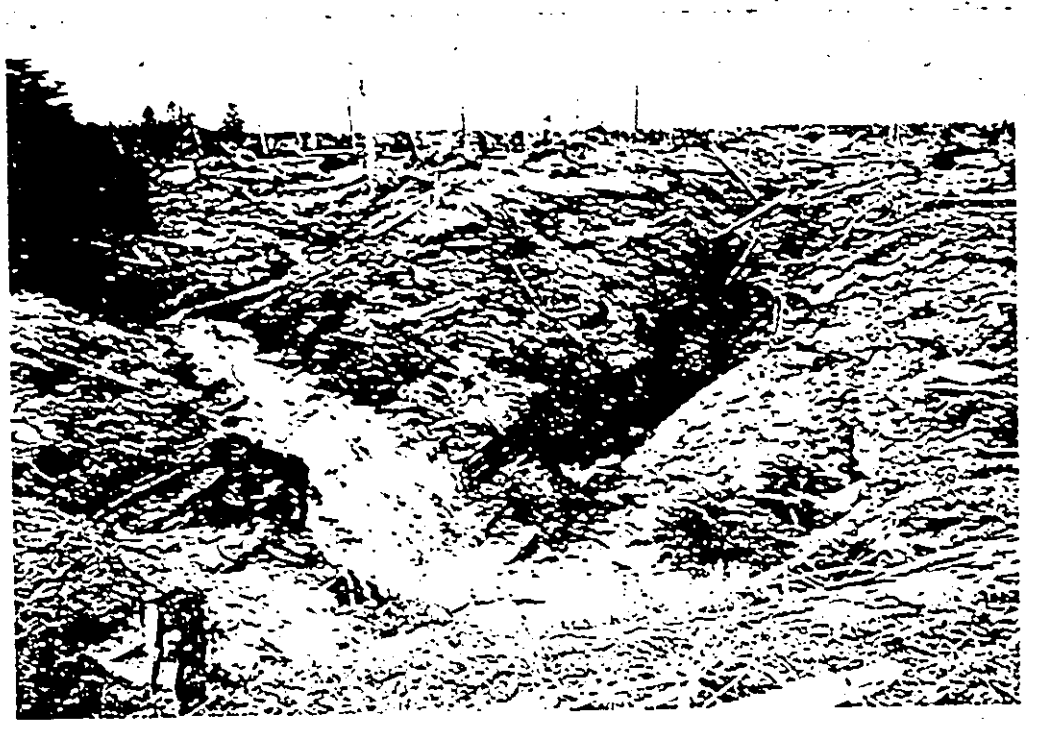


Photo 2.5a

Doline de dissolution (perte active) allongée sur une diaclase à 110° .
Des matériaux de glissement se sont déjà accumulés au fond et sur les
versants. (photo D.C. Ford)



Photo 2.5b

Diaclase à 110° s'étendant de part et d'autre (du coin inférieur gauche au coin supérieur droit) du bassin de retenue dans la doline à la perte Benjamin Sulte (photo D.C. Ford)



Photo 2.5c

Doline de dissolution emplie partiellement par des matériaux de glissement et colonisée par la végétation. Les traces du lit conduisant à cette ancienne perte sont encore visibles au bas de la photo.



Photo 2.5d

Doline soutirage récente dans la Plaine des Gouffres. Le substratum affleure au niveau où se trouve le personnage. Le sommet de la diaclase ouverte se trouve à cet endroit. Ici le till est exceptionnellement épais. La forme cônica de cette doline profonde de 4.5 m, devrait évoluer rapidement par glissement du till, vers celle d'une cuvette.



Photo 2.5e

Une grande doline d'effondrement circulaire: la doline Louis-Olivier Gamache. Elle est profonde de 16 m et a un diamètre de 38 m. (photo de M. Beaupré)



Photo 2.5f

Doline d'effondrement circulaire dans la partie ouest du karst. Cette doline se trouve à 600 m de distance de la perte de la rivière aux Saumons et à 110° d'azimuth de celle-ci, soit exactement en ligne avec la diaclase de la perte. (photo de D.C. Ford)



Photo 2.5h

Perte Sud-Est: une doline de genèse mixte. Au premier plan, le versant en pente tapissé de débris de crue s'oppose au versant occidental en surplomb. Sous ce surplomb, jaillit une autre cascade qui n'est pas visible sur la photo. A l'étiage, seule cette cascade alimentée à même le lit de la rivière en amont, est encore active. Il s'agit d'une perte d'ordre 3.
(photo M. Beaupré)



Photo 2.6a

Perte de la rivière aux Saumons. Le cours d'eau d'ordre 4 s'engouffre à l'extrémité distale de cette diaclase béante à 110° . A gauche, le lit asséché qui se poursuit sur quelques kilomètres. A l'arrière plan, un personnage debout au bord de la perte dans le lit asséché, donne l'échelle. (photo D.C. Ford)

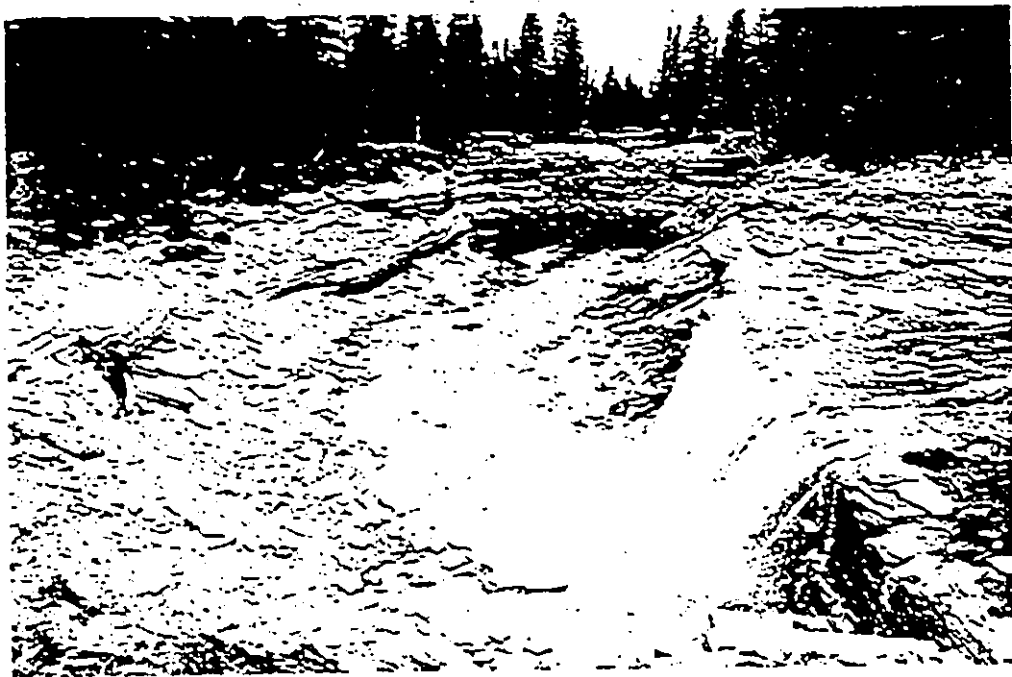


Photo 2.6b

Perte Benjamin Sulte. A l'étiage, le bassin filtrant au fond de la perte disparaît. Par contre, en crue ce cours d'eau d'ordre 3 peut déborder au-dessus de la paroi visible à l'arrière plan et s'écouler dans le lit asséché qu'on devine au-dessus de cette paroi. (photo D.C. Ford)

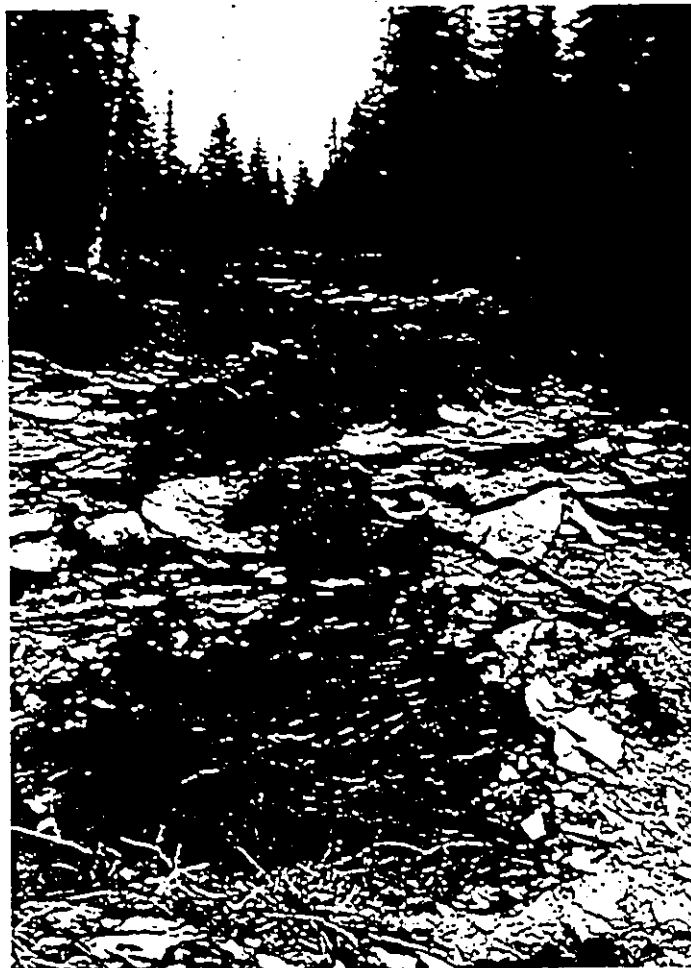


Photo 2.6c

Aspect du lit asséché à quelques mètres en aval de la perte Benjamin Sulte.
Ce lit est réutilisé lors de certaines crues printannières. (photo D.C.
Ford)

630



Photo 2.6d

Accumulation de troncs d'arbres et de sédiments alluviaux laissés dans le lit asséché, à une centaine de mètres en aval de la perte Benjamin Sulte, par débordement lors de crues printanières récentes. (photo D.C. Ford)

635



Photo 2.6e

Lit asséché d'ordre 3 réutilisé lors de crues majeures. Cette photo a été prise à près de deux kilomètres en aval de la perte Benjamin Sulte, un peu avant la confluence avec la vallée sèche de la rivière aux Saumons (photo D.C. Ford)

636



Photo 2.6f

Dans le brûlis, une vallée d'ordre 2, sèche en permanence. Les arbres au centre de la vallée témoignent de cet état hydrologique.

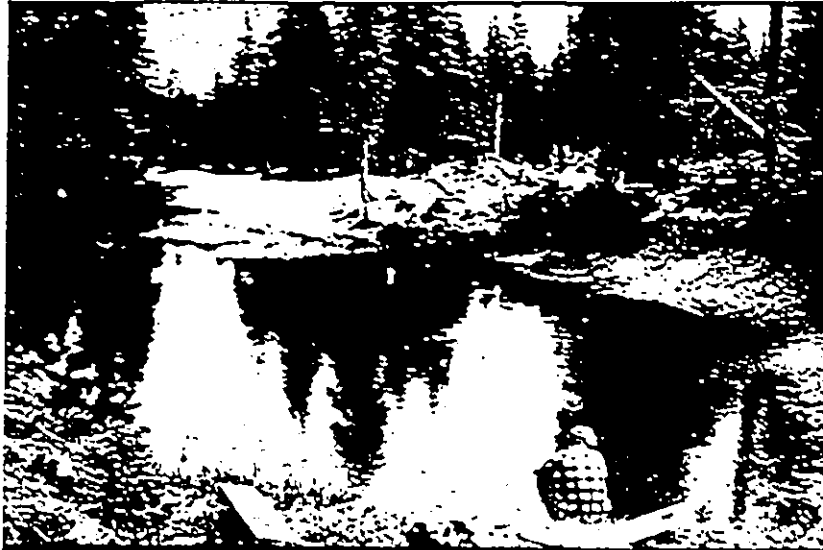


Photo 2.6g

Partie amont de la résurgence du karst de la Haute-Saumons. Une partie des eaux de résurgence provient du bassin devant le personnage puis s'écoule vers le côté gauche de la photo. Une autre importante partie s'ajoute à cette apport au fond d'une reculée à une cinquantaine de mètres en aval, sur la gauche. (photo D.C. Ford)

CHAPITRE 3

LES ZONES KARSTIQUES ET LEUR EVOLUTION

3.1 Division du karst en zones

L'observation de l'organisation du drainage à la surface du karst suggère l'existence de grands ensembles distincts à l'intérieur de celui-ci. Une division simple pourrait être faite en opposant zone holokarstique et zone fluviokarstique. Les terrains holokarstiques seraient ceux où toutes les eaux reçues à la surface sont drainées directement par voie souterraine et où, par conséquent, aucun drainage ne se fait en surface. Par contre en terrain fluviokarstique, les eaux peuvent s'écouler à la surface du karst avant d'emprunter des voies souterraines.

3.1.1 La zone holokarstique

Ici, on identifie une zone holokarstique couvrant une grande partie du karst soit environ 24 km^2 . On n'y retrouve aucun cours d'eau actif pérenne ni même par intermittence. Des vallées asséchées en permanence témoignent d'une période antérieure à l'existence d'un holokarst à cet endroit. Aucune surface humide importante ne l'occupe mais on y retrouve les vestiges d'un lac et d'au moins une tourbière aujourd'hui asséchés. On y rencontre aussi des dolines, des pavements karstiques et des diaclases élargies. La zone holokarstique forme une bande de un à deux kilomètres de largeur et d'une douzaine de kilomètres de longueur au côté sud de laquelle s'ajoute un prolongement sud-ouest

d'environ trois kilomètres (figure 3.1a).

3.1.2 Les zones fluviokarstiques

Ces surfaces reçoivent des cours d'eau d'ordre variant de 1 à 4 qui viennent s'y perdre. Elles supportent aussi des tourbières souvent en voie d'assèchement qui se drainent sous terre ou qui alimentent un petit cours d'eau se perdant un peu plus loin. La presque totalité des lits asséchés y sont encore utilisés occasionnellement lors des crues.

Couvrant une superficie approximative de 14 km^2 , les surfaces fluviokarstiques sont situées à la périphérie de l'holokarst. Elles se regroupent en trois zones: une importante à l'extrémité ouest de l'holokarst, une autre sur la bordure sud de celui-ci et une dernière de moindre importance à son extrémité est.

La petite zone fluviokarstique à l'est n'est constituée que par une petite portion de terrain entourant la section de la vallée sèche venant du sud qui traverse le karst à cet endroit en amont de la résurgence. Comme cette portion de vallée n'est pas sèche en permanence, le terrain adjacent est identifié comme fluviokarstique.

La zone fluviokarstique du côté sud du karst reçoit deux cours d'eau d'ordre 3 et drainant des terrains non karstiques qui viennent s'y perdre. Quatre tourbières sans exutoires visibles s'y drainent par infiltration. Des dolines de genèse mixte (dissolution et effondrement) inactives que l'on retrouve à une certaine distance dans le voisinage de deux d'entre elles suggèrent que ces tourbières sont en voie d'assèchement. Une cinquième tourbière formant une importante bande irrégulière d'orientation générale est-ouest, en grande partie située à l'intérieur du karst, se décharge en cinq endroits par des ruisseaux qui se perdent à l'extérieur de la tourbière.

La plus importante zone fluviokarstique située à l'extrémité occidentale du karst reçoit les eaux de trois cours d'eau importants (d'ordre 2, 3 et 4) venant de terrains non karstiques. Elle supporte aussi six tourbières en voie d'assèchement. Les deux plus petites, l'une directement sur le flanc est de la Plaine des Gouffres et l'autre à environ 500 m à l'ouest de son sommet, ne laissent voir aucun exutoire. Au bord de la plus grande, la plus occidentale de toutes, on observe deux diaclases ouvertes importantes. Celle du côté est (photo 3.1a) se situe sur un terrain apparemment mieux drainé et plus sec que la tourbière elle-même où poussent quelques arbres et ne semble pas très active. L'autre (photo 3.1b), du côté ouest, en terrain plus humide semble plus récente et active que la première bien que toutes les deux soient relativement fraîches.

Un peu plus au sud, une autre tourbière située sur le flanc ouest de la Plaine des Gouffres se décharge sous terre par l'intermédiaire de l'Aven du Pont Branlant (figure 3.1b). Il s'agit là d'un ensemble de trois ouvertures verticales intercommunicantes alignées sur une même diaclase à 110° , situées du côté est de la tourbière et montrant une évolution graduelle de l'est vers l'ouest entre l'installation des différentes ouvertures. L'ouverture la plus ancienne et la plus profonde est du côté est tandis que les autres se seraient installées par la suite en se dirigeant vers la source principale d'alimentation en eau, soit la tourbière.

Entre la perte d'ordre 2 et la perte Benjamin Sulte, une tourbière se draine par six diaclases ouvertes importantes situées sur sa marge nord dans la moitié est de la tourbière. Vers l'est, à l'extérieur de la tourbière, on peut suivre un alignement de 11 diaclases ouvertes et petites dolines de dissolution sur environ 200 m à l'intérieur de la forêt. Les dolines de dissolution, bien que reliques, montrent encore une asymétrie indiquant

une alimentation venant de l'ouest. L'absence de trace d'un lit asséché entre ces points d'absorption laisse supposer que la tourbière, jadis s'étendait plus loin vers l'est mais que ses limites auraient regressé vers l'ouest en même temps que des nouveaux points d'absorption se seraient créés dans cette direction.

Une sixième tourbière située tout près de la limite est du fluviokarst offre un exemple beaucoup plus spectaculaire et complet du processus d'assèchement d'une tourbière par le karst (figures 3.1c et 3.1d). A son extrémité est, de petites dolines de dissolution drainent les eaux de cette partie de la tourbière. On peut y discerner trois zones. A l'ouest, incluant la plus grande partie de la tourbière, une zone humide et mal drainée porte une végétation de grands herbacés (photo 3.1c) parmi lesquels on retrouve *Potentilla palustris*, plante généralement associée aux milieux humides. A l'est, le reste de la tourbière drainée par des dolines porte un couvert d'herbaces plus courts où le *Ledum groenlandicum*, caractéristique du sol plus sec qu'on y retrouve, est abondant (photo 3.1d). Finalement, encore plus à l'est, à l'extérieur de la tourbière, on retrouve d'autres dolines prolongeant, dans la forêt, les alignements de la tourbière. Les dolines à proximité de la zone humide sont des pertes actives d'aspect très récent drainant surtout le terrain adjacent du côté ouest. Plus à l'est les dolines sont des pertes reliques rendues désuètes par la formation de pertes plus jeunes en amont. Elles se comblent partiellement par glissement du till sus-jacent, suivi d'une colonisation végétale (photo 3.1e). On retrouve aussi des courts segments de lit asséchés entre deux dolines (photo 3.1f). Dans la forêt adjacente à l'est, on ne retrouve que des dolines partiellement comblées et occupées par la végétation.

La disposition spatiale observée dans cette dernière tourbière sug-

gère le modèle spatio-temporel suivant :

1. à l'origine, la tourbière s'étend jusqu'aux dolines les plus orientales dans la forêt et peut-être même un peu au-delà.
2. une ou plusieurs dolines s'installent près de la marge est de la tourbière.
3. L'existence d'une doline et des conduits souterrains qui y sont reliés accroît le gradient hydraulique en périphérie de la doline. Cela permet à une nouvelle doline de se créer le long de la même diaclase ou d'une diaclase voisine.
4. L'installation d'autres dolines plus en amont dans la tourbière diminue considérablement la surface drainée par celles qui s'y trouvaient déjà. Les premières dolines deviennent rapidement inactives et victimes de comblement.
5. Le terrain asséché est colonisé par la forêt. Ainsi dans cette tourbière, l'installation des dolines, l'assèchement et la colonisation par la forêt progresseraient de l'est vers l'ouest, et l'âge des dolines de l'ouest vers l'est. On suppose que dans cet espace limité les conditions extérieures sont demeurées suffisamment stables pour avoir permis aux processus observés aujourd'hui d'agir successivement de façon semblable en différents points du temps et de l'espace. On surimpose donc ici une chronologie temporelle à une succession spatiale observée durant une période qui, à l'échelle des processus agissant, peut être considéré comme instantanée.

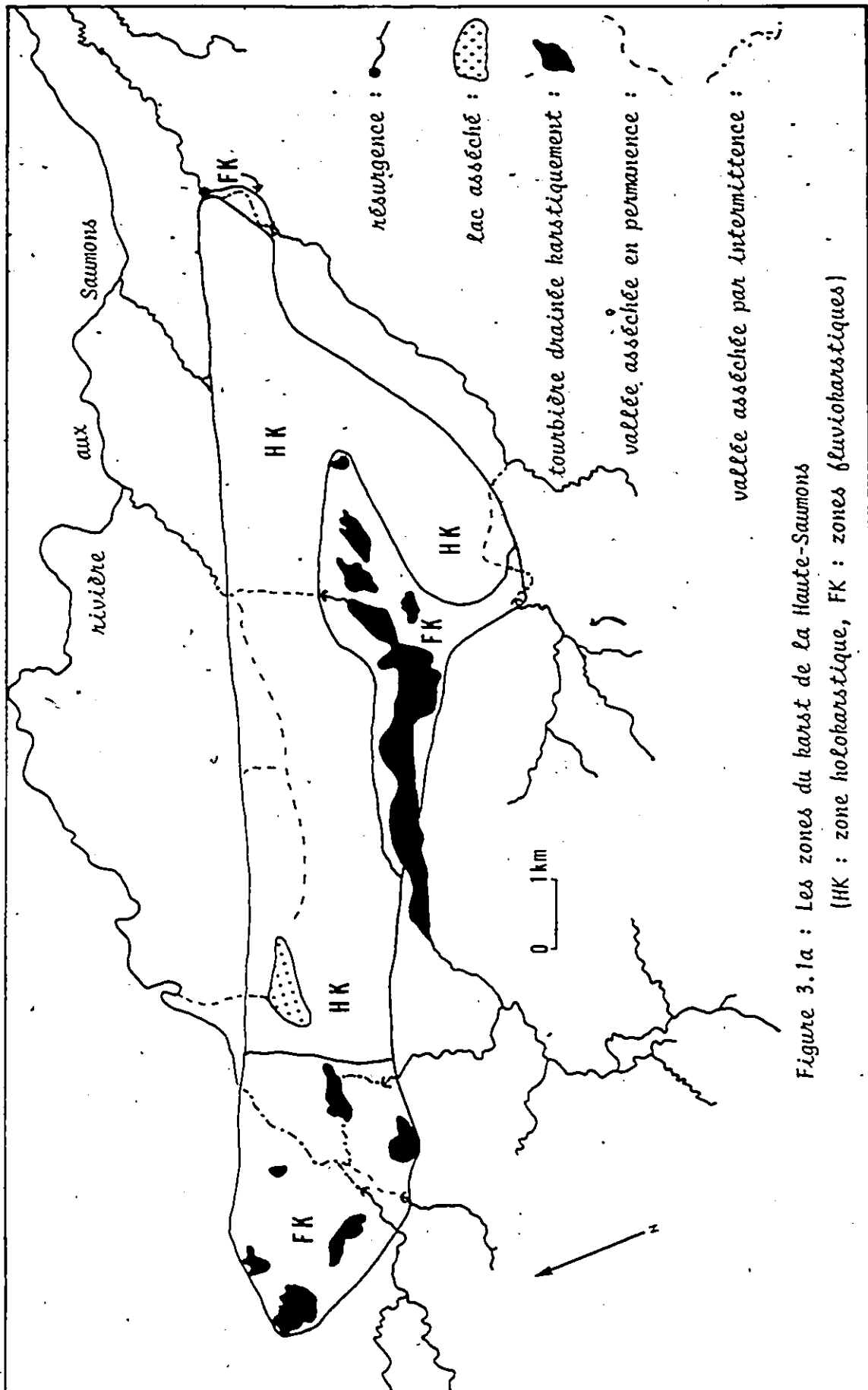


Figure 3.1a : Les zones du karst de la Haute-Saoumains

(HK : zone holokarstique, FK : zones fluviokarstiques)

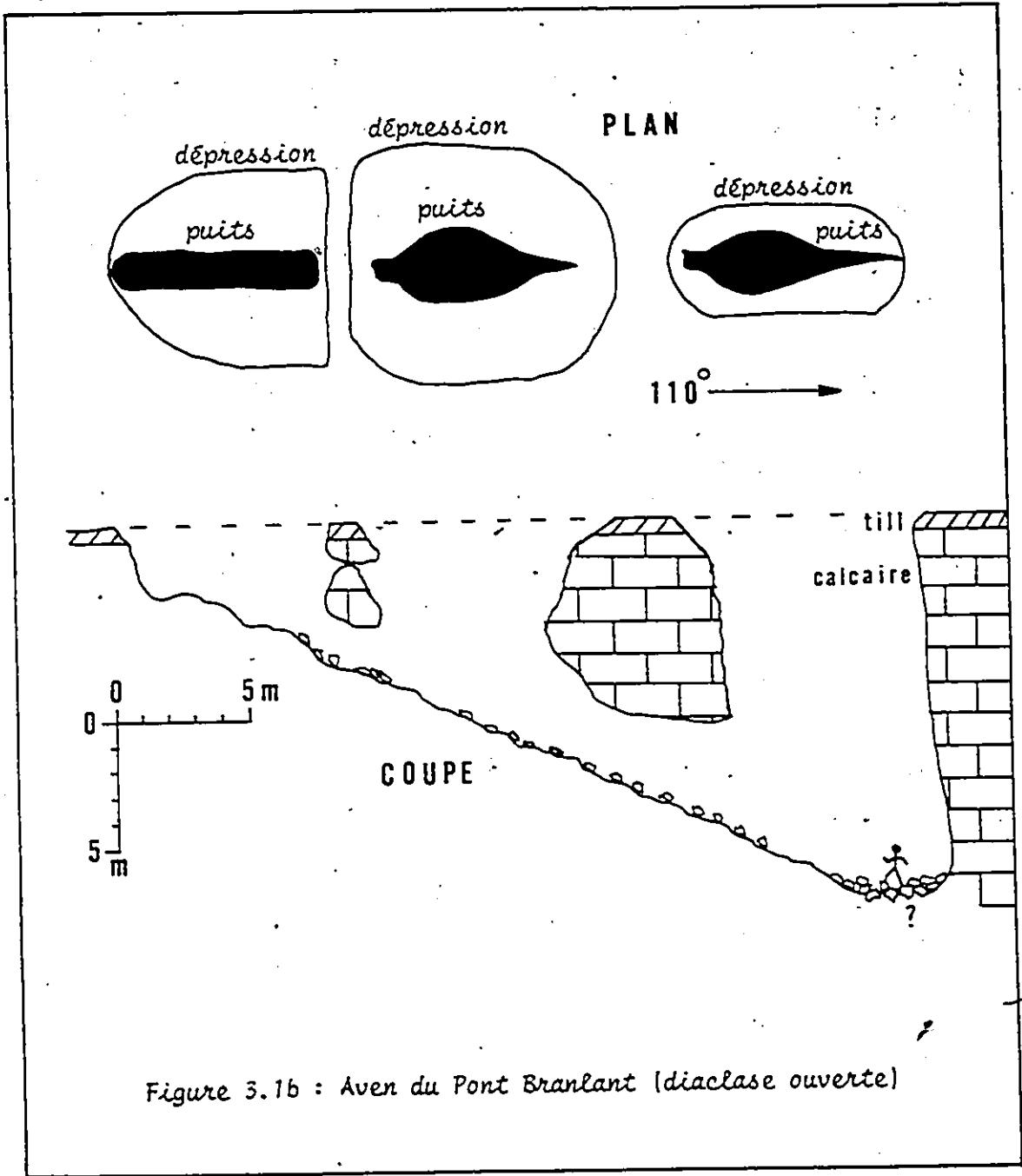
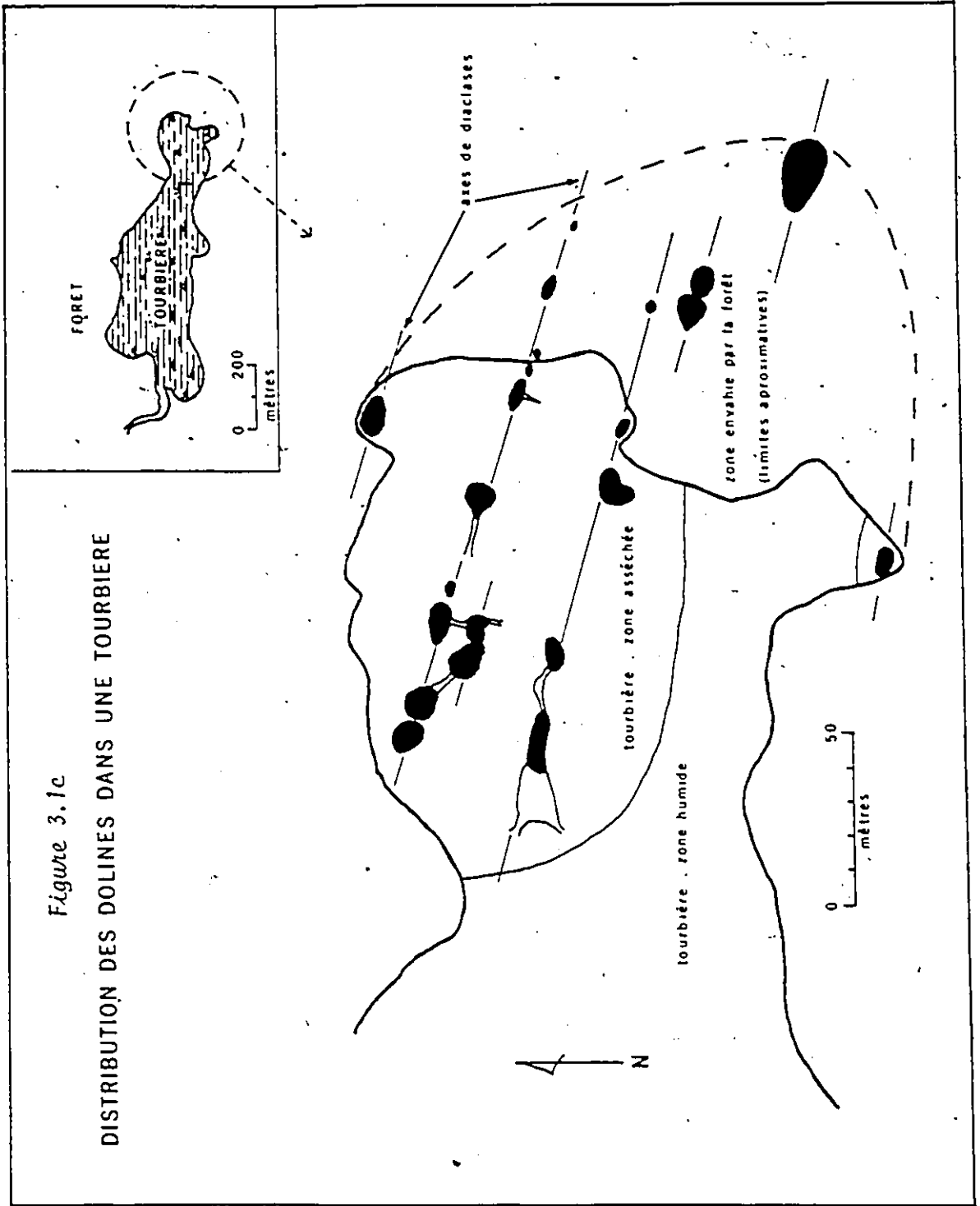


Figure 3.1b : Aven du Pont Branlant (diacalse ouverte)

Figure 3.1c

DISTRIBUTION DES DOLINES DANS UNE TOURBIERE



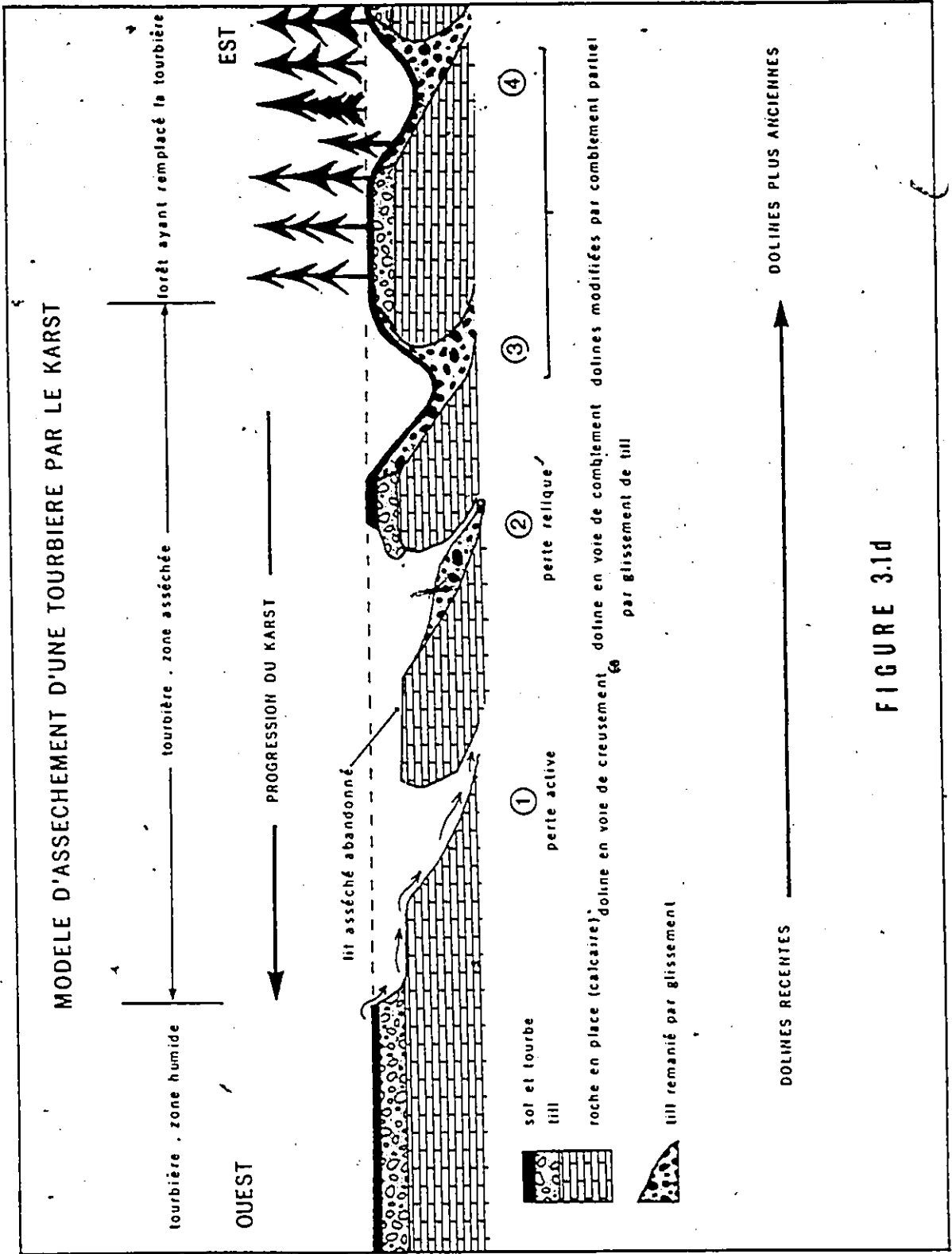


FIGURE 3.1d

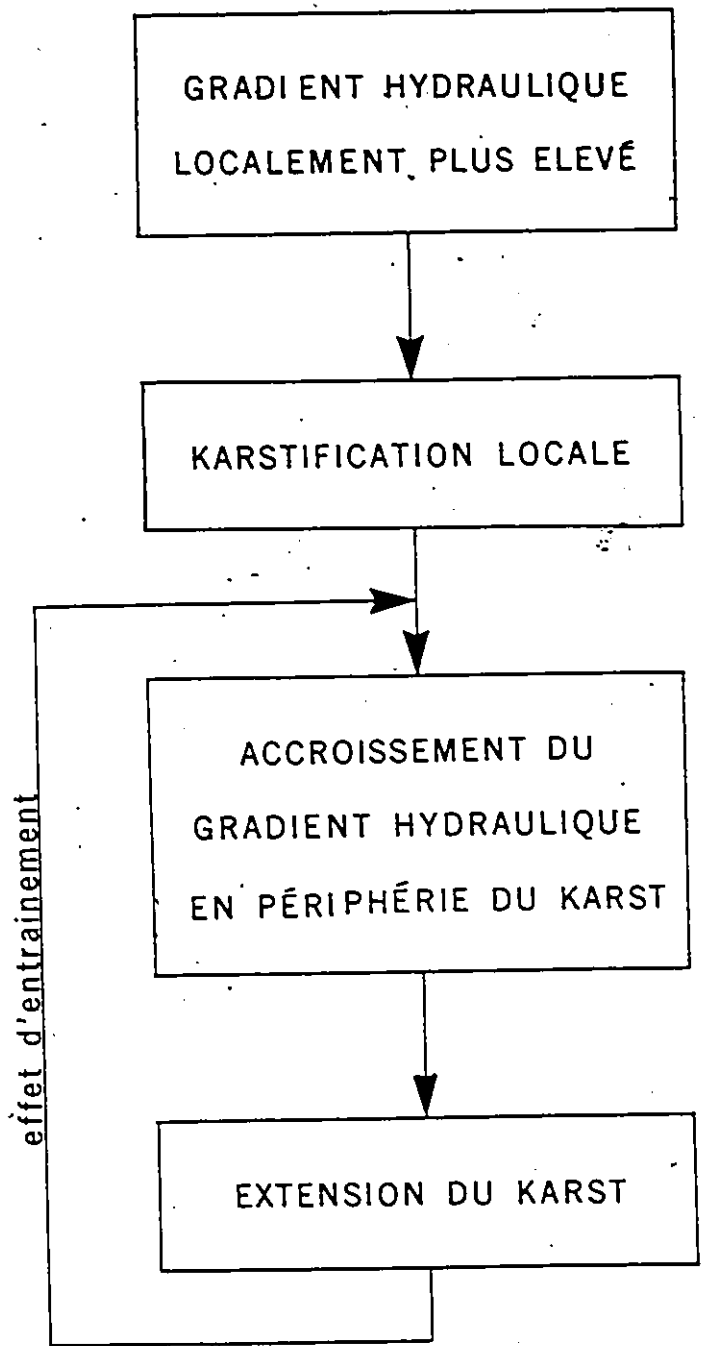
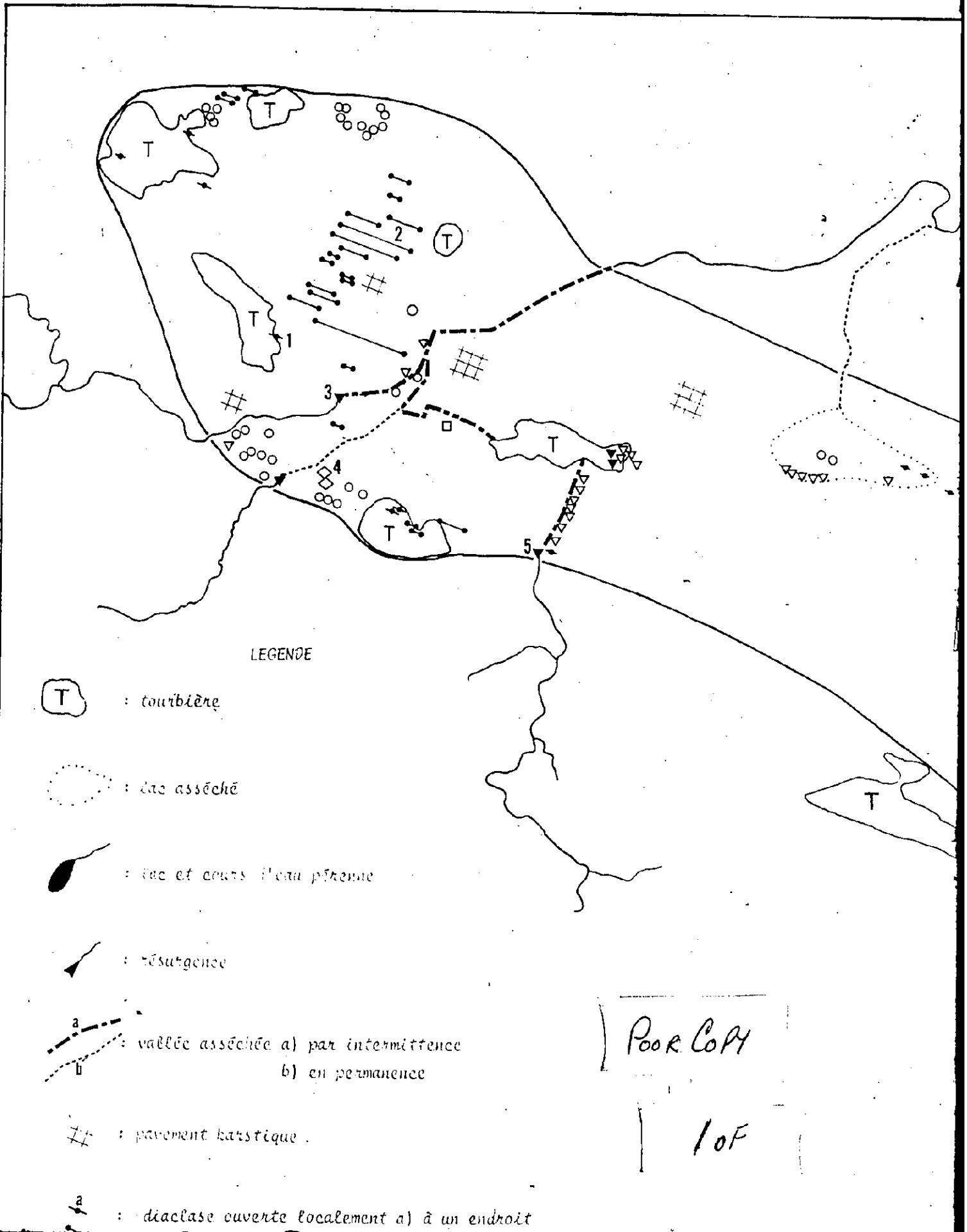


Figure 3.1e : Principe d'induction de la karstification



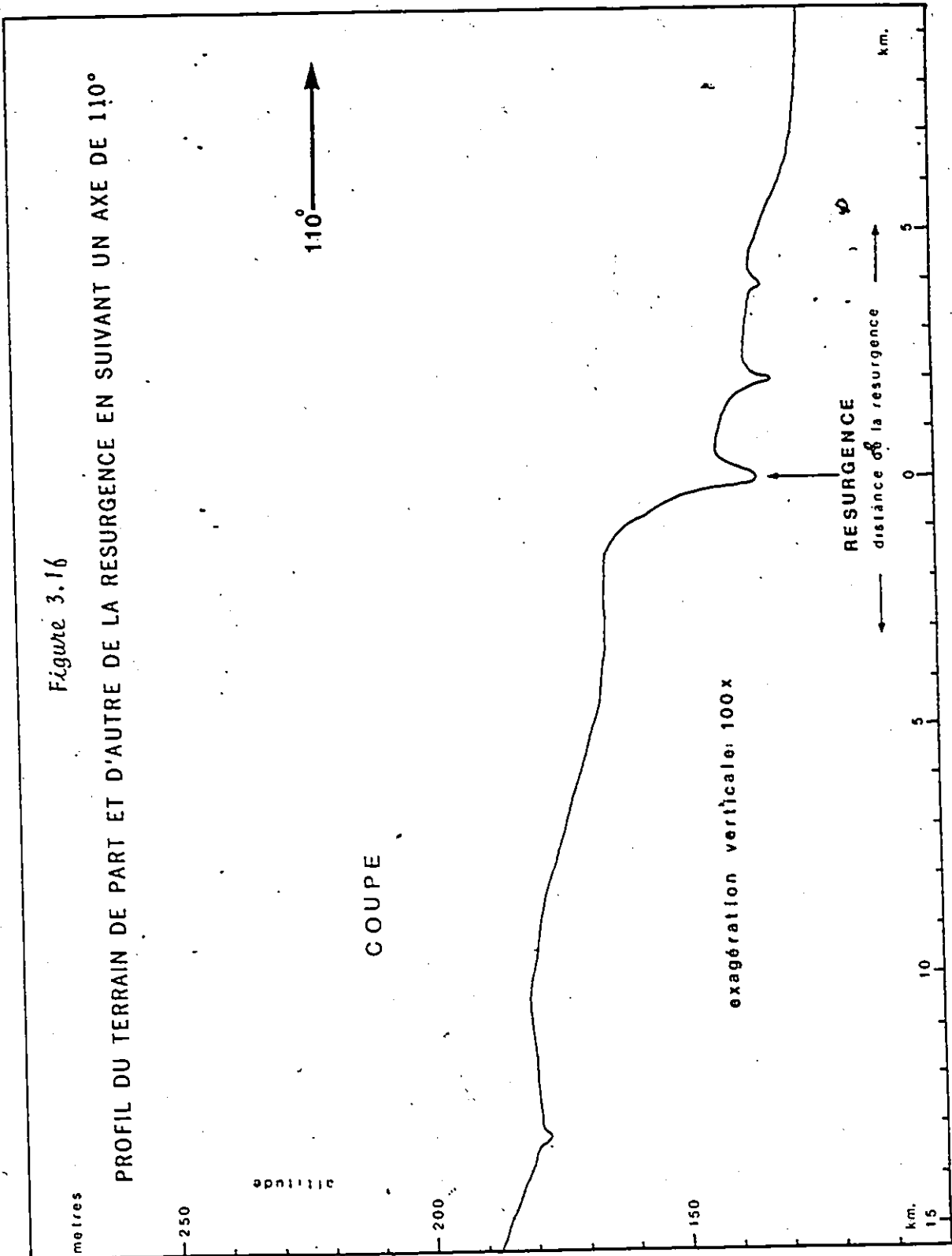
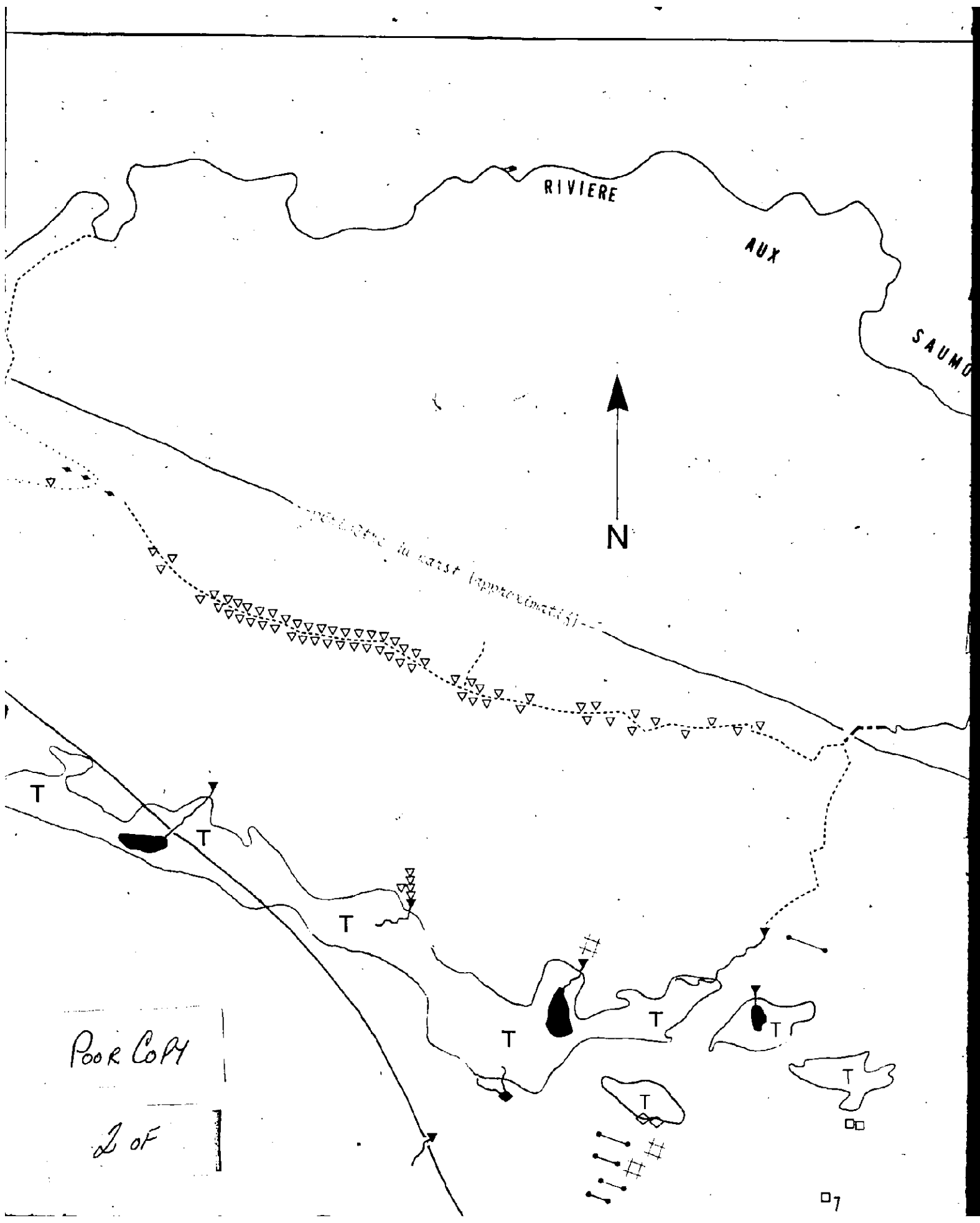


Figure 3.16

PROFIL DU TERRAIN DE PART ET D'AUTRE DE LA RESURGENCE EN SUIVANT UN AXE DE 110°



3.2 Modèle d'évolution spatio-temporel du karst

De nombreux indices suggèrent fortement que tout le karst ne s'est pas développé simultanément et uniformément sur toute la surface qu'il occupe aujourd'hui mais plutôt que son installation s'est faite de façon graduelle en suivant un ordre spatio-temporel bien déterminé. Considérons les données suivantes:

- a. Les deux zones fluviokarstiques principales semblent de formation plus récente que la zone holokarstique. Des traces nettes dans celle-ci indiquent qu'il s'y est déjà déroulé les mêmes processus qui sont aujourd'hui caractéristiques des zones fluviokarstiques (capture de cours d'eau de surface, assèchement de tourbières).
- b. A l'intérieur même de la zone holokarstique on remarque une certaine décroissance de la fraîcheur des traces laissées par une période fluviokarstique précédente, de l'ouest vers l'est. A l'extrémité ouest, les vestiges du lac asséché sont encore très nets. Les dolines, au fond de la grande vallée sèche du centre de l'holokarst, semblent plus récentes vers l'ouest que vers l'est (cf. section 2.6.2) et le fond même de la vallée est, dans l'ensemble, plus sec vers l'est. Plus à l'est, les traces du parcours de la vallée sèche qui traverse le karst du sud vers le nord, sont beaucoup moins nettes. Entre cette vallée et la résurgence, aucune forme karstique notable n'a été observée, aussi bien sur le terrain que par photo-interprétation. Toutefois la présence au nord du karst, d'une autre vallée très nette coulant N-N-E et prenant origine brutalement près de la limite du karst suggère que la partie amont de cette vallée a été asséchée par la karstification depuis une période suffisamment éloignée pour que les traces n'en soient plus visibles de nos jours.

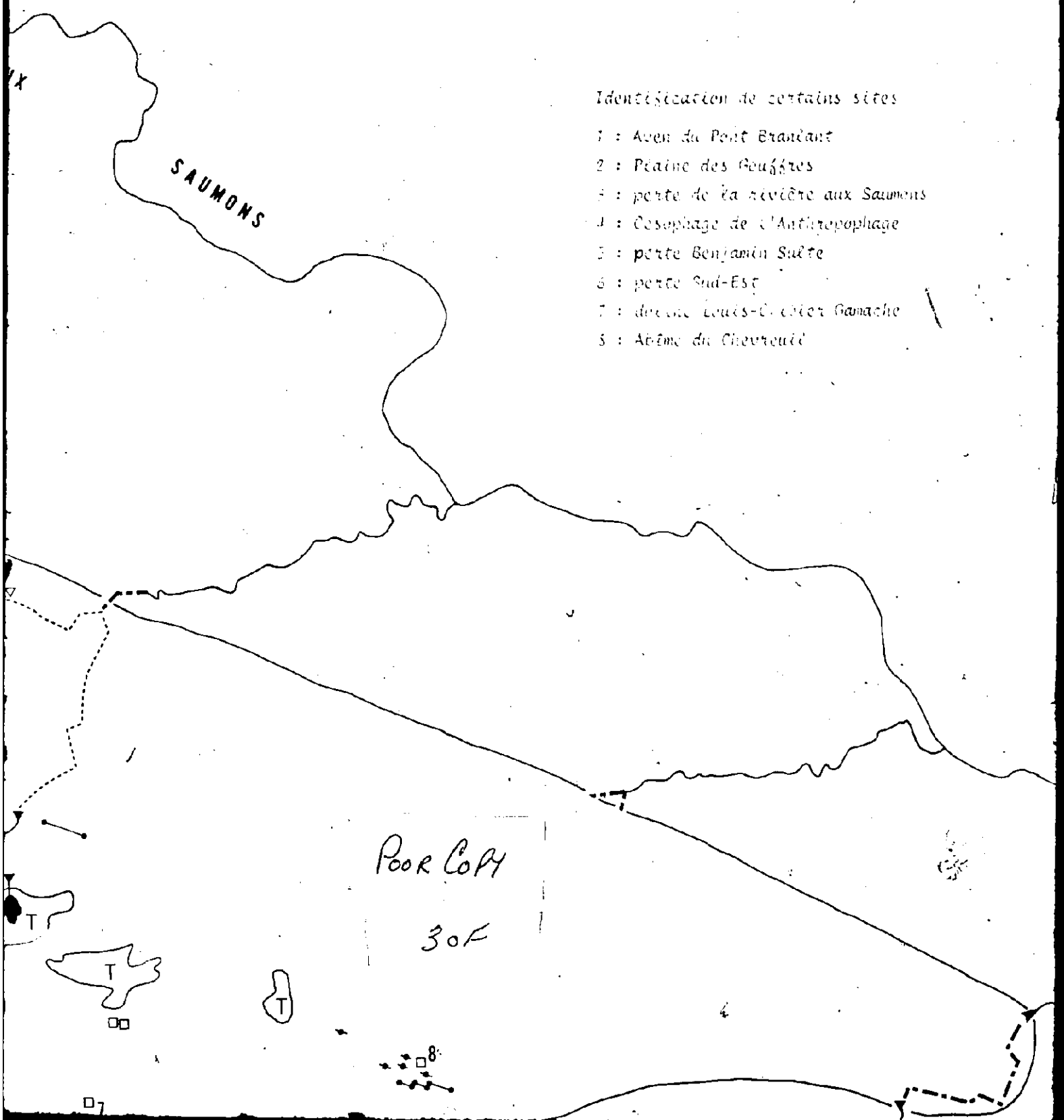
SAUMONS

Identification de certains sites

- 1 : Aven du Pont Brandant
- 2 : Plaine des Gouffres
- 3 : perte de la rivière aux Saumons
- 4 : Oesophage de l'Antropophage
- 5 : perte Benjamin Sulte
- 6 : perte Sud-Est
- 7 : doline Louis-C. d'Ar Genache
- 8 : Abîme du Chevreuil

Poor Copy

30F



- c. A l'intérieur des zones fluviokarstiques presque toutes les vallées coulant vers l'est ou le nord présentent, en aval de leur perte actuelle, les traces d'un recul des points de perte vers l'ouest ou le sud. La vallée sèche en aval de la perte Benjamin Sulte présente de nombreux points de perte reliques dans la section coulant vers le nord mais aucun dans la section plus en aval coulant vers l'ouest. Le long des 450 m de vallée en aval de la perte, on trouve sept points de capture important alors que, plus loin, le long d'un tronçon de vallée sèche de un kilomètre se dirigeant vers l'ouest, on n'en retrouve aucun. Il semble donc que le recul progressif des points de perte dans les vallées karstiques se soit fait seulement vers l'ouest et le sud et pas vers l'est. Le seul tronçon de vallée d'importance dans le karst ne s'écoulant pas vers le nord ou l'est, fourni un argument de poids. Les eaux ne pouvaient pas être capturées à cet endroit puisqu'elles l'avaient été auparavant plus en amont, c'est-à-dire plus à l'est.
- d. La zone fluviokarstique occidentale est celle où on retrouve la plus grande concentration de formes karstiques très jeunes et actives. Trois des quatre tourbières dont les exutoires sont visibles ont leur points d'absorption situés du côté est et dans les trois cas il y a des signes de progression vers l'ouest des points d'absorption. La quatrième tourbière, la plus occidentale de toutes, possède un exutoire karstique du côté est et un autre du côté ouest, le second étant apparemment plus récent et actif que le premier (il est possible qu'une épaisseur plus grande de till au fond de la tourbière ait constitué un obstacle à l'ouverture d'autres diaclases entre les deux). De plus, nous avons observé à deux endroits, dans cette partie du karst, une série de trois dolines de soutirage adjacentes, alignées selon un axe de 110° et rangées par

LEGENDE



: tourbière



: lac asséché



: lac et cours d'eau pérenne



: résurgence



: vallée asséchée a) par intermittence



b) en permanence



: point statistique



: diastase ouverte localement a) à un endroit



b) à plus d'un endroit



: doline de soutirage



: doline de dissolution a) active



b) relique



: doline d'effondrement



: doline de genèse mixte a) active



b) relique

Poor Copy

40F

N.B. : selon l'espace disponible sur la carte, une ou plusieurs dolines à la fois.

ordre de profondeur et de diamètre croissant vers l'est.

Donc à première vue, il semble que le karst se soit diffusé vers le sud et surtout vers l'ouest à partir de son extrémité est. Lorsqu'un terrain est colonisé par le karst il présente d'abord l'aspect d'un fluviokarst puis, lorsque l'envahissement du karst est complet, c'est-à-dire lorsque le réseau de conduits souterrains est suffisamment bien organisé et développé pour drainer efficacement tout le terrain, on obtient une surface holokarstique.

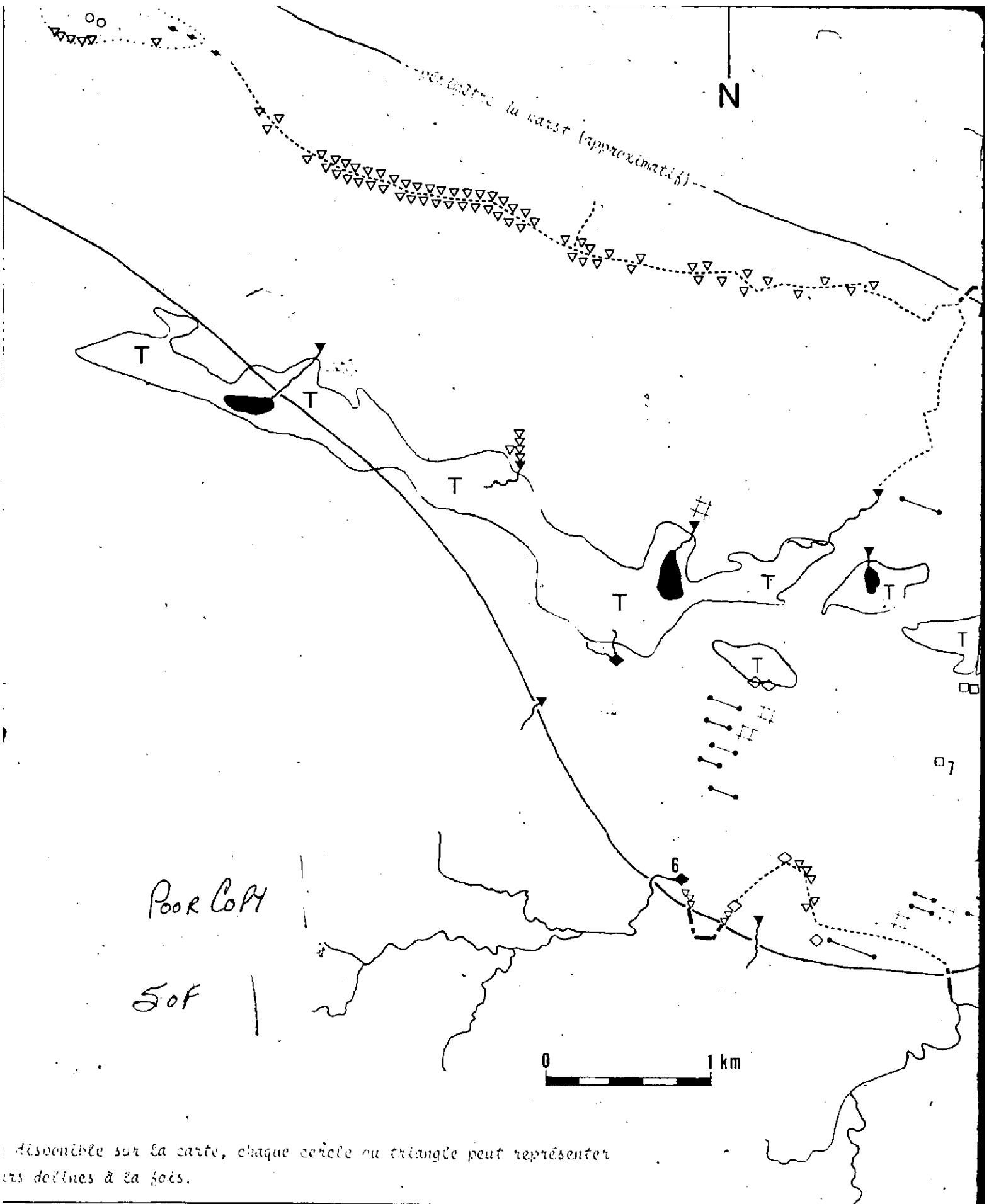
A la suite de ces observations, je proposerai ici un modèle ayant pour but:

1. d'expliquer les causes de l'évolution spatio-temporelle du karst
2. d'en détailler les modalités
3. de rendre compte de son organisation spatiale contemporaine.

Ce modèle théorique sera présenté selon les principaux facteurs qui jouent ou ont joué un rôle déterminant dans l'évolution du karst.

3.2.1 Facteur générateur du développement karstique: un gradient hydraulique favorable

Selon HOWARD (1964), les facteurs les plus importants lors du stade initial du développement de conduits de drainage souterrain (donc, dans le cas qui nous intéresse, de la karstification) sont un fort gradient hydraulique, une ouverture initiale des fractures suffisante et la distance à parcourir entre le point d'infiltration et le point de résurgence. La largeur de la fracture empruntée par les eaux d'infiltration et la distance à parcourir dans cette fracture détermine la résistance du milieu à la circulation des eaux. Les conduits de drainage tendront à s'établir où la résistance est moindre et le gradient le plus fort.



Une fois qu'un conduit de dimension suffisante est créé, la résistance qu'il offre à l'écoulement est négligeable par rapport à celle de la fracture originale. On peut alors la considérer comme nulle et chaque point de ce conduit peut devenir l'équivalent d'un point de résurgence augmentant ainsi le gradient hydraulique de tout un nouveau secteur. On peut ainsi produire un effet d'entraînement permettant d'instaurer un drainage souterrain à des endroits qui, à l'origine, ne possédaient que des gradients hydrauliques très faibles par rapport aux points de résurgence potentiels. COWARD (1975) a d'ailleurs observé dans trois bassins de drainage karstiques en Virginie Occidentale, que des segments de cavernes s'ajoutaient les uns aux autres en suivant ce principe. Des observations semblables avaient déjà été faites par EK (1961).

Dans le cas qui nous concerne, ne connaissant rien sur la position précise des conduits de drainage souterrains, nous étendrons cette notion à la karstification d'une surface donnée qui, ici, est directement reliée à la création de conduits souterrains drainant les eaux de cette surface (figure 3.1e).

Si, à partir de la résurgence du karst de la Haute-Saumons, on observe une coupe de terrain orientée selon un axe de 110° (qui est celui de la direction générale de la formation de la Rivière au Fusil, celui des diaclases principales et celui de l'allongement du karst lui-même) on remarque que:

- . sur l'ensemble de la surface du karst les gradients par rapport à la résurgence sont très faibles: de l'ordre de 0.3%
- . le terrain adjacent directement à l'ouest de la résurgence offre des gradients bien supérieurs à tous ceux rencontrés dans cette partie de l'île sur le même substrat (soit d'un ordre dix fois supérieur à ceux sur l'ensemble du karst: 2 à 3%) (figure 3.1f).

- o : petite Sauc-LSC
- 7 : doline Louis-Céleste Gamache
- & : Abîme du Chevreuil

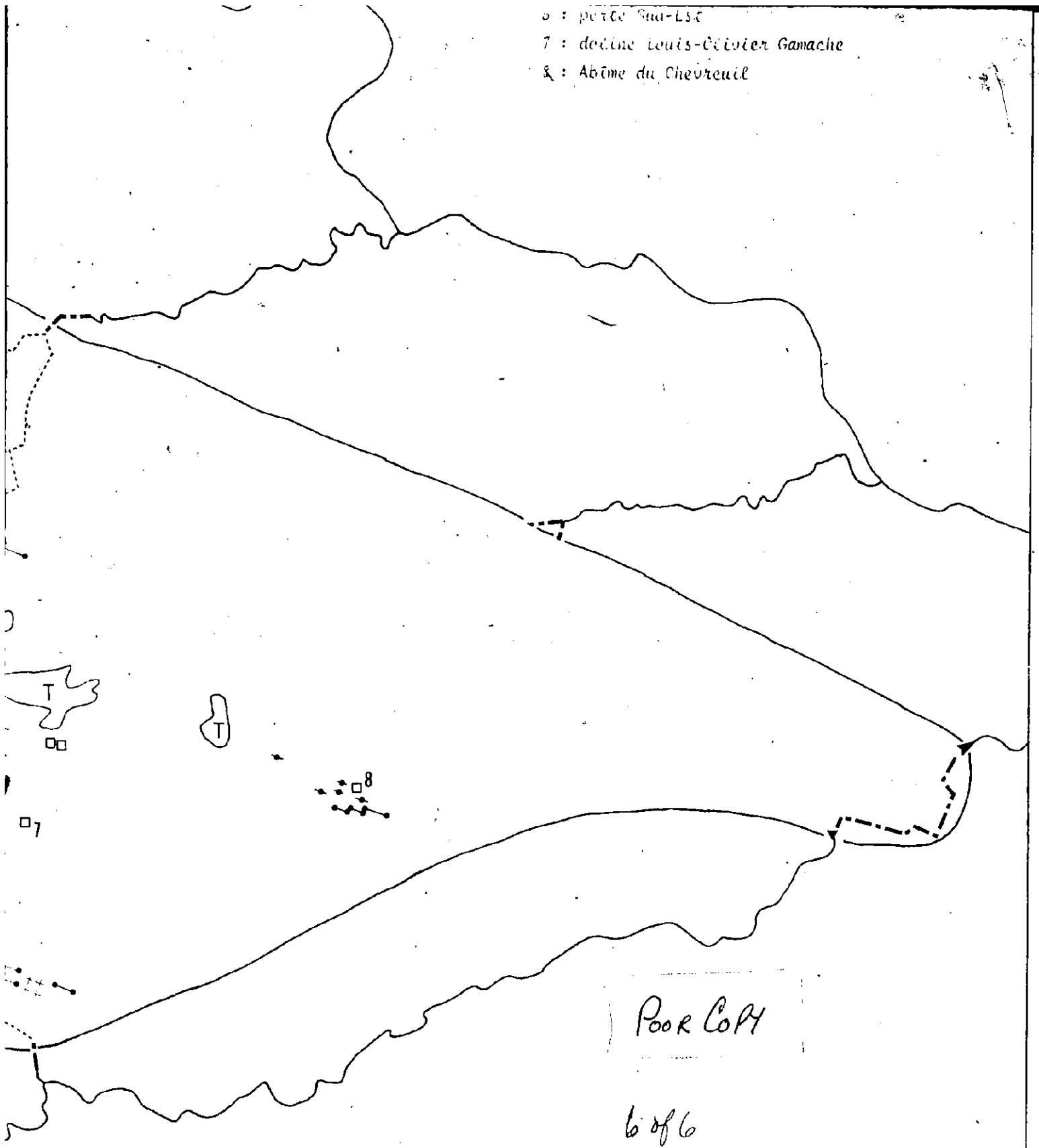


Figure 21a: Principales formes karstiques recensées, karst de la Haute-Saumons

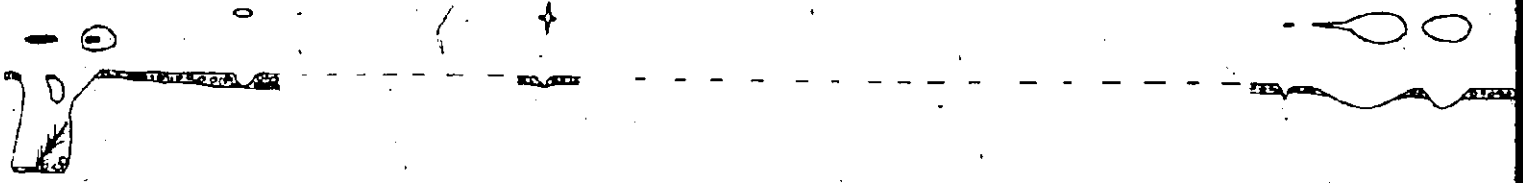
Ces gradients localement plus élevés font du terrain directement à l'ouest de la vallée de la résurgence, un terrain privilégié où une karstification locale peut se faire. Une fois cette karstification démarrée, elle peut se diffuser autour d'elle-même selon le principe expliqué auparavant (figure 3.1e).

3.2.2 Facteur de diffusion de la karstification: le réseau de diaclases

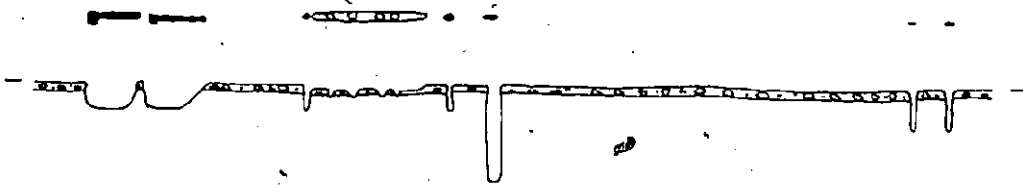
Selon HOWARD (1964) la largeur des fractures joue, avec le gradient hydraulique, un rôle primordial lors de la karstification. Plus une fracture est large, plus elle sera ouverte facilement et rapidement par les circulations d'eau. Si l'absence de fractures continues et perméables peut empêcher la karstification, un réseau bien organisé de fractures extrêmement perméables peut, au contraire, permettre une karstification très rapide (en supposant bien sûr, un contexte favorable pour ce qui est du reste). Dans le cas du karst de la Haute-Saumons, cela nous est fourni par l'existence des diaclases à 110° qui présentent une grande perméabilité première. Plusieurs sont très profondes (au moins 20 m) et la grande régularité et continuité de l'ensemble donne aux diaclases à 110° un grand avantage sur tout autre type de fractures dans cette masse calcaire, contrairement à l'idée répandue selon laquelle les joints de stratification jouent un rôle dominant dans la genèse des conduits souterrains de stratification (FORD, 1965; SWEETING, 1973; COWARD, 1975). Ici ces derniers jouent un rôle négligeable appuyant ainsi les idées de EK (1970) selon lesquelles, avec des pendages faibles, les diaclases seraient ouvertes plus facilement que les joints de stratification.

L'existence de ces diaclases, après avoir permis d'utiliser un gradient localement plus élevé pour initier la karstification, favorise et oriente la diffusion de ce karst. En suivant les axes de diaclases majeurs à 110° ,

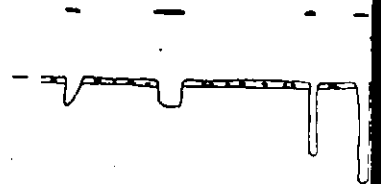
alignement A



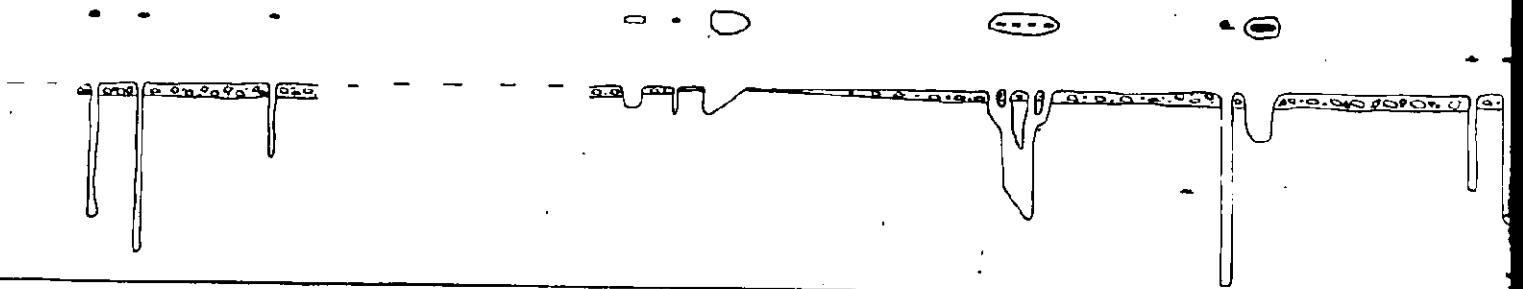
alignement B



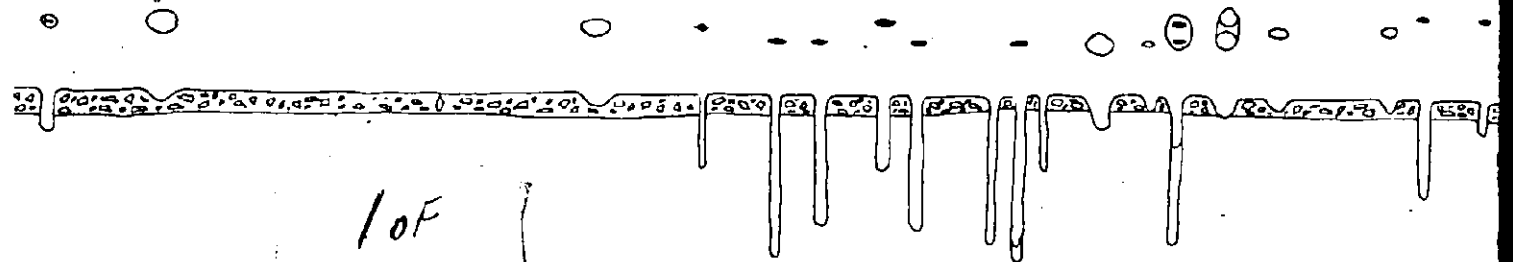
alignement C



alignement D



alignement E



10F

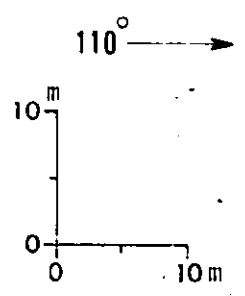
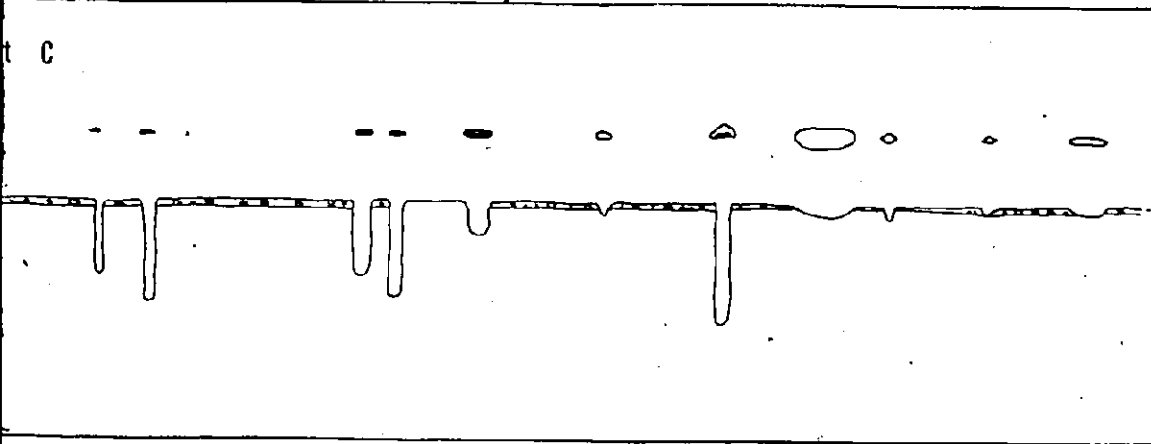
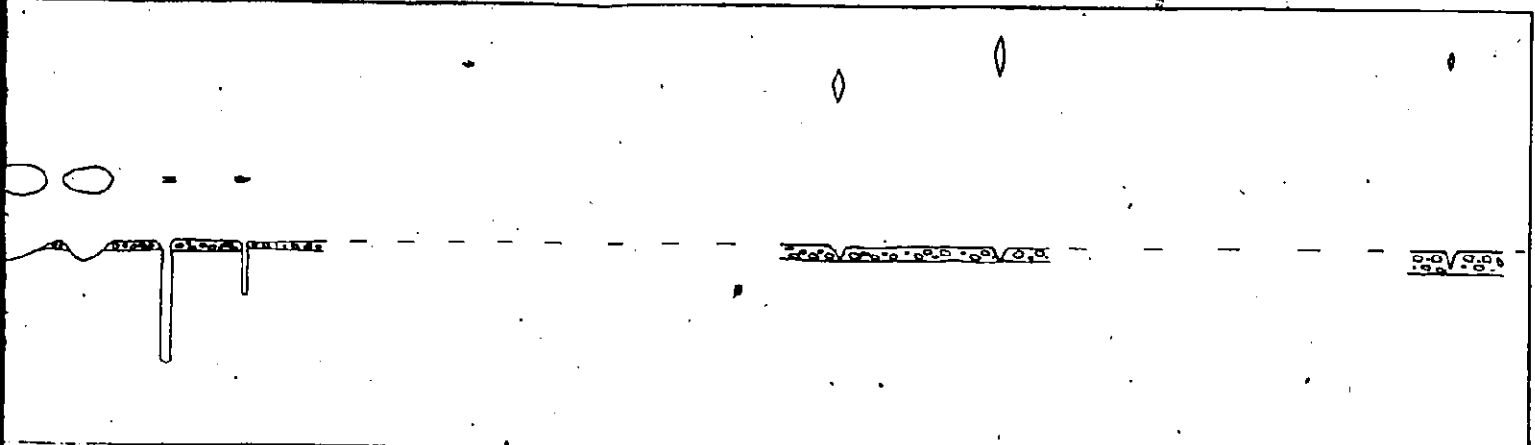
la karstification se diffuse plus rapidement vers l'ouest que dans tout autre direction. Bien que moins importantes et moins régulières, les diaclases à 20° jouent un rôle notable dans la diffusion du karst. Elles permettent, à partir des axes principaux, la communication avec d'autres diaclases voisines à 110° . Alors, en plus d'une progression principale du karst vers l'ouest, une diffusion latérale serait aussi possible. Malheureusement ne possédant toutefois aucune donnée quantitative sur les rapports de fréquence ou de perméabilité entre les deux groupes de diaclases, il n'est pas possible de comparer de façon théorique les taux respectifs de diffusion selon les deux axes. Le terrain nous permet néanmoins de constater le rôle primordial que jouent les diaclases de 110° sur l'établissement des formes de surface.


3.2.3 Facteur restreignant la diffusion du karst: la lithologie

La lithologie impose des contraintes à l'extension du karst. Vers le nord, la présence de 10 m schistes calcareux au sommet de la formation de Becscie suffit à inhiber la karstification dans cette direction. Cela concorde avec la proximité de la limite nord du karst et du contact entre les formations de Becscie et de la Rivière au Fusil.

Vers le sud, on passe du membre inférieur au membre supérieur de la formation de la Rivière au Fusil. La présence de strates de schistes argileux intercalées dans les calcaires du membre supérieur de la formation, sans arrêter totalement la progression du karst vers le sud, la ralentit et la rend plus difficile. Les strates insolubles offrant une résistance à la circulation verticale des eaux souterraines peuvent être traversés à la faveur de ruptures le long de fractures majeures. La progression peut donc se faire aussi vers le sud mais elle est moins régulière.

Si on attribue au membre inférieur une épaisseur de 60 m et un pendage général de 2° , il devrait former en surface une bande d'une largeur approxima-



TILL : 

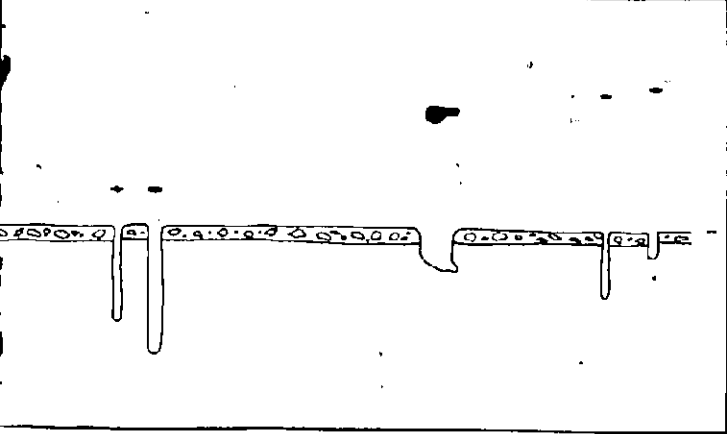
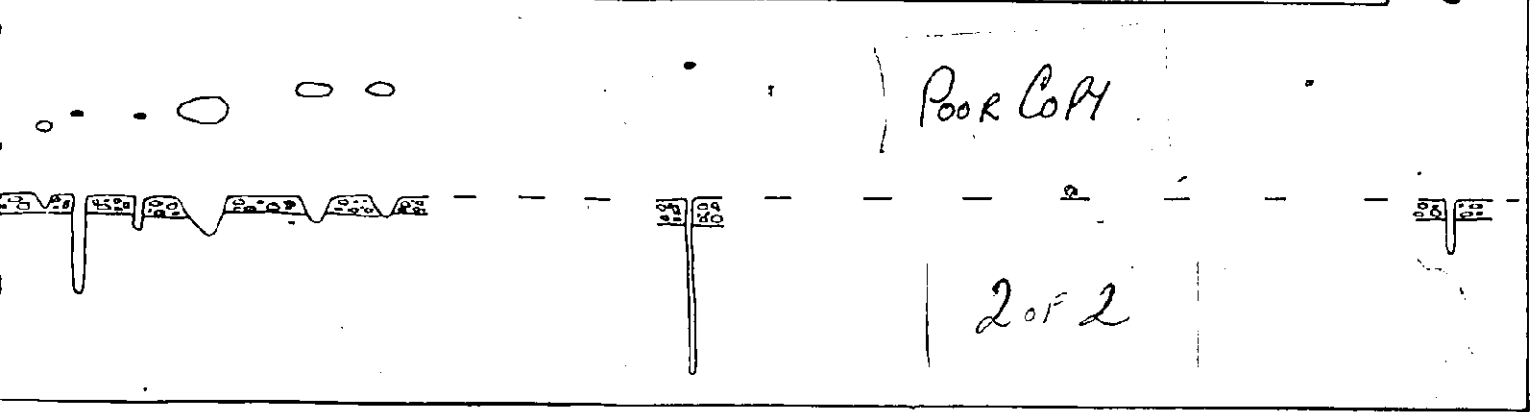


Figure 2.4b : Détail des cinq alignements étudiés dans la Pétaine les Gouffres (cf. figure 2.1a). Chaque alignement est présenté en plan et en coupe.



Poor Copy

2 of 2

tive de 1.7 km. En plaçant la limite nord du karst légèrement au sud de la base de la formation de la Rivière au Fusil on peut constater que sa limite sud est, sur presque toute sa longueur, légèrement à l'intérieur du membre supérieur de la formation. Une seule irrégularité d'importance se présente: une pointe du karst pénètre d'environ deux kilomètres dans le membre supérieur. La perte Sud-Est est située à l'extrême pointe sud de l'appendice. La présence de la capture souterraine d'un cours d'eau à cet endroit pourrait justifier en partie cette extension. Selon HOWARD (1964), l'alimentation de l'infiltration souterraine par un cours d'eau permettrait d'agrandir beaucoup plus rapidement un conduit souterrain parce qu'elle peut maintenir une tête hydraulique constante avec un débit toujours croissant pendant beaucoup plus de temps que d'autres sources. En créant rapidement un conduit important, ce cours d'eau a pu augmenter sensiblement le gradient hydraulique en périphérie de son parcours souterrain permettant, à cet endroit, une extension vers le sud plus rapide de la zone holokarstique.

De plus, le site de la perte bénéficie d'un gradient légèrement supérieur à ceux de l'ensemble du karst puisqu'il est à la même altitude que les pertes importantes de l'extrémité ouest pour une distance de la résurgence deux fois moindre.

3.2.4 Les zones pionnières

La diffusion du karst vers l'ouest et le sud ne se manifeste pas sous forme d'un front de progression net ayant une position bien précise à un moment donné. Une série d'autres facteurs ayant une importance moindre à l'échelle de l'évolution globale du karst ont suffisamment d'influence à l'échelle locale pour rendre la colonisation karstique plus irrégulière. Les principaux sont:

- . la distribution, l'épaisseur et la perméabilité du till qui peuvent influencer la distribution des formes de surface,
- . la position, le nombre et l'importance des tourbières et cours d'eau (l'importance et le type des apports en eau pouvant influencer le rythme. et les modalités de la karstification dans un secteur donné),
- . les légères variations de la topographie locale.

Au lieu d'un front de progression on a plutôt alors une "zone pionnière" aux endroits où la diffusion du karst est la plus active. Il s'agit d'une zone tampon de transition entre le terrain non karstique et l'holokarst. Dans ce cas-ci les zones pionnières correspondent sensiblement aux terrains fluviokarstiques de l'ouest et du sud. Si, sur l'ensemble du karst l'âge des formes décroît vers l'ouest, dans le détail ce n'est plus vrai. Dans une zone pionnière deux formes pourraient se créer simultanément l'une étant beaucoup plus à l'ouest que l'autre. C'est le cas, par exemple, des points d'absorption des tourbières situées aux deux extrémités est et ouest de la zone fluviokarstique occidentale.

Le rythme de déplacement des zones pionnières et leurs dimensions mêmes varient probablement beaucoup dans le temps et l'espace selon le contexte, l'emplacement et les caractéristiques du nouveau terrain.

3.2.5 Les perspectives de développement futur

Si, dans l'ensemble, on peut supposer que les tendances générales qui semblent avoir présidé jusqu'ici au développement du karst devraient se maintenir un certain temps, dans le détail, il est plus difficile de prévoir comment elles vont se manifester. Si l'on veut pouvoir projeter dans le futur en un lieu déterminé les événements que l'on a observé à un autre endroit, on doit auparavant s'assurer que les deux terrains sont comparables, du moins au niveau de leurs caractéristiques les plus déterminantes pour les processus en cause.

Pour ce qui est du réseau de diaclases ainsi que des caractéristiques du till, ils ne changent pas de façon significative sur toute la surface de l'île, semble-t-il. En ce qui concerne la progression du karst vers l'ouest: les caractéristiques topographiques (terrain plutôt plat avec gradient de pente très faible) ne semblent pas changer sur plusieurs kilomètres dans cette direction. Toutefois, même si la position stratigraphique ne change pas, on n'est pas certain de rencontrer une lithologie homogène (la formation de la Rivière au Fusil étant très mal connue, des variations lithologiques latérales demeurent plausibles). Quant à la présence de tourbières, celles-ci semblent plus nombreuses dans le secteur occidental dans lequel le karst s'engage que dans celui qu'il a envahi à date. Mais nous connaissons encore mal l'importance que prenaient les tourbières dans la zone occupée maintenant par l'holokarst, ce qui rend toute comparaison difficile. En continuant vers l'ouest, on approche de la tête du bassin de la rivière aux Saumons et par conséquent, les cours d'eau qui pourraient être capturés diminuent continuellement en importance jusqu'à ce qu'on rencontre le bassin versant suivant, celui de la rivière Vauréal.

Vers le sud, la situation vis-à-vis des tourbières semble la même et les mêmes remarques s'appliquent. Dans cette direction, on sait qu'on remonte la stratigraphie et que la fréquence de strates insolubles va en s'accroissant ce qui rend de plus en plus difficile la karstification, mais d'autre part l'altitude augmente (on se dirige vers le front de la cuesta centrale) ce qui, à cause des gradients qui croissent devrait tendre à la faciliter. Toutefois, le karst ne se diffusera probablement pas beaucoup plus loin vers le sud qu'il l'a fait à la perte Sud-Est car la projection en surface du membre supérieur de la formation de la Rivière au Fusil, ne devrait pas beaucoup dépasser une largeur de 2.1 km (une importante couche de schiste ar-

gileux occupe la base de la formation de Jupiter). On peut aussi s'attendre à une progression vers le sud plus rapide vis-à-vis l'affluent d'ordre 3, coulant vers le nord jusqu'à la perte Benjamin Sulte à cause de la présence même de ce cours d'eau important à cet endroit.

A partir du moment où les formes de surface se retrouvent en zone holokarstique, leur évolution en est de beaucoup ralentie. Dans la plupart des cas, la quantité d'eau qu'elles reçoivent est diminuée sensiblement par l'apparition en amont, d'autres points de capture des eaux. A cause de l'assèchement général du terrain, l'activité biologique a pu ralentir, réduisant du même coup la production de CO_2 dans le sol et l'agressivité des eaux s'infiltrant à travers ce sol. Les formes de surface peuvent continuer à croître mais à un rythme beaucoup plus lent que celui avec lequel elles sont formées. Il semble donc, à en juger par l'aspect des surfaces les plus anciennes du karst, que dans ce contexte-ci, la karstification soit infiniment plus rapide à établir un drainage karstique qu'une topographie karstique (la topographie d'ensemble n'étant à aucun endroit marquée sensiblement par la karstification).

3.2.6 Le karst de la Haute-Saumons dans le cadre de l'île d'Anticosti

Si le modèle suggéré ici peut être plausible et justifier, dans le cadre de la partie est de l'île d'Anticosti, l'existence et le site d'un tel karst, un problème se pose néanmoins quand on le confronte avec la partie centrale de l'île. En effet, on retrouve dans le secteur de la vallée de la rivière Jupiter, des gradients beaucoup plus forts, le long de la formation de la Rivière au Fusil sans qu'on n'y ait observé de karst aussi bien développé. Toutefois, il est difficile de comparer les deux terrains. Le secteur du plateau de la Jupiter, étant disséqué par beaucoup plus de vallées profondes, ne présente pas la même simplicité topographique que celui du bassin supérieur

de la Rivière aux Saumons. De plus, la distance d'une cinquantaine de kilomètres séparant les deux régions permettrait facilement des changements lithologiques et pétrographiques suffisamment significatifs au niveau de la karstification. De légères différences de texture sans importance du point de vue pétrographique, peuvent affecter le dynamisme et les conséquences qualitatives de la corrosion, beaucoup plus parfois que des différences entre des grandes classes pétrographiques (JAKUCS, 1977). A cause d'un manque d'informations suffisamment détaillées il n'est pas possible actuellement de confirmer cette hypothèse ni de suggérer d'autres réponses à ce problème.

Peut-être aussi, les modalités de la déglaciation à travers l'île ont-elles eu une influence sur l'évolution karstique ultérieure. Nous préférons ne pas spéculer sur ce sujet tant que celles-ci ne seront pas mieux connues. L'invasion marine quant à elle, qu'elle fusse de 76 ou de 135 m, n'a pas pu affecter notre terrain, celui-ci étant suffisamment élevé.

3.2.7 L'âge du karst

Toutes les manifestations du karst à la surface observées jusqu'ici, bien que laissant voir des différences de fraîcheur les unes par rapport aux autres, sont de toute évidence, relativement récentes c'est-à-dire formées depuis la déglaciation de l'île d'Anticosti (vers 13,000 AA). Aucun indice d'une éventuelle karstification antérieure à la dernière glaciation n'a pu être relevé.

On peut donc envisager sérieusement l'hypothèse selon laquelle tout le karst se serait développé depuis le retrait de l'inlandsis, c'est-à-dire en moins de 13,000 ans. Dans ce cas, l'importance peu commune du développement observé en si peu de temps et sous de si faibles gradients serait surtout attribuable à la grande perméabilité première des diaclases. Durant cette

période le karst aurait progressé de 15.5 km vers l'ouest à une vitesse moyenne minimum de 1.2 km par millénaire. On doit toutefois considérer ce taux avec réserve, gardant à l'esprit qu'il ne représente qu'une moyenne or, il est peu probable que la diffusion du karst se soit faite de façon uniforme, les conditions hydro-climatiques ayant variées depuis le tardiglaciaire et les apports d'eau capturés ne se distribuant pas également d'est en ouest.

Si on accepte cette première hypothèse selon laquelle tout le karst se serait développé si rapidement, on doit admettre que la même chose a pu se produire au cours des périodes interglaciaires précédentes. Le fait qu'on ne trouve aujourd'hui aucune trace d'une karstification ancienne pose un problème car il est difficile d'admettre qu'une glaciation ultérieure en aurait détruit tous les éléments. En effet, la karstification que l'on observe aujourd'hui affecte une épaisseur de terrain qui peut atteindre au moins une vingtaine de mètres, ce qui est beaucoup trop pour être érodé par une glaciation dans ce contexte-ci.

Une autre hypothèse pourrait être envisagée: un karst aurait existé avant la dernière glaciation. Celle-ci, en érodant quelques mètres de roche en place, aurait détruit une grande partie des formes de surface et obstrué entièrement les autres sous un till argileux compact ne laissant intact que le réseau de conduits souterrains. Ce réseau aurait pu, après la déglaciation, être réutilisé pour rétablir une nouvelle karstification en surface. L'inconvénient principal de cette hypothèse, c'est qu'elle ne permet pas de justifier la progression de la karstification de surface de l'est vers l'ouest que l'on observe ici. Si un réseau de drainage souterrain préexistant avait été disponible lors de la déglaciation, les formes de surface auraient pu apparaître presque simultanément partout sur la surface du karst et non pas en suivant

un ordre spatio-temporel bien déterminé comme c'est le cas ici. De plus, il est probable que dans un tel cas, au cours de cette régénération du karst de surface, un certain nombre de vestiges des formes anciennes auraient été partiellement dégagés tout en gardant des traces de leur passé qui auraient permis de les reconnaître.

En conclusion, des observations faites jusqu'ici et dans l'état actuel de nos connaissances, il nous semble préférable de revenir à l'hypothèse première d'un karst engendré entièrement depuis la déglaciation tout en laissant la question ouverte sur le problème de l'absence apparente de karstification datant des périodes précédentes la dernière glaciation, périodes que nous connaissons très mal d'ailleurs.

81a



Photo 3.1a

Importante diaclase ouverte sur la bordure est de la tourbière la plus occidentale du karst. Ses dimensions sont les suivantes: longueur de 26 m, largeur de 12 m et profondeur de 11 m.

8169



Photo 3.1b

Profonde diaclase ouverte (puits) dans la partie ouest de la tourbière la plus occidentale du karst. Large de 2 m et longue de 10 m, sa profondeur est de 11 m.

87c



Photo 3.1c

Vasque entre les herbes au sein d'une végétation de grands herbacés dans la partie humide d'une tourbière. La vasque dissimulée par les herbes est située immédiatement devant le personnage.



Photo 3.1d

Végétation d'herbacés caractéristique dans une partie de tourbière asséchée karstiquement.



Photo 3.1e

Till glissant vers l'intérieur d'une doline. Des mouvements de masse entraînent le till, le sol et la végétation vers l'intérieur d'une doline dans le coin inférieur gauche (photo D.C. Ford)



Photo 3.1f

Lit asséché entre deux dolines de dissolution (une perte active en amont et une perte relique en aval). Le substratum calcaire est visible à gauche des pieds du personnage. Il est recouvert des éléments grossiers du till qui a été, à cet endroit, délavé de sa matrice fine. Comme on peut le constater, celui-ci a environ un mètre d'épaisseur.

CHAPITRE 4

HYDROLOGIE DU KARST

Jusqu'à présent nous avons considéré les formes et les zones karstiques ainsi que leur évolution présumée. Essentiellement, il s'agit là des manifestations de la dissolution des carbonates par les eaux naturelles. L'eau étant l'agent par lequel la dissolution peut s'effectuer, c'est sur sa circulation contemporaine à travers le bassin karstique (1) que nous nous pencherons tout au long de ce chapitre. Nous nous attarderons d'abord à la dimension spatiale de la circulation des eaux dans le bassin pour ensuite nous intéresser au régime des circulations durant l'été 1976. Le portrait hydrologique qui pourra être ainsi esquissé ne sera que très incomplet et fragmentaire, composé uniquement de quelques traits grossiers. En effet, les données ne portent que sur quelques mois d'une année. Elles ont, d'autre part, été mesurées avec un nombre réduit d'instruments, parallèlement à d'autres observations dans plusieurs domaines. L'image résultant en sera d'autant handicapée. Néanmoins, nous pourrons déjà, tout en traçant une première esquisse, mieux cerner les problèmes subsistants.

(1) C'est-à-dire, le karst et tous les sous-bassins non-karstiques s'y drainant donc, tout ce qui est en amont de la résurgence.

4.1 Le bassin de drainage karstique

4.1.1 Les captures du drainage de surface

Le karst souterrain reçoit les eaux de la surface karstique. Il s'empare aussi de celles de cinq sous-bassins non karstiques principaux qui se déversent dans des pertes situées à sa périphérie (figure 4.1a et tableau 4.1a). Un seul de ces sous-bassins, soit celui de 10.97 km^2 , est aussi affecté par la karstification dans sa partie amont.

Le bassin versant alimentant la résurgence occupe une superficie de 143.57 km^2 . Le karst représente seulement 26.8% de cette surface alors que les terrains non karstiques représentent 73.2%. Les tourbières en couvrent 29.1%. Cela n'est pas à négliger puisqu'elles peuvent avoir un effet capacitif significatif sur le plan hydrologique, tout en influençant la chimie des eaux qui y transitent.

4.1.2 La résurgence des eaux

Là prospection sur le terrain, l'observation de photographies aériennes ainsi que des questions auprès de gens familiers avec la partie est de l'île d'Anticosti n'ont pas permis de trouver plus qu'une résurgence d'importance notable à proximité du karst de la Haute-Saumons. Elle se situe à l'extrémité est de la zone karstique, au sud de la Rivière aux Saumons, le long d'un affluent d'ordre 3 (figure 3.1a). Son débit laissait supposer qu'il pouvait s'agir d'une résurgence unique pour tout le système karstique. Afin de tenter de vérifier cette hypothèse, trois des essais de traçage furent menés à partir des trois points de perte principaux soit, la perte de la Rivière aux Saumons et la perte "Benjamin Sulte" à l'ouest ainsi que la perte "Sud-est" située là où son nom l'indique.

Les traceurs utilisés pour ces expériences furent la rhodamine WT (BROWN et FORD, 1971) et un aviveur d'éclat ("optical brightener"), le "Calcofluor White ST" (GLOVER, 1972; SMART, 1976). Le 14 juillet 1976, environ 12 litres d'aviveur d'éclat furent injectés dans le mince cours d'eau (de l'ordre de $0.02 \text{ m}^3/\text{sec.}$) qui se perdait au fond du lit de la Rivière aux Saumons, un peu en amont de la perte principale. Une quantité comparable de rhodamine WT fut injectée le lendemain (15 juillet 1976) au fond de la perte "Benjamin Sulte" alors que le débit y était de $0.026 \text{ m}^3/\text{sec.}$ Finalement, le 4 août 1976, ce fut à la perte "Sud-Est" qu'on injecta cinq litres d'aviveur d'éclat. Les distances de ces trois pertes à la résurgence sont respectivement de 14.4 km, 13.0 km et 7.2 km (figure 4.1b).

Des capteurs passifs furent installés simultanément sur quatre sites différents (figure 4.1b). Les sites choisis étaient les suivants:

site #1: la résurgence à l'extrémité est du karst

lat $49^{\circ} 24' 15'' \text{ N.}$, long. $62^{\circ} 36' 02'' \text{ O.}$

site #2: la rivière aux Saumons à quelques mètres avant la confluence avec un important affluent d'ordre 4. Point de confluence:

lat $49^{\circ} 24' 18'' \text{ N.}$, long. $62^{\circ} 31' 25'' \text{ O.}$

site #3: un important affluent d'ordre 4 à quelques mètres avant la confluence avec la Rivière aux Saumons.

site #4: une petite résurgence (présumée sans relation avec le karst le la Haute-Saumons) sur un cours d'eau d'ordre 3 à 4 km à l'est du karst (lat $49^{\circ} 22' 54'' \text{ N.}$, long. $62^{\circ} 32' 57'' \text{ O.}$).

N.B.: les sites 1 et 4 sont en amont du site 3.

Les capteurs utilisés furent le charbon de bois activé (pour la rhodamine) et l'ouate de coton non traitée (pour l'aviveur d'éclat), toujours installés par paires. Trois séries de capteurs furent placés consécutivement à cha-

cun des sites durant les périodes suivantes:

20 juin au 11 juillet

11 juillet au 1er août

1er août au 12 août.

La période du 20 juin au 11 juillet précède la première injection de traceur et avait été utilisée, afin de vérifier la présence d'un bruit de fond éventuel dans le cours d'eau, pouvant être confondu avec un signal positif indiquant le passage du traceur. Les capteurs, une fois recueillis, étaient isolés individuellement dans des sachets plastiques étiquetés. Les capteurs en ouate étaient auparavant enveloppés dans du papier d'aluminium qui les protégeait de la lumière.

Le charbon activé était, par la suite, baigné dans une solution de 5% d'hydroxide de potasse dans de l'alcool pur, afin d'en extraire la rhodamine qui aurait pu s'y trouver. Puis, le liquide résultant était passé au fluorimètre afin d'y détecter la présence éventuelle d'une concentration de rhodamine, trop faible pour être visible. Les ouates, quant à elles, étaient examinées à la lumière ultra-violette et comparées avec des échantillons n'ayant pas servi aux expériences. La fluorescence du capteur sous cette lumière indiquerait que celui-ci a été en contact avec l'aviveur d'éclat.

Le traitement de tous les capteurs au charbon de bois produisit des solutions de couleur jaunâtre dont la forte fluorescence était attestée par le fluorimètre. Cette nette réponse positive a été obtenue sur tous les capteurs, y compris ceux de la période du 20 juin au 11 juillet. L'hypothèse d'une contamination systématique de tous les capteurs a été rejetée puisque les précautions maximales avaient été mises en oeuvre pour éviter toute contamination. De plus, une contamination accidentelle n'en aurait probablement affecté que quelques-uns. Peut-être faut-il envisager ici, l'effet d'une fluorescence naturelle des cours d'eau provenant de micro-organismes, d'algues

ou de substances dégagées par les tourbières? Quoiqu'il en soit, aucune conclusion ne peut-être tirée du traçage à la rhodamine à la perte "Benjamin Sulte".

L'examen des capteurs en ouate, à la lumière ultra-violette, livra des réponses négatives pour tous sauf deux d'entre eux. Il s'agit de ceux placés sur le site de la résurgence durant les périodes du 11 juillet au 1er août et du 1er août au 12 août. Ces résultats semblent indiquer que l'eau se perdant à la perte de la Rivière aux Saumons, refait surface à la résurgence située 14.4 km plus loin, à l'autre extrémité du karst. Malheureusement, aucun capteur n'ayant été placé après le 1er août, et retiré avant la seconde injection d'aviveur d'éclat, il n'est pas possible de s'assurer que le traceur provenant de la première injection avait été entièrement évacué la résurgence et que le résultat positif obtenu sur le capteur provenait uniquement du traceur injecté le 4 août à la perte "Sud-est". On ne peut donc porter de conclusion ferme que sur un seul fait: l'existence d'une communication hydrologique entre la perte de la Rivière aux Saumons et la résurgence (site #1).

On pourrait être surpris du fait que, au site #3, en aval du site #1, le capteur n'ait pas enregistré le passage du traceur. Peut-être le traceur s'est-il rendu au site #2 mais sans y être enregistré parce que trop dilué ou en grande partie décomposé par la lumière. Les aviveurs d'éclat se décomposent facilement à la lumière du jour et plus spécialement au soleil (GLOVER, 1972; SMART, 1976). Ne connaissant ni le moment ni la durée de la résurgence du traceur, ni le temps de parcours nécessaire entre les sites #1 et #2, il n'est pas possible d'élaborer davantage cette hypothèse.

Les résultats obtenus nous permettent d'affirmer qu'il a fallu, au plus, 17 jours au traceur pour parcourir les 14.4 km à vol d'oiseau séparant les points d'injection et de résurgence, c'est-à-dire qu'il circula à une vitesse moyenne supérieure à 0.85 km/jour. Ce seul résultat est d'importance

puisqu'il indique déjà que la circulation n'est pas du type des nappes phréatiques des milieux poreux ou fissurés non karstiques. Il s'agit bien d'un écoulement utilisant un réseau organisé de conduits karstiques.

La perte de la Rivière aux Saumons est la perte la plus éloignée de la résurgence (site #1). Cette dernière occupe une position physiographiquement stratégique (le point le plus bas) dans un système karstique regroupé dans un espace bien délimité. Considérant qu'elle est la seule d'importance notable découverte aux abords du karst, que son débit est suffisamment élevé et malgré des traçages non concluants menés à partir de certaines pertes, l'hypothèse la plus plausible est qu'il s'agit là de la résurgence unique de tout le système. Elle sera dorénavant considérée comme telle tout au long de cet ouvrage.

4.1.3 Un modèle simplifié de circulation des eaux dans le bassin karstique

On présente ici un modèle simplifié du cycle de l'eau à travers le bassin karstique (figure 4.1c). On divise le bassin karstique en trois grands types de réservoirs: les terrains bien drainés (ici ce sont surtout les terrains boisés), les terrains humides (les tourbières et lacs de tourbières) et le karst souterrain. Le modèle offre à l'eau une voie d'entrée (les précipitations) et trois voies de sortie (l'évaporation, la résurgence et le débordement). Les précipitations atteignent directement la surface du sol, soit les terrains bien drainés et les terrains humides. L'évaporation va affecter surtout ces surfaces (elle peut se produire aussi sur les cours d'eau mais ceux-ci représentent une superficie négligeable). L'eau peut aussi être évacuée à l'exutoire normal du bassin karstique (la résurgence) ou par débordement lors de crues, si les points d'absorption ne peuvent suffire à capturer tout le débit d'un cours d'eau. Ces eaux évacuées par débordement rejoignent le réseau hydrographique de surface en aval du karst.

Des transferts peuvent aussi s'effectuer d'un réservoir à l'autre selon certaines modalités. L'eau reçue par les terrains bien drainés peut s'écouler latéralement à un niveau superficiel et alimenter les terrains humides et les cours d'eau de surface (en terrains non karstiques ou fluvio-karstiques) ou encore s'infiltrer pour rejoindre directement le karst souterrain (en terrains fluviokarstiques ou holokarstiques). L'eau des terrains humides peut rejoindre directement le karst souterrain par infiltration. Elle forme aussi de petits cours d'eau qui se perdent en bordure de ces terrains ou qui poursuivent leurs cours à l'extérieur, pouvant recevoir alors les apports de terrains bien drainés et d'autres cours d'eau, jusqu'à leur point de perte par lequel ils rejoindront le karst souterrain.

Celui-ci reçoit alors les eaux d'infiltration des terrains bien drainés (terrains forestiers), celles des terrains humides (tourbières), les eaux des petites pertes en bordure des tourbières et celles de toutes les autres pertes. Chacun de ces quatre apports correspond à des comportements hydrologiques et hydrochimiques distincts et variables dans le temps. Ils se répartissent aussi dans l'espace selon une certaine disposition de telle sorte que toutes les eaux reçues par le karst souterrain à un moment précis ne parviennent pas nécessairement à l'exutoire en même temps, celles-ci ayant des parcours différents les unes des autres. Ainsi, une impulsion de pluie parvenant sur les terrains humides et bien drainés est modulée avant de parvenir au karst souterrain et le signal reçu par ce dernier est retransformé avant d'arriver à la résurgence. De plus, les rapports entre les apports relatifs des terrains humides et des terrains bien drainés au drainage souterrain, varient dans le temps. Par exemple, lors des périodes d'étiage, la participation relative des terrains bien drainés est beaucoup plus faible.

Le modèle présenté ici a été conçu pour s'adapter à la situation particulière du karst de la Haute-Saumons. Il ne pourrait être transposé intégralement partout ailleurs. Ainsi ici, les chenaux d'ordre 1 prennent tous leur source dans les terrains humides. Cela correspond bien à la réalité dans le bassin supérieur de la rivière aux Saumons mais il n'en est pas toujours ainsi ailleurs. De même, l'importance que prennent les tourbières dans le bassin supérieur de la rivière aux Saumons nous a amenés à leur accorder une place significative dans la conception de ce modèle en opposant les "terrains humides" aux "terrains bien drainés". La question pourrait se poser différemment dans beaucoup d'autres régions karstiques.

Ce modèle conceptuel simplifié permet cependant de mieux comprendre les différentes modalités de circulation des eaux dans la région qui nous intéresse et de mieux situer le karst souterrain en tant qu'élément intégré dans un système de drainage plus vaste.

Tableau 4.1a

Répartition des surfaces de drainage dans le bassin karstique et importance de la couverture de tourbières.

Ordre du sous-bassin	Superficie (km ²)	Fraction occupée par des tourbières (%)
a) Principaux sous-bassins non karstiques drainés par des pertes		
4	46.37	40.5 (perte de la rivière aux Saumons)
3	30.24	29.5 (perte Benjamin Sulte)
3	12.50	40.9 (perte Sud-Est)
3	10.97	36.7
2	5.04	37.7
en amont du karst:	105.12 (total)	
b) Surface karstique		
	38.45	7.3
c) Bassin-versant total en amont de la résurgence		
	143.57	29.1

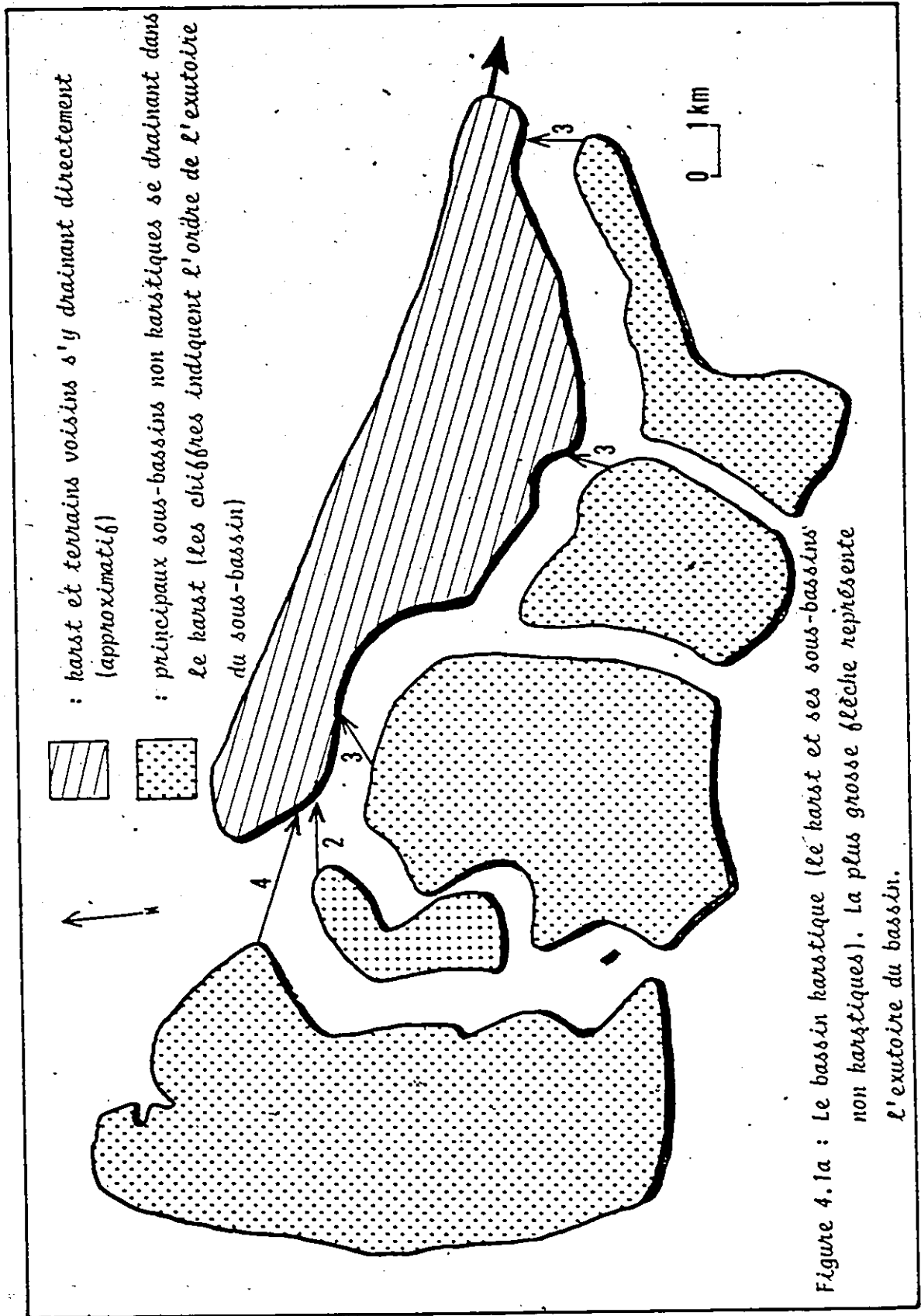
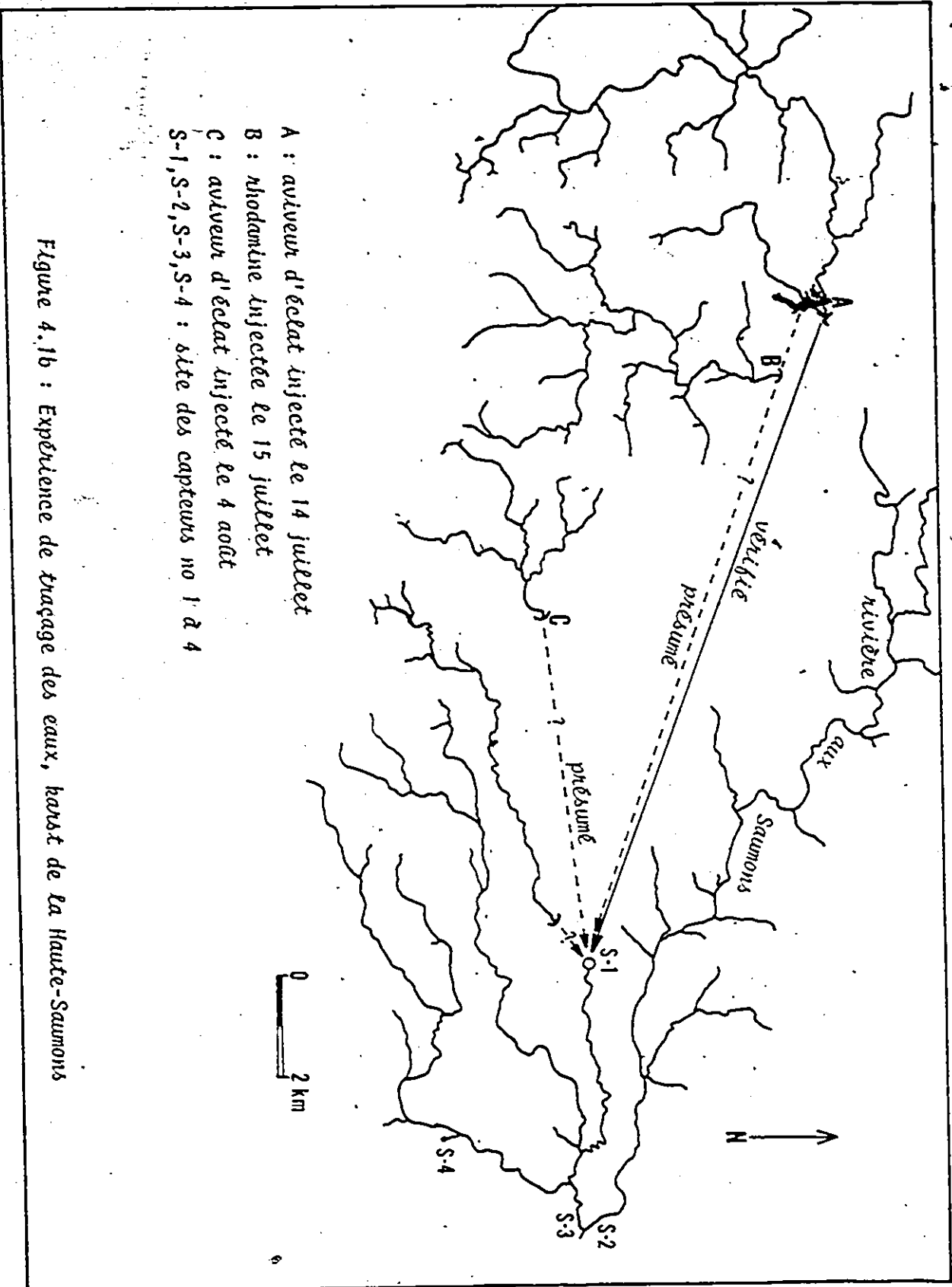


Figure 4.1a : Le bassin karstique (le karst et ses sous-bassins non karstiques). La plus grosse flèche représente l'exutoire du bassin.



- A : aulveur d'écalt injecté le 14 juillet
- B : rhodamine injectée le 15 juillet
- C : aulveur d'écalt injecté le 4 août
- S-1, S-2, S-3, S-4 : site des capteurs no 1 à 4

Figure 4.1b : Expérience de traçage des eaux, karst de la Haute-Saumons

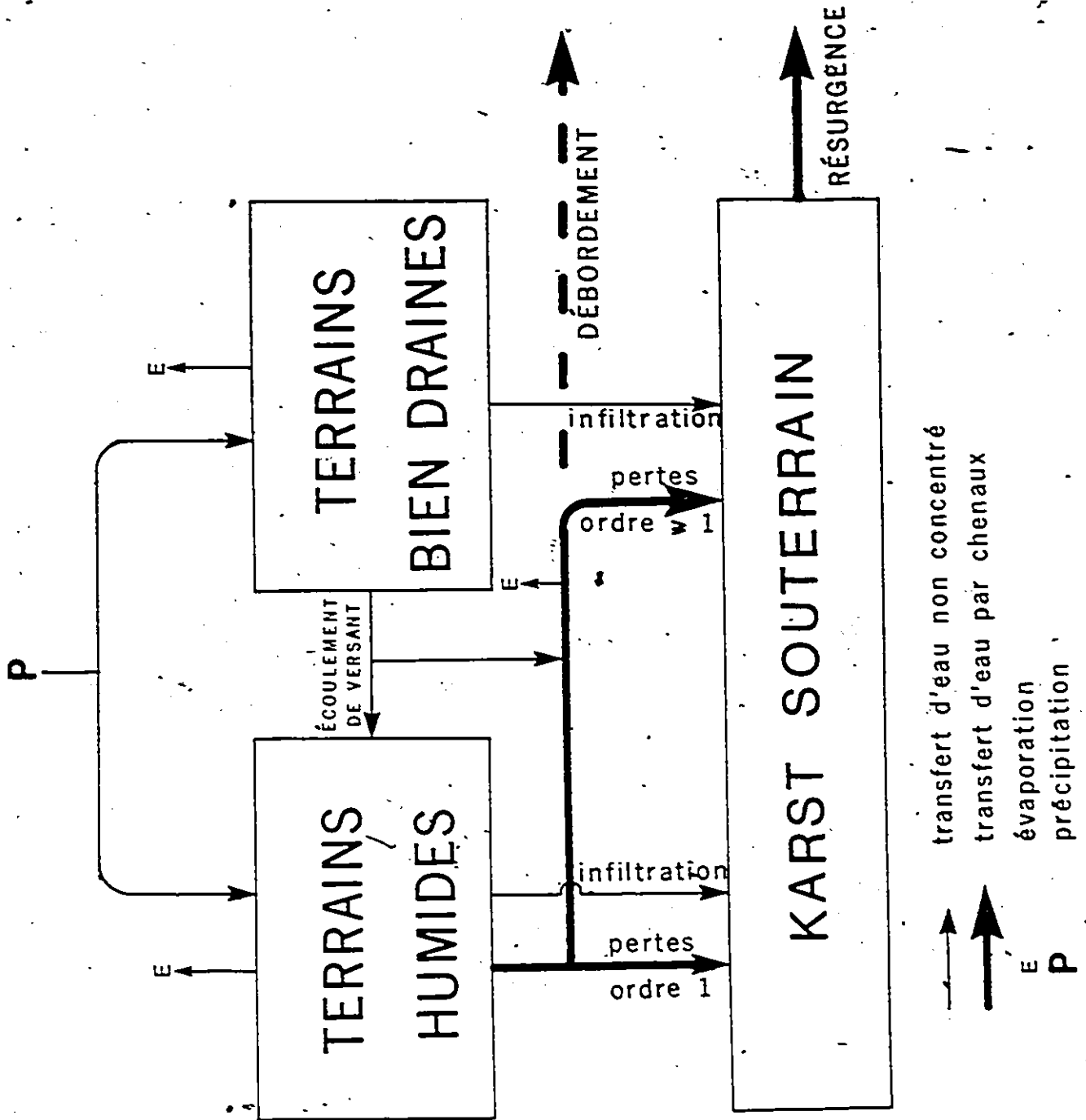


Figure 4.1c : Modèle simplifié de la circulation des eaux dans le bassin karstique

4.2 Le régime des cours d'eau

Après avoir envisagé l'aspect spatial des circulations d'eau nous nous pencherons maintenant sur les variations dans le temps de l'écoulement de l'eau en quelques points précis, durant la période d'observation de l'été 1976. Mais auparavant, nous allons examiner les précipitations, de cette période, celles-ci constituant l'apport d'eau au bassin ou l'entrée dans le système.

4.2.1 Les précipitations durant la période d'observation

Durant les mois de juin juillet et août 1976, toutes les précipitations enregistrées sur l'île d'Anticosti, l'étaient sous forme de pluie. L'île d'Anticosti ne possède qu'une seule station météorologique, soit à Port-Menier, près de l'extrémité occidentale de l'île. La distance séparant le bassin karstique de la station de Port-Menier (soit environ 125 km à vol d'oiseau) ainsi que le fait que celle-ci soit située à proximité de la côte alors que le bassin qui nous intéresse se trouve au centre de l'île (à 25 km de la côte), nous empêchent de transposer les données pluviométriques de la station Port-Menier à notre terrain. Pour cette raison, nous utiliserons plutôt les données que nous avons nous-mêmes recueillies. Le seul pluviomètre dont nous disposions fut, pour des raisons pratiques, installé à proximité du site de campement principal le long de la Rivière aux Saumons (latitude $49^{\circ} 27' 06''$ N., longitude $62^{\circ} 42' 37''$ O.). Il s'agit d'un pluviomètre enregistreur à auget basculant. Le centre d'une petite clairière au bord d'une tourbière (à près d'un kilomètre au nord du karst et à environ 9.5 km au N.-O. de la résurgence) fut choisi comme site des enregistrements pluviométriques. Le pluviomètre était à une quinzaine de mètres de la lisière forestière la plus proche dont les cimes ne dépassaient guère 5 m. Le relief

négligeable de cette région de l'île ainsi que l'uniformité du couvert nuageux y prévalant lors des pluies, nous laisse supposer que les variations spatiales des précipitations y sont de peu d'importance.

Le pluviomètre enregistreur utilisé mesure la quantité horaire de pluie tombée en compilant chaque 0.254 mm (0.01 pouce) de pluie reçue.

L'appareil fonctionnera entre midi, le 13 juin 1976 et midi, le 12 août 1976, soit pendant 60 jours. Durant cette période, il enregistra 112.0 mm de pluie que l'on peut répartir en 12 périodes pluvieuses d'une longueur variant entre 1 et 37 heures. Le nombre de jours où l'on enregistra au moins 0.254 mm de pluie est de 21 (figure 4.2a) alors que l'on compte 89 périodes d'une heure pendant lesquelles l'appareil reçut ce minimum. L'intensité horaire maximale enregistrée fut de 7.37 mm/heure.

La figure 4.2b et le tableau 4.2a présentent la répartition horaire des précipitations enregistrées au cours de chacune des 12 "périodes pluvieuses". La durée de ces périodes varie de 1 à 37 heures et on y enregistre de 1.27 à 34.29 mm de pluie. L'observation de la distribution des précipitations nous amène à diviser la période d'enregistrement en deux parties fort contrastées. D'abord les 40 premiers jours sont caractérisés par deux longues périodes sans pluie (respectivement de 11 et 12 jours chacune) et un faible total de précipitations (29.45 mm pour 40 jours ou une moyenne de 0.74 mm/jour). Durant ces 40 jours, les périodes humides ne laissent que trois fois, plus de 2 mm de pluie et une seule fois plus de 5 mm. A l'opposé, durant les 20 derniers jours, la plus longue période sans pluie n'est que de trois jours et les précipitations totalisent 82.55 mm, soit une moyenne de 4.13 mm/jour.

On a donc une période relativement sèche, d'une quarantaine de jours, suivie d'un retour à du temps nettement plus humide dans l'ensemble, prévalant jusqu'à la fin de nos enregistrements.

Nous tenterons maintenant d'examiner la façon dont répondent certains cours d'eau de surface aux impulsions que constituent les précipitations sur le bassin.

4.2.2 Le régime des cours d'eau de surface

Nous disposons de données hydrologiques portant sur quatre cours d'eau (figure 4.2c). Pour chacun des quatre sites d'observation, il s'agit de données fragmentaires et irrégulièrement distribuées, n'étant obtenus que par observation ou mesure directe lors de passages ou de séjours à ces endroits, aucun instrument enregistreur n'étant disponible à cette fin. Les quatre sites sont les suivants:

- la Rivière aux Saumons à 300 m en amont de la perte
- la Rivière à la perte Benjamin Sulte
- la Rivière aux Saumons au site de campement principal
- un ruisseau dans une tourbière à 300 m au sud du site de campement principal.

Le ruisseau prend naissance dans la tourbière où il est observé. Le niveau de l'eau y était mesuré au millimètre près, le long d'une tige verticale marquée d'un repère-témoin. Nous disposons de 73 mesures de niveau d'eau à cet endroit, réparties entre le 18 juin et le 12 août 1976.

La Rivière aux Saumons, au site du campement, draine un bassin d'environ 9 km² situé directement au nord en aval du karst. Approximativement 5% de cette surface est occupée par des terrains humides. Nous disposons pour ce site, d'une mesure de débit prise le 14 juin 1976 et de 79 mesures du niveau d'eau s'échelonnant entre le 13 juin et le 12 août 1976. Le débit a été obtenu à l'aide d'un débitmètre et les niveaux d'eau ont été mesurés de la même façon qu'au site précédent.

A la perte Benjamin Sulte, nous ne disposons que de huit mesures de débit, une prise le 22 juin et les autres, du 14 au 28 juillet 1976.

Au site d'observation, à 300 m en amont de la perte de la Rivière aux Saumons, nous disposons de 11 mesures directes de débit prises entre le 20 et le 30 juillet 1976. Nous pourrions y ajouter une douzième obtenue par calcul à partir d'une mesure effectuée directement dans la perte, le 22 juin 1976. Cette mesure ne représente qu'une partie du débit qui aurait été mesuré au même moment à 300 m en amont. Nous avons constaté plus tard qu'une quantité significative d'eau s'infiltrait dans le fond du lit le long de ce parcours. Cette quantité a pu être évaluée approximativement le 28 juillet alors que le débit mesuré à 17:00 (soit $0.233 \text{ m}^3/\text{sec}$) était tel que l'eau atteignait le point de mesure du 22 juin mais ne parvenait pas à couler au-delà. Nous avons considéré que cette valeur devait être proche de celle du débit qui se perdait le 22 juin dans les 300 derniers mètres de parcours et l'avons ajoutée à celle mesurée directement à la perte. Le débit ainsi obtenu sera utilisé comme celui du 22 juin 1976 à 300 m de la perte. Nos observations de terrain nous donnent à penser qu'il n'y a aucune capture souterraine significative de débit en amont de ce point.

Avant le début de nos relevés et enregistrements pluviométriques, nous avons pu constater que sur l'ensemble de l'île, le niveau des lacs et le débit des rivières était relativement élevé. D'abord, à cette époque, les différents terrains de l'île n'avaient pas encore fini d'évacuer les importantes quantités d'eau relâchées lors de la fonte des neiges, en mai. Ensuite, il faut ajouter à cela l'effet d'une pluie importante qui semble avoir affecté toute l'île dans la nuit du 10 au 11 juin 1976 (19.56 mm à la station de Port-Menier). Ce sont là des facteurs qui, bien que précédant notre période d'observation, ont eu une influence marquante sur l'aspect

que présentaient les cours d'eau à la mi-juin.

Le ruisseau draine une surface restreinte (de l'ordre du kilomètre carré) centrée surtout sur une tourbière couvrant approximativement 0.02 km^2 . De ce fait, il démontre un comportement hydrologique nerveux, c'est-à-dire qu'il réagit très rapidement aux précipitations et que ses décrues sont relativement rapides. Il réagit aussi à des précipitations de faible intensité. Ainsi, on peut noter une hausse de niveau de 1 mm suite à la pluie de 1.27 mm du 1 et 2 juillet, une hausse de 6 mm après la pluie de 4.32 mm du 13 au 15 juillet et une d'au moins 6 mm suite aux deux pluies de 1.52 mm du 18 au 19 juillet. Nous observons également une tendance du ruisseau à se stabiliser à des niveaux souvent fort différents. Cela se voit bien si l'on compare les niveaux du 1er juillet, du 17 au 13 juillet, des 15 et 16 juillet, des 23 et 24 juillet et des 3, 4 et 5 août. En particulier, durant le long étiage de juillet, on a l'impression qu'un niveau de base a été atteint alors que le 23 juillet on se retrouve soudain 10 mm plus bas. Dans une tourbière comme celle-ci, le niveau d'eau d'un ruisseau peut être dépendant à la fois du débit qui y circule et du niveau de la nappe d'eau de la tourbière. L'eau contenue dans cette nappe peut s'évacuer de deux façons, soit par le ruisseau ou soit par évaporation. Cette dernière est loin d'être négligeable dans un tel milieu où le sommet de la nappe est si près de la surface que les rayons du soleil peuvent atteindre facilement. L'importance de ce mode d'évacuation peut varier énormément d'une journée à l'autre selon la température, le vent et l'ensoleillement. L'interprétation du niveau de l'eau et du débit du ruisseau est donc compliquée par l'interaction de ces facteurs. Il serait délicat d'aller au-delà de ces constatations sans s'appuyer sur plus de données.

La rivière aux Saumons au site du campement, draine une petite surface

dans laquelle les tourbières occupent peu d'espace. Elle réagit aussi très rapidement aux précipitations, ses décrues sont rapides mais moins que celles du ruisseau. Elle est toutefois beaucoup moins sensible à des pluies de faible intensité du moins après une longue sécheresse. Ainsi, nous n'observons aucune réaction aux pluies de 1.27 mm les 1 et 2 juillet, de 4.32 mm les 13, 14 et 15 juillet et de 1.52 mm les 18 et 19 juillet. Quant à celle de 4.57 mm du 16 juin, nos observations sont trop espacées pour pouvoir déceler une éventuelle réaction. La rivière réagit à toutes les pluies d'importance supérieure. Des observations plus nombreuses et rapprochées permettent de relever un comportement particulier du niveau de l'eau, le 29 juin. Celui-ci, déjà plus élevé que les jours précédents à cause de la pluie, redescend légèrement vers la fin de l'avant-midi pour remonter à nouveau au début de l'après-midi et atteindre un maximum après être par la configuration particulière de ce bassin. Seule une étude plus détaillée du bassin pourrait nous en assurer. Remarquons également une stabilisation du niveau d'eau les 1er et 2 juillet, suivie d'une baisse jusqu'à un autre niveau qui restera le même au moins entre les 7 et 20 juillet. Ce dernier niveau qui ressemble au niveau de base d'un étiage prolongé, fait place à une nouvelle baisse de niveau atteignant un minimum, 1.4 cm plus bas, juste avant la pluie du 24 juillet. On serait porté à attribuer cette baisse soudaine et surprenante au déplacement accidentel (par des animaux?) du seuil du bassin de mesure ou de la jauge, mais la coïncidence avec un phénomène semblable observé au ruisseau aux mêmes dates, nous amène à rejeter cette idée. Nos données ne nous permettent pas d'identifier ici la cause de ce comportement que nous nous contenterons de mentionner. Contrairement au ruisseau (rf. 4-5 août), ici nous n'avons pas remarqué, après le 24 juillet, une nouvelle stabilisation du plan d'eau. Signalons finalement que lors de

la dernière mesure avant la crue du 6 août, le niveau de l'eau était le même que celui prévalant du 7 au 20 juillet. Le débit n'a été mesuré qu'à une seule reprise le 14 juin à 20 h à l'aide d'un débitmètre: $0.097 \text{ m}^3/\text{sec}$.

Les données sont beaucoup moins nombreuses en ce qui concerne les deux rivières qui se perdent. Les premières mesures de débit remontent au 22 juin, date à laquelle les niveaux des deux cours d'eau précédents avaient déjà sensiblement baissés. Ensuite, il faut attendre jusqu'aux 14 juillet (perte "Benjamin Sulte") et 20 juillet (perte de la Rivière aux Saumons) pour obtenir de nouvelles valeurs. Les débits mesurés à partir de là, et cela jusqu'au 27 juillet, sont tous bien inférieurs à ceux du 22 juin et ils demeurent assez stables, c'est-à-dire de l'ordre 0.01 à $0.02 \text{ m}^3/\text{sec}$. Ces quelques mesures semblent indiquer que les faibles pluies des 13, 14, 15, 18, 19 et 21 juillet eurent très peu sinon aucun effet notable sur le débit de ces rivières durant ce long étiage. Même l'importante averse du 24 juillet qui marque la fin de la période sèche, ne semble pas entraîner de hausses de débit majeures puisque le 27, les débits mesurés sur les deux rivières sont encore semblables à ceux qui prévalaient avant. Toutefois, une averse de même importance survenant les 27 et 28 juillet, provoque une réaction aussi violente que rapide des deux rivières. Durant l'après-midi du 28, les débits mesurés étaient déjà de l'ordre de ceux du 22 juin et deux jours plus tard, celui de la Rivière aux Saumons n'avait pas encore beaucoup diminué. Il semble donc que l'averse du 24 juillet ait été en grande partie, absorbée par un terrain assoiffé après une longue sécheresse. Celle des 27 et 28 juillet au eu beaucoup plus d'effet sur le débit des rivières parce qu'elle arrivait sur un terrain déjà imbibé.

Toutefois, ces deux rivières nous apparaissent fort différentes si on compare leurs débits respectifs. Le 22 juin la Rivière aux Saumons débite

environ trois fois plus d'eau que l'autre. Lors de l'étiage, son débit décroît plus rapidement et devient même inférieur tandis que, lors de la crue du 28 juillet, les proportions reviennent rapidement vers ce qu'elles étaient au début. Le débit de la rivière à la perte "Benjamin Sulte" semble donc relativement plus stable et ses variations plus modérées que celui de la rivière aux Saumons. Cela surprend si l'on compare la superficie de leur bassin-versant respectif. La perte de la Rivière aux Saumons draine 46 km^2 dont 40% de tourbières tandis que la perte "Benjamin Sulte" draine 30 km^2 dont 30% de tourbières. Ces deux bassins-versant situés côte à côte sont semblables tant par leur environnement que par leur topographie. Nous ne pouvons pas présentement suggérer d'explication à ce comportement.

4.2.3 Le régime de la résurgence

Dans le modèle de circulation des eaux, les précipitations constituent l'impulsion première, l'entrée ou l'"input" du système. En fait, cette impulsion, n'atteint vraiment directement que la partie supérieure du système. La partie souterraine (karst souterrain) en reçoit une version beaucoup plus complexe, recodifiée par la partie supérieure, à travers différents média tels que les infiltrations et les pertes de ruisseaux ou de rivières. Nous avons pu établir que 73% de la surface du bassin karstique transmet ses apports au karst souterrain par l'intermédiaire des cinq pertes d'ordre 2, 3 ou 4, alors que les 27% restant le fait par infiltration ou au travers des nombreuses pertes d'ordre 1. Les apports eux-mêmes ne sont pas nécessairement proportionnels aux surfaces en cause, ni à un instant donné, ni sur une longue période, puisque l'évaporation et le régime de circulation des eaux ne sont pas homogènes dans tout le bassin. Finalement, le nouveau signal est remodifié par le karst souterrain, selon ses propres modalités de transfert, avant d'aboutir à la résurgence.

Nous n'avons aucune information directe sur le fonctionnement du karst souterrain et savons peu sur le régime des eaux qu'il reçoit. Par contre, nous comprenons en partie, la distribution et les mécanismes des circulations d'eau à la surface et connaissons assez bien le régime des précipitations ainsi que celui des débits de la résurgence, durant la période d'observation. Nous pourrions ainsi tenter d'obtenir quelques informations indirectes sur le karst souterrain et sa dynamique.

Le niveau d'eau à la résurgence a été mesuré de façon continue du 15 juin au 12 août 1976, grâce à un limnigraphe à flotteur. Toutefois, suite à une panne d'instrument, nous déplorons une lacune dans les enregistrements entre 15 h, le 25 juillet et 6 h, le 27 juillet. Ce trou dans les données est particulièrement fâcheux puisqu'il coïncide avec la pointe de la première crue après le long étiage de juillet. Nous disposons également de 13 mesures du débit obtenues à l'aide d'un débitmètre de type Price (moulinet hydrométrique à axe vertical). Nous avons tenté de trouver une relation mathématique entre les débits et les hauteurs d'eau nous permettant de construire l'hydrogramme. En plaçant le niveau 0 à 12.19 cm sous le plus bas niveau atteint durant l'été, on obtient une bonne régression linéaire entre les logarithmes des deux variables (figure 4.2d) avec un coefficient de corrélation de 0.938:

$$\log Q = 2.565 (\log H) - \overset{3.764}{\cancel{2.128}}$$

$$\text{ou } Q = 1.721 \times 10^{-4} (H^{2.565})$$

(Q: débit en m³/sec, H: hauteur d'eau correspondante en cm).

Grâce à cette relation nous pouvons transformer les valeurs de niveau d'eau en valeurs de débit et obtenir un hydrogramme pour la résurgence entre le 15 juin et le 12 août 1976. Malheureusement, la mesure de débit la plus élevée que nous ayons est de seulement 0.809 m³/sec, ce qui signifie que les

valeurs supérieures calculées sont des extrapolations de la courbe de tarage. On devra donc considérer comme moins précises les valeurs de débit dépassant $1 \text{ m}^3/\text{sec}$.

L'hydrogramme (figure 4.2c) permet de constater que le débit de la résurgence a réagi de façon mesurable, à six des douze périodes pluvieuses. Ce sont les précipitations les plus fortes qui sont associées aux réactions du débit alors que celles de 1.27, 1.52 et 4.32 mm ne semblent pas avoir d'effet. Ce comportement est comparable à celui que nous avons observé sur la rivière aux Saumons près du campement et différent de celui du ruisseau de tourbière, beaucoup plus sensible à de faibles précipitations. Par contre, la pluie de 4.57 mm du 16 juin suffit à faire augmenter le débit de $0.29 \text{ m}^3/\text{sec}$. Ainsi, la sensibilité du système serait variable dans le temps. Elle serait supérieure lorsque le terrain est bien imbibé et inférieure lorsqu'il est sec. Cela correspond à la différence de réaction aux mêmes faibles pluies de juillet de la part du ruisseau de tourbière (terrain humide par excellence) et de la Rivière aux Saumons (qui draine un terrain plus sec à cette période).

A première vue, on remarque une régularité apparente du tracé des crues, décroes et tarissements. Les pointes de crues sont assez nettes et on n'en voit qu'une par crue. A ce niveau d'observation, aucun indice apparent ne nous laisse supposer un décalage important dans cumulé des crues des différentes composantes du système (la perte de chacun des sous-bassins non karstique et l'infiltration des eaux du karst de surface) alimentant la résurgence. Pourtant, les ondes de crues, même en supposant qu'elles arrivent simultanément au sous-système karst souterrain, ont des parcours bien différents à suivre à l'intérieur de celui-ci pour parvenir à la résurgence.

Il serait aussi intéressant de considérer la vitesse avec laquelle la résurgence réagit aux pluies. Nous ne pourrions la mesurer qu'approximativement seulement puisque ne connaissant pas la valeur du ruissellement direct, il nous est impossible d'évaluer la pluie nette. Si on pouvait mesurer le temps écoulé entre le début de la pluie nette et le moment où le débit commence à croître à la résurgence, nous aurions une idée du temps que met l'onde de crue à traverser tout le système. Donc celui qu'elle met à traverser le karst souterrain ne pourrait lui être qu'égal ou inférieur. Or, la valeur que nous pouvons obtenir, c'est-à-dire à partir du début de la pluie totale, est par conséquent égale ou supérieure à ces deux dernières. Les résultats obtenus sont les suivants:

16 juin:	5 heures
29 juin:	10 heures
2 et 4 juillet:	3 heures
27 et 28 juillet:	7 heures
5 et 6 août:	15 heures
9 août:	5 heures

Le 16 juin, la durée totale de l'averse n'est que d'une heure. Dans ce cas particulier, il nous est possible de fixer aussi une valeur minimale au temps de réaction (temps s'écoulant entre le début de la pluie nette et celui de la crue à la résurgence) soit quatre heures, celui-ci se situant alors à l'intérieur de la fourchette 4 - 5 heures. Le 24 juillet, la valeur maximale du temps de réaction est de trois heures seulement, de cinq heures le 9 août et de sept heures les 27 et 28 juillet. Toutes ces valeurs sont relativement faibles. La comparaison entre le 16 juin et le 24 juillet nous indique tout au moins que ce temps de réaction peut varier entre deux crues. La rapidité de la réaction du 24 juillet demeure surprenante compte tenu de sa

situation à la fin d'un long étiage.

Durant l'averse des 9, 10 et 11 août, on remarque entre le 10 août à 3 heures et le 11 août à 2 heures, une accalmie relative de 23 heures durant laquelle ne tombent que 5.84 mm de pluie avec une intensité horaire variant de 0 à 1.27 mm/heure. Durant cette période, le segment de montée de l'hydrogramme de crue acquiert une forme convexe. Entre 2 et 3 heures le 11 août la chute de 7.37 mm d'eau marque la fin de cette période et constitue une impulsion suffisamment importante pour assurer un nouvel essor du segment de montée qui reprend une allure concave. Cet effet sur l'hydrogramme se fait sentir vers 5 heures le 11 août, soit environ 3 heures plus tard. Cette période peut aussi être considérée comme un temps de réaction.

On constate donc qu'une impulsion de pluie peut, à certains moments, et cela aussi bien à la fin d'un long étiage que pendant une crue, traverser successivement les sous-systèmes de surface et le karst souterrain en trois heures ou moins. Cela implique un déplacement des impulsions très rapide au travers du karst souterrain si on considère que celles transmises par plus de 80% de la surface du bassin ont à franchir une distance souterraine minimale de 7 km. Pour environ 60% du bassin, cette distance minimale monte à 14 km. Compte tenu du faible gradient hydraulique prévalant de l'amont à l'aval du karst souterrain ainsi que des distances en cause, il est plus plausible que la grande vitesse de réaction de la résurgence corresponde plutôt à un transfert d'impulsion à travers un milieu saturé en eau, qu'à un transit ultra-rapide des eaux de crues dans un ensemble de drains à écoulement libre. Ainsi, les eaux de crue arriveraient à la résurgence beaucoup plus tard que la crue elle-même. Cette dernière serait transmise par pression hydraulique le long d'un ensemble de drains noyés où l'eau circulerait en situation de conduite forcée. Cela nous permet de supposer l'existence

souterrain et qui serait le siège principal de la circulation souterraine des eaux en transit vers la résurgence. Ainsi, toutes les impulsions rejoignant l'aquifère en quelque point que ce soit pourraient être transmises en un temps minime jusqu'à la résurgence. Cette aquifère étant suffisamment rapprochée des points de capture des eaux de surface, on obtient à la résurgence qu'un seul signal de crue, modulé plutôt par la forme de l'hyétogramme que par un éventuel décalage entre les apports des sous-bassins de surface (cf. exemple des 9, 10 et 11 août).

Nous nous intéresserons maintenant aux pointes de crue. On se rend compte que dans l'ensemble, la valeur du débit de pointe lors d'une crue semble dépendre à la fois de la quantité des précipitations et du débit prévalant au moment du début de la crue. Pour une quantité de pluie donnée, un débit initial supérieur correspondrait à une augmentation de débit plus importante alors que, pour un débit initial donné, ce serait la pluie la plus importante qui ferait le plus augmenter le débit. La pluie de 4.32 mm des 13, 14 et 15 juillet ne provoque aucune augmentation sensible à partir d'un débit initial de $0.1 \text{ m}^3/\text{sec}$. Celle de 4.57 mm du 16 juin ajoute $0.29 \text{ m}^3/\text{sec}$ à un débit initial de $1.36 \text{ m}^3/\text{sec}$ tandis qu'en partant d'un débit de $0.185 \text{ m}^3/\text{sec}$. L'importante pluie de 34.29 mm des 9, 10 et 11 août bien que commençant avec un débit initial de $0.39 \text{ m}^3/\text{sec}$, donc comparable à celui du 5 août, entraîne une augmentation de débit beaucoup plus grande. Nous n'avons pas assez de données pour vérifier si l'intensité horaire moyenne d'une pluie a une influence significative sur la valeur du débit de pointe.

La courbe de récession (l'ensemble courbe de décrue et courbe de tarissement) est la partie des hydrogrammes d'exutoire karstique qui a été la plus étudiée par les hydrologues. Elle est habituellement décomposée en deux sections

distinctes, les segments de décrue et de tarissement, correspondant à deux types d'écoulements qui se cumulent. Ces écoulements ont été longtemps identifiés à deux types de perméabilité du karst souterrain, l'un de conduits et l'autre de fissures (RENAULT, 1959). MANGIN (1975) a démontré que ce type d'analyse était peu justifié et ne correspondait pas aux faits. Il propose plutôt d'adopter les concepts utilisés pour les hydrogrammes de cours d'eau subaériens, c'est-à-dire un écoulement de crue s'ajoutant à un débit de base. Selon le modèle proposé, l'écoulement de crue correspond au ruissellement souterrain et le débit de base, à la vidange du réservoir que constitue la zone saturée. Ce dernier regrouperait aussi bien des fissures que des vides de toutes tailles. De même, le ruissellement utiliserait aussi bien des fissures que des conduits. Le modèle mathématique s'adaptant le mieux aux débits du tarissement est la forme exponentielle:

$$Q = Q_0 \cdot K^t$$

où Q représente le débit à un temps t ; Q_0 , le débit au temps 0; T , le temps en jours et K , une constante comprise entre 0 et 1. Quant à l'écoulement de crue, MANGIN considère que la représentation qui lui convient le mieux est une fonction empirique de la forme:

$$q = q_0 \frac{1 - a t}{1 + b t}$$

où q est le débit de l'écoulement de crue à un temps t ; q_0 , le même débit au temps 0 qui correspond ici au point d'inflexion du segment de décrue; t , le temps en jours; a et b , des constantes. Cette fonction est définie entre t_0 et t_1 où t_1 est la valeur de t quand $q = 0$. La constante a prend la valeur de $a = \frac{1}{t_1}$.

Nous considérerons sur l'hydrogramme de la résurgence, les quatre récessions dont nous avons un enregistrement complet, soit du 17 au 29 juin,

du 30 juin au 24 juillet, du 29 juillet au 6 août et des 7 au 9 août. Dans ces quatre cas, la courbe de récession se termine par la stabilisation du débit qui prend l'aspect d'un palier interrompu, seulement par la crue suivante. Le long de ces paliers, les éventuelles diminutions de débit sont inférieures à celles que le limnigraphe nous permettrait de déceler. Nous constatons aussi ce phénomène le 28 juillet, à la fin d'une récession qui m'a été que partiellement enregistrée. Il est toutefois extrêmement étonnant et inhabituel de constater que ces paliers correspondent tous à des valeurs de débit fort différentes. Ils se répartissent ainsi:

- | | |
|--|--|
| un palier à $0.185 \text{ m}^3/\text{sec}$ | du 27 juin vers 0 h au 29 juin vers 11 h
(2.46 jours) |
| un palier à $0.100 \text{ m}^3/\text{sec}$ | du 11 juillet vers 12 h au 24 juillet vers 18 h
(13.25 jours) |
| un palier à $0.210 \text{ m}^3/\text{sec}$ | du 28 juillet vers 0 h au 28 juillet vers 6 h
(0.25 jour) |
| un palier à $0.365 \text{ m}^3/\text{sec}$ | du 5 août vers 12 h au 6 août vers 12 h
(1.0 jour) |
| un palier à $0.390 \text{ m}^3/\text{sec}$ | du 9 août vers 12 h au 10 août vers 0 h
(0.5 jour). |

Le premier palier s'instaure après une longue décrue. Une petite crue l'interrompt avant que s'installe le second à un débit inférieur. Ce dernier correspond au long étiage de juillet. Par la suite, à mesure que s'ajouteront les crues, les paliers observés représenteront des débits de plus en plus élevés et tous supérieurs à celui du premier palier.

Leur situation en fin de récession ainsi que durant un étiage prolongé nous amènent à considérer ces paliers comme les manifestations du tarissement. Ils pourraient s'ajuster à une formule de type $Q = Q_0 K^t$ où K serait supérieur

à 0.99. Dans l'optique d'un modèle tel que celui proposé par MANGIN (1975), cela pourrait signifier que les réserves de la zone saturée se vidangent très lentement entre deux crues mais qu'une crue peu suffire à les modifier sensiblement dans un sens ou dans l'autre. Nos données et notre période d'observation demeurent toutefois insuffisantes pour nous prononcer sur une telle hypothèse où la développer davantage. Nous nous limiterons à la description de la courbe de récession.

Prenons comme hypothèse de travail que les paliers représentent les courbes de tarissement et soustrayons les débits des courbes de récession qui les précèdent immédiatement. Les courbes de décrue obtenues ainsi s'ajustent très bien à des équations mathématiques que nous avons trouvées de façon empirique. Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 2.4b.

La forme des segments de décrue diffère sensiblement de celle prévue dans le modèle de MANGIN (1975). Dans ce cas-ci, elles sont toutes composées de deux segments distincts et ne forment donc pas une seule courbe simple. Chacun de ces segments s'ajuste à sa propre équation mathématique soit exponentielle, soit linéaire. Seuls deux segments présentent à peu près la même équation. Il s'agit du début des deux décrues dont les débits initiaux sont du même ordre de grandeur c'est-à-dire de l'ordre de $1 \text{ m}^3/\text{sec}$ (17 au 24 juin, 29 juillet au 3 août).

Nos observations ne nous permettent pas encore de prévoir le fonctionnement du karst souterrain quant aux courbes de décrues ou de tarissement.

Tout au moins nous pouvons constater qu'il apparait maintenant fort complexe, marqué de tarissements à des paliers de débit changeant entre chaque crue et de décrues en deux parties, fonctionnant de façon variable d'une décrue à l'autre ainsi qu'à l'intérieur de la même.

4.2.4 Conclusion

Bien que limitées, nos observations sur les cours d'eau de surface nous ont permis d'établir que:

- leur réaction aux pluies est assez rapide;
- leur sensibilité aux pluies de plus faible importance décroît avec la sécheresse préalable du terrain et la taille du bassin;
- des différences sensibles de régime peuvent se rencontrer entre des bassins de taille et de caractéristiques comparables.

Plus intensives, celles effectuées à la résurgence montrent pour l'ensemble du système:

- une sensibilité aux pluies de faible importance moindre que celle des cours d'eau de surface et qui semble diminuer avec la sécheresse du terrain;
- des hydrogrammes de crues aux formes régulières malgré des distances de parcours souterrain différentes pour les principales rivières qui se perdent;
- des réactions très rapides aux pluies indiquant un temps de transfert de l'impulsion de crue à travers le karst souterrain très court et suggérant la présence d'une zone saturée bien développée;
- une amplitude des pointes de crue croissant avec l'importance de l'averse et le débit prévalant avant la crue;
- des stabilisations de débit à des paliers différents à la fin des décrues;
- des décrues pouvant se décomposer en deux parties s'ajustant à des équations mathématiques différentes, parfois exponentielles, parfois linéaires.

Ces résultats, bien que partiels, nous renseignent déjà un peu plus sur l'hydrologie du karst souterrain. Ils soulèvent néanmoins plusieurs problèmes et interrogations qui s'adressent aussi aux modèles proposés jusqu'à ce jour pour représenter les aquifères karstiques. Leur résolution nécessiterait des observations et mesures plus larges et prolongées que celles dont nous disposons présentement.

Tableau 4.2a

Caractéristiques des 12 périodes pluvieuses entre
le 13 juin et le 12 août 1976 (bassin supérieur de
la rivière aux Saumons)

Début		Fin		Durée (heures)	Quantité (mm)	Intensité horaire maximale (mm/h)
date	heure	date	heure			
16-06	16 h	16-06	17 h	01	4.57	4.57
29-06	01 h	29-06	22 h	21	14.73	5.08
01-07	23 h	02-07	03 h	04	1.27	0.76
13-07	21 h	15-07	01 h	28	4.32	1.52
18-07	08 h	18-07	09 h	01	1.52	1.52
19-07	15 h	19-07	20 h	05	1.52	0.63
21-07	04 h	21-07	07 h	03	1.52	0.63
24-07	15 h	24-07	21 h	06	17.25	6.10
27-07	23 h	28-07	13 h	14	19.56	5.08
31-07	21 h	02-08	08 h	35	1.52	0.25
05-08	21 h	06-08	11 h	14	9.91	2.54
09-08	19 h	11-08	08 h	37	34.29	7.37

Tableau 4.2b: Représentation mathématique des segments de décrue

Décrue du 17 au 27 juin

Du 18 juin vers 00 h (point d'inflexion approximatif)
au 24 juin vers 06 h:

$$Q = Q_0 (0.658^t)$$

Du 24 juin vers 06 h au 27 juin vers 00 h (fin de la décrue):

$$Q = Q_0 (0.378^t)$$

Décrue du 30 juin au 13 juillet

Du 1er juillet vers 00 h (point d'inflexion approximatif)
au 5 juillet vers 00 h:

$$Q = Q_0 - 0.025 t$$

Du 5 juillet vers 00 h au 11 juillet vers 12 h (fin de la décrue):

$$Q = Q_0 - 0.013 t$$

Décrue du 29 juillet au 5 août

Du 29 juillet vers 12 h (point d'inflexion approximatif)
au 3 août vers 12 h:

$$Q = Q_0 (0.651^t)$$

Du 3 août vers 12 h au 5 août vers 12 h (fin de la décrue):

$$Q = Q_0 - 0.068t$$

Décrue du 7 au 9 août

Du 7 août vers 18 h (point d'inflexion approximatif)
au 8 août vers 18 h:

$$Q = Q_0 (0.200^t)$$

Du 8 août vers 18 h au 9 août vers 12 h (fin de la décrue):

$$Q = Q_0 (0.028^t)$$

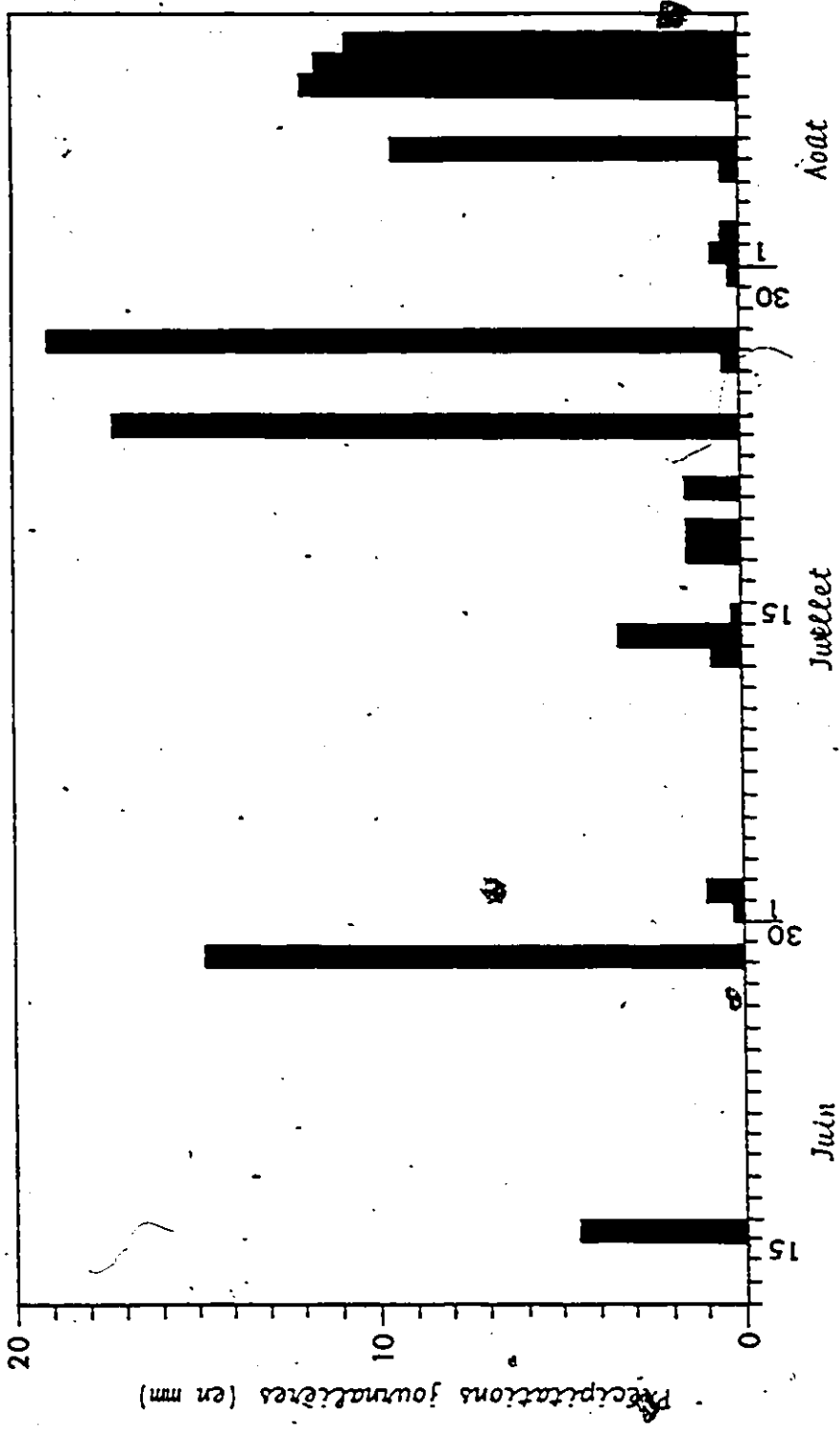


Figure 4.2a : Répartition journalière des précipitations du 13 juin au 12 août 1976 (bassin supérieur de la rivière aux Saumons).

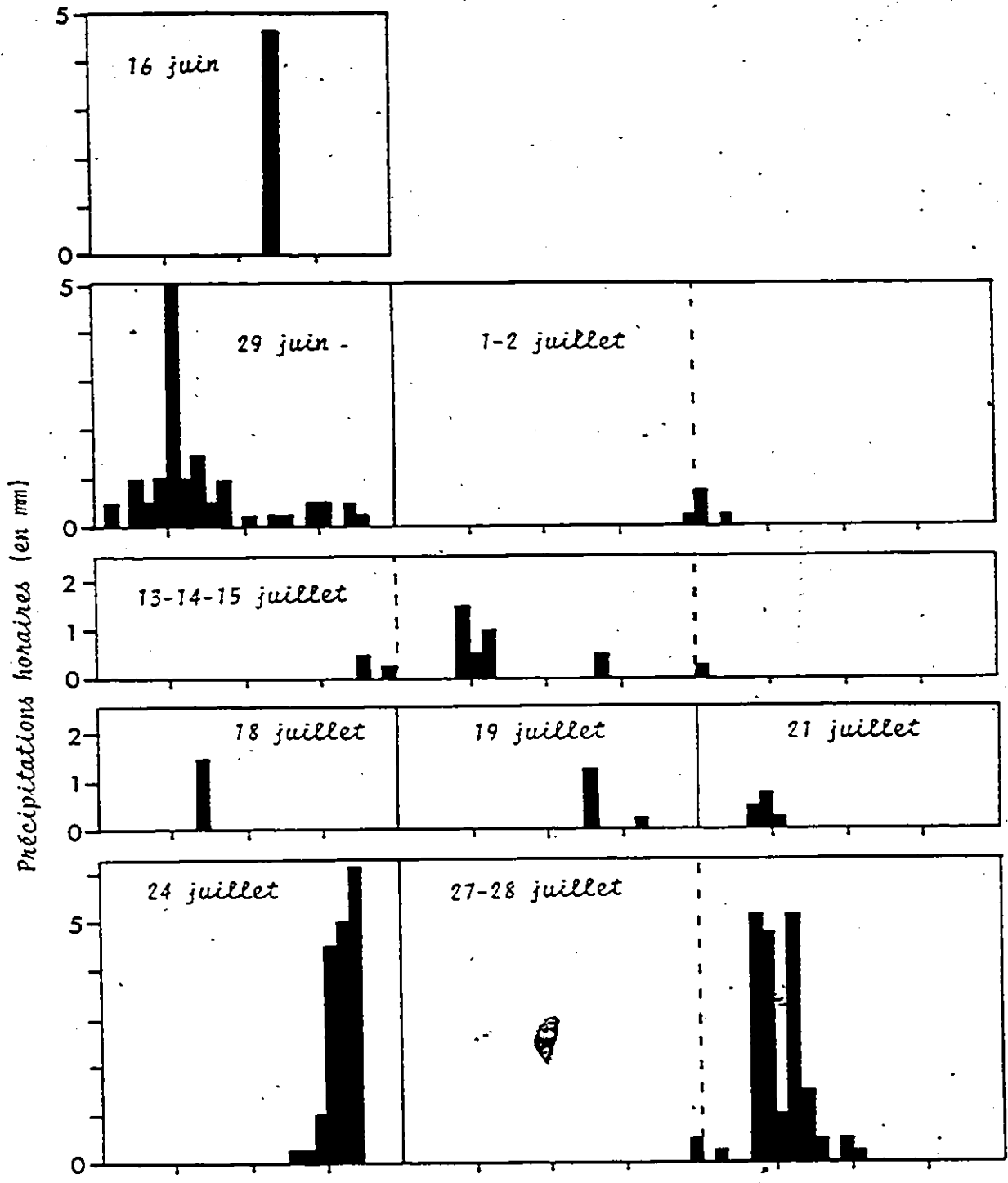


Figure 4.2b (partie 1) : Répartition horaire des précipitations pour chacune des 12 périodes pluvieuses entre le 13 juin et le 12 août 1976 (bassin supérieur de la rivière aux Saumons).

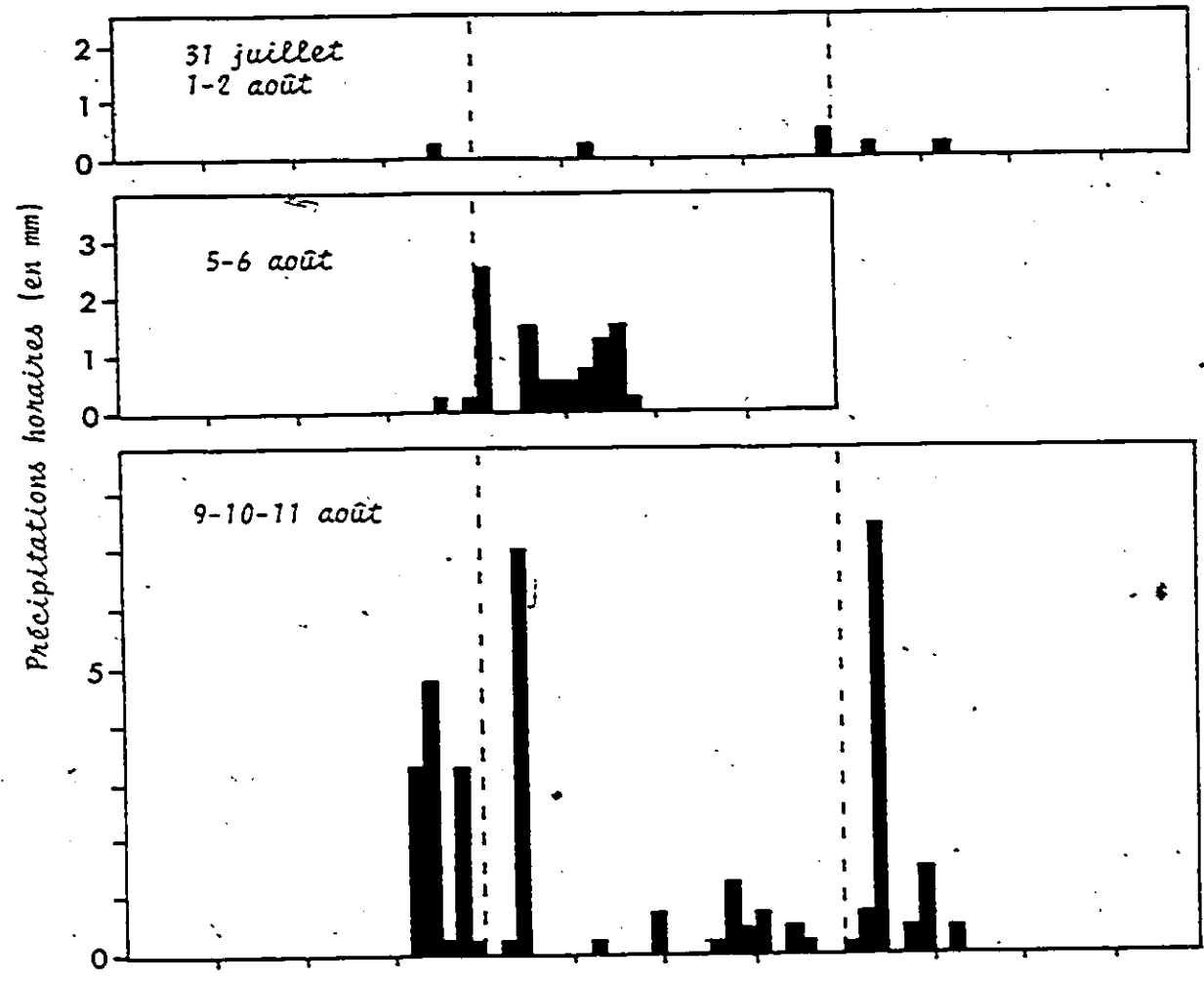


Figure 4.2b (partie 2) : Répartition horaire des précipitations pour chacune des 12 périodes pluvieuses (bassin supérieur de la rivière aux Saumons).

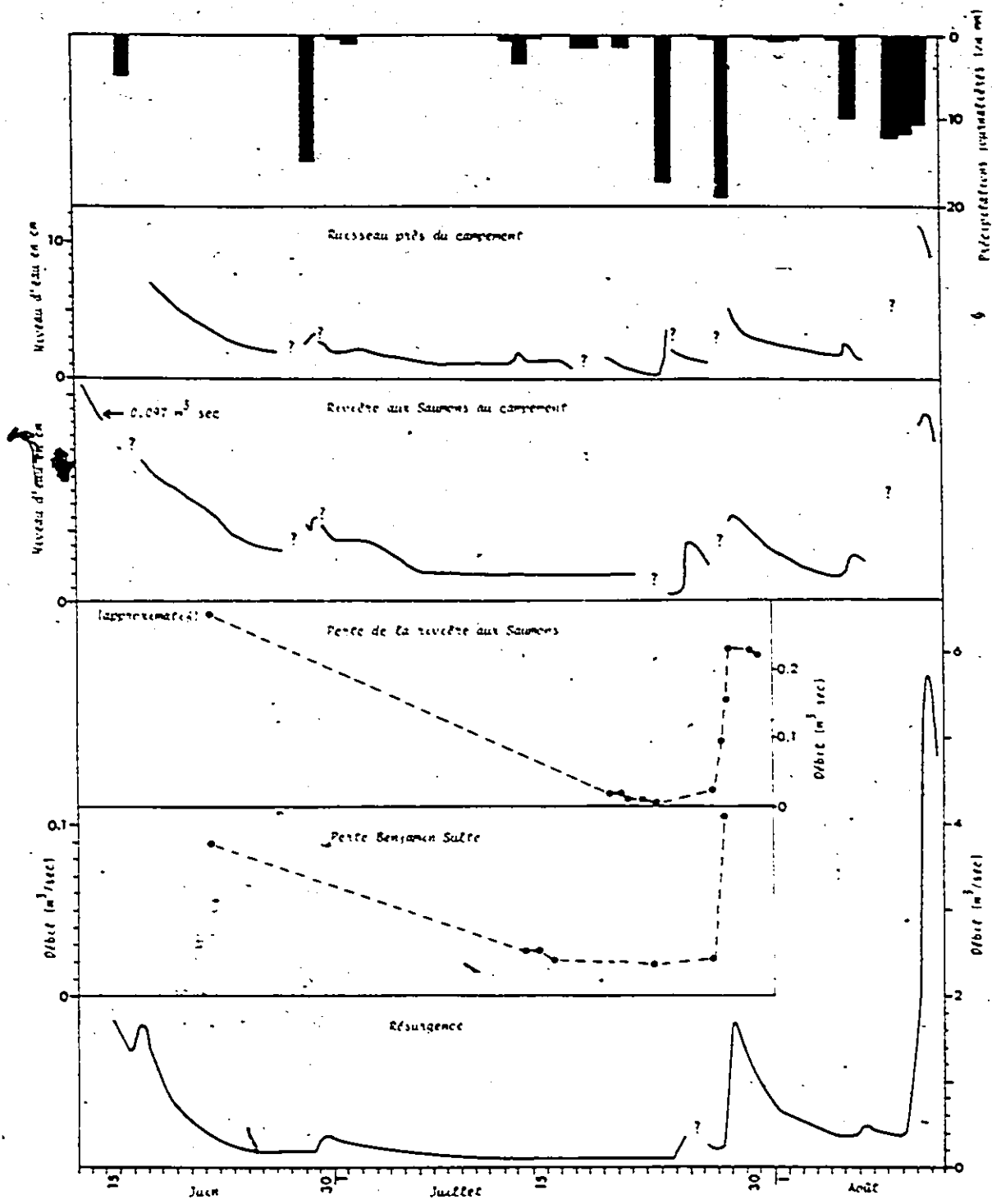


Figure 4.2c : Comparaison des données disponibles sur les régimes de quatre cours d'eau de surface, de la résurgence et des précipitations entre le 13 juin et le 12 août 1976, bassin supérieur de la rivière aux Saumons.

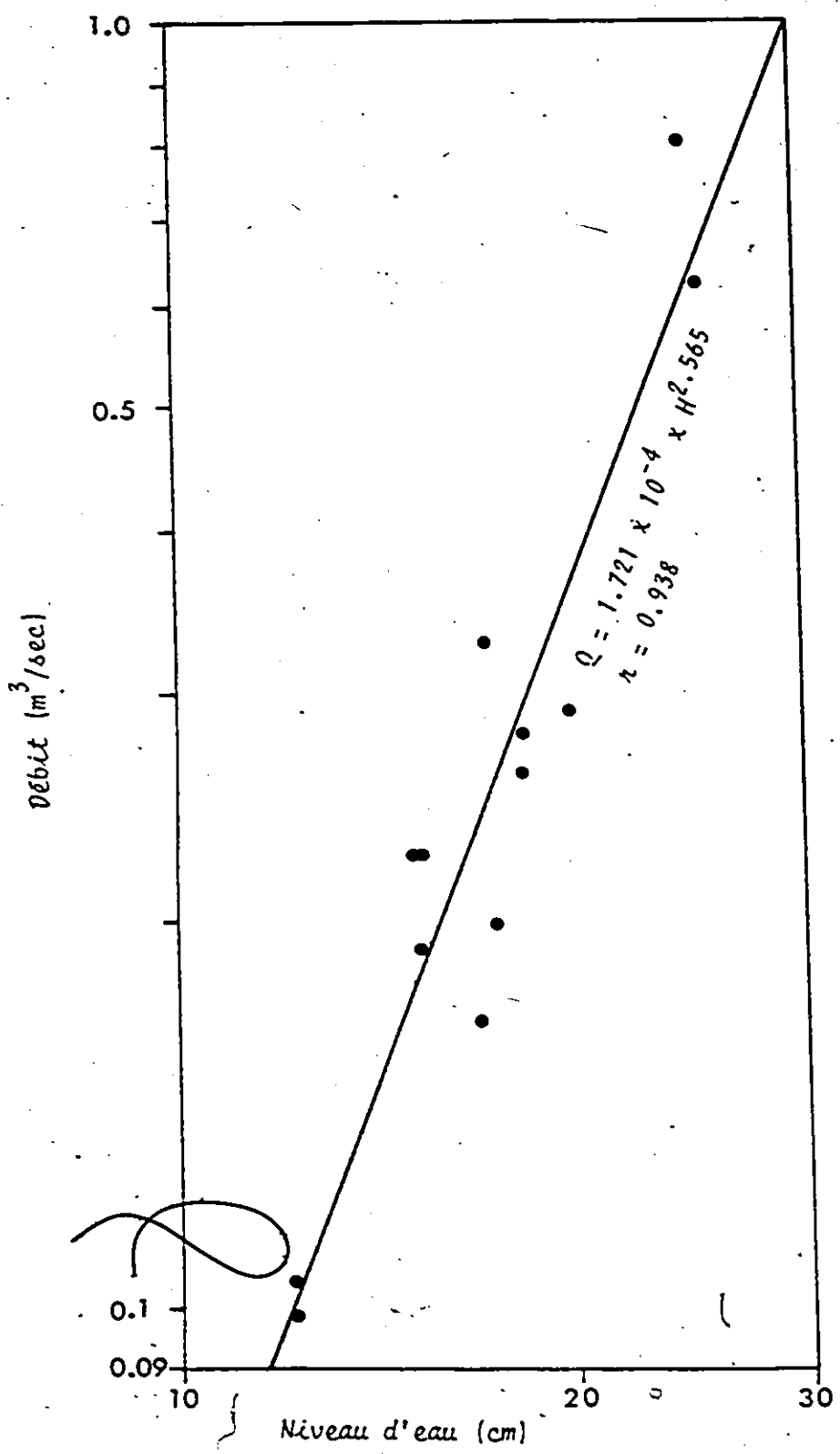


Figure 4.2d : Relation log-log entre le niveau d'eau et le débit à la résurgence.

CHAPITRE 5

LA CHIMIE DES EAUX DANS LE BASSIN SUPERIEUR DE LA RIVIERE AUX SAUMONS

5.1 Introduction

Au point de départ de cet ouvrage, on a clairement identifié le processus de dissolution comme étant à la source de toute karstification. Ensuite il a été, à maintes reprises, invoqué lors de l'observation et de la discussion des formes karstiques. Il serait donc intéressant d'examiner quelles sont les caractéristiques spécifiques de la dissolution des calcaires à l'intérieur du terrain qui nous préoccupe. Cela se fera en étudiant l'agent de cette dissolution: les eaux naturelles. Il s'agira de mesurer un certain nombre de variables physico-chimiques des eaux naturelles et d'étudier leurs variations selon leur contexte physique et spatio-temporel ainsi que leur position dans le cycle hydrologique.

Nous ne ferons pas ici le point sur les connaissances actuelles concernant les processus fondamentaux de la dissolution des calcaires. De bons comptes rendus peuvent être trouvés dans, entre autres, ROQUES (1969A), LANGMUIR (1971), EK (1973B), SWEETING (1973). Je me contenterai d'attirer l'attention sur un facteur important sinon essentiel dans la dissolution, le gaz carbonique (CO_2). C'est lui qui, dissous dans l'eau, fournit le principal acide naturel permettant la dissolution du calcaire.

C'est surtout la variation de la pression partielle en CO_2 dans l'eau

qui est responsable des phénomènes de dissolution et de précipitation de la calcite (ROQUES, 1969B). Dans la nature les deux principaux réservoirs de CO_2 disponibles pour être dissous par l'eau sont l'atmosphère et le sol. La pression partielle de CO_2 (ou PCO_2) dans l'atmosphère est de l'ordre de 0.03% ou de $10^{-3.52}$ atmosphère alors que celle du sol peut être de dix à quelques centaines de fois supérieure. De bonnes discussions de l'importance du CO_2 produit par la végétation sont fournies dans SCHOELLER (1962) et BROOK (1976)

Un article de CORBEL en 1959 allait déclencher une grande discussion dans le domaine de la dissolution des calcaires. Celui-ci suggérait que, parce que la solubilité du CO_2 dans l'eau croissait en sens inverse de la température, la dissolution des calcaires serait beaucoup plus importante sous les climats froids que les climats chauds. Ces idées furent par la suite extrêmement controversées. Les résultats des travaux de nombreux auteurs démontrèrent subséquemment que l'importance de la dissolution dépendait beaucoup plus de la disponibilité du CO_2 que de la température de l'eau (SMITH et MEAD, 1962; PITY, 1966; SWEETING, 1966; EK, 1969; SMITH, 1969; FORD, 1971; COGLEY, 1975; WOO et MARSH 1977, BROOK, 1976). Le sol étant souvent beaucoup plus riche en CO_2 que l'atmosphère, les eaux en contact avec celui-ci peuvent dissoudre beaucoup plus de calcaire qu'il leur serait possible si elles ne puisaient leur CO_2 que dans l'atmosphère. Dans un site sans végétation, des eaux de fonte (donc très froides) de neige, névés ou glaciers dissolvent peu de calcaire à cause de leur faible concentration en CO_2 (EK, 1966; FORD, 1971; COGLEY, 1975; WOO et MARSH, 1977) tandis que des eaux chaudes ou tempérées ayant été en contact avec un sol végétal peuvent dissoudre beaucoup plus. Dans une même zone climatique froide selon la présence ou l'absence de végétation, on observe de très grandes différences entre les quantités de calcaires dissous (COGLEY, 1975; WOO et MARSH, 1976). Les travaux de FORD (1971) dans la partie méridionale des Rocheuses canadiennes couvraient

des altitudes telles qu'on y retrouvait une grande variété de milieux bioclimatiques. Il put observer que les concentrations en calcaire dissous augmentaient avec l'importance de la végétation au sol, les eaux les plus chargées en calcaire provenant de la zone forestière située sous la limite des arbres et les moins chargées de la fonte de neige ou de glace au-dessus de cette limite des arbres et les moins chargées de la fonte de neige ou de glace au-dessus de cette limite. Les résultats de ces différents auteurs semblent bien démontrer que le principal facteur contrôlant la dissolution est la quantité de CO_2 du sol, elle-même directement dépendante de l'activité biologique et de la végétation sur ce sol.

Les variations chimiques des eaux dans la dissolution des carbonates seraient attribuables surtout à trois facteurs: le contexte hydrogéologique des eaux, les variations à court terme (saisonniers par exemple) et les effets du climat (HARMON et al., 1972, 1975; DRAKE et WIGLEY, 1975). Après avoir rejeté le modèle climatique de dissolution de CORBEL, la tentation de présenter un nouveau modèle climatique demeurait forte. Ainsi dans les années soixante-dix quelques auteurs (HARMON et al., 1972, 1975; BROOK et al., 1976) voulurent isoler le troisième facteur mentionné, c'est-à-dire les effets du climat, pour le mesurer. Ils étudièrent un seul groupe d'eau, les résurgences dont les variations chimiques à court terme se situaient dans un ordre de 0 à 25% (SCHUSTER et WHITE, 1971). Ces variations étaient compensées en utilisant les moyennes régionales. En suivant l'idée selon laquelle, le taux et la production de CO_2 dans le sol croîtrait avec la chaleur du climat, ils mirent en relation la pression partielle de CO_2 des eaux avec leur température. Pour un site donné la température des résurgences, on le sait, tend à une certaine constance et approche fortement la température moyenne annuelle de la région. A partir de quelques centaines d'échantillons provenant de plusieurs régions

de l'Amérique du nord et de l'Amérique centrale se distribuant entre les latitudes 23° nord et 63° nord (avec toutefois peu de régions sous les mêmes latitudes), ils démontrèrent une forte corrélation entre la température (variable indépendante) et la pression partielle en CO_2 des eaux (variable dépendante). Suite à ces résultats ils conclurent que le potentiel de dissolution des eaux naturelles vis à vis du calcaire était beaucoup plus fort en région chaude qu'en région froide. Ce qu'ils proposent est, en fait, un autre modèle climatique de dissolution du calcaire mais à l'opposé de celui de CORBEL.

Quelques données permettent déjà de remettre en question ce modèle contestable basé sur relativement peu d'observation pour chaque latitude. BROOK (1976) calcule dans une région aussi nordique et froide que la Nahanni sud, des taux de dénudation régionale qui se situent entre les taux mesurés en régions tempérées froides et tropicales humides. Suite à ces résultats, il suggère de reviser les concepts de dissolution potentielle des calcaires en relation avec la température. D'autre part WOO et MARSH (1977) mesurent des concentrations d'ion Ca^{++} pour échantillons: 164 ppm (CaCO_3). COGLEY (1975) affirme que l'importance de la dissolution est plus reliée à la végétation qu'au climat en terme de températures moyennes.

5.2 Les méthodes d'études employées

5.2.1 Le programme d'échantillonnage

Toutes les observations furent faites à l'intérieur du bassin supérieur de la rivière aux Saumons, à l'intérieur du karst ou à proximité. A ce propos, il convient de mentionner que, dans la limite des paramètres considérés, la chimie ne laisse voir aucune différence significative entre les eaux de surface qu'elle soit à l'extérieur ou à l'intérieur du karst (les matériaux carbonatés étant abondants partout).

L'échantillonnage porta sur une seule saison, soit du 13 juin au 12 août 1976. Le programme d'échantillonnage comportait deux volets distincts. D'abord un échantillonnage ponctuel portait sur des eaux de tous types prélevées tout au long de l'été dans des sites nombreux et variés sans répétition sur un même site (51 prélèvements). Puis un échantillonnage répétitif impliquait un nombre beaucoup plus limité de sites où les prélèvements ont été répétés à plusieurs reprises durant l'été afin de tenter d'observer les fluctuations d'un certain nombre de paramètres à travers le temps et en réaction à certains événements. Il s'agissait des sites de la rivière aux Saumons devant le camp de base (30 prélèvements), d'un petit ruisseau dans une tourbière à quelques dizaines de mètres du camp (30 prélèvements), de la résurgence du karst (17 prélèvements), de la perte de la rivière aux Saumons (16 prélèvements) et de la perte Benjamin Sulte (huit prélèvements).

5.2.2 Les paramètres considérés

Les paramètres mesurés sont la température, le pH, la dureté totale, la dureté en ions Ca^{++} , la dureté en ions Mg^{++} et l'alcalinité. Un conductimètre servait à l'occasion sur le terrain pour guider l'échantillonnage ou pour comparer certaines eaux. La conductivité d'une eau est proportionnelle

à sa minéralisation et il semble que des eaux de compositions chimiques voisines comme les eaux bicarbonatées calciques ont à peu près la même constante de proportionnalité (BAKALOWICZ, 1974). Ici, on présume être en présence de celles-ci et que les autres ions étrangers à ce système simple ne s'y trouvent qu'en quantité négligeable. Deux ions en particulier peuvent y interférer de façon sensible s'ils s'y trouvent en quantité suffisante: Cl^- et SO_4^{--} qui peuvent aussi s'associer avec l'ion Ca^{++} .

L'ion chlorure provient normalement des eaux météoriques (en très faible concentration) ou de pollutions domestiques. Ici la possibilité de pollution domestique est inexistante et la concentration dans les eaux de pluies peut être considérée comme négligeable. L'ion sulfate, quant à lui, provient le plus souvent de la dissolution de gypse ou de l'oxydation des pyrites souvent associées aux schistes d'argile. Jusqu'à présent la présence de gypse n'a jamais été mise en évidence sur Anticosti mais on ne peut dire la même chose des schistes d'argile. Toutefois aucune concentration particulièrement élevée de l'ion Ca^{++} n'a pu laisser soupçonner la présence de Cl^- ou de SO_4^{--} . Les concentrations de ces deux ions n'ont été mesurées que sur deux échantillons par la méthode de titration du nitrate d'argent (pour le Cl^-) et celle de turbidimétrie (pour le SO_4^{--}) (GASCOYNE, 1975). L'échantillon 19-6-4 provient d'une vasque d'eau stagnante au centre d'un affleurement de calcaire, au fond du lac asséché, et 1.7ppm de SO_4^{--} et 6.5 ppm de Cl^- y ont été mesurés. L'échantillon 19-6-3 provient d'une petite vasque limitée de toute part par du matériel tourbeux sur lequel croissent des herbacés, à proximité de 19-6-4. Les concentrations mesurées de SO_4^{--} et Cl^- sont respectivement de 0.25 ppm et 6 ppm. Compte tenu de la valeur de reproductivité des méthodes utilisées (1.5 ppm pour le Cl^- et 5 ppm pour le SO_4^{--}) on peut considérer ces concentrations comme négligeables. Pour tous les autres échantillons on ne peut que présumer qu'elles le sont.

Tous les paramètres ne sont pas toujours disponibles pour tous les échantillons. A plusieurs reprises des problèmes techniques ou des pannes d'instruments n'ont pas permis de prendre toutes les mesures désirées. Ainsi, pour tous les échantillons pris entre le 21 juin et 12 juillet les valeurs de pH et d'alcalinité ne sont pas disponibles. En plus, par suite, quelques malfonctionnements du pH mètre ont été la cause d'autres lacunes dans les données.

Lorsque pour un échantillon, on dispose de la température, du pH de la dureté en Ca^{++} et en Mg^{++} et de l'alcalinité (76 échantillons), on calcule la pression partielle de CO_2 (PCO_2) avec laquelle cette eau est en équilibre ainsi qu'un indice indiquant le niveau de saturation de l'eau par rapport à la calcite (Sic). Pour ce calcul on assume avoir affaire à une eau bicarbonatée calcique simple et que tout autre ion étranger à ce système ne s'y trouve qu'en quantité négligeable. Sic ou l'indice de saturation par rapport à la calcite de LANGMUIR (1971) est en fait le logarithme de l'indice de saturation de BACK (1963) qui est le rapport du produit des activités des ions Ca^{++} et CO_3^{--} au produit de solubilité de la calcite soit: $[\text{Ca}^{++}] \cdot [\text{CO}_3^{--}] / K_c$. La valeur de 0 représente la saturation, les valeurs positives, la sursaturation et les valeurs négatives, la sous-saturation. Comme la saturation n'est pas vraiment une limite linéaire mais plutôt une zone un peu floue et difficile à fixer, en pratique, on considère comme saturées toutes les eaux dont $-0.1 \leq \text{Sic} \leq 0.1$. En fait, cette marge pourrait être élargie à ± 0.3 si on considère l'imprécision de la variable la plus importante dans le calcul de Sic, soit le pH. Les valeurs de Sic et de PCO_2 ont été calculées automatiquement à l'aide du programme TOMCHEM conçu par WIGLEY (1972). Ainsi ces deux paramètres calculés peuvent s'ajouter aux six autres mesurés.

Les résultats des analyses et mesures faites sur 152 échantillons d'eau du bassin supérieur de la rivière aux Saumons sont présentés en appendice.

5.2.3 Les procédures d'échantillonnage et d'analyse

Les échantillons étaient prélevés dans des bouteilles de plastiques de 250 ml ou de 500 ml. Les bouteilles étaient fermées sur place façon étanche en prenant garde ne pas y laisser d'air. Ensuite elles n'étaient ouvertes qu'au moment des titrations. Entre-temps elles étaient conservées dans un endroit frais à l'ombre. La température et le pH étaient mesurés sur place tandis que les titrations de dureté et d'alcalinité étaient faites dans un délai ne dépassant pas six jours. A ce propos, à quelques reprises des échantillons ont été prélevés en double exemplaires l'un étant titré le même jour et l'autre sept jours plus tard. Dans tous les cas, les résultats ne différaient pas au-delà de la limite de reproductibilité de l'analyse. Il a été possible ainsi de vérifier que les délais entre le prélèvement et les titrations ne modifiaient en rien les résultats. Les instruments servant aux titrations étaient rincés entre chaque titration avec une eau passée à travers une colonne déminéralisante. L'eau déminéralisée utilisée en tant qu'eau distillée a été titrée pour fins de vérification et toutes les titrations indiquaient une valeur de 0 ppm. Les flacons servants aux prélèvements étaient aussi rincés à plusieurs reprises avec cette eau avant d'être réutilisés.

La température de l'eau était mesurée avec un thermomètre au mercure précis à $\pm 0.25^{\circ}$ C.

Un pHmètre portatif de la compagnie Sargent Welch fut utilisé sur le site chaque prélèvement. Le pHmètre était calibré en fonction de la température de la solution à mesurer et avant chaque lecture à l'aide de solutions

tampons de pH 7 et 10. Entre chaque opération, l'électrode était rincée à l'eau déminéralisée. Le cadran à miroir permet une lecture précise à 0.05 unités de pH mais si dans les meilleures conditions on obtenait une reproductibilité à l'intérieur de ces marges, la sensibilité de l'instrument aux conditions du terrain et en particulier à l'humidité réduisant, en d'autres occasions, cette précision à 0.1.

La dureté totale est obtenue par titration à l'EDTA 0.02 N, de 50 ml de l'échantillon auquel on a ajouté 1 ml d'un tampon à l'ammoniaque 30% et une tablette indicatrice de dureté totale de la firme BDH. La dureté totale est obtenue en multipliant le nombre de ml de EDTA utilisés par 20. La reproductibilité de cette analyse est de 2 ppm (en tant que CaCO_3). La dureté en calcium est obtenue de façon semblable en remplaçant le tampon à l'ammoniaque par une solution de NaOH 4 N et les tablettes indicatrices de dureté totale par celle de dureté en calcium. La reproductibilité est de 3 ppm. La dureté en magnésium est obtenue par soustraction des deux premières.

Les valeurs d'alcalinité ont été obtenues de deux façons différentes. Il s'agissait de titrer 50 ml de l'échantillon avec du HCL 0.02 N jusqu'à ce que le pH atteigne la valeur de 4. Ensuite on multipliait le nombre de ml de HCL utilisés par 20 pour obtenir la valeur de l'alcalinité en tant que CaCO_3 (procédé basé sur GASCOYNE, 1975). Le contrôle du pH a été fait par pHmètre (calibrés avec des solutions de pH 4 et 7) lorsque celui-ci était disponible et en bon état de fonctionnement mais dans plusieurs cas l'alcalinité a été mesurée avec un indicateur de pH BDH qui devait passer du vert à l'orange au PH 4. Toutefois, sachant que la précision de cet indicateur était inférieure à celle du pHmètre, de nombreuses alcalinités ont été mesurées des deux façons à la fois afin de pouvoir comparer les deux résultats. La valeur obtenue par

l'indicateur s'est révélée toujours légèrement inférieure à l'autre ce qui suggérait que le changement de couleur ne se produisait pas au pH 4 mais à un pH plus élevé. Ainsi, à partir de 30 doubles mesures on trouva un coefficient de corrélation de 0.988 et une relation entre les deux groupes de valeurs d'alcalinité fut calculée. Ensuite cette relation fut utilisée pour reconvertir les alcalinités mesurées uniquement avec l'indicateur en une valeur plus exacte et plus proche de celle qui aurait été mesurée avec un pHmètre. La reproductibilité des mesures d'alcalinité étaient de ± 4 ppm (avec un pHmètre) et ± 6 ppm (avec l'indicateur).

5.3 Les types d'eau observés

Ici on tentera d'établir un portrait chimique des principaux types d'eau (accessibles) en présence sur le terrain d'étude durant l'été 1976 pour chercher à mieux comprendre leur évolution. Ce portrait sera divisé en deux tableaux distincts. On y discernera les eaux courantes, celles circulant de façon concentrée dans des chenaux bien nets (ruisselets, ruisseaux, rivières etc...) de celles que je nommerai ici, un peu à tort, les eaux stagnantes comprenant les bassins, les vasques et toutes les eaux circulant de façon diffuse et lente.

Avant de tenter de séparer différents types d'eau, nous chercherons d'abord à voir s'il existe pour l'ensemble des échantillons de ce terrain des relations entre les différents paramètres considérés. La première relation examinée est celle entre les concentrations respectives en Ca^{++} et en Mg^{++} . On obtient un coefficient de corrélation de 0.483 entre ces deux variables sur 155 échantillons ce qui plus que suffisant pour établir, avec 99.9% de sûreté, que la concentration en Mg^{++} est statistiquement corrélée à la concentration en Ca^{++} . De même (avec les 76 échantillons dont on possède tous les paramètres) on trouve un coefficient de corrélation de 0.943 entre l'alcalinité et la concentration en Ca^{++} . Le pH, paramètre important dans le calcul du SI_c et de PCO_2 , ne se corrèle bien qu'avec eux (et pour cause). Il semble bien indépendant des autres, notamment de la concentration en Ca^{++} et de la température. Enfin cette dernière ne montre pas de corrélation avec aucun des autres paramètres. Notons spécialement ici cette absence de relation directe significative entre la température et PCO_2 bien visible sur la figure 5.3a. Donc, il serait plus intéressant pour identifier les eaux, de considérer des variables comme la concentration en Ca^{++} , le PCO_2 et le SI_c (qui nous intéressent plus que le pH auquel elles sont corrélées toutes les deux) et la température qui sont indépendantes les unes des autres.

Le SI_c et la PCO_2 des échantillons sur lesquels on a pratiqué une analyse chimique plus complète et dont la valeur $\frac{\text{somme des cations} - \text{somme des anions}}{\text{somme des cations} - \text{somme des anions}} \times 100\%$ dépasse 15%, ne seront pas considérés.

5.3.1 Les eaux stagnantes

De ce groupe d'eau on dispose de relativement peu d'échantillons (20 avec analyse complète et 5 avec analyse incomplète). Ce petit nombre d'échantillons est insuffisant pour mettre en évidence des regroupements, ceux-ci étant dispersés dans une gamme assez large de valeurs des paramètres importants. Leurs températures s'étalent entre $5^{\circ}C$ et $31^{\circ}C$, leurs duretés en calcium entre 1 et 211 ppm, leurs $pPCO_2$ (1) entre 1.31 et 3.51, leurs SI_c entre -3.76 et 0.87 et leurs pH entre 5.7 et 8.45.

La température des échantillons dépend du site lui-même et du moment d'échantillonnage. Les eaux froides ($5^{\circ}C$ ou $9^{\circ}C$) proviennent du fond d'un puits et leur température est celle de leur milieu ambiant tandis que les eaux les plus chaudes sont celles de vasques peu profondes sur du rocher ou de la matière organique chauffées au soleil d'une journée d'été. Il semble que la signification des températures en surface se limite à l'état du milieu au moment de l'échantillonnage.

La saturation d'une eau ne semble liée qu'à la disponibilité d'un contact suffisant avec du matériel carbonaté (le temps de contact n'est pas un obstacle puisqu'on a affaire à des eaux stagnantes ou circulant très lentement). A ce propos on ne remarque aucune différence entre la dureté d'une eau saturée en contact avec le calcaire ou le till dans des contextes comparables. Le till semble contenir suffisamment de matériaux carbonatés pour saturer une eau

(1) $pPCO_2 = -\log P_{CO_2}$

avec lequel il a un contact suffisant. On observe aussi qu'un coussin de matière organique peut constituer un isolant suffisant entre l'eau et le matériel à dissoudre pour empêcher une diffusion totale (jusqu'à saturation) des ions dans l'eau encore agressive. Ainsi beaucoup de bassins à l'intérieur de tourbières réticulées dont le fond, sur le till ou la roche en place, est couvert d'une épaisse couche de dépôts organiques ont une eau très peu chargée en CaCO_3 et très agressive. La dureté de ces bassins ne dépasse pas une trentaine de ppm de CaCO_3 et leur SIC est de l'ordre de -3 (ex: échantillons 15-7-3, 21-7-2, 6-8-1, 6-8-2). La conductivité mesurée dans un beaucoup plus grand nombre de ces bassins est aussi caractéristique d'une très faible minéralisation (elle varie entre 10 et 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Toutefois, si l'isolant n'est pas assez épais ou si du matériel carbonaté affleure au fond du bassin, la dureté augmente et l'eau tend vers la saturation. A l'autre extrême, on trouve les bassins d'eau en contact complet avec le matériel carbonaté saturés en accord avec leur PCO_2 . Deux exceptions: les échantillons 15-7-2 et 5-8-8 qui proviennent de bassins au fond de puits qui reçoivent du sol sus-jacent un suintement constant d'eau fort agressive les empêchent de se saturer complètement. On n'a pas observé de sursaturation importante dans les échantillons. En théorie cela doit exister dans les vasques d'eau saturée soumises à une période d'évaporation mais nous n'avons pas suffisamment de relevés pour mettre en évidence ce phénomène.

Les pressions partielles de gaz carbonique des eaux stagnantes dépendent de leur contact et leur possibilité d'échange avec le sol et l'atmosphère. Ainsi toutes les eaux possèdent une PCO_2 égale ou supérieure à celle de l'atmosphère (environ 0.03% ou $\text{pPCO}_2 = 3.5$). Si l'eau n'a aucun contact direct avec un sol ou avec la végétation sa PCO_2 sera proche de celle de l'atmosphère. Mais plus le contact avec la végétation sera grand, plus cette végétation

aura une activité biologique intense et plus la surface d'échange entre l'eau et l'air sera réduite, plus la PCO_2 de l'eau sera élevée. Tout réside dans la possibilité d'une eau à acquérir une pression partielle de CO_2 supérieure à celle de l'atmosphère et à la conserver. Ainsi les eaux dont la PCO_2 sera la plus élevée sont celles qui disposent des meilleurs échanges avec un sol riche en CO_2 et des échanges les plus restreints possibles avec l'atmosphère. Ainsi alors que les bassins des tourbières réticulées ont en général une PCO_2 d'un ordre dix à cent fois supérieur à celle de l'atmosphère (ex: échantillons 15-7-3, 6-8-1, 6-8-2), la PCO_2 dans l'un de ceux-ci était réduite à une valeur proche de celle de l'atmosphère lors d'une journée où un grand vent agitait passablement l'eau et favorisait les échanges avec l'air (échantillon 21-7-2). Dans un cas, en creusant dans la tourbe d'une tourbière réticulée, des pH de l'ordre de 4.6 à 4.8 ont été mesurés sur l'eau qui imbibait la tourbe mais il n'a pas été possible de recueillir suffisamment d'eau pour constituer un échantillon et calculer, suite à d'autres analyses, la PCO_2 et le SiC . On doit toutefois considérer la possibilité que l'acidité d'une eau et en particulier d'une eau de tourbière ne soit pas totalement attribuable à l'acide carbonique (résultat de la présence de CO_2) et que des acides organiques complexes (qu'il ne nous est pas possible de mesurer facilement et dont le rôle et l'importance demeurent encore mal connus) y participent de façon non négligeable. Il est alors possible que le PCO_2 calculé excède la valeur réelle.

Finalement la dureté en calcium des eaux stagnantes dépend à la fois de la pression de CO_2 et de son degré de saturation (figure 5.3b).

Une des catégories d'eau établie par COWELL (1977) pour son terrain concerne les eaux de marais. Ce sont les eaux les plus acides qu'il rencontre. Il n'en possède toutefois que dix échantillons. Elles sem-

blent assez différentes de nos eaux stagnantes de tourbières. Si leur dureté en calcium demeure relativement faible (de 40 à 58 ppm CaCO_3), elles sont toutes saturées vis-à-vis la calcite (SIc entre -0.07 et 1.28), leur pH ne sont pas inférieurs à 7.65 et leur PCO_2 n'atteignent pas de valeur aussi fortes que plusieurs de nos eaux ($2.28 \leq \text{pPCO}_2 \leq 3.48$). La catégorie des étangs et bassins de BROOK (1976), dans la Nahanni, correspond chimiquement beaucoup plus à nos eaux stagnantes. Les gammes de valeurs prises par chacune des principales variables chimiques, à l'intérieur d'un ensemble de 70 échantillons, sont à peu près les mêmes à l'exception du PCO_2 qui ne dépasse pas 0.56% ($\text{pPCO}_2 = 2.25$) (ce qui est normal car cette catégorie n'inclut pas des eaux dans un milieu présentant une surface de contact air-eau aussi limitée que sur de petites vasques).

Toutefois les étangs de BROOK sont situés dans une variété d'environnements géologiques différents qui ne se retrouvent pas tous sur Anticosti (étangs sur le calcaire, sur du calcaire couvert de till, sur des schistes d'argile et sur des sables glaciaires). Il affirme d'ailleurs que la chimie des étangs est liée à l'environnement géologique où on les trouve. Les facteurs qu'il présente comme étant ceux contrôlant la chimie des étangs sont les mêmes que ceux suggérés ici pour les eaux stagnantes. Selon lui, la PCO_2 des étangs résulte de façon évidente d'un équilibre entre la PCO_2 du sol et la perte de CO_2 dans l'air. Il conclut plus loin que les caractéristiques chimiques des eaux des étangs et bassins s'expliquent en termes de:

- . PCO_2 du sol
- . équilibre partiel avec le PCO_2 atmosphérique
- . disponibilité de matériel soluble

Le faible nombre d'échantillons disponibles, limités dans le temps et l'espace, ne permet pas d'avoir une image plus complète et plus exacte de ces eaux. L'identité chimique d'une eau ne résulte pas uniquement de son environnement spécifique mais aussi à sa position dans le cycle hydrologique (BROOK, 1976). Toutefois dans ce cas-ci, l'observation ne portant que sur une saison et sur des eaux relativement stables à court terme, on présume que les variations des paramètres ont été suffisamment limitées pour qu'on puisse considérer nos données comme significatives même si les prélèvements ont été faits à des moments différents d'un site à l'autre. De plus, la concordance entre les facteurs déterminants suggérés ici et ceux trouvés par BROOK appuie cette idée.

Finalement, je présenterai ici de façon plus détaillée six cas illustrant bien l'effet des différents facteurs influençant la chimie des eaux stagnantes.

Exemple 1 (figure 5.3c): Au fond d'un lit asséché, deux vasques peu profondes couvrent chacune une vingtaine de mètres carrés; l'une n'est en contact qu'avec la roche en place (vasque A, échantillon 5-8-4), l'autre dont le fond est aussi sur la roche en place, est entourée de toute part par environ 0.3 m de sol portant une végétation d'herbacés (vasque B, échantillon 5-8-5). De même température (19°C), elles sont toutes deux très près de la saturation (SIc de 0.35 pour A et -0.17 pour B) mais pour des concentrations en CaCO_3 différentes (82 ppm pour A et 106 pour B). En effet elles sont en équilibre avec des PCO_2 différentes. Le PCO_2 de la vasque A est la même que la valeur donnée normalement à l'atmosphère ($\text{pPCO}_2=3.51$) alors que celle de la vasque B est environ dix fois supérieure ($\text{pPCO}_2=2.63$) montrant bien l'influence d'un contact avec le gaz carbonique du sol.

Exemple 2 (figure 5.3d): On considère un bassin de quelques centimètres de profondeur couvrant environ 200 m^2 au fond du grand lac asséché. Près de la moitié du bassin repose uniquement sur la roche en place sans aucun contact avec la végétation. Dans l'autre partie, on retrouve des petites touffes d'herbacées d'abord éparses et dispersées puis de plus en plus concentrées vers le pourtour où les surfaces d'eau sont étroitement entremêlées avec les surfaces herbeuses. Au-delà de cette limite on trouve de petites surfaces d'eau à l'intérieur d'un terrain herbeux. On a donc un plan d'eau dont le contact avec la végétation varie spatialement du minimum au maximum. L'eau est, en tout point, en contact avec le calcaire. La variation de conductivité entre les différentes zones du plan d'eau semblent montrer que la minéralisation de l'eau augmente avec son contact avec la végétation. Dans la zone sans végétation, les valeurs de conductivité varient autour de $130 \mu\text{S}/\text{cm}$ (valeur minimale mesurée: $120 \mu\text{S}/\text{cm}$). Elle s'accroît avec l'intensité du contact entre l'eau et la végétation. Ainsi dans la partie où on trouve de nombreux îlots de végétation à l'intérieur du bassin, la conductivité varie entre 200 et $250 \mu\text{S}/\text{cm}$ tandis que dans les petits bassins (de l'ordre de 1 m^2) isolés au centre de la végétation herbeuse elle se situe entre 300 et $400 \mu\text{S}/\text{cm}$. Deux échantillons furent prélevés dans ce bassin chacun correspondant à une des valeurs extrêmes de conductivité. L'échantillon 19-6-4 vient de la partie du bassin la plus éloignée de la végétation. Sa température est de 31°C , sa conductivité de $130 \mu\text{S}/\text{cm}$ et sa concentration en CaCO_2 : 56 ppm . Il n'a pas été possible d'obtenir une lecture de pH fiable ce qui n'a pas permis le calcul de SiC et PCO_2 . L'autre échantillon (19-6-3) provient d'un petit bassin entre les herbes à un mètre du grand bassin. Sa température est de 28°C , sa conductivité de $370 \mu\text{S}/\text{cm}$, sa

dureté en CaCO_3 de 170 ppm, son Sic de 0.87 et son PCO_2 de 0.13% ($\text{pPCO}_2 = 2.88$). Des mesures de conductivité sur d'autres bassins voisins dont une partie du pourtour était en terrain herbeux et une autre sur la roche en place, laissent voir un phénomène semblable mais moins spectaculaire. Il s'agirait là de la manifestation de l'effet d'un approvisionnement partiel en CO_2 d'origine biologique qui permettrait à l'eau d'obtenir une PCO_2 localement supérieure à celle de l'air et d'être saturée avec une dureté plus grande.

Exemple 3 (figure 5.3e): Au centre d'une tourbière, un bassin allongé d'environ 1.5 m de largeur, plusieurs mètres de longueur et de 1.5 m de profondeur, dans du till, déborde dans des terrains herbeux voisins qu'il recouvre d'une couche d'une trentaine de centimètres d'eau. Un échantillon a été prélevé dans le bassin (6-8-4) et un autre entre les herbes (6-8-5). Les deux eaux ont des duretés en CaCO_3 semblables (110 ppm pour 6-8-6 et 116 pour 6-8-5) mais sont en équilibre avec des PCO_2 très différentes, celle de l'eau entre les herbes étant bien sur la plus élevée ($\text{pPCO}_2 = 2.60$ pour 6-8-6 et 1.31 pour 6-8-5). Si dans le bassin l'eau est saturée ($\text{Sic} = 0.09$), elle est agressive entre les herbes ($\text{Sic} = 1.36$). Il semble donc que, dans ce cas, la diffusion des ions Ca^{++} se fasse efficacement à travers toute l'eau, celle entre les herbes les recevant probablement en grande partie du bassin (le sol l'isolait du till directement sous-jacent et ne lui permettant pas d'approcher plus la saturation contrairement à l'exemple précédent où toute l'eau avait un contact égal avec le matériel carbonaté). Par contre les échanges gazeux avec l'atmosphère semblent se faire plus facilement sur le plan d'eau bien dégagé au-dessus du bassin que sur celui à couvert entre les herbes et mieux protégé du vent. Il est aussi probable que

La vitesse de diffusion du CO_2 à travers toute l'eau y est aussi pour quelque chose, n'étant pas assez rapide pour maintenir une PCO_2 égale partout.

Exemple 4 (figure 5.3f): Dans la zone humide de la tourbière au nord de la piste Benjamin Sulte, nous nous intéresserons particulièrement à trois vasques d'eau. Deux sont situées dans les grandes herbes et la troisième, à faible distance de celles-ci, sur du till à nu. Située en contrebas du sol, elle n'a pas de contact direct avec celui-ci mais peut recevoir un peu de suintement du sol sus-jacent. Les deux autres vasques sont aussi sur le till mais, au fond, une couche de matière organique les en sépare. Pour une des deux, cette couche est plus épaisse et de nombreuses herbes poussent dans la vasque (photo 3.1c) tandis que pour l'autre, elle est plus mince et le plan d'eau est mieux dégagé de toutes herbes. On a un échantillon pour chacune des vasques: 5-8-1 sur le till à nu, 5-8-2 vasque envahie par les herbes, 5-8-3 vasque ouverte entre les herbes. Les résultats d'analyse sont les suivants:

	5-8-1	5-8-2	5-8-3
dureté CaCO_3 :	131	80	110
Sic:	0.08	-2.54	-1.01
p PCO_2 :	3.24	1.49	2.26

On constate que la vasque envahie par les herbes a une PCO_2 plus élevée que l'autre située dans le même milieu et que la PCO_2 de la vasque sur le till est proche de celle de l'atmosphère. Si l'eau directement sur le till est saturée, le fond de matière organique constitue un écran partiel empêchant l'eau d'atteindre la saturation dans les deux autres cas. Finalement remarquons les trois valeurs de PCO_2 qui sont de l'ordre

de une fois, dix fois et cent fois celle de l'atmosphère.

Exemple 5 (figure 5.3g): Dans la tourbière directement à l'ouest de la perte Benjamin Sulte, nous observerons deux types d'eau bien différents. L'eau provenant des précipitations est en contact à la fois avec l'atmosphère et la végétation dans une vasque de tourbière réticulée mais encore isolée du matériel à dissoudre par une importante couche de matière organique. Cette eau imbibe aussi la tourbe et crée une petite nappe suspendue au-dessus du till qui s'infiltré en grande partie par des puits ouverts dans la tourbière. De ces eaux, nous avons un échantillon d'une vasque de tourbière réticulée 15-7-2. L'eau de la vasque à la surface est peu chargée en CaCO_3 (10 ppm), sa PCO_2 est plus élevée ($\text{pCO}_2 = 1.57$) que celle de l'atmosphère et bien sur, elle est très sous-saturée ($\text{Sic} = 3.76$). Au fond du puits la PCO_2 est un peu plus élevée ($\text{pPCO}_2 = 1.32$) et le contact avec le matériel carbonaté étant établi la dureté en calcium est nettement plus élevée (211 ppm) ainsi que l'eau moins agressive ($\text{Sic} = 0.98$).

Exemple 6: Nous comparerons ici l'eau de deux bassins semblables provenant du fond de deux puits. Tous les deux sont situés dans le brûlis mais dans des environnements végétaux fort différents. Un des puits est au nord de la rivière aux Saumons, au coeur du brûlis sur un sol sec portant une maigre végétation d'herbacés et de lichens (5-8-7). L'autre c'est l'"Ocsophage de l'Anthropophage" situé au sein d'un petit îlot forestier épargné, dans le sud du brûlis (5-8-8). 5-8-7 est saturé ($\text{Sic} = -.05$) avec 148 ppm de CaCO_3 et une PCO_2 de 0.17% ($\text{pPCO}_2 = 2.77$). 5-8-8 est encore un peu agressif ($\text{Sic} = -0.79$) avec 138 ppm de CaCO_3 et une PCO_2 de 0.83% ($\text{pPCO}_2 = 2.08$). D'abord nous

observons la nette différence entre la PCO_2 de ces deux puits et celle du puits de l'exemple 5. Celle-ci serait attribuable à la différence entre les deux environnements végétaux à travers lesquels circule l'eau qui alimente ces bassins. De nombreux auteurs ont montré ou rapporté que la PCO_2 d'un sol était étroitement dépendante de les associations végétales supportées par ce sol (voir entre autres dans BROOK, 1976 et JAKUCS, 1977). Les données sont insuffisantes pour attribuer la différence de PCO_2 entre les eaux des deux puits de cet exemple-ci seulement aux types de végétation (la forêt d'épinettes noires vs le brûlis) mais il est possible qu'ils puissent y jouer un rôle non négligeable. Ainsi, la PCO_2 de bassins comparables dans des terrains variés dépendrait aussi du type de végétation de ces terrains.

5.3.2 Les eaux courantes

Dans cette catégorie, nous disposons de 127 échantillons (dont 55 avec analyses complètes) provenant de 27 sites différents. La gamme des valeurs prises par les principaux paramètres chimiques des échantillons est un peu plus limitée. Les minimums et maximums sont pour la température: $6^{\circ}C$ et $25^{\circ}C$, la dureté en calcium: 87 et 180 ppm, le pH: 6.95 et 9.0, la $pPCO_2$: 1.91 à 3.98 et le SIC : -1.09 à 1.15. Seuls $pPCO_2$, SIC et pH débordent un peu les maximums des eaux stagnantes, les minimums des eaux courantes étant tous plus élevés que ceux des eaux stagnantes.

Contrairement aux eaux stagnantes, on distingue ici, à priori, quelques types d'environnements bien distincts entre lesquels on peut répartir tous les échantillons. Les eaux courantes pourraient ainsi se diviser selon le type de cours d'eau dans lequel elles coulent.

On distingue les ruisseaux, les rivières et une résurgence karstique.

On considère généralement ici comme ruisseaux, les cours d'eau d'ordre 1. Ils sont issus des tourbières ou des étangs. Ils sont en contact, dans leur chenaux, avec le till ou le calcaire. Le rapport entre le volume de l'eau dans une section donnée et la surface de contact air-eau est relativement élevé. L'eau des ruisseaux est par contre en bon contact par les berges des chenaux, avec la végétation et le sol. On détient 49 échantillons de ce groupe provenant de 19 sites différents et des analyses complètes sur 23 d'entre eux représentant 14 sites.

~~Les cours d'eau d'ordre supérieur à 1~~ sont identifiés ici sous le vocable rivière. L'eau des rivières circule de façon plus rapide et turbulente que celle des ruisseaux. Leur lits sont plus larges et l'eau y circule de façon très étalée de telle sorte que le rapport entre un volume d'eau et sa surface exposée à l'air est très faible et que les échanges gazeux avec l'atmosphère en sont facilités. Les contacts de l'eau avec la végétation ou un sol sont beaucoup plus limités que pour les ruisseaux et parfois même presque inexistantes. Nous disposons de 61 échantillons d'eau de rivières (sur sept sites) dont 25 avec analyses complètes (sur cinq sites).

Les eaux de résurgence ne proviennent bien sûr que d'un seul site, celui de la résurgence du karst tout entier. A cet endroit 17 échantillons furent prélevés dont seulement sept ont subi les analyses complètes permettant de calculer PCO_2 et SiC .

Après avoir distingué des catégories d'eau courante d'après leur environnement il serait intéressant de voir si ces groupes possèdent leur identité chimique distincte. Cette identité devrait se

définir en fonction des paramètres chimiques les plus significatifs. Dans les Rocheuses canadiennes, FORD (1971) obtient une bonne séparation entre ses différents groupes d'eau en mettant en relation graphiquement la dureté en calcium avec Si_c et avec la PCO_2 . DRAKE et HARMON (1973) se servent de Si_c et PCO_2 pour différencier quatre types d'eau souterraine et deux de surface dans une vallée appalachienne de la Pennsylvanie. Selon eux, ces deux paramètres sont ceux qui donnent la meilleure image de l'évolution géochimique d'une eau dans un bassin de drainage carbonaté. Selon COWELL et FORD (1975), travaillant sur un karst dolomitique, ils sont suffisants, en y ajoutant Si_d (l'indice de saturation envers la dolomie), pour séparer une perte de cours d'eau, une résurgence de type "conduit" et une autre de type "diffuse" (cf. SHUSTER et WHITE, 1971). Toutefois pour COWELL (1976) ce sont la température, la dureté en Mg^{++} et la PCO_2 qui sont les trois paramètres les plus significatifs au niveau de la séparation statistique des groupes d'eau dans les karsts dolomitiques de la péninsule de Bruce en Ontario. La dureté en Ca^{++} et Si_c sont rejetés comme non significatifs. Par contre WOO et MARSH (1977), sur des calcaires de l'île d'Ellesmere dans l'Arctique, constatent que les affirmations de DRAKE et HARMON (1973) sont valables pour leur terrain.

Donc puisqu'il semble que Si_c et surtout PCO_2 seraient des paramètres importants à considérer, on n'utilisera, pour vérifier graphiquement ou statistiquement les groupes déjà établis, que les échantillons sur lesquels ces deux paramètres ont pu être calculés. De ce fait nous réduisons le nombre de nos échantillons de 127 à 55. Afin de vérifier si le nombre réduit d'échantillons sur lesquels nous avons pu effectuer les calculs de Si_c et PCO_2 sont bien représentatifs de tous

les échantillons, nous pouvons comparer, groupe par groupe, la moyenne et l'écart type de deux paramètres toujours disponibles, la dureté en CaCO_3 et la température, sur la totalité et le sous-ensemble des échantillons (tableau 5.3a). On constate que, les différences ne dépassant pas un ou deux ppm et 1°C pour la moyenne et l'écart-type, la distribution des valeurs de dureté en CaCO_3 et de température du sous-ensemble "échantillons avec SiC et PCO_2) est à peu près la même que celle de l'ensemble des échantillons dans chaque groupe. Appuyé par cette observation on supposera par la suite qu'il en va de même pour les autres paramètres et que ces sous-ensembles sont représentatifs de tous les échantillons de chaque groupe.

Suite aux résultats obtenus par DRAKE et HARMON (1973), WOO et MARSH (1977) et FORD (1971), nous mettrons en rapport graphique les paramètres suivants: SiC vs PCO_2 (figure 5.3h), SiC vs $[\text{Ca}^{++}]$ (figure 5.3i) et $[\text{Ca}^{++}]$ vs PCO_2 (figure 5.3j). PCO_2 sera représenté en tant que pPCO_2 donc les valeurs les plus basses de pPCO_2 correspondront aux plus fortes PCO_2 . De plus, on utilisera l'activité en Ca^{++} , non la concentration, et elle s'exprimera en millimoles par litre (mM/l).

On obtient une très bonne séparation des trois groupes sur tous les graphes. Les rivières sont en général saturées ou sursaturées alors que les ruisseaux semblent se répartir entre une sous-saturation à $\text{SiC} = -1$ et une sursaturation à $\text{SiC} = 0.8$ et que les eaux de la résurgence sont toujours sous-saturées ($-1.09 \leq \text{SiC} \leq -0.51$). Ces résultats sont passablement différents de ceux obtenus par COWELL (1976), BROOK (1976), DRAKE et HARMON (1973) et FORD (1971). FORD (1971) et COWELL (1976) présentent des cours d'eau de surface surtout saturés et sursaturés (sous la limite des arbres seulement, dans le cas des Rocheuses). BROOK (1976) distingue

les cours d'eau sur le schiste d'argile qui sont très agressifs de ceux sur le calcaire qui sont, pour la plupart, agressifs mais moins.

DRAKE et HARMON (1973), quant à eux, opposent les cours d'eau allogènes aux terrains carbonatés, tous très agressifs, à ceux y circulant et majoritairement sursaturés ou saturés. Ici toutes les eaux circulent en terrain carbonaté et on peut distinguer un groupe à peu près toujours saturé ou sursaturé d'un autre regroupant des eaux saturées et sous-saturées. Les eaux de résurgences sont près de la saturation ou légèrement sursaturées dans les Rocheuses (FORD, 1971), assez agressives (résurgences de type "conduit") ou légèrement agressives (résurgence de type "diffuse") sur le terrain de DRAKE et HARMON et étalées des deux côtés de la zone de saturation (selon le terrain d'origine de l'eau d'alimentation souterraine), sur ceux de BROOK et de COWELL. De toutes celles-là, ce sont les eaux des résurgences de type "conduit" de DRAKE et HARMON qui ressemblent le plus chimiquement, à celles de notre résurgence. Il demeure toutefois hasardeux de comparer les groupes d'échantillons de différents auteurs car ils ont souvent été prélevés dans des cadres très différents. Ceux d'Anticosti, de la Nahanni et des Rocheuses ne représentent qu'une seule saison de l'année, ce qui n'est pas le cas de ceux de la péninsule de Bruce ou de la Pennsylvanie. De plus, les variations climatiques saisonnières peuvent avoir un effet plus marqué sur la chimie des eaux à mesure que croît la latitude et l'altitude des échantillons.

Sur le graphe Sic vs $pPCO_2$ (figure 5.3h), la distribution des points Ruisseaux et Rivières prend la forme de deux alignements parallèles et un peu déphasés. Les deux lignes offrent une pente telle que plus une eau est saturée, plus sa PCO_2 est faible et vis-versa. La

base de l'alignement des eaux de ruisseaux commence à un SIC inférieur à celle de l'alignement des eaux de rivières et son sommet s'arrête aussi à une valeur inférieure. Les deux lignes sont aussi placées de telle sorte que pour un SIC égal, la PCO_2 des ruisseaux est supérieure à celle des rivières. Les points Résurgence, quant à eux, s'étendent entre les bases des deux alignements.

Le graphe SIC vs $[Ca^{++}]$ (figure 5.3i) présente à peu près le même aspect à la différence que l'alignement des points d'un même groupe est moins net, ceux-ci étant plus dispersés, et que les deux groupes Ruisseaux et Rivières paraissent plus détachés l'un de l'autre. En général, pour ces deux groupes la valeur de $[Ca^{++}]$ croît légèrement avec la saturation. A SIC égal, $[Ca^{++}]$ est nettement supérieur dans les ruisseaux.

L'aspect du graphe $[Ca^{++}]$ vs $pPCO_2$ (figure 5.3j) est très différent des précédents. Les points de chacun des groupes sont rassemblés dans un espace bien précis et chaque groupe, plutôt que de former un alignement, forme une surface qui occupe une partie du graphe qui lui est propre. Ainsi les eaux des rivières sont groupées vers les valeurs plus faibles de $[Ca^{++}]$ et de PCO_2 alors que les eaux de ruisseaux s'étendent entre des valeurs de $[Ca^{++}]$ et de PCO_2 supérieures. Les eaux de la résurgence, pour leur part, sont situées du côté des valeurs les plus fortes de PCO_2 mais entre les valeurs de SIC des rivières et des ruisseaux.

Afin de mieux comprendre la disposition de ces graphes, une interprétation sera proposée sous forme d'un modèle théorique de l'évolution chimique des eaux courantes en surface (cf. figure 5.3h, i et j). A l'origine les ruisseaux se forment à partir des terrains

humides, le plus souvent des tourbières. Les eaux fournies par ces terrains ont une PCO_2 très élevée et sont souvent encore très agressives. En se dirigeant vers les chenaux des ruisseaux elles entrent tôt ou tard en contact avec les matériaux carbonatés qu'elles dissolvent en augmentant de ce fait leur SIC. Dès qu'elles circulent dans des chenaux et particulièrement à l'extérieur des tourbières d'où elles recevaient d'autres apports d'eaux très riches en CO_2 , leur PCO_2 tend à diminuer au contact de l'air. Le taux de perte de CO_2 dépend de la turbulence de l'écoulement et de l'importance de la surface de contact air-eau par rapport au volume d'eau circulant. La diminution de PCO_2 tend aussi à amener l'eau vers la saturation. Si elle arrive à saturation $[Ca^{++}]$ n'augmentera plus mais la PCO_2 qui est encore environ 10 fois supérieure à celle de l'air, pourra continuer à décroître. A partir de ce point l'eau peut, soit se sursaturer, soit commencer à précipiter ou même faire les deux à la fois. Les raisons particulières qui font qu'une eau cesse de se sursaturer et commence à précipiter, sont complexes et encore mal expliquées. Nous ne nous y attarderons pas ici. Aucune eau de ruisseau n'a été observée avec un SIC supérieur à 0.8. En précipitant les eaux des ruisseaux se rapprochent chimiquement de celles des rivières.

Dans le plan établi par SIC et PCO_2 (figure 5.3h) les points des eaux de rivières et de ruisseaux forment deux lignes aux pentes parallèle. Cette pente représenterait en fait la saturation d'une eau par perte de CO_2 sans précipitation. Une fois que l'eau des ruisseaux coule dans les chenaux surtout à l'extérieur des tourbières, c'est probablement la perte de CO_2 qui domine sur la dissolution d'autre carbonate, le second processus se déroulant beaucoup plus

lentement que le premier (cf. ROQUES, 1969B et BAKALOWICZ, 1977). L'alignement "Ruisseaux" traverse la démarcation $S_{Ic}=0$ vers une valeur de $pPCO_2$ de 2.5 tandis que l'alignement "Rivières" le fait vers $pPCO_2=3.0$. Un écart à la ligne vers un PCO_2 inférieur, comme on en trouve quelques uns près de la saturation et dans la zone de sursaturation, correspondrait le plus souvent, à la précipitation.

Les rivières se constituent et sont alimentées surtout à partir de ruisseaux. Leur turbulence et leur morphologie favorisent davantage une plus grande perte de CO_2 dans l'air vers un équilibre avec la PCO_2 atmosphérique. Cette pression n'est atteinte que vers $S_{Ic}=1.0$. Ce n'est que vers cette valeur de S_{Ic} que nous observons des signes de précipitations chez les eaux de rivières.

Les eaux de la résurgence constituent une catégorie à part. La résurgence est alimentée par les pertes de rivières, de ruisseaux et par l'infiltration. Si nous connaissons mieux maintenant les deux premières composantes, nous disposons de très peu de données sur la troisième. Elle nous est très peu accessible directement. C'est elle qui imbibe le sol ou la tourbe avant de se diriger à travers un réseau de fissures vers l'aquifère karstique. Les résultats obtenus sur certaines eaux stagnantes nous suggèrent qu'elle doit être très chargée en CO_2 ($1 > pPCO_2 > 2$). Si l'infiltration est rapide les eaux pourront parvenir à l'aquifère encore très agressive (BAKALOWICZ, 1977). Les eaux de la résurgence sont en équilibre avec une PCO_2 comparable à celle des ruisseaux les plus agressifs. Ces hautes valeurs de PCO_2 ne s'expliqueraient que par la participation importante d'une eau d'infiltration fortement chargée en CO_2 (plus que celle des ruisseaux et des rivières) et très agressive. Le fait que les eaux ressortent

encore bien agressives suggère que leur temps de transit souterrain est relativement court et que leur circulation est rapide (BAKALOWICZ, 1977).

La méthode graphique s'est avérée excellente sur le plan de la séparation des groupes et de plus, l'usage des paramètres Sic , $[\text{Ca}^{++}]$ et pPCO_2 a apporté beaucoup à la compréhension de la chimie des eaux courantes. Cette méthode, aussi très efficace dans les Rocheuses (FORD, 1971) et dans l'Arctique (WOO et MARSH, 1976) s'est toutefois révélée peu efficace à séparer les eaux des terrains dolomitiques de la péninsule de Bruce en Ontario (COWELL, 1976). COWELL attribue ce résultat à un environnement chimique beaucoup plus uniforme sur son terrain que sur celui de FORD. Malgré l'uniformité de son environnement géologique et morphologique, le bassin supérieur de la rivière aux Saumons semble donc offrir une diversité d'environnements chimiques suffisante pour être perçue par méthode graphique.

Finalement nous utiliserons, sur les groupes d'eaux courantes, une deuxième méthode qui vérifie la validité statistique des groupes formés et évalue le pouvoir discriminant des différents paramètres. Cette analyse statistique qui porte le nom d'analyse discriminante, sera faite à l'aide du programme d'ordinateur BMD-07M de DIXON (1970). Cette méthode a déjà été utilisée pour la chimie des eaux en terrain karstique par DRAKE et HARMON (1973), WIGLEY et al. (1973), COWELL (1976) et BROOK (1976). Son fonctionnement est bien expliqué dans KING (1969) et résumé dans COWELL (1976).

Au départ, on identifie trois groupes à priori. Les variables incluses dans le programme sont $[\text{Ca}^{++}]$, alcalinité, température, pH, pPCO_2 et Sic même si elles ne sont pas toutes parfaitement indépendantes et si certaines sont calculées à partir des autres. Il est dif-

ficile de faire autrement puisque dans un équilibre chimique les principaux paramètres du milieu sont tous plus ou moins interdépendants et s'il fallait ne conserver que ceux qui sont faiblement corrélés, nous perdriions plusieurs variables intéressantes. Il faut aussi noter que pour les mêmes raisons, la plupart des auteurs mentionnés ci-haut ont aussi dû se résoudre à utiliser des variables intercorrélées dans leur analyse discriminante. Les caractéristiques de la distribution des valeurs des variables à l'intérieur de chacun des groupes sont présentés dans le tableau 5.3b.

Les variables sont choisies dans l'ordre de celles qui maximisent le rapport:

$F = \text{variation entre les groupes} / \text{variation à l'intérieur des groupes.}$

Ce sont dans l'ordre:

pPCO ₂	F=48.46
[Ca ⁺⁺]	F=28.61
alcalinité	F= 8.05
SIc	F= 7.92
température	F= 0.27

Le pH a été rejeté parce que considéré comme peu significatif au niveau de la séparation des groupes. Le U-statistique permet d'apprécier la valeur discriminante de l'ensemble des variables considérées. Ce U peut varier entre 0 et 1. Plus la partie de la variation intergroupes expliquée par l'ensemble des variables considérées est importante, plus la valeur de U est faible. U prend la valeur de 0 si les variables considérées expliquent la totalité de la variation intergroupes. Ici, U prend les valeurs suivantes selon les variables considérées dans l'ordre:

pPCO ₂ :	U = 0.349
pPCO ₂ et [Ca ⁺⁺]:	U = 0.165
pPCO ₂ , [Ca ⁺⁺] et alcalinité:	U = 0.124
pPCO ₂ , [Ca ⁺⁺], alcalinité et Sic:	U = 0.094
pPCO ₂ , [Ca ⁺⁺], alcalinité, Sic et température:	U = 0.093

Le programme regroupe ensuite les données à partir de probabilités à postériori et relocalise chaque échantillon dans le groupe au centre de gravité duquel la distance est la plus réduite. Les résultats de cette opération sont présentés dans le tableau 5.3c.

L'importance discriminante majeure de la PCO₂ est clairement indiquée par les résultats du programme. La PCO₂ des eaux, qu'on suppose d'abord élevée, est ensuite modifiée par le milieu dans lequel les eaux circulent et c'est le premier paramètre permettant de distinguer ces milieux. Ensuite viennent [Ca⁺⁺] et l'alcalinité qui sont toutes deux étroitement interdépendantes de telle sorte que pour nous, l'information fournie par [Ca⁺⁺] seul peut nous suffire à caractériser d'avantage le milieu (F étant d'ailleurs beaucoup plus élevé pour [Ca⁺⁺] que pour l'alcalinité). Ensuite on retrouve Sic dont le F est presque le même que celui de l'alcalinité et finalement la température avec un F très faible. Donc, si on néglige l'alcalinité, on retrouve en tête les trois variables utilisées pour la séparation graphique. D'ailleurs, les deux variables considérées comme les plus discriminantes sont celles qui, mises en relation graphiquement (figure 5.3j), répartissent le mieux les points en groupements compacts et bien détachés.

Les groupes a priori semblent bien correspondre à ceux reconstitués à postériori. Seulement cinq échantillons sur 55 sont reclassifiés

dans un autre groupe que celui d'origine et ce sont tous des ruisseaux. Ces cinq cas sont d'ailleurs bien visibles avec la séparation graphique (figures 5.3h, i et j). La chimie des ruisseaux les plus chargés en CO_2 se rapproche de celle de la résurgence et celle de certains autres tend vers celle des rivières.

L'analyse discriminante évalue un groupe selon la qualité de la concentration des cas autour d'un centre de gravité dans un système à N dimensions établis à partir des N variables considérées. Ce type de définition des groupes chimiques n'est pas nécessairement celle qui nous convient le mieux. On n'a qu'à se référer à la figure 5.3h pour voir une bonne séparation qui correspond mal à cette définition. Cela explique en grande partie l'importance relativement plus faible accordée à la variable SiC dans l'analyse discriminante que dans l'analyse graphique.

Les résultats de l'analyse discriminante n'en confirment pas moins les groupes à priori comme groupes à identité chimique propre et les résultats de l'analyse graphique. Le taux de classifications à priori erronées est aussi très faible.

5.3.3 Portrait chimique de la circulation des eaux du karst

On peut ramener le schéma de circulation présenté au chapitre précédent (figure 4.1c) et voir quels en sont les éléments que nous connaissons chimiquement, du moins pour la période du 13 juin au 12 août 1976.

L'eau de pluie n'a pas été recueillie et analysée mais on suppose que sa PCO_2 est proche de celle de l'air et que sa dureté est très faible ou presque nulle.

La pluie imbibe les terrains bien drainés ou humides. Là, elle s'enrichit en CO_2 selon la PCO_2 du milieu où elle se trouve. Dans les tourbières il semble que les eaux peuvent atteindre des PCO_2 de l'ordre de 1 à 10% ($1.0 < \text{pPCO}_2 < 2.0$). Nous n'avons pas de mesures directes de PCO_2 du sol dans le bassin supérieur de la rivière aux Saumons sur Anticosti. De telles mesures nous sont fournies par BROOK (1976), COWELL (1976) et BROOK et al. (1976) pour la péninsule de Bruce en Ontario et pour la Nahanni. Dans la Nahanni les moyennes de pPCO_2 de deux sites sont de 2.90 et 2.39 et on trouve des valeurs jusqu'à 1.65. Dans l'ensemble, les sols de la péninsule de Bruce sont plus riches en CO_2 , les moyennes de pPCO_2 du sol de six sites sont de 1.49, 2.45, 2.20, 2.22, 2.35 et 2.66 et on a des mesures jusqu'à 1.16. Les eaux du sol constituent un des groupes de BROOK (1976) à partir de deux échantillons sur le calcaire et cinq sur le schiste d'argile. Ces eaux sont en équilibre avec des taux de CO_2 proches des maximums mesurés dans le sol. Leur pPCO_2 moyen est de 2.43 sur le calcaire et 1.96 sur le schiste d'argile. WOO et MARSH distinguent aussi un groupe "eaux du sol" qui a un pPCO_2 moyen de 2.29 et des minimum et maximum de 1.85 et 2.91, donc assez semblable chimiquement à celles de BROOK quant à la PCO_2 . Bien que nous n'ayons pas de prélèvement direct d'eaux du sol, les calculs de PCO_2 d'eaux en contact étroit avec elles nous suggèrent que, dans les tourbières, elles ont une PCO_2 semblable ou légèrement supérieure à celles mesurées par BROOK, COWELL ou WOO et MARSH. On suppose toutefois que, dans d'autres sols comme dans la Plaine des Gouffres ou sur les pavements, la PCO_2 soit bien inférieure. Toutefois les surfaces occupées par les tourbières et les forêts denses demeurent suffisamment importantes et supérieures aux précédentes. Le niveau

de saturation dépend de la période de séjour dans le sol et de son contact avec du matériel carbonaté. Dans le cas des tourbières, l'eau demeure souvent agressive.

La chimie des eaux des bassins et étangs varie beaucoup selon le plus ou moins grand contact avec le matériel carbonaté et la végétation (cf. section 5.3.1). La gamme de PCO_2 et de Sic prises par ces eaux est très large.

Les cours d'eau prennent leur source et s'alimentent à partir de ces terrains. Les ruisseaux qui se perdent en bordure des tourbières sont en général agressifs et fort chargés en CO_2 ($pPCO_2$ de l'ordre de 2.0 à 2.5). Ceux qui coulent plus longtemps avant de passer sous terre, tendent à être saturés ou sursaturés et leur PCO_2 est plus faible. Les autres forment les rivières qui sont presque toujours saturées ou sursaturées avec un $pPCO_2$ de l'ordre de 3.0 à 3.5. BROOK (1976), COWELL (1976) et WOO et MARSH (1976), considèrent les cours d'eau de surface comme un groupe chimique distinct. Ce groupe correspondrait aux rivières et ruisseaux de ce travail. Seul BROOK subdivise cette catégorie en distinguant les cours d'eau sur le calcaire de ceux sur le schiste d'argile. Les moyennes et les écarts-types des groupes des différents auteurs peuvent être comparés sur un même graphe mettant en relation Sic et $pPCO_2$ (figure 5.3k). La $pPCO_2$ moyenne de tous les groupes correspond à peu près à celle qu'on obtiendrait en regroupant les rivières et les ruisseaux ($pPCO_2$ de l'ordre de 2.70 à 2.90) de notre classification. Les différences majeures se présentent au niveau des Sic . Les cours d'eau de BROOK sont en grande majorité agressifs. Ceux sur le schiste d'argile sont les plus agressifs de tous (Sic moyen de -1.47) ce qui est bien prévisible. Contrairement

à tous les autres groupes de cours d'eau coulant sur les carbonates, ceux de BROOK ne sont pas saturés pour la plupart (Sic moyen de -0.39). La distribution des Sic des cours d'eau de COWELL ressemble beaucoup à celle de notre groupe Rivières et leur moyenne est la même (Sic moyen = 0.50) tandis que la moyenne des Sic du groupe de WOO et MARSH est la plus élevée (Sic moyen de 0.83) mais elle n'est basée que sur les échantillons d'un seul site.

L'intérieur du système demeure la grande inconnue, la boîte noire. On connaît chimiquement les eaux à la sortie mais on ne connaît qu'une partie des entrées. Il y a des entrées d'eaux saturées: les rivières ($3.0 > p\text{PCO}_2 > 3.5$), et les ruisseaux saturés ($2.5 > p\text{PCO}_2 > 3.0$), des entrées agressives: les ruisseaux agressifs ($2.0 > p\text{PCO}_2 > 2.5$) et finalement une inconnue, l'infiltration. L'observation chimique de la résurgence permet de présumer de la nature de l'infiltration. Ses eaux toujours agressives ($-1.1 > \text{Sic} > 0.5$) sont fortement chargées en CO_2 ($1.9 > p\text{PCO}_2 > 2.8$) ce qui suppose l'apport, aux composantes déjà connues, d'autres eaux plus riches en CO_2 et plus agressives qu'elles. Ces eaux ne sont rien d'autres que l'infiltration. L'agressivité de la résurgence nous suggère d'autres données sur l'infiltration et la circulation des eaux dans le karst souterrain soit, une infiltration rapide et un temps de transit relativement court (BAKALOWICZ, 1977). BROOK et al, (1976) ont montré, sur des résurgences de la Nahanni et de la péninsule de Bruce, que la PCO_2 des eaux aux résurgences est en équilibre avec celle du sol dans la zone d'alimentation et ils ajoutent que où cette alimentation se fait rapidement à travers des pertes dans le roc à nu, la PCO_2 d'équilibre est plus faible à la résurgence.

Ici, il y a une participation combinée de plusieurs types d'alimentation et on peut supposer que la PCO_2 moyenne des sols des surfaces d'alimentation de la résurgence se situe quelque part au-dessus de 17 (i.e. sous un $pPCO_2$ de 2.0).

142a

Tableau 5.3a: Comparaison entre deux populations d'échantillons pour chacun des trois groupes d'eaux courantes

	<u>tous les échantillons</u>	<u>échantillons avec SiC et PCO₂</u>
<u>Groupe Résurgence</u>		
nombre d'échantillons:	17	7
nombre de sites:	1	1
CaCO ₃ (moyenne):	118.5 ppm	121.7 ppm
CaCO ₃ (écart-type):	12.5 ppm	12.9 ppm
température (moyenne):	7.1°C	6.8°C
température (écart-type):	1.2°C	1.2°C
<u>Groupe Ruisseaux</u>		
nombre d'échantillons:	49	23
nombre de sites:	19	14
CaCO ₃ (moyenne):	150.1 ppm	151.9 ppm
CaCO ₃ (écart-type):	22.7 ppm	21.6 ppm
température (moyenne):	12.5°C	12.9°C
température (écart-type):	4.2°C	4.7°C
<u>Groupe Rivières</u>		
nombre d'échantillons:	61	25
nombre de sites:	7	5
CaCO ₃ (moyenne):	114.7 ppm	112.5 ppm
CaCO ₃ (écart-type):	12.4 ppm	11.8 ppm
température (moyenne):	18.9°C	19.7°C
température (écart-type):	3.5°C	2.8°C

1425

Tableau 5.3b: Caractéristiques de la distribution des valeurs de six paramètres des groupes d'eaux courantes

groupes:	<u>Ruisseaux</u>	<u>Rivières</u>	<u>Résurgence</u>
nombre d'observations:	23	25	7
<u>Ca⁺⁺ (mM/l)</u>			
moyenne:	1.45	1.06	1.17
écart-type:	0.21	0.11	0.12
minimum:	0.90	0.86	0.91
maximum:	1.70	1.22	1.24
<u>Alcalinité (mM/l)</u>			
moyenne:	2.89	2.28	2.37
écart-type:	0.46	0.30	0.34
minimum:	2.20	1.70	1.61
maximum:	3.41	2.72	2.61
<u>Température (degrés Celsius)</u>			
moyenne:	12.9	19.7	6.8
écart-type:	4.7	2.8	1.2
minimum:	6.5	14.0	6.0
maximum:	21.0	25.0	9.5
<u>pH</u>			
moyenne:	7.68	8.35	7.21
écart-type:	0.38	0.30	0.28
minimum:	7.00	7.65	6.95
maximum:	8.45	9.00	7.75

1420

Tableau 5.3b (suite)

groupes:	<u>Ruisseaux</u>	<u>Rivières</u>	<u>Résurgence</u>
<u>PCO₂</u>			
moyenne:	2.53	3.27	2.17
écart-type:	0.36	0.27	0.35
minimum:	1.94	2.66	1.88
maximum:	3.26	3.98	2.86
<u>Slc</u>			
moyenne:	-0.09	0.51	-0.85
écart-type:	0.49	0.36	0.21
minimum:	-1.05	-0.39	-1.09
maximum:	.76	1.15	-0.51

142d

Tableau 5.3c: Résultats de la reclassification à postériori de l'analyse discriminante

Groupes à priori - Nombre de cas reclassifiés dans - Nombre de cas mal chacun des groupes classifiés à priori

	Rivières	-	Ruisseaux	-	Résurgence	
Rivières	25		0		0	0(sur 25)
Ruisseaux	2		18		3	5(sur 23)
Résurgence	0		0		7	0(sur 7)

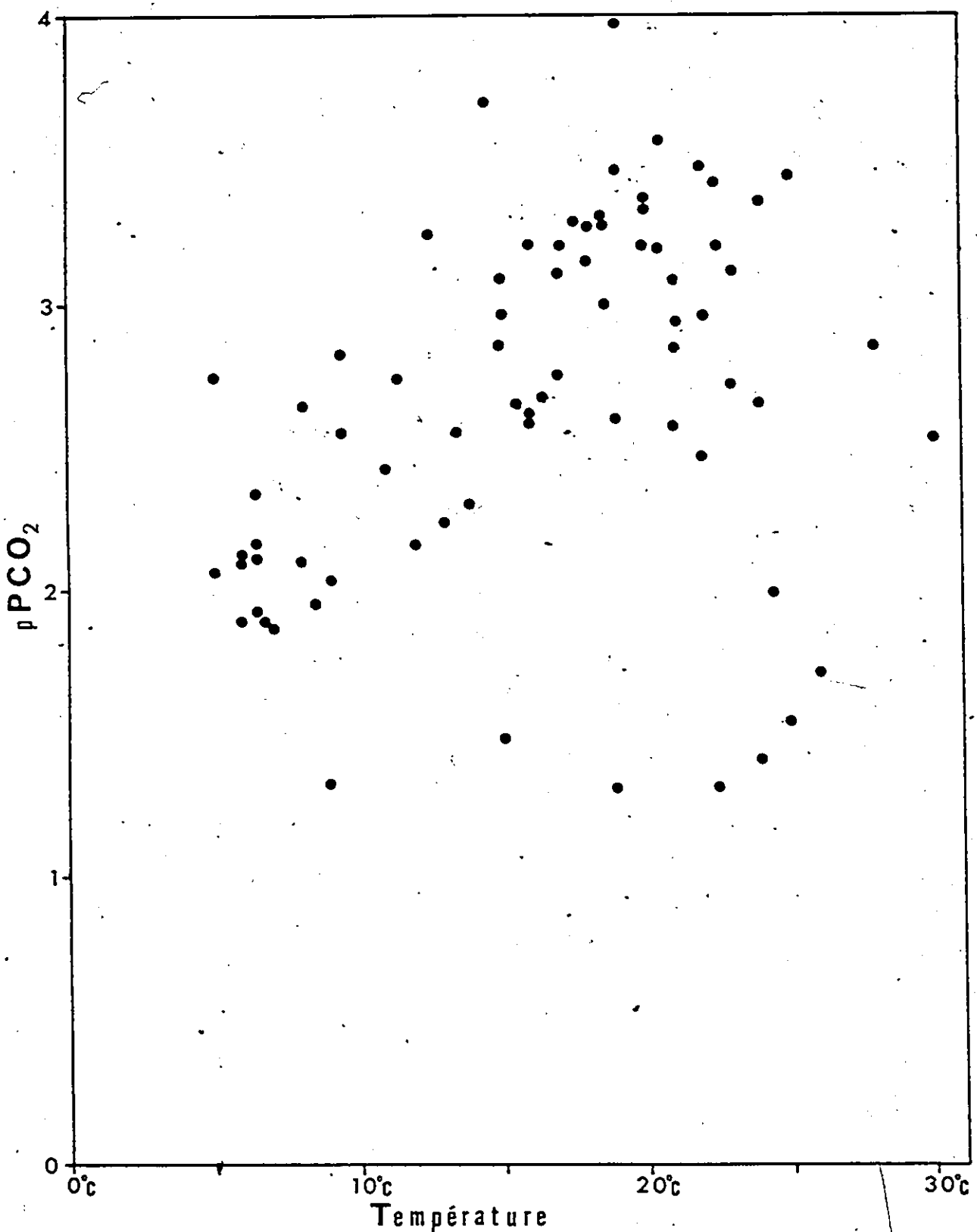


Figure 5.3a : Rapport entre pPCO₂ et la température pour tous les échantillons disponibles

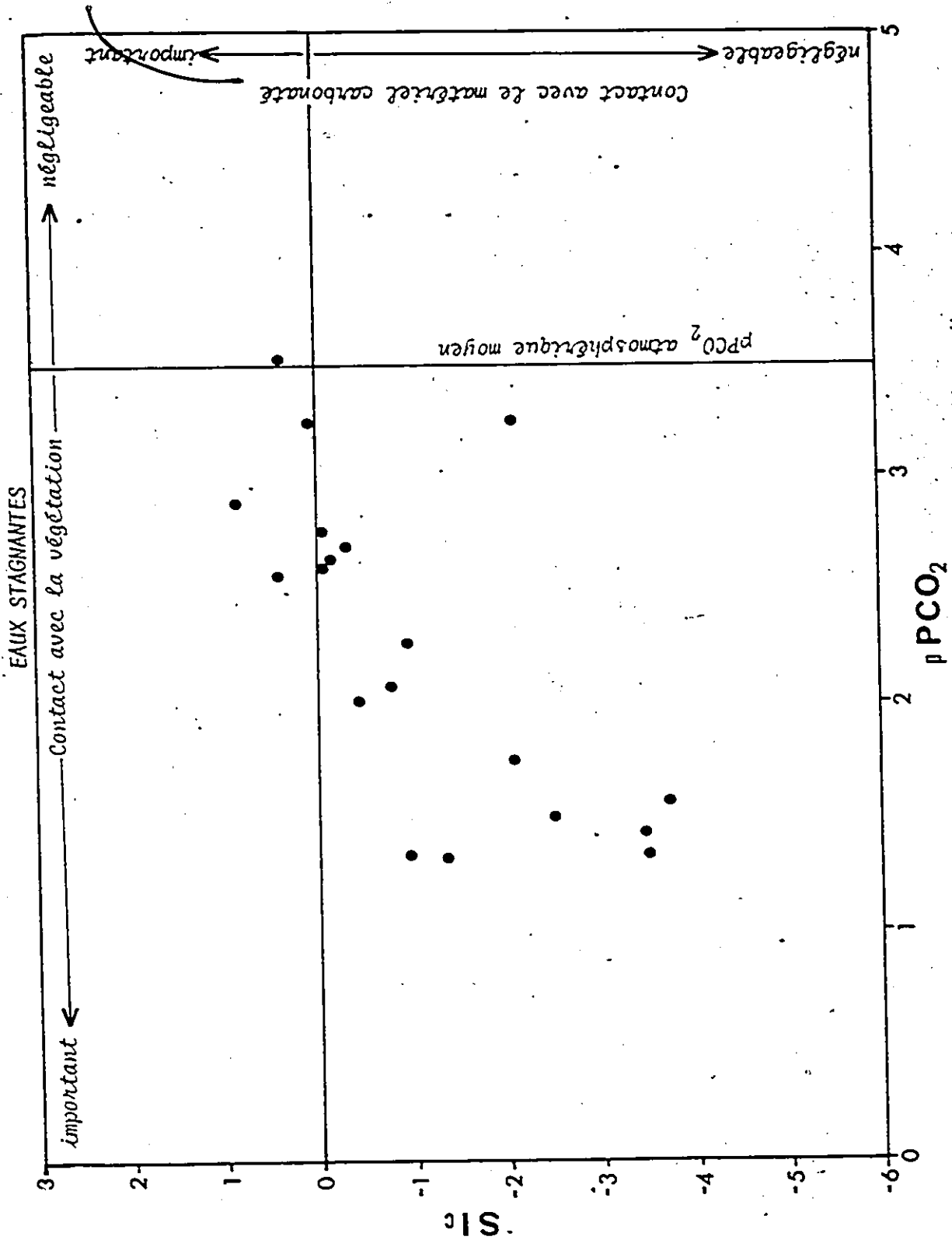


Figure 5.3b: Rapport entre SiC et $p\text{PCO}_2$ pour 19 échantillons d'eaux stagnantes

142g

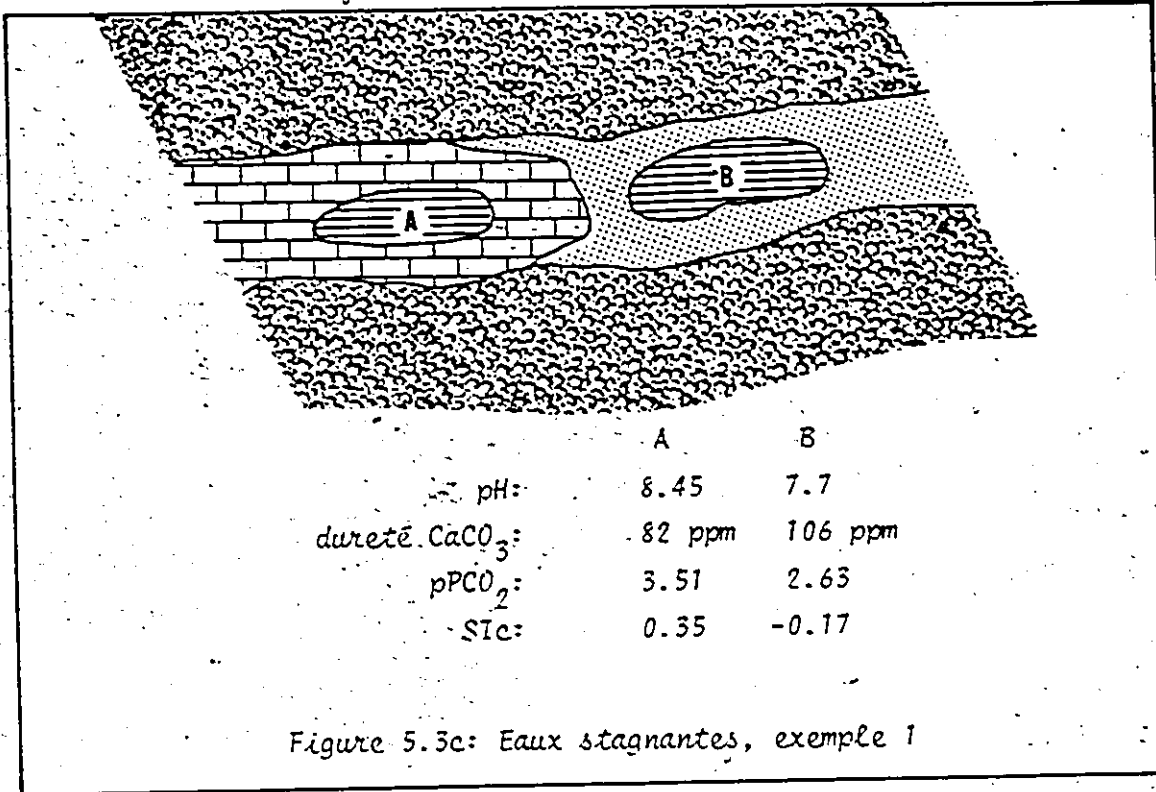


Figure 5.3c: Eaux stagnantes, exemple 1

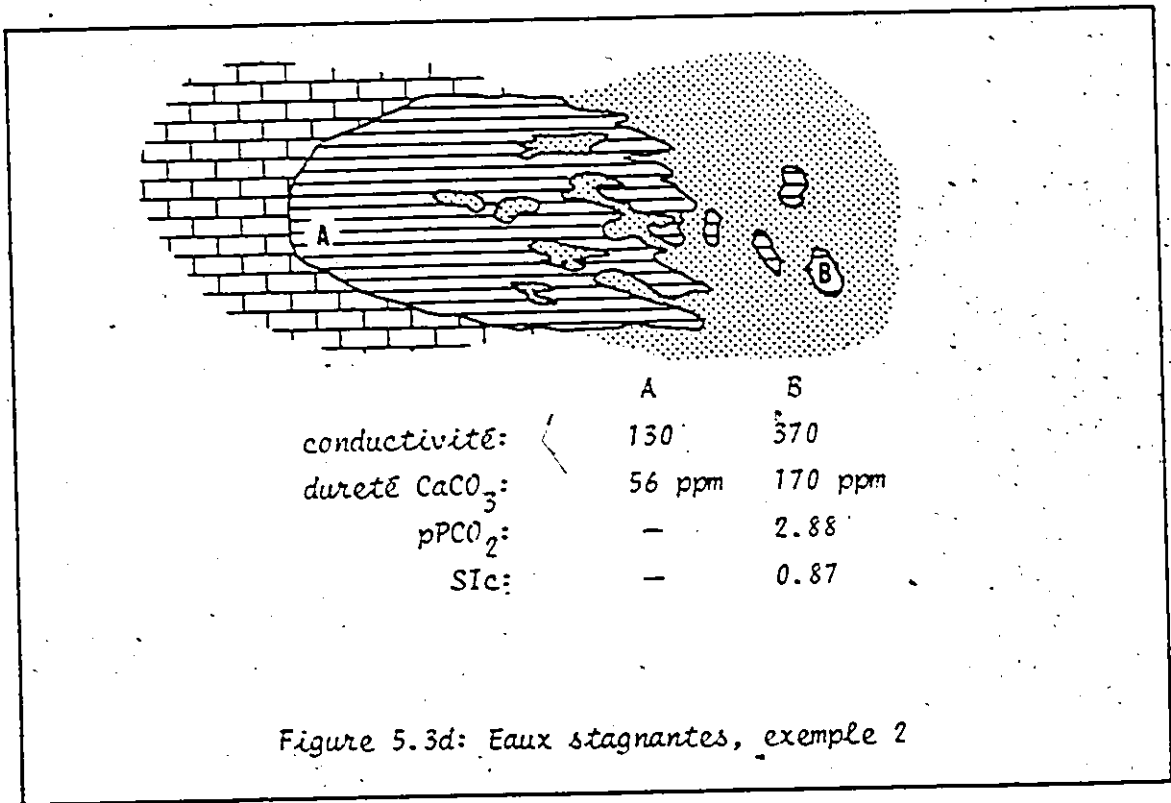
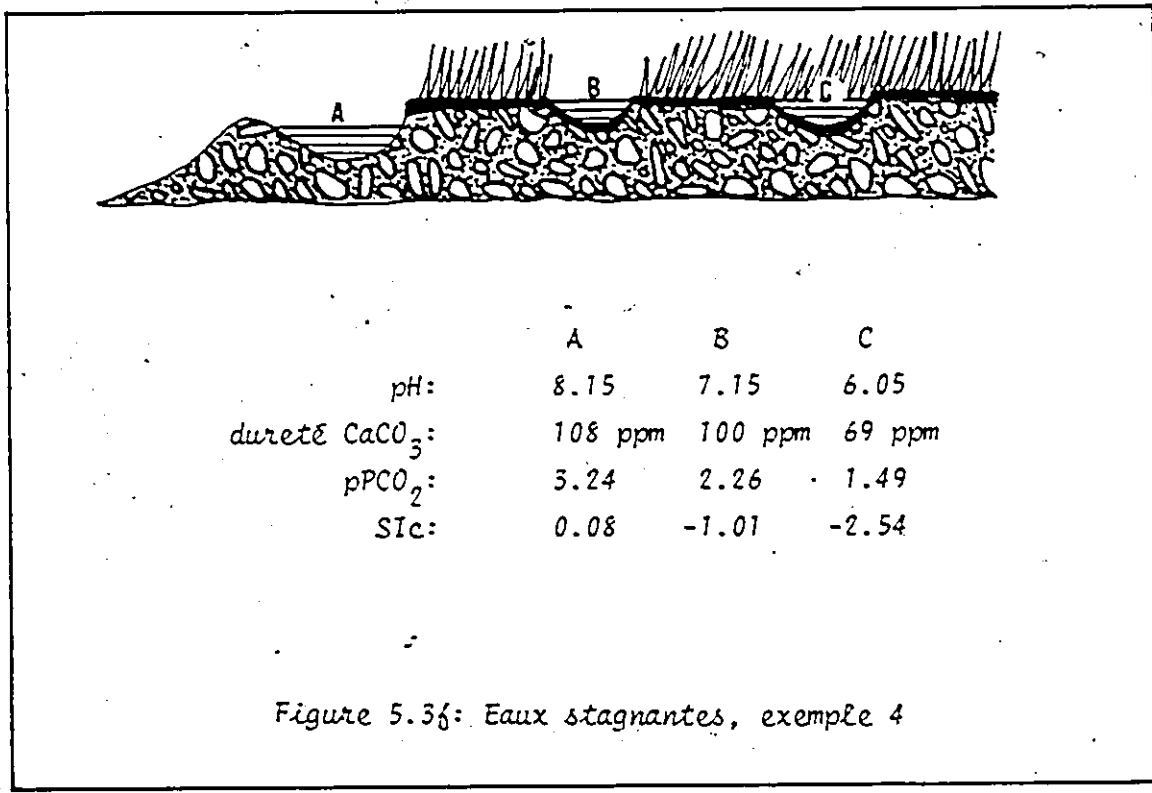
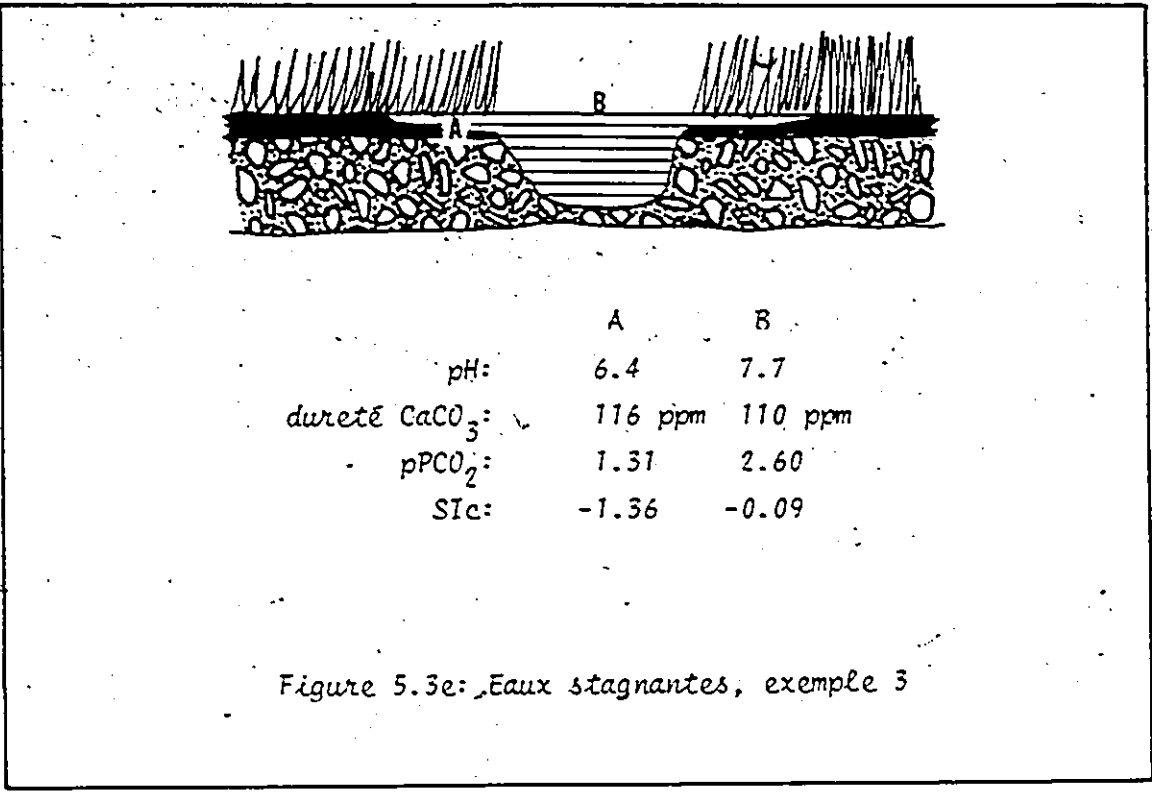
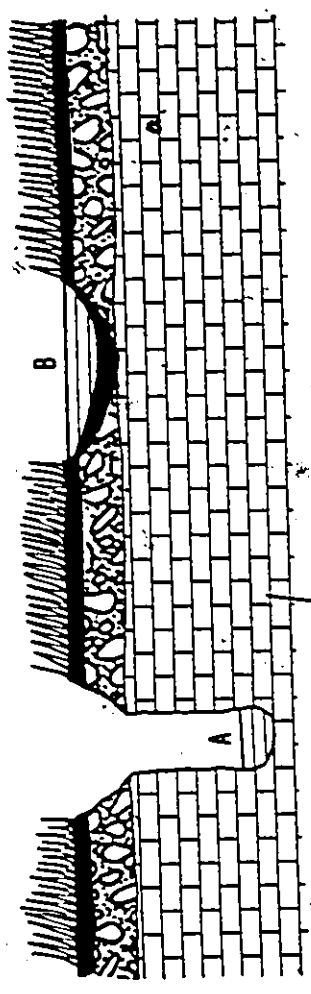


Figure 5.3d: Eaux stagnantes, exemple 2












	A.	B
pH:	6.6	5.8
dureté CaCO_3 :	211 ppm	10 ppm
pPCO_2 :	1.32	1.57
SIC:	-0.98	-3.76

Figure 5.3g: Eaux stagnantes, exemple 5

Légende des figures 5.3c à 5.3g

-  : roche en place calcaire
-  : till
-  : matériel organique, tourbe
-  : forêt
-  : végétation d'herbacées
-  : végétation de tourbière
-  : eau

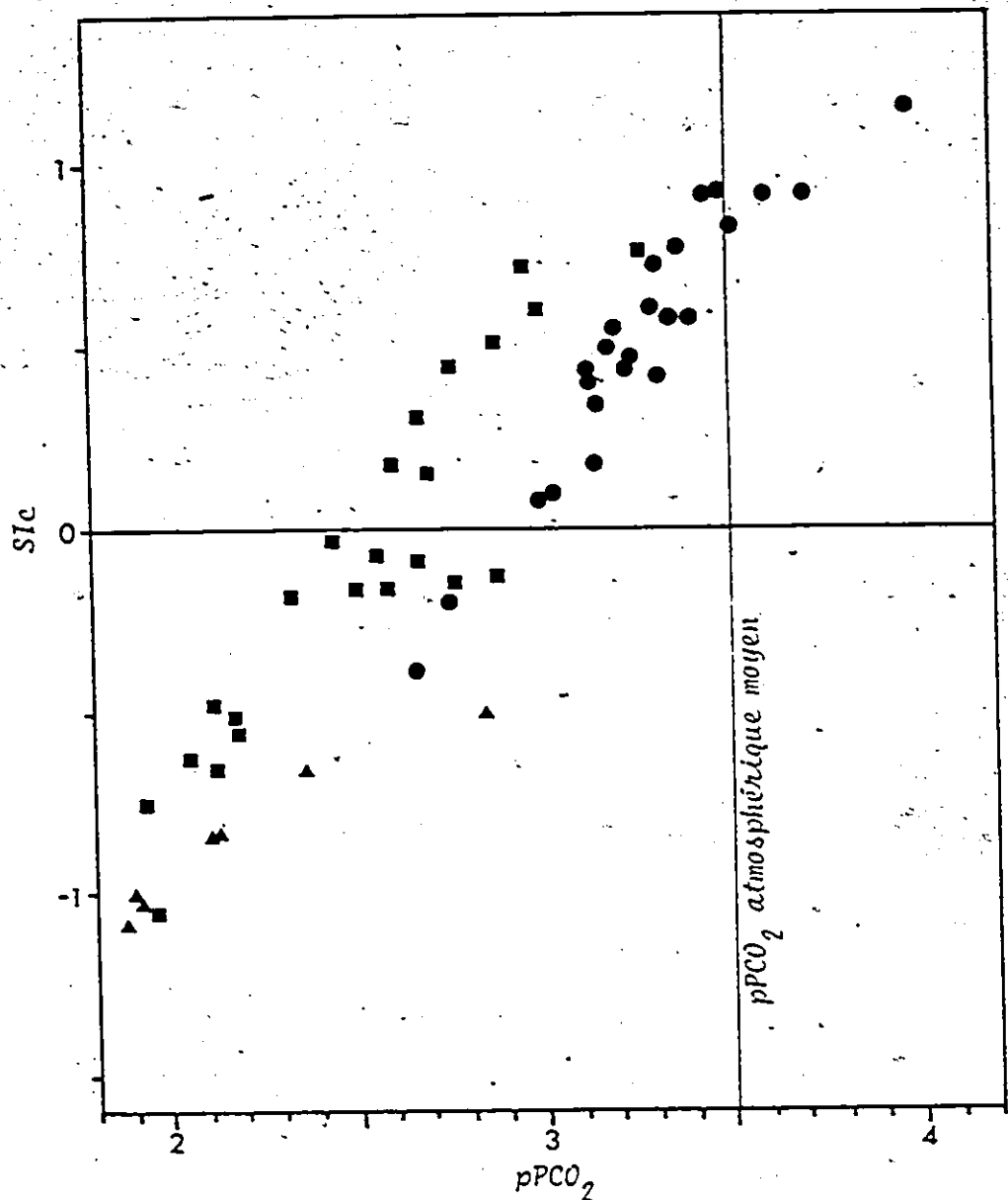


Figure 5.3h: SIC vs pPCO₂ pour les ruisseaux (■), les rivières (●) et la resurgence (▲).

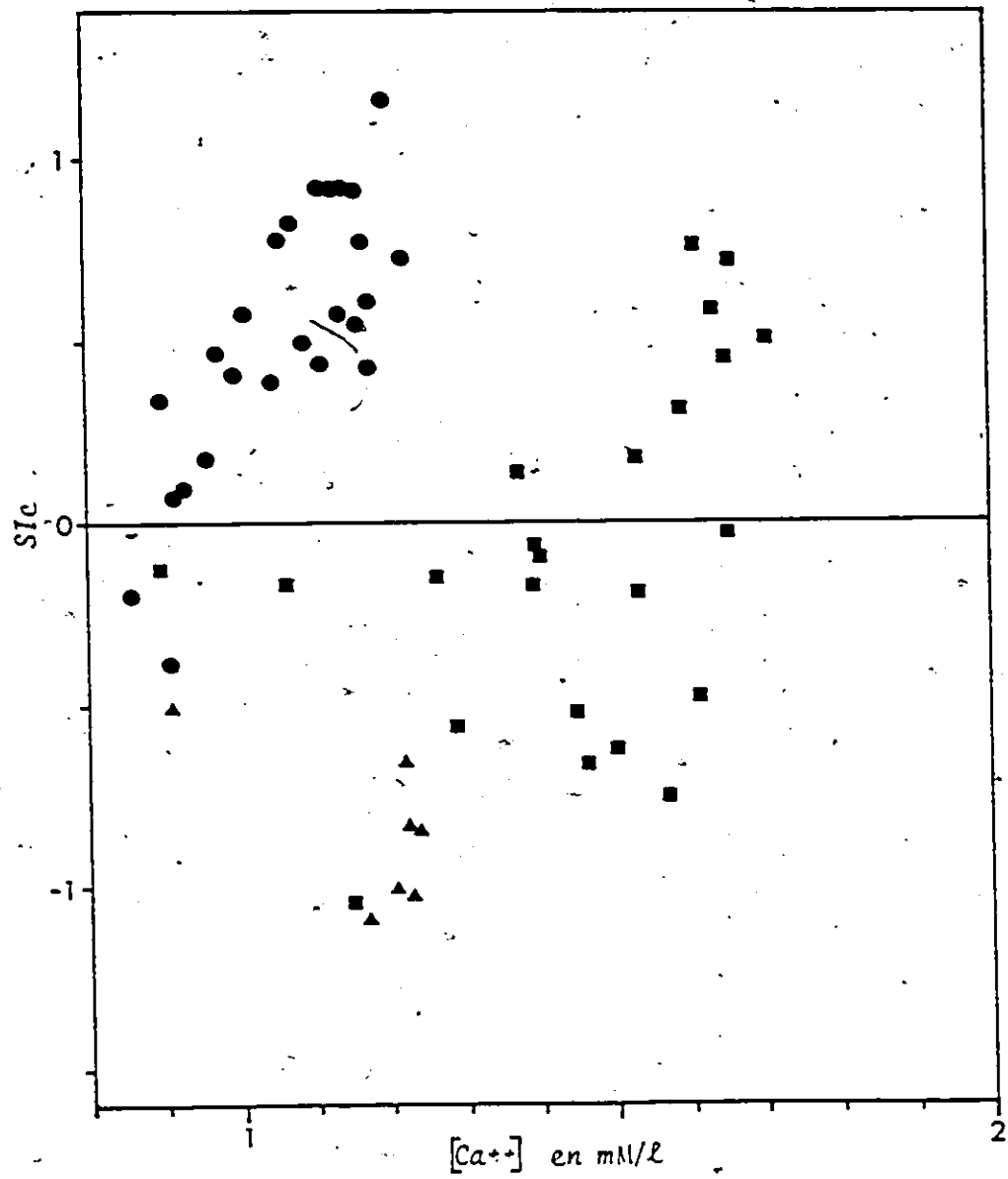


Figure 5.3i: SIC vs [Ca++] pour les ruisseaux (■), les rivières (●) et la resurgence (▲)

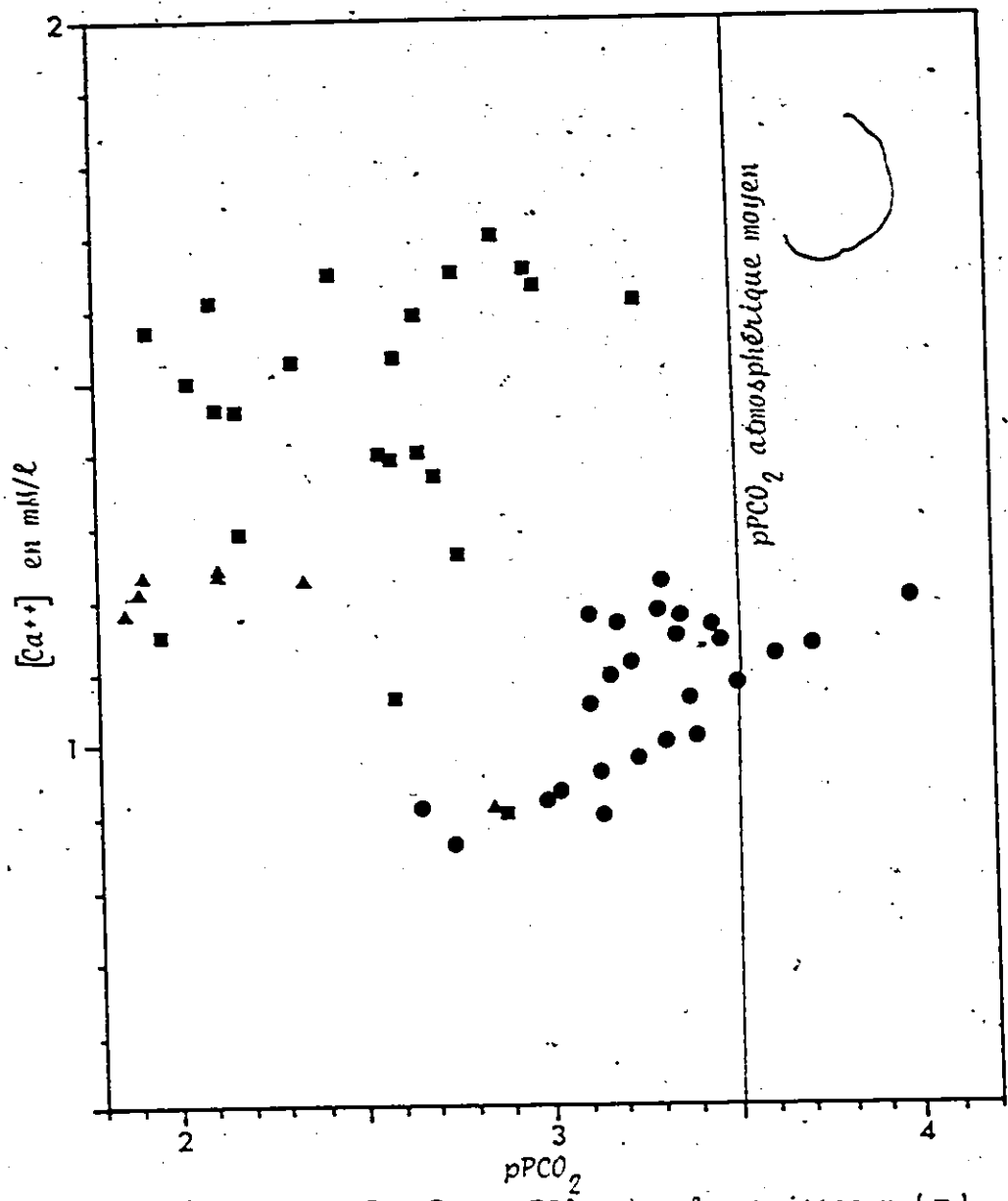


Figure 5.3j: $[Ca^{++}]$ vs $pPCO_2$ pour les ruisseaux (■), les rivières (●), et la résurgence (▲)

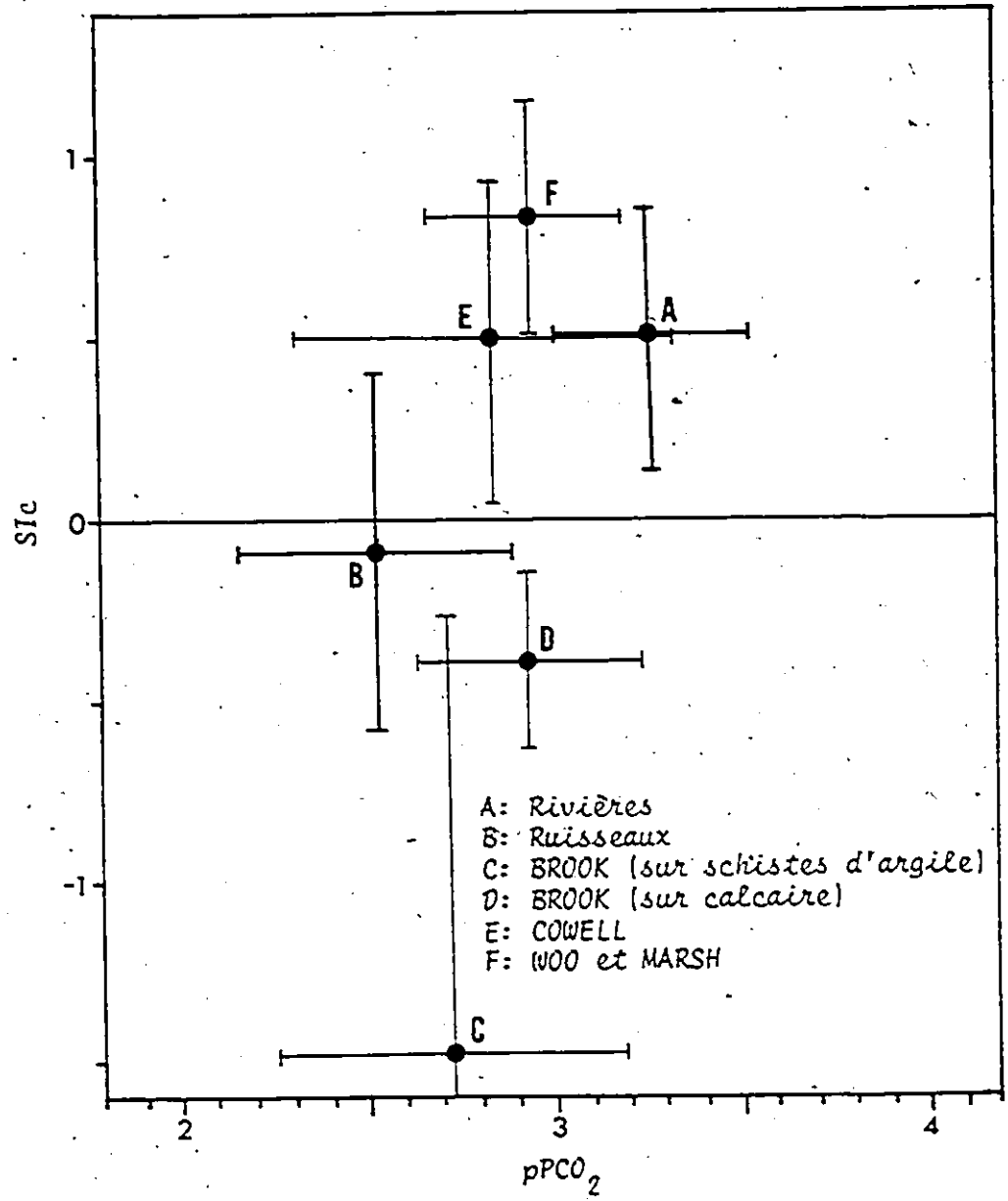


Figure 5.3k: Comparaison des cours d'eau de différents auteurs avec les rivières et les ruisseaux du présent ouvrage quant à leurs SIC et pPCO₂. Les points représentent la valeur moyenne et les lignes, un écart-type.

5.4 Les observations répétitives sur un même site

5.4.1 Observations sur un ruisseau

Il s'agit ici du ruisseau coulant dans une tourbière à quelques dizaines de mètres du site de campement. Au site d'échantillonnage, sa largeur est d'environ 1.5 m et sa profondeur de l'ordre du mètre.

Les informations disponibles sur ses eaux sont irrégulièrement espacées dans le temps selon le type de données et les périodes de présence au camp de base. Ici nous considérerons la température (70 mesures), la dureté en calcium (30 mesures), la PCO_2 et le SIC calculés (10 calculs) en fonction du niveau d'eau (73 mesures) (figure 5.4a).

La température de l'eau est toujours inférieure à celle de l'air puisque le ruisseau est alimenté par les eaux de la tourbière formant un petit aquifère local. Ces eaux, protégées par la tourbe mauvaise conductrice de chaleur, demeurent froides. Une fois dans le chenal du ruisseau elles se réchauffent au contact de l'air. Pour un point donné du ruisseau dans la tourbière la température de l'eau dépend surtout de la température de l'air et du débit. Plus le débit est élevé moins les eaux auront eu de temps pour se réchauffer. On peut observer que les contrastes de température de l'air entre le jour et la nuit sont la cause de fluctuations journalières des températures du ruisseau. On remarque que lorsque les débits sont les élevés en juin les minimums se situent entre 7.5 et 10°C. Durant la longue période d'étiage de juillet, ils croissent pour atteindre environ 14°C. Au crues du 28 juillet et du 10-11 août on retrouve des minimums de l'ordre de 8°C.

La PCO_2 des eaux du ruisseau demeure toujours supérieure à celle de l'air. De la mi-juin au 24 juillet alors que l'étiage succède aux forts débits de juin, les six mesures de pPCO_2 disponibles fluctuent entre 2.80 et 3.30. Durant cette période, il semble que le PCO_2 réponde aux petites pluies (cf. 14 et 20 juillet) par une baisse qui pourrait s'expliquer par un effet de dilution par les eaux de pluie. Toutefois après le 24 juillet lorsqu'on retrouve de forts débits comparables à ceux de juin l'effet des crues est inverse sur le PCO_2 . Ainsi on constate que la hausse subite de débit du 24 juillet est suivie de quelques heures par une hausse soudaine de PCO_2 et qu'aux débits maximums enregistrés le 11 août correspond la plus importante PCO_2 calculée dans ce ruisseau ($\text{pPCO}_2 = 2.06$). Cette hausse de PCO_2 pourrait s'expliquer ainsi: lors d'une forte pluie les eaux de la tourbière sont expulsées plus rapidement dans le ruisseau et comme elles circulent plus vite, elles doivent parcourir une plus grande distance pour perdre la même quantité de CO_2 dans l'air. Si cela ne se produit pas lors des forts débits de juin, ce pourrait être parce que les eaux de la tourbe ne sont pas aussi chargées en CO_2 à cette période qu'à la fin juillet et en août. Ici la neige ne disparaît totalement à la surface du sol qu'à la fin mai ou le début juin et en conséquence, la végétation des tourbières ne commence sa période d'activité qu'au début de juin. Le CO_2 du sol est produit par l'activité biologique des plantes et la décomposition de matériaux organiques (BROOK, 1976). Il est possible que, dans la tourbière, ces activités productrices de CO_2 aient été plus intensives en juillet-août qu'en juin, la saison végétative étant beaucoup plus avancée. Dans l'Arctique, COGLEY

(1975) observe une croissance sensible de la PCO_2 des eaux de la rivière Meham au cours de l'été. Il attribue cela à une croissance saisonnière de l'activité de photosynthèse de la maigre végétation de cette région.

Les fluctuations de S_{ic} suivent en parallèle celle de $pPCO_2$. Plus la PCO_2 est élevée, moins le S_{ic} l'est. Les eaux du ruisseau sont presque toujours sursaturées sauf dans les plus forts débits de juin, lorsque les duretés sont au plus bas, et de juillet et août alors que la PCO_2 atteint des valeurs maximales.

A deux moments, les mesures de dureté en calcium sont suffisamment rapprochées dans le temps pour pouvoir constater que, lors d'une crue, la dureté varie en sens inverse du débit. Ceci est bien visible les 29 et 30 juin. La même chose se passe les 24 et 25 juillet mais avec un léger retard de quelques heures. La dureté commence à peine à diminuer alors que le débit a presque atteint sa valeur maximale. Ceci met en évidence un certain effet de tampon exercé par les réserves en eau de la tourbière après un étiage. On met en relation sur graphe, la dureté en calcium et le niveau de l'eau (figure 5.4b). A l'exception de cinq d'entre eux les points semblent s'aligner et indiquer une corrélation entre les deux variables. Ces cinq points viennent tous de crues ou de décrues à partir du 24 juillet et peut-être que leur écart à l'alignement des autres est l'effet d'un déphasage dans le temps entre les changements de débit et de dureté. Toutefois le nombre d'observations de dureté durant cette période est insuffisant pour pouvoir soutenir cette idée et conclure sur la valeur de la relation entre la dureté en calcium et le débit (ou le niveau de l'eau). Toutefois si cette

relation était réelle, cela indiquerait qu'ici, la dureté en calcium dépend directement du débit et est indépendante des fluctuations de la PCO_2 .

On ne peut pas considérer ce ruisseau de tourbière comme caractéristique de l'écoulement issus de toutes les tourbières durant la période considérée car la chimie et l'hydrologie interne des tourbières est très complexe et varie probablement d'une à l'autre. Cependant certaines constantes demeurent, ainsi une tourbière constitue toujours un petit aquifère et les phénomènes de retard chimiques ne sont probablement pas exceptionnels. De plus, les deux types de réaction de la PCO_2 du ruisseau vis-à-vis le débit pourraient se rencontrer selon l'endroit et le moment.

5.4.2 Observations sur des rivières

Ces observations portent sur trois sites distincts. Sur la rivière aux Saumons, à proximité du campement, les mêmes observations ont été faites simultanément à celles du ruisseau de la section précédente (figure 5.4c). Les deux autres sites sont les pertes de la rivière aux Saumons et Benjamin Sulte où les observations peu nombreuses ont été faites à l'occasion des visites dans ce secteur (figures 5.4d et 5.4e). Pour les rivières on ne considèrera pas les températures qui sont peu significatives pour nous puisque, à cause de leurs caractéristiques physiques même, leur température approche toujours celle de l'air ambiant.

Lors du tarissement de la première moitié de l'été, il semble y avoir une certaine augmentation de la PCO_2 de la rivière aux Saumons, contrairement au ruisseau. Cela pourrait être la manifestation de la

participation proportionnellement plus grande à l'alimentation de cette rivière, de terrains libérant les eaux les plus chargées en CO_2 c'est-à-dire les tourbières. On suppose que lors de l'étiage, le débit issu des tourbières décroît moins vite que celui des autres terrains. De plus, une croissance de l'activité biologique de la végétation (celle des forêts et surtout celle des tourbières) et par conséquent une augmentation du CO_2 produit et disponible pourrait expliquer, du moins en partie, ce phénomène. La réaction de la PCO_2 aux crues semble être la même pour les trois rivières, c'est-à-dire une hausse de la PCO_2 suivant les hausses de débit comme cela se produit à partir du 24 juillet pour le ruisseau. Aux deux pertes, on relève une réaction de la PCO_2 à deux petites pluies lors de l'étiage de juillet qui est à l'inverse de celle du ruisseau.

Les 13-14 juillet et 20 juillet le niveau du ruisseau réagissait à de petites pluies alors qu'on n'enregistrait aucune réaction sensible sur le niveau de la rivière aux Saumons au camp. L'effet de ces deux ondées a pu être mesuré sur le débit des pertes, la première à la perte Sulte et la seconde à la perte de la rivière aux Saumons. Dans les deux cas la légère hausse de débit correspond à une hausse de la PCO_2 (baisse de pPCO_2). On pourrait attribuer ici aussi, ces hausses de PCO_2 à l'arrivée plus rapide au point de mesure d'eaux dont le haut niveau en CO_2 a moins de temps pour s'équilibrer avec celui de l'air.

Les fluctuations du SiC suivent à peu près celles de pPCO_2 pour les trois rivières. Leurs eaux sont sursaturées avant le

24 juillet puis suite aux pluies de la fin juillet et d'août elles se rapprochent de la limite de saturation. La rivière aux Saumons au campement devient même légèrement sous-saturée lors des plus fortes crues.

C'est la dureté en calcium qui nous donne les résultats les plus inattendus. D'abord les figures 5.4f, 5.4g et 5.4h nous indiquent qu'il n'y a pas de rapport simple et direct entre la dureté en calcium des trois rivières et leur niveau ou leur débit. Les quelques données de dureté disponibles correspondant aux hausses de débit du 28 au 30 juin ou du 24 juillet de la rivière aux Saumons au site de campement semblent indiquer une diminution correspondante de la dureté en calcium caractéristique d'une dilution. Les mesures de dureté du 24 et 25 juillet permettent de mesurer un retard de plusieurs heures de la réaction de la dureté au changement de débit. Donc on retrouverait ici le même phénomène qu'on a observé sur un ruisseau de tourbière mais cette fois transmise aux eaux d'une rivière alimentée par plusieurs ruisseaux. La dispersion des données disponibles ne permet pas de vérifier ce comportement pour d'autres crues. Ce qui apparaît le plus surprenant sur ce site, c'est une baisse progressive de la dureté sur l'ensemble de la période qui va de la fin de juin jusqu'à la fin de juillet alors que le débit diminue aussi. De la fin de juillet à la fin des observations, alors que le débit augmente lors de quatre crues successives, on n'enregistre pas de retour aux valeurs de dureté du mois de juin. De plus les duretés les plus faibles correspondent à des PCO_2 plus élevées et des SiC plus faibles.

Ce comportement inattendu est difficile à expliquer d'autant plus qu'il ne semble pas se produire aux deux pertes. Toute explication devrait non seulement s'accorder avec les comportements du CO_2 , du SiC et du débit mais aussi justifier l'apparition de ce phénomène sur ce seul site.

Toutes les hypothèses que nous avons envisagées jusqu'à maintenant, comme par exemple une augmentation de la précipitation, un épuisement de fines particules de calcite précipitées par le gel de l'hiver précédent et pouvant plus rapidement être mises en solution ou encore une action croissante de micro-organismes absorbant des carbonates en solution, ne peuvent satisfaire à toutes ces conditions à la fois. Dans l'état actuel de nos observations, il nous semble préférable de laisser cette question ouverte et d'attendre de posséder plus de données pour tenter d'expliquer ce phénomène.

Quant aux pertes, le nombre de mesures de dureté en calcium dans chaque cas est trop limité pour se faire une bonne idée de leur réactions aux changements de débit. Le petit nombre de données disponibles suggère quant même quelques caractéristiques. Pour les deux pertes il semble que la dureté croisse entre le 22 juin et la fin de l'étiage. Seule la perte de la rivière aux Saumons offre suffisamment de mesures au cours d'une crue pour entrevoir une réaction. La crue du 28-29-30 juillet peut être suivie par une série de cinq mesures de dureté. D'abord celle-ci baisse subitement avec le début de la crue puis remonte rapidement avant de redescendre à nouveau. Connaissant mal les caractéristiques des tourbières occupant une grande partie du bassin d'alimentation de cette perte et sachant qu'elles peuvent avoir individuellement des réactions chimiques et hydrologiques fort variées et souvent complexes, nous n'essairons pas d'expliquer ce comportement et nous contenterons de le constater.

La disponibilité de trois sites distincts nous a permis d'observer que la réponse chimique des rivières aux mêmes évènements hydrologiques pouvait varier énormément selon la rivière en cause, les caractéristiques de son bassin d'alimentation et l'état général du bassin à la suite des évènements précédents. Nos observations sont toutefois trop sommaires pour

cerner davantage les réponses chimiques obtenues durant l'été 1976 sur les trois sites considérés.

5.4.3 Observations sur la résurgence

Les observations portent sur la période du 15 juin au 12 août. Nous disposons de 27 mesures de température (ici nous considérons la température comme variable significative car elle est très peu influencée par les conditions au site de résurgence) 17 mesures de dureté et 7 valeurs calculées de PCO_2 et de SiC . Ce qui frappe d'abord à l'observation des données chimiques de la résurgence (figure 5.4i) c'est la grande stabilité des différents paramètres. Si ceux-ci évoluent durant la période étudiée, cette évolution est lente et, à court terme, ils ne présentent aucun changement brusque de valeur. Les paramètres chimiques ne répondent donc pas directement aux changements rapides de débit. Cela a pu être mis en évidence par des mesures rapprochées prises durant des périodes limitées spécialement lors de crues.

La température des eaux de la résurgence dépend de la température originelle des eaux alimentant l'aquifère, de leur temps de séjour souterrain et de la température milieu souterrain. Le dernier facteur peut être considéré comme stable car, à cause de la configuration même du karst, il est probable que les eaux effectuent presque tout leur trajet souterrain à une profondeur sensiblement constante donc le long d'un même isotherme. Durant toute la période d'observation les eaux se perdant dans le karst ont une température supérieure à celle du milieu souterrain. Donc durant leur transit souterrain leur température tendra à s'abaisser pour se rapprocher de celle de la roche à l'intérieur de laquelle elles circulent. Nous ne connaissons pas la valeur précise de cette température. Les eaux

les plus froides mesurées, soit à 5°C, proviennent du fond d'un puits de la Plaine des Gouffres et du fond de l'Oesophage de l'Antropophage. Les vases de ces puits étant peu distantes de l'air extérieur, leur température est probablement supérieure à celle de la roche et on peut ainsi en déduire que cette dernière est inférieure à 5°C. La température minimale atteinte par les eaux de la résurgence est de 6°C, donc supérieure à cette valeur. Les eaux mesurées ne séjournent donc pas assez longtemps sous terre, même à l'étiage maximum, pour prendre la température du milieu. Au début de la période d'observation nous arrivons à la fin de la crue printannière et les eaux en surface commencent à peine à se réchauffer. C'est pourquoi, même si elles transitent sous terre rapidement (avec un débit élevé) elles ressortent encore relativement froides (7.5°C le 15 juin). Elles atteignent une valeur maximale de 10°C vers le 20 juin.

Du 20 juin jusqu'à la fin de l'étiage, environ un mois plus tard, la température des eaux de la résurgence diminue jusqu'à se stabiliser à 6°C. Deux facteurs interviennent dans ce changement thermique. D'abord il est possible que; le débit diminuant, les eaux qui résurgent aient séjourné plus longtemps sous terre. Ensuite il faut considérer la température des eaux d'alimentation : d'une part toutes les eaux à la surface tendent à se réchauffer et d'autre part il est possible que le rapport entre les différentes catégories d'eau se perdant se modifie, changeant de ce fait le bilan thermique de l'alimentation souterraine (durant l'été, l'infiltration est plus froide que les cours d'eau et les ruisseaux plus froids que les rivières). Ne pouvant connaître le bilan thermique des apports à l'aquifère, il ne nous est pas possible d'interpréter dans le détail la variation des températures à la résurgence. D'ailleurs, le karst recevant une alimentation sur toute sa longueur, l'eau ressortant

à la résurgence à un moment précis est un mélange d'eaux ayant eu des distances très variées à parcourir jusqu'à la résurgence (de 0 à 15,5 km) et par conséquent toute une gamme de temps de séjour souterrain.

Entre trois et huit jours après la fin de la période d'étiage la température remonte, se stabilisant successivement à 6.8°C et à 7°C avant d'atteindre 8°C le 12 août lors de la plus importante crue enregistrée. Le décalage entre la fin de l'étiage et le début de la hausse des températures n'est guère révélateur quant au temps de transit des eaux car, dès que le débit augmente le temps de séjour des eaux déjà en circulation est raccourci et donc leur période de refroidissement en est réduit d'autant.

Tout au long de la période d'observation, la PCO_2 des eaux de la résurgence ne cesse de croître. Cette croissance est plus marquée du début des relevés jusque vers le 27 juillet. Durant cet intervalle le taux de baisse de pPCO_2 est lui-même croissant. Vers le 27 juillet, pPCO_2 atteint une valeur de 1.92 et par la suite il ne décroît plus que très lentement. Le 17 juin la pPCO_2 de la résurgence est de 2.86 ce qui correspond à peu près aux plus hautes PCO_2 atteintes par les rivières durant l'été et aux plus faibles atteintes par les ruisseaux. A partir de la fin juillet, les valeurs de pPCO_2 de l'ordre de 1.90 à la résurgence représentent les plus hautes PCO_2 mesurées sur des eaux courantes durant l'été. Il y a donc une intervention de l'infiltration qui participe à donner de si hautes valeurs de PCO_2 à la résurgence. Les 23.7 km^2 de l'holokarst et une fraction indéterminée des 14.3 km^2 de fluviokarst sont drainés par infiltration alors que l'autre partie du fluviokarst et environ 106 km^2 de terrains non karstiques le sont par des rivières ou des ruisseaux se perdant. La forte PCO_2 des eaux de la résurgence à la fin de l'été nous indiquerait qu'une part importante des circulations dans le

karst souterrain se fait en milieu fermé, c'est-à-dire sans possibilité d'échanges avec un air ambiant moins chargé en CO_2 . Cela s'accorde avec les données hydrologiques qui suggèrent une circulation en conduites forcées au sein d'une zone saturée bien développée.

Il faudrait expliquer la hausse de PCO_2 à la résurgence au cours de l'été. Il est possible que pendant le tarissement, l'importance proportionnelle de l'infiltration dans l'alimentation croisse et que cette infiltration, étant plus chargée en CO_2 que les autres sources d'alimentation du karst, cela se répercute de façon sensible sur le PCO_2 de la résurgence. Ceci n'explique toutefois pas l'augmentation du taux de croissance du PCO_2 pendant près d'un mois et demi. La distribution spatiale des pertes de rivières et de ruisseaux le long du karst fait qu'un même comportement simultané à tous ces endroits ne pourrait se répercuter chimiquement que de façon décalée à la résurgence à cause des distances souterraines différentes à parcourir pour chacune des eaux. Cela rend l'interprétation du rythme de changement de la PCO_2 très difficile.

Devant la forte hausse de la PCO_2 à la résurgence durant l'été, il est difficile de ne pas songer à une croissance saisonnière de la PCO_2 des eaux d'infiltration comme élément influençant ce phénomène. L'intensification, à partir du début de juin, de l'activité biologique des sols et de la végétation pourrait augmenter la PCO_2 dans les sols et accroître celle des eaux d'infiltration. Il ne nous est toutefois pas possible de vérifier ici directement s'il y a ou non une croissance saisonnière de la PCO_2 de l'infiltration, si celle-ci se répercute sur la chimie de la résurgence et dans quelle mesure.

Le SIC indique toujours une nette sous-saturation des eaux de la résurgence. D'abord de l'ordre de -0.5 il diminuera au cours de l'été au même rythme que $p\text{CO}_2$ pour atteindre finalement des valeurs de l'ordre de -1.0 . Ses variations semblent beaucoup plus contrôlées par celles de $p\text{CO}_2$ que par celles de la dureté.

La dureté en calcium de la résurgence ne montre aucun lien direct avec le débit (figure 5.4j) et ne réagit pas aux fluctuations à court terme de celui-ci. Les variations de dureté semblent suivre plutôt une tendance saisonnière. Les duretés en calcium, d'abord faibles au début (de l'ordre de 90 ppm), croissent progressivement pour atteindre un maximum aux environs de 128-129 ppm où elles se stabilisent pour une dizaine de jours à la fin juillet avant de redescendre et de se stabiliser à nouveau vers 122 ppm au moment où s'arrêtent nos observations. La dureté cesse de croître à peu près au moment où se termine l'étiage de juillet. A la résurgence, elle dépend de la dureté respective des eaux d'alimentation mais aussi de leur état d'agressivité et de leur temps de transit souterrain. Ainsi, à mesure que le débit diminue en juin et juillet, la durée de transit augmente et les eaux ont plus de temps pour dissoudre et comme leur PCO_2 et leur agressivité augmentent aussi avec le temps, leur dureté augmente. Les crues de juillet accroissent le débit et raccourcissent la durée du séjour souterrain. Les duretés se stabilisent alors puis décroissent mais sans revenir aux mêmes valeurs qu'à la mi-juin puisque les eaux d'alimentation sont maintenant peut-être un peu plus chargées en CaCO_3 dissous et leur PCO_2 , plus élevée.

De telles tendances saisonnières de croissances de la dureté, dans des eaux de types et de provenances très divers, ont été rapportées par WOO et MARSH (1976); COWELL et FORD (1975) et COWELL (1976). Ces

auteurs s'accordent pour attribuer cela en grande partie à la croissance de la production de CO_2 biologique durant la saison végétative. Même si l'importance de ce facteur ne peut pas être certifiée ici, il est possible et même probable qu'il joue un rôle non négligeable dans la chimie des eaux de la résurgence. Ce dont nous sommes certains c'est que le SiC , la PCO_2 et la dureté des eaux de la résurgence ainsi que de celles des ruisseaux et des rivières sont étroitement tributaires du CO_2 produit biologiquement dans le sol, de sa disponibilité et de ses apports. Si les réactions de ces eaux aux événements hydrologiques sont souvent complexes et difficilement prévisibles c'est surtout à cause du grand nombre de tourbières dans les bassins d'alimentation.

RUISSEAU (au site de campement)

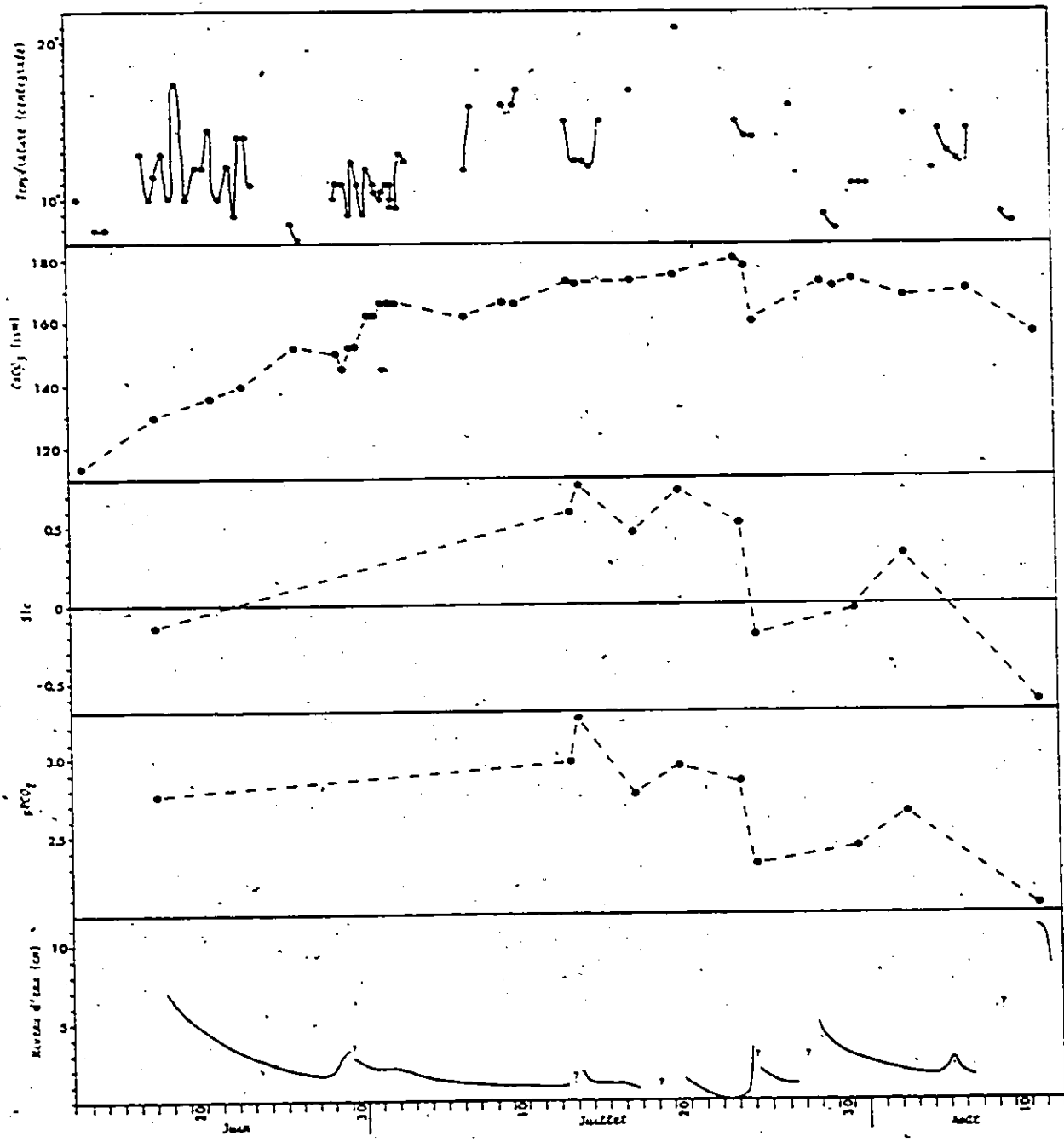
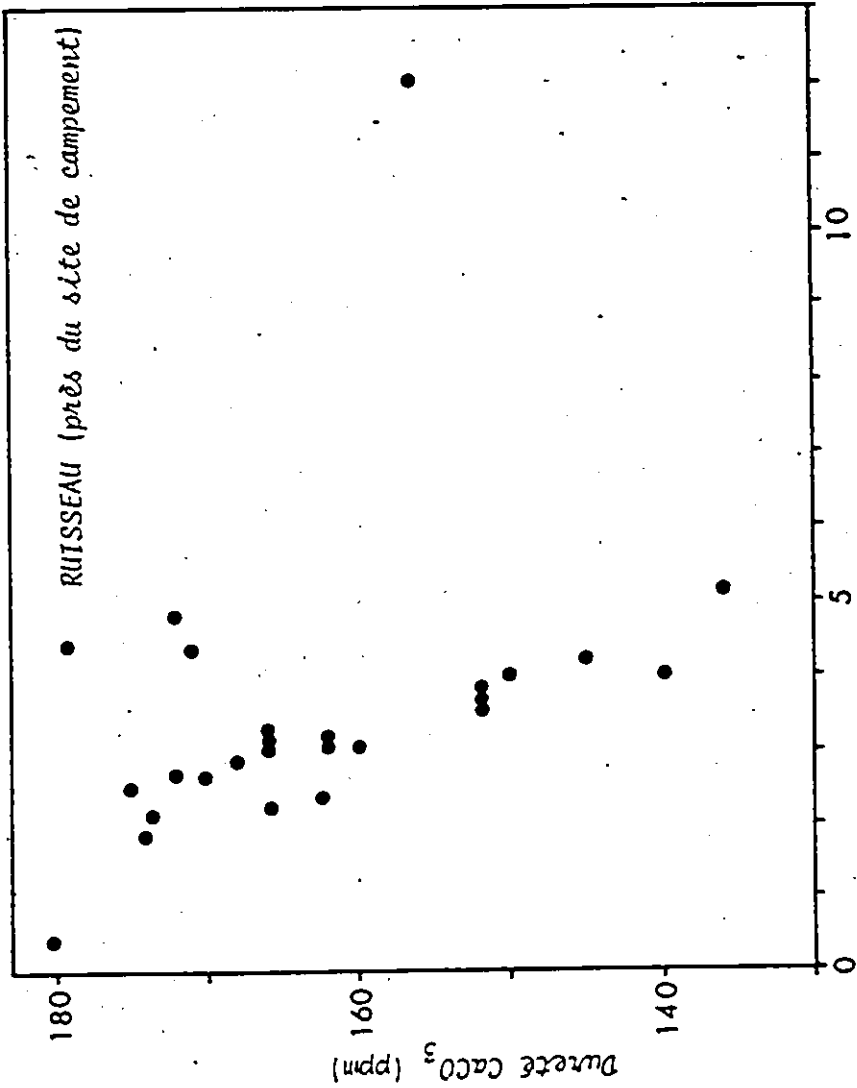


Figure 5.4a: Mesures du niveau d'eau, de pCO₂, de Sic, de dureté et de température dans le ruisseau près du campement, du 13 juin au 12 août 1976.



Niveau d'eau (cm)
Dureté vs niveau d'eau du ruisseau près du site de campement
(Le niveau 0 est fixé arbitrairement)

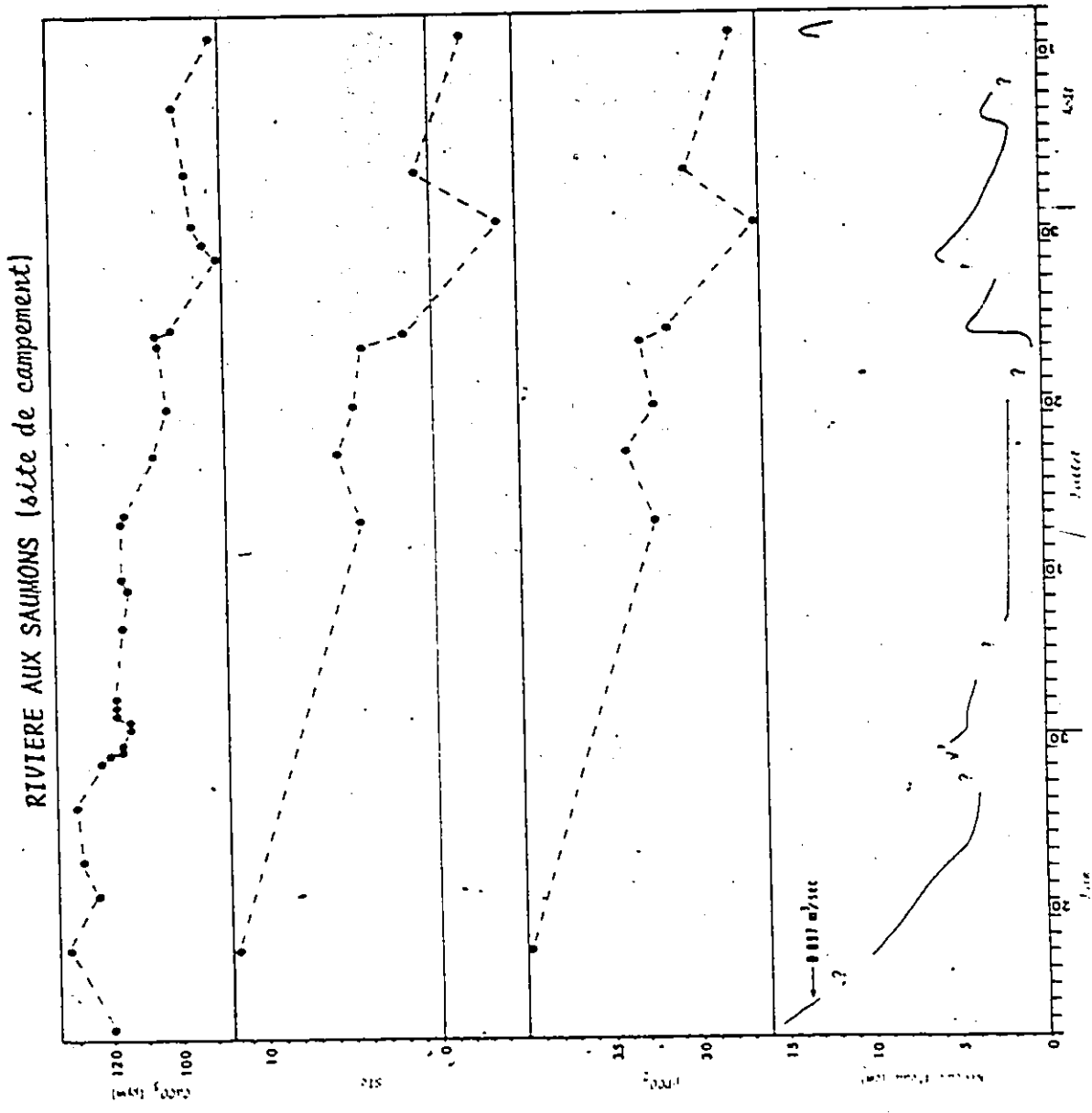


Figure 5.4c: Mesures du niveau d'eau, de pPCO₂, de SiO₂ et de dureté dans la rivière aux Saumons au site de campement, du 13 juin au 12 août 1976

PERTE DE LA RIVIERE AUX SAUMONS

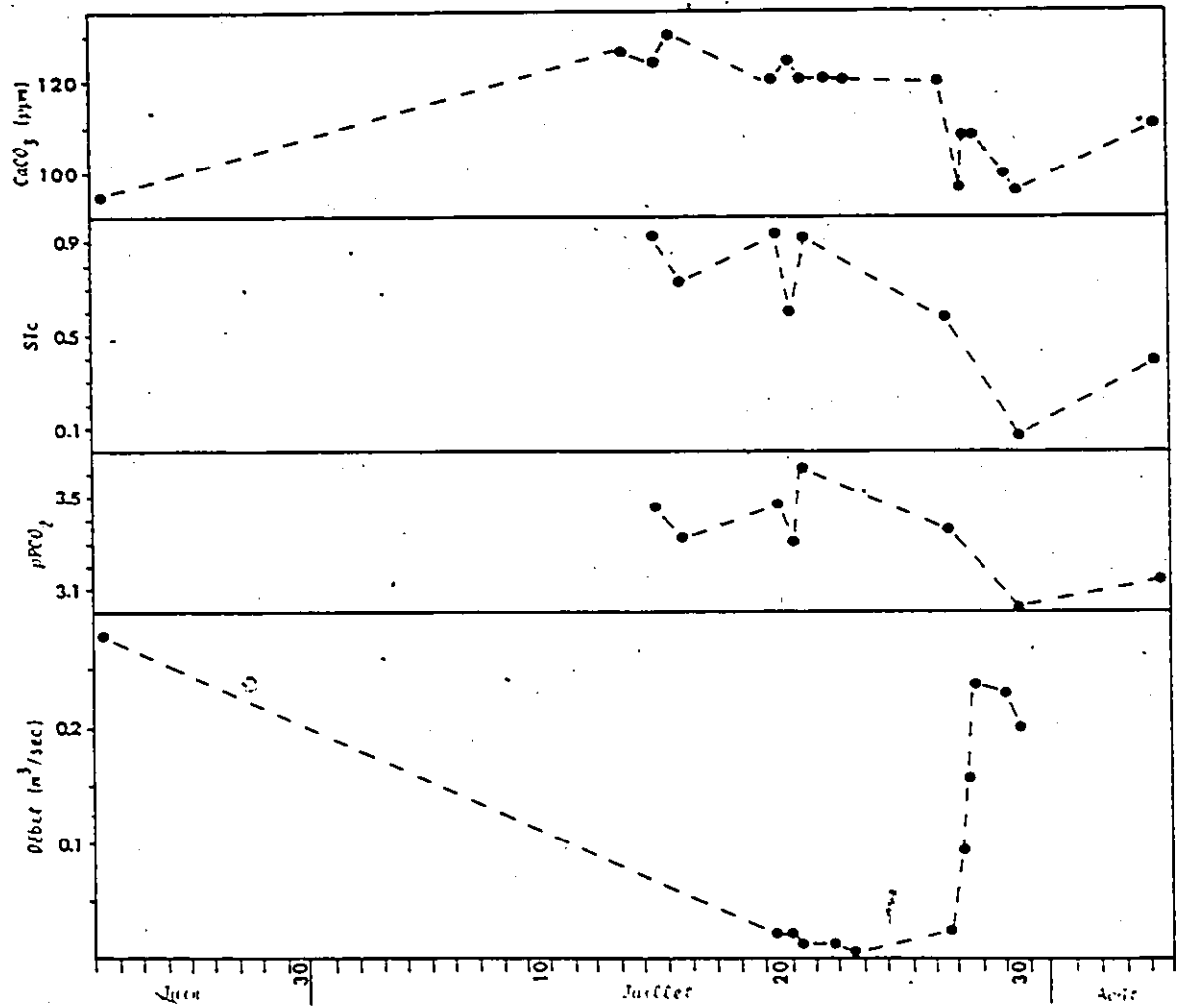


Figure 5.4d: Mesures de débit, de pPCO_2 , de SIC et de dureté à la perte de la rivière aux Saumons du 22 juin au 5 août 1976

PERTE BENJAMIN SUIITE

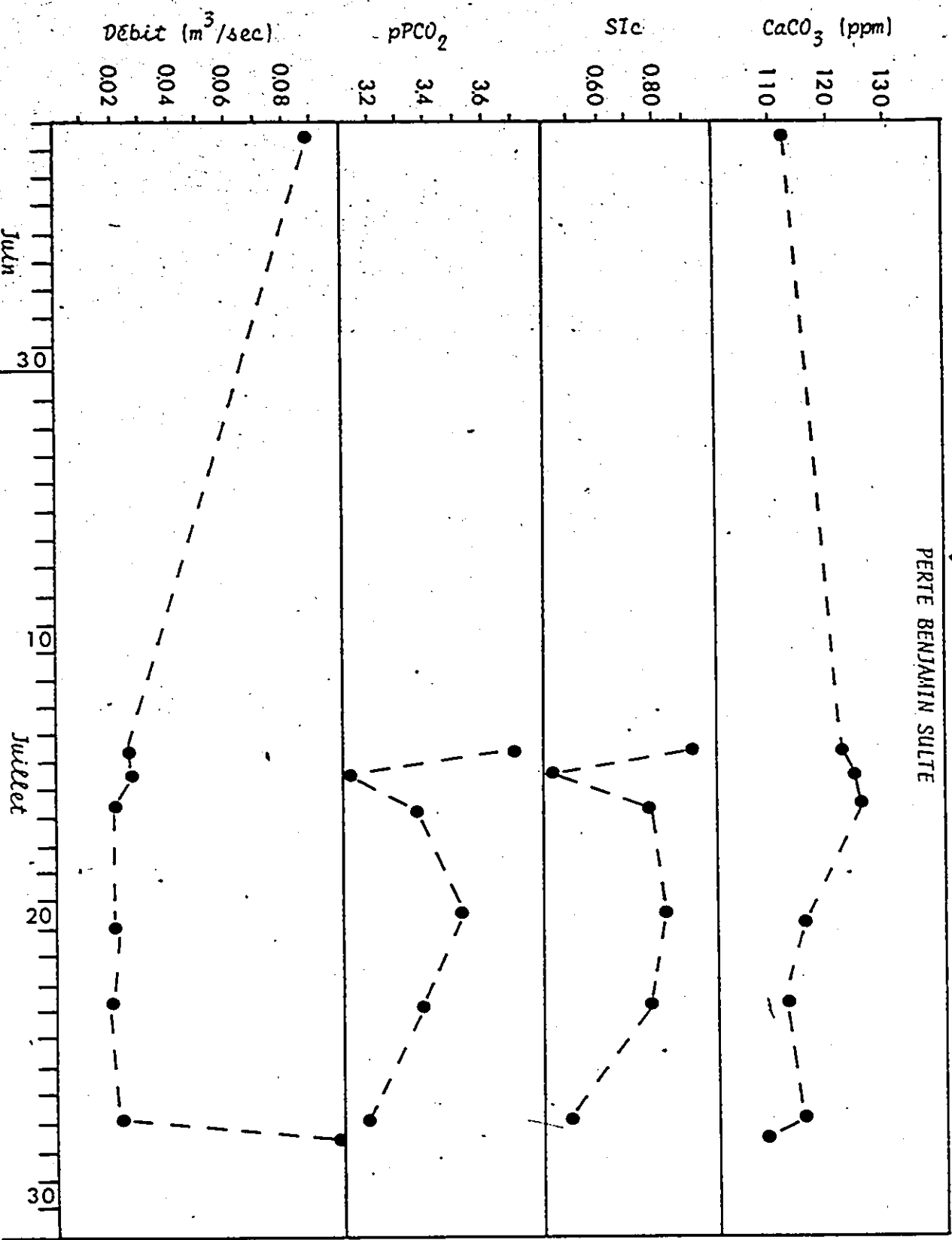
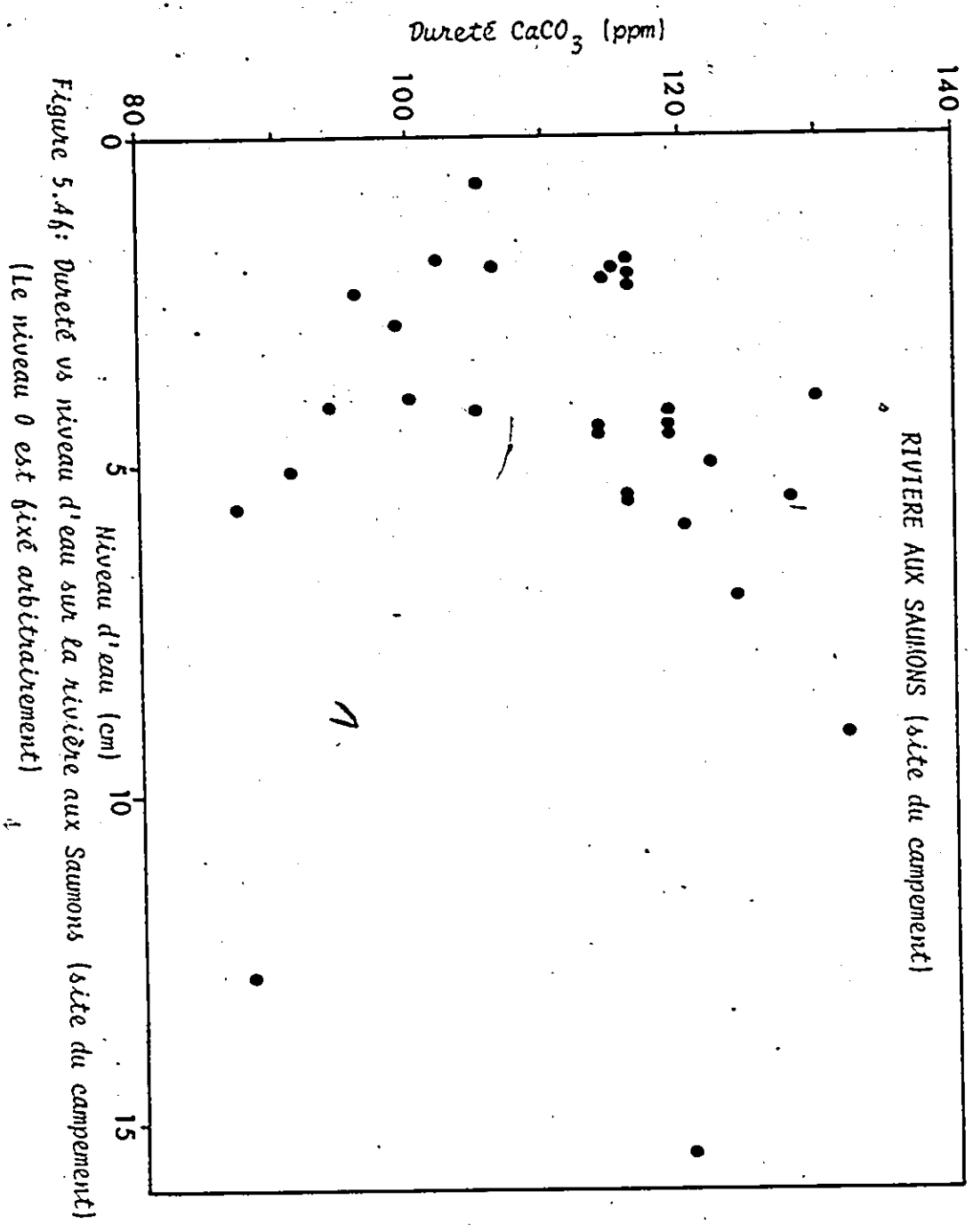


Figure 5.4e: Mesures du débit, de pPCO₂, de SIc et de la dureté à la perte

Rovimiss Septe au juin et juillet 1976



f

155g

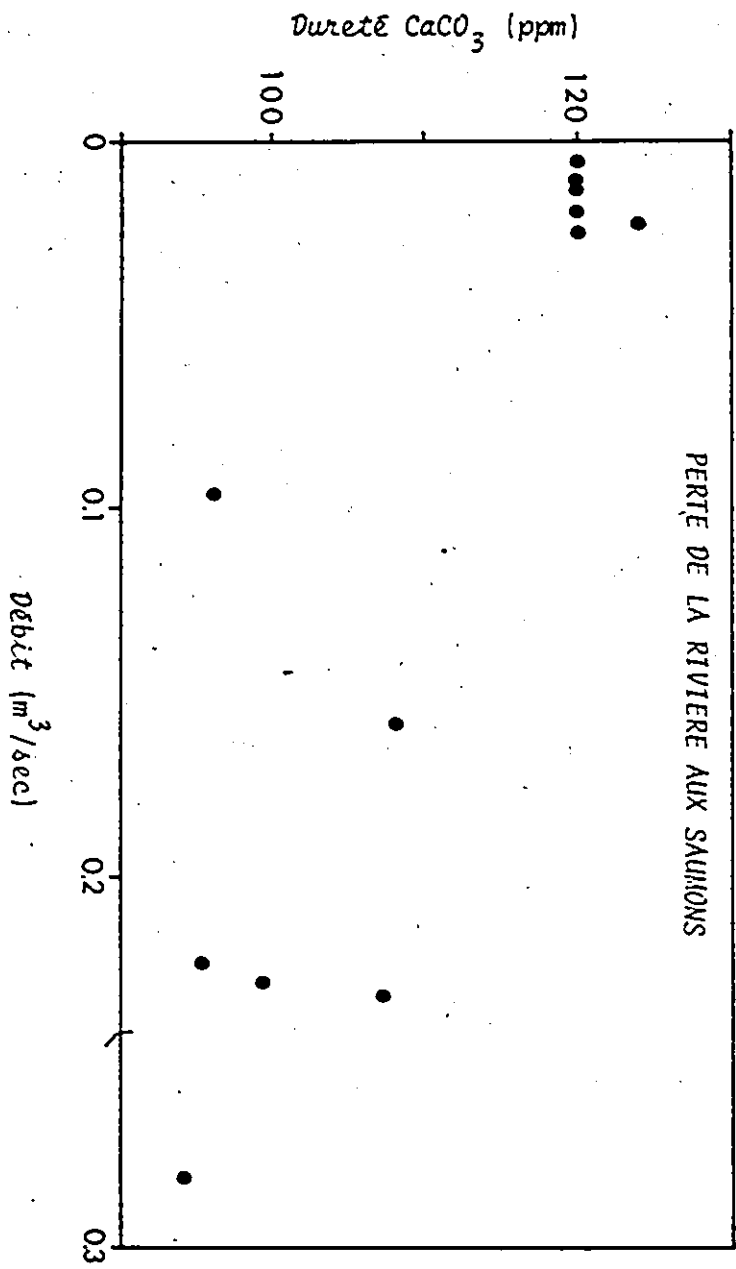


Figure 5.4g: Dureté vs débit à la perte de la rivière aux Saumons.

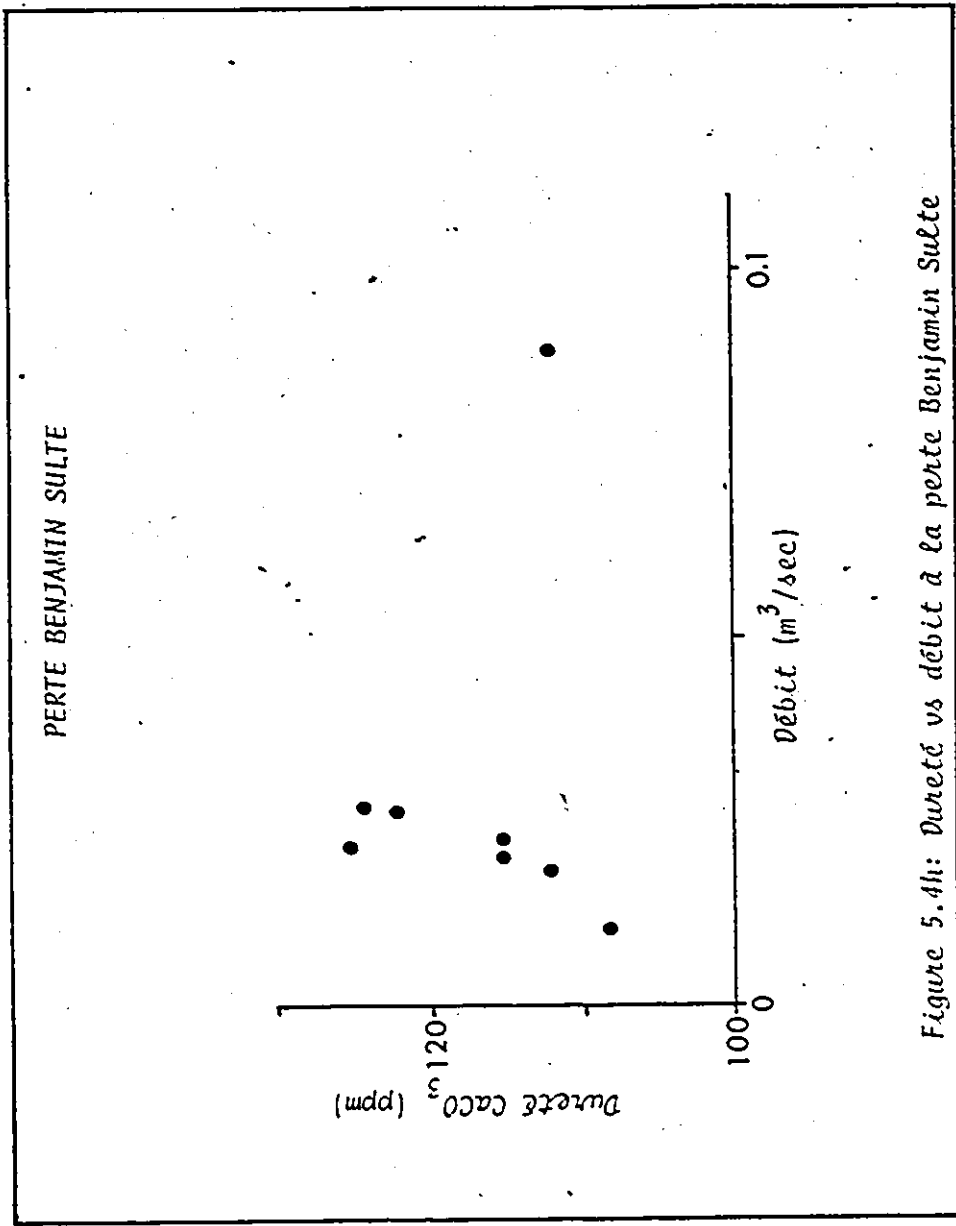


Figure 5.4h: Dureté vs débit à la perte Benjamin Sulte

RÉSURGENCE

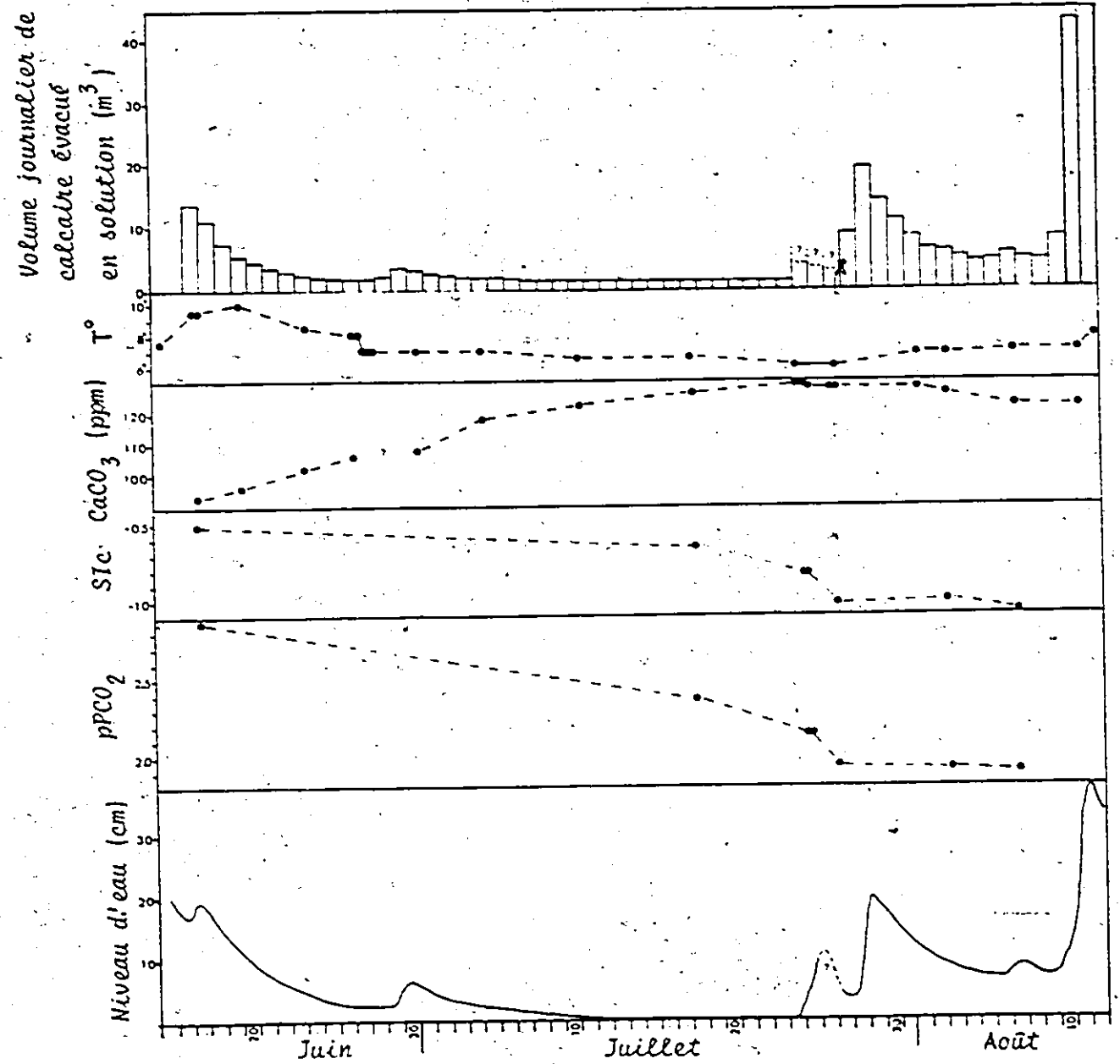


Figure 5.4i: Mesures du niveau d'eau, de pPCO₂, de SIc, de dureté, de température et du volume journalier de calcaire dissous évacué à la résurgence du 15 juin au 12 août 1976

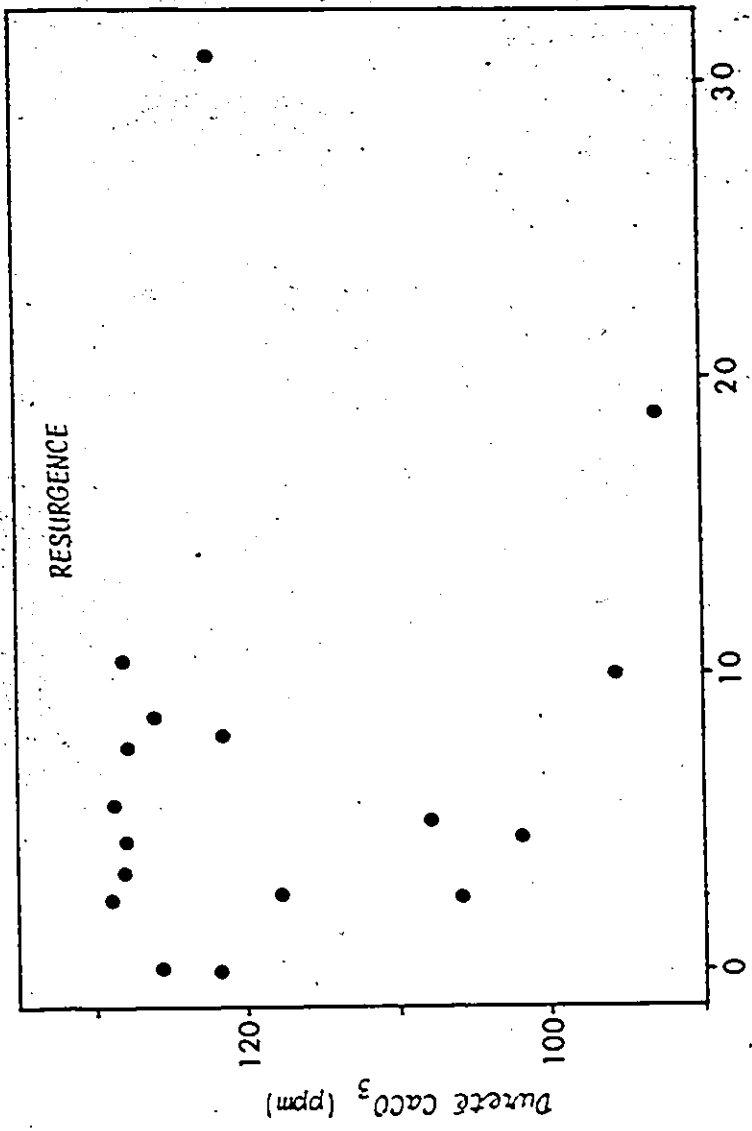


Figure 5.4j: Dureté vs niveau d'eau à la resurgence
(Le niveau 0 est fixé arbitrairement)

5.5 La dissolution: agent de dénudation à l'échelle du bassin karstique

On s'intéresse au bilan des matières dissoutes évacuées du bassin karstique par la résurgence, du 17 juin au 11 août 1976, période à l'intérieure de laquelle nous disposons de mesures de dureté. Ce bilan pourra nous permettre d'évaluer approximativement la dénudation subie par les calcaires du bassin drainé par la résurgence durant cette période (ou plus exactement une période équivalente la devançant légèrement, si l'on tient compte du temps de concentration du bassin). On évalue d'abord le volume d'eau évacué du bassin à chaque jour. Puisque la variation de la dureté ne se fait que lentement et régulièrement, on considère que, entre deux mesures de dureté, elle est linéaire et on détermine une valeur de dureté moyenne pour chaque journée. On utilise la dureté totale (calcium et magnésium) plutôt que la dureté en calcium. On calcule ensuite un volume approximatif de calcaire évacué pour chaque jour (en faisant comme si le calcaire ne contenait que du carbonate de calcium et de magnésium). On peut aussi transformer les valeurs de volume en masse de calcaire évacuée en utilisant la densité moyenne des échantillons de différents calcaires du bassin karstique. La valeur moyenne calculée de cette densité est 2.57 g/cm^3 ou 2.57 t/m^3 . La compilation de toutes ces données est faite dans le tableau 5.5a. Les valeurs de débits journaliers les 25, 26 et 27 juillet ne sont que des minimums, l'enregistreur s'étant arrêté pendant 39 heures.

Les fluctuations de la quantité de calcaire évacué suivent assez bien celle des débits journaliers (figure 5.41). La dureté croissant avec le temps au cours de l'été, les quantités de calcaire évacuées par des débits journaliers correspondants sont légèrement plus élevées à

mesure que la saison progresse. La valeur minimale enregistrée est de $1.16 \text{ m}^3/\text{jour}$ ou de 2.98 t/jour , la valeur maximale de l'ordre de 40 fois supérieure et la moyenne de $4.85 \text{ m}^3/\text{jour}$ ou de 12.46 t/jour . La quantité totale de calcaire évacuée pendant la période de 56 jours est de 271.41 m^3 ou 697.52 tonnes pour un volume d'eau écoulé de $2,036,573 \text{ m}^3$ qui représente une tranche d'eau d'environ 14.19 mm . Si on distribuait également le volume dissous sur tout le bassin il correspondrait à une tranche de $1.89 \times 10^{-3} \text{ mm}$ ou à un volume de $1.89 \text{ m}^3/\text{km}^2$ pour la période de 56 jours.

Ne disposant que de valeurs portant sur une période de 56 jours limitée à une seule saison d'une seule année il n'est pas possible d'en déduire un taux moyen d'érosion par dissolution dans ce bassin de l'île d'Anticosti. L'écoulement de l'eau dans le bassin et les débits ne se distribuent pas uniformément toute l'année et il en va de même de la dureté des eaux qui peut être fort dépendante de leur position dans le cycle climatique, végétatif et hydrologique annuel. Ainsi, les quantités de matériaux dissous évacuées durant l'été ne sont pas nécessairement représentatives de celles qui le seraient pendant toute l'année. Il n'est donc pas possible de comparer nos résultats avec les taux de dissolution publiés par d'autres auteurs comme BROOK (1976) et DRAKE (1974). Pour leur calcul de taux de dissolution, la plupart des auteurs utilisent la formule de CORBEL (1959) ou une dérivée de celle-ci. Cette formule se présente ainsi:

$$X = 4 (P-E)D(N)/100$$

où X: taux de dissolution en $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{an}$ ou $\text{mm}/1000 \text{ ans}$

(P-E): la précipitation totale annuelle moins l'évapotranspiration

D: la dureté moyenne des eaux

N: l'inverse de la fraction du bassin occupée par les carbonates.

Ici P et E nous sont inconnues et D ne peut être estimé puisqu'on ne possède des données que sur une courte période d'une année. Cette formule, facilement critiquable, procède par voie indirecte pour évaluer les matériaux dissous évacués puisqu'elle utilise une valeur moyenne de dureté pour les eaux de drainage et la moyenne annuelle des précipitations effectives. La méthode utilisée ici est beaucoup plus directe puisqu'elle mesure le volume et la dureté de l'eau à la sortie du bassin (la tâche étant facilitée par un exutoire unique). Si les observations avaient pu porter sur une période suffisante (un cycle annuel au moins) le taux de dissolution ainsi mesuré aurait été nettement plus fiable que ceux calculés indirectement.

Ne disposant d'aucune mesure des sédiments solides évacués il est difficile de comparer l'importance relative du transport des matériaux en solution par rapport à ceux en suspension ou en mouvement sur le fond. Toutefois la limpidité des eaux de la résurgence constatée tout au long de la période d'observation, associée aux faibles gradients hydrauliques prévalant sur l'ensemble du bassin suggèrent que, lors des débits moyens ou faibles, les sédiments dissous évacués sont beaucoup plus importants que les autres. L'énergie et la compétence d'un cours d'eau à transporter des sédiments solides dépendent beaucoup de son gradient tandis que celui-ci affecte peu la compétence de transport en sédiments dissous. Puisqu'ici les gradients sont particulièrement faibles, on peut s'attendre à ce que les transports solides soient surtout limités aux plus fortes crues et en particulier aux violents débits accompagnant la fonte des neiges (moment où ils doivent dominer puisqu'on y suppose des duretés plus faibles). COGLEY (1975) travaillant dans l'Arctique constate que durant l'été 1971, les sédiments dissous constituaient la plus grande partie (60.3%) du matériel transporté par la rivière Meham alors que

les sédiments en suspension dominaient et se concentraient surtout lors des forts débits de l'ordre de $10 \text{ m}^3/\text{sec}$ et plus (88% des sédiments en suspension sont transportés en 15% du temps).

La dissolution représente donc ici un processus qui accroît de façon sensible le bilan de l'érosion dans le bassin drainé par la résurgence. C'est aussi ce processus qui explique l'existence même du karst qui constitue le sujet de cette thèse.

Tableau 5.5a

Bilan journalier du calcaire dissous évacué à la résurgence, du 17 juin au 11 août 1976

- A: date
- B: dureté totale (ppm de CaCO₃)
- C: volume d'eau écoulé (m³)
- D: volume de calcaire évacué (m³)
- E: masse de calcaire évacuée (tonnes)

A	B	C	D	E
17-6	102.0	135,504	13.82	35.52
18-6	103.0	108,000	11.12	28.58
19-6	104.5	72,216	7.55	19.40
20-6	106.0	53,424	5.66	14.55
21-6	108.0	41,040	4.43	11.39
22-6	110.0	32,976	3.63	9.33
23-6	112.0	26,856	3.01	7.74
24-6	114.0	21,600	2.46	6.32
25-6	116.0	18,364	2.13	5.47
26-6	118.0	16,632	1.96	5.04
27-6	120.0	16,200	1.94	4.99
28-6	120.0	16,200	1.94	4.99
29-6	120.0	18,144	2.18	5.60
30-6	120.0	30,168	3.62	9.30
1-7	120.0	26,208	3.14	8.07
2-7	122.0	21,960	2.68	6.89
3-7	124.0	19,656	2.44	6.27
4-7	126.0	17,388	2.19	5.63
5-7	128.0	15,984	2.05	5.27
6-7	129.5	15,048	1.95	5.01
7-7	131.0	13,320	1.74	4.47
8-7	132.5	11,880	1.57	4.03
9-7	134.0	11,232	1.51	3.88
10-7	135.5	10,368	1.40	3.60
11-7	137.0	9,504	1.30	3.34
12-7	137.5	9,000	1.24	3.19
13-7	138.0	8,920	1.23	3.16
14-7	138.0	8,496	1.17	3.01
15-7	138.5	8,448	1.17	3.01
16-7	139.0	8,400	1.17	3.01
17-7	139.5	8,352	1.17	3.01
18-7	140.0	8,304	1.16	2.98
19-7	141.0	8,256	1.16	2.98

Tableau 5.5a (suite)

A	B	C	D	E
20-7	142.5	8,208	1.17	3.01
21-7	144.0	8,160	1.18	3.03
22-7	145.5	8,112	1.18	3.03
23-7	147.0	8,064	1.19	3.06
24-7	149.0	8,748	1.30	3.34
25-7	149.0	26,856*	4.00	10.28
26-7	148.0	22,464*	3.32	8.53
27-7	148.0	20,448*	3.03	7.79
28-7	148.0	60,552	8.96	23.03
29-7	149.0	132,624	19.76	50.78
30-7	149.0	97,488	14.53	37.34
31-7	150.0	75,096	11.26	28.94
1-8	151.0	57,096	8.62	22.15
2-8	149.0	44,280	6.60	16.96
3-8	149.0	42,300	6.30	16.19
4-8	145.5	36,504	5.31	13.62
5-8	144.0	31,680	4.56	11.72
6-8	143.0	32,976	4.72	12.13
7-8	142.0	41,112	5.84	15.01
8-8	142.0	35,604	5.06	13.00
9-8	143.0	33,120	4.74	12.18
10-8	144.0	55,368	8.45	21.72
11-8	144.0	301,665	43.44	111.64
total (56 jours)	--	2,036,573	271.41	697.52
moyenne	133.4	36,367.38	4.85	12.46

*: ces valeurs sont des minimums évalués pour les trois jours affectés par la panne du limnigraphe.

CHAPITRE 6

LES EFFETS DE LA KARSTIFICATION SUR L'HYDROGRAPHIE DANS LA
PARTIE SUPERIEURE DU BASSIN DE LA RIVIERE AUX SAUMONS

Les chapitres précédents se sont attachés à étudier le karst lui-même ainsi que ses caractéristiques. Ce dernier chapitre s'intéressera plutôt à mesurer certains effets hydrographiques de l'apparition de ce karst dans cette partie de l'île. La karstification dans une région donnée peut amener d'abord et surtout des changements dans la topographie et l'hydrographie à la surface. Dans le cas qui nous intéresse, les modifications de la topographie peuvent être considérées comme mineures mais celles de l'hydrographie paraissent, à l'opposé, fort spectaculaires. C'est sur cet aspect que portera le présent chapitre.

Le karst de la Haute-Saumons étant entièrement situé à l'intérieur de la partie supérieure du bassin de la rivière aux Saumons (figure 6.1a), notre travail en est de beaucoup simplifié. Il nous suffira de considérer uniquement la partie du bassin de la rivière situé en amont de la confluence de deux sous-bassins importants au point de latitude $49^{\circ} 24' 18''$ N. et de longitude $62^{\circ} 31' 23''$ O. à l'intérieur de laquelle se restreignent les effets de la karstification. Ce sous-bassin que nous désignerons ici sous le vocable de bassin supérieur de la rivières aux Saumons occupe une superficie totale de 265.92 km^2 .

La démarche suivie sera de comparer le réseau hydrographique tel qu'on le retrouve aujourd'hui à l'intérieur de ce bassin à celui qui devait s'y trouver avant la karstification. Cette comparaison se fera à travers trois paramètres

simples:

- la densité de drainage
- le nombre de chenaux de chaque ordre
- la longueur moyenne des chenaux de chaque ordre.

6.1 La méthode

6.1.1 Cartographie

Une cartographie détaillée a d'abord été produite à partir de photographies aériennes infra-rouge fausses couleurs à l'échelle de 1/15,000. Nous avons pu obtenir ainsi, quant au drainage, des informations beaucoup plus exactes, précises et fidèles au terrain que celles que peuvent fournir les cartes topographiques 1/50,000 (la plus grande échelle disponible). Les chenaux actifs, lacs et tourbières ont été rapportés sur des acétates. Les chenaux actifs uniquement en période de fortes crues n'étaient pas considérés. Ces informations ont été ensuite transférées sur une carte de base au 1/25,000 puis une nouvelle carte a été produite incluant uniquement les chenaux et les lacs qui y sont directement reliés.

6.1.2 Essai de reconstitution du réseau hydrographique antérieur à la karstification

A partir, à la fois des observations de terrain, de traces visibles sur les photographies aériennes infra-rouge fausses couleurs 1/15,000 et 1/70,000, et des courbes de niveau de la carte topographique 1/50,000 12E/7, nous avons tenté de reconstruire le réseau hydrographique tel qu'il devait être dans le bassin supérieur de la rivière aux Saumons avant la karstification qui a éliminé une quantité importante de chenaux actifs. Cela n'est pas toujours facile compte tenu du faible relief du bassin et du peu d'encaissement des cours d'eau. En général, on peut considérer que la précision de la reconstitution croît avec l'ordre des chenaux (ceux d'ordre supérieur ayant laissé des traces importantes) ainsi qu'avec l'éloignement de la résurgence (les chenaux étant semble-t-il, demeurés actifs plus longtemps et s'étant asséchés depuis moins de temps à l'ouest qu'à l'est). Ce réseau hydrographi-

que proposé que nous nommerons réseau reconstitué, a été aussi transféré sur une carte de 1/25,000.

6.1.3 Attribution des ordres et division en sous-bassins

Des ordres sont attribués à chacun des chenaux des réseaux actuels et reconstitués selon la méthode de STRAHLER (1957). Le bassin supérieur de la rivière aux Saumons est ensuite divisé en deux sous-bassins principaux (I et II) selon les deux confluent d'ordre 4 (figure 6.1b). Chacun de ces deux sous-bassins peut-être subdivisé à son tour de façon suivante:

- des sous-bassins non karstiques se déversant sous terre (I.St.a, I.St.b, I.St.c, II.St.a, II.St.b)
- une surface drainée directement par le karst (K_u)
- un sous-bassin se déversant via la surface, à l'exutoire du bassin (I.Sf, II.Sf)

6.1.4 Mesures effectuées

Les mesures sont de quatre types: les densités de drainage, le nombre de chenaux de chaque ordre, la longueur moyenne des chenaux de chaque ordre et la longueur totale des chenaux de chaque ordre. La densité de drainage (D) dans un bassin est le rapport entre la longueur totale des chenaux de tous les ordres ($\sum_{u=1}^u L_u$) et sa surface (A). On peut exprimer cette valeur en kilomètres de chenaux par km^2 de surface de bassin (km/km^2).

$$D = \left(\sum_{u=1}^u L_u \right) / A$$

Pour un bassin donné, on peut calculer le nombre de chenaux (N_u) pour chacun des ordres (u) présents. Chacune des valeurs peut être mise en relation avec sa voisine immédiate par le rapport de confluence (R_b).

$$R_b(u) = N_u / N_{u+1}$$

Pour chaque ordre présent dans un bassin on peut aussi calculer ΣL_u , la longueur totale de tous les chenaux d'un ordre u et \bar{L}_u , la longueur moyenne des chenaux du même ordre ($\bar{L}_u = \Sigma L_u / N_u$).

Ici, toutes ces valeurs ont été obtenues en les mesurant directement sur les cartes du réseau hydrographique produites au 1/25,000. Les longueurs ont été mesurées à l'aide d'un curvimètre et les surfaces, à l'aide d'un planimètre.

Les valeurs de D , R_b et \bar{L}_u sont calculées sur:

- le réseau hydrographique actuel tel que disloqué par le karst (figure 6.1b)
- le réseau hydrographique dont les chenaux drainent les sous-bassins I.Sf et II.Sf c'est-à-dire le réseau actuel amputé des parties capturées par le karst. Nous l'appellerons réseau efficient (figure 6.1b)
- le réseau hydrographique reconstitué (figure 6.1c)
- un témoin qui sera choisi et constitué afin d'obtenir des valeurs caractéristiques de parties du bassin non affectées par la karstification et qui pourront être comparées avec celles du réseau reconstitué. Sa forme exacte sera précisée dans chaque cas.

6.1.5 Vérification des lois de Horton

HORTON (1945) a constaté qu'en général, pour un bassin donné, le nombre de chenaux de chaque ordre (N_u) et leur longueur moyenne (\bar{L}_u) sont reliées à l'ordre par une fonction exponentielle du type:

$$y = a(b^u)$$

où y représente N_u ou L_u , a et b sont des constantes et u exprime l'ordre.

Quand y représente N_u , b correspond à l'inverse du rapport de confluence moyen ($b=1/R_b$). Cette équation peut se transformer en:

$$\log y = a + u \log b.$$

Ainsi, sur un graphe mettant le logarithme de N_u ou \bar{L}_u , en ordonnée et l'ordre en abscisse, les points tendent à s'aligner le long d'une droite de pente $\log b$ et recoupant l'axe vertical $u = 0$ à $y = a$. Avec N_u , la pente de la droite est négative alors qu'avec \bar{L}_u , elle est positive.

Avec les valeurs de R_b et \bar{L}_u obtenues, on vérifiera graphiquement dans quelle mesure chacun des réseaux hydrographiques se conforme aux lois de HORTON.

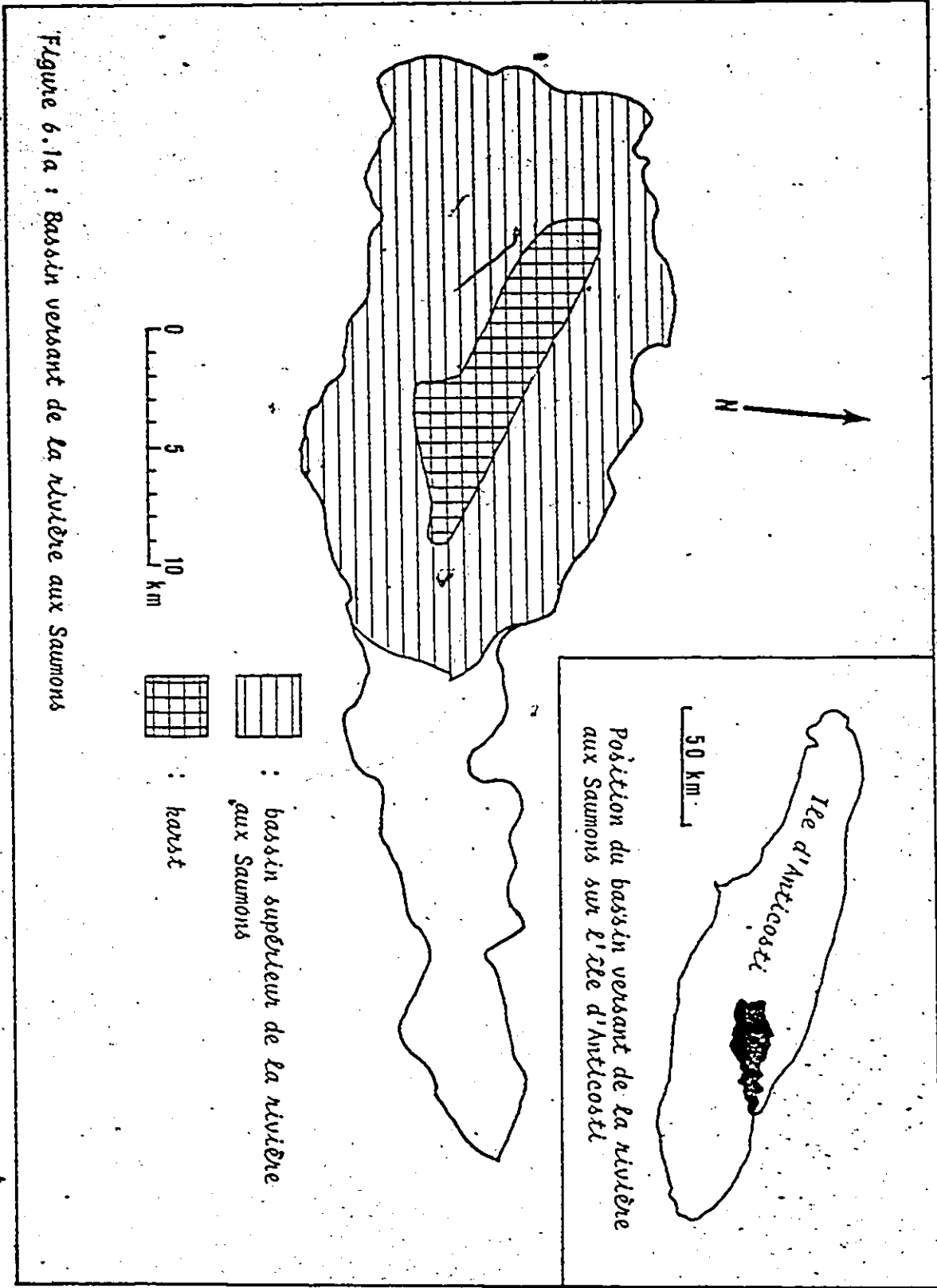


Figure 6.1a : Bassin versant de la rivière aux Saumons

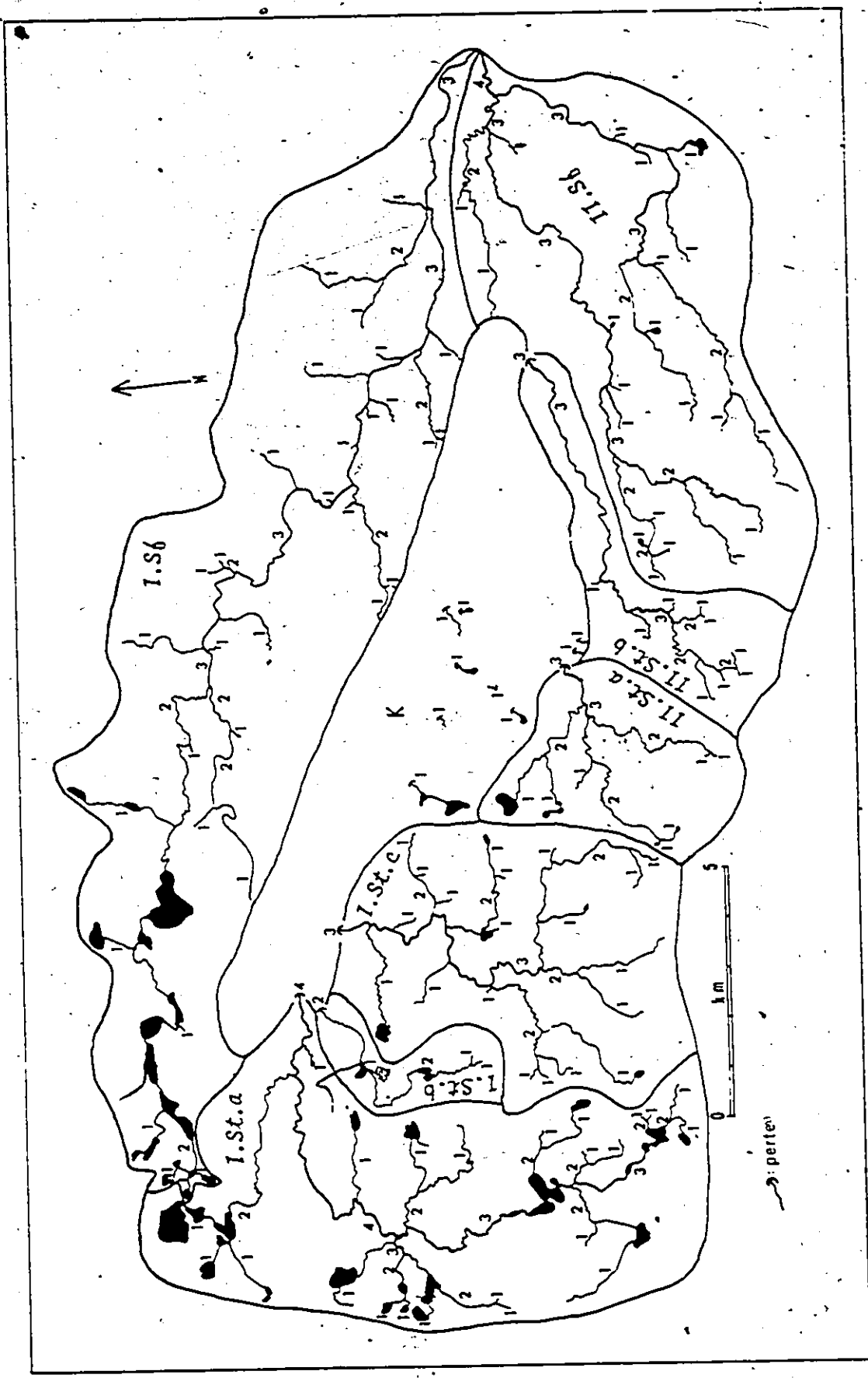


Figure 6.1b : Réseau hydrographique actuel, bassin supérieur de la rivière aux Saumons

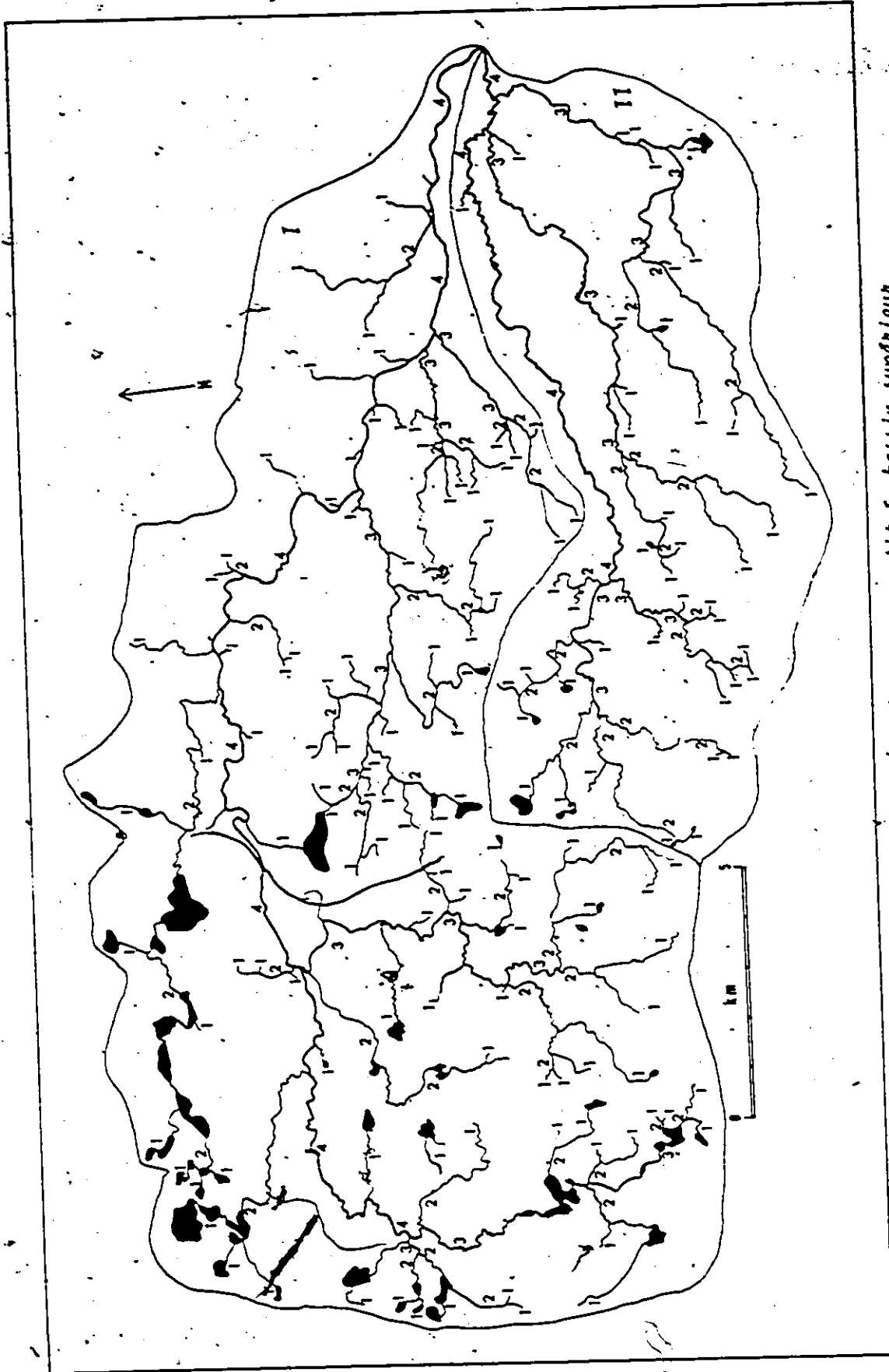


Figure 6.1c : Réseau hydrographique reconstitué, bassin supérieur de la rivière aux Saumons

ES

6.2 Quelques aspects quantitatifs des perturbations du réseau hydrographique

6.2.1 Densité de drainage

La densité de drainage des sous-bassins situés entièrement en amont du karst n'a pas pu être sensiblement modifiée par la karstification. Si nous calculons les densités respectives de chacun des sous-bassins I.St.a, I.St.b, I.St.c, II.St.a, nous obtenons les résultats suivants: 1.13, 1.14, 1.11 et 1.08 km/km². La densité de drainage demeure donc relativement constante d'un à l'autre de ces quatre sous-bassins voisins.

Selon SMITH (1950) et STRAHLER (1957), les densités de drainage inférieures à 5 km/km² seraient grossières, celles entre 5 et 13.7 km/km², moyennes, et toutes celles au-delà de 13.7 km/km², fines et ultra-fines. Plus récemment, GREGORY et WALLING (1973), en compilant des valeurs recueillies par différents auteurs un peu partout à travers le monde, ont montré que les densités de drainage se situent le plus souvent entre 1 et 10 km/km² mais qu'elles peuvent aussi atteindre des valeurs de l'ordre de 100 km/km².

Au Québec, la marge de valeurs observées est beaucoup moins large. CARTIER et LECLERC (1964) ont mesuré une densité de drainage de 0.77 km/km² pour l'ensemble de la rivière Eaton dans les Appalaches. BAIL (1975) a observé pour 16 bassins du bouclier, au nord de la Côte de Beaupré, deux populations de densités de drainage, une comprise entre 0.5 et 1.25 km/km² et l'autre entre 1.90 et 3.00 km/km². Le bassin de la petite Yamachiche installé sur des sédiments fins de la mer de Champlain, dans les basses terres, présente une densité de drainage de 1.89 km/km² (calculée à partir des données de LIVERNOCHE, 1973). Pour l'ensemble de la partie ouest de la rivière des Etchemins, situé en partie dans les basses terres et en partie dans les Appalaches, FAUCHON (1975) obtient une valeur de 0.83 km/km². Toutefois, il précise que cette valeur varie entre 0.62 et 2.49 selon le sous-

bassin considéré. Il constate que la topographie a peu d'effet sur la densité de drainage puisqu'il n'enregistre pas de différences significatives entre les sous-bassins des Appalaches et des basses terres. Par contre, les valeurs montrent beaucoup plus de dépendance vis à vis la perméabilité du terrain. Ainsi, il mesure sur des schistes: 2.59 km/km^2 ; sur des argiles: des valeurs supérieures à 1 km/km^2 ; sur des grès et des-quartzites: 0.69 et 0.62 km/km^2 et sur du matériel fluvio-glaciaire: 0.62 et 0.72 km/km^2 .

A première vue, nos valeurs cadrent bien avec celles déjà observées au Québec. Leur constance dénote une grande homogénéité des conditions du milieu dans les quatre sous-bassins si on la compare aux variations observées par BAIL et FAUCHON. Nous devons toutefois nous rappeler que le tracé du réseau hydrographique à partir duquel nous avons obtenu nos mesures est probablement beaucoup plus complet que celui de la plupart des auteurs cités qui ont travaillé sur des cartes topographiques à une échelle maximale de $1/50,000$, sur lesquelles souvent plusieurs chenaux d'ordres inférieures manquent. Donc, les densités réelles des réseaux étudiés par ces auteurs devraient être sensiblement supérieures à celles qu'ils ont publiées. Celles que nous avons mesurées se rangeraient alors parmi les plus faibles. Dans notre cas, le réseau se situe entièrement sur un terrain calcaire (roche perméable en grand) recouvert d'une couche de till à matrice fine (dépôt peu perméable) (cf. section 1.1.4). Malheureusement nous ne disposons pas de données de comparaison sur d'autres bassins en terrain calcaire au Québec.

Les sous-bassins ont un aspect de terrain mal drainé puisqu'ils sont couverts respectivement à 40.5%, 37.7%, 29.5% et 40.9% par des tourbières. On pourrait s'attendre à ce que la présence d'une grande quantité de tourbières tende à réduire la densité de drainage en favorisant d'avantage une circulation d'eau en nappe diffuse au sein du réseau de tourbières plutôt que sous forme concentrée dans des chenaux. Toutefois, pour ces quatre sous-

bassins, il ne semble pas y avoir de relation entre la densité de drainage et le pourcentage de la surface occupée par des tourbières (coefficient de corrélation de 0.07).

Nous utiliserons l'ensemble des quatre comme témoin. La densité de drainage du témoin sera alors de 1.12 km/km^2 (tableau 6.2a).

La densité de drainage moyenne offerte par le réseau hydrographique actuel sur l'ensemble du bassin supérieur de la Rivière aux Saumons n'est toutefois que de 0.83 km/km^3 , soit 0.29 km/km^2 de moins que celle du témoin (tableau 6.2a).

Nous avons calculé trois densités de drainage différentes pour le réseau efficient en le rapportant à trois bassins distincts (tableau 6.2a). D'abord, si on considère que ce réseau hydrographique est le seul à rejoindre directement l'exutoire du bassin supérieur de la rivière aux Saumons, on peut le mettre en relation avec la surface entière de ce bassin, ce qui nous donne une densité de seulement 0.43 km/km^2 . Par contre, si on retire de ce bassin les surfaces en amont du karst qui possèdent déjà leur propre réseau hydrographique, la densité remonte à 0.72 km/km^2 . Finalement, si l'on considère uniquement les surfaces alimentant effectivement les chenaux du réseau efficient, soit les sous-bassins I.Sf et II.Sf, on obtient une densité de drainage de 0.94 km/km^2 . Cette dernière valeur demeure bien en-dessous de celles mesurées dans les quatre sous-bassins utilisés pour constituer le témoin. Un rapide examen de la carte (figure 6.1b) semble nous indiquer que c'est surtout dans le sous-bassin I.Sf que se manifeste une plus faible densité de drainage. Rappelons toutefois, que ce réseau hydrographique se situe à l'aval des surfaces karstifiées et qu'il leur est en partie adjacent.

Finalement, si nous mettons en relation le réseau hydrographique reconstitué avec la surface du bassin supérieur de la Rivière aux Saumons, nous obtenons une densité de drainage de 1.14 km/km^2 , ce qui nous ramène à une valeur proche de la valeur témoin (tableau 6.2a). Entre les réseaux hydrographiques reconstitués et actuels, il y aurait une perte de 83.12 km de chenaux et donc une baisse de la densité de drainage de 0.31 km/km^2 .

6.2.2 Nombre de chenaux selon l'ordre

Nous examinerons d'abord cet aspect de façon théorique. Lorsqu'un karst se développe à l'intérieur d'un réseau hydrographique, on ne peut pas se contenter simplement de soustraire directement à chaque ordre le nombre de chenaux sectionnés ou effacés pour obtenir le résultat. La solution est plus complexe. Le développement du karst agit de plusieurs façons sur le nombre de chenaux. D'abord pour un ordre donné, il le réduit:

- par effacement complet de certains chenaux
(surtout ceux des plus bas ordres)
- par le sectionnement ou la disparition de chenaux d'ordres inférieurs situés en amont, en changeant ainsi l'ordre d'un chenal encore en place (ne s'applique qu'aux ordres supérieurs à 1).

En même temps, il peut aussi ajouter des chenaux d'un ordre donné:

- à partir de ceux d'un ordre supérieur dont l'ordre a été diminué à la suite d'un retranchement à l'amont
- en sectionnant un chenal en deux à condition que la partie aval puisse rapidement être ramenée au même ordre qu'à l'amont avec l'aide d'affluents
- si on ouvre une perte nouvelle en bordure d'une zone de rétention d'eau (lac, marécage, tourbière), créant et ajoutant

ainsi un court chenal d'ordre 1.

De même le nombre de chenaux d'un certain ordre peut demeurer inchangé:

- lorsque la karstification ne retire que la partie aval d'un chenal laissant la partie amont intacte
- quand un nouveau segment de cet ordre s'insère directement à l'aval d'un autre du même ordre qu'il ne fait qu'allonger
- si les quantités de ceux perdus et gagnés s'annulent.

En général, le résultat est marqué par la diminution du nombre de chenaux pour tous les ordres mais la distribution et l'importance de la diminution selon l'ordre pourrait varier et dépendre d'une combinaison complexe des différentes tendances liées, entre autres à la géométrie particulière de la surface karstique, à celle du réseau hydrographique et à leur position relative.

Nous examinerons maintenant ce qui se passe dans notre situation mais d'abord nous voulons trouver un réseau témoin. Celui-ci devra:

- contenir le plus grand nombre possible de chenaux de telle sorte qu'une tendance statistique puisse s'en dégager
- contenir un maximum d'ordres pour obtenir le plus de points possibles sur un graphe
- ne pas être un assemblage de sous-bassins disparates mais plutôt un ensemble cohérent non affecté par le karst.

C'est pourquoi nous utiliserons comme témoins un réseau hydrographique constitué par la confluence de I.St.a, I.St.b et I.St.c. Ces trois bassins étant présentement disjoints par le karst, la confluence des trois réseaux hydrographiques sera complétée par un ajout minime, soit celui de la partie manquante (en amont de cette confluence) telle que présentée sur le réseau reconstitué.

Les valeurs de N_u ainsi que de R_p sont présentées dans le tableau 6.2b. On constate que les rapports de confluence (R_p) sont tous compris entre 3 et 5 avec une moyenne proche de 4. Ce sont ceux du réseau actuel qui sont les plus constants, avec un écart de 0.52 entre les valeurs extrêmes. Ils sont suivis de ceux du réseau reconstitué (écart maximal: 1.12), du réseau efficient (écart maximal: 1.91) et du réseau témoin (écart maximal: 2.00).

Si nous portons notre attention du côté du nombre des chenaux, nous constatons entre le réseau reconstitué et le réseau actuel, une baisse du nombre de chenaux d'environ 20% à 25% pour les ordres, 1, 2 et 3, aucun changement pour l'ordre 4 et une baisse globale de 21% du nombre total de chenaux (figure 6.2a et tableau 6.2b).

Une très bonne corrélation est obtenue entre le logarithme du nombre de chenaux et l'ordre pour le réseau actuel. L'ajustement est très bon avec la courbe établie par l'équation:

$$N_u = 495 (0.252^u)$$

Le coefficient de corrélation (r) est de 0.9998 et la probabilité que cette corrélation soit l'effet du hasard (P) est inférieure à 0.001.

Une corrélation semblable s'obtient aussi pour les réseaux témoin et efficient mais elle est moins forte:

$$\text{réseau témoin: } r = 0.9972, P = 0.003$$

$$N_u = 182 (0.268^u)$$

$$\text{réseau efficient: } r = 0.9965, P = 0.004$$

$$N_u = 179 (0.265^u)$$

Quant au réseau reconstitué, la corrélation entre le logarithme de N_u et l'ordre est presque parfaite ($r = 0.9999, P = 0.02$) pour les ordres 1, 2 et 3. On obtient un excellent ajustement à la courbe d'équation:

$$N_u = 640 (0.251^u)$$

pour tous les points sauf celui correspondant à l'ordre 4. L'extrapolation de l'équation donnerait $N_u = 2.54$ alors que nous avons $N_4 = 2$. N_u étant une variable discrète, elle ne peut pas prendre de valeurs décimales comme 2.54, ce qui explique le moins bon ajustement du point correspondant à $u = 4$ alors que pour bien satisfaire la loi du nombre des chenaux de Horton, le réseau hydrographique reconstitué aurait besoin d'à peu près deux chenaux et demi d'ordre 4. Dans les équations de forme $N_u = a(b^u)$, la valeur de b est presque la même pour les réseaux actuels et reconstitués (0.251 et 0.252) et demeure relativement constante pour les quatre réseaux (0.252, 0.268, 0.265 et 0.251) avec une moyenne de 0.259. Seule la valeur de a change de façon sensible, augmentant avec la taille du réseau considéré.

Finalement, nous retenons surtout de ces observations que:

- le développement d'un karst à l'intérieur du bassin supérieur de la rivière aux Saumons a eu pour effet de réduire le nombre total de chenaux du réseau hydrographique de même que le nombre de chenaux de chaque ordre
- cette réduction s'est faite de telle sorte que, dans les réseaux actuels et efficients, la distribution du nombre de chenaux selon les ordres respecte assez bien la loi de Horton. Les valeurs obtenues pour les réseaux témoins et reconstitués que l'on suppose caractéristiques de ce qui prévalait avant la karstification, semblent indiquer que la loi de Horton du nombre de chenaux s'appliquait aussi auparavant.
- la réduction s'est aussi faite de telle sorte que les valeurs prises par b dans les équations de la forme $N_u = a(b^u)$, sont demeurées à peu près les mêmes pour les quatre réseaux considérés. Donc, le rapport de confluence moyen qu'on retrouve aujourd'hui dans les réseaux actuel et efficients, serait sensi-

blement le même que celui qui aurait prévalu avant la karstification.

6.2.3 Longueur moyenne des chenaux selon l'ordre

Comme dans la section précédente, nous aborderons d'abord la question d'un point de vue théorique. Ici aussi, la karstification peut agir de plusieurs façons sur ce paramètre comme nous l'indiquent les situations suivantes:

a) Si on efface un chenal complètement, on a peu d'effet sur la longueur moyenne des chenaux de cet ordre car, tout en réduisant $\sum L_u$ on réduit aussi N_u . On pourrait avoir un effet dans un sens ou dans l'autre si la longueur de chenal effacé est sensiblement différente de \bar{L}_u et si N_u est peu élevé.

b) Un chenal peut être raccourci:

- d'une longueur retranchée directement en amont ou en aval par la karstification
- d'une section dont l'ordre a diminué suite à un retranchement en amont sans que ce dernier n'ait été nécessairement touché (chenaux d'ordre supérieur à 1 seulement)

De plus, si l'on sectionne un chenal en deux et à condition que la partie aval puisse reprendre l'ordre original, on obtient deux chenaux plus courts au lieu d'un seul plus long. Tout cela tendrait à diminuer la longueur moyenne des chenaux d'un ordre donné.

c) Pour un ordre donné (tous sauf le plus élevé), la karstification peut ajouter de nouveaux chenaux à partir de chenaux ou de partie de chenaux dont l'ordre a diminué. S'il s'agit uniquement d'une partie de chenal et que celle-ci est d'une longueur semblable à \bar{L}_u

de son nouvel ordre, cela aura peu d'effet. Si cette partie est sensiblement plus longue ou plus courte, cela tendra à faire allonger ou diminuer \bar{L}_u . Si par contre, il s'agit d'un segment complet provenant d'un ordre supérieur, il est fort probable qu'il soit plus long que le \bar{L}_u de son nouvel ordre et tende ainsi à l'augmenter.

La valeur finale de chaque \bar{L}_u dépendra de l'importance relative que prendra chacune de ces tendances en réponse à la géométrie particulière de la surface karstique et du réseau hydrographique ainsi qu'à leur position relative.

Nous désirons maintenant créer un témoin caractéristique de la partie non affectée du bassin. Nous le choisirons de telle sorte qu'il

- soit situé en amont du karst
- regroupe uniquement des chenaux complets c'est-à-dire non tronqués par le karst
- que ces chenaux soient en plus grand nombre possible afin qu'une tendance statistique puisse apparaître
- qu'ils représentent, dans la mesure du possible, un nombre maximal d'ordre.

Il n'est plus nécessaire ici d'avoir un réseau cohérent. Pour l'ordre 1, nous prendrons la moyenne de la longueur de tous les chenaux de cet ordre dans les sous-bassins I.St.a, I.St.b, I.St.c et II.St.a. Pour l'ordre 2, nous ferons de même mais devons reconstituer la dernière partie du chenal d'ordre 2 dans le sous-bassin I.St.b. Pour l'ordre 3, nous considérerons uniquement I.St.a et I.St.b en reconstituant de la même manière le court segment manquant au chenal d'ordre 3 de I.St.b. Le témoins n'ira pas au-delà de l'ordre 3 parce que le seul chenal d'ordre 4 qui serait disponible (dans I.St.a) est trop fortement amputé par le karst pour être

174a

Tableau 6.2c

Longueur moyenne des chenaux de chaque ordre

Ordre	\bar{L}_u en km			
	1	2	3	4
Témoin	0.85	2.03	5.30	—
Réseau actuel	0.76	2.99	7.05	4.00
Réseau efficient	0.84	3.25	11.00	1.00
Réseau reconstitué	0.79	2.05	4.80	22.75

\bar{L}_u : longueur moyenne des chenaux de l'ordre u

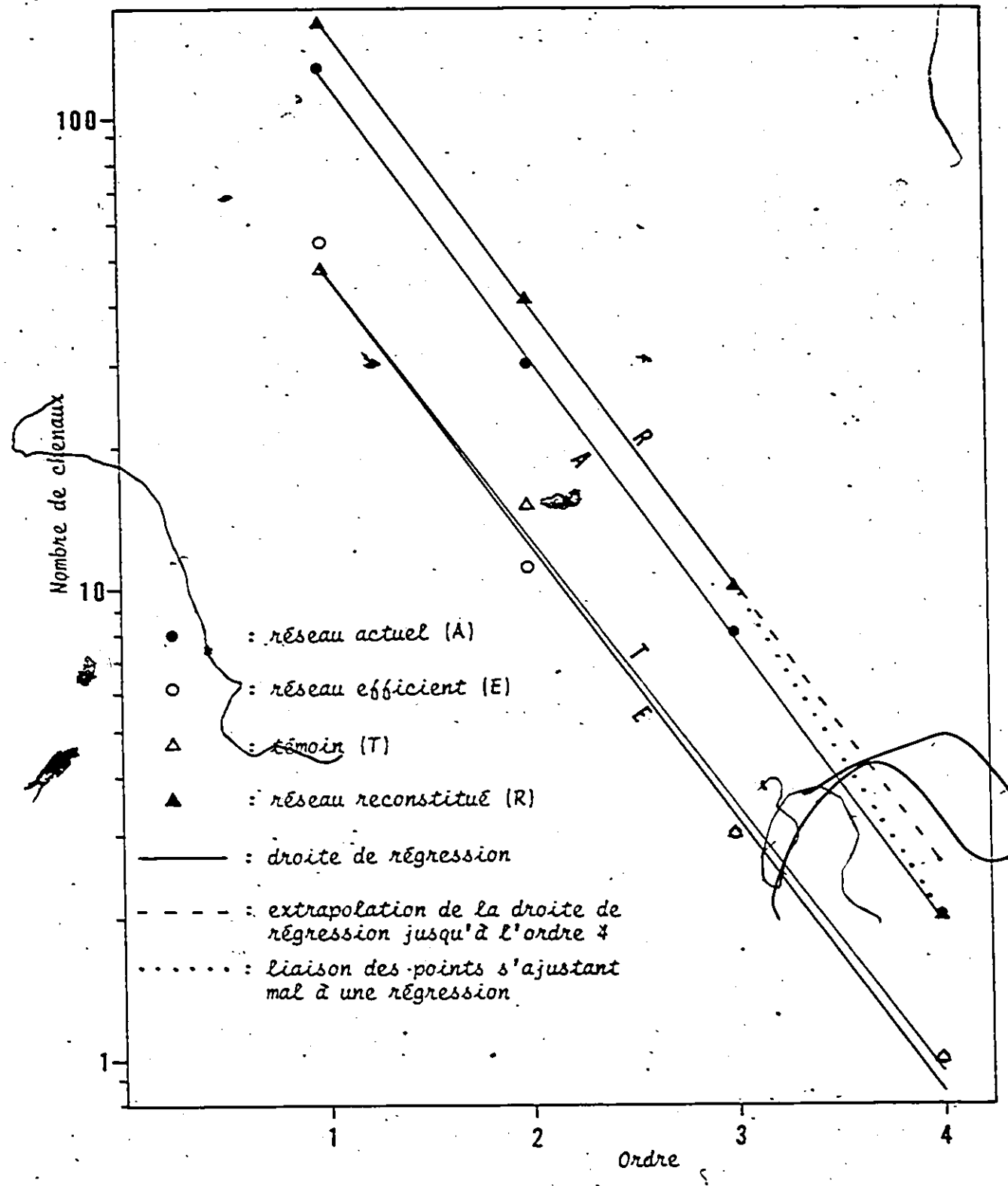


Figure 6.2a : Nombre de chenaux selon l'ordre

utilisé.

Les valeurs de \bar{L}_u apparaissent au tableau 6.2c et elles sont mises en relation semi-logarithmique avec l'ordre (u) sur le graphe de la figure 6.2b.

Les trois valeurs de \bar{L}_u du témoin s'ajustent très bien à l'équation:

$$\bar{L}_u = 0.335 (2.497^u)$$

Le coefficient de corrélation entre $\log \bar{L}_u$ et u est de 0.9996 ($P = 0.02$).

Pour les ordres 1, 2 et 3, la longueur moyenne des chenaux (\bar{L}_u) du réseau reconstitué ressemble beaucoup à celle du témoin. L'équation qui relie \bar{L}_u à u est presque la même que la précédente:

$$\bar{L}_u = 0.326 (2.465^u)$$

$$r = 0.9995, P = 0.02$$

En extrapolant la courbe jusqu'à $u = 4$, on obtiendrait $\bar{L}_u = 12.036$ km. Or ici on a $\bar{L}_u = 22.75$ km soit la longueur moyenne obtenue à partir de deux chenaux d'ordre 4, un de 32 km dans le sous-bassin I et un autre de 13.5 km dans le sous-bassin II. On remarque que la seconde valeur (13.5 km) est très près de celle obtenue par extrapolation (12.04 km) et que si on n'utilisait que celle-là, l'équation obtenue pour les trois premiers ordres serait aussi valable pour le quatrième. Donc, le moins bon ajustement de la dernière valeur proviendrait d'une longueur excessive du chenal d'ordre 4 dans le sous-bassin I. Celui-ci contourne le sous-bassin II pour aller drainer le front de la cuesta à l'ouest de II. Donc il y aurait eu, avant la karstification, un étirement d'un chenal d'ordre 4 parallèlement à la direction des strates, ne respectant pas la loi de Horton. Si on excepte cela, le reste du réseau reconstitué se conforme bien à la loi des longueurs de chenaux de Horton, tout comme les valeurs témoins avec lesquelles il est consistant. Cela accordé encore plus de crédit à la valeur de la reconstitution.

Nous considérerons maintenant les effets de la karstification sur les longueurs moyennes des chenaux pour les réseaux efficient et actuel. Le réseau efficient est entièrement situé en aval du karst. Il subit donc surtout des amputations dans ses parties amont. La longueur moyenne des chenaux d'ordre 1 reste à peu près la même que celle des réseaux témoin et reconstitué. Toutefois, on note pour les ordres 2 et 3, un allongement notable par rapport à ces derniers. Cet allongement s'explique par une réduction d'ordre de chenaux plus longs; c'est-à-dire des chenaux d'ordre 3 et 4 devenus des chenaux d'ordre 2 et 3. Par contre à l'ordre 4, on assiste à une chute spectaculaire; il ne reste plus qu'un seul petit chenal de 1 km. L'ordre 4 étant le plus élevé, il n'a pas la possibilité de compenser ses pertes en gagnant des longueurs au dépend d'un ordre supérieur. L'allongement chez les ordres 2 et 3 s'est fait de telle sorte que pour $u = 1, 2, 3$, \bar{L}_u respecte la loi de HORTON. On obtient:

$$\bar{L}_u = 0.237 (3.619^u)^{-1}$$

$$r = 0.995, P = 0.02$$

La droite ainsi établie sur un graphe semi-logarithmique, a une pente plus accentuée que celles des réseaux témoin et reconstitué qu'elle intercepte près de $u = 1$.

Le réseau efficient représente une part importante du réseau actuel (52.3% de la longueur totale des chenaux). Le reste est surtout constitué des cinq principaux sous-bassins situés en amont du karst. Parce que ces sous-bassins sont placés en amont de la surface karstifiée, il n'y a que les chenaux capturés par le karst, qui soient raccourcis. Tous les autres à l'amont, ne subissent pas l'effet de la karstification. Seul II.St.b fait exception à cette règle puisqu'il est situé à la fois à l'amont et à l'aval du karst. Ainsi les \bar{L}_u du réseau actuel devraient refléter l'ajout des chenaux de ces sous-bassins au réseau efficient.

\bar{L}_u du réseau actuel pour l'ordre 1 est sensiblement le même que ceux des réseaux reconstitué, témoin et efficient. Quant aux ordre 2 et 3, on observe aussi un allongement par rapport aux valeurs obtenues pour les réseaux témoin et reconstitué. Mais celui-ci est légèrement moins prononcé que celui observé sur le réseau efficient à l'ordre 2 et nettement moins à l'ordre 3. Il s'agit en fait de l'amortissement du phénomène constaté à l'aval du karst, par l'ajout d'un ensemble de chenaux stables ou légèrement raccourcis. Dans le réseau actuel, on dispose de deux chenaux d'ordre 4, soit celui déjà inclus dans le réseau efficient et celui du bassin I.St.a qui se termine par une perte. Ce dernier, long de 7 km, permet à la longueur moyenne des chenaux d'ordre 4 de prendre la valeur de 4 km qui est supérieure à celle du réseau efficient, mais nettement inférieure à celle du réseau reconstitué. Finalement, notons que le réseau actuel déroge totalement à la loi des longueurs de chenaux de Horton. Aucun alignement n'est possible entretrois ou quatre des points mettant en relation \bar{L}_u et u sur le graphe semi-logarithmique de la figure 6.2b.

Pour récapituler, retenons surtout que:

- le réseau reconstitué respecte la loi des longueurs de chenaux de Horton sauf en ce qui concerne l'ordre 4
- le réseau témoin présente sensiblement les mêmes valeurs de \bar{L}_u pour les trois premiers ordre, que le réseau reconstitué
- la karstification n'a pas modifié \bar{L}_u de façon significative pour $u = 1$, elle l'a allongée pour $u = 2$ et $u = 3$, et elle l'a réduite pour $u = 4$.
- le réseau efficient respecte la loi des longueurs de chenaux de Horton pour les trois premiers ordres alors que le réseau actuel ne s'y conforme pas du tout.

6.2.4 Conclusion

Nous avons pu constater qu'actuellement, la densité de drainage demeure spatialement uniforme aux endroits où le réseau hydrographique n'a pas été perturbé par la karstification. De plus, celle qui aurait prévalu pour l'ensemble du bassin avant la karstification, si on en juge par la reconstitution effectuée, est sensiblement la même que celle qu'on trouve aujourd'hui à ces endroits. Cela supporte bien l'hypothèse selon laquelle le karst n'aurait commencé à se développer, ou du moins à se manifester dans le réseau hydrographique, qu'après la déglaciation. Après le retrait de l'inlandsis, un réseau hydrographique a d'abord eu le temps de s'installer normalement et d'atteindre un certain équilibre dans tout le bassin supérieur de la rivière aux Saumons, y compris les terrains dont le karst s'est emparé par la suite.

La karstification a entraîné une diminution générale du nombre des chenaux. Mais, à cause de la position et de la superficie qu'occupe le karst dans le bassin et grâce à la renumérotation des chenaux qui en a résulté, l'équilibre statistique du nombre de chenaux de chaque ordre n'a pas été modifié de façon significative. Le réseau hydrographique a démontré sur ce point, une certaine capacité à maintenir un équilibre.

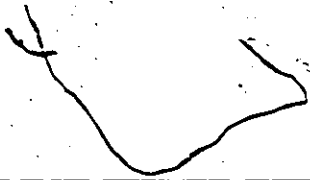
Toujours à cause de la dimension et de la position du karst dans le bassin et suite à cette même renumérotation des chenaux restant, la karstification a eu des effets différents sur la longueur des chenaux de chaque ordre. D'abord à l'aval du karst, un nouvel équilibre statistique s'est établi pour tous les ordres sauf le dernier. Il résulte d'un allongement de la longueur moyenne des chenaux d'ordres 2 et 3, et il se manifeste par un accroissement du rapport des longueurs de chenaux d'un ordre à l'autre. A l'amont, la renumérotation n'agissant pas, les effets sont différents de telle sorte que, sur l'ensemble du réseau, on n'obtient plus d'équilibre statistique entre les longueurs moyennes des chenaux selon l'ordre tel que

le décrit la loi des longueurs de chenaux de Horton.

Nos observations nous permettent donc d'affirmer que la karstification a perturbé d'avantage l'équilibre du réseau hydrographique aurt aux longueurs moyennes des chenaux, que quant au nombre de ceux-ci.

Tableau 6.2a

Densités de drainage de différents bassins et sous-bassins



	Longueur de chenaux (km)	Surface (km ²)	Densité de drainage (km/km ²)
I.St.a	52.37	46.37	1.13
I.St.b	5.75	5.04	1.14
I.St.c	33.62	30.24	1.11
II.St.a	13.50	12.50	1.08
<hr style="border-top: 1px dashed black;"/>			
Témoin (total)	105.25	93.15	1.12
Réseau actuel	219.73	265.92 (1)	0.83
Réseau efficient	114.88	265.92 (1) 160.40 (2) 122.35 (3)	0.43 0.72 0.94
Réseau reconstitué	302.85	265.92 (1)	1.14

(1): surface totale du bassin (I + II)

(2): I.Sf + II.Sf + K

(3): I.Sf + II.Sf

1790

Tableau 6.2b

Nombre de chenaux de chaque ordre et rapports de confluence

		O R D R E			
		1	2	3	4
Témoïn					
N_u	:	47	15	3	1
R_b	:	3.13	5.00	3.00	--
		R_b moyen = 3.71			
Réseau actuel					
N_u	:	128	30	8	2
R_b	:	4.27	3.75	4.00	--
		R_b moyen = 4.01			
Réseau efficient					
N_u	:	54	11	3	1
R_b	:	4.91	3.67	3.00	--
		R_b moyen = 3.86			
Réseau reconstitué					
N_u	:	159	41	10	2
R_b	:	3.88	4.10	5.00	--
		R_b moyen = 4.33			

N_u = nombre de chenaux de l'ordre u

R_b = rapport de confluence

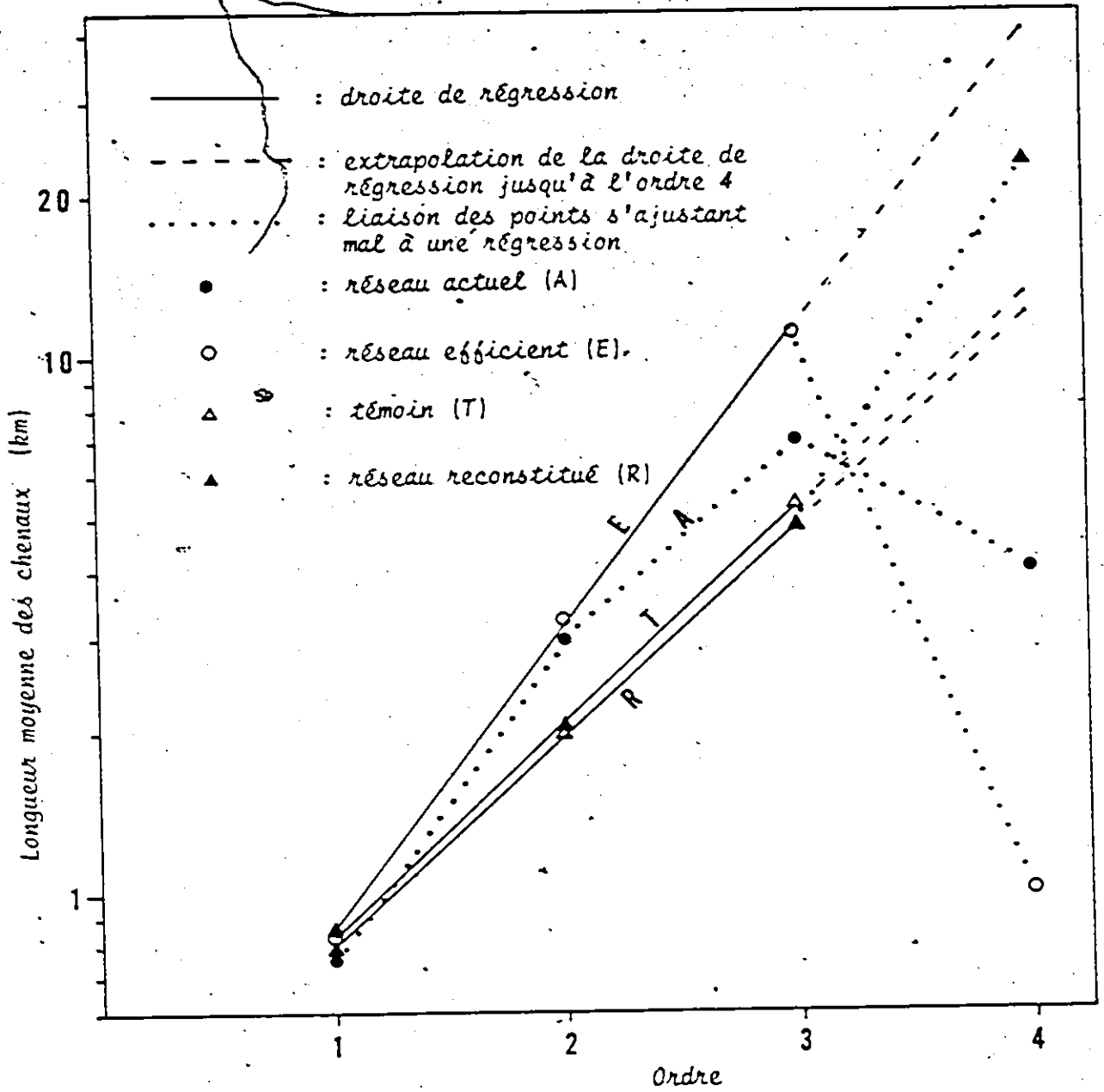


Figure 6.2b : Longueur moyenne des chenaux selon l'ordre

CONCLUSION

Les travaux que nous avons menés ont permis de faire évoluer sensiblement les connaissances acquises sur ce karst, son organisation et sa dynamique. Auparavant nous ne disposions que d'un inventaire partiel de ses manifestations superficielles. S'ils nous ont apporté beaucoup, ils ont aussi permis de soulever un grand nombre de questions davantage précises auxquelles il nous faudra un jour, tenter de répondre. C'est dans cette optique que nous désirons conclure sur une liste (qui ne se veut en rien limitative) de travaux de recherche qu'il nous semble intéressant d'entreprendre dans la suite logique de ceux qui se terminent ici. Comme nous avons pu le constater, la relative simplicité du contexte géologique, structural, physiographique et hydrographique, font de ce milieu un laboratoire idéal pour y étudier la nature et la dynamique des processus actifs dans la genèse et l'évolution de ce karst jeune en milieu tempéré froid, récemment englacé. Aussi, il serait bien regrettable de ne pas profiter de cette ressource unique au Québec, pour y poursuivre des travaux et approfondir ce qui y a déjà été amorcé.

Voici une liste de travaux proposés :

- Continuer à inventorier et à étudier la karstification dans les autres parties de l'île afin de pouvoir mieux la caractériser, mieux en comprendre les conditions morphogénétiques et ainsi mieux expliquer l'existence et l'emplacement du karst de la Haute-Saumons.

- Poursuivre l'inventaire des formes karstiques dans le karst de la Haute-Saumons afin d'obtenir une image plus fidèle et précise de leur fréquence et de leur distribution.
- Entreprendre une étude détaillée des processus d'assèchement karstique présent et passé des tourbières et des lacs à l'intérieur du karst. Cette étude devrait être multidisciplinaire, considérant à la fois les aspects morphologiques, hydrologiques, chimiques et phytosociologiques du problème. Elle pourrait utiliser entre autres, les ressources de la palynologie et des datations au carbone 14 pour tenter de déterminer l'époque de la karstification en différents points du karst ainsi que le rythme et les étapes de l'assèchement à chacun de ces endroits.
- Réajuster et préciser les hypothèses et les idées avancées au chapitre trois sur l'âge et l'évolution du karst à la lumière des résultats du travail évoqué ci-dessus ainsi que des nouvelles données qui pourraient être disponibles éventuellement sur l'histoire et la morphologie quaternaires d'Anticosti.
- Mettre en marche un programme d'observations hydrologiques plus intensif: enregistrer simultanément les débits aux principales pertes, à la résurgence et les précipitations dans le bassin; étendre ce projet sur plusieurs saisons de quelques années; mener plusieurs expériences de traçage à partir de différentes pertes en maintenant une surveillance intensive à la résurgence. Les données ainsi recueillies pourraient être utilisées pour essayer de mieux comprendre l'organisation et le fonctionnement du karst souterrain et d'en proposer un modèle.

- Mettre en marche un programme d'analyses d'eau plus intensif et prolongé: multiplier le nombre d'échantillons d'eau analysés chimiquement dans le cadre d'un programme d'échantillonnage ponctuel; rapprocher les échantillonnages et étendre leur période dans le cadre d'un programme d'échantillonnage répétitif sur certains sites; choisir des sites de pertes de ruisseaux, de pertes de rivières, de vasques de tourbières et de la résurgence. Ces données pourraient permettre de raffiner le portrait déjà tracé des types d'eau du karst et, en les ajoutant à celles d'hydrologie, de mieux connaître le karst souterrain. On pourrait tenter d'obtenir le bilan des matières dissoutes évacuées à la résurgence pendant une année ou plus ainsi que pour chaque saison. Il serait aussi intéressant de mesurer pour différents débits la diminution du PCO_2 des eaux de la résurgence à mesure qu'elles s'en éloignent.
- Mener un programme de mesure directe du PCO_2 dans les sols du karst; en étudier les variations dans le temps et dans l'espace.

Il est à noter que les programmes d'hydrologie et de chimie tels qu'ils sont présentés ici, nécessiteraient une mobilisation d'efforts, de main-d'œuvre et d'infrastructure technique si grande qu'ils ne pourront probablement pas être réalisés en leur entier dans un proche avenir.

RESUME

Anticosti est une île de près de 8,000 km² située au coeur du golfe du St-Laurent quelque part entre la Gaspésie et la Côte Nord. Partie émergée de la section orientale des Basses Terres du St-Laurent, elle se compose de six formations paléozoïques, de l'Ordovicien supérieur au Silurien moyen, de direction 110° avec un léger pendage S-S-O d'environ 2°. Ce sont surtout des calcaires avec aussi des schistes argileux, des conglomérats calcaires et des grès. L'ensemble de l'île est fracturé par un remarquable système principal de diaclases à 110° continues et persistantes ainsi que par un système secondaire à 20° moins régulier.

La déglaciation de l'île d'Anticosti se serait produite vers 13,000 AA. Elle fut suivie d'une invasion marine atteignant une altitude maximale de 135 m selon certains auteurs ou de 76 m selon d'autres, qui laissa sur l'île desterrasses marines et des plages. Au-dessus de cette limite on retrouverait surtout une couche de 0 à 3 m de till composé habituellement de graviers, cailloux et blocs calcaires enrobés dans une matrice argilo-limoneuse.

L'île possède un climat tempéré froid à tendance maritime. Elle est couverte d'une forêt subarctique hudsonnienne et d'abondantes tourbières et petits lacs.

Le rapport de la première reconnaissance des phénomènes karstiques sur Anticosti (BEAUPRE et al, 1974) fait état de la présence dans la plupart des régions de l'île, d'une karstification immature souvent localisée aux

endroits où les gradients hydrauliques sont élevés. Une région fait exception à cette règle, c'est la partie supérieure du bassin de la rivière aux Saumons dans laquelle on retrouve un développement karstique intense et bien organisé. Ce karst se présente sous la forme d'une bande longue de 15.5 km et large de 2 à 4 km. Il se situe entièrement dans la formation de la Rivière au Fusil et surtout dans son membre inférieur. La seule résurgence connue est située à l'extrémité est.

Les formes karstiques

Les formes de surface semblent relativement jeunes (post-glaciaires) et sont presque toutes établies au dépend de diaclases à 110° . Les cavités souterraines nous sont restées inaccessibles. Suite aux observations de terrain une classification simplifiée des formes karstiques du karst de la Haute-Saumons est proposée à postériori sur une base morphogénétique. Nous y distinguons des pavements karstiques, des diaclases ouvertes localement, des dolines et des vallées sèches.

Les pavements se développent aux endroits où le till est très mince; généralement moins de 0.5 m. Dans ces conditions les eaux d'infiltration parviennent à exploiter les principales diaclases d'une surface.

Les diaclases ouvertes localement se rencontrent où le till est plus épais, généralement entre 0.5 et 2 m, alors que l'infiltration se concentre en certains points particuliers des diaclases majeures. Elle peut ainsi les élargir localement par dissolution formant parfois des puits verticaux pouvant atteindre jusqu'à 17 m de profondeur. On observe un peu partout dans le karst bien que les plus grosses se concentrent surtout en bordure et à l'intérieur des

terrains humides qu'elles contribuent à assécher.

Les dolines se présentent en quatre types principaux: les dolines de dissolution, de soutirage, d'effondrement et de genèse mixte. Ici, celles dites de dissolution sont des dépressions dans la roche en place creusées par les eaux, aux points de perte actuels ou passés de cours d'eau. Elles peuvent, subséquemment à leur creusement, subir un remplissage partiel résultant des glissements du till environnant. Les dolines de soutirage sont des dépressions dans le till résultant du soutirage de celui-ci dans une diaclase élargie localement par les eaux d'infiltration. C'est l'épaisseur du till qui fait la différence entre la doline de soutirage et la diaclase ouverte localement, la première ne se rencontrant qu'aux endroits où elle excède deux mètres. Les dolines d'effondrement sont des dépressions dans la roche en place résultant de l'effondrement mécanique du substratum sur une cavité karstique sous-jacente. Finalement les dolines de genèse mixte sont issues de processus combinés de dissolution et d'effondrement. Elles se forment à certaines pertes où la présence de strates moins solubles joue un rôle déterminant, c'est pourquoi on les retrouve dans le sud du karst où ces strates sont plus fréquentes.

Les vallées sèches sont le résultat direct de la capture souterraine en amont, du cours d'eau qui y coulait ou encore de l'assèchement karstique de leur zone d'alimentation. On peut distinguer les vallées sèches par intermittence qui sont encore utilisées à l'occasion de crues importantes et les vallées sèches en permanence où ne se produit plus aucun écoulement en surface.

Cette classification est arbitraire. Il n'existe pas toujours

entre les formes une distinction aussi tranchée. Par exemple, une diaclase ouverte dans une tourbière pourrait se transformer graduellement en doline de dissolution. De même, pour un même processus agissant, si l'on fait varier l'épaisseur du till, on observera une transition graduelle entre la diaclase ouverte et la doline de soutirage.

Il semble que les facteurs déterminants dans la genèse des formes de ce karst soient d'abord le type d'écoulement (infiltration vs cours d'eau), l'épaisseur du till et la lithologie. Un modèle morphogénétique pour la classification des formes karstiques du karst de la Haute-Saumons est proposé en conclusion.

Les zones karstiques et leur évolution

Les surfaces du karst de la Haute-Saumons peuvent être réparties en deux types de zones: une zone holokarstique centrale et des zones fluviokarstiques périphériques. Dans la zone holokarstique qui couvre près de 64% du karst, le système de drainage karstique du terrain a atteint un degré d'organisation suffisant pour que toute l'eau reçue à la surface soit capturée directement sous terre avant de pouvoir se concentrer suffisamment pour alimenter un cours d'eau. Aucune surface humide notable ne réussit à s'y maintenir.

Les zones fluviokarstiques sont caractérisées par un développement partiel et inégal du système de drainage karstique. Des cours d'eau issus des terrains non karstiques parviennent à y circuler sur une certaine distance avant de s'y perdre. Elles supportent des tourbières drainées par voie souterraine qui sont en cours d'assèchement. Les deux principales zones fluviokarstiques sont situées à l'extrémité ouest et sur la bordure sud du karst.

Des traces semblent nous indiquer que des parties, tout au

moins, de la zone holokarstique ont déjà possédé des caractéristiques fluviokarstiques. Plusieurs indices nous suggèrent que le karst s'est développé progressivement surtout vers l'ouest et aussi vers le sud. Nous proposons donc un modèle du développement que nous présumons avoir eu lieu.

1°: Un gradient hydraulique localement plus élevé pour le terrain immédiatement plus à l'ouest de la résurgence aurait permis à la karsification de démarrer.

2°: Cette karsification aurait eu la possibilité de se diffuser facilement vers l'ouest en exploitant la continuité et la perméabilité favorable des diaclases à 110° . La présence de diaclases à 20° , en permettant de relier entre elles des diaclases à 110° rendrait aussi possible une diffusion latérale vers le nord ou le sud.

3°: La lithologie aurait imposé des contraintes à la diffusion latérale du karst en la bloquant au nord et en la limitant au sud.

D'autres facteurs tels que la distribution et l'épaisseur du till, la disposition des tourbières et du réseau hydrographique ainsi que la disposition des diaclases majeures auraient eu des effets limités et locaux sur l'évolution du karst. La progression de la karsification n'aurait pas pris la forme d'un front mais plutôt celle de zones pionnières à l'intérieur desquelles le drainage karstique des surfaces s'organise progressivement. Cela correspondrait aux zones fluviokarstiques.

La relative fraîcheur des zones observées, la progression présumée du karst de l'est vers l'ouest ainsi que le fait que nous n'ayons observé aucun indice d'une karsification ancienne, nous incite à croire que le karst de la Haute-Saumons se serait développé

entièrement depuis la déglaciation soit en 13,000 ans ou moins. L'importance de ce développement qui se serait produit aussi rapidement, sous des gradients d'ensemble aussi faibles que 0.03%, demeure peu commune et laisse planer d'autres interrogations non résolues sur d'éventuelles karstifications antérieures à la dernière glaciation.

L'hydrologie du karst

Le karst capte les eaux de 106 km² de terrains extérieurs qui s'y drainent ce qui totalise 144 km² alimentant les voies de drainage souterrain. Des expériences de tracage ont prouvé la jonction hydraulique existant entre la perte de la rivière aux Saumons, la plus occidentale des pertes, et la résurgence située à 14 km plus à l'est. Aucun résultat positif n'a pu être obtenu pour d'autres pertes mais nous avons de bonnes raisons de croire que leurs eaux se dirigent toutes vers la même point de résurgence. Un modèle de circulation des eaux du bassin karstique est proposé.

Des observations limitées et partielles nous permettent d'obtenir certaines informations sur le régime des pluies, de quelques cours d'eau et de la résurgence durant l'été 1976, dans le bassin supérieur de la rivière aux Saumons. Les cours d'eau de surface démontrent une réaction assez rapides aux pluies, une sensibilité aux faibles averses qui semble décroître avec la sécheresse préalable du terrain et la taille du bassin, ainsi que des différences sensibles de régime entre des bassins voisins aux caractéristiques comparables.

La résurgence présente une sensibilité aux faibles pluies moindre que celle des cours d'eau de surface et qui semble diminuer avec la sécheresse du terrain. Ses hydrogrammes de crue ont des formes régulières malgré des distances de parcours souterrain très variables.

selon les alimentations. Des temps très courts de réaction aux pluies suggèrent la présence dans le karst souterrain, d'une zone saturée bien développée. L'amplitude des pointes de crue croît à la fois avec l'importance de l'averse et le débit prévalant avant la crue. A la fin des décrues, le débit se stabilise à des paliers différents d'une crue à l'autre. Les segments de décrue peuvent se décomposer en deux parties s'ajustant à équations mathématiques différentielles, parfois exponentielles parfois linéaires.

La chimie des eaux

De nombreuses analyses chimiques nous permettent dans un premier temps, de tenter de discerner les différents types chimiques d'eaux qui nous étaient accessibles dans le bassin supérieur de la rivière aux Saumons durant l'été 1976, puis dans un second temps d'observer les variations dans le temps de la chimie de certaines de ces eaux.

Les paramètres qui nous semblent les plus intéressants pour caractériser les types d'eaux sont la pression partielle de CO_2 (PCO_2), l'indice de saturation vis-à-vis la calcite (SIC) de même que la dureté en calcium (Ca^{++}). Ces trois variables sont interdépendantes. Par exemple, SIC est déterminé par la combinaison des deux autres. A priori, nous distinguons les eaux qui s'écoulent de façon concentrée, les eaux courantes, de celles qui circulent de façon diffuse et lente ou qui se stagnent et que nous nommerons un peu à tort, les eaux stagnantes.

Les eaux stagnantes reflètent leur environnement. Plus leur contact avec le sol et la végétation est étroit, plus elles auront une PCO_2 élevée. Si celui-ci est négligeable et les échanges avec l'atmos-

phère faciles, PCO_2 de l'eau se rapprochera de la moyenne atmosphérique (0.03%). Si le contact avec le matériel carbonaté est suffisant, l'eau sera saturée vis-à-vis la calcite, sinon elle sera agressive. Si une évaporation ou une perte de CO_2 intervient, une eau saturée deviendra sursaturée et pourrait même précipiter. Théoriquement, il y a un grand nombre de combinaisons possibles de PCO_2 et de SiC . Nous ne disposons pas d'un nombre suffisant d'échantillons d'eaux stagnantes pour pouvoir discerner des groupements significatifs. Les relations entre la dureté, PCO_2 , SiC et l'environnement sont bien illustrées par la description de six situations d'eaux stagnantes utilisées en exemple.

Les eaux courantes rencontrées peuvent se répartir en trois groupes: les ruisseaux, les rivières et les résurgences. Par ruisseaux on entend les petits cours d'eau généralement d'ordre 1, fraîchement issus d'une tourbière et s'écoulant dans un lit où l'interface air-eau est limitée par rapport au volume d'eau est limitée par rapport au volume d'eau dans une section donnée. Par contre, le contact de l'eau avec la végétation des berges est important. A l'opposé, les rivières, généralement des cours d'eau d'ordre 2, 3 ou 4, ont un lit large et peu profond où les eaux turbulentes ont des contacts et échanges importants avec l'air mais très peu avec la végétation des berges.

Les eaux des trois types se distinguent aisément en mettant en relation graphique deux à deux, PCO_2 , SiC et la dureté. L'analyse discriminante confirme aussi cette distinction en précisant que PCO_2 était le premier facteur discriminant suivi de la dureté.

Les ruisseaux sont alimentés à partir des tourbières par des eaux très riches en CO_2 mais fort pauvres en carbonates dissous. En chemin elles dissolvent du calcaire mais perdent aussi beaucoup de

CO₂ au contact de l'air se dirigeant rapidement vers la saturation et la sursaturation. Dans les rivières formées par la confluence des ruisseaux, les eaux saturées dissolvent peu de calcaire et perdent très rapidement le surplus de CO₂ qui pouvait leur rester. Devenant rapidement sursaturées, elles peuvent précipiter de la calcite. Les eaux d'infiltration de même que celles des ruisseaux et des rivières se combinent dans le karst souterrain pour alimenter la résurgence. Les eaux de résurgence. Les eaux de résurgence affichent une très forte PCO₂ et un faible niveau de saturation. Cela nous suggère une participation significative d'eaux d'infiltration très riches en CO₂, un temps de transit relativement court et une circulation rapide dans un milieu noyé fermé aux échanges gazeux avec l'air libre.

Un échantillonnage répété sur certains sites nous a permis d'examiner certaines réactions des principaux paramètres chimiques (PCO₂, SIc et dureté) aux fluctuations hydrologiques sur un ruisseau, trois rivières et la résurgence. Le comportement des eaux du ruisseau et des rivières est complexe et changeant aussi bien dans le temps que d'un cours d'eau à l'autre. Nous attribuons cela à la présence d'importantes surfaces de tourbières dans les bassins. La résurgence présente un comportement particulier mais simple. Ses principaux paramètres chimiques réagissent peu aux fluctuations à court terme du débit mais évoluent de façon régulière durant toute la période d'observation. La dureté augmente régulièrement jusqu'à la fin juillet puis se stabilise un certain temps avant de redescendre légèrement. La PCO₂ augmente de plus en plus rapidement jusqu'à la fin juillet puis elle se stabilise. Nous croyons qu'une partie de la croissance estivale de la PCO₂ à la résurgence de même que dans certains cours

d'eau, pourrait être attribuable à un accroissement de la production biologique du CO_2 dans le sol au cours de la saison végétative.

La quantité de calcaire dissout évacué quotidiennement à la résurgence a été calculée. La valeur minimale observée est de $1.16 \text{ m}^3/\text{jour}$ (2.98 t/jour), la valeur maximale de l'ordre de 40 fois supérieure et la moyenne pour la période d'observation de $4.85 \text{ m}^3/\text{jour}$ (12.46 t/jour). La quantité totale de calcaire évacué en solution durant les 56 jours où ce calcul a pu être fait, est de 271.41 m^3 (697.52 t) ce qui ne représente dans tout le bassin, une tranche de $1.89 \times 10^{-3} \text{ mm}$ ou un volume de $1.89 \text{ m}^3/\text{km}^2$.

Les perturbations du réseau hydrographique

Nous avons tenté de reconstituer le réseau hydrographique qui existait avant la karstification dans le bassin supérieur de la rivière aux Saumons d'après les traces laissées par les chenaux abandonnés. Nous avons comparé cette hydrographie reconstituée avec celle qui existe aujourd'hui en considérant la densité de drainage, le nombre de chenaux de chaque ordre et la longueur moyenne des chenaux de chaque ordre.

Nous avons constaté que les densités de drainage qui existent présentement dans les sous-bassins situés en amont du karst et non perturbés par celui-ci, demeurent très constantes et semblent indépendantes de la fraction du bassin couverte par les tourbières. La valeur moyenne de ces densités (1.12 km/km^2) est très proche de celle mesurée sur le réseau hydrographique reconstitué (1.14 km/km^2). Dans l'ensemble du bassin supérieur de la rivière aux Saumons, la densité de drainage actuelle n'est plus que de 0.83 km/km^2 .

La karstification aurait eu pour effet de réduire le nombre

total de chenaux de même que le nombre de chenaux de chaque ordre. Cette réduction se serait faite de façon à maintenir une certaine stabilité statistique: le réseau hydrographique reconstitué de même que celui qui subsiste présentement respectent la loi du nombre des chenaux de Horton et leur rapport de confluence moyen est sensiblement le même.

Il semble que le réseau hydrographique antérieur à la karstification respectait la loi de la longueur des chenaux de Horton sauf pour le chenal d'ordre 4 qui était un peu trop long. La karstification a eu des effets différents en amont et en aval du karst. En aval, une renumérotation des chenaux a permis d'établir un nouvel équilibre respectant la loi de la longueur des chenaux de Horton pour les ordres 1, 2 et 3. Cela se manifeste par un accroissement de la longueur moyenne des chenaux d'ordre 2 et 3, pas de changements pour l'ordre 1, une baisse pour l'ordre 4 ainsi qu'une augmentation du rapport des longueurs entre les ordres 1, 2 et 3. A l'amont, la renumérotation n'agit pas de telle sorte que, sur l'ensemble du réseau hydrographique actuel, c'est-à-dire à la fois à l'amont et à l'aval, la relation entre la longueur moyenne des chenaux et l'ordre telle que décrite par HORTON (1945), n'existe plus.

BIBLIOGRAPHIE

- AMINOT, A., 1974. Géochimie des eaux d'aquifères karstiques, 2, Les analyses chimiques en hydrogéologie karstique; Ann. Spéléol., 29, 4, p. 461-483.
- BACK, W., 1963. Preliminary results of a study of calcium carbonate saturation of ground water in central Florida; Int. Assoc. Sci. Hydrology, 8,3, p. 43 - 51.
- BAIL, P., 1975. Application de quelques indices quantitatifs à l'hydrographie des bassins versants des régions de Beaupré (Québec) et de Serrières (France); mémoire de maîtrise, Université de Lyon II, 94 p.
- BAKALOWICZ, M., 1974. Géochimie des eaux d'aquifères karstiques, 1, Relation entre minéralisation et conductivité; Ann. Spéléol., 29, 2, p. 167-173.
- BAKALOWICZ, M., 1975. Géochimie des eaux karstiques et karstification; Ann. Spéléol., 30, 4, p. 581 - 589.
- BAKALOWICZ, M., 1977. Relation entre la dynamique des eaux du karst et les processus de karstification; Actes du 7e congrès international de spéléologie, Sheffield, p. 10 - 12.
- BEAUPRE, M., CARON, D., ROBERGE, J., 1974. Karstification de l'île d'Anticosti, reconnaissance 1974; Société québécoise de spéléologie, 62 p.
- BOLTON, T.E., 1961. Ordovician and Silurian formations of Anticosti Island, Québec; Geol. Surv. Can., Paper 61 - 26.
- BOLTON, T.E., 1972. Geological map and notes on the Ordovician and Silurian litho - and biostratigraphy, Anticosti Island, Québec; Geol. Surv. Can., Paper 71 - 19.
- BOLTON, T.E. et LEE, P.K., 1960. Post-glacial marine overlap of Anticosti Island, Québec; Geol. Assoc. Can. Proc., 12, p. 67 - 78.
- BROOK, G.A., 1976. Geomorphology of the North Karst, South Nahanni River region, Northwest Territories, Canada; thèse de doctorat non publiée, Université McMaster, 627 p.
- BROOK, G.A., COWELL, D.W., FORD, D.C., 1976. Solution by groundwaters in different climatic environments; ? copie pré-publication
- BROWN, M.C., FORD, D.C., 1971. Quantitative tracer methods for investigation of karst hydrologic systems; Trans. Cave Res. Gr. G. B., 13, 1, p. 37 - 51.

- CARON, D., 1977. Karstification de l'île d'Anticosti, reconnaissance 1976; Société québécoise de spéléologie, 21 p.
- CARTIER, L. et LECLERC, A., 1964. Rivière Eaton: caractéristiques topographiques du bassin versant; Ministère des Richesses Naturelles du Québec, H.P.5, 32 p.
- CLARK, P.J. et EVANS, F.C., 1954. Distance to nearest neighbour as a measure of spacial relationships in populations; Ecology, 35, 4, p. 445 - 453.
- COGLEY, J.G., 1975. Properties of surface runoff in High Arctic; thèse de doctorat non publiée, Université McMaster, 358 p.
- COPELAND, M.J. et BOLTON, T.E., 1975. Geology of the central part of Anticosti Island, Québec; Geol. Surv. Can. Paper 75 - 1A, Report of activities; April to October 1974, p. 519 - 523.
- CORBEL, J., 1958. Les karsts de l'est canadien; Cahiers de Géographie de Québec, 2, 4, p. 192 - 215.
- CORBEL, J., 1959. Erosion en terrain calcaire; Ann. Géogr., 68, p. 97 - 120.
- COWARD, J.M.H., 1975. Paleohydrology and streamflow simulation of three karst basins in Southeastern West Virginia, U.S.A., thèse de doctorat non publiée, Université McMaster.
- COWELL, D.W., 1976. Karst geomorphology of the Bruce Peninsula, Ontario; thèse de maîtrise non publiée, Université McMaster, 231 p.
- COWELL, D.W. et FORD, D.C., 1975. The Wodehouse Creek karst, Grey County, Ontario; Can. Geog., 19, 3, p. 196 - 205.
- DESLOGES, C. et EMOND, J., 1974. Les grandes unités naturelles de l'île d'Anticosti; Ministère des Terres et Forêts, Service d'aménagement des Terres, 95 p.
- DIONNE, J.-C., 1977. La mer de Goldthwait au Québec; Géogr. phys. Quat., 31, p. 61 - 80.
- DIXON, W.J. (éd.), 1970. Biomedical computer programs; Univ. Calif. Berkeley Publ. Automat. Comput., 2, BMD 07M.
- DRAKE, J.J., 1974. Hydrology and karst solution in the southern Canadian Rockies; thèse de doctorat non publiée, Université McMaster, 222 p.
- DRAKE, J.J. et FORD, D.C., 1972. The analysis of growth patterns of two generation populations: the example of karst sinkholes; Can. Geogr., 16, 4, p. 381 - 384.
- DRAKE, J.J. et HARMON, R.S., 1973. Hydrochemical environments of carbonate terrains; Wat. Res. Research, 9, 4, p. 949 - 957.
- DRAKE, J.J. et WIGLEY, T.M.L., 1975. The effect of the climate on the chemistry of carbonate groundwaters; Wat. Res. Research, 11, 6, p. 958 - 962.

- DUBOIS, J.-M., 1977. La déglaciation de la Côte Nord du St-Laurent: analyse sommaire; Géogr. phys. Quat., 31, p. 229 - 246.
- EK, C., 1961. Conduits souterrains en relation avec les terrasses fluviales, Ann. soc. géol., de Belg. 84, 28 p.
- EK, C., 1966. Faible agressivité des eaux de fonte des glaciers: l'exemple de la Marmolada (Dolomites); Ann. soc. géol. de Belg., 89, p. 177-188.
- EK, C., 1969. L'effet de la loi de Henry sur la dissolution du CO₂ dans les eaux naturelles; Problems of the karst denudation symp. proc. Brno, P. 53 - 56.
- EK, C., 1970. Les influences structurales sur la morphologie de la grotte de Remouchamps (Belgique); Ann. soc. géol. de Belg., 93, p. 287 - 304.
- EK, C., 1973A. Analyses d'eaux des calcaires paléozoïques de la Belgique, méthode, techniques et résultats; Min. des aff. écon. et de l'énergie, Papier 18, 134 p.
- EK, C., 1973B. La dissolution du carbonate de calcium, essai de mise au point; Bull. Soc. géogr. de Liège, 9, 9, p. 55 - 87.
- FAUCHON, A., 1975. Hydrographie de la partie ouest du bassin de la rivière des Etchemins (Québec); Cahiers de Géogr. de Québec, 19, 47, p. 369-381.
- FERNALD, M.L., 1925. Persistence of plants in unglaciated areas of boreal America; Am. Acad. Arts Sci., Mem., 15, p. 241 - 342.
- FORD, D.C., 1964. Origin of closed depressions in the central Mendip Hills; Proc. 20th Int. Geog. Cong. London, p. 105 - 106.
- FORD, D.C. 1965. The origin of limestone caverns: A model from the central Mendip Hills, England; Bull. Nat. Speleol. Soc. Amer., p. 109 - 132.
- FORD, D.C. 1971. Characteristics of limestone solution in the southern Rocky Mountains and Selkirk Mountains, Alberta and British Columbia; Can. J. Earth Sci., 8, 6, p. 585 - 609.
- GASCOYNE, M., 1975. Water analysis, Mexico expedition 1974 - 1975; Can. Cav., 7, 1, p. 43-46.
- GLOVER, R.R., 1972. Optical brighteners, a new water tracing reagent; Trans. Cave Res. Gr. G.B., 14, 2, p. 84 - 88.
- GRANT, C.C., 1892. Geological notes on Marl Lake, Anticosti; Jour. and Proc. 1892 Hamilton Association, p. 141 - 146.
- GRANT, C.C. et DAWSON, J.W., 1886. Notes on Pleistocene fossils from Anticosti; Can. Rec. Sci., 2, 1, p. 44 - 48.

- GRANT, D.R., 1977. Glacial style and ice limits, the Quaternary stratigraphic record and changes of land and ocean level in the Atlantic Provinces, Canada; *Géogr. phys. Quat.*, 31, p. 247 - 260.
- GREGORY, K. J. et WALLING, D.E., 1973. Drainage basin form and process: a geomorphological approach; Arnold, Londres, 456 p.
- HARMON, R.S., HESS, J.W., JACOBSON, R.W., SHUSTER, E.T., HAYGOOD, C., WHITE, W.B., 1972. Chemistry of carbonate denudation in North America; *Trans. Cave Res. Gr. G.B.*, 14, 2, p. 96 - 103.
- HARMON, R.S., WHITE, W.B., DRAKE, J.J., HESS, J.W., 1975. Regional hydrochemistry of North American carbonates terrains; *Water Res. Research*, ? sous presse.
- HORTON, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology; *Geol. Soc. Am. Bull.*, 56, p. 275 - 370.
- HOWARD, A.D., 1964. Processes of limestone cave development; *Int. J. Speleol.*, 1, p. 47 - 60.
- JAKUCS, L., 1977. Morphogenetics of karst regions, variant of karst evolution; Adam Hilger, Bristol, 384 p.
- JENNINGS, J.N., 1971. Karst; M.I.T. press, Londres, 252 p.
- KING, L.J., 1969. Statistical analysis in geography; Prentice - Hall, New-Jersey, p. 204 - 212.
- LAFLAMME, J.C.K., 1902. *Geol. Surv., Canada, Summ. Rept.* 1901, p. 188 - 194.
- LAFLAMME, J.C.K., 1906. *Geol. Surv., Canada, Ann. Rept. n. ser.*, 14, 1901, p. 190A - 196A.
- LANGMUIR, D., 1971. The geochemistry of some carbonate ground waters in central Pennsylvania; *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, p. 1023 - 1045.
- LIVERNOCHE, C., 1973. Géomorphologie du bassin - versant de la Petite Yamachiche et étude quantitative du réseau hydrographique; thèse de maîtrise non publiée, Université de Montréal.
- MANGIN, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques; thèse de doctorat d'état, Université de Dijon, *Ann. Spéléol.*, 258 p.
- MARIE-VICTORIN, F., 1969. Flore de l'Anticosti-Minganie; Presses de l'Univ. de Montréal, Montréal, 527 p.
- NICOD, J., 1972. Pays et paysages du calcaire; Presses Universitaires de France, Paris, 244 p.
- PITTY, A.F., 1966. An approach to the study of karst water; *Occ. Pap. in Geogr. no. 5*, Univ. of Hull, Angleterre, 70 p.

- PLUHAR, A. et FORD, D.C., 1970. Dolomite karren of the Niagara Escarpment, Hamilton, Ontario; *Zeit fur Geomorph.*, 14, p. 392 - 410.
- POOLE, W.H., SANFORD, B.V., WILLIAMS, H., KELLEY, D.G., 1970. Geology of southeastern Canada; dans *Geology and Economic Minerals of Canada*; Dept. Energy, Mines and Res., Ottawa, p. 228 - 304.
- PREST, V.K., 1969. Retreat of Wisconsin and recent ice in North America; *Geol. Surv. Can.*, carte no. 1257-A, échelle 1/5,000,000.
- PREST, V.K., 1973. Recul du dernier inlandsis; dans *Atlas national du Canada*, pl. 31 - 32, Min. Energie, Mines et Ressources, échelle: 1/15,000,000.
- QUEBEC, Ministère des Richesses Naturelles, Direction générale des Eaux, Service des Relevés, 1974. Caractéristiques physiques de l'île d'Anticosti; 57 p.
- RENAULT, P., 1959. Réseau de fente et réseau de conduits en région karstique; C.R. som. Soc. Geol. France, p. 16 - 17.
- RICHARDSON, J., 1857. On the geology and topography of the Island of Anticosti and Mingan Islands; *Geol. Surv. Can.*, Rept. Progress 1853-1856, p. 203-260.
- ROBERGE, J., 1977. Karst de la Haute-Sauvons, île d'Anticosti, Québec: modèle de développement d'un karst jeune; *Actes du 7e congrès international de spéléologie*, Sheffield, p. 371 - 373.
- ROQUES, H., 1969A. A review of present-day problems in the physical chemistry of carbonates in solution; *Trans. Cave Res. Gr. G.B.*, 11, p. 139 - 164.
- ROQUES, H., 1969B. Problèmes de transfert de masse posés par l'évolution des eaux souterraines; *Ann. Spéléol.*, 24, 3, p. 455 - 494.
- SCHOELLER, H., 1962. *Les eaux souterraines*; Masson, Paris, 642 p.
- SCHUCHERT, C. et TWENHOFEL, W.H., 1910. Ordovician - Silurian section of the Mingan and Anticosti Islands, Gulf of St-Lawrence; *Bull. Geol. Soc. Am.*, 21, p. 677 - 716.
- SHUSTER, E.T. et WHITE, W.B. 1971. Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible means of characterizing carbonate aquifers; *J. Hydrology*, 14, p. 93 - 128.
- SMART, P.L., 1976. The use of optical brighteners for water tracing; *Trans. Br. Cave Res. Ass.*, 3, 2, p. 62 - 76.
- SMITH, D.I., 1969. The solutional erosion of limestone in an Arctic morphogenetic region; *Stud. Geogr. Brno*, 5, p. 99 - 109.

- SMITH, D.I. et MEAD, D.G., 1962. The solution of limestone; Proc. Univ. Bristol Speleol. Soc., 9, 3, p. 188 - 211.
- SMITH, K.G., 1950. Standards for grading texture of erosional topography; Am. Jour. Sci., 248, p. 655 - 668.
- STRAHLER, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology; Trans. Am. Geophys. Union, 38, p. 913 - 920.
- SWEETING, M.M., 1966. The weathering of limestones with particular reference to the carboniferous limestones of northern England; dans Essays in Geomorphology, G.H. Dury, Londres, p. 177 - 210.
- SWEETING, M.M., 1973. Karst landforms; Macmillan, Londres, 362 p.
- TAYLOR, P.J., 1977. Quantitative methods in geography: and introduction to spatial analysis; Houghton Mifflin Co., Boston.
- TWENHOFEL, W.H., 1910. Geologic bearings of the Anticosti peat beds; Am. Jour. Sci., ser. 4, 30, p. 65 - 71.
- TWENHOFEL, W. H., 1914. The Anticosti Island faunas; Geol. Surv. Can. Mus. Bull. 3, Geol. ser. 19.
- TWENHOFEL, W. H., 1921. Faunal and sediment variation in the Anticosti sequence; Geol. Surv. Can., Mus. Bull. 33, Geol. ser. 40, p. 1 - 14.
- TWENHOFEL, W.H., 1926. Hunting fossils on Anticosti Island; Am. Mus. Nat. Hist., Nat. Hist., 26, 5, p. 515 - 524.
- TWENHOFEL, W.H., 1928. Geology of Anticosti Island; Geol. Surv. Can., Mem. 154.
- TWENHOFEL, W.H. et CONINE, W.H., 1921. The post-glacial terraces of Anticosti Island; Am. Jour. Sci., ser. 5, 1, p. 268 - 278.
- WIGLEY, T.M.L., 1972. A computer program for water quality analysis; technical note no. 15, department of mechanical engineering, University of Waterloo.
- WIGLEY, T.M.L., DRAKE, J.J., QUINLAND, J.F., FORD, D.C., 1973. Geomorphology and geochemistry of a gypsum karst near Canal-Flats, B.C.; Can. J. Earth. Sci., 10, 2, p. 113 - 129.
- WILLIAMS, P.W., 1966. Limestone pavements with special reference to western Ireland; Trans. Inst. Brit. Geog., 40, p. 155 - 172.
- WILSON, C.W., 1971. Le climat du Québec, partie I : Atlas climatique; Service météorologique du Canada, Ottawa.
- WOO, M.-K. et MARSH, P., 1977. Effect of vegetation on limestone solution in a small High Arctic basin; Can. J. Earth Sci., 14, p. 571 - 581.

APPENDICE 1

Résultats d'analyses d'eau

Nous présentons ici la liste des résultats des analyses d'eau effectuées durant les mois de juin, juillet et août 1976, dans le bassin supérieur de la Rivière aux Saumons. Les échantillons sont regroupés selon les catégories déterminées au chapitre cinq. Pour chaque échantillon on précise son numéro (A) dont les deux premiers nombres représentent le jour et le mois, l'heure (B), la température (C), la dureté en calcium (D), la dureté en magnésium (E) et, quand ils sont disponibles, l'alcalinité (F), le pH (G), $p\text{PCO}_2$ (H) et SiC (I). La température est exprimée en degrés Celsius, les duretés en ppm de CaCO_3 et l'alcalinité en ppm de HCO_3^- .

A	B	C	D	E	F	G	H	I
---	---	---	---	---	---	---	---	---

Eaux courantes : Rivières

Site : rivière aux Saumons près du campement

13-6-1	16:00	18	120	17	-	8.00	-	-
18-6-1	9:00	19	132	20	140	9.00	3.98	1.15
21-6-1	16:30	24	124	16	-	-	-	-
23-6-1	14:00	23.5	128	16	-	-	-	-

A	B	C	D	E	F	G	H	I
26-6-1	20:30	16.5	130	16	--	-	--	-
29-6-1	12:00	14.5	122	16	-	-	-	-
29-6-3	20:00	13	120	11	-	-	-	-
30-6-1	8:00	12	116	14	-	-	-	-
30-6-3	12:30	18.5	116	16	-	-	-	-
1-7-2	15:00	22.5	114	16	-	-	-	-
1-7-4	21:00	20	114	14	-	-	-	-
2-7-1	8:30	16	118	16	-	-	-	-
2-7-5	19:30	16.5	118	16	-	-	-	-
3-7-1	8:00	14	118	16	-	-	-	-
7-7-1	13:00	23.5	116	16	-	-	-	-
9-7-1	19:30	21.5	114	18	-	-	-	-
10-7-1	10:30	19	116	16	-	-	-	-
13-7-1	18:30	17	116	19	140	8.30	3.23	.43
14-7-1	9:00	14.5	115	21	-	-	-	-
17-7-1	17:30	20	106	21	130	8.45	3.40	.57
20-7-1	14:00	22.5	102	22	126	8.30	3.24	.46
24-7-1	8:30	17.5	105	21	126	8.35	3.32	.41
24-7-3	21:00	18	105	18	126	-	-	-
25-7-1	6:00	17	100	21	120	8.15	3.14	.17
29-7-1	15:00	16.5	87	21	-	-	-	-
30-7-1	7:00	14	91	19	-	-	-	-
31-7-1	10:00	16	94	19	114	7.65	2.66	.39

A	B	C	D	E	F	G	H	I
14-7-4	15:00	14.5	122	32	164	8.80	3.71	.91
15-7-1	13:00	15	124	30	164	8.25	3.12	.42
16-7-3	11:00	20.9	125	29	163	8.50	3.35	.77
20-7-4	18:00	22	115	28	143	8.60	3.51	.82
23-7-1	15:00	24	112	29	146	8.50	3.38	.77
27-7-4	18:00	18	115	37	158	8.30	3.18	.49
28-7-2	13:00	16	108	24	145	-	-	-

Site : rivière aux Saumons à sa confluence avec un cours
d'eau d'ordre 4 à 25 km en aval de la perte

20-6-2	15:00	27	128	8	-	8.60	-	-
11-7-1	9:30	20.5	125	8	147	-	-	-

Site : cours d'eau d'ordre 4 à sa confluence avec la
rivière aux Saumons (à proximité du site précé-
dent)

11-7-2	9:30	22	128	12	150	-	-	-
--------	------	----	-----	----	-----	---	---	---

Site : perte Sud-Est

8-7-2	12:00	22	132	18	-	-	-	-
8-7-3	13:00	22	132	18	-	-	-	-
4-8-1	10:30	20.5	122	21	144	8.30	3.20	.54

Site : cours d'eau d'ordre 2 affluent à la rivière aux

A	B	C	D	E	F	G	H	I
3-8-8	12:30	18.5	96	22	120	8.05	3.03	.09
7-8-1	12:00	17	99	22	118	-	-	-
11-8-2	14:30	23	88	18	104	7.75	2.75	-.20

Site : perte de la rivière aux Saumonsⁱ

22-6-1	10:30	23	94	12	-	-	-	-
14-7-3	10:30	14	126	25	161	-	-	-
15-7-4	17:30	22.5	124	22	162	8.60	3.45	.91
16-7-1	9:00	18.5	130	26	166	8.45	3.31	.72
20-7-3	16:00	25	120	22	148	8.60	3.47	.92
21-7-1	8:00	18	124	28	152	8.40	3.30	.60
21-7-5	17:00	20.5	120	32	150	8.70	3.61	.91
22-7-1	19:00	18.5	120	32	-	8.55	-	-
23-7-2	17:00	23	120	28	147	-	-	-
27-7-3	16:00	18.5	120	13	136	8.40	3.34	.57
28-7-1	9:00	15	96	19	114	-	-	-
28-7-3	14:00	19	108	26	131	-	-	-
28-7-4	17:00	19	107	22	133	-	-	-
30-7-3	9:00	15	99	11	113	-	-	-
30-7-6	17:30	22	95	15	108	8.00	3.00	.07
5-8-6	11:00	21	110	20	134	8.20	3.12	.39

Site : perte Benjamin Sulte

22-6-2	13:00	25	112	14	-	-	-	-
--------	-------	----	-----	----	---	---	---	---

A	B	C	D	E	F	G	H	I
Saumons à un kilomètre en aval du campement								
4-8-3	17:00	23	94	14	120	8.20	3.15	.33

Eaux Courantes : Ruisseaux

Site : ruisseau près du campement.

13-6-2	16:00	10	114	10	-	8.20	-	..
18-6-2	9:00	11.5	130	10	134	7.80	2.77	-.15
21-6-2	16:30	14.5	136	10	-	-	-	-
23-6-2	14:00	14	140	14	-	-	-	-
26-6-2	20:30	8.5	152	16	-	-	-	-
29-6-2	12:00	10.5	150	14	-	-	-	-
29-6-4	20:00	10.5	145	15	-	-	-	-
30-6-2	8:00	9	152	16	-	-	-	-
30-6-4	12:30	12.5	152	18	-	-	-	-
1-7-3	15:00	12	162	18	-	-	-	-
1-7-5	21:00	10.5	162	18	-	-	-	-
2-7-2	8:30	10	166	18	-	-	-	-
2-7-6	19:30	10	166	18	-	-	-	-
3-7-2	8:00	9.5	166	18	-	-	-	-
7-7-2	13:00	12	162	16	-	-	-	-
9-7-2	19:30	16	166	18	-	-	-	-
10-7-2	10:30	16	166	16	-	-	-	-
13-7-2	18:30	15	173	21	200	8.20	2.99	.59
14-7-2	9:00	12.5	172	19	200	8.45	3.26	.76
17-7-2	17:30	17	174	22	202	8.00	2.77	.45

A	B	C	D	E	F	G	H	I
20-7-2	14:00	21	175	24	198	8.20	2.96	.72
24-7-2	8:30	15	180	25	205	8.10	2.88	.51
24-7-4	21:00	14	178	30	200	-	-	-
25-7-2	6:00	14	160	22	181	7.50	2.33	-.19
29-7-2	15:00	9	172	36	-	-	-	-
30-7-2	7:00	8	171	30	210	-	-	-
31-7-2	10:00	11	173	29	208	7.65	2.44	-.03
3-8-9	12:30	15.5	168	26	206	7.90	2.67	.31
7-8-2	12:00	14.5	170	28	205	-	-	-
11-8-3	14:30	9	156	20	178	7.20	2.06	-.63

Site : ruisseau se perdant à une centaine de mètres
en aval d'une tourbière dans le secteur de la
perte Sud-Est

27-6-4	18:00	17	126	14	-	-	-	-
--------	-------	----	-----	----	---	---	---	---

Site : petits ruisseaux dans les tourbières de la zone
fluviokarstique sud

4-7-2	12:30	22	90	10	-	-	-	-
4-7-3	15:00	11	94	8	-	-	-	-
4-7-4	16:00	6	128	6	-	-	-	-
8-7-1	12:00	19	142	2	-	-	-	-

Site : ruisseau au sud-ouest du karst.

A	B	C	D	E	F	G	H	I
16-7-2	9:30	13.5	146	16	164	7.7	2.57	-.08

Site : ruisseau affluent de la rivière aux Saumons au nord de la résurgence

18-7-1	11:00	16	161	26	192	7.80	2.60	.18
--------	-------	----	-----	----	-----	------	------	-----

Site : ruisseau au nord-ouest de la Plaine des Gouffres

21-7-4	15:00	21	93	9	100	7.85	2.88	-.13
--------	-------	----	----	---	-----	------	------	------

Site : petits ruisseaux issus de terrains humides en différents points le long de la rivière aux Saumons

28-7-5	17:00	8.5	135	16	152	-	-	-
30-7-5	14:30	8.5	119	11	136	7.00	1.97	-1.05
3-8-2	10:30	6.5	152	8	171	7.25	2.13	-.66
3-8-3	11:00	6.5	152	8	192	7.35	2.18	-.62
3-8-4	11:00	16.5	143	15	167	7.85	2.70	.14
3-8-5	12:00	12	134	13	159	7.30	2.19	-.56
3-8-6	12:00	8	146	22	176	7.80	2.67	-.09
3-8-7	12:00	8	168	14	196	7.30	2.12	-.48
4-8-2	17:00	9.5	145	12	165	7.70	2.59	-.17
6-8-4	15:00	22	110	20	135	7.60	2.50	-.17

Site : dans la tourbière à 100 m au sud-est du campement, un ruisseau coulant sous la tourbe, accessible par

A	B	C	D	E	F	G	H	I
une fenêtre								
11-8-5	15:00	6.5	164	19	187	7.10	1.94	-.75

Eaux Courantes : Résurgence

Site : résurgence du karst de la Haute-Saumons

17-6-1	20:00	9.5	93	9	98	7.75	2.86	-.51
20-6-1	12:00	10	96	10	-	8.30	-	-
24-6-1	11:00	8.5	102	12	-	-	-	-
27-6-1	12:00	8	106	14	-	-	-	-
1-7-1	12:00	7.5	108	12	-	-	-	-
5-7-1	14:00	7.5	118	10	-	-	-	-
11-7-1	12:00	6.5	122	15	136	-	-	-
18-7-2	12:00	6.5	126	14	143	7.40	2.36	-.66
25-7-3	9:00	6	129	20	151	-	-	-
25-7-4	11:30	6	129	20	152	7.20	2.13	-.84
25-7-5	15:00	6	128	18	154	7.20	2.13	-.84
27-7-1	9:00	6	128	20	152	-	-	-
27-7-2	10:00	6	128	21	156	7.00	1.92	-1.03
1-8-2	14:30	6.8	128	23	155	-	-	-
3-8-1	9:30	6.8	126	21	159	7.00	1.91	-1.01
7-8-3	14:00	7	122	20	150	6.95	1.88	-1.09
11-8-1	11:00	7	122	22	143	-	-	-

Eaux Stagnantes

Site : lac asséché, vasque de 2 m² sur un sol couvert d'herbacés.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
19-6-1	11:00	26		32	4	54	6.50	1.74	-2.05

Site : idem, grand bassin (50-100 m²) sur le till dans lequel croissent quelques herbes

19-6-2	12:00	30		160	14	162	7.80	2.56	.40
--------	-------	----	--	-----	----	-----	------	------	-----

Site : idem, petite vasque sur le calcaire, entourée par des herbes (cf. section 5.3.1, exemple 2 et figure 5.3d)

19-6-3	14:30	28		170	20	208	8.20	2.88	.87
--------	-------	----	--	-----	----	-----	------	------	-----

N.B. ici (SO_4^{--}) = 0.25 ppm et (Cl^-) = 6 ppm

Site : idem, extrémité d'un bassin peu profond sur le calcaire (cf. section 5.3.1, exemple 2 et figure 5.3d)

19-6-4	15:00	31		56	2	59	9.60	-non considérés-	
--------	-------	----	--	----	---	----	------	------------------	--

N.B. ici (SO_4^{--}) = 1.7 ppm et (Cl^-) = 6.5 ppm

Site : tourbière au sud de la perte Sud-Est, vasque dans la tourbe avec le fond couvert de matière organique

27-6-3	17:30	21.5		5	0	-	-	-	-
--------	-------	------	--	---	---	---	---	---	---

Site : secteur aval de la grande vallée sèche au centre

A B C D E F G H I

du karst, un bassin (20 m²) sur des dépôts alluviaux fins

4-7-1 10:00 19 34 0 - - - -

Site : tourbière réticulée à 1 km à l'ouest de la perte Benjamin Sulte, vasque dans la tourbe avec le fond couvert de matière organique

22-6-3 15:00 26 1 0 - - - -

Site : idem, vasque semblable (cf. section 5.31, exemple 5 et figure 5.3g)

15-7-3 17:00 25 10 0 16 5.80 1.57 -3.76

Site : idem, vasque au fond d'un puits (cf. section 5.31, exemple 5 et figure 5.3g)

15-7-2 17:00 9 211 17 247 6.60 1.32 .98

Site : tourbière réticulée à l'extrémité ouest du karst, eau très agitée par le vent dans une vasque semblable à 27-6-3, 22-6-3 et 15-7-3

21-7-2 12:00 20 10 1 10 7.55 3.26 -2.03

Site : au nord-ouest de la Plaine des Gouffres, grand bassin sur du till, limité sur trois côtés par la forêt et aux berges couvertes d'herbacés

A	B	C	D	E	F	G	H	I
21-7-3	14:00	24.5	134	7	142	7.15	2.01	-.47

Site : tourbière à 600 m au nord de la perte Benjamin
Sulte, petite vasque entre les herbes

30-7-4	10:00	12.5	61	9	-	-	-	-
--------	-------	------	----	---	---	---	---	---

Site : idem, petite vasque sur du till (cf. section
5.3.1, exemple 4 et figure 5.3f)

5-8-1	9:30	16	108	23	140	8.15	3.24	.08
-------	------	----	-----	----	-----	------	------	-----

Site : idem, petite vasque entre les herbes, envahie
par des herbes, fond couvert de matière organi-
que (cf. section 5.31, exemple 4, figure 5.3f
et photo 3.1c)

5-8-2	9:30	15	69	11	84	6.05	1.49	-2.54
-------	------	----	----	----	----	------	------	-------

Site : idem, petite vasque ouverte entre les herbes,
fond couvert partiellement de matière organique
sur du till (cf. section 5.3.1, exemple 4 et fi-
gure 5.3f)

5-8-3	9:30	13	100	10	93	7.15	2.26	-1.01
-------	------	----	-----	----	----	------	------	-------

Site : vallée sèche en aval de la tourbière précédente,
vasque peu profonde sur le calcaire sans contact
avec le sol (cf. section 5.3.1, exemple 1 et figure 5.3c)

5-8-4	10:30	19	82	24	100	8.45	3.51	-3.5
-------	-------	----	----	----	-----	------	------	------

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
Site:	Idem, vasque comparable mais en contact avec le sol (cf. section 5.3.1, exemple 1 et figure 5.3c)								

5-8-5	10:30	19	106	28	131	7.70	2.63	-1.17
-------	-------	----	-----	----	-----	------	------	-------

Site : Plaine des Gouffres, vasque au fond d'un petit puits au coeur du brûlis (cf. section 5.3.1, exemple 6)

5-8-7	12:00	5	148	28	180	7.90	2.77	-.05
-------	-------	---	-----	----	-----	------	------	------

Site : vasque au fond d'un puits (Oesophage de l'Anthropophage) situé au centre d'un îlot d'arbres dans la partie sud du brûlis (cf. section 5.3.1, exemple 6)

5-8-8	13:00	5	138	26	172	7.20	2.08	-.79
-------	-------	---	-----	----	-----	------	------	------

Site : tourbière à 900 m à l'ouest du campement, bassin (18 m²) dans la tourbe avec fond couvert de dépôts organiques

6-8-1	14:00	19	20	7	25	5.70	1.33	-3.52
-------	-------	----	----	---	----	------	------	-------

Site : idem, vasque comparable de surface moindre (1-2 m²)

6-8-2	14:30	24	22	6	18	5.70	1.43	-3.51
-------	-------	----	----	---	----	------	------	-------

Site : idem, vasque peu profonde entièrement occupée

A B C D E F G H I

par des herbes (10 m^2), sur un sol

6-8-3 14:30 21 13 6 5(?) 4.1(?) -non considérés-

Site : tourbière à 1.5 km à l'O-N-O du campement,
grand et profond bassin dans du till (cf. section 5.3.1, exemple 3 et figure 5.3e)

6-8-6 15:00 21 110 20 136 7.70 2.60 -.09

Site : idem, eau de débordement du même bassin entre
les herbes (cf. section 5.3.1, exemple 3 et figure 5.3e)

6-8-5 15:00 22.5 116 19 128 6.40 1.31 -1.36

Site : tourbière à 100 m au sud-est du campement, grand
bassin sur des sédiments fins recouvrant du till

11-8-4 15:00 24 80 10 93 7.65 2.69 -.36

A : numéro de l'échantillon; les deux premiers nombres
indiquent le jour et le mois

B : heure

C : température en degrés Celsius

D : dureté en calcium exprimée en ppm de CaCO_3

E : dureté en magnésium exprimée en ppm de CaCO_3

F : alcalinité exprimée en ppm de HCO_3^-

G : pH

H : pPCO_2 ($-\log \text{PCO}_2$)

I : Sic

Les valeurs de pPCO_2 et de Sic ne sont pas considérées si le rapport :

$$\left(\frac{\text{somme des cations} - \text{somme des anions}}{\text{somme des cations} + \text{somme des anions}} \times 100\% \right) > 15\%$$

APPENDICE 2

Résultats des analyses d'échantillons de calcaires du membre inférieur de la formation de la Rivière au Fusil.

Les échantillons

Tous les échantillons (sauf D-5) ont été prélevés sur le substratum rocheux, à l'intérieur du karst de la Haute-Saumons. Ils représentent bien les principaux faciès calcaires rencontrés dans le membre inférieur de la formation de la Rivière au Fusil sur cette partie de l'île. La liste des échantillons analysés est la suivante:

A-1 : micrite gris pâle

A-2 : idem

A-3 : idem

B-1 : sparite gris foncé à grains moyens

B-2 : sparite gris foncé à grains fins

C-1 : conglomérat intraformationnel bréchitique

C-2 : idem

C-3 : conglomérat intraformationnel contenant des fragments arrondis

C-4 : idem

- D-1 : sparite grise à Rugosa (individus de 2 à 4 cm)
 D-2 : idem
 D-3 : sparite grise à Rugosa (individus de 1 à 1.5 cm)
 D-4 : idem
 D-5 : résidu de dissolution : Rugosa (individus de 1 à 1.5 cm) détachés à la surface d'un pavé karstique (photo 2.3b).

Les résultats d'analyses

Les analyses ont été effectuées par le laboratoire d'analyse de roches du département de géologie de l'université McMaster. Les résultats sont les suivants :

% du poids en :	CaO	MgO	PAF*	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
A-1	51.00	2.44	41.3	4.63	1.12	0.44
A-2	51.30	1.48	38.5	3.05	0.71	0.30
A-3	51.80	0.97	39.7	2.50	0.49	0.23
B-1	52.20	0.66	42.3	0.81	0.19	0.13
B-2	48.90	1.29	39.2	2.66	0.80	0.30
C-1	52.10	0.51	42.2	2.12	0.30	0.22
C-2	48.80	0.67	35.3	4.30	0.49	0.24
C-3	48.30	0.65	44.5	6.15	0.30	0.19
C-4	48.80	1.70	41.7	3.57	0.66	0.51
D-1	47.30	0.63	35.1	9.00	0.20	0.13
D-2	47.20	0.58	38.6	10.50	0.19	0.13

Poor Copy

% du poids en :	CaO	MgO	PAF*	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
D-3	43.90	0.71	34.0	17.80	0.25	0.15
D-4	43.40	3.03	34.5	22.70	0.25	0.16
D-5	3.78	0.10	5.6	78.20	2.51	1.31

* PAF : perte au feu.

La teneur approximative en carbonates

Afin de connaître la teneur des principaux éléments solubles de ces calcaires, les carbonates, nous avons tenté de calculer leur taux en CaCO₃ et MgCO₃. D'abord nous avons supposé que tout le CaO et le MgO provenait du CaCO₃ et du MgCO₃ et que le CO₂ nécessaire pour les compléter se retrouvait dans la perte au feu. En calculant ainsi on se rend compte que, pour huit des quatorze échantillons, même la totalité de la perte au feu n'est pas suffisante pour s'associer, en tant que CO₂, à tout le CaO et le MgO. Cela nous suggère qu'une petite partie de CaO pourrait provenir de feldspaths contenus dans le calcaire. Dans ce cas nous calculons des taux maximums de CaCO₃ en faisant comme si la perte au feu provenait uniquement du CO₂, en attribuant d'abord tout le CO₂ nécessaire au MgO, puis la quantité restante au CaO. Dans le cas opposé, nous calculons aussi des taux maximum en faisant comme si tout le

Poor Coy

CaO provenait du CaCO_3 . Les résultats sont les suivants:

(% du poids)	CaCO_3 max.	MgCO_3	total max.	PAF insuffisante*
A-1	87.87	5.10	92.97	X
A-2	83.89	3.09	86.98	X
A-3	87.87	2.03	89.90	X
B-1	93.18	1.38	94.56	
B-2	85.93	2.70	88.63	X
C-1	93.00	1.07	94.07	
C-2	78.61	1.40	80.01	X
C-3	86.20	1.36	87.56	
C-4	87.09	3.55	90.64	
D-1	78.25	1.32	79.57	X
D-2	84.24	1.21	85.45	
D-3	75.56	1.48	77.04	X
D-4	70.95	6.33	77.28	X
D-5	6.75	0.21	6.96	

*PAF insuffisante : un X dans cette colonne indique que

$$0.78 \text{ CaO} + 1.09 \text{ MgO} > \text{PAF}$$

Poor Copy